

28
113



FACULTAD DE INGENIERIA

ALGUNOS METODOS GEOFISICOS APLICADOS EN INGENIERIA CIVIL

T E S I S :
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
INGENIERO CIVIL
PRESENTA:
LUIS RENE LEON GONZALEZ



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

INDICE

CAPITULO	PAGINA
I INTRODUCCION	1
II PRINCIPIOS FISICOS EMPLEADOS EN LA PROSPECCION SISMICA.	4
II.1 Introducci3n	4
II.2 Principios de Elasticidad	4
II.3 Ondas El3sticas	8
II.4 Generaci3n de ondas s3smicas	11
II.5 Propagaci3n de ondas s3smicas	12
II.6 Fen3menos relacionados con la propagaci3n de ondas s3smicas.	16
II.7 Generalidades.	19
III METODO DE REFRACCION SISMICA	22
III.1 Generalidades.	22
III.2 Mecanismo de propagaci3n de las ondas refractadas.	22
III.3 Estudio de la gr3fica tiempo -distancia, para el caso de dos capas horizontales.	25
III.4 Interpretaci3n en el m3todo de refracci3n.	29
III.5 Gr3fica tiempo - distancia en el caso de un refractor inclinado.	31
III.6 Pr3ctica y aplicaciones del m3todo s3smico de refracci3n.	37
IV PRINCIPIOS BASICOS DE LOS METODOS GEOELECTRICOS	46
IV.1 Generalidades	46
IV.2 Propiedades el3ctricas de las rocas	46
IV.3 Efectos del agua de impregnaci3n de las rocas	50
V METODO ELECTRICO RESISTIVO EN CORRIENTE CONTINUA	54
V.1 Generalidades.	54
V.2 Consideraciones te3ricas	54

V.3	Arreglos electródicos	62
V.4	Sondeo eléctrico Vertical	70
V.5	Interpretación geológica.	77
V.6	Aplicaciones	78

VI	CONCLUSIONES	80
----	--------------	----

VII	EJEMPLO PRACTICO	85
VII.1	Antecedentes	85
VII.2	Objetivos	87
VII.3	Información Geológica	87
VII.4	Estudios realizados	90
VII.5	Descripción del proyecto Nacori Chico	91
VII.6	Interpretación geológica - geofísica	95
VII.7	Recomendaciones	97
VII.8	Métodos empleados	99

APENDICES

A	Formación y propagación de ondas elásticas a través de un medio y relación con las constantes elásticas del mismo	105
B	Transformación de Laplaciano de coordenadas rectangulares a esféricas.	118
C	Solución a la ecuación de Laplace (V.9)	122
D	Solución al límite de la ecuación (V.17)	123
	REFERENCIAS	124
	BIBLIOGRAFIA	125

CAPITULO II N T R O D U C C I O N

La presente investigación pretende ofrecer una visión amplia acerca de los métodos geofísicos más comunmente utilizados en la detección de estructuras geológicas no muy profundas y para evaluar algunas de las propiedades de los materiales y rocas que conforman el subsuelo.

Como antecedente se tiene que en geotécnia los métodos de investigación de laboratorio son muy importantes. No obstante, a medida que se desarrolló el conocimiento empírico sobre los suelos, también se fué haciendo evidente que los resultados de las pruebas de laboratorio podían dar conclusiones erróneas, a no ser que las muestras obtenidas en el campo fueran inalteradas, es decir, que las propiedades del suelo se mantuvieran en dicha muestra. Aunque en el laboratorio se trabaje en muy buenas condiciones de control, es evidente que una muestra del subsuelo no puede volver a ponerse en las mismas condiciones en que se encontraba al momento de ser extraída, ya que los procedimientos mecánicos utilizados para extraerla y transportarla, algún cambio producen en ella. Las técnicas geofísicas se aplican "in situ", sobre grandes volúmenes de materiales y sin alterar sus condiciones naturales. Por ello, estos métodos son de gran importancia, ya que los datos obtenidos directamente en el campo indirectamente permiten conocer caracte -

rísticas del terreno relacionadas con la estratificación y las propiedades elásticas de las rocas y materiales que lo componen.

Asimismo, éste trabajo tiene por objeto la exposición de las bases teóricas del método de refracción sísmica y del método de resistividad eléctrica, como ejemplos más comunes dentro de los sísmicos y geoelectrónicos respectivamente. Del mismo modo, se hará una explicación de lo esencial de cada técnica en sus formas más comunes de uso, y por último se expondrán algunos ejemplos de estudios en los que han intervenido dichas técnicas en la solución de problemas de Ingeniería Civil.

Simultáneamente se muestran las ventajas y las limitaciones que se tienen al aplicar éstas técnicas. Generalmente con el empleo coordinado de las dos, o de alguna otra, se obtienen buenos resultados, dado que cada una de ellas investiga propiedades diferentes de las rocas, lo cual ayuda a definir su naturaleza con mayor precisión.

Este trabajo de investigación está dividido de la siguiente forma:

La primera parte se refiere al método de refracción sísmica, esbozando los conceptos de la física en que tiene su fundamento, para posteriormente hacer una descripción de dicho método, su práctica y aplicaciones del mismo.

Análogamente, en la segunda parte se delinearán

los principios de la física en que se basa el método resistivo eléctrico, en su modalidad de sondeo eléctrico vertical (SEV) describiendo sus conceptos esenciales y haciendo también referencia a su práctica y aplicaciones.

Por último, a manera de resumen de los dos métodos descritos, se exponen las conclusiones que han resultado de éste trabajo.

CAPITULO II

PRINCIPIOS FISICOS EMPLEADOS EN LA PROSPECCION SISMICA

II.1 INTRODUCCION.

El método geofísico de prospección sísmica suministra información acerca de las diferencias o contrastes que existen entre las rocas y materiales que conforman el subsuelo. Para comprender su funcionamiento es necesario tener un conocimiento elemental de los principios de la elasticidad y de la propagación de las ondas elásticas (sísmicas). Por medio de la prospección sísmica se detectan las velocidades de propagación de dichas ondas, y el comportamiento que éstas tienen en discontinuidades de la corteza terrestre conocidas como estratificaciones. En base a las velocidades internas de las ondas sísmicas, pueden definirse las propiedades elásticas de las rocas o materiales componentes del subsuelo. En consecuencia, se estudiarán los principios fundamentales de la elasticidad y de la propagación de ondas sísmicas.

II.2 Principios de Elasticidad.

Cualquier material sometido a un esfuerzo experimenta algún tipo de deformación. La elasticidad es la medida de aquella parte de la deformación que desaparece al suprimir el esfuerzo. Para deformaciones muy pequeñas, éstas pueden considerarse proporcionales al esfuerzo, según la ley de Hooke, y las constantes del material pueden definir-

se mediante módulos elásticos.

II.2.1 Módulo de Young.

Existe un factor de proporcionalidad que correlaciona esfuerzos y deformaciones. A éste factor suele llamársele módulo de elasticidad ó módulo de Young, y queda representado de la siguiente manera:

$$\text{módulo de Young} = \frac{\text{esfuerzo}}{\text{deformación}}$$

Si se supone que sobre un cuerpo actúa una fuerza "F" con dirección paralela al eje del mismo, sobre un área "A" se verificará un cambio en la longitud de dicho cuerpo. Lo anterior se puede expresar por medio del módulo de Young (E):

$$E = \frac{\text{fuerza por unidad de área}}{\text{deformación unitaria longitudinal}} = \frac{F/A}{\Delta L/L}$$

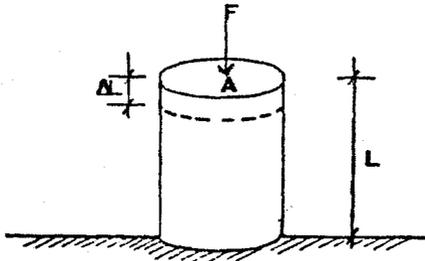


fig. 1

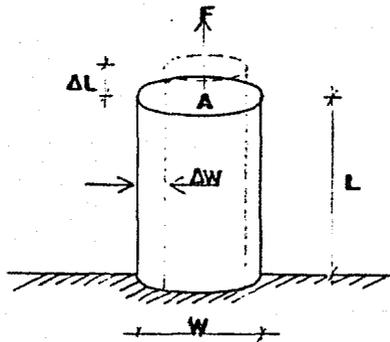
II.2.2 Coeficiente de Poisson.

En el inciso anterior se mencionó el caso de un cuerpo sobre el cual actuaba una fuerza paralela a su eje, y se dijo que ésta producía un cambio en la longitud del

mismo, pero además de éste cambio se registra otro en el sentido transversal (deformación transversal unitaria), y es precisamente el coeficiente de Poisson el que relaciona los dos tipos de deformación unitaria, ésto es:

$$\mu = \frac{\text{deformación transversal unitaria}}{\text{deformación longitudinal unitaria}}$$

o sea:



$$\mu = \frac{\Delta W / W}{\Delta L / L}$$

fig. 2

En pruebas de laboratorio realizadas sobre sólidos comunes se ha comprobado que el rango de valores del coeficiente de Poisson está comprendido entre 0.05 y 0.5; es decir:

$$0.05 \leq \mu \leq 0.5$$

II.2.3 Módulo de compresibilidad.

Este módulo relaciona la presión y el cambio unitario de volúmen. Si un cuerpo se somete a un esfuerzo uniforme de compresión en todo su contorno, experimentará una

disminución de volúmen, como se muestra a continuación:

$$K = \frac{\text{Incremento de presión}}{\text{Cambio unitario de volumen}} = - \frac{\Delta P}{\Delta V/V}$$

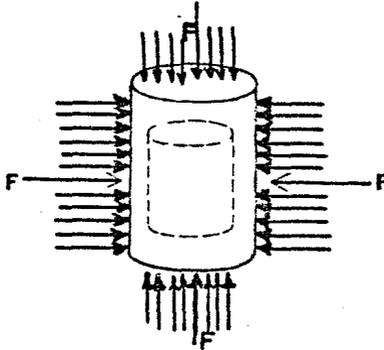


fig. 3

II.2.4 Módulo de Rigidez o de Cizalladura.

Es la relación entre el esfuerzo transversal unitario y el desplazamiento relativo de los planos de deslizamiento:

$$G = \frac{\text{esfuerzo unitario}}{\text{Incremento arc tan } \phi} = \frac{F/A}{\Delta \phi} = \frac{F/A}{\Delta X/Y}$$

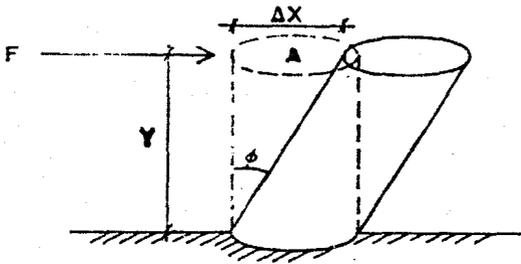


fig. 4

Los módulos de Young, de compresibilidad y de rigidez tienen dimensiones de fuerza por unidad de superficie ($F L^{-2}$). El coeficiente de Poisson es adimensional.

II.3 Ondas Elásticas.

Muchos materiales del subsuelo se comportan de manera aproximadamente elástica ante la acción de una fuerza instantánea aplicada en ellos. Este comportamiento se traduce en la aparición de vibraciones que se propagan a través de los mismos como ondas sísmicas, cuyo frente se desplaza radialmente a partir del punto de aplicación de la fuerza. En éste proceso se generan cuatro tipos básicos de ondas:

1. Ondas longitudinales
2. Ondas transversales
3. Ondas Rayleigh
4. Ondas love

Estas ondas se clasifican en internas y superficiales, perteneciendo al primer grupo las longitudinales y las transversales, y al segundo las Rayleigh y love.

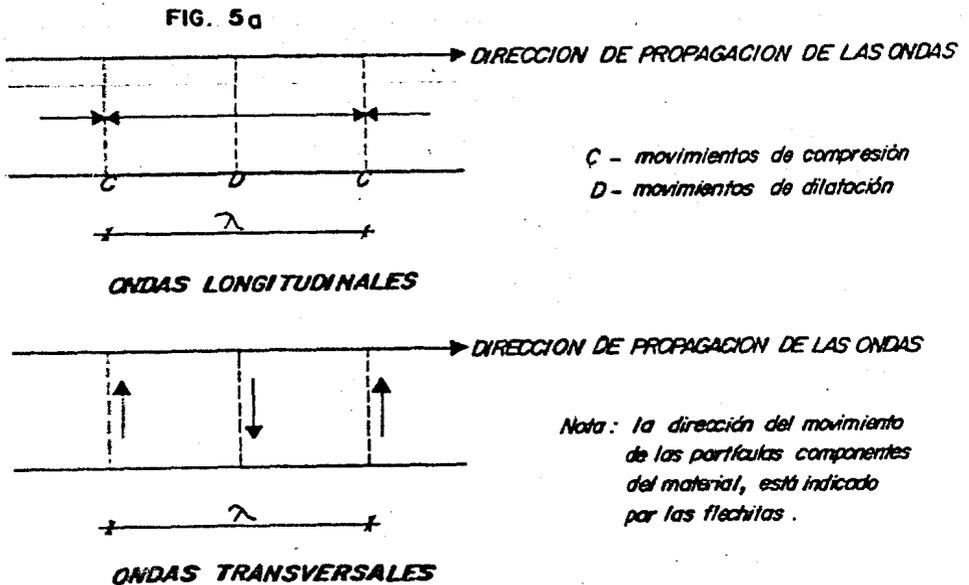
II.3.1 Ondas internas.

Las ondas internas son aquellas que viajan a través del interior de un medio elástico.

En las ondas longitudinales el movimiento de vibración de las partículas componentes del material se produce en la misma dirección de propagación, o formando un ángulo de 180° con ella, como se muestra en la figura 50, llamándose por ésta razón ondas de compresión y dilatación, o bien ondas primarias, u ondas "P". Estas son las ondas que más se utilizan en la prospección sísmica por refracción.

Por otro lado, el movimiento de vibración de las partículas en las ondas transversales, como su nombre lo indica, es normal a la dirección de propagación, llamándose por ésta razón ondas de cizallamiento, ondas segundas, u ondas "S".

La velocidad de propagación de las ondas internas depende principalmente de la densidad del material a través del cual viajan. Asimismo, el movimiento de las partículas componentes del material, a que da lugar el paso de las ondas, depende de que tipo sean éstas y de los módulos elásticos de los materiales.



I.3.2 Ondas superficiales.

Las ondas superficiales son aquellas que existen únicamente en la superficie libre de un medio elástico. Además de las mencionadas en el inciso anterior, se conocen las siguientes:

1. Ondas Hidrodinámicas ó ondas H
2. Ondas C (acopladas)

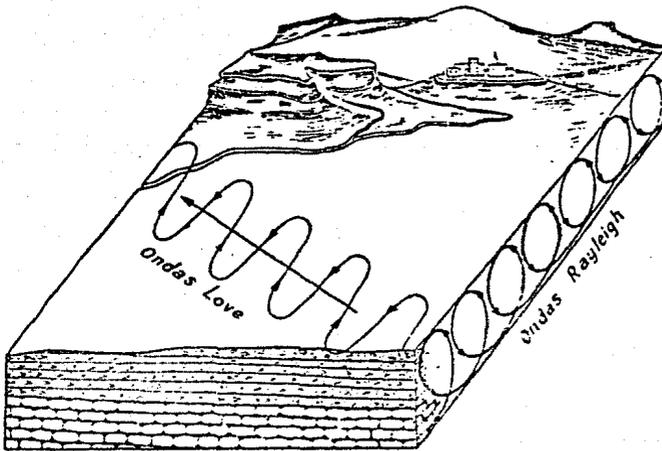


fig. 5b

Sobre éstas ondas es poco lo que se puede decir, ya que para el propósito de éste trabajo interesan más las ondas internas y en especial las ondas longitudinales. Por lo anterior, sólo habrán de mencionarse.

II.4 Generación de ondas sísmicas.

Las ondas sísmicas se generan ordinariamente mediante la detonación de una carga explosiva enterrada en el suelo. Se utilizan materiales químicos cuyas explosiones tienen gran velocidad de propagación, tales como las dinamitas gommas. Las detonaciones pueden ocurrir en un tiempo de micro a milisegundos, dependiendo de la naturaleza, cantidad de explosivos y material que rodea el pozo de explosión.

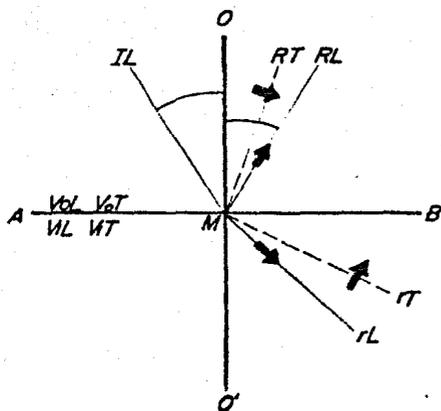
La carga explosiva se sitúa en el fondo de un sondeo perforado a poca profundidad. El objeto de situar la carga por debajo del estrato superficial, llamado también estrato de baja velocidad, es con el fin de que la energía liberada se propague en mejores condiciones desde la capa consolidada situada debajo de dicho estrato.

El método vibroseis es un método de generación de ondas sísmicas en el que la energía se produce mediante un vibrador aplicado a la superficie del suelo.

Otra técnica es aquella que genera ondas mediante el impacto producido por un bloque de acero de 3 toneladas de peso, dejándolo caer desde una altura de 2 a 3 metros.

II.5 Propagación de ondas sísmicas.

Los mecanismos de transmisión de ondas sísmicas se rigen por medio de las leyes de la Optica, pero con la diferencia que los fenómenos de reflexión y refracción son más complejos en Sismología, ya que las ondas sísmicas al llegar al contacto entre dos medios con velocidades distintas dan siempre lugar a cuatro ondas (longitudinales y transversales refractadas, y longitudinales y transversales reflejadas), como se muestra en la figura 6. Salvo ésta diferencia, la refracción de los rayos sísmicos sigue las leyes de la optica.



- IL* - rayo incidente longitudinal
- RL* - rayo reflejado longitudinal
- RT* - rayo reflejado transversal
- rL* - rayo refractado longitudinal
- rT* - rayo refractado transversal

FIG. 6

II.5.1 Leyes de reflexión y refracción.

En la figura 6 se supone un rayo incidente IL que se propaga de un medio O a otro I , al llegar al contacto AB de los dos medios da lugar a los cuatro rayos de la figura. La distribución de la energía inicial entre las ondas resultantes está determinada por el ángulo con el que la onda llegue al contacto y por el contraste entre las propiedades elásticas de los dos medios. Según las leyes de la refracción y reflexión, debe verificarse que el rayo incidente, la normal y los rayos reflejados y refractados están en un mismo plano. También se verificará que el ángulo de incidencia $ILMO$, debe ser igual al ángulo de reflexión $RLMO$.

Hay un caso especial que es importante, y sucede cuando el ángulo de refracción es igual a 90° ; el rayo refractado experimenta la refracción total, propagándose por el contacto de los dos medios. De acuerdo con el principio de Huygens, cada uno de los puntos alcanzados por el frente de ondas es una nueva fuente de ondas. Entonces cada uno de los puntos del contacto generará frentes de onda que alcanzarán la superficie, siendo detectados con instrumentos adecuados, tal como se indica en la figura 7.

En ella se observa que el ángulo crítico i_c es aquella inclinación del rayo incidente que provoca la refracción total, siendo ésto de mucha importancia, ya que en sí misma de refracción se estudian precisamente los rayos que experimentan la refracción total, por ser éstos los que pro

porcionan los tiempos de recorrido mínimo.

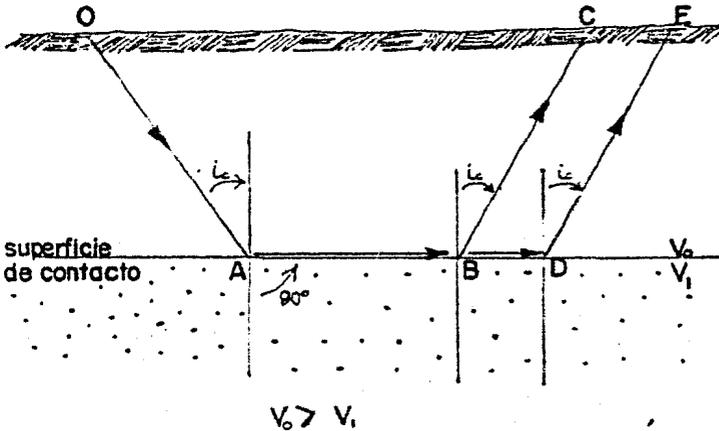


fig. 7

II.5.2 Principio de Huygens.

En un medio homogéneo las ondas emanan de un punto de origen, en forma de esferas que se expansionan. El principio de Huygens dice que "cada punto de un frente de onda es origen de una nueva onda que también se propaga en forma de esfera". (Ref. 1)

II.5.3 Principio de Fermat.

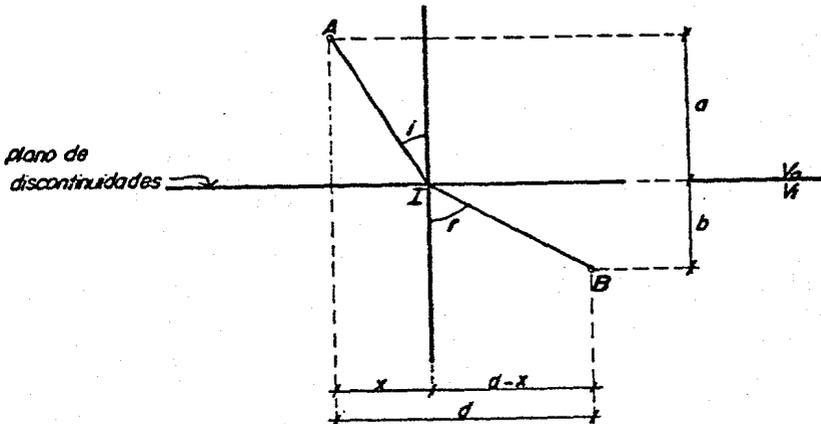
Este principio indica que dado un rayo real, éste sigue de un punto a otro aquel camino que produce el tiempo mínimo en su recorrido. (Ref. 2)

II.5.4 Ley de Snell.

Partiendo del principio de Fermat se puede deducir la ley de Snell, auxiliándose de la figura⁸ como se muestra

a continuación:

FIG. 8



La expresión del recorrido en el tiempo mínimo será:

$$t = \frac{AI}{V_0} + \frac{IB}{V_1} = \frac{(x^2 + a^2)^{1/2}}{V_0} + \frac{((d-x)^2 + b^2)^{1/2}}{V_1}$$

Si ésta expresión se deriva respecto a la variable "x" y se iguala a cero, se tiene:

$$\frac{dt}{dx} = 0 = \frac{1/2(x^2 + a^2)^{-1/2} (2x)}{V_0} + \frac{1/2((d-x)^2 + b^2)^{-1/2} 2(d-x)(-1)}{V_1}$$

Observando la figura⁸, de la anterior expresión se deduce que el numerador del primer término es idéntico al seno de \hat{i} , esto es:

$$\text{sen } \hat{i} = \frac{x}{(x^2 + a^2)^{1/2}}$$

Así, el numerador del segundo término es idéntico al seno de \hat{r} :

$$\text{sen } \hat{r} = \frac{(d-x)}{((d-x)^2 + b^2)^{1/2}}$$

Por lo tanto se tiene que:

$$\frac{\text{sen } \hat{i}}{V_0} = \frac{\text{sen } \hat{r}}{V_1}$$

Finalmente se obtiene la ley de Snell en la forma siguiente:

$$\frac{\text{sen } \hat{i}}{\text{sen } \hat{r}} = \frac{V_0}{V_1}$$

II.6 Fenómenos relacionados con la propagación de ondas sísmicas.

Además de los fenómenos de reflexión y refracción, existen otros en óptica que también se asocian a la sismología, y que son los que se describen a continuación:

II.6.1 Difracción.

Cuando en el trayecto de una onda ésta se encuentra con un obstáculo, parte de la misma se propaga en la misma dirección y una parte cambia de dirección. Dicho en otra forma: cuando las ondas sísmicas chocan con los bordes o la punta de una superficie reflectante o refractante, ésta esquina servirá por sí misma como punto origen de las ondas

irradiadas hacia la superficie, como se indica en la figura 9. En sismica la dispersión ocurre principalmente en los ángulos de las fallas y en los puntos donde los estratos cambian bruscamente de pendiente.

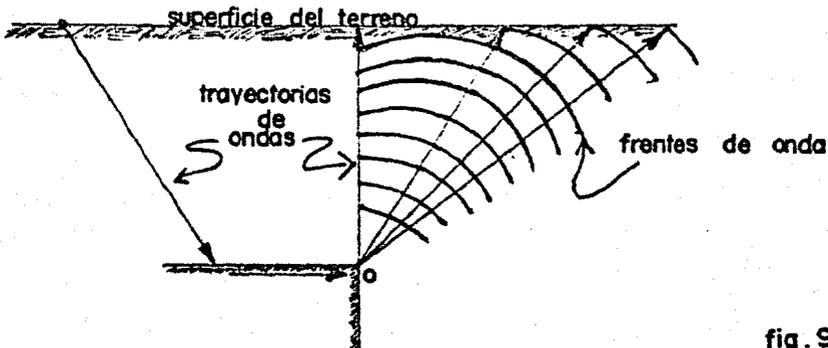


fig. 9

II.6.2 Dispersión.

Cuando existen variaciones en la velocidad de una onda, debidas al cambio de frecuencia, se tiene el fenómeno de la dispersión. En base a lo anterior, se puede afirmar que un medio en el cual la velocidad de las ondas dependa de la frecuencia, es un medio dispersivo.

En un medio elástico homogéneo no hay dispersión. Sin embargo, en un medio imperfectamente elástico como lo es la tierra sí existe éste fenómeno; esto es un hecho comprobado en Sismología para el caso de las ondas longitudinales y transversales. A pesar de esto, en la actualidad no hay evidencia de que exista dispersión apreciable en prospección sísmica, excepto en las inmediaciones de la explosión, en donde la deformación no es lineal, pero en general no

afecta los registros en forma considerable.

II.6.3 pequeñas dispersiones. (Scattering).

A la formación de pequeñas ondas que propagan la energía en todas direcciones se le denomina Scattering. Este fenómeno se presenta cuando un frente de ondas choca con partículas libres u objetos pequeños, comparados con su longitud de onda. Parte de lo que se considera ruido en su sismograma, es debido a éste fenómeno.

II.6.4 Amortiguamiento se debe tanto a la pérdida de amplitud ocasionada por la propagación de la onda, en donde intervienen los fenómenos antes mencionados, como por la absorción de energía al deformarse los cuerpos. En el primer caso, al propagarse una onda esférica a partir de su origen, la energía se distribuye sobre un área que aumenta con el cuadrado del radio de la esfera, y por lo tanto la energía por unidad de superficie varía en razón inversa al cuadrado de la distancia al origen. Además de la pérdida en amplitud que se debe a la propagación de la onda, hay también cierta pérdida por absorción, debida a la disipación en forma de calor, por efecto del frontamiento de la deformación elástica, pérdida que está en relación exponencial con la distancia. El amortiguamiento total por ambas causas se expresa con la fórmula:

$$I = I_0 \frac{e^{-qr}}{r} \quad (\text{Ref.3})$$

en donde I es la amplitud a la distancia r del origen, I_0 es la amplitud inicial, y q es una constante que depende del material.

A base del análisis ondulatorio se ha llegado a la conclusión de que el amortiguamiento es proporcional al cuadrado de la frecuencia (Ref. 3). De aquí la explicación de las frecuencias altas queden reducidas al aumentar la distancia a la fuente, en tanto que las bajas frecuencias se conservan.

II.7 Generalidades.

II.7.1 Frente de Ondas.

Se llama frente de ondas al lugar geométrico de cualquier punto alcanzado por la onda sísmica en un momento dado. Para un medio homogéneo se produce un frente de ondas esférico y si éste avanza en un medio en el cual existan diferencias de elasticidad, se irá deformando en función de esas diferencias.

En la figura 10 se supone el tipo más sencillo de propagación de ondas en un medio elástico homogéneo e infinito, consistente en una serie de compresiones y rarefacciones alternadas como se indica a continuación:

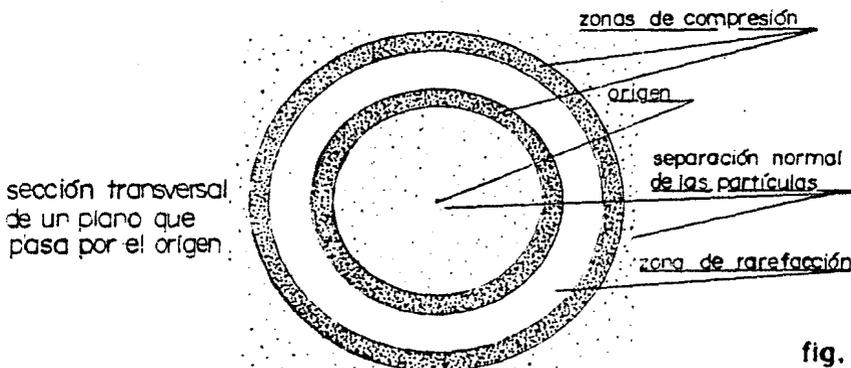


fig. 10

En la gráfica se observa que el frente de ondas es de geometría esférica. La longitud de onda representada en la figura es la distancia entre una esfera de máxima ra refacción o compresión y la siguiente esfera de la misma clase. Si el radio es muy grande en comparación con la longitud de onda, el frente de onda se convierte en líneas rectas paralelas y entonces se considera la onda como plana.

II.7.2 Rayos sísmicos.

Se llaman rayos sísmicos a las líneas normales a los frentes de onda sucesivos. En otras palabras, un rayo sís mico representa la trayectoria seguida por un punto dado del frente de onda a lo largo de su curso. Aunque físicamente no tienen significado, en muchos casos resulta más cómodo y conveniente representar los frentes de onda de és ta manera.

II.7.3 Velocidades de propagación en las rocas.

En ésta sección se reproducirá una lista (surgida en forma empírica) de velocidades de propagación de las ondas longitudinales en algunas rocas, con el objeto de observar que las rocas ígneas tienen en general velocidades de pro pagación mayores que las que se observan en las rocas sed mentarias según se indica en la tabla a continuación:

	m/seg
Capa Meteorizada-----	300 a 900
Aluviones Modernos-----	350 a 1500
Arcillas-----	1000 a 2000
Margas-----	1800 a 3200
Areniscas-----	1400 a 4500
Conglomerados-----	2500 a 5000
Calizas-----	4000 a 6000
Dolomias-----	5000 a 6000
Sal-----	4500 a 6500
Yeso-----	3000 a 4000
Anhidrita-----	3000 a 6000
Gneises-----	3100 a 5400
Cuarcita-----	5100 a 6100
Granitos-----	4000 a 6000
Gabros-----	6700 a 7300
Dunitas-----	7900 a 8400
Diabasas-----	5800 a 7100

TABLA No. 1 (Ref. 4)

En general, para un mismo tipo de roca las velocidades aumentan con la edad geológica y para rocas del mismo tipo y edad aumentan con la profundidad.

CAPITULO III

METODO DE REFRACCION SISMICA

III.1 Generalidades.

El método de refracción consiste en generar ondas cerca de la superficie y registrar las que experimentan la refracción total, ya que estas efectúan su recorrido en tiempo mínimo, y por tanto son las que se registran como primeras llegadas. Este método tiene la ventaja de que cuando no se dispone de datos relativos a la geología del subsuelo, la identificación de materiales rocosos se hace posible con los datos suministrados por éste, tales como los tiempo de llegadas, haciendo posible el cálculo de velocidades sísmicas en las diversas formaciones, así como su geometría.

III.2 Mecanismo de propagación de las ondas refractadas.

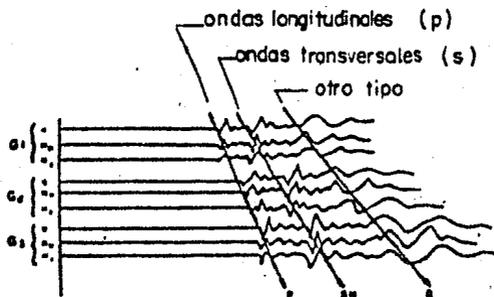
Se considera el caso hipotético de un subsuelo formado por dos medios homogéneos, cada uno con propiedades elásticas uniformes pero distintas, separado el inferior del superior por una superficie de contacto a la profundidad Z .

La velocidad de las ondas sísmicas en la capa superior es V_0 y en la inferior V_1 , siendo $V_1 > V_0$ una condición necesaria, ya que en caso contrario la presencia de una capa subyacente de menor velocidad conducirá a un error en

el cálculo de profundidades de todas las superficies de separación situadas por debajo de ésta, dado que su espesor no será tomado en cuenta para los cálculos.

A partir de una fuente que se sitúa en un punto S, se libera energía originando ondas sísmicas, cuyos frentes se alejan de la fuente en dirección radial. En la superficie del terreno se colocan aparatos receptores llamados geófonos, capaces de detectar los movimientos producidos por las ondas sísmicas, tal como se muestra en la figura III.3.

De todos los tipos de ondas generadas, las de mayor velocidad son las longitudinales, y por tanto las que se registran como primeras llegadas en los geófonos. Las ondas transversales también son importantes, y tienen comportamiento similar al de las ondas P, únicamente que en el sismograma es más difícil detectarlas. Cuando es necesario resaltar en un sismograma la llegada de las ondas transversales, es necesario utilizar fuentes de energía controlada, o utilizar geófonos que registran componentes de ondas en tres direcciones, cuando ordinariamente estos aparatos solo detectan la componente vertical.



SISMOGRAMA QUE INDICA LA FORMA DE DETECTAR LOS PRIMEROS ARRIBOS.

Las ondas longitudinales pueden llegar a los detectores directamente desde el punto de disparo S, a través de la capa superior con velocidad V_0 (onda directa).

Debido a que las ondas se propagan en todas direcciones, habrá algunas cuyo frente se desplazará desde la fuente S hasta un punto A situado en la superficie de contacto, refractándose en la segunda capa con velocidad V_1 , según se observa en la figura III.3.

De acuerdo con el principio de Huygens, cada punto en la mencionada superficie se comporta como un nuevo frente de ondas los cuales se propagarán por la capa superior con velocidad V_0 . En concordancia con la ley de Snell, según se vió en un apartado anterior, los rayos incidentes SA y emergentes BG, (figura III.3) forman el mismo ángulo con la normal a la superficie de separación. Los ángulos de incidencia y refracción en el punto A están relacionados con la siguiente expresión:

$$\frac{\text{sen } \hat{i}_0}{\text{sen } \hat{i}_1} = \frac{V_0}{V_1}$$

Cuando el ángulo refractado \hat{i}_1 es igual a 90° el rayo incidente experimenta una refracción total, propagándose por la superficie de separación de ambas capas con velocidad V_1 . Para que esto se produzca, el ángulo incidente tiene un valor crítico que se cumple la siguientes relación:

$$\frac{\text{sen } \hat{i}_c}{\text{sen } 90^\circ} = \frac{V_0}{V_1} \quad \text{de donde:} \quad \text{sen } \hat{i}_c = \frac{V_0}{V_1}$$

A partir de una cierta distancia del punto de disparo los rayos refractados con el ángulo crítico alcanzan los geófonos antes que la onda directa, ya que aunque los primeros recorren mas distancia, una velocidad del camino la hacen con velocidad V_1 mayor que V_0 .

En la gráfica de la figura III.2, la distancia a la que se produce simultáneamente la llegada de las ondas directas y refractadas se denomina distancia crítica X_c .

Por tanto, en cualquier punto de la superficie situado a una distancia del punto S menor que la crítica, llegará primero la onda directa. A los situados a una distancia mayor que la crítica, llegará antes las ondas refractadas.

Lo anterior expuesto se explica en forma mas objetiva con el diagrama tiempo - distancia que se presenta en la figura III.2. Sobre el eje de las abscisas se llevan las distancias desde el punto de disparo a cada geófono, y sobre el de ordenadas los tiempos de primeras llegadas. En la figura III.4 se muestra un sismograma para ilustrar gráficamente como se determinan los tiempos de primeras llegadas.

III.3 Estudio de la gráfica tiempo-distancia, para el caso de dos capas horizontales.

A continuación se presenta el caso más sencillo del método de refracción sísmica, siendo este el de dos medios

homogéneos con velocidades constantes V_0 y V_1 respectivamente, separados por un plano horizontal (discontinuidad), a la profundidad Z .

En la figura III.3 se observa que la onda directa se propaga desde el punto de explosión S hasta los detectores situados en la superficie del suelo, a una velocidad V_0 tal que se cumple la relación $T = x/V_0$, y que está representada en la gráfica tiempo-distancia de la figura III.2, por una recta que pasa por el origen y tiene una pendiente $1/V_0$.

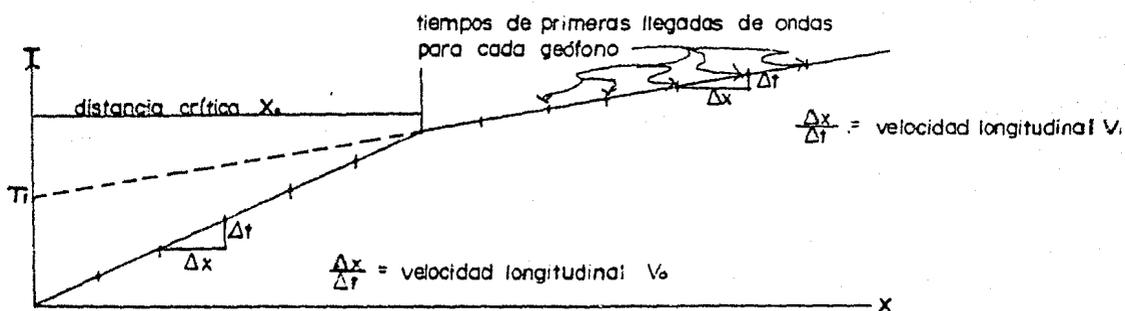


fig.(III.2)

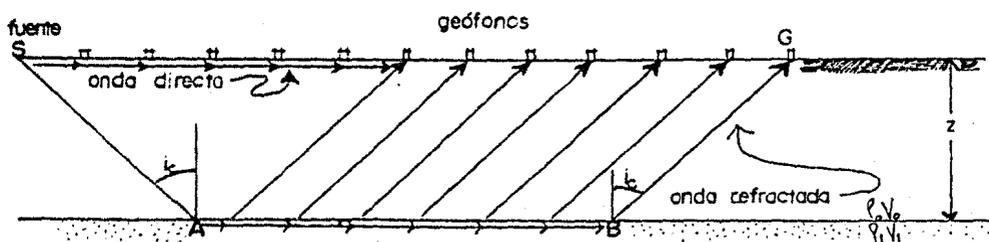


fig. (III.3)

La onda refractada en la superficie de separación a la profundidad Z , sigue una trayectoria formada por los tres recorridos SA, AB, BG. Dicha onda llega a la discontinuidad con un ángulo crítico y la abandona en la misma forma. Por lo tanto se tiene:

$$\text{sen } \hat{i}_c = v_o / v_i \quad (1)$$

usando las identidades trigonométricas

$$\cos \hat{i}_c = (1 - \text{sen}^2 \hat{i}_c)^{1/2} \quad (2)$$

$$\tan \hat{i}_c = \frac{\text{sen } \hat{i}_c}{\cos \hat{i}_c} \quad (3)$$

sustituyendo 1 en 2

$$\cos \hat{i}_c = \left(1 - \frac{v_o^2}{v_i^2}\right)^{1/2} = \frac{1}{v_i} (v_i^2 - v_o^2)^{1/2} \quad (4)$$

El tiempo total de recorrido a lo largo de la trayectoria de refracción SABG es:

$$T = T_{SA} + T_{AB} + T_{BG}$$

Observando la gráfica de la trayectoria de los rayos de tiempo mínimo (fig. III.3), la ecuación puede escribirse como sigue:

$$T = \frac{1}{v_o} \left(\frac{z}{\cos \hat{i}_c}\right) + \frac{1}{v_i} (x - 2z \tan \hat{i}_c) + \frac{1}{v_o} \left(\frac{z}{\cos \hat{i}_c}\right) \quad (5)$$

reagrupando términos

$$T = \frac{x}{v_i} + \frac{2z}{v_o \cos \hat{i}_c} - \frac{2z \tan \hat{i}_c}{v_i} \quad (6)$$

sustituyendo 3 en 6

$$T = \frac{x}{v_1} + \frac{2z}{v_o \cos \hat{i}_c} - \frac{2z \frac{\widehat{\text{sen}} \hat{i}_c}{\cos \hat{i}_c}}{v_1}$$

despejando v_1 en la ecuación y sustituyendo en la anterior:

$$T = \frac{x}{v_1} + \frac{2z}{v_o \cos \hat{i}_c} - \frac{2z \left(\frac{\widehat{\text{sen}} \hat{i}_c}{\cos \hat{i}_c} \right)}{\frac{v_o}{\widehat{\text{sen}} \hat{i}_c}}$$

reagrupando términos y factorizando:

$$T = \frac{x}{v_1} + \frac{2z}{v_o \cos \hat{i}_c} (1 - \widehat{\text{sen}}^2 \hat{i}_c) \quad (7)$$

también se puede escribir de la siguiente manera:

$$T = \frac{x}{v_1} + \frac{2z}{v_o \cos \hat{i}_c} (\cos^2 \hat{i}_c) = \frac{x}{v_1} + \frac{2z \cos \hat{i}_c}{v_o} \quad (8)$$

sustituyendo 4 en 8 y reagrupando términos:

$$T = \frac{x}{v_1} + \frac{2z (v_1^2 - v_o^2)^{1/2}}{v_o v_1} \quad (9)$$

En la gráfica de tiempo T - distancia x la expresión 9 es la ecuación de una recta con pendiente $1/v_1$ y que corta al eje T ($x=0$) en el momento T_i

$$T_i = 2z \frac{(v_1^2 - v_o^2)^{1/2}}{v_o v_1} \quad (10)$$

donde T_i es denominado tiempo de interceptación.

La ecuación 10 puede resolverse en función de T_i y de las velocidades V_0 y V_1 para obtener la profundidad Z :

$$Z = \frac{T_i}{2} \frac{v_0 v_1}{(v_1^2 - v_0^2)^{1/2}}$$

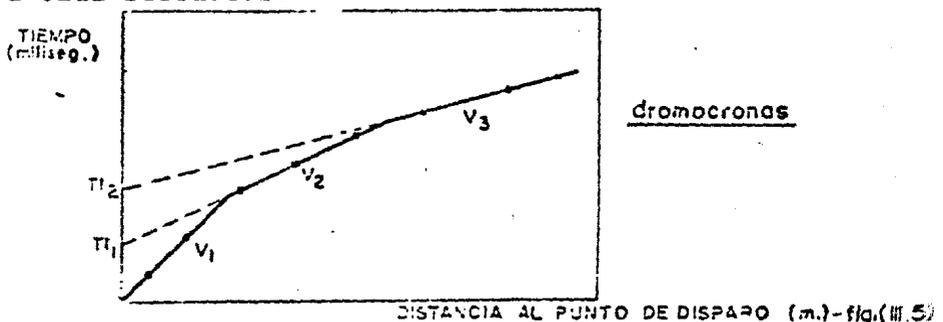
T_i puede obtenerse gráficamente, como se indica en la figura III.2.

III.4 Interpretación en el método de refracción.

La interpretación de los datos proporcionados por un sismograma (resultado de la ejecución de una línea sísmica, empleando el método de refracción), está regida principalmente por tres principios, de los cuales ya se mencionó uno de ellos (ley de Snell), siendo los dos restantes los que se mencionarán a continuación.

III.4.1 Principio de Reciprocidad.

Este principio es una consecuencia del principio de Fermat o del recorrido de tiempo mínimo, ya que aquel principio establece que el tiempo de propagación de la onda sísmica de un punto A a otro B, es el mismo que el de B a A. Este principio es de gran utilidad, ya que por medio de él se puede determinar el dromocrona (figura III.5) que corresponde a cada refractor.



III.4.2 Ley de las velocidades aparentes.

Esta ley establece que la velocidad con que aparenta transmitirse una onda en un cierto punto de la superficie del terreno es igual al cociente entre la velocidad superficial y el seno del ángulo de emergencia, ambos tomados en ese punto. Para ilustrar gráficamente se muestra la figura III.6

Esta es la representación gráfica de un corte vertical del terreno y un frente de ondas, indicado por S_1L , que llega a la superficie en el punto S_1 ; asimismo se consideran dos rayos muy próximos entre sí, llegando a dos geófonos S_1 y S_2 , separados por una distancia Δx .

De la gráfica tiempo T - distancia x mostrada en la figura III.6, se observa que los tiempos de arribo a los sismodetectores, se han supuesto iguales a S_1A y S_2B , de tal manera que la velocidad con que aparenta transmitirse la onda a S_1 y S_2 , estará dada por:

$$W = \frac{\Delta x}{\Delta T}$$

Lo que sucede realmente, es que el frente de ondas se desplaza de L a S_2 en el tiempo ΔT (fig. III.6), con la velocidad del primer medio, es decir con V_0 , obteniéndose del corte representado en la figura y la gráfica tiempo-distancia:

$$V_0 = \frac{\Delta s}{\Delta T} \quad ; \quad \text{pero como } \Delta s = \Delta x \text{ sen } \varphi_0, \text{ se tiene que :}$$

$$W = \frac{\Delta x}{\Delta T} = \frac{\Delta s}{\Delta T \text{ sen } \varphi_0} \quad ; \quad \text{finalmente :}$$

$$W = \frac{V_0}{\text{sen } \varphi_0} = \text{velocidad aparente .}$$

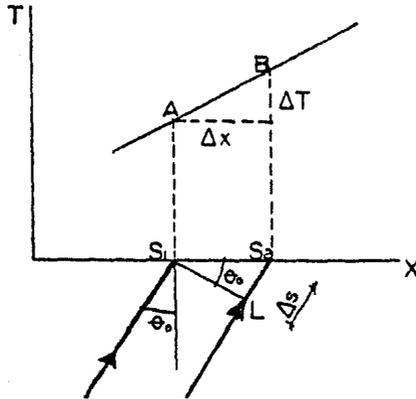


fig. III.6

III.5 Gráfica tiempo-distancia en el caso de un refractor inclinado.

En este caso las velocidades de propagación que se obtienen cuando se registra la superficie inclinada de contacto, tanto en sentido ascendente como descendente, son distintas y siempre mayor y menor respectivamente, que la velocidad real del contacto.

Para demostrar lo anterior, se consideran dos medios de velocidades V_0 y V_1 , separadas por un contacto inclinado, como se observa en la figura III.8 misma que muestra la gráfica tiempo-distancia correspondiente.

Para determinar la situación del contacto, se requerirán dos puntos del mismo, es decir que dicha necesidad se satisface conociendo las coordenadas de dichos puntos, lo que implica el conocimiento de cuatro incógnitas. Solo que si se hace el disparo siguiendo la trayectoria ascendente, o sea disparando en F y registrando en G, únicamente se tendrán dos datos que son: la velocidad aparente de subida V_s y el tiempo total T_{FABG} y si además se dispara en G y se registra en F, el único dato extra proporcionado con este disparo será el de la velocidad aparente de bajada V_b , ya que por el principio de reciprocidad $T_{FABG} = T_{GBAF}$. Por consiguiente, dicho problema tendrá infinitas soluciones, ya que con tres datos no puede determinarse una solución única. Por lo tanto, debe recurrirse a un artificio que consiste en considerar que la velocidad y la pendiente del refractor son constantes, por lo que el problema anterior puede resolverse de la siguiente manera:

Con las anotaciones de la figura III.8 se obtiene el tiempo de recorrido del punto F al punto G, como sigue:

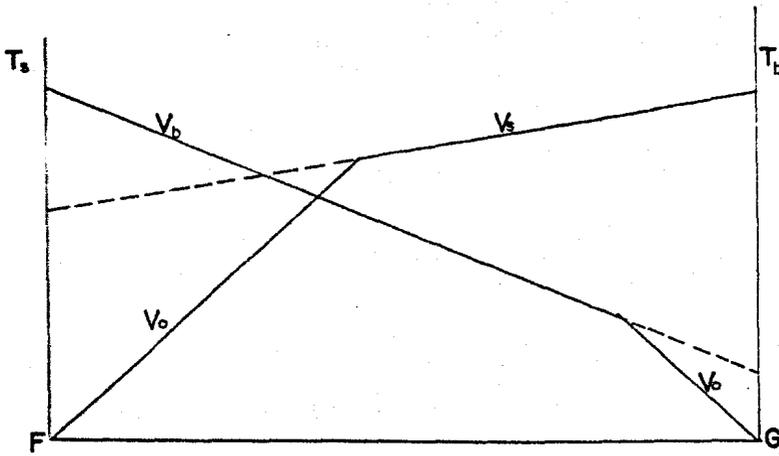
$$T_{FG} = \frac{\overline{FA}}{V_o} + \frac{\overline{AB}}{V_i} + \frac{\overline{BG}}{V_o} \quad ; \quad \text{donde} \quad \overline{FA} = \frac{Z_1}{\text{COS } i_c}$$

$$\overline{BG} = \frac{Z_2}{\text{COS } i_c} = \frac{Z_1 - \overline{FG} \text{ SEN } \alpha}{\text{COS } i_c}$$

$$\overline{AB} = \overline{F'G'} - \overline{F'A} - \overline{BG'} = \overline{FG} \text{ COS } \alpha - \overline{FA} \text{ SEN } i_c - \overline{BG} \text{ SEN } i_c$$

en donde

$$\text{SEN } i_c = \frac{V_o}{V_i} \quad ; \quad V_i = \frac{V_o}{\text{SEN } i_c}$$



x
fig. III.7

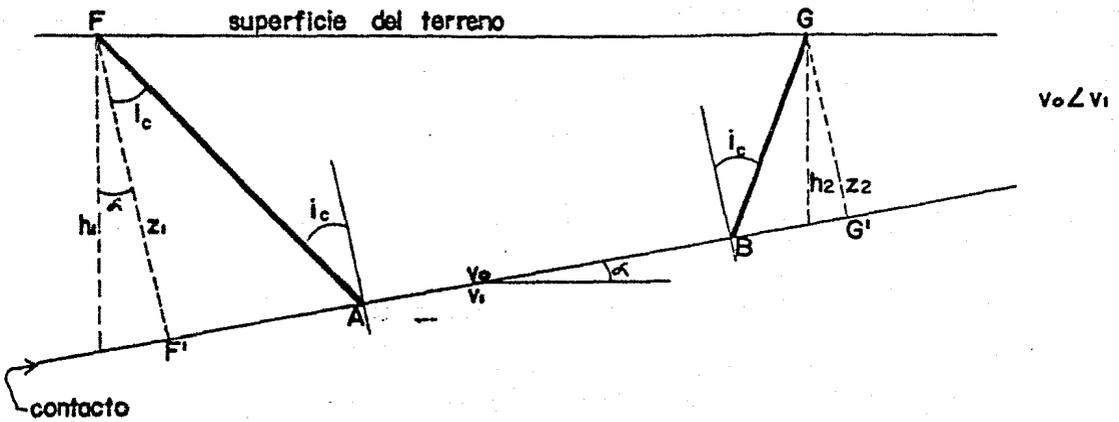


fig. III.8

por lo que:

$$\begin{aligned}
 T_{FG} &= \frac{\overline{FA}}{V_0} + \left(\frac{\overline{FG} \cos \hat{\alpha} - \overline{FA} \operatorname{sen} \hat{\alpha} - \overline{FG} \operatorname{sen} \hat{\alpha}}{V_0} \right) \operatorname{sen} \hat{\alpha}_c + \frac{\overline{BG}}{V_0} \\
 &= \frac{\overline{FA}}{V_0} (1 - \operatorname{sen}^2 \hat{\alpha}_c) + \frac{\overline{BG}}{V_0} (1 - \operatorname{sen}^2 \hat{\alpha}_c) + \frac{\overline{FG} \cos \hat{\alpha} \operatorname{sen} \hat{\alpha}_c}{V_0} \\
 &= \frac{Z_1}{V_0 \cos \hat{\alpha}_c} \cos^2 \hat{\alpha}_c + \frac{Z_1 - \overline{FG} \operatorname{sen} \hat{\alpha}}{V_0 \cos \hat{\alpha}_c} \cos^2 \hat{\alpha}_c + \frac{\overline{FG} \cos \hat{\alpha} \operatorname{sen} \hat{\alpha}_c}{V_0} \\
 &= 2 \frac{Z_1 \cos \hat{\alpha}_c}{V_0} + \frac{\overline{FG} \operatorname{sen} \hat{\alpha} \cos \hat{\alpha}}{V_0} - \frac{\overline{FG} \operatorname{sen} \hat{\alpha} \cos \hat{\alpha}_c}{V_0} \\
 &= 2 \frac{Z_1 \cos \hat{\alpha}_c}{V_0} + \frac{\overline{FG}}{V_0} (\operatorname{sen} \hat{\alpha}_c \cos \hat{\alpha} - \operatorname{sen} \hat{\alpha} \cos \hat{\alpha}_c)
 \end{aligned}$$

finalmente se tiene:

$$T_{FG} = 2 \frac{Z_1 \cos \hat{\alpha}_c}{V_0} + \frac{\overline{FG}}{V_0} \operatorname{sen} (\hat{\alpha}_c - \hat{\alpha})$$

De esta expresión se deduce que para calcular el tiempo recorrido siguiendo la trayectoria ascendente, para un punto cualquiera P_1 del perfil FG, (fig. III.8) será suficiente sustituir en la expresión anterior, la distancia x de la fuente al punto en cuestión, es decir:

$$T_{SX} = \frac{x}{V_0} \operatorname{sen} (\hat{\alpha}_c - \hat{\alpha}) + 2 \frac{Z_1 \cos \hat{\alpha}_c}{V_0}$$

De la misma manera, si el disparo se hace en G y se registra en F, se llega a una expresión similar, como se apunta a continuación:

$$T_{GF} = 2 \frac{Z_2 \cos \hat{\alpha}_c}{V_0} + \frac{GF (\operatorname{sen} (\hat{\alpha}_c + \hat{\alpha}))}{V_0}$$

En forma análoga a como se hizo para el caso ascendente se calcula el tiempo de recorrido para un punto P_2 cualquiera a lo largo del perfil FG, siguiendo la trayectoria descendente, esto es:

$$T_{bx} = \frac{x}{v_o} \operatorname{sen}(\hat{i}_c + \hat{\alpha}) + 2 \frac{z_o \cos \hat{i}_c}{v_o}$$

Se observa que las expresiones para T_{sx} y T_{bx} representan las ecuaciones de dos rectas.

Por la definición que se hizo en el inciso anterior, se pueden obtener las velocidades aparentes en uno y otro sentido de la forma siguiente:

De las expresiones para T_{sx} y T_{bx} , se despeja la variable x , la cual representa la distancia entre el punto de explosión y el de registro, y derivando cada una de ellas con respecto al tiempo, se tiene:

$$\frac{dx}{dt} = v_s = \frac{v_o}{\operatorname{sen}(\hat{i}_c - \hat{\alpha})} = \text{velocidad aparente de subida}$$

$$\frac{dx}{dt} = v_b = \frac{v_o}{\operatorname{sen}(\hat{i}_c + \hat{\alpha})} = \text{velocidad aparente de bajada}$$

Con referencia en las figuras III.7 y III.8, los valores del ángulo crítico de incidencia i_c y del ángulo de inclinación de la superficie de contacto, en función de las velocidades aparentes, se obtienen como sigue:

$$\text{de } v_s = \frac{v_o}{\operatorname{sen}(\hat{i}_c - \hat{\alpha})} \quad ; \quad \text{se tiene : } \hat{i}_c - \hat{\alpha} = \operatorname{sen}^{-1} \frac{v_o}{v_s}$$

$$\text{de } v_b = \frac{v_o}{\operatorname{sen}(\hat{i}_c + \hat{\alpha})} \quad ; \quad \text{se tiene : } \hat{i}_c + \hat{\alpha} = \operatorname{sen}^{-1} \frac{v_o}{v_b}$$

Resolviendo este sistema de ecuaciones por suma y resta se obtiene:

$$2\hat{i}_c = \text{sen}^{-1} \frac{v_o}{v_b} + \text{sen}^{-1} \frac{v_o}{v_s}$$

$$2\hat{\alpha} = \text{sen}^{-1} \frac{v_o}{v_b} - \text{sen}^{-1} \frac{v_o}{v_s}$$

finalmente se obtienen los ángulos:

$$\hat{i}_c = \frac{1}{2} \left(\text{sen}^{-1} \frac{v_o}{v_b} + \text{sen}^{-1} \frac{v_o}{v_s} \right)$$

$$\hat{\alpha} = \frac{1}{2} \left(\text{sen}^{-1} \frac{v_o}{v_b} - \text{sen}^{-1} \frac{v_o}{v_s} \right)$$

Las velocidades aparentes, así como la de la primera capa se obtienen de las gráficas de tiempo-distancia correspondientes (fig. III.7), determinando el inverso de sus pendientes.

En base a los datos anteriores se puede calcular la velocidad V_1 correspondiente al segundo medio, utilizando la ley de Snell.

$$v_1 = \frac{v_o}{\text{sen} \hat{i}_c}$$

Las distancias Z_1 y Z_2 se obtienen de las expresiones que dan los tiempos de recorrido en los dos sentidos, - para una distancia x cualquiera. Igualando esta a cero, esto es: en $x = 0$

$$T_{sx} = 2 \frac{z_1 \cos \hat{i}_c}{v_o}$$

$$T_{bx} = 2 \frac{z_2 \cos \hat{i}_c}{v_o}$$

Estos tiempos se obtienen gráficamente, prolongando las líneas de los segmentos correspondientes, hasta intersectar los ejes ordenados, en los extremos F y G del gráfico tiempo-distancia. De estas expresiones se despejan

z_1 y z_2 :

$$z_1 = \frac{T_{sx} v_o}{2 \cos i_c} \quad \text{y} \quad z_2 = \frac{T_{bx} v_o}{2 \cos i_c}$$

Por observación de la misma figura, y en base a estas distancias se pueden determinar las profundidades verticales:

$$h_1 = \frac{z_1}{\cos \alpha} \quad \text{y} \quad h_2 = \frac{z_2}{\cos \alpha}$$

Así, se tiene ya localizado el refractor inclinado, haciéndose notar que el grado de aproximación dependerá de lo que las condiciones reales se aproximen a las supuestas.

La exposición de los métodos anteriores, limitados al caso de dos capas, es válida para el caso de tres o más. Únicamente las fórmulas para obtener datos de las capas más profundas se van complicando a medida que aumenta el número de capas. En la reseña bibliográfica se relacionan varios textos que suministran las fórmulas correspondientes para ca pas múltiples.

III.6 Práctica y aplicaciones del método sísmico de refracción.

III.6.1 Equipo empleado.

El equipo básico de detección está compuesto por el sistema Geófono-Amplificador-Galvanómetro. Cada sistema forma parte de un canal sísmico, mismo que es equivalente a una traza del sismograma obtenido en el campo. La representación diagramática queda indicada en la figura III.9.

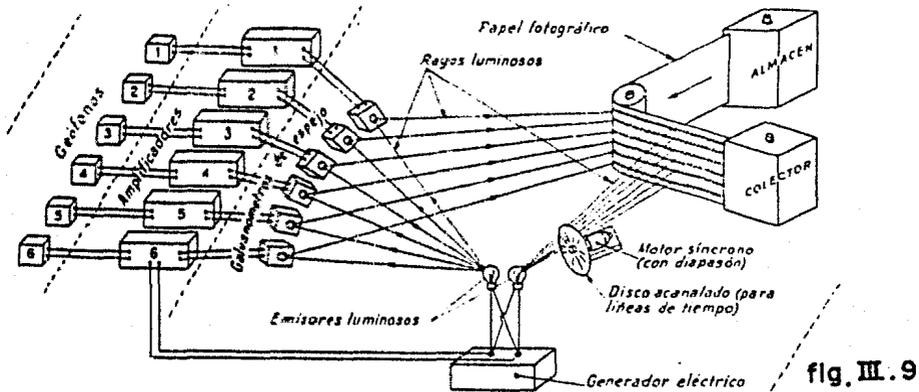


fig. III.9

Para fines prácticos se supone que el geófono forma parte del suelo y tiene su mismo movimiento. Los geófonos van unidos a un cable por el cual se transmite la señal a los amplificadores. El geófono funciona según los mismos principios que los sismógrafos empleados para registrar los temblores transformando las oscilaciones sísmicas del suelo en señales eléctricas. Todos los geófonos modernos requieren de amplificador, ya que se necesita que en movimientos del suelo de un orden tan pequeño como 10^{-8} cm. den inflexiones observables en los registros. El tipo de geófono más sencillo y empleado es el electromagnético, que consiste en

una bobina fijada rígidamente con respecto al suelo, y un imán colgado de un soporte fijo mediante un resorte. Cualquiera movimiento relativo entre la bobina y el imán produce una fuerza electromotriz entre las terminales de la bobina; dicha fuerza es proporcional a la velocidad del movimiento. La sensibilidad de este tipo de geófono depende de la fuerza del imán y del número de espiras de la bobina.

diagrama esquemático de un geófono electromagnético

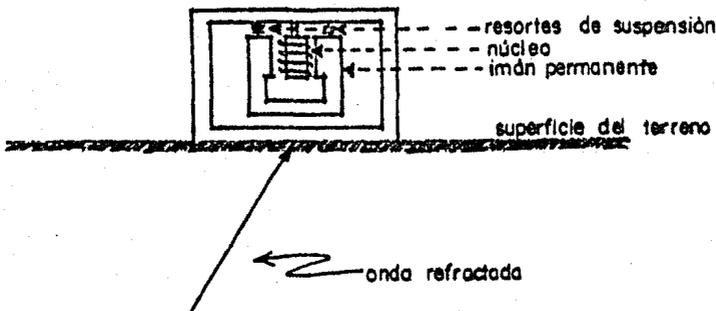


fig. III.10

Los geófonos van unidos a un cable por el cual transmite a los amplificadores la señal, en donde se filtra y amplifica. La tensión de salida del amplificador actúa sobre un galvanómetro (también llamado oscilógrafo). El galvanómetro común empleado es del tipo de bobina y consiste en una bobina móvil suspendida entre los polos de un imán. Hay un pequeño espejo formando una sola pieza con la bobina, sobre el que incide un rayo de luz que se refleja sobre el

papel fotográfico. Cuando la corriente variable del amplificador pasa por la bobina, esta gira lentamente y se produce la deflexión de la traza. Cada traza corresponde a un galvanómetro. En sismica de refracción suelen utilizarse 12 trazas o galvanómetros.

De aquí se pasa a la cámara de registro, donde se encuentran el conjunto de elementos que permiten fotografiar en papel sensible las oscilaciones de los rayos luminosos reflejados en los galvanómetros. Consta de una caja de almacén de papel fotográfico, de un cilindro giratorio de arrastre (accionado a velocidad fija por un motor síncrono) y de una caja colectora. De la misma manera, del detonador saldrá un cable hacia el fulminante eléctrico, mismo que hará detonar la dinamita, comenzando así el proceso de envío de señales al terreno para posteriormente registrarlas en los aparatos de detección.

Para concluir con este inciso, puede considerarse como parte integral del equipo las herramientas empleadas por los peones encargados de la perforación de los pozos, tales como excava-hoyos, picos y palas, así como barretas y marros, siendo todo este conjunto de utensilios los principales empleados para llevar a cabo estudios de sismica de refracción, cuya profundidad teórica de investigación alcanza solo algunas decenas de metros.

III.6.2 Secuencia seguida en la ejecución de una línea sísmica de refracción.

Esta es la secuela seguida en una prospección con finalidades para obras civiles, donde la profundidad teórica de estudio se considera somera. Dicha secuela es la siguiente:

1° Programación de los rumbos que deberán seguir las líneas sísmicas, tanto longitudinales como transversales, así como su ubicación mediante los planos topográficos y de proyecto. Supóngase por ejemplo que se trata de una cortina para una presa: entonces el estudio se efectuará a lo largo del eje de la misma, y si ésta tuviera obras auxiliares, tales como vertedor de demasías, casa de máquinas, etc., dicho estudio se haría extensivo hasta los lugares indicados por el plano de proyecto. Para lograr un buen trabajo, así como para tener una idea clara de lo que ocurre en el subsuelo, (en un área tal que la dimensión de la obra quedará holgada), se programan líneas sísmicas transversales al eje de la misma.

2° Una vez satisfecho el paso anterior, se procede al hincado o plantado de geófonos, así como al tendido de cables, existiendo entre los sismodetectores un espaciamiento en base a la longitud total de la línea sísmica de que se trate. Dicha longitud es programada en función de la profundidad teórica de penetración que se desee alcanzar, así como a las limitaciones topográficas que presente la superficie del terreno. Simultáneamente a esta operación se construyen los pozos de tiro.

3° A partir de este momento se procede a efectuar las conexiones de los doce geófonos a su cable respectivo, y este al aparato registrador . De la misma manera el cable por medio del cual se provoca el corto circuito que hace detonar la dinamita mediante el estopín eléctrico, es preparado para conectarlo tanto al explosor como a los cables del estopín (el extremo que llega al explosor es conectado a tierra con el objeto de evitar las corrientes estáticas).

4° Se procede a depositar los cartuchos de dinamita, con el estopín incluido, en el fondo del pozo, y posteriormente a tapar este. Una vez realizado esto, se conecta el cable mencionado en el paso anterior, primeramente a los cables del estopín, y enseguida al explosor del aparato. Es importante hacer notar que las dos últimas maniobras mencionadas aquí, se efectúan estando en constante comunicación por medio de radio-teléfono: el operador o jefe de brigada con el dinamitero, con el objeto de evitar algún percance que pudiera ser fatal.

5° En este último paso, debe procederse con mayor cuidado todavía, ya que es el momento de la explosión, por lo que los peones y demás personal que compone la brigada deben estar alejados del punto de disparo, a la vez que estáticos en un lugar seguro, y deben permanecer en esta posición hasta que se haya efectuada el disparo y con esto el sismo -

grama correspondiente. La razón por la cual se toman tantas precauciones, además de evitar que transiten animales y vehículos por el área de tiro, es por lo sensible de los aparatos, por lo que si esto no se satisface, los tiempos de arribo tanto de la onda directa, como de los rayos refractados, se verán afectados por estas macroperturbaciones.

El número de cartuchos de dinamita para la ejecución de estos estudios es muy variable, ya que depende del tipo de materiales en los cuales se detonarán dichos cartuchos. Aunque generalmente se emplean para este tipo de investigación (basamento para obras civiles), alrededor de 390 grs. por punto de tiro, pudiendo ser aumentada o disminuída esta cantidad por la consideración anterior.

III.6.3 Aplicaciones.

En el curso de la descripción del equipo empleado en estudios de sismica de refracción, se hizo mención de la utilidad que estos tienen en investigaciones cuya finalidad es la de determinar la profundidad a la cual se encuentra un estrato firme, y que pueda servir como basamento para desplantar una obra de gran magnitud, tal como una presa, un puente, un túnel, etc.

En vista que las velocidades de propagación de las ondas sísmicas son función de las características elásticas de los materiales a través de los cuales se propagan (Ref.5), es

posible servirse de ellas para calcular el coeficiente de Poisson de un material, mediante las siguientes relaciones:

$$V_p = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1-\mu}{(1-2\mu)(1+\mu)}} \quad \text{y} \quad V_s = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{2(1+\mu)}}$$

finalmente de la relación $\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 = \frac{1-\mu}{0.5-\mu}$ se obtiene el coeficiente de Poisson .
 y si además se determina en el laboratorio la densidad de dicho material, es posible conocer el valor de los otros módulos elásticos:

$$\text{Módulo de Cizalladura} \quad G = \rho V_s^2$$

$$\text{Módulo de Compresibilidad} K = \frac{1}{3} V_p^2 - \frac{4}{3} \rho V_s^2$$

$$\text{Módulo de Young} \quad E = 2\rho V_s^2 (1-\mu)$$

en donde:

ρ = densidad

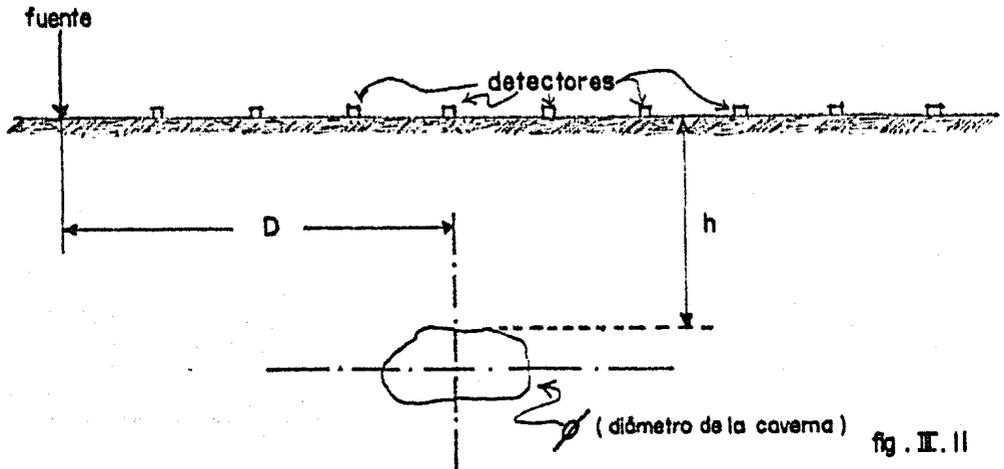
V_s = velocidad de propagación de las ondas transversales

V_p = velocidad de propagación de las ondas longitudinales

μ = coeficiente de Poisson

Estas constantes elásticas son importantes en geotécnico, ya que en base a ellas se realizan diseños antisísmicos de importantes estructuras, como lo pueden ser: presas, edificios, puentes, etc. También son necesarias para la determinación de bancos de materiales que se emplean en la construcción de carreteras y aeropuertos.

En algunas ocasiones se ha utilizado el método de refracción sísmica para detectar oquedades en el subsuelo, dado que lo que se obtiene en los sismogramas son los tiempos de arribo de las ondas directas y refractadas, las cuales son la base en la obtención de las dromocronas correspondientes, y en el caso de identificación de cavernas se verán afectadas por retrasos en los tiempos de arribo. Estos efectos serán más acentuados a medida que disminuya la relación entre la distancia del punto de tiro al sismodetector correspondiente y el diámetro de la caverna. Para ilustrar lo anterior, obsérvese la figura III.11



El retraso en los tiempos de arribo es poco notorio si la relación D/ϕ aumenta, y es muy notorio en caso de que la relación disminuya.

CAPITULO IV

Principios básicos de los métodos geoelectricos.

IV.1 Generalidades.

Los métodos geoelectricos, también conocidos como electromagnéticos, se basan en el estudio de campos de potencial eléctrico, tanto a los naturalmente existentes en la corteza terrestre, como a los artificialmente provocados en la misma. Mediante estos estudios se pueden reconocer en el subsuelo estructuras o accidentes geológicos.

Dentro de la amplia gama de métodos electromagnéticos existentes, los más empleados y que tienen mayor aplicación son los que utilizan un campo artificial provocado, induciendo una corriente eléctrica en el terreno. Por lo tanto es necesario tener presentes algunos conceptos de electromagnetismo, en los que se fundamentan dichos métodos, con el objeto de tener una visión más clara de su funcionamiento.

IV.2 Propiedades eléctricas de las rocas.

Las características que de ellas se consideran son las que se describen a continuación:

IV.2.1 Resistividad.

Un conductor eléctrico puede ser definido como un material dentro del cual las cargas eléctricas pueden fluir, es decir puede establecerse en él una corriente eléctrica.

Para poder mantener una corriente en un medio cualquiera, debe de existir un campo eléctrico, o un gradiente de potencial dentro de él.

Ahora bien, para un campo dado, los materiales difieren entre sí en la magnitud de la densidad de corriente que éste establece.

La resistividad es la propiedad de la materia que gobierna el fenómeno de la conducción, y relaciona la densidad de corriente con la intensidad del campo eléctrico en la siguiente forma:

$$\vec{J} = \frac{1}{\rho} \vec{E}$$

en donde:

\vec{J} = densidad de corriente (amp/m²)

ρ = resistividad (ohm-m)

\vec{E} = intensidad del campo eléctrico (volt /m)

Esta relación expresa que la densidad de corriente es igual al campo eléctrico multiplicado por una constante de proporcionalidad, y que además tienen la misma dirección y sentido en un punto cualquiera dentro del mismo campo.

IV.2.2 Conductividad.

En términos de la resistividad, se define a la conductividad de la manera siguiente:

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

en donde σ es la conductividad y sus unidades son $\text{ohm}^{-1}\text{-m}^{-1}$

La conductividad de los cuerpos se debe a que estos permiten el paso de portadores de cargas eléctricas, que pueden ser en uno u otro caso electrones o iones.

Atendiendo a esto, se distinguen dos tipos de conductividad:

- a) Electrónica. Aquí el transporte de la corriente eléctrica es a base de electrones. Los metales presentan este tipo de conductividad, con un rango de variación de 10^{-8} a 10^{-7} $\text{ohm}\text{-m}$ de resistividad, o sea que tienen alta conductividad.
- b) Iónica. En este caso la conductividad es débil y se realiza por medio de iones. La corriente fluye a través del agua intersticial contenida en los poros de las rocas. Esta agua es conductiva debido al gran contenido de sales en solución; estas sales se disocian en iones cargados positivamente (cationes) y en iones cargados negativamente (aniones). Bajo la influencia de un campo eléctrico, estos iones se mueven llevando la corriente a través de una solución.

Como conclusión, se puede afirmar que de los dos tipos de conductividad, anteriormente mencionados, la más importante para la prospección eléctrica es la conductividad

iónica, ya que la mayoría de las rocas se comportan como electrolitos.

IV.2.3 Actividad electroquímica.

La actividad electroquímica está relacionada con la composición química de las rocas, pero principalmente con la composición y concentración de electrolitos que las impregnan.

De esto depende la magnitud y signo del voltaje que se desarrolla cuando la roca se encuentra en equilibrio con un determinado electrolito. En los electrolitos líquidos, los portadores de la corriente eléctrica son los iones. Al aplicar un campo eléctrico los iones se orientan según su signo hacia los respectivos electrodos, siendo cationes los que van al polo positivo y aniones los que se orientan negativamente. La velocidad de los iones es proporcional a la intensidad del campo eléctrico aplicado. Esta velocidad depende también de otros factores tales como la temperatura, la concentración de iones y tamaño de los mismos. Se llama movilidad de un ion a la velocidad constante que adquiere éste en un campo eléctrico unitario.

IV.2.4 Isotropía y Anisotropía.

Se define como isotropía la propiedad que presentan algunos cuerpos de que una magnitud física, en éste caso la conductividad, sea la misma en cualquier dirección.

Por el contrario, se define como anisotropía la propiedad de que la conductividad varíe con la dirección que se considere dentro del cuerpo. El ejemplo mas típico de cuerpo anisótropo es el grafito, que estructuralmente presenta un plano principal de cristalización (foliación), en donde la conductividad resulta ser considerablemente mayor (en la dirección de este plano) que en el normal.

Relacionado con lo anterior, se tiene que en Geofísica existe la llamada anisotropía macroscópica o macroanisotropía, ya que existen terrenos formados por cuerpos isotropos que presentan en su conjunto anisotropía, por encontrarse dispuestos en capas o en otro tipo de estructuras, como consecuencia de su formación geológica. Esto en realidad representa un tipo de heterogeneidad ya que se trata de un sistema eléctrico formado por distintos cuerpos, que pueden ser homogéneos e isotropos individualmente.

IV.3 Efectos del agua de impregnación de las rocas.

Son conductores electrolíticos todas las soluciones acuosas de sales, aún cuando las sustancias disueltas sean de por sí poco conductoras. El ejemplo más típico es el de sal disuelta en agua. Ambos componentes, el agua pura y sobre todo la sal seca, son extremadamente pobres conductores en su estado natural.

La conducción de la corriente en los electrolitos depende no solo de la movilidad de los iones, sino también

de su número el que depende a su vez de la concentración y del grado de disociación. Las rocas secas son muy poco conductoras de la electricidad.

Los diversos factores que afectan la resistividad en una roca saturada están relacionados por la siguiente fórmula:

$$\rho = \frac{F}{V} \cdot \rho_w \cdot \frac{1}{F_s}$$

en donde:

- ρ es la resistividad de la roca saturada. (ohm-m)
- ρ_w es la resistividad del agua contenida en la roca. (ohm-m)
- V es el volúmen relativo de los poros o factor de porosidad y depende de la textura de la roca. (m^3/m^3)
- F es un factor que depende de la forma y distribución de los poros, y se le conoce con el nombre de factor de formación. (adimensional)
- F_s factor de saturación y depende de la proporción en que los poros de la roca estén rellenos de alguna solución. Este factor queda definido por la siguiente relación. (adimensional)

$$F_s = \frac{V_{\text{liquida}}}{V_{\text{poros}}}$$

En la zona de saturación bajo el nivel freático, el factor de saturación es igual a la unidad y entonces la fórmula se simplifica quedando:

$$\rho = \frac{F}{V} \cdot \rho_w$$

Por encima del nivel freático el factor F_s varía mucho para una roca húmeda: para gravas y arenas gruesas desde 0.01 hasta 0.40; y para rocas capaces de almacenar agua por acción capilar hasta 0.60.

Para la porosidad V a continuación se refieren los valores de la siguiente tabla que dan una indicación aproximada:

TABLA IV.2

	<u>$\frac{3}{4}$</u>
Rocas ígneas y pizarras cristalinas	0.005 a 0.02
Calizas compactas y cuarcitas	0.03 a 0.04
Pizarras arcillosas	0.02 a 0.05
Arenas, areniscas, calizas porosas y arcillas compactas	0.08 a 0.15
Margas y arcillas porosas, calizas cavernosas y dolomías	0.15 a 0.40

Si la roca es compacta, o contiene solo poros aislados unos de otros, también constituyen un material poco conductor. Pero en general los poros de las rocas se encuentran intercomunicados y cuando estos poros se saturan de agua, hacen que el material se convierta en buen conductor. Por lo tanto la conductividad de las rocas en general depende de los siguientes factores:

- 1° De la proporción en volumen de los huecos que existan en la roca, o factor de porosidad V .
- 2° De la disposición geométrica de dichos poros: factor

de formación F.

- 3° De la proporción en que dichos poros estén llenos con agua o cualquier otra solución acuosa: factor de saturación F_s
- 4° De la resistividad del líquido que contiene.

El agua pura es muy poco conductora, pero como tal no se encuentra en la naturaleza. Su resistividad disminuye con con el porcentaje de sales que contiene disuelto. En la figura IV.1 se observa cómo varía la resistividad del agua en función del contenido de cloruro sódico, que es lo que con más frecuencia suele encontrarse en las formaciones geológicas.

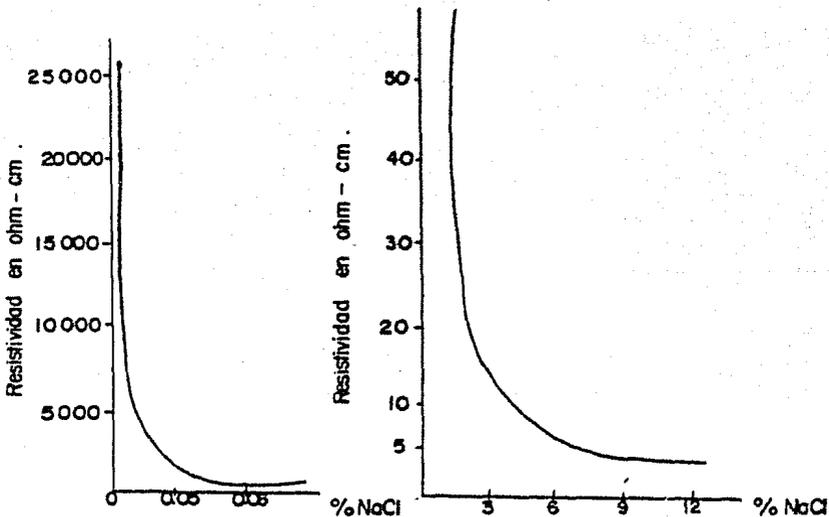


FIG. (IV.1)

CAPITULO V

Método eléctrico resistivo en corriente continua.

V.1 Generalidades.

El método eléctrico resistivo es sin duda, en todas sus modalidades, el más importante de todos los métodos eléctricos.

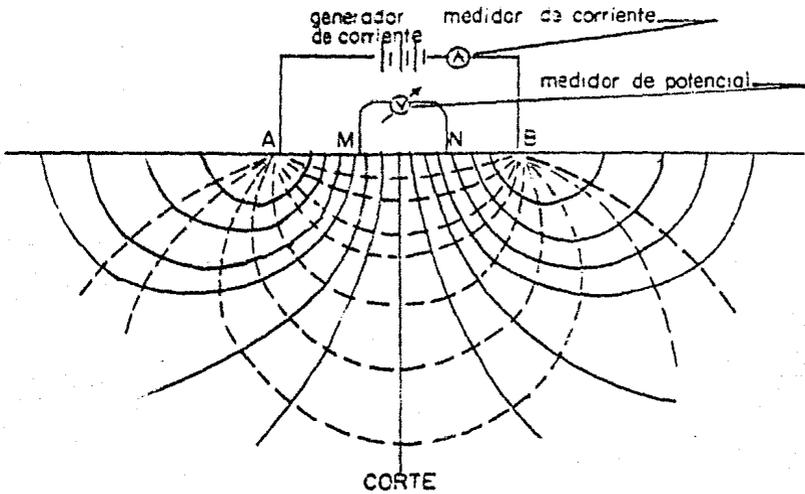
Es muy importante porque proporciona una medida cuantitativa de las propiedades conductoras del suelo y del subsuelo.

El procedimiento básico de éste método consiste en crear un campo eléctrico clavando dos electrodos A y B en el terreno, unidos a un circuito de pilas o de generador de corriente continua. El circuito que mide la diferencia de potencial creada en el campo eléctrico, comprende otros dos electrodos M y N, unidos a un potenciómetro y un galvanómetro, como se muestra en la fig. V.1.

Las irregularidades de la conductividad por debajo de la superficie del terreno, influyen en la relación entre la corriente inducida al terreno y la caída de potencial medida en la superficie.

V.2 Consideraciones teóricas.

Para el estudio de éste método es necesario hacer una serie de consideraciones teóricas a fin de explicar el fenómeno físico en que se funda. Para analizarlo es preciso partir de dos leyes fundamentales, que son la ley de con



----- Líneas de corriente
 ————— Líneas equipotenciales

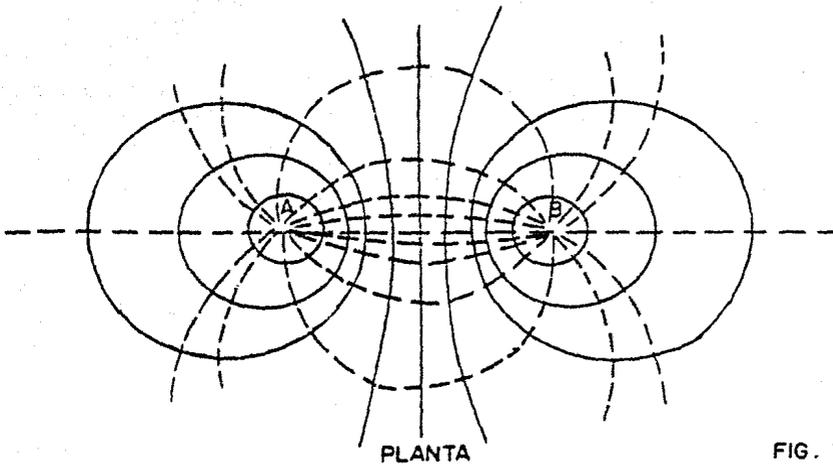


FIG. V.1

CAMPO ELECTRICO QUE SE FORMA AL INDUCIR UNA CORRIENTE ELECTRICA BAJO LA SUPERFICIE DEL SUBSUELO.

servación de cargas y la ley de Ohm.

V.2.1 Ley de la conservación de la carga.

En electricidad se establece que las cargas eléctricas no se crean ni desaparecen (ref. 6); este es el principio de conservación de cargas. La forma diferencial del principio es la ecuación de continuidad para densidad volumétrica de cargas:

$$\nabla \cdot \vec{J} = - \frac{\partial q}{\partial t} \quad \text{Ec. (V.1)}$$

en donde:

q = densidad volumétrica de cargas (coulombs/m³)

\vec{J} = densidad de corriente eléctrica (amperes/m²)

t = tiempo de variación (segundos)

∇ = operador nabla = $\frac{\partial}{\partial x} \mathbf{i} + \frac{\partial}{\partial y} \mathbf{j} + \frac{\partial}{\partial z} \mathbf{k}$

V.2.2 Ley de Ohm

Para mantener una corriente eléctrica en un medio conductor deberá existir un campo eléctrico. Los cuerpos difieren entre sí en el valor de la densidad de corriente establecida para un campo eléctrico en particular. Para relacionar la densidad de corriente con el campo eléctrico se recurre a la constante σ que es la conductividad eléctrica, o a su valor inverso $\frac{1}{\sigma}$ que es la resistividad en el mismo material. De la combinación, resulta una expresión que es la relación fundamental de la conducción eléctrica:

$$\vec{J} = \sigma \cdot \vec{E} \quad \text{Ec. (V.2)}$$

en donde:

$$\begin{aligned} \bar{J} &= \text{densidad de corriente (amperes/m}^2\text{)} \quad \text{amp/m}^2 \\ \sigma &= \text{conductividad eléctrica (ohms}^{-1}\text{ - metros}^{-1}\text{)} \\ \bar{E} &= \text{campo eléctrico (volts/metros)} \quad \text{v/m} \end{aligned}$$

Esta última relación es la ley de Ohm expresada en forma vectorial, e indica que la densidad de corriente tiene la misma dirección y sentido que el campo eléctrico y es directamente proporcional a éste, multiplicado por una constante de proporcionalidad que es la conductividad.

Ahora bien, en un medio homogéneo e isótropo, al aplicar una corriente continua y en cualquier instante, dada la invariabilidad de la corriente con respecto al tiempo (régimen estacionario), la ecuación de continuidad toma la forma siguiente:

$$\nabla \cdot \bar{J} = 0 \quad \text{Ec. (V. 4)}$$

de la ley de Ohm se tiene:

$$\bar{J} = \sigma \bar{E}$$

sustituyendo en la ecuación anterior

$$\nabla \cdot (\sigma \bar{E}) = 0 \quad \text{Ec. (V.5)}$$

pero el campo eléctrico \bar{E} está definido como un gradiente de potencial en un punto dado, por lo que se tendrá la siguiente expresión:

$$\bar{E} = -\nabla V \quad \text{Ec. (V.6)}$$

en donde V es el potencial en cualquier punto del campo eléctrico y ∇ un gradiente que indica la variación del potencial en diferentes puntos del mismo campo. El signo menos se usa por convención, e implica que el campo eléctrico apunta en la dirección en que la caída de potencial disminuye.

Sustituyendo la ecuación (V. 6) en la (V. 5) se obtiene:

$$\nabla \cdot (\sigma(-\nabla V)) = 0$$

aplicando la propiedad disociativa del operador nabla (∇)

$$\nabla \sigma \cdot \nabla V + (-\sigma \nabla \cdot \nabla V) = 0 \quad \text{Ec. (V.7)}$$

Esta última relación es considerada como la ecuación fundamental del método eléctrico en corriente continua.

En vista que la conductividad permanece constante (medio homogéneo) se cumple que $\nabla \sigma = 0$ y por lo tanto:

$$-\sigma \nabla \cdot \nabla V = 0$$

$$-\sigma \nabla^2 V = 0; \text{ dividiendo ambos miembros entre}$$

$$(-\sigma)$$

$$\nabla^2 V = 0$$

$$\text{Ec. (V.8)}$$

que es la ecuación de Laplace.

Esta ecuación (V.8) se aplica al estudio de un semiespacio formado por un suelo homogéneo e isótropo, en cuya superficie se supone una carga puntual (un electrodo de

corriente en el punto considerado y el otro en el infinito), según se muestra en la figura (V.2)

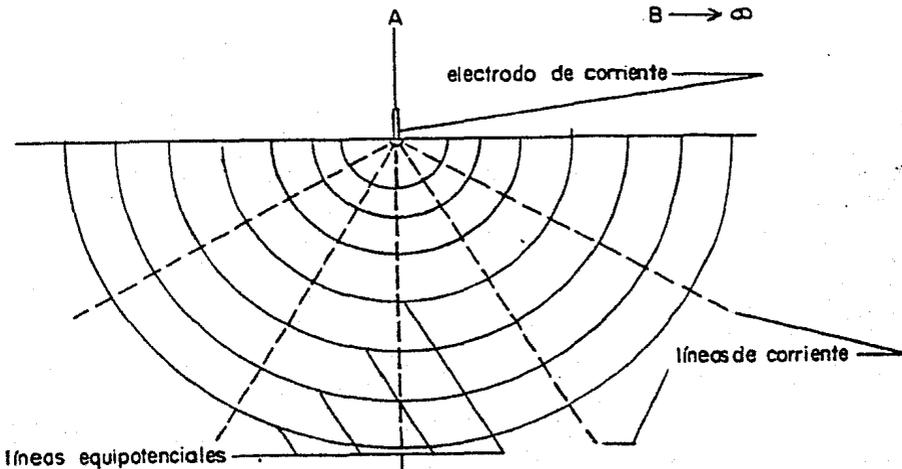


FIG.(V.2)

Para desarrollar éste estudio es conveniente expresar la ecuación de Laplace en coordenadas esféricas:

Laplace en coordenadas rectangulares

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0$$

Laplace en coordenadas esféricas (Ref.7)

$$\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \left(\frac{\partial^2 V}{\partial \phi^2} \right) = 0$$

Dado que el sistema presenta simetría con respecto a los ángulos θ y ϕ , entonces el valor del potencial en cualquier punto del medio analizado será función únicamente de la distancia r del punto al electrodo, con lo que la

ecuación de Laplace se reduce a:

$$\frac{1}{r^2} \frac{d}{dr} \left(r^2 \frac{dV}{dr} \right) = 0 \quad \text{Ec. (V.9)}$$

de cuya integración resulta:

$$V = C_1 - \frac{C_2}{r} \quad \text{Ec. (V.10)}$$

en donde C_1 y C_2 son constantes de integración y dependen de las condiciones límites y de frontera.

Aplicando las dos condiciones al problema:

- 1° Por convención se le atribuye el valor de potencial cero a un punto situado en el infinito ($V = 0$ cuando $r \rightarrow \infty$). Aplicando éste concepto en la ecuación (V.10):

$$V = - \frac{C_2}{r} \quad \text{Ec. (V.11)}$$

- 2° Tomando en cuenta que las líneas de corriente al igual que las de intensidad de campo son radiales, y que las superficies equipotenciales son esféricas, se puede evaluar la densidad de corriente en una dirección cualquiera a la distancia r obteniendo:

$$J = \frac{I}{A}; \quad \text{de aquí } I = J \cdot A$$

de la ley de Ohm $J = \sigma E$ (ecuación V.3), sustituyendo en la anterior

$$I = (\sigma \cdot E) \cdot A$$

pero también de la ecuación (V.6), el campo eléctrico está definido como el gradiente de potencial, quedando la ecuación de la siguiente manera:

$$I = \sigma \frac{dV}{dr} \quad (A) \quad \text{Ec. (V.12)}$$

de la ecuación (V.11)

$$\frac{dV}{dr} = -\frac{C_2}{r^2}$$

sustituyendo ésta expresión en la ecuación (V.12)

$$I = \left(-\sigma \frac{C_2}{r^2}\right) (A) = -\sigma A \frac{C_2}{r^2}$$

Puesto que la densidad de corriente resulta ser la misma en cualquier dirección y a la misma distancia r del electrodo, la corriente I que penetra por el electrodo será la misma que atraviesa una semiesfera de radio r y por lo tanto:

$$I = \left(-\sigma \frac{C_2}{r^2}\right) (2\pi r^2) = -2\pi \sigma C_2 \quad \text{Ec. (V.13)}$$

de donde

$$C_2 = -\frac{I}{2\pi\sigma} = -\frac{I\rho}{2\pi}$$

una vez conocido el valor de los constantes de integración se sustituyen en la ecuación (V.10).

Como resultado final, se tiene que el potencial debido a un electrodo puntual y a una distancia r de éste es:

$$V = \frac{I\rho}{2\pi} \frac{1}{r} \quad \text{Ec. (V.14)}$$

en donde:

V = caída de potencial en un punto del campo eléctrico, medido en volts.

I = intensidad de corriente, en amperes.

ρ = resistividad del medio, en Ohms-metros.

r = distancia del punto al electrodo, en metros.

Esta ecuación es fundamental para el estudio de los arreglos electródicos más empleados en trabajos de resistividad.

V.3 Arreglos electródicos.

V.3.1 Generalidades.

Se entiende por arreglo electródico, a la distribución geométrica de un conjunto de electrodos sobre un plano que representa la superficie del terreno.

El éxito de una campaña geoelectrica, depende principalmente de la elección del arreglo electródico adecuado a las necesidades reales de la prospección. A continuación se describen dos de los arreglos electródicos utilizados más comunmente, así como sus características y modelos matemáticos que los rigen.

En general este conjunto consta de cuatro electro -

trodos: dos de los cuales A y B, van conectados a un generador eléctrico o su equivalente, llamados comunmente electrodos de corriente; y los otros dos M y N, van unidos a un instrumento que mide la diferencia de potencial entre ellos y son conocidos como electrodos de potencial.

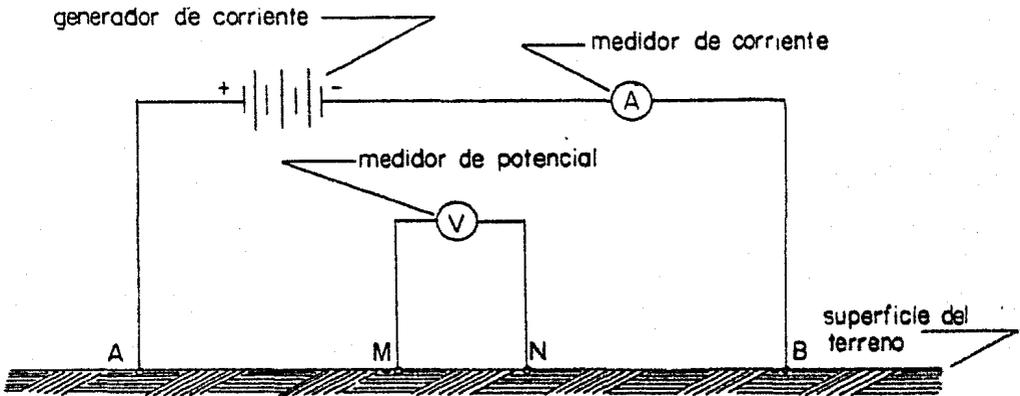


FIG.(V 3)

En la figura (V.3) se considera al polo positivo de la batería unido al electrodo A, y el polo negativo al electrodo B. El potencial en el punto M, donde se encuentra el electrodo de medida, viene dado por la superposición de los efectos de los campos eléctricos. Esto quiere decir que el potencial total en el punto M es igual al potencial M debido a la corriente de A, mas el potencial en M debido a la corriente de B:

$$V_M = V_M^A + V_M^B \quad \dots\dots\dots (a)$$

utilizando la ecuación (V.14) para evaluar los potenciales:

$$V_M = \frac{I\rho}{2\pi} \frac{1}{AM} + \frac{I\rho}{2\pi} \frac{1}{BM} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} + \frac{1}{BM} \right)$$

de la misma manera, para el punto N será:

$$V_N = V_N^A + V_N^B \dots \dots \dots (b)$$

$$V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)$$

y la diferencia de potencial que se medirá con un voltímetro entre los puntos M y N será:

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

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

despejando de aquí la resistividad ρ , resulta:

$$\rho = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} + \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BN}} \cdot \frac{\Delta V}{I}$$

Ec.(V.15)

V.3.2 Resistividad aparente.

Es importante definir el concepto de resistividad aparente debido a que es esto lo que se mide directamente en el campo.

La resistividad de un medio homogéneo e isótropo se obtiene empleando la ecuación (V.15) en función del potencial medido ΔV y la intensidad de corriente I usada.

Sin embargo, ésta ecuación también puede ser utilizada para el caso de sistemas heterogéneos, obteniéndose como resultado una resistividad supuesta, llamada resistividad aparente ρ_c , la cual es diferente para cada zona de electrodos.

Si se considera un subsuelo no homogéneo, como el representado en la figura (V.4), al efectuar las mediciones necesarias,

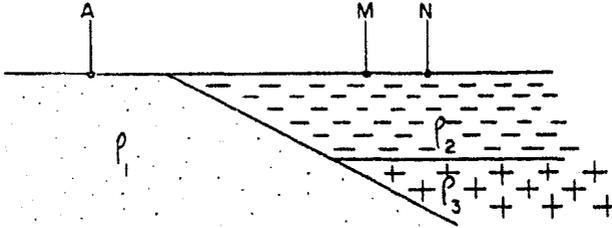


FIG.(V.4)

y sustituirlas en la ecuación anteriormente mencionada, resultará una resistividad ficticia ρ_a que en general no es igual a la ρ_1 que corresponde a la zona del electrodo A, ni a la ρ_2 que se encuentra bajo los M y N, sino que dependerá de ρ_1 , ρ_2 y ρ_3 , así como de la abertura de los electrodos.

Esta resistividad tampoco puede considerarse como promedio de las tres resistividades presentes, ya que puede ocurrir que sea mayor o menor que todas ellas.

La resistividad ficticia que se obtiene aplicando los datos recabados sobre un medio heterogéneo a la expresión correspondiente a medios homogéneos, es la resistividad aparente.

Esta es la variable que expresa los resultados de las mediciones en la mayoría de los métodos geoelectrónicos, y es además la que se toma como base para interpretación.

Las dimensiones de resistividad aparente son las mismas que para la resistividad y su unidad será también el ohm-metro.

V.3.3 Tipos de arreglos electródicos.

En cualquiera de los dispositivos, si se conoce la distancia entre los electrodos, y se mide la intensidad de corriente I que pasa por los electrodos A y B, así como la diferencia de potencial ΔV entre los electrodos M y N, utilizando la ecuación (V.15) es posible obtener la resistividad aparente, esto es:

$$\rho_a = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}\right)} \cdot \frac{\Delta V}{I} = K \cdot \frac{\Delta V}{I} \quad \text{Ec.(V.16)}$$

en donde k es un coeficiente que depende únicamente de la disposición del arreglo electródico, y sus dimensiones son de longitud. La forma general de éste coeficiente, para una disposición cualquiera de los electrodos es la siguiente:

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

V.3.3.1 Arreglos simétricos.

En los arreglos simétricos los electrodos A,M,N,B se encuentran en una misma recta, y las distancias AO y OB son iguales, como se muestra en la figura (V.5)

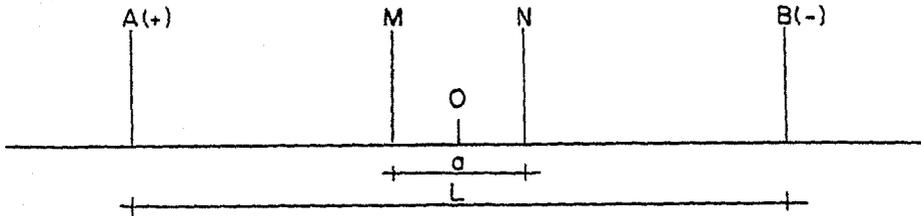


FIG.(V.5)

Al sustituir los valores de las distancias consideradas de este arreglo en la ecuación (V.16), se obtendrán las expresiones generales para la diferencia de potencial y para la resistividad aparente respectivamente:

$$\begin{aligned}
 AM &= \frac{L}{2} - \frac{a}{2} = \frac{L-a}{2} & ; & \quad BM = \frac{L+a}{2} \\
 AN &= \frac{L}{2} + \frac{a}{2} = \frac{L+a}{2} & ; & \quad BN = \frac{L-a}{2} \\
 K &= \frac{2\pi}{\frac{1}{L-a} - \frac{1}{L+a} - \frac{1}{L+a} + \frac{1}{L-a}} = \pi \left(\frac{L^2 - a^2}{4a} \right)
 \end{aligned}$$

sustituyendo éste valor en la ecuación (V.16)

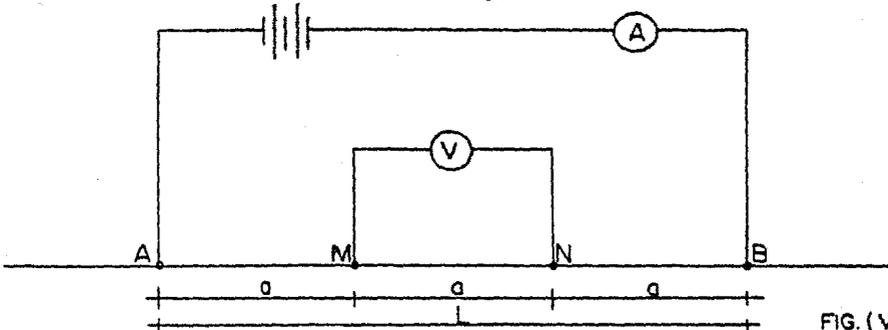
$$\rho_a = \frac{\pi}{4} \left(\frac{L^2 - a^2}{a} \right) \frac{\Delta V}{I} \quad \text{Ec. (V.17)}$$

$$\Delta V = \frac{4I\rho_a}{\pi} \left(\frac{a}{L^2 - a^2} \right)$$

Estas ecuaciones son válidas para medios homogéneos e isótropos, y de acuerdo a la definición de resistividad aparente, también se pueden utilizar en subsuelos heterogéneos.

V.3.3.2 Dispositivo Wenner.

En el caso de que las distancias AM, MN y NB son iguales se trata de un dispositivo llamado de Wenner, debido a que fué Frank Wenner (USA) quien lo ideó, y es como se muestra a continuación:



Al calcular los valores de las distancias entre

electrodos, se tiene lo siguiente:

$$AM = MN = NB = a \quad ; \quad \text{de donde } L = 3a$$

sustituyendo en la ecuación (V.17)

$$\rho_a = \frac{\pi}{4} \left(\frac{(3a)^2 - a^2}{a} \right) \frac{\Delta V}{I} = 2\pi a \frac{\Delta V}{I}$$

$$\rho_a = 2\pi a \frac{\Delta V}{I} \quad \text{Ec. (V.18)}$$

que es la ecuación para el cálculo de resistividad aparente en el caso del dispositivo Wenner.

V.3.3.3. Dispositivo Schlumberger.

Dentro de los dispositivos lineales simétricos existe un arreglo denominado Schlumberger, debido a que fué inventado por el ingeniero francés Conrad Schlumberger y se caracteriza por tener una distancia muy pequeña entre los electrodos de medición MN.

Este dispositivo, junto con el de Wenner, son los

más usados en geotecnia actualmente en México, debido a las ventajas prácticas que presentan para utilizarlos.

En el caso de Schlumberger, la resistividad aparente puede calcularse haciendo tender a cero el valor a en la ecuación (V.17), resultando lo siguiente:

$$\rho_a = \lim_{a \rightarrow 0} \left\{ \frac{\pi}{4} \frac{(L^2 - a^2)}{a} \frac{\Delta V}{I} \right\} = \frac{\pi}{4} L^2 \frac{1}{I} \lim_{a \rightarrow 0} \frac{\Delta V}{a}$$

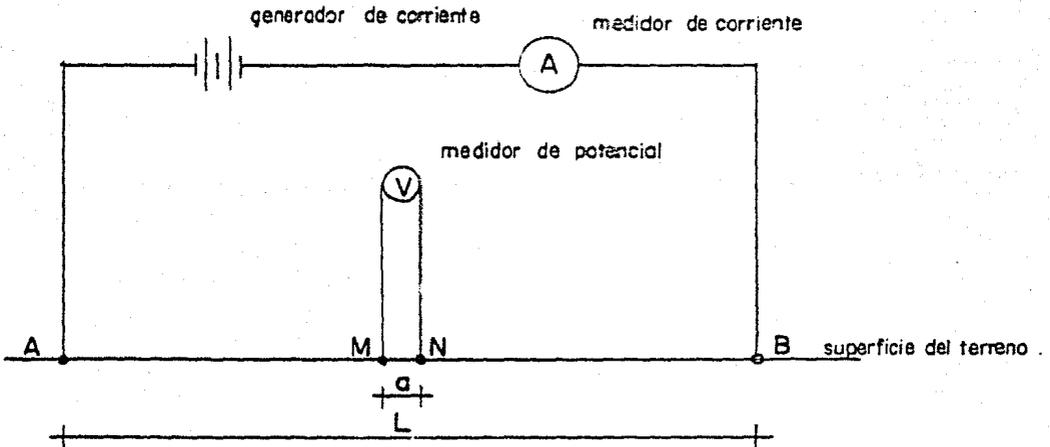


fig. (V.7)

El límite de $\Delta V/a$, cuando $a \rightarrow 0$ es el gradiente de potencial, o sea el campo eléctrico E .

$$\rho_a = \frac{\pi}{4a} L^2 \frac{E}{I}$$

Sin embargo, en la práctica se usa $L \gg 5a$, por lo que la anterior ecuación se puede simplificar:

$$\rho_a = \frac{\pi}{4a} L^2 \frac{\Delta V}{I} \quad \text{Ec. (V.19)}$$

se comete un error del 4% al hacer ésta suposición, o sea que para casos prácticos, es bastante buena la aproximación.

V.4 Sondeo Eléctrico Vertical.

V.4.1 Definición y Generalidades.

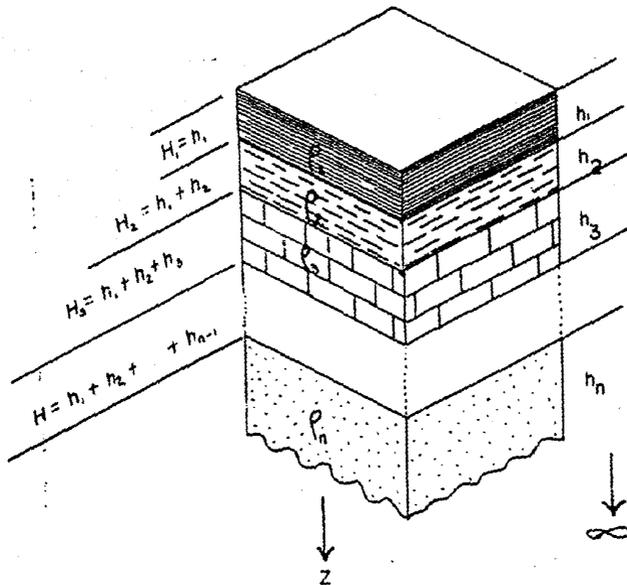
Se entiende como sondeo eléctrico vertical al conjunto de mediciones de resistividad aparente realizado con cualquier tipo de arreglo electródico, permaneciendo fijos durante la ejecución de la medición el centro y el azimut del mismo. La aplicación del SEV se restringe a zonas con estratificación aproximadamente horizontal ($> 30^\circ$), en las que las propiedades eléctricas varían principalmente con la profundidad. La finalidad del SEV en una campaña es llegar a determinar las profundidades de las capas del subsuelo y la resistividad o conductividad eléctrica del mismo. El arreglo Schlumberger es el que con mayor frecuencia se utiliza para esta finalidad.

V.5.2 Cortes geoeléctricos.

Se define como corte geoeléctrico al conjunto de especificaciones de resistividades y espesores para un medio

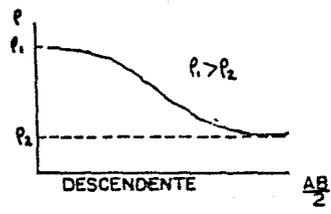
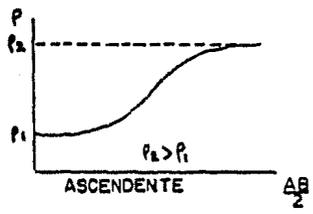
estratificado en particular. Si el corte consta de n capas, se deberán especificar n resistividades y $n-1$ espesores o el mismo número de profundidades a los contactos entre capas (figura V.5.2). Por lo que respecta a la última capa se supone que se extiende indefinidamente hacia abajo, por lo que su espesor se considera infinito.

La clasificación de los cortes se inicia atendiendo al número de capas que lo forman, agrupándolos como cortes de una, dos, tres, etc. capas. Enseguida, para un mismo número se subdividen de acuerdo al orden en que aparezcan en los sucesivos contactos resistividades mayores o menores que en la capa suprayacente. Para el uso mas cómodo en la clasificación de cortes geoléctricos, se emplea el sistema de notación de la figura (V.8)

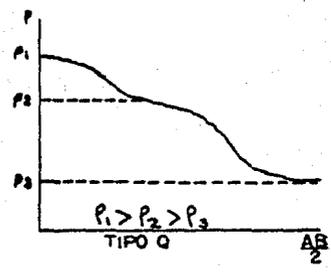
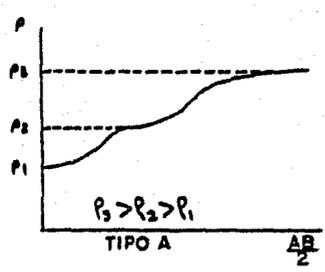
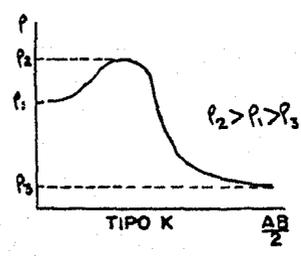
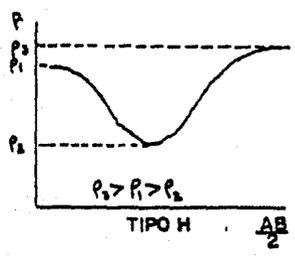


CORTE GEOELECTRICO

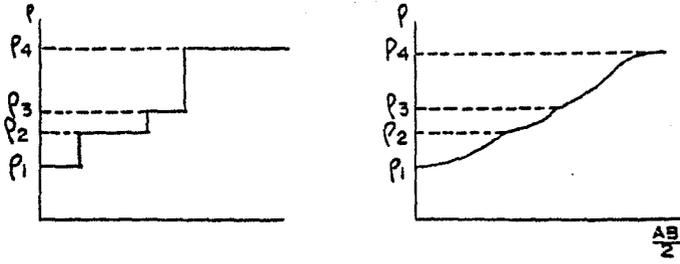
FIG. (V. 5.2)



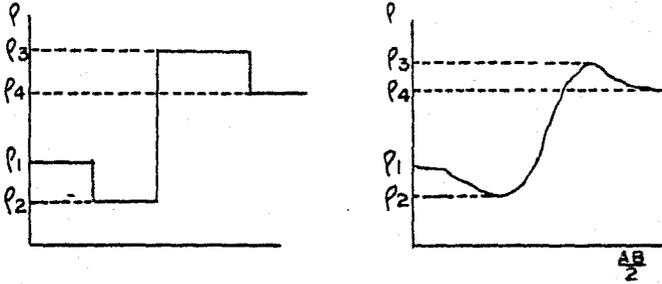
CURVAS TIPICAS PARA DOS CAPAS



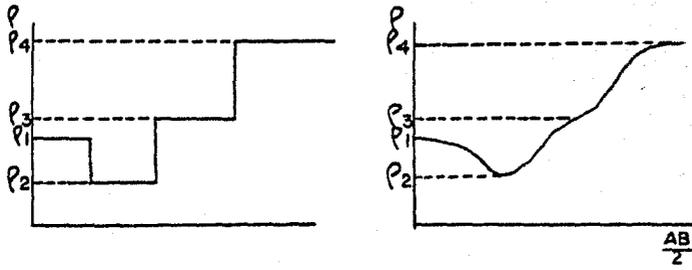
CURVAS TIPICAS PARA TRES CAPAS



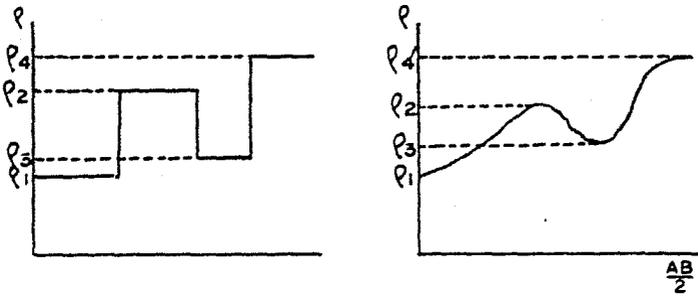
TIPO AA
 $p_1 < p_2 < p_3 < p_4$



TIPO HK
 $p_1 > p_2 < p_3 > p_4$



TIPO HA
 $p_1 > p_2 < p_3 < p_4$



TIPO KH
 $p_1 < p_2 > p_3 < p_4$

C
U
R
V
A
S

d
e

C
U
A
T
R
O

C
A
P
A
S

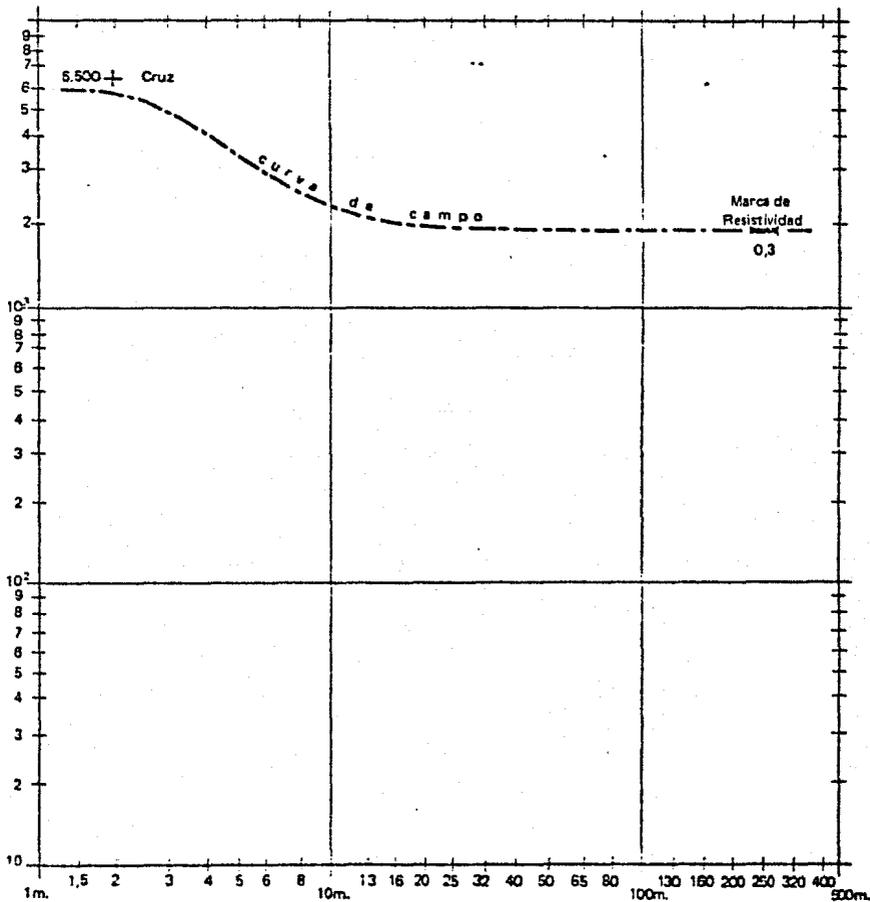
Los datos obtenidos en el campo se reflejan en una gráfica sobre papel bilogarítmico transparente, en la que se llevan distribución de resistividades en las ordenadas, y la distancia que hay entre uno de los electrodos de corriente y el punto origen del sondeo en las abscisas, (figura V.10)

Para la cuantificación de los parámetros de un corte geoelectrico (resistividad, espesor), es necesario conocer previamente, mediante curvas teóricas llamadas curvas patrón, casos de varias capas. Estas curvas se presentan en colecciones convenientemente ordenadas, y que fueron calculadas de acuerdo a las siguientes suposiciones:

- a) Las discontinuidades del subsuelo son horizontales y paralelas a la superficie del terreno.
- b) El medio es homogéneo e isótropo en cada capa individual.
- c) No existen variaciones laterales de resistividad.
- d) Han sido calculadas para corriente continua.

V.4.3 Métodos de superposición para la interpretación de curvas.

Estos se basan en la comparación de curvas de campo, representadas en escalas bilogarítmicas, con curvas teóricas hasta lograr la coincidencia de ambas, y así poder interpretar los parámetros del corte geoelectrico. Un



$$\frac{AB}{2}$$

Fig. V. 10

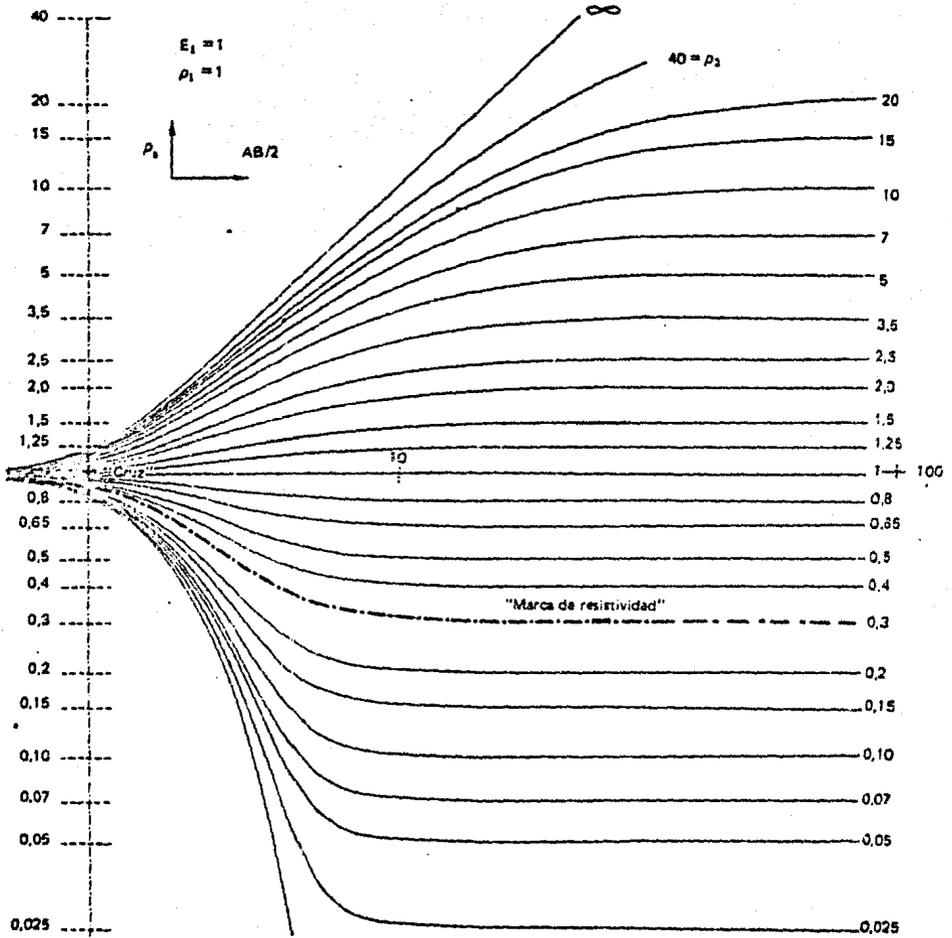


FIG. (V.II)

ejemplo de éste trabajo se muestra en la figura (V.11).

Para poder realizar lo anterior, existen colecciones de curvas teóricas, de entre las que sobresalen las de Orellana y Mooney (1976), que son las más utilizadas.

Es importante hacer notar que el método de superposición es una técnica de las más difundidas dentro del ámbito geofísico, debido a su relativa facilidad para aplicarlo.

V.5 Interpretación geológica.

La prospección geofísica en general y por ende la prospección eléctrica, depende en gran medida de la relación que puedan guardar los campos anómalos con las estructuras geológicas en cuestión.

Así pues, una vez interpretada la distribución de la resistividad del subsuelo, desde un punto de vista netamente geofísico, es imperativo explicar esta distribución en términos geológicos sostenibles que permitan inferir la geología del subsuelo.

Es obvio que el intérprete de datos geofísicos no solo debe tener conocimientos del fenómeno físico y de las leyes matemáticas que lo rigen, sino que es importante que tenga amplios conocimientos geológicos, para poder así correlacionar satisfactoriamente los parámetros físicos con los testimonios geológicos.

Como sinópsis de éste capítulo, se puede decir que la interpretación de los sondeos eléctricos verticales, y

en general la de todos los métodos geofísicos, no debe realizarse de manera unipersonal como lo sería la aplicación mecánica de ciertas técnicas interpretativas, o la utilización de procedimientos automáticos, sino que debe desarrollarse como una forma complementaria para que sea factible, de este modo, la transferencia de un corte geoelectrico a uno geológico, y realizar así una interpretación final que más se aproxime a la realidad geológica del subsuelo.

V.6 Aplicaciones.

El método eléctrico resistivo de corriente continua, en su modalidad de sondeo eléctrico vertical (SEV), es otra de las técnicas que rinden información concreta de la posición de las capas de roca en el subsuelo y sus respectivas resistividades.

Sus principales aplicaciones son las siguientes:

- a) Puede utilizarse como auxiliar del método sísmico de refracción en la determinación de profundidades de roca firme (basamentos).
- b) Tiene especial importancia en el estudio de aguas subterráneas debido a que la resistividad refleja el contenido de agua en los poros de las rocas. Por lo tanto se utiliza frecuentemente en la localización de mantos acuíferos.
- c) En la determinación y ubicación aproximada de bancos

materiales para la construcción. Esto se logra mediante el estudio de zonas donde existe contraste de resistividad entre el material que se busca y el que lo confina, teniendo en cuenta que por efectos de conducción superficial en sedimentos que contienen agua, la resistividad crece cuando se pasa de gravas a arenas, a limos y a arcillas.

- d) En la localización de estructuras geológicas someras, tales como fallas y cavidades en el subsuelo, que son de importancia para la cimentación de construcciones importantes.

En el caso de cavidades, estas se consideran en su forma más simple como un cilindro de resistividad infinita o conductividad cero. Cuando es atravesado transversalmente por un perfil de sondeos, crea un efecto que solo se presenta en algunos de ellos, dada su pequeña dimensión lateral; la gráfica de la curva de campo en ese tramo se dispara hasta el infinito.

La manifestación de su presencia en esos sondeos es apreciable, y no deja duda de su existencia debido al alto contraste entre la resistividad de la estructura y la del medio circundante.

CAPITULO VICONCLUSIONES

Se resumen las ventajas y limitaciones que ofrecen los métodos geofísicos expuestos en capítulos anteriores.

Para que los métodos geofísicos puedan responder en forma útil desde el punto de vista geotécnico, debe haber contraste entre las propiedades físicas de las diferentes capas del subsuelo. Estos contrastes deben afectar las medidas físicas que se hacen en la superficie del terreno, en vista de lo cual, cuanto mayores sean los contrastes, las medidas corresponderán de una forma más clara, y más precisos serán los resultados. Por ejemplo, en el método sísmico de refracción, las ondas sísmicas que llevan una velocidad mucho mayor en la roca firme que en el terreno que las cubre, las medidas sísmicas pueden ser muy exactas, por el gran contraste de velocidades. Por el contrario, si hay una transición gradual entre el recubrimiento y la roca, el contraste en las velocidades es pequeño, reduciendo la capacidad de determinar con precisión la profundidad a partir de los datos sísmicos. Por lo tanto, si no hay fuerte contraste en las velocidades, el método sísmico puede no dar buenos resultados.

En el caso del método eléctrico también es de suma importancia que exista gran contraste entre las resistividades de los estratos que se quiere determinar.

Debe tenerse en cuenta que los resultados de las investigaciones geofísicas son interpretaciones de parámetros físicos inherentes al subsuelo. Estas medidas físicas no son en sí mismas hechos geológicos relacionados con el subsuelo del lugar en que se hicieron, por lo siguiente: una determinación de profundidad por el método sísmico de refracción es una medida del tiempo en que las ondas sísmicas recorren una distancia entre la superficie del terreno y una capa que las transmite a una velocidad relativamente alta. Esta medida geofísica no identifica necesariamente tipo de roca y tampoco describe sus propiedades. Además tal determinación no puede tener el grado de exactitud proporcionado por un sondeo mecánico.

Todo el trabajo de geofísica debe resumirse en un solo concepto, que es la interpretación en términos geológicos de los parámetros obtenidos. Obviamente, el geofísico debe tener conocimientos de geología para así poder darle a su trabajo una interpretación adecuada, y también para poder programar el trabajo de campo en función de los fines que se persigan.

En la ingeniería civil es cada vez más frecuente la aplicación de los métodos geofísicos en las etapas de planeación y aún en la ejecución de proyectos, debido a que dichos métodos proporcionan información a menor costo y en menor tiempo. Estos métodos cubren una gran extensión de área y con poco personal de operación, de aquí la justificación de su relativo bajo

costo. Además, las mediciones se hacen "in situ", o sea directamente en el campo, y en base a estas se realiza ahí mismo una interpretación que más se aproxima a la realidad geológica del subsuelo.

Por ejemplo, en varios lugares al utilizar este método para delimitar masas de rocas silíceas se tuvo éxito, porque la roca presentaba una resistividad de alrededor de cinco o seis veces mayor que la de las pizarras y arcillas que la rodeaba.

También surgen dificultades si la superficie del terreno y/o los contactos entre capas, tienen mucha pendiente o presentan irregularidades, en lugar de ser horizontales y suaves.

EL uso de métodos geofísicos en ingeniería civil, requiere frecuentemente que se comparen los resultados obtenidos por la aplicación de alguno de ellos y los de otro método que puede ser también geofísico, o mediante un sondeo mecánico. La oficina del USBR (BUREAU RELAMATION OF THE UNITED STATES), observó que al hacer comprobaciones con sondeos mecánicos, en lugares donde fué posible, las profundidades de la roca firme localizadas por medio del método sísmico daban un grado de exactitud del 90 % al 95 % para profundidades de alrededor de 50 metros. El mismo promedio se observó en la utilización de algunos métodos geoléctricos, pero con la restricción de que a medida que aumentó la profundidad de sondeos, disminuyó el porcentaje de certeza.

Es importante hacer notar que los métodos geofísicos son solamente aplicables en los lugares donde son válidas las suposiciones teóricas en las cuales están basados. También es necesario saber para cada caso en particular cuales son los parámetros a medir y qué método se aplicará con mejores resultados. En base a lo anterior, y con la experiencia con que cuente el geofísico se determinará que método habrá de usarse para los fines encomendados.

El geofísico no se enfrenta con una muestra del subsuelo, sino con un lugar con todas las condiciones anómalas que este puede presentar. Por ello debe conocer el lugar tan completamente como pueda. Toda la información que sea posible obtener, desde datos hidrogeológicos a edafológicos, deberá tenerla a su disposición puesto que le supondrá una gran ayuda, no solo para planificar su investigación, sino para asegurar una interpretación lo más exacta posible de los datos geofísicos.

Hay dos puntos importantes para obtener buenos resultados:

1. Cuando se emplean dos o más métodos geofísicos en un lugar, deben asociarse físicamente en el campo, es decir debe haber puntos comunes donde ambos se hayan aplicado.
2. El personal encargado de la toma de datos en campo, debe realizar también la interpretación, sin dejar de reclamar la ayuda de expertos cuando se considere necesario.

En la interpretación geofísica, la experiencia y el ingenio personal son muy importantes, tanto en la aplicación de técnicas de campo como en la interpretación de datos. Cada etapa del proceso geofísico puede introducir errores: en la identificación de sismogramas, en las medidas de distancias, en los tiempos leídos, en los cálculos, etc. Estos errores pueden fácilmente acumularse con errores instrumentales que no se detectan a primera vista. Por todo ello, el geofísico deberá desarrollar su propio sistema de comprobación y control para todas las fases de su trabajo, para asegurar, tanto como sea posible, la bondad de los resultados de la interpretación final.

CAPITULO VII
EJEMPLO PRACTICO

VII.1 Antecedentes.

La Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos ha planeado realizar proyectos tendientes a la construcción de presas de almacenamiento y zonas de riego en diferentes municipios del estado de Sonora.

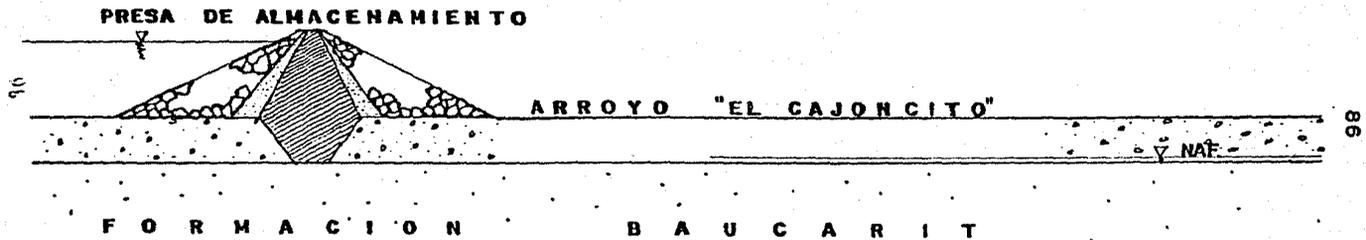
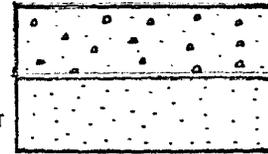
En cuatro de estos proyectos (Cajón de Onapa, Bacanora, Nacorí Chico y Tápiro) se presume que se presentarán problemas de abatimiento del nivel freático entre las presas y las zonas de riego, ocasionado por la construcción de la futura cortina de la presa. Esto provocará que los aprovechamientos hidráulicos utilizados para fines de riego, abrevadero y uso doméstico que estén situados entre estas zonas, se vean afectados por el abatimiento del agua, como se aprecia en el diagrama de la figura VII.1.

En consecuencia, dicha Secretaría por conducto de la subdirección de estudios específicos, encomendó a la compañía EXYCO, S. A. un estudio geofísico para definir la factibilidad de construcción de barreras sempermeables con el objeto de mantener la posición del nivel freático entre las presas de almacenamiento y las zonas de riego de los cuatro proyectos mencionados.

En este apartado solo se hará mención al proyecto

ALUVION

FORMACION BAUCARIT



ABATIMIENTO DEL NIVEL FREATICO EN EL CAUCE DEL ARROYO

FIG. VII-1

Nacori Chico por ser representativo de los estudios realizados en el conjunto de proyectos.

VII.2 Objetivos:

Se pretende alcanzar los siguientes objetivos:

- a) Conocer las características litológicas e hidrológicas de las rocas que constituyen el relleno aluvial, así como en su base impermeable.
- b) Definir la geometría de los rellenos aluviales en la zona de construcción de las barreras semipermeables, así como conocer el comportamiento de dichos materiales a lo largo del cauce de los arroyos.
- c) Evaluar la factibilidad de la construcción de las barreras semipermeables.

VII.3 Información Geológica.

Las características de las unidades litológicas que afloran en el área estudiada son las siguientes:

VII.3.1 Formación Báucarit (Tb (c))

En la zona estudiada solo se presenta la unidad conglomerática de la Formación Báucarit, que forma las paredes que limitan al arroyo Cajoncito.

Dicha unidad, está constituida por conglomerados y areniscas conglomeráticas mal clasificadas. Están constituidas por fragmentos de diversos tipos de rocas volcánicas, en tamaños desde arenas finas a gravas (5 a 7 cm.), su forma

varía de subangulosa a subredondeada. (En algunas zonas el contenido arenoso aumenta, por lo que la variación con glomerado-arenisca es muy irregular).

La matriz es principalmente arenosa, pero también se encuentran limos y arcillas en proporciones variables. La roca se encuentra bien consolidada y cementada; y presenta una capa de alteración, cuyo espesor se desconoce.

Las pruebas de permeabilidad realizadas en la zona de la boquilla muestran, en promedio, un valor de $K=3.45 \times 10^{-4} \frac{m}{dia}$; por lo tanto, se considera a esta unidad como impermeable a poco permeable.

VII.3.2 Terraza Aluvial (Qta)

Materiales distribuidos a los lados del cauce principal formando terrazas a lo largo del arroyo Cajoncito. Están constituidos por limos, arenas y gravas finas, en estado suelto; el espesor oscila entre 0.5 y 2m.

Estos depósitos se encuentran cubriendo en algunas partes a los materiales aluviales.

VII.3.3 Aluvión. (Qal)

El aluvión se distribuye a lo largo del Arroyo Cajoncito, con anchuras variables del orden de 50 y 200 m y espesores de aproximadamente 8 m.

Los materiales aluviales están formados por fragmentos redondeados de rocas volcánicas, en tamaños de arenas finas a gravas y ocasionales de boleos de mayor tamaño.

El grado de compactación es bajo en los primeros metros, pero posteriormente se vuelve más compacto (según los valores de velocidad sísmica).

No se realizaron pruebas de permeabilidad en el aluvión, pero sus características litológicas indican que debe presentar una buena permeabilidad.

VII.4 Estudios realizados.

Los métodos geofísicos que se utilizaron para el estudio de barreras semipermeables en los arroyos Sahuaripa, Bacanora, Tápiro y Nacori Chico, tienen la finalidad de obtener la geometría, las características de granulometría aproximada y compacidad de los materiales que constituyen el relleno de dichos arroyos, a partir de la información geológica.

Para ello se utilizaron dos métodos geofísicos: el eléctrico de resistividad, y el sísmico de refracción. El primero con el fin de determinar resistividades asociadas con el grado de compactación de los materiales fluviales, así como la saturación de los mismos y su probable granulometría. El segundo, para determinar la velocidad de propagación de las ondas sísmicas en los diferentes estratos, las cuales están asociadas con diferentes grados de compactación. El uso combinado de ambos métodos permite obtener una mayor resolución en el subsuelo, debido a la medición de dos parámetros diferentes (resistividad y velocidad de ondas sísmicas).

VII.5 Descripción del proyecto Nacori Chico.

Este proyecto se encuentra en las proximidades del poblado del mismo nombre. A lo largo del cauce del arroyo del Cajoncito (Plano No. 1) se realizaron ocho sondeos, con espaciamentos cada 500 metros. Con dicha información se elaboró el plano No. 2 y a continuación se presenta la tabla resumen de los sondeos.

TABLA No. 1

No. DE SONDEO	GRAVAS Y ARENAS SATURADAS			ESPESOR TO- Ø TAL DEL RE- (%) LLENO (m).	F. BAUCARIT (CONGLOMERADOS) (ohm-m)
	(ohm-m)	ESP. (m)			
SEV-1	132	3.5	13.7	4.3	19
SEV-2	110	9.0	15.8	10.0	10
SEV-3	252	3.5	8.4	5.0	8
SEV-5	72	3.0	22.0	4.5	10
SEV-7	338	7.0	6.7	8.3	6
SEV-8	7	5.0	23.0	6.4	4

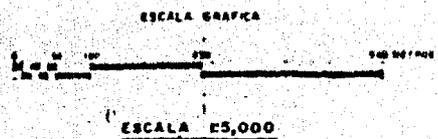
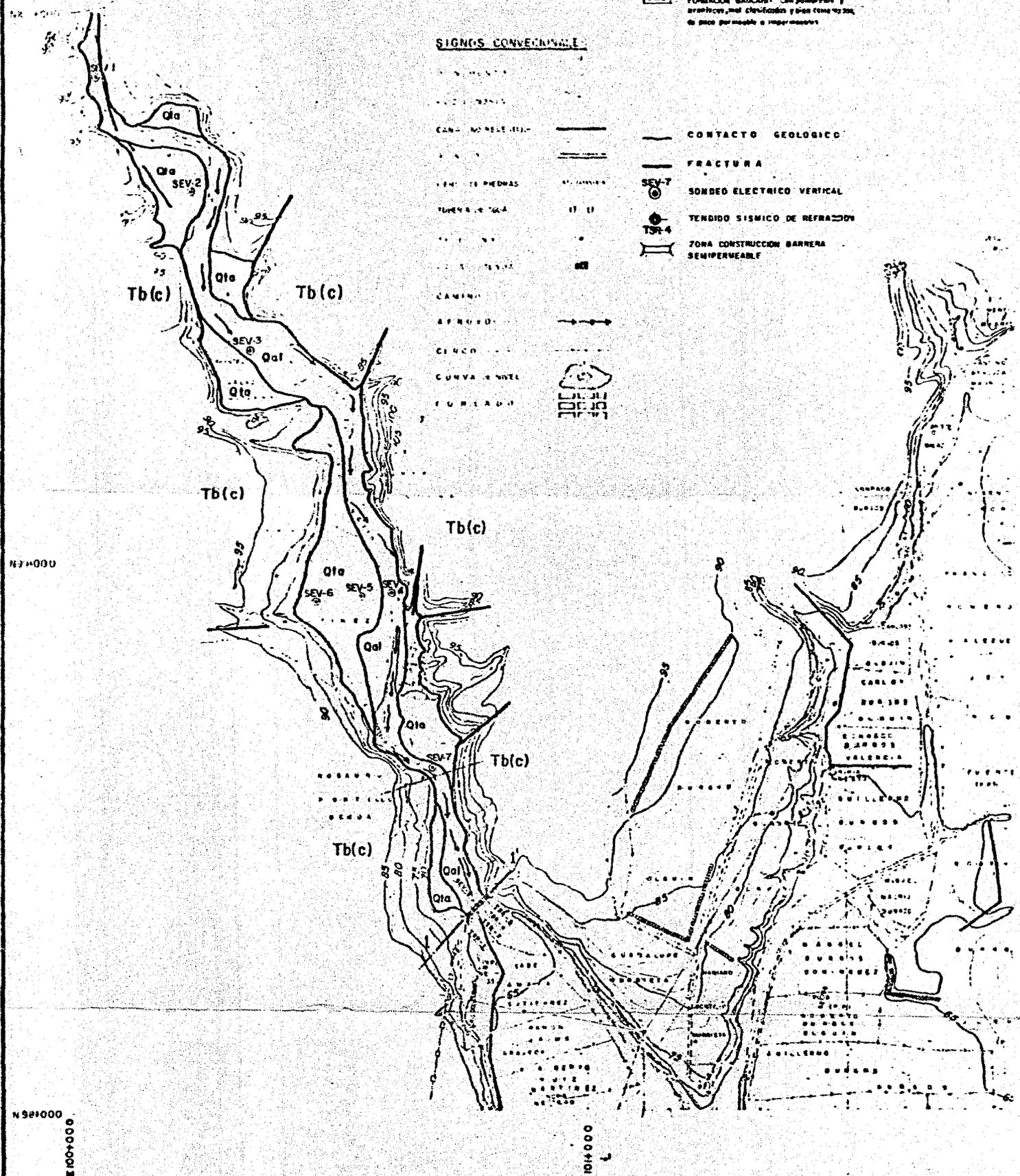
La zona de la barrera semipermeable está ubicada muy cerca del poblado de Nacori Chico. Se estudió mediante cuatro tendidos sísmicos y un sondeo eléctrico. La sección detallada está en el plano No. 2 y a continuación se presen

SIMBOLOGIA GEOLOGICA

- Qal** ALUVION Material de relleno en forma de arena y arena heterométrica depositado por avenas y arroyos, de buena permeabilidad
- Qta** TERRAZA ALUVIAL Depósitos de terrazas formados por arenas y gravas finas, de poca permeabilidad
- Tb(c)** FORMACION BAUCARIT Con pomasitas y arenitas, mal clasificadas y con cenizas, de poca permeabilidad e impermeables

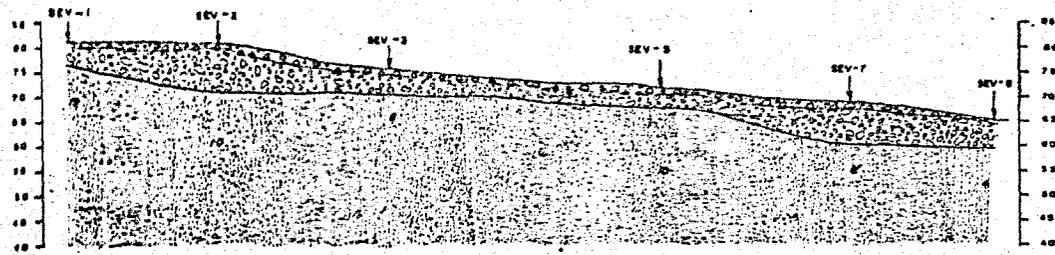
SIGNOS CONVENCIONALES

- | | | | |
|---------------------|-----|---|---|
| CANAL NO PERMANENTE | --- | CONTACTO GEOLOGICO | — |
| CANAL PERMANENTE | — | FRACTURA | — |
| VENA DE PIEDRAS | — | SONDEO ELECTRICO VERTICAL | ⊙ |
| TURBA DE GLACIAR | | TENDIDO SISMICO DE REFRACCION | ⊙ |
| ... | ... | ZONA CONSTRUCCION BARRERA SEMIPERMEABLE | ⊕ |
| CANAL | — | | |
| ARROYO | — | | |
| CERCO | — | | |
| CURVA A DERECHA | ⤴ | | |
| CURVA A IZQUIERDA | ⤵ | | |



PROYECTO "NACORI CHICO" MUNICIPIO DE NACORI CHICO, SON. **PLANO GEOLOGICO Y LOCALIZACION DE SONDEOS GEOFISICOS**

PLANO N°1

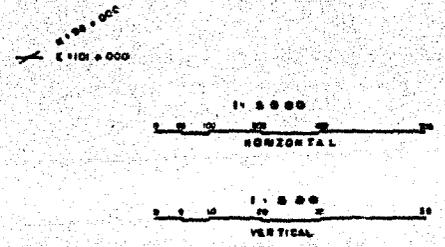
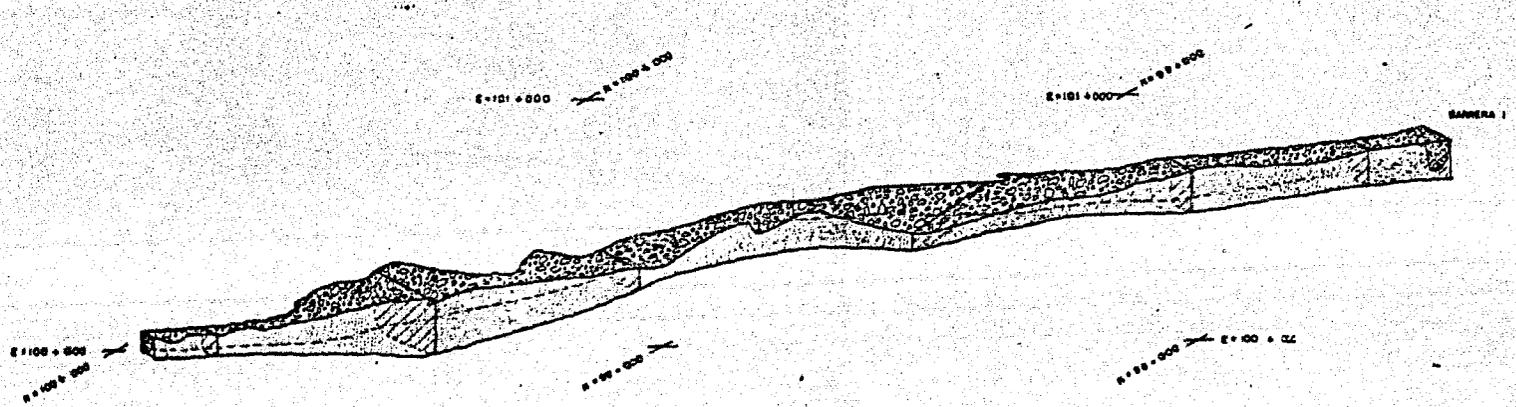
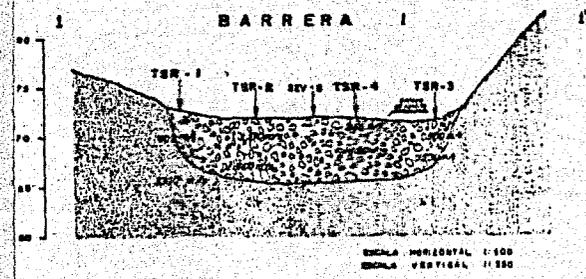
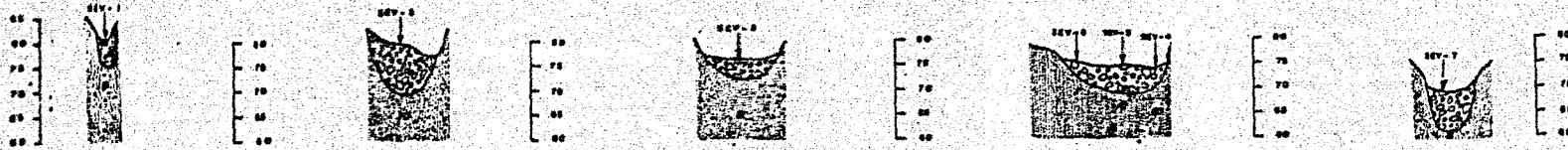


POSIBLE LITOLOGIA	RESISTIVIDAD OHM-M	VELOCIDAD m/s	MAQUETACION HIDRAULICA	RESISTENCIA EN LA ESCAVACION	POROSIDAD
GRANAS Y ARENOSAS SUELOS	500 - 20	800 - 200	SUELO PERMEABLE	MATERIAL SUELO	25.7 %
GRANAS Y ARENOSAS SUELOS	400 - 7.2	1400 - 200	SUELO IMPERMEABLE	MATERIAL COMPACTO	25.7 %
BAUCARIT ARENOSAS Y CONCRETADOS	20 - 0	2000	SUELO IMPERMEABLE	MUY COMPACTO	

SIMBOLOGIA

- SONDO ELECTRICAS VERTICALES _____ SEV
- PUNTO DE ATRIBUCION DEL SONDO _____
- RESISTIVIDAD EN OHM METRO _____
- CONTACTO ELECTROELECTRICO _____
- CONTACTO IMPERIDO _____
- TENIDO SIMILO DE REFRACCION _____ TSR
- VELOCIDAD MEDIA EN M/S _____
- SEVEL FREATICO _____

93



FACULTAD DE INGENIERIA U N A M
TESIS PROFESIONAL
 PROYECTO "MUCHI DUEO"
 ISOMETRICO, CORTES TRANSVERSALES Y PERFILES
 GEODELECTRICOS A LO LARGO DEL CAUCE
 LEON GONZALEZ LUIS RENE 1963

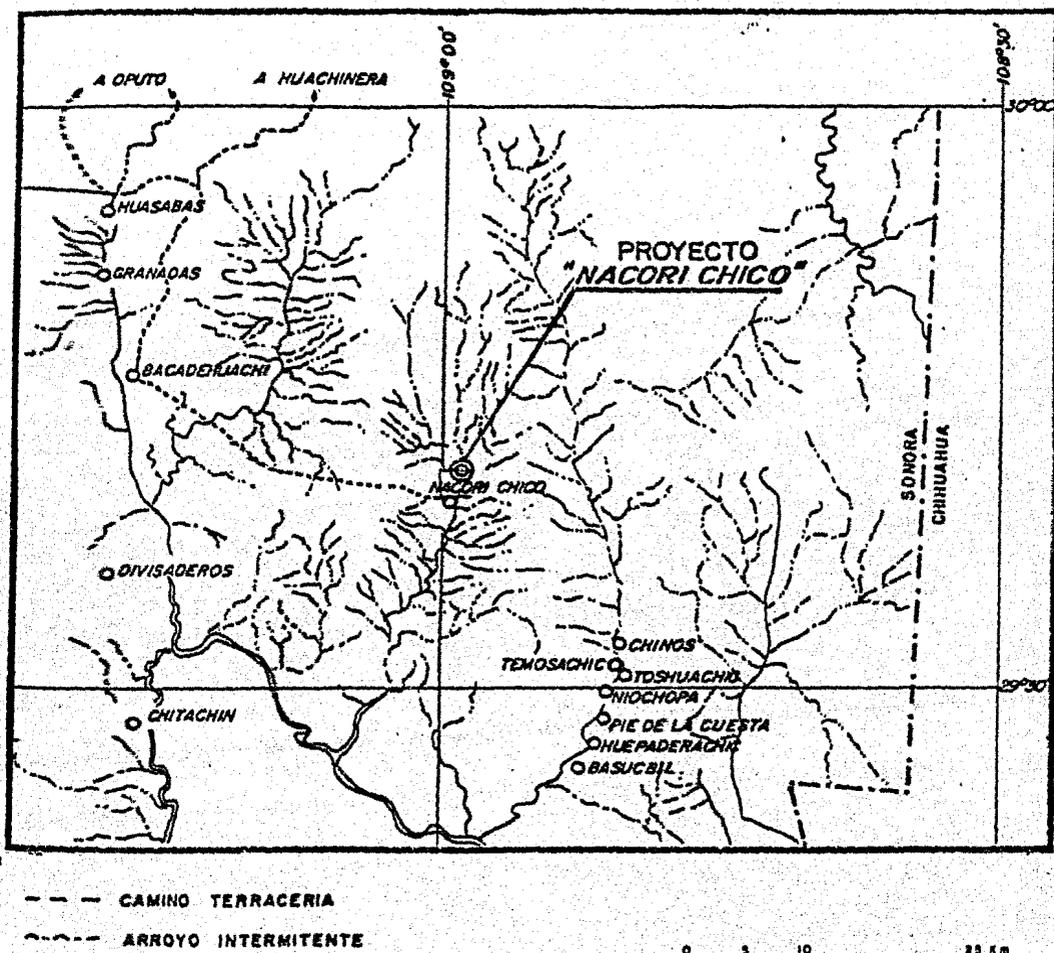


FIGURA VII-2.

LOCALIZACION DEL PROYECTO NACORI CHICO

ta la tabla resumen de los sondeos y sus comentarios.

TABLA No. 2

No. DE SONDEO	GRAVAS Y ARENAS SATURADAS				F. BAUCARIT (CONGLOMERADOS)	
	VEL. (m/s)	(ohm-m)	ESP. (m)	Ø (%)	ESPEJOR TO TAL DEL RE LLENO (m)	VEL. (m/s) (ohm-m)
TSR-1	602		4.0		5.0	3300
TSR-2	290 a 1600		5.0		6.0	3000
SEV-8		7 a 400	5.5	18.0	6.5	4
TSR-4	1600		5.0		6.0	3000
TSR-3	1500		3.2		4.0	3000

Los tendidos sísmicos muestran un paquete de tres metros de espesor de gravas no consolidadas. Bajo estas gravas y arenas secas, se encuentran otras más compactas, con una velocidad promedio de 1600 m/s; esta velocidad demuestra que tienen un grado de compactación media. En esta sección, la formación Báucarit se encuentra muy compacta, con una velocidad media de 3,000 m/s.

VII.6 Interpretación geológico-geofísica.

Los resultados obtenidos a través de las investiga -

ciones geológicas y geofísicas se analizan para definir las condiciones físicas del relleno aluvial.

Para ello se elaboraron dos tipos de tablas, una correspondiente a la tabla de correlación geológico-geofísica donde se presenta la litología asociada a los valores obtenidos de la velocidad de propagación de la onda sísmica, resistividad, porosidad, compactación y características hidrogeológicas correspondientes. El otro tipo de tabla es de resumen, en la que se muestra el sondeo geofísico y los resultados derivados de él, tales como: espesor de los materiales saturados, la resistividad de la formación Báuçarit etc. para las barreras semipermeables se suma la característica de velocidad de propagación de la onda sísmica.

A continuación se presenta la tabla No. 3 de correlación geológico-geofísica del proyecto Nacori Chico:

TABLA No. 3

CORRELACION GEOLOGICA-GEOFISICA PROYECTO "NACORI CHICO", SON.

LITOLOGIA	VELOCIDAD (m/s)	RESISTIVIDAD (ohm-m)	POROSIDAD RELATIVA (%)	COMPACTACION	CARACTERÍSTICAS HIDROLOGICAS
Gravas y Arenas Secas	265-602	65-630	22.7	Baja	Permeables
Gravas y Arenas Saturadas	602-1600	72-420	22.7	Media	Permeables

F. Búcarit
(Areniscas y
Conglomerados) 3300 4-20 Alta Impermeable

VII.7 Recomendaciones.

1. Una barrera impermeable daría lugar a que el agua contenida entre dos barreras quedase estancada, es decir, no existiría flujo sino hasta el nivel superior de la barrera. La ausencia de flujo provocaría un foco de contaminación superficial (aguas negras, abrevaderos, fertilizantes, etc.), con efectos en el subsuelo aumentando en su concentración hasta contaminar en grado irreversible el acuífero, tal como se observa en la figura VII.3, por lo tanto es necesario:

A) Reducir al máximo cualquier foco de contaminación superficial o subterránea.

B) Que el material de la barrera no sea totalmente impermeable, sino que dicha barrera reúna cierta permeabilidad, de tal manera que se mantenga un nivel piezométrico deseado y además se permita el flujo subterráneo.

2. El diseño de una barrera semipermeable debe considerar varios aspectos:

A) Un balance hídrico en la cuenta de influencia, en las zonas entre barreras a construir. El balance debe contemplar: precipitación, evapotranspiración, extracción, bombeos, aportaciones de riego y escorrentía.

B) Un análisis entre el agua que se aporta por vía natural (escorrentía por lluvia, etc.) y la que se aporta por

vía artificial (riego, presas, etc.), de tal manera que se cuantifique el agua que es necesario vertir en cada subcuenca artificial y en total a lo largo del río.

C) Cada barrera semipermeable debe tener una permeabilidad definida para lograr un equilibrio con el balance entre cuencas artificiales y el nivel freático deseado.

D) Que la altura de la barrera semipermeable no dé lugar a que se eleve excesivamente el nivel freático y el agua capilar contenida en la zona no saturada quede lo suficientemente cerca de la superficie, evaporándose ésta.

3. Se recomienda llevar a cabo en los sitios seleccionados perforaciones directa para calibrar y verificar los resultados geofísicos.

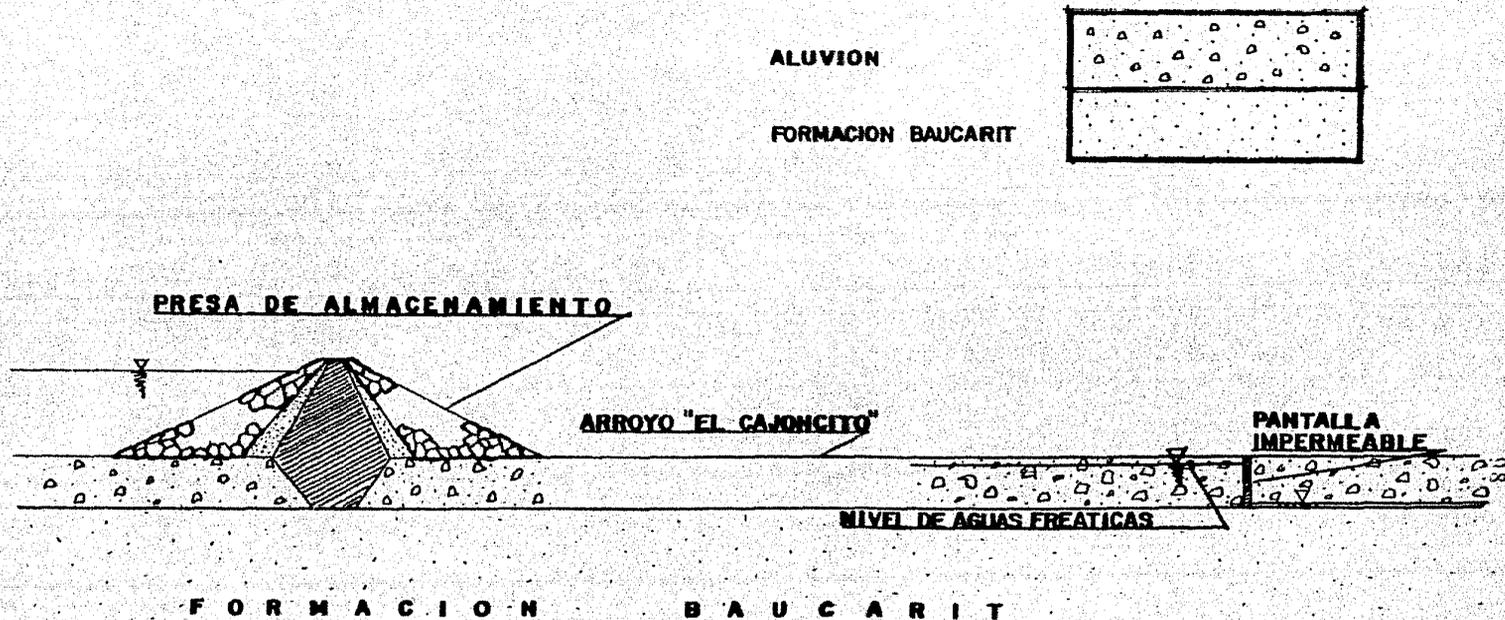
4. Sería útil que al realizar la excavación de una barrera, se tratara de establecer una correlación entre el grado de compacidad encontrado y los valores de velocidad sísmica.

VII.8 Métodos Empleados.

VII.8.1 Método de Refracción Sísmica.

El método de sísmica de refracción fué utilizado en el presente proyecto con el fin de obtener la profundidad del límite impermeable en el subsuelo, así como el grado de compactación del material.

El equipo que se utilizó para realizar los estudios de sísmica de refracción en la barrera 1, Nacori Chico, fué



COLOCACION DE BARRERA IMPERMEABLE Y ESTANCAMIENTO DEL AGUA

FIG. VII-3

sismógrafo de una traza, Marca "Geometrics" modelo ES-125.

Los datos necesarios para el cálculo de velocidad se obtuvieron al excitar el terreno mediante el impulso generado con un golpe de martillo; y los tiempos de llegada de la onda fueron detectados y amplificados por un geófono, cuyas oscilaciones se observan directamente en la pantalla de un osciloscopio, sitio en donde además se registran gráficamente los primeros arribos de la onda y de ella definir los tiempos de llegada de la onda compresional (onda P).

Con estos tiempos se construyen las dromocronas, que son curvas de tiempo (en milisegundos)-distancia (en metros), en las cuales es posible obtener la velocidad de cada refractor mediante el cálculo del inverso de la pendiente.

VII.8.2 Método de Resistividad.

El método de resistividad en corriente continua fué empleado para determinar, aproximadamente, las secciones geoelectricas que conforman el cauce del río, así como las características hidrogeológicas de los materiales.

El equipo que se utilizó fué un transmisor SCINTREX TSQ de 750 watts de potencia, y además se optó por emplear el dispositivo SCHLUMBERGER.

En general el método consiste en inducir una corriente directa (I) en el terreno, a través de los electrodos A y B, y determinar la diferencia de potencial que se genera en los electrodos M y N (ΔV) (fig. VII.4). Con estos parámetros se determinó el valor de la resistividad aparente (ρ_a), mediante la siguiente relación:

$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I}$$

En donde (k) es el factor geométrico del dispositivo que varía para cada cambio de posición de los electrodos, AB y MN.

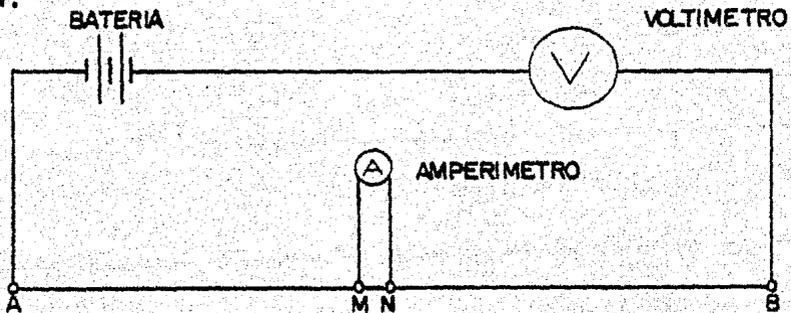


FIG. VII.4

Los valores de la resistividad aparente se grafican contra la abertura semielectrónica ($AB/2$) en una escala bi-logarítmica. Las curvas de campo son corregidas por las variaciones laterales para ser interpretadas por superposición de curvas patrón y con la técnica del punto auxiliar, obteniéndose su resistividad y espesor real (que se utilizan como modelo). Se implementa un programa de computadora denominado "O'NEILL", el cual resuelve el problema de interpretación directamente, obteniéndose la curva de resistividad aparente correspondiente al modelo, que al ser compara-

do con la curva de campo es posible obtener el error promedio porcentual de la interpretación; error que en todos los casos se mantuvo menor al 10%.

Ya con los datos definitivos se formaron las secciones geoelectricas, a las cuales se le asociaron los datos geológicos correspondientes.

El cálculo de la porosidad se efectuó a partir de la ecuación de ARCHI modificada para rocas granulares, la cual expresa que:

$$\frac{\rho_o}{\rho_w} = \phi^{-1.3}$$

en donde:

ρ_o = Resistividad del medio saturado.(ohm-m)

ρ_w = Resistividad del fluido saturante(ohm-m)

ϕ = Porosidad (adimensional)

1.3 = Factor de cementación

En este caso se utilizó un valor para la resistividad del fluido saturante de 10 ohm-m, representada por el agua, con un promedio de sales disueltas de 800 p.p.m.

El trabajo de campo se realizó en un día efectivo de trabajo, con una brigada de cuatro personas (un ingeniero, un liniero y dos peones) y en condiciones difíciles por falta de caminos de acceso.

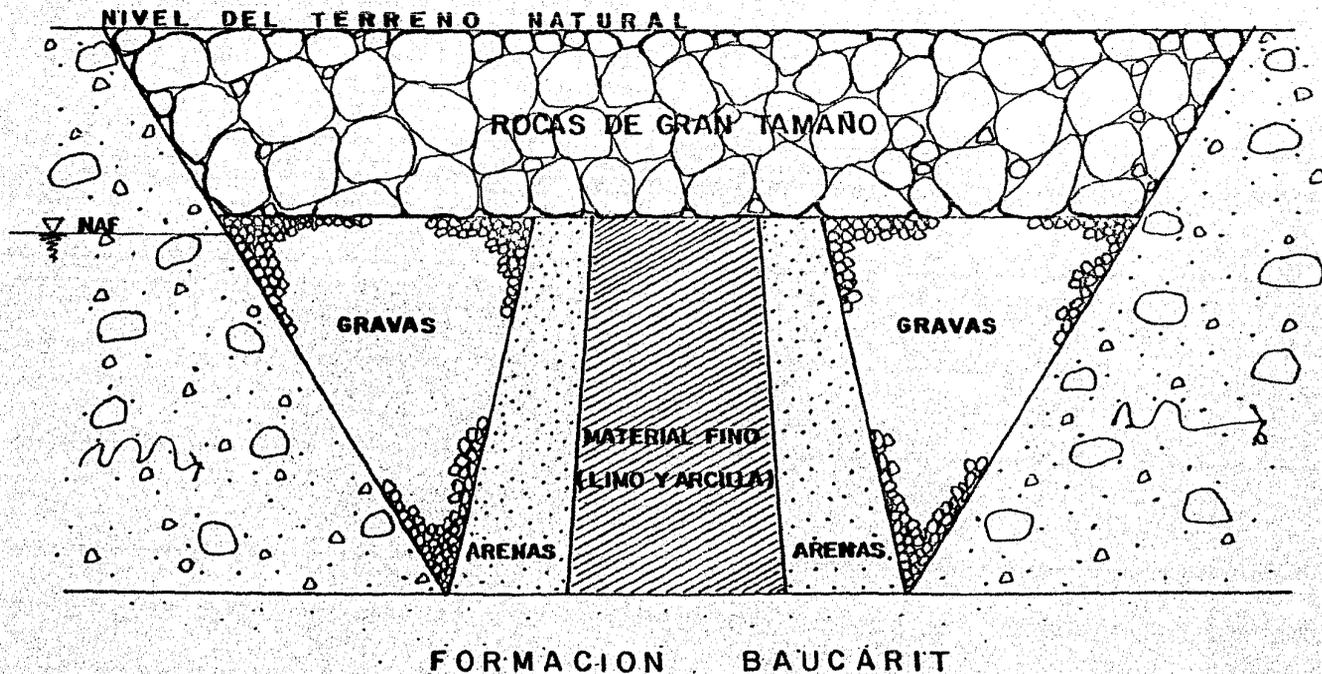
Con la aplicación de los métodos geofísicos empleados se lograron los objetivos planteados en un principio, dando como resultado final la construcción de la barrera semipermeable. Aquí, se recomienda seguir el siguiente proceso constructivo:

- a) Excavación hasta encontrar el estrato impermeable, cuidando la estabilidad natural del material excavado.
- b) Selección de materiales, siendo necesarios: gravas, arenas, limos y arcillas, así como rocas de gran tamaño. Estos materiales pueden localizarse en el cauce del mismo arroyo.
- c) Extendido de los materiales en franjas, formando un filtro, colocando los materiales de mayor a menor tamaño en dirección al núcleo de la trinchera, como se indica en la figura (VII.5).

Es necesario además, darle una compactación del 40 % en prueba proctor, para no restarle permeabilidad a la estructura.

- d) A partir de las dos terceras partes de la altura total de la excavación, será necesario terminar el relleno faltante con rocas de gran tamaño, con el fin de evitar el arrastre de los materiales que forman la barrera.

Como conclusión de este capítulo, se puede decir que para este trabajo en particular los métodos geofísicos empleados fueron de mucha utilidad, ya que ayudaron a definir la zona con una mayor precisión, al mismo tiempo que dieron curso a un criterio en base a los resultados obtenidos. Todo esto a costo relativamente bajo y en poco tiempo.



CORTE TRANSVERSAL DE LA BARRERA PERMEABLE .

A P E N D I C E S

APENDICE A

FORMACION Y PROPAGACION DE ONDAS ELASTICAS A TRAVES DE UN MEDIO Y RELACION CON LAS CONSTANTES ELASTICAS DEL MISMO.

A.1 Generalidades. Al golpear un material elástico brúscamente durante un tiempo muy breve, por ejemplo dando un martillazo a una barra metálica en uno de sus extremos; esto produce esfuerzos y desplazamientos interiores que se propagan en forma de ondas a lo largo de la pieza.

Para simplificar el análisis del fenómeno, es conveniente descomponer idealmente tales ondas en una componente distorsional y una componente de dilatación. La componente distorsional es responsable de rotaciones y deformaciones angulares, pero no de cambios volumétricos del material. La componente de dilatación, por lo contrario, provoca dilataciones y compresiones que avanzan dentro del medio sin distorsionarlo, (figura A1)

Estas dos ondas se propagan en un medio homogéneo e isotropo a velocidades constantes pero diferentes entre sí. En realidad las formaciones geológicas no son homogéneas ni isotropas. Sin embargo, se pueden tratar de ese modo, asumiendo variaciones de continuidad y discontinuidad de la propiedad física analizada, a la cual se le aplica la teoría de los elementos pequeños de una substancia elástica. Otra de las suposiciones que se asumen es la de tratar con cuerpos perfectamente elásticos.

A.2 Elementos de la teoría de las deformaciones elásticas y propagación de ondas.

a) Relación entre esfuerzos y deformaciones.

Se considera un elemento de volumen de un cuerpo elástico sujeto a esfuerzos, (figura A.2).

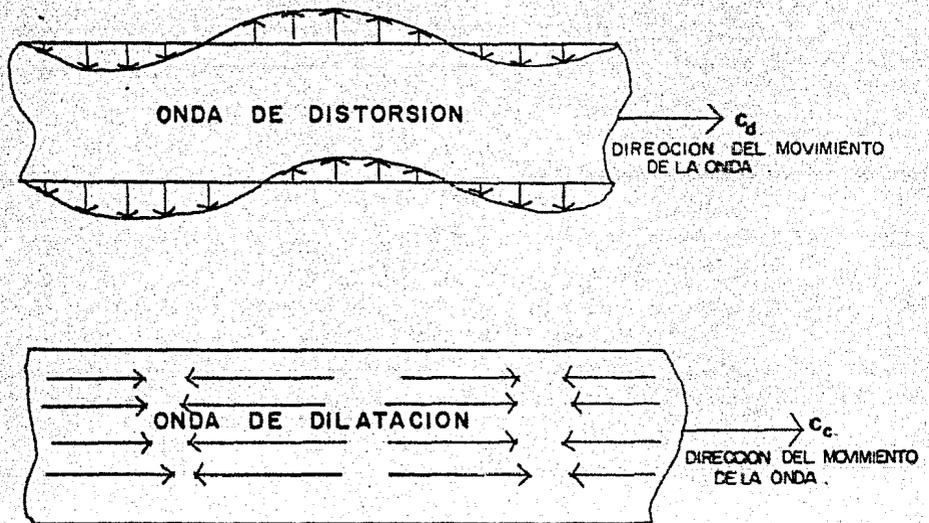


FIG. A.1

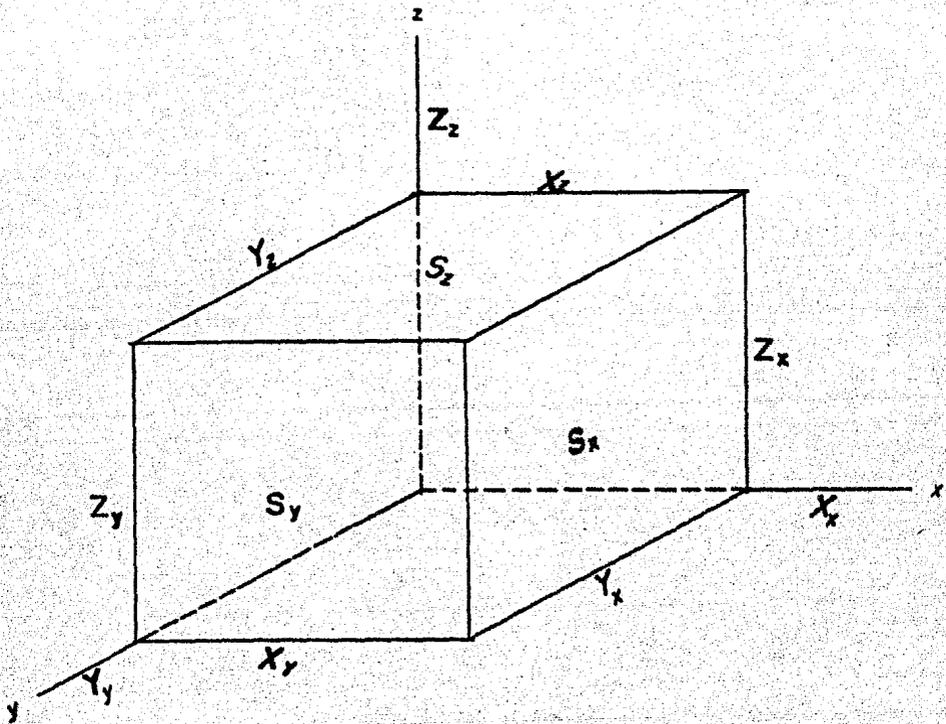


FIG. A 2

su orientación será escogida de tal manera que sus tres componentes X_x , Y_y , y Z_z , estén formando ángulos rectos a sus superficies S_x , S_y , S_z , respectivamente. Estas tres componentes del esfuerzo se les llama esfuerzos normales. Dos componentes del esfuerzo existen en cada superficie en ángulo recto con cada uno de los tres esfuerzos normales. Estas componentes son conocidas como esfuerzos tangencia -

les y se denotan por Z_x, X_z, Y_x, X_y ; y Z_y, Y_z . De tal manera que cuando estos esfuerzos tangenciales son iguales uno al otro en cada par el cuerpo no rotará.

a.1 Esfuerzos Normales. Bajo la influencia de los esfuerzos normales X_x, Y_y, Z_z , los tres lados del elemento de volúmen sufrirán los desplazamientos u en la dirección x , v en la dirección y , y w en la dirección z . Entonces las deformaciones por unidad de longitud, ó deformaciones específicas, son:

$$\frac{\partial u}{\partial x} ; \frac{\partial v}{\partial y} ; \frac{\partial w}{\partial z}$$

El cambio de volúmen Δv , resultado de las deformaciones en las tres direcciones, es igual a la suma de las deformaciones específicas:

$$\frac{\Delta v}{v} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = \theta \quad \text{Ec. 1}$$

Si θ es negativa, se habrá reducido el volúmen ó compresión; si es positiva será una extensión o dilatación. En este tipo de deformación, los ángulos se mantienen constantes. Así que las deformaciones son proporcionales a los esfuerzos, y escribiendo esto en la dirección X , se tendrá:

$$\frac{\partial u}{\partial x} = \epsilon_{x_x} \quad \text{Ec. 2}$$

donde ϵ es el coeficiente de dilatación. Pero es más común en contrarlo en la forma siguiente:

$$\frac{1}{\epsilon} = \frac{x_x}{\frac{\partial u}{\partial x}} = \frac{P/S}{\Delta L/L}$$

en ésta relación P/S es la presión por unidad de área (kg/cm^2), S es el área (cm^2), y $1/\epsilon$ es el módulo de Young:

$$E = \frac{P}{S} \cdot \frac{L}{\Delta L} \quad \text{Ec. 3}$$

Un esfuerzo tensional X_x causa una elongación (du) en la dirección X , pero al mismo tiempo produce una reducción de sección en los planos Y ($\frac{\partial v}{\partial y}$), Z ($\frac{\partial w}{\partial z}$), respectivamente. Al asumir que el tamaño de estas reducciones son iguales a una fracción y proporcionales a la elongación (du), se tendrá:

$$\frac{\partial v}{\partial y} = \frac{\partial w}{\partial z} = \sigma \frac{\partial u}{\partial x} \quad \text{Ec. 4}$$

El factor de proporcionalidad σ es llamado relación de Poisson.

Sustituyendo la (Ec. 2) en (Ec. 4):

$$\sigma \frac{\partial u}{\partial x} = \frac{\partial v}{\partial y} = \frac{\partial w}{\partial z} = \epsilon x_x \sigma \quad \text{Ec. 5}$$

ó bien

$$\sigma E \frac{\partial u}{\partial x} = E \frac{\partial v}{\partial y} = E \frac{\partial w}{\partial z} = \sigma X_x$$

La extensión en x dada por (Ec. 2) es opuesta a la reducción de la sección debida al esfuerzo normal Y_y . Por analogía con (Ec.5) esta reducción es $(\partial u/\partial x) = \sigma \epsilon Y_y$. Una reducción adicional a la anterior es la debida a Z_z , la cual es $\sigma \epsilon Z_z$. Por lo tanto, la deformación total en x será:

$$\frac{\partial u}{\partial x} = \epsilon X_x - \sigma \epsilon Y_y - \sigma \epsilon Z_z$$

en general para todas las direcciones:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial x} &= \epsilon [X_x - \sigma (Y_y + Z_z)] \\ \frac{\partial u}{\partial y} &= \epsilon [Y_y - \sigma (X_x + Z_z)] \\ \frac{\partial u}{\partial z} &= \epsilon [Z_z - \sigma (X_x + Y_y)] \end{aligned} \right\} \text{Ec. 6}$$

Sumando las tres ecuaciones y considerando (Ec. 1)

$$\epsilon = \epsilon (1 - 2\sigma) (X_x + Y_y + Z_z) \quad \text{Ec. 7}$$

sumando al lado derecho de la primera ecuación de (Ec. 6), $+X_x \sigma \epsilon$; $-X_x \sigma \epsilon$ quedaría: (La deformación específica en x):

$$\frac{\partial u}{\partial x} = \epsilon [X_x (1 + \sigma) - \sigma (X_x + Y_y + Z_z)]$$

y tomando en cuenta (Ec.7)

$$\frac{\partial u}{\partial x} = \epsilon [X_x (1 + \sigma)] - \frac{\sigma \epsilon}{(1 - 2\sigma)}$$

resolviendo para el esfuerzo normal y tratando todas las ecuaciones (Ec. 6)

$$\left. \begin{aligned} x_x &= \frac{\sigma}{E} \frac{\theta}{(1+\sigma)(1-2\sigma)} + \frac{1}{E(1+\sigma)} \frac{\partial u}{\partial x} \\ y_y &= \frac{\sigma}{E} \frac{\theta}{(1+\sigma)(1-2\sigma)} + \frac{1}{E(1+\sigma)} \frac{\partial v}{\partial y} \\ z_z &= \frac{\sigma}{E} \frac{\theta}{(1+\sigma)(1-2\sigma)} + \frac{1}{E(1+\sigma)} \frac{\partial w}{\partial z} \end{aligned} \right\} \text{Ecs. 8}$$

Los dos coeficientes de estas relaciones son conocidos como coeficientes de Lamé:

$$\lambda = \frac{\sigma E}{(1+\sigma)(1-2\sigma)} ; \mu = \frac{E}{2(1+\sigma)} \quad \text{Ec. 8a}$$

μ ; es conocido como el módulo de rigidez. Escribiendo de nuevo (Ec. 8)

$$\left. \begin{aligned} x_x &= \theta \lambda + 2\mu \frac{\partial u}{\partial x} \\ y_y &= \theta \lambda + 2\mu \frac{\partial v}{\partial y} \\ z_z &= \theta \lambda + 2\mu \frac{\partial w}{\partial z} \end{aligned} \right\} \text{Ecs. 9}$$

Estas son las ecuaciones que expresan los esfuerzos normales en función del cambio de volumen y las deformaciones específicas en la misma dirección. Además establecen que las deformaciones producidas por los esfuerzos normales dependen tanto de λ y de μ , en cambio como se verá después los esfuerzos tangenciales dependen solamente de μ . Las ecuaciones (Ec. 9) indican además que los esfuerzos normales son iguales cuando la rigidez es cero. En este ca

Si los esfuerzos tangenciales son cero y los normales son de presión hidrostática. Si $X_x = Y_y = Z_z = -P$, se tienen:

De las ecuaciones (1) . (9)

$$-3P = 3\theta \lambda + 2\mu \theta \quad ; \quad P = -\theta \left(\lambda + \frac{2}{3}\mu \right)$$

$$\text{Si } \lambda + \frac{2}{3}\mu = k \quad ; \quad \text{entonces:}$$

$$P = -k \theta \quad \text{ó} \quad -\theta = P/k = PK$$

El factor k es el factor de incompresibilidad o módulo de bulk; su recíproco K es la compresibilidad. En términos del módulo de Young:

$$k = \frac{E}{3(1-2\sigma)} \quad \text{Ec. 10}$$

a.2 Esfuerzos Tangenciales. Estos producen un cambio en los ángulos de un cuerpo elástico y conserva las superficies. En el plano X-Z de un paralelepípedo elemental, los esfuerzos tangenciales X_z y Z_x producen las deformaciones $d\alpha$ y $d\omega$ y los ángulos de deformación ϕ'_{xz} y ϕ'_{zx} , los cuales están relacionados a los esfuerzos por un factor de proporcionalidad $(1/\mu)$. Así, como muestra la fig. (A.3) $\phi'_{xz} \approx (1/\mu) X_z$ y $\phi'_{zx} \approx (1/\mu) Z_x$. Entonces X_z y Z_x son intercambiables, el resultado

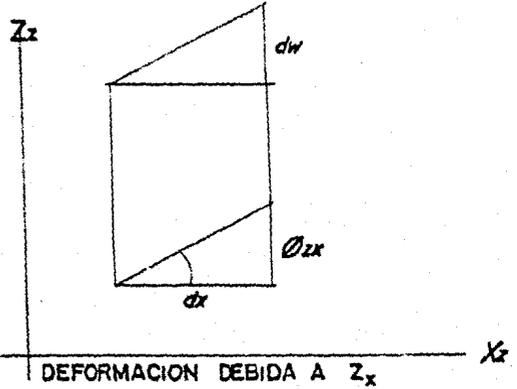
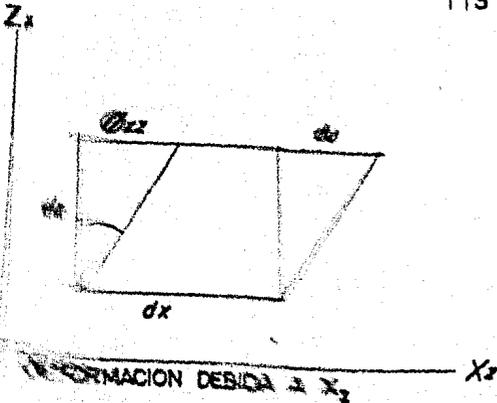


FIG. A3

transformada a la forma:

$$\left. \begin{aligned} \epsilon \phi_{xz} &= \frac{1}{\mu} X_z \\ \epsilon \phi_{yz} &= \frac{1}{\mu} Y_z \\ \epsilon \phi_{xy} &= \frac{1}{\mu} X_y \end{aligned} \right\}$$

Ecs. 11

Por lo tanto $dz \phi'_{xz} = du$; $dx \phi'_{zx} = dw$

Por lo tanto $\phi_{xz} = \frac{du}{dz} + \frac{dw}{dx}$; γ

$$\left. \begin{aligned} \phi_{xz} &= \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \\ \phi_{yz} &= \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \\ \phi_{xy} &= \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \end{aligned} \right\}$$

Ecs. 12

combinando las ecuaciones 11 y 12

$$\left. \begin{aligned} X_z &= \mu \left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right) \\ Y_z &= \mu \left(\frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \right) \\ X_y &= \mu \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \end{aligned} \right\}$$

Ecs. 13

Las características de la propagación de las ondas sísmicas, particularmente sus velocidades, dependen de las constantes elásticas definidas en el capítulo (2). En éste capítulo se trata de demostrar la relación que existe entre ambas. Para hacerlo es necesario estudiar la ecuación clásica de onda, a partir de las relaciones de Hooke.

La forma general de la ecuación de onda, la cual se aplica en la mayoría de las veces a ondas sísmicas que se propagan a través de la tierra, asume que en la deformación tridimensional, cada componente del esfuerzo está asociado con deformaciones en dos ó más direcciones, tal como se muestra en las ecuaciones 9 y 13.

Para hacer la demostración en forma sencilla, se considere el caso en que los esfuerzos y las deformaciones son aplicados en la misma dirección, (onda unidireccional que se propaga en el sentido del eje x). Esto es que ocurre cuando una barra delgada esta sujeta a deformaciones elásticas a lo largo de su eje longitudinal figura (A.4). Esta barra de área transversal dA , tiene un módulo de Young E , y densidad ρ , se moverá de la posición marcada con línea llena a la que ésta con líneas discontinuas cuando se le aplique un esfuerzo $S(x)$ en la dirección del eje x .

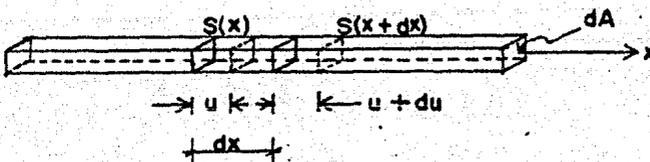


fig. A.4

Ahora bien, la fuerza en cualquier superficie es igual al esfuerzo multiplicado por el área. La fuerza neta que resulta en el elemento, será la diferencia entre las fuerzas $S(x)dA$ y $S(x+dx)dA$, en donde $S(x + dx)$ es el esfuerzo en la posición $(x + d)$.

Esta fuerza elástica neta (según la segunda ley de Newton $F = m : a$) se iguala con la masa $\rho dxda$ (densidad multiplicada por el volumen) del elemento, y multiplicándolo por la aceleración $\frac{d^2u}{dt^2}$ de una partícula, teniendo la deformación instantánea u .

Esta relación se expresa en la forma siguiente:

$$S(x + dx) - S(x) dA = d^2u / dt^2 dxda$$

$$S(x + dx) - S(x) = (dS/dx) dx$$

de la ecuación (2) $S = E du / dx$ (la parcial no será necesaria porque se trata de la deformación solamente en la dirección de x). Diferenciando el término S :

$$E \frac{d^2u}{dx^2} dxda = \rho \frac{d^2u}{dt^2} dxda$$

despejando el primer miembro, tendrá la ecuación de movimiento:

$$\frac{d^2u}{dx^2} = \frac{\rho}{E} \frac{d^2u}{dt^2} \quad \text{Ec. 14}$$

A continuación se muestra la forma clásica de la ecuación de onda:

$$\frac{d^2q}{dx^2} = \frac{1}{V^2} \frac{d^2q}{dt^2} \quad \text{Ec. 15}$$

En donde V es la velocidad de propagación.

Para el caso de una onda elástica en una barra, se compa

con las ecuaciones 14 y 15, de donde se observa que:

$$v = \sqrt{\frac{E}{\rho}} \quad \text{Ec. 16}$$

Así que la velocidad de ésta onda depende solo del módulo elástico y de la densidad.

La ecuación de onda tridimensional, la cual puede ser obtenida de igual forma, es esencialmente análoga para deformaciones elásticas a compresión, y se muestra a continuación:

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} = \frac{\rho}{\lambda + 2\mu} \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} \quad \text{Ec. 17}$$

en donde θ es la dilatación cúbica.

Para deformaciones debida a cortante, también se llega a la siguiente ecuación:

$$\frac{\partial^2 \delta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \delta}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \delta}{\partial z^2} = \frac{\rho}{\mu} \frac{\partial^2 \delta}{\partial t^2} \quad \text{Ec. 18}$$

en donde δ es la deformación debida al cortante.

Por comparación de las ecuaciones 15 con la 17 y la 18 se demuestra que la velocidad V_p para ondas compresionales es:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad \text{Ec. 19}$$

y la velocidad V_s para ondas cortantes es:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad \text{Ec. 20}$$

La relación que existe entre la velocidad de ondas compresionales V_p y las constantes elásticas λ , μ , y ρ , está dada por la ecuación 19.

De las ecuaciones 8a $\lambda = \frac{\sigma E}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}$; $\mu = \frac{E}{2(1+\sigma)}$
sustituyendo en la ecuación 19:

$$V_p = \sqrt{\frac{E\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)} + 2 \frac{E}{2(1+\sigma)} \frac{1}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \left[\frac{\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)} + \frac{1}{1+\sigma} \right]}$$

$$= \sqrt{\frac{E}{\rho} \left[\frac{\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)} + \frac{1 \cdot (1-\sigma)}{(1+\sigma)(1-\sigma)} \right]} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1-\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}}$$

Del mismo modo, la relación entre las velocidades de las ondas de cortante viene dada por la ecuación 20.

$$V_s = \sqrt{\frac{1}{\rho} \frac{E}{2(1+\sigma)}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{2(1+\sigma)}}$$

Por último, la relación entre las velocidades compresionales y las de cortante.

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{\frac{E}{\rho} \frac{1-\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}}{\frac{E}{\rho} \frac{1}{2(1+\sigma)}}} = \sqrt{\frac{2(1+\sigma)(1-\sigma)}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}} = \sqrt{\frac{2(1-\sigma)}{1-2\sigma}}$$

finalmente

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{1-\sigma}{1/2-\sigma}}$$

Esta relación expresa que la velocidad de la onda compresional debe ser siempre mayor que la velocidad de la onda cortante, para un medio en particular. Para la mayoría de las rocas consolidadas la relación V_p / V_s oscila entre 1.5 y 2.0.

TRANSFORMACION DE LAPLACIANO DE COORDENADAS RECTANGULARES A ESFERICAS*.

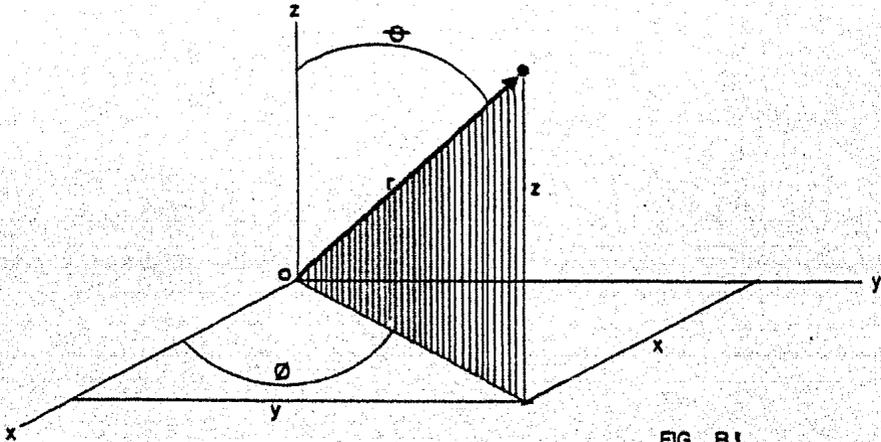


FIG. B.1

Las coordenadas rectangulares y esféricas están relacionadas por :

$$\begin{aligned} X &= r \operatorname{sen} \Theta \cos \phi \\ Y &= r \operatorname{sen} \Theta \operatorname{sen} \phi \\ Z &= r \cos \Theta \end{aligned} \quad \text{b.1}$$

Las relaciones inversas son :

$$\begin{aligned} r &= \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} \\ \Theta &= \cos^{-1} \frac{Z}{r} \\ \phi &= \tan^{-1} \frac{Y}{X} \end{aligned} \quad \text{b.2}$$

El Laplaciano se expresa en la siguiente forma :

$$\begin{aligned} \nabla^2 V &= V_{xx} + V_{yy} + V_{zz} \\ V_{xx} &= \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} ; V_{yy} = \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} ; V_{zz} = \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} \end{aligned} \quad \text{b.3}$$

* (Para desarrollar el estudio de semiespacio formado por un suelo homogéneo e isotrópico, en cuya superficie se supone una carga puntual, es conveniente expresar la ecuación de Laplace en coordenadas esféricas).

Ya que $V = V(r, \theta, \phi)$ al derivar se debe utilizar la regla de la cadena.

$$V_x = V_r r_x + V_\theta \theta_x + V_\phi \phi_x$$

Diferenciando de nuevo con respecto a x :

$$\begin{aligned} V_{xx} &= (V_r r_x)_x + (V_\theta \theta_x)_x + (V_\phi \phi_x)_x \\ &= V_{rx} r_x + V_r r_{xx} + V_{\theta x} \theta_x + V_\theta \theta_{xx} + V_{\phi x} \phi_x + V_\phi \phi_{xx} \end{aligned} \quad \text{b.4}$$

aplicando nuevamente la regla de la cadena, y tomando en cuenta que si las primeras y segundas derivadas parciales son continuas, entonces $V_{rx} = V_{xr}$

$$\begin{aligned} (V_r)_x &= (V_r)_r \\ &= (V_r r_x)_r + (V_\theta \theta_x)_r + (V_\phi \phi_x)_r \\ &= V_{rr} r_x + V_r r_{xr} + V_{r\theta} \theta_x + V_\theta \theta_{xr} + V_{r\phi} \phi_x + V_\phi \phi_{xr} \end{aligned}$$

pero $r_{rx} = 0$, $\theta_{rx} = 0$. Procediendo en forma semejante para los otros términos de la ecuación (b.4) se llega a :

$$\begin{aligned} (V_r)_x &= V_{rr} r_x + V_{r\theta} \theta_x + V_\theta \theta_{rx} + V_{r\phi} \phi_x \\ (V_\theta)_x &= V_{\theta r} r_x + V_{\theta\theta} \theta_x + V_{\theta\phi} \phi_x \\ (V_\phi)_x &= V_{\phi r} r_x + V_{\phi\theta} \theta_x + V_{\phi\phi} \phi_x \end{aligned} \quad \text{b.5}$$

Ahora buscando los términos $r_x, r_{xx}, \theta_x, \dots$ etc.

$$r_x = \frac{x}{r} \quad , \quad r_{xx} = \frac{y^2 + z^2}{r^3}$$

$$\theta_x = \frac{yz}{r^2(x^2 + y^2 + z^2)^{1/2}} \quad , \quad \theta_{xx} = \frac{r^2 y^2 z - 2x^4 z - 2x^2 y^2 z}{r^4 (x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}}$$

$$\theta_{rx} = \frac{-2xyz}{r^3(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}}$$

$$\phi_x = \frac{-y}{(x^2 + y^2)} \quad , \quad \phi_{xx} = \frac{2xy}{(x^2 + y^2)^2}$$

b.6

Sustituyendo las relaciones (b.6) en (b.5)

$$(V_r)_x = V_{rr} \frac{x}{r} + V_{r\theta} \frac{x^2}{r^2(x^2+y^2)^{1/2}} - V_{r\phi} \frac{2xz}{r^3(x^2+y^2)^{3/2}} - V_{r\psi} \frac{y}{(x^2+y^2)}$$

$$(V_\theta)_x = V_{r\theta} \frac{x}{r} + V_{\theta\theta} \frac{x^2}{r^2(x^2+y^2)^{1/2}} - V_{\theta\phi} \frac{y}{(x^2+y^2)} \quad \text{b.7}$$

$$(V_\phi)_x = V_{r\phi} \frac{x}{r} + V_{\phi\theta} \frac{x^2}{r^2(x^2+y^2)^{1/2}} - V_{\phi\psi} \frac{y}{(x^2+y^2)}$$

La sustitución de las ecuaciones (b.6) y (b.7) en la ecuación (b.4), y simplificando términos da:

$$\begin{aligned} V_{xx} = & V_{rr} \frac{x^2}{r^2} + V_{r\theta} \frac{2x^2z}{r^3(x^2+y^2)^{3/2}} - V_{r\phi} \frac{2xy}{r(x^2+y^2)} - V_r \frac{y^2+z^2}{r^3} \\ & + V_{\theta\theta} \frac{x^2yz}{r^4(x^2+y^2)} - V_{\theta\phi} \frac{2xy^2z}{r^2(x^2+y^2)^{3/2}} + V_\theta \frac{r^2yz - 2x^2z - 2x^2yz}{r^4(x^2+y^2)^{3/2}} \\ & - V_\phi \frac{2x^2z}{r^4(x^2+y^2)^{1/2}} + V_{\phi\psi} \frac{y^2}{(x^2+y^2)} + V_\psi \frac{2xy}{(x^2+y^2)^2} \quad \text{b.8} \end{aligned}$$

Un procedimiento semejante se sigue para el término V_{yy} , obteniéndose:

$$\begin{aligned} V_{yy} = & V_{rr} \frac{y^2}{r^2} + V_{r\theta} \frac{2y^2z}{r^3(x^2+y^2)^{3/2}} + V_{r\phi} \frac{2xy}{r(x^2+y^2)} + V_r \frac{x^2+z^2}{r^3} \\ & + V_{\theta\theta} \frac{y^2z^2}{r^4(x^2+y^2)} + V_{\theta\phi} \frac{2xy^2z}{r^2(x^2+y^2)^{3/2}} + V_\theta \frac{r^2xz - 2y^2z - 2x^2yz}{r^4(x^2+y^2)^{3/2}} \\ & - V_\phi \frac{2y^2z}{r^4(x^2+y^2)^{1/2}} + V_{\phi\psi} \frac{x^2}{(x^2+y^2)} - V_\psi \frac{2xy}{(x^2+y^2)^2} \quad \text{b.9} \end{aligned}$$

De la misma forma se obtiene el último término V_{zz} del Laplaciano.

$$\begin{aligned} V_{zz} = & V_{rr} \frac{z^2}{r^2} - V_{r\theta} \frac{2z(x^2+y^2)^{1/2}}{r^3} + V_r \frac{x^2+y^2}{r^3} \\ & + V_{\theta\theta} \frac{x^2+y^2}{r^4} + V_\theta \frac{4z(x^2+y^2)^{1/2}}{r^4} \quad \text{b.10} \end{aligned}$$

El Laplaciano se obtiene sumando las ecuaciones (b.8)(b.9) y (b.10), y simplificando un poco se llega a lo siguiente :

$$\begin{aligned} \nabla^2 V &= V_{xx} + V_{yy} + V_{zz} = V_{rr} + V_{r\theta} \left[\frac{2}{r^3} \left[\frac{x^2 z}{(x^2+y^2)^{3/2}} + \frac{y^2 z}{(x^2+y^2)^{3/2}} - \frac{z(x^2+y^2)}{(x^2+y^2)^{3/2}} \right] \right. \\ &+ V_r \frac{1}{r^3} [2x^2 + 2y^2 + 2z^2] + V_{\theta\theta} \frac{1}{r^4} \left[\frac{x^2 z^2}{x^2+y^2} + \frac{y^2 z^2}{x^2+y^2} + x^2 + y^2 \right] \\ &+ V_{\theta} \frac{1}{r^4} \left[\frac{r^2 y^2 z - 2x^2 z - 2x^2 y^2 z + r^2 x^2 z}{(x^2+y^2)^{3/2}} - \frac{2y^2 z + 2x^2 y^2 z}{(x^2+y^2)^{3/2}} \right. \\ &+ \left. 2z(x^2+y^2)^{1/2} - \frac{2x^2 z}{(x^2+y^2)^{1/2}} - \frac{2y^2 z}{(x^2+y^2)^{1/2}} + 2z(x^2+y^2)^{1/2} \right] \\ &+ V_{\phi\phi} \left[\frac{x^2+y^2}{(x^2+y^2)^2} \right] \end{aligned} \quad \text{b.11}$$

Después de cancelar y simplificar términos

$$\nabla^2 V = V_{rr} + \frac{2}{r} V_r + \frac{1}{r^2} V_{\theta\theta} + \frac{z}{r^2(x^2+y^2)^{1/2}} V_{\theta} + \frac{1}{(x^2+y^2)} V_{\phi\phi} \quad \text{b.12}$$

Recordando de la ecuación (b.1)

así que
$$\begin{aligned} x^2 + y^2 &= r^2 \sin^2 \theta \\ (x^2 + y^2)^{1/2} &= r \sin \theta \end{aligned}$$

también
$$\frac{z}{r} = \cos \theta ; \text{ de donde } \frac{z}{r^2(x^2+y^2)^{1/2}} = \frac{\cos \theta}{r^2 \sin \theta} = \frac{\cot \theta}{r^2}$$

sustituyendo estas relaciones en la ecuación (b.12)

$$\nabla^2 V = V_{rr} + \frac{2}{r} V_r + \frac{1}{r^2} V_{\theta\theta} + \frac{\cot \theta}{r^2} V_{\theta} + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} V_{\phi\phi} \quad \text{b.13}$$

Esta ecuación se puede expresar en una forma mas general :

$$\nabla^2 V = \frac{1}{r^2} (r^2 V_r)_r + \frac{1}{r^2 \sin \theta} (\sin \theta V_{\theta})_{\theta} + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} V_{\phi\phi} \quad \text{b.14}$$

y se puede comprobar por diferenciación.

APENDICE C**SOLUCION A LA ECUACION DE LAPLACE (V.9)**

$$\frac{1}{r^2} \frac{d}{dr} \left(r^2 \frac{dv}{dr} \right) = 0$$

multiplicando los términos de la ecuación por (r^2)

$$\left[\frac{1}{r^2} \frac{d}{dr} \left(r^2 \frac{dv}{dr} \right) \right] (r^2) = 0 (r^2) \Rightarrow \frac{d}{dr} \left(r^2 \frac{dv}{dr} \right) = 0$$

ahora por el diferencial (dr)

$$(dr) \left(\frac{d}{dr} \left(r^2 \frac{dv}{dr} \right) \right) = 0 (dr) \Rightarrow d \left(r^2 \frac{dv}{dr} \right) = 0 (dr)$$

integrando ambos miembros

$$\int d \left(r^2 \frac{dv}{dr} \right) = \int dr (0) \Rightarrow r^2 \frac{dv}{dr} = c$$

multiplicando por $\left(\frac{dr}{r^2} \right)$

$$\Rightarrow dv = \frac{c}{r^2} dr$$

integrando ambos términos

$$\int dv = \int \frac{c}{r^2} dr \Rightarrow c \int r^{-2} dr \Rightarrow v = -1(c_2) r^{-1} + c_1$$

$$\underline{\underline{v = c_1 - \frac{c_2}{r} \quad \text{l.q.q.d}}}$$

SOLUCION AL LIMITE DE LA ECUACION (V. 17)

$$\begin{aligned}
\lim_{a \rightarrow 0} \frac{\pi}{4} \left(\frac{L^2 - a^2}{a} \right) \frac{\Delta V}{I} &= \lim_{a \rightarrow 0} \frac{\pi}{4} \frac{\Delta V}{I} \left\{ \frac{L^2 - a^2}{a} \left(\frac{L^2 + a^2}{L^2 + a^2} \right) \right\} \\
&= \frac{\pi}{4} \lim_{a \rightarrow 0} \frac{\Delta V}{I} \left\{ \frac{L^4 - a^4}{a(L^2 + a^2)} \right\} \\
&= \frac{\pi}{4} \lim_{a \rightarrow 0} \frac{\Delta V}{aI} \left\{ \frac{L^4 - a^4}{L^2 - a^2} \right\} \\
&= \frac{\pi}{4} \lim_{a \rightarrow 0} \frac{\Delta V}{aI} \cdot \lim_{a \rightarrow 0} \left\{ \frac{L^4 - a^4}{L^2 - a^2} \right\} \\
&= \frac{\pi}{4} \lim_{a \rightarrow 0} \frac{\Delta V}{aI} \cdot \frac{L^4}{L^2} = \frac{\pi}{4} \lim_{a \rightarrow 0} \frac{\Delta V}{aI} \cdot L^2 \\
&= \frac{\pi}{4} \frac{L^2}{I} \lim_{a \rightarrow 0} \frac{\Delta V}{a} \quad \text{I.g.g.d.}
\end{aligned}$$

REFERENCIAS

- 1) Resnick Robert y Halliday David; "Física" parte II; Compañía Editorial Continental S.A.; Octava edición 1976; capítulo 41-2; páginas 1420 y 1421.
- 2) Resnick Robert y Halliday David; "Física" parte II; Compañía Editorial Continental S.A.; Octava edición 1976; capítulo 41-6; Página 1432.
- 3) Dobrin B Milton; "Introduction to Geophysical Prospecting", Editorial Omega; tercera edición 1976; capítulo 2-4; página 239.
- 4) Cantos Figuerola José; "Tratado de Geofísica Aplicada"; Editorial Paraninfo; segunda edición 1974; capítulo IV.3.2; página 208.
- 5) Dobrin B. Milton; "Introducción to Geophysical Prospecting"; Editorial Omega; tercera edición 1976; capítulo 2.2; páginas 32, 33, 34, 35, 36 y 37
- 6) Resnick Robert y Halliday David; "Física" parte II; Compañía Editorial Continental S.A.; Octava edición 1976; capítulo 26-7; página 969.
- 7) Acosta Virgilio, Cowan Clyde L. y Graham B.J.; "Curso de Física Moderna"; Editorial Harla, S.A. de C.V.; primera edición 1975; apéndice A-1; páginas 469, 470 y 471.

BIBLIOGRAFIA

- 1) Tratado de Geofísica Aplicada.
José Cantos Figuerola
Editorial Paraninfo; Madrid, 1974.
- 2) Los Métodos Sísmicos en la Exploración Geotécnica
División de Educación Continua
Facultad de Ingeniería; UNAM, 1981
- 3) Introducción a la Prospección Geofísica
Milton B. Dobrin
Editorial Omega, S.A.; Barcelona, España, 1975
- 4) Bases Teóricas y Aplicaciones de las Prospecciones Sísmicas de Refracción y Geoeléctricas
Alejandro Godínez Luna
Tesis, Facultad de Ingeniería; UNAM, 1981.
- 5) Principios de Geología y Geotecnia para Ingenieros
Dimitri P. Krynine - Willian R. Judd.
- 6) Fundamentos de la Mecánica de Suelos, tomo I
Juárez Badillo C. - Rico Rodríguez Alfonso
Editorial Limusa S.A.; México, 1977.
- 7) Mecánica de Suelos en la Ingeniería Práctica
Karl Terzaghi - Ralph B. Peck.
Editorial El Ateneo; Barcelona España, 1978.
- 8) Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua
Ernesto Orellana
Editorial Paraninfo; Madrid, España, 1972
- 9) Método Eléctrico Resistivo Aplicado a la Búsqueda de Cavidades en Zonas Urbanas.
Alberto M. Montes Mata - José L. Arroyo Franco
Tesis, Facultad de Ingeniería; UNAM, 1981.
- 10) Simposio sobre Cimentaciones en zonas Minadas de la Ciudad de México.
Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, 1976
- 11) Estudios de Suelos y Cimentaciones en la Industria de la Construcción
Gordon A. Fletcher - Vernon A. Smoots.
Editorial Limusa; México, 1978.
- 12) Perforación y Sondeos del suelo para obras de Ingeniería Civil.
Secretaría de Obras Públicas; México, 1972.