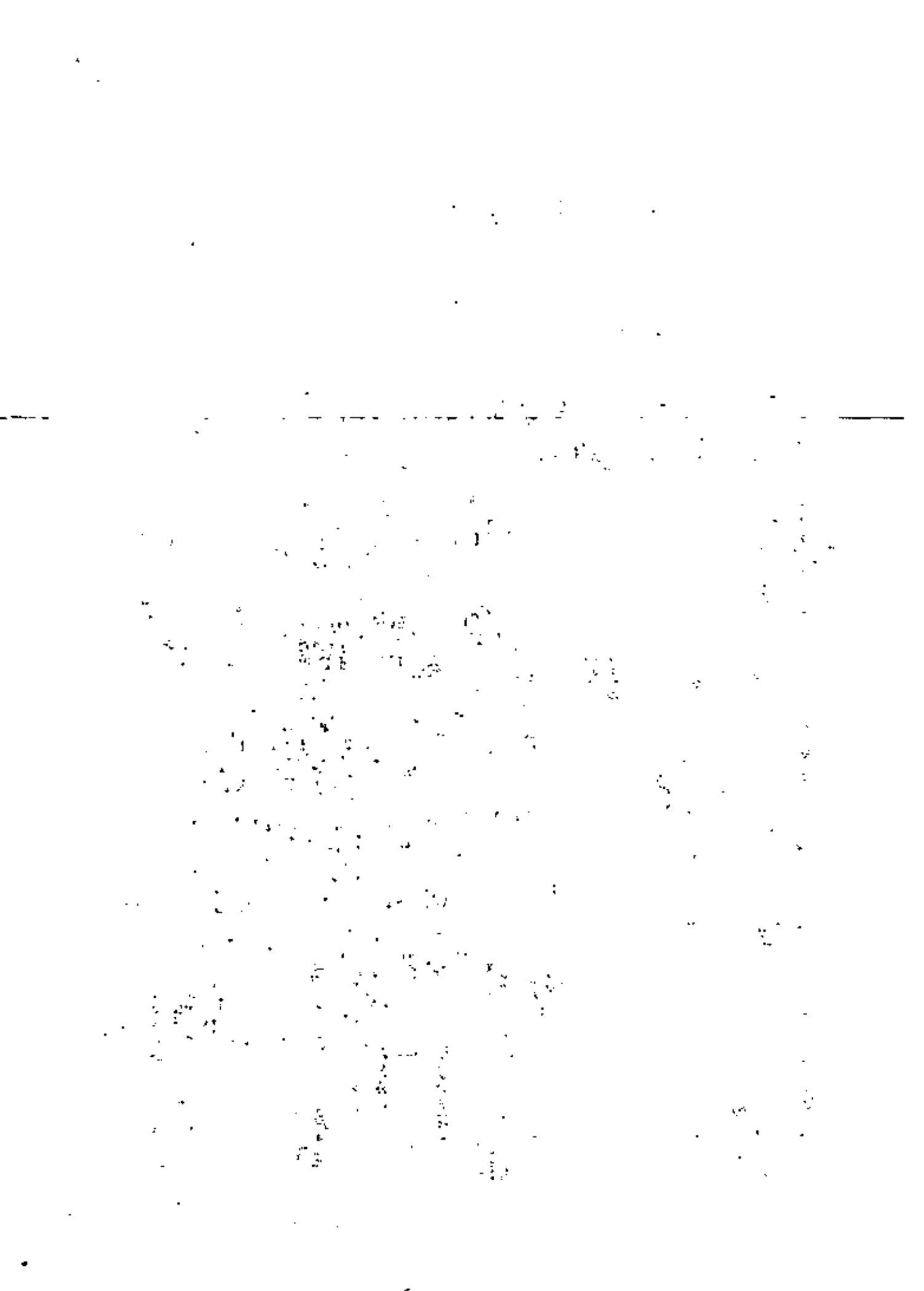


MÉTODOS SÍSMICOS EN LA EXPLORACIÓN GEOTÉCNICA

DIRECTORIO DE PROFESORES

1. DR. CLARK DAVENPORT
SENIOR GEOPHYSICIST
DAVID S. ROBERTSON Y ASSOC.
1658 COLE BOULEVARD, SUITE 200
COLDEN, COLORADO, 80401, USA
2-32 26 60
2. DR. CESAR ALFONSO REYES ZAMORA
CICESE. DEPTO. DE GEOFISICA
ESPINOZA 843
ENSENADA, BAJA CALIFORNIA
838 02, 838 03, 838 04, 838 05 ext. 550 y 551
3. ING. JORGE CASTILLA
JEFE DE MECANICA DE ROCAS
DEPTO. DE ESTUDIOS EXPERIMENTALES, C.F.E.
AUGUSTO RODIN 265
MEXICO, 19 D.F.
4. ING. ARTURO SANCHEZ VILLASEÑOR
DEPTO. DE GEOLOGIA Y MINERIA C.F.E.
OKLAHOMA 85 2° PISO MEXICO 18, D. F.
543 44 35
5. FIS. SALVADOR GARCIA DURAN
DEPTO. DE GEOLOGIA Y MINERIA C.F.E.
OKLAHOMA 85 2° PISO MEXICO 18, D. F.
543 44 35 687 06 99 ext. 200
6. ING. GUSTAVO DIAZ VELARDE
DEPTO. DE GEOLOGIA Y MINERIA C.F.E.
OKLAHOMA 85 2° PISO MEXICO 18, D. F.
390 13 09



METODOS SISMICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA

Julio, 1981.

FECHA	HORA	TEMA	PROFESOR
Lunes 13	9:00 - 10:00	De sismicidad y riesgo sísmico	Dr Alfonso Reyes Zamora
	10:00 - 13:00	Uso de técnicas geofísicas para la determinación de propiedades dinámicas in situ	Dr. Clark Davenport
	13:00 - 15:00	Comida	
	15:00 - 16:00	Uso de técnicas geofísicas para la determinación de propiedades dinámicas in situ	Dr Clark Davenport
	16:00 - 17:00	Estudios para evaluación de plantas nucleares (primera parte)	Dr Clark Davenport
	17:00 - 18:00	Propiedades dinámicas de las rocas	Dr Jorge Castilla
Martes 14	9:00 - 10:00	De sismicidad y riesgo sísmico	Dr Alfonso Reyes Zamora
	10:00 - 11:00	Estudios para evaluación de plantas nucleares (segunda parte)	Dr Clark Davenport
	11:00 - 13:00	Uso de sismica de reflexión superficial para investigaciones ingenieriles	Dr Clark Davenport
	13:00 - 15:00	Comida	
	15:00 - 18:00	Factores que afectan las operaciones de tiro sísmico	Dr Clark Davenport
Miércoles 15	9:00 - 11:00	De sismicidad y riesgo sísmico	Dr Alfonso Reyes Zamora
	11:00 - 13:00	Investigaciones para la determinación de suelos corrosivos	Dr Clark Davenport
	13:00 - 15:00	Comida	

Miércoles	15	15:00 - 18:00	Otras investigaciones Geotécnicas	Dr Clark Davenport
Jueves	16	9:00 - 18:00	Práctica de Campo	Dr Clark Davenport Ing Arturo Sánchez Villaseñor
Viernes	17	9:00 - 10:00	De sismicidad y riesgo sísmico	Dr Alfonso Reyes Zamora
		10:00 - 13:00	Gabinete e interpretación	Dr Clark Davenport Ing Arturo Sánchez Villaseñor
		13:00 - 15:00	Comida	
		15:00 - 16:00	Gabinete e interpretación	Dr Clark Davenport Ing Arturo Sánchez Villaseñor
		16:00 - 17:00	Aplicación de las técnicas geofísicas en la evaluación de un proyecto hidroeléctrico. (I-Geología)	Ing Gustavo Díaz Velarde
		17:00 - 18:00	Aplicación de las Técnicas Geofísicas en la Evaluación de un proyecto Hidroeléctrico (II Geofísica).	Fis. Salvador García Durán
Sábado	18	9:00 - 18:00	Práctica de Campo	Dr. Clark Davenport Ing. Arturo Sánchez Villaseñor

EVALUACION DEL PERSONAL DOCENTE

1

CURSO: METODOS SISMICOS EN LA EXPLORACION
GEOTECNICA

FECHA: DEL 13 AL 18 DE JULIO 1981

		DOMINIO DEL TEMA	EFICIENCIA EN EL USO DE AYUDAS AUDIO VISUALES	MANTENIMIENTO DEL INTERES. (COMUNICACION CON LOS ASISTENTES, AMENIDAD, FACILIDAD DE EXPRESION).	PUNTUALIDAD	
CONFERENCISTA						
1.	DR. ALFONSO REYES ZAMORA					
2.	DR. CLARK DAVENPORT					
3.	DR. JORGE CASTILLA					
4.	ING. ARTURO SANCHEZ VILLASEÑOR					
5.	ING. GUSTAVO DIAZ VELARDE					
6.	FIS. SALVADOR GARCIA DURAN					
7.						
8.						
9.						
ESCALA DE EVALUACION : 1 a 10						

EVALUACION DE LA ENSEÑANZA

ESCALA DE EVALIACION

1 a 10

2

SU EVALUACION SINCERA NOS AYUDARA A MEJORAR LOS PROGRAMAS POSTERIORES QUE DISEÑAREMOS PARA USTED.

TEMA		ORGANIZACION Y DESARROLLO DEL TEMA	GRADO DE PROFUNDIDAD LOGRADO EN EL TEMA	GRADO DE ACTUALIZACION LOGRADO EN EL TEMA	UTILIDAD PRACTICA DEL TEMA
1.	DE SISMICIDAD Y RIESGO SISMICO				
2.	USO DE TECNICAS GEOFISICAS PARA LA DETERMINACION DE PROPIEDADES DINAMICAS IN SITU				
3.	ESTUDIOS PARA EVALUACION DE PLANTAS NUCLEARES				
4.	PROPIEDADES DINAMICAS DE LAS ROCAS.				
5.	USO DE SISMICA DE REFLEXION SUPERFICIAL PARA INVESTIGACIONES INGENIERILES				
6.	FACTORES QUE AFECTAN LAS OPERACIONES DE TIRO SISMICO				
7.	INVESTIGACIONES PARA LA DETERMINACION DE SUELOS CORROSIVOS				
8.	OTRAS INVESTIGACIONES GEOTECNICAS				
9.	GABINETE E INTERPRETACION				
10.	APLICACION DE LAS TECNICAS GEOFISICAS EN LA EVALUACION DE UN PROYECTO HIDROELECTRICO (I GEOLOGIA)				
11.	APLICACION DE LAS TECNICAS GEOFISICAS EN LA EVALUACION DE UN PROYECTO HIDROELECTRICO (II GEOFISICA)				
12.	PRACTICA DE CAMPO				

EVALUACION DEL CURSO

③

	CONCEPTO	EVALUACION
1.	APLICACION INMEDIATA DE LOS CONCEPTOS EXPUESTOS	
2.	CLARIDAD CON QUE SE EXPUSIERON LOS TEMAS	
3.	GRADO DE ACTUALIZACION LOGRADO CON EL CURSO	
4.	CUMPLIMIENTO DE LOS OBJETIVOS DEL CURSO	
5.	CONTINUIDAD EN LOS TEMAS DEL CURSO	
6.	CALIDAD DE LAS NOTAS DEL CURSO	
7.	GRADO DE MOTIVACION LOGRADO CON EL CURSO	

ESCALA DE EVALUACION DE 1 A 10

1. ¿Qué le pareció el ambiente en la División de Educación Continua?

MUY AGRADABLE	AGRADABLE	DESAGRADABLE

2. Medio de comunicación por el que se enteró del curso:

PERIODICO EXCELSIOR ANUNCIO TITULADO DE VISION DE EDUCACION CONTINUA	PERIODICO NOVEDADES ANUNCIO TITULADO DE VISION DE EDUCACION CONTINUA	FOLLETO DEL CURSO

CARTEL MENSUAL	RADIO UNIVERSIDAD	COMUNICACION CARTA, TELEFONO, VERBAL, ETC.

REVISTAS TECNICAS	FOLLETO ANUAL	CARTELERA UNAM "LOS UNIVERSITARIOS HOY"	GACETA UNAM

3. Medio de transporte utilizado para venir al Palacio de Minería:

AUTOMOVIL PARTICULAR	METRO	OTRO MEDIO

4. ¿Qué cambios haría usted en el programa para tratar de perfeccionar el curso?

5. ¿Recomendaría el curso a otras personas?

SI	NO

6. ¿Qué cursos le gustaría que ofreciera la División de Educación Continua?

7. La coordinación académica fue:

EXCELENTE	BUENA	REGULAR	MALA

8. Si está interesado en tomar algún curso intensivo ¿Cuál es el horario más conveniente para usted?

LUNES A VIERNES DE 9 A 13 H. Y DE 14 A 18 H. (CON COMIDAS)	LUNES A VIERNES DE 17 A 21 H.	LUNES, MIÉRCOLES Y VIERNES DE 18 A 21 H.	MARTES Y JUEVES DE 18 A 21 H.

VIERNES DE 17 A 21 H. SABADOS DE 9 A 14 H.	VIERNES DE 17 A 21 H. SABADOS DE 9 A 13 Y DE 14 A 18 H.	OTRO

9. ¿Qué servicios adicionales desearía que tuviese la División de Educación Continua, para los asistentes?

10. Otras sugerencias:





**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

METODOS SISMICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA

TECNICAS GEOFISICAS PARA LA DETERMINACION
DE PROPIEDADES ELASTICAS

Dr. G. Clark Davenport

JULIO, 1981.



TECNICAS GEOFISICAS PARA LA DETERMINACION DE PROPIEDADES ELASTICAS

por G. Clark DAVENPORT, Alfonso MALDONADO ZAMORA y Rafael NEGRILLO MARTINEZ

RESUMEN

Este trabajo pretende ofrecer una visión de algunas de las técnicas geofísicas más comúnmente utilizadas en la determinación "in situ" de las propiedades elásticas de los materiales del terreno.

Para cada investigación en particular, el geofísico deberá decidir cuál o cuales de estas técnicas son más adecuadas, basándose en su conocimiento previo del lugar donde la investigación haya de realizarse.

Las técnicas geofísicas que aquí se describen quedan incluidas dentro del marco de los métodos sísmicos, cuyo fundamento está en provocar pequeños sismos, artificialmente, y medir sus efectos. Las técnicas usadas, a pequeña escala, son comparables a las usadas para medir los efectos de terremotos y otros sismos naturales.

Las mayores ventajas que las técnicas geofísicas presentan frente a los ensayos de laboratorio consisten en que, con los datos obtenidos en campo, pueden conocerse determinadas características del terreno (relacionadas con su estratificación y estructura, por ejemplo), además de los diferentes tipos de ondas y sus velocidades correspondientes.

TECNICAS GEOFISICAS PARA LA DETERMINACION DE PROPIEDADES ELASTICAS

Durante los últimos años, los estudios sísmicos están adquiriendo importancia creciente en orden a proporcionar datos para el diseño sísmico de estructuras. Varias técnicas sísmicas han evolucionado, permitiendo a los geofísicos obtener datos suficientes para determinar algunas propiedades de los materiales y usar los resultados obtenidos para conocer los módulos elásticos de dichos materiales. Cada día resulta más evidente que los valores de las propiedades elásticas, obtenidos en base a estimaciones empíricas, no son aceptables para diseños sísmicos. Esto ha llevado a los geofísicos a modificar viejas técnicas y desarrollar otras nuevas que permitan obtener, con razonable precisión, valores cuantitativos.

El propósito de este trabajo es describir algunas técnicas

geofísicas de las que se utilizan corrientemente, con las que los autores están más familiarizados y que son de uso normal en trabajos de ingeniería. La mayor parte del trabajo está relacionado con la medida de la velocidad de las ondas transversales en los distintos materiales, dato fundamental para que geofísicos y sismólogos puedan conocer los valores reales de los módulos elásticos de los materiales "in situ".

CONSTANTES ELASTICAS

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 suprimirse el esfuerzo. Para pequeñas deformaciones, éstas pueden considerarse proporcionales al esfuerzo (Ley de Hooke) y las constantes elásticas del material pueden definirse mediante módulos elásticos.

La definición gráfica de los módulos elásticos se presenta en la fig. 1, teniendo en cuenta que llamamos esfuerzo a la fuerza aplicada, uniformemente, sobre una superficie. Si la fuerza actúa perpendicularmente a la superficie, será llamada de compresión o de tracción, según que su sentido sea hacia o desde la superficie. Una fuerza que actúa paralelamente a la superficie se denomina transversal y da lugar a un esfuerzo cortante o de cizalla.

El Módulo de Young (E), fig. 1a, se define como la relación entre el esfuerzo unitario (fuerza aplicada por unidad de área) de compresión (o de tracción) y la deformación longitudinal unitaria.

El Coeficiente de Poisson (μ), fig. 1b, relaciona el cambio unitario del área de la sección con la deformación longitudinal unitaria.

Si el cuerpo se somete a un esfuerzo uniforme de compresión, en todo su contorno (presión hidrostática), experimentará una disminución de volumen. Igualmente, si el esfuerzo es de tracción, habrá un aumento de volumen. El Módulo de Compresibilidad (K), fig. 1c, es la relación entre la presión y el cambio unitario de volumen.

Por último, el Módulo de Rigidez o de Cizalladura (G), fig. 1d, es la relación entre el esfuerzo transversal unitario y el desplazamiento relativo de los planos de deslizamiento.

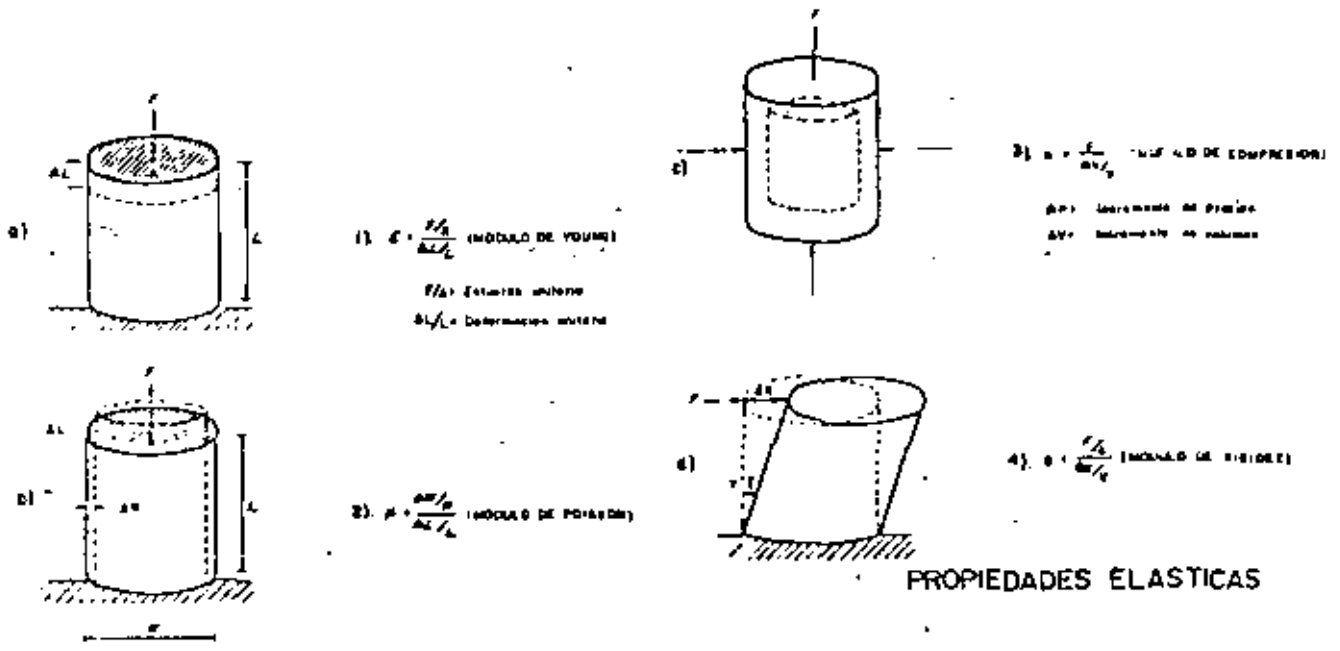


Fig. 1

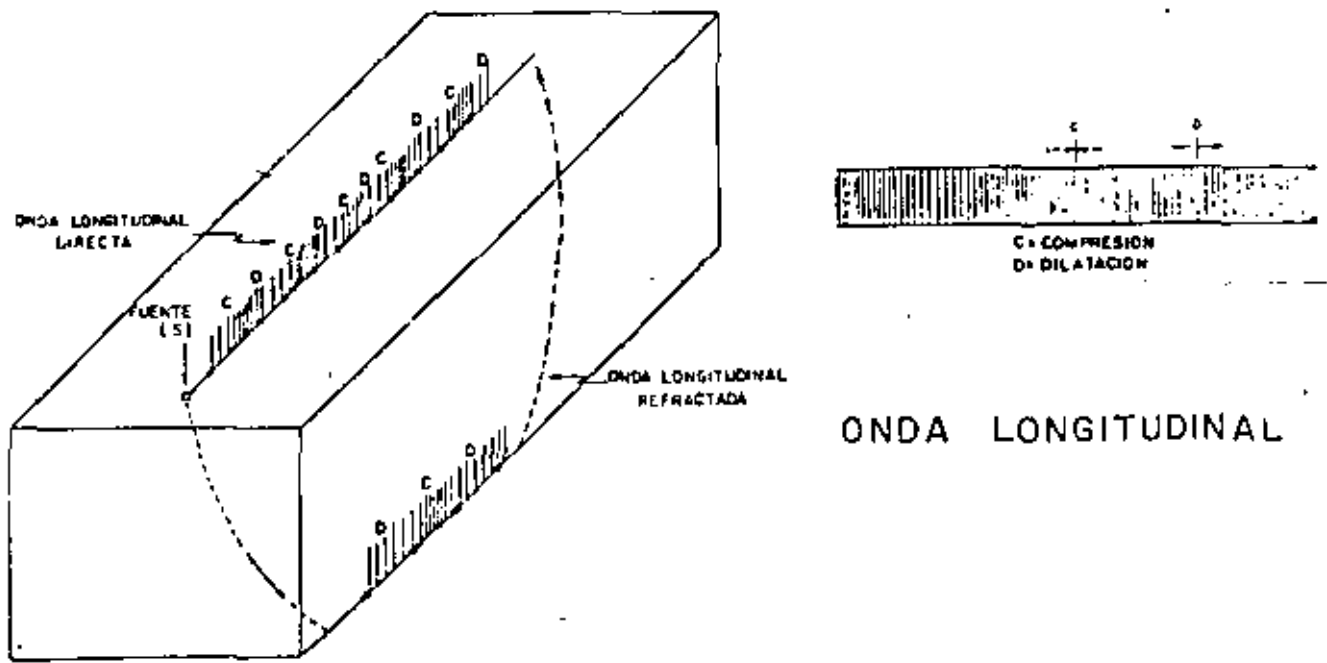


Fig. 2

Los módulos de Young, de compresibilidad y de rigidez, tienen dimensiones de fuerza por unidad de superficie (presión). El Coeficiente de Poisson es adimensional.

Los módulos elásticos se determinan, mediante ensayos de laboratorio, en condiciones estáticas. Los ensayos se realizan sobre volúmenes limitados de material, y, por ello, aunque los resultados pueden medirse con gran precisión no son representativos de los grandes volúmenes de materiales con que tiene que trabajar el ingeniero que se ocupa de diseños sísmicos.

En el laboratorio se trabaja bajo condiciones controladas utilizando altos niveles de esfuerzos y deformaciones. Los ensayos se realizan sobre muestras de campo que se han tomado en los lugares a investigar. Evidentemente, una muestra extraída del subsuelo no puede volver a ponerse en las mismas condiciones en que se encontraba antes de ser extraída; simplemente, el procedimiento físico usado para extraerla produce alteraciones en ella. En general, los testigos obtenidos mediante sondeos y otras técnicas de muestreo suelen representar la parte más "sana" de los materiales. En definitiva, es imposible reproducir en el laboratorio las condiciones en que se encuentran los materiales "in situ".

Las técnicas sísmicas pueden aplicarse, en campo, para medir algunos parámetros que intervienen en la determinación de los módulos dinámicos. Con estos parámetros se pueden obtener los valores de las constantes elásticas de los materiales "in situ". Si bien, las técnicas geofísicas se llevan a cabo en condiciones esfuerzo-deformación menos severas, y con un control de las mismas condiciones menos riguroso que cuando se emplean técnicas de laboratorio, tienen la ventaja de que se efectúan sobre grandes volúmenes de materiales "in situ", sin alterar sus condiciones naturales. Por ello, estos métodos son de gran importancia en la determinación de los módulos elásticos. Por último, la reducción, el análisis y la interpretación de los datos sísmicos son, frecuentemente, operaciones complejas que pueden llevar a la introducción de errores subjetivos. Por otra parte, las técnicas geofísicas suelen ser más costosas, y requieren más tiempo, que las de laboratorio.

TECNICAS DE LABORATORIO

Una discusión a fondo de las técnicas de laboratorio queda fuera de los propósitos de este trabajo. Por ello, nos limitamos a exponer los principios básicos de los tipos de ensayos más usuales: el triaxial y el de columna resonante.

En el ensayo triaxial, una muestra de los materiales, debidamente preparada, se coloca en un aparato aislante especial, que se sitúa en una cámara provista de un pistón. El aislamiento de la muestra hace que esta retenga el agua en sus poros y el accionamiento del pistón somete a la muestra a una compresión en todas direcciones. Se pretende con ello reproducir las condiciones en que se encontraría la muestra "in situ", es decir, sometida a la presión del agua contenida en sus poros y a la que producen los materiales colindantes.

Unos generadores de impulsos transmiten impulsos electrónicos a través de la muestra. La energía resultante es recogida por transductores especiales y registrada en un osciloscopio. Los impulsos pueden transmitirse en forma de ondas longitudinales (compresionales) o transversales. Midiendo cuidadosamente la distancia generador-receptor y el tiempo empleado por las ondas en llegar de uno a otro, a través de la muestra, se puede conocer la velocidad de las ondas sísmicas, tanto longitudinales como transversales, en el material en cuestión.

El ensayo de columna resonante se utiliza para determinar el Módulo de Cizalladura, mediante el empleo de vibraciones. Al igual que en el ensayo triaxial, la muestra, cubierta por una membrana de goma, se coloca en una celda de presión; pero, en este caso, un extremo de la muestra está rígidamente unido a una base del equipo de ensayo. Se excita la muestra utilizando un generador de ondas senoidales; en la base fija o en el extremo opuesto, según los distintos tipos de equipos y se determina la frecuencia de resonancia del material, observando las señales de salida en un osciloscopio.

Conocida la frecuencia de resonancia y las dimensiones de la muestra (longitud, volumen, diámetro, peso...) puede determinarse el módulo de rigidez del material que la constituye.

ONDAS SISMICAS

Antes de describir las técnicas de campo para medir los módulos elásticos, parece conveniente revisar algunas de las propiedades fundamentales de las ondas sísmicas y su transmisión en el terreno.

Muchos materiales del terreno se comportan de forma aproximadamente elástica, ante la acción de una fuerza instantánea aplicada a ellos. Este comportamiento se traduce en la aparición de vibraciones que se propagan a través de los materiales, como ondas sísmicas cuyo frente se desplaza radialmente a partir del punto de aplicación de la fuerza. En este proceso se generan cuatro tipos básicos de ondas: dos que se propagan dentro de los materiales y otros dos que viajan siguiendo el contacto entre el material y la superficie del suelo. Las ondas de los dos primeros tipos son las que, en la literatura anglosajona, se denominan "body waves" y las de los dos últimos son las ondas superficiales.

La velocidad de propagación de estas ondas depende de la densidad del material a través del cual se propagan y, normalmente, crece al aumentar la densidad. El movimiento de las partículas a que da lugar el paso de las ondas depende del tipo de éstas y de los módulos elásticos de los materiales.

El primer tipo de ondas que se propagan dentro de los materiales, produciendo, alternativamente, compresiones y rarefacciones y dando lugar a un movimiento de las partículas en la dirección de propagación de la onda, constituye las

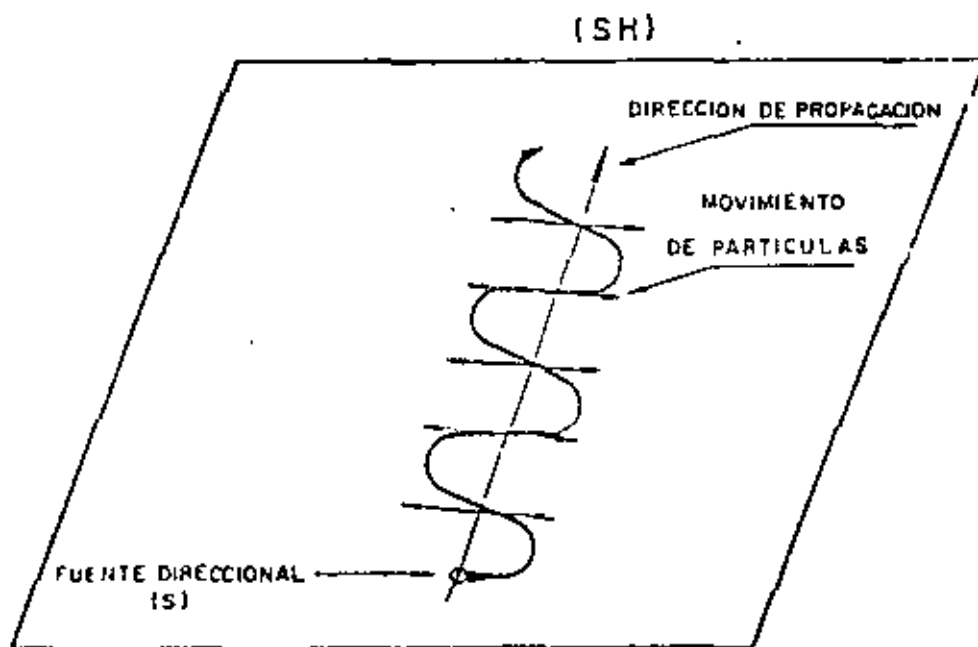
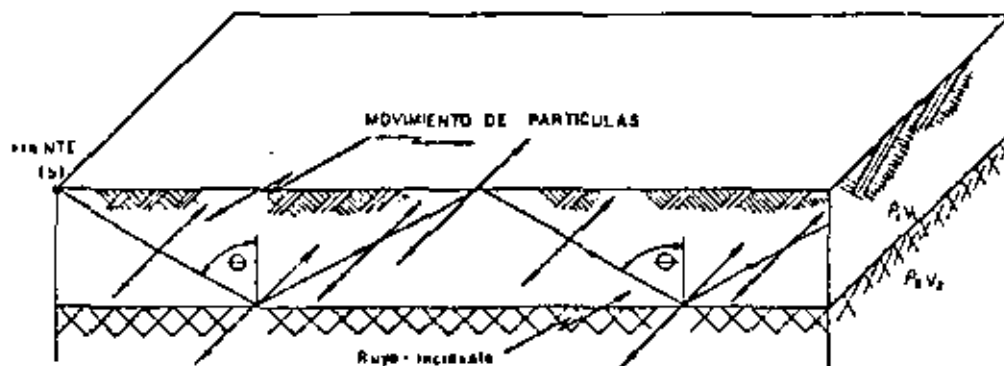


Fig. 3

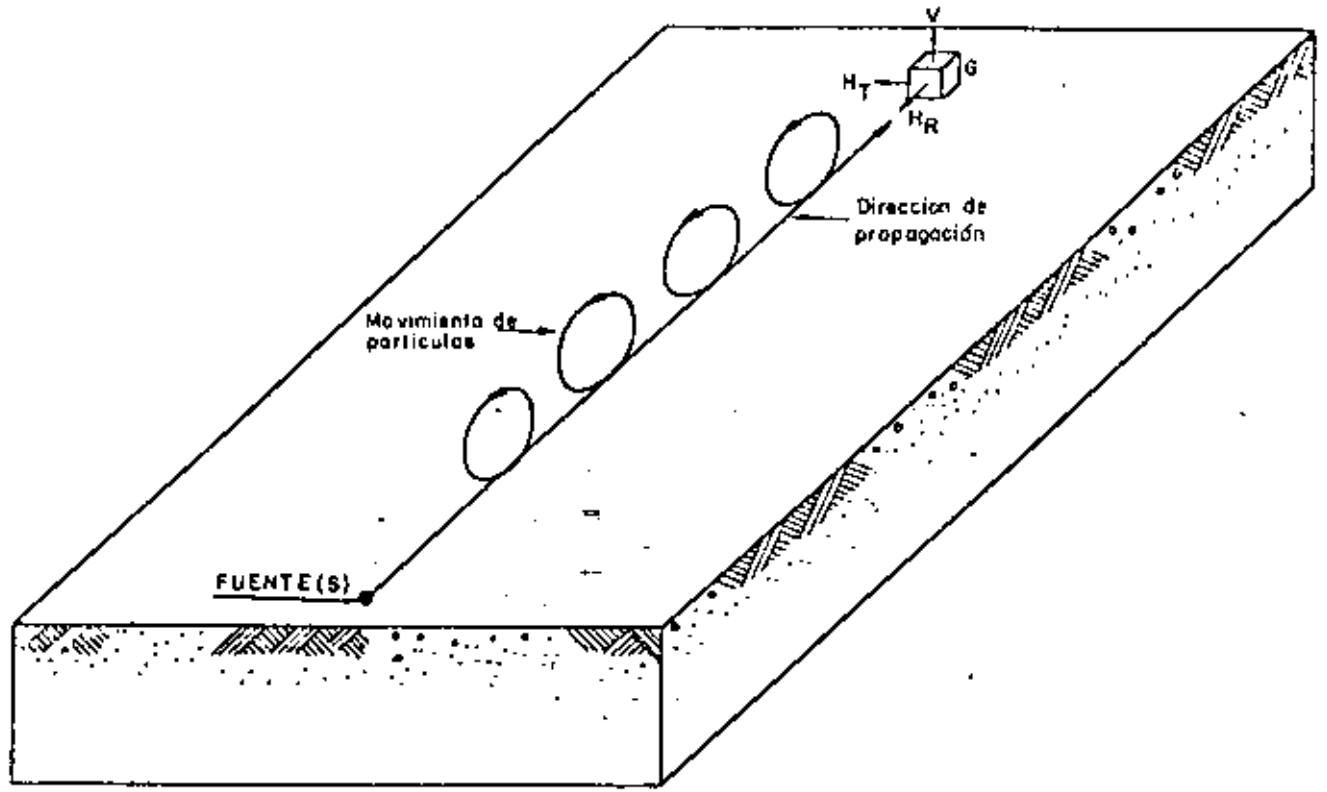


NOTAS: El ángulo del rayo incidente con la normal $\hat{\theta}$

1) Para las ondas Love, $\hat{\theta}$ es mayor que el ángulo crítico de refracción \hat{c}
(donde: $\sin \hat{c} = V_1 / V_2$)

2) Se debe cumplir que $V_1 = V_2$ siempre

Fig. 4



ONDAS DE SUPERFICIE
RAYLEIGH

Fig. 5

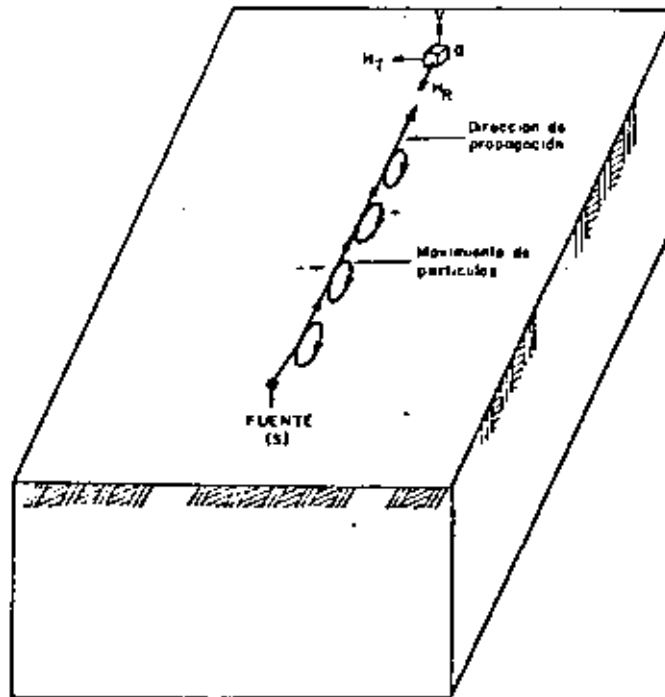


Fig. 6

ONDAS DE SUPERFICIE
HIDRODINAMICAS

ondas longitudinales o compresionales (véase fig. 2) y se suelen designar como ondas P.

Las ondas longitudinales son las que tienen una mayor velocidad de propagación, para un material dado. El movimiento de las partículas generado por estas ondas produce cambios de volumen, pero no de forma, en el material a través del cual se propagan.

El segundo tipo de "body waves" lo constituyen las ondas transversales (ondas S), así denominadas porque el movimiento de las partículas se produce perpendicularmente a la dirección de propagación de la onda. El material, a causa de estas ondas, experimenta cambios de forma pero no de volumen. Las ondas compresionales pueden considerarse como resultantes de dos tipos de ondas: unas que se transmiten en un plano horizontal, ondas SH, y otras en un plano vertical, ondas SV (ver fig. 3). La velocidad de las ondas transversales, para cada material, está comprendida entre la de las ondas longitudinales y la de las ondas superficiales, para el mismo material.

De los dos tipos de ondas superficiales, son las denominadas ondas Love las que presentan mayor velocidad de propagación. Dan lugar a un movimiento de partículas en dirección transversal a la de propagación y limitado a la superficie del terreno; es decir, que el movimiento es semejante al que producen las ondas SH. La existencia de las ondas Love está restringida a capas del terreno en contacto con la atmósfera y bajo las cuales existan otras capas en que la velocidad de las ondas transversales sea mayor que en la capa en cuestión. Las ondas Love se transmiten según un proceso de reflexiones continuas (ver fig. 4). También pueden darse ondas Love cuando la velocidad de ondas transversales, para los diferentes materiales, aumenta con la profundidad.

El otro tipo de ondas superficiales que tomamos en consideración son las ondas Rayleigh. Su velocidad de propagación es menor que la de las ondas Love, e imprimen a las partículas un movimiento según una trayectoria elíptica con un sentido contrario al de propagación de la onda (ver fig. 5). Empíricamente, para un material cuya Coeficiente de Poisson sea de 0,25, puede afirmarse que la velocidad de las ondas Rayleigh es de 0,9 veces la de las ondas transversales.

Pueden presentarse otros tipos de ondas superficiales que pasan desapercibidos para el geofísico, durante los trabajos de campo, y a los que, normalmente, no prestará atención, ya que la información que pueden aportar carece de importancia frente a la que suministran las que acabamos de citar. Entre estas ondas se incluyen las llamadas "acopladas" e "hidrodinámicas". Las primeras dan lugar a un complejo movimiento de partículas y las hidrodinámicas ocasionan un movimiento en la misma dirección y sentido opuesto a las de Rayleigh (ver fig. 6).

Los mecanismos de transmisión de las ondas longitudinales y transversales siguen las leyes de la óptica. Cuando una onda longitudinal que se propaga, en un material, con velocidad V_1 alcanza la superficie de separación con otro material en el que alcanza la velocidad V_2 (siendo $V_2 > V_1$) parte de la onda original se refleja, volviendo al primer me-

dio y parte se refracta, penetrando en el segundo. Los porcentajes de la energía original de la onda incidente que se reflejan o refractan, dependen del ángulo de incidencia y del contraste de las propiedades elásticas de ambos medios. El mecanismo de transmisión se muestra en la fig. 7. Hay que hacer notar que las ondas longitudinales también general, al reflejarse y refractarse, ondas SV.

En el caso en que el medio más profundo sea tal que la velocidad de propagación, en él, de las ondas longitudinales, V_2 , es menor que la V_1 , no se dará el fenómeno de refracción sino el de deflexión (ver fig. 7). En este caso, la capa inferior es llamada "de baja velocidad" y presenta problemas de interpretación a los geofísicos.

Las ondas transversales se comportan de un modo similar a las longitudinales. Al pasar de un medio a otro, una onda transversal da lugar a ondas transversales y longitudinales, reflejadas y refractadas. Si la onda transversal original es del tipo SV, producirá una onda SV y otra longitudinal refractada y otras ondas SV y longitudinal reflejadas, pero no originará ondas SH. Si la onda original es una SH, sólo dará lugar a otras dos ondas SH, una reflejada y otra refractada; pero no originará ni ondas SV ni longitudinales (ver fig. 8).

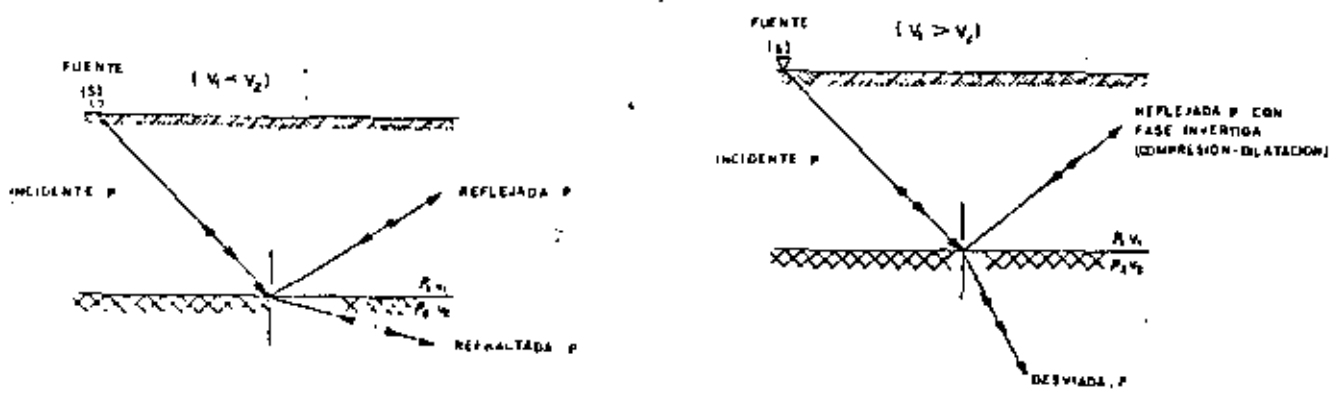
Tras esta exposición previa de las características de las distintas ondas sísmicas y de sus mecanismos de transmisión, se comprende la complejidad que su estudio e interpretación puede alcanzar, cuando se pasa de un modelo sencillo, es decir de un solo medio homogéneo e isótropo al caso de varios medios estratificados, teniendo en cuenta, además que la superficie del terreno ya delimita dos medios distintos, terreno-aire, donde se producen reflexiones. Esta complejidad lleva especiales consideraciones a la hora de proyectar las fuentes de energía y los sistemas de registro que permitirán al geofísico controlar, en cierto modo, las condiciones en que se van a determinar "in situ" las velocidades de las ondas sísmicas.

RELACIONES ENTRE ONDAS SISMICAS Y CONSTANTES ELASTICAS

Puesto 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, es posible servirse de ellas para calcular el Coeficiente de Poisson de un material:

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

$$\mu = \frac{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 2}{2\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 2} \quad \text{o} \quad \left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 = \frac{1-\mu}{0,5-\mu}$$



REFLEJADA - REFRACTADA - DESVIADA
ONDA LONGITUDINAL

Fig. 7

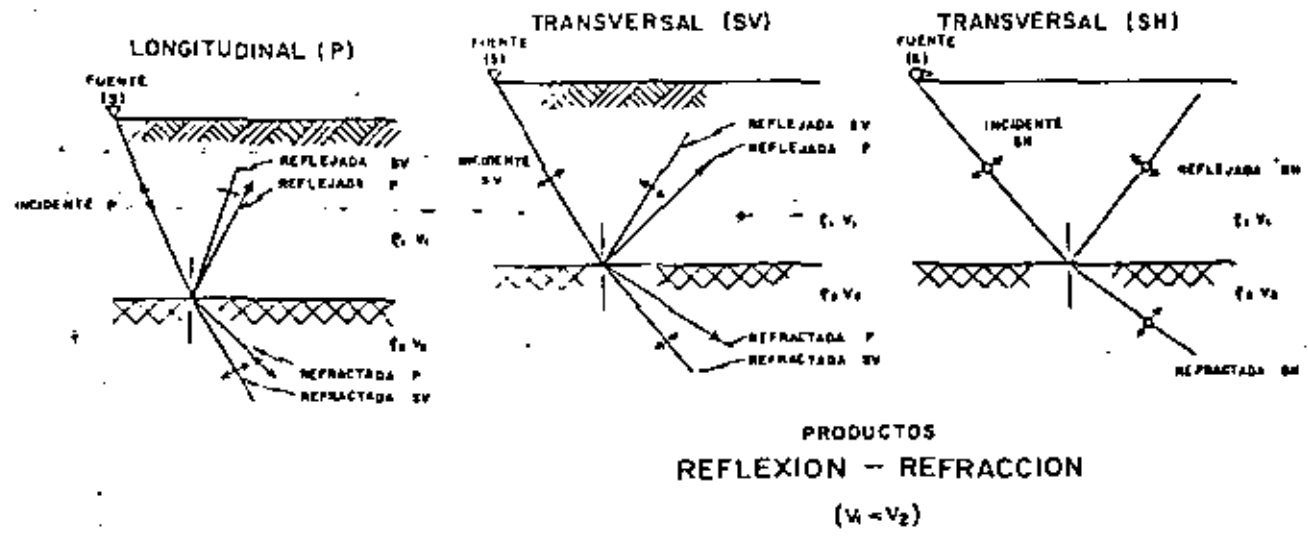


Fig. 8

Si en el laboratorio se determina, además, la densidad de dicho material, es posible conocer el valor de los otros módulos elásticos:

Módulo de Cizalladura $G = \rho V_S^2$

Módulo de Compresibilidad $K = \rho V_P^2 \cdot \frac{4}{3} \cdot \frac{1}{1 - 2\mu}$

Módulo de Young $E = 2 \rho V_S^2 (1 + \mu)$

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 son las fórmulas básicas utilizadas para la determinación de las constantes elásticas. Como puede verse, dichas constantes pueden calcularse a partir del conocimiento exacto de los valores de las velocidades de las ondas longitudinales y transversales y de la densidad del material.

TECNICAS DE CAMPO PARA MEDIR VELOCIDADES DE ONDAS LONGITUDINALES

Estudios sísmicos de refracción

Para la medida de las velocidades de ondas longitudinales se emplean, generalmente, las técnicas sísmicas de refracción bien en la superficie del terreno o en el interior de un sondeo. En la fig. 9 se muestra un diagrama esquemático de esta técnica. La parte inferior de la figura muestra un corte del terreno que, aparte de la superficie libre, contiene dos capas en las que las respectivas velocidades de propagación de las ondas longitudinales son V_1 y V_2 , siendo $V_1 < V_2$.

Una fuente de energía, química (explosivos) o mecánica (impactos), se sitúa en el punto S, en la superficie del terreno o en un sondeo. Una liberación brusca de energía origina ondas longitudinales y transversales cuyos frentes se alejan de S en dirección radial. En la superficie del terreno se sitúan geófonos G_1, G_2, G_3 , capaces de detectar los movimientos producidos por las ondas sísmicas. En el método de refracción, los geófonos suelen registrar, únicamente, la componente vertical del movimiento.

De todos los tipos de ondas sísmicas generadas, las de mayor velocidad son las longitudinales, y, por tanto, son las que se registran en los geófonos como "primeras llegadas". Las ondas longitudinales pueden llegar a los geófonos directamente desde el punto de disparo S, a través de la capa superior, con velocidad V_1 (llegadas directas). Como las ondas se propagan en todas direcciones habrá otras cuyo frente se desplazará desde S hasta A, refractándose y penetrando en la segunda capa, con velocidad V_2 . De acuerdo con el Principio de Huygens, cada punto de la superficie de

separación entre las dos capas se comporta como una nueva fuente de ondas, las cuales se propagarán por la capa superior con velocidad V_1 . Los rayos incidentes, SA, y emergentes, BG, forman el mismo ángulo con la normal. Por otra parte, de acuerdo con la Ley de Snell, los ángulos incidente y refractado en el punto A están relacionados por:

$$\frac{\text{Sen } i_1}{\text{Sen } i_2} = \frac{V_1}{V_2}$$

Cuando el ángulo i_2 es igual a 90° , el rayo incidente experimenta una refracción total, propagándose por la superficie de separación de ambas capas con la velocidad V_2 . Para que esto se produzca, el ángulo incidente tiene un valor crítico (ángulo crítico) tal que:

$$\text{Sen } i_c = \frac{V_1}{V_2}$$

A partir de una cierta distancia del punto de disparo, los rayos refractados con el ángulo crítico alcanzan los geófonos antes que los que han llegado directamente, ya que aunque los primeros han recorrido mas distancia, una parte del camino lo han recorrido con una velocidad V_2 , mayor que V_1 . La distancia a la que se produce simultáneamente la llegada de las ondas directa y refractada se denomina "distancia crítica" (X_c). Por tanto, a cualquier punto de la superficie, situado a una distancia de S menor que la crítica, llegará primero la onda directa; a los situados a distancia mayor que la crítica, llegarán antes las ondas refractadas.

La forma más sencilla de ilustrar lo que se acaba de exponer es construir un diagrama Tiempo-Distancia, como el que se presenta en la parte superior de la fig. 9. Sobre el eje de abscisas se llevan las distancias punto de disparo-geófonos, y sobre el de ordenadas los tiempos de "primeras llegadas".

Cuando el terreno está constituido por estratos diferenciados, cada uno constituido por materiales homogéneos e isotropos, la velocidad de las ondas será uniforme en cada uno de ellos y el diagrama Tiempo-Distancia estará constituido por segmentos rectilíneos, cada uno de los cuales corresponderá a un estrato. El valor de la velocidad de las ondas, en cada estrato, es la inversa de la pendiente del correspondiente segmento. El valor de la velocidad así determinado será no el real, dependiendo del buzamiento de los estratos.

Antes de exponer el procedimiento a seguir para obtener los valores reales de la velocidad de las ondas en capas inclinadas, conviene aclarar el concepto de "velocidad aparente" que es, generalmente, el obtenido directamente de las gráficas Tiempo-Distancia.

En la fig. 9 se ha dibujado una parte de la trayectoria de un frente de onda que alcanza los geófonos G_1 y G_2 . La velocidad aparente de este frente de onda es el cociente entre la distancia X , que separa ambos geófonos por el tiempo empleado en llegar de uno a otro; es decir:

$$\bar{V} = \frac{X}{t}$$

La distancia, en la dirección del desplazamiento del frente, es $X \sin \theta$, siendo θ el ángulo que forma la dirección de la trayectoria con la superficie del terreno. Si las capas son horizontales, este ángulo coincide con el crítico, por lo que, en este caso, la velocidad aparente coincide con la real.

En capas inclinadas, como se ve en la fig. 10A, el ángulo θ no coincide con el ángulo crítico. En este caso, la gráfica Tiempo-Distancia, cuando la fuente de energía está en S , tendrá el aspecto que muestra la fig. 10B. La velocidad que de la gráfica se obtiene para la segunda capa no es la real sino la aparente. Para conocer la velocidad real hay que invertir el dispositivo (perfil inverso) situando la fuente de energía S' en G , y otro geófono G' en S . El tiempo que necesita la onda sísmica en llegar de S a G es idéntico al que necesita para ir de S' a G' , puesto que en ambos casos recorre el mismo camino. En esta situación se tendría un gráfico Tiempo-Distancia como el dibujado en la fig. 10C. En la práctica, los gráficos 10B y 10C se presentan superpuestos.

Registrando la energía sísmica cuando la trayectoria es descendente, es decir de S a G , se obtiene la "velocidad descendente" V_D ; siendo el ángulo θ igual a la suma del ángulo crítico, i_c , más el de buzamiento ψ : $\theta = i_c + \psi$.

Cuando se registra de S' a G' , se obtiene la "velocidad ascendente" V_u , con θ , en este caso, igual a la diferencia $i_c - \psi$: $\theta = i_c - \psi$.

La velocidad V_1 de la capa superior es independiente del buzamiento y, por lo tanto, su valor real se obtiene directamente de la gráfica Tiempo-Distancia 10B o 10C.

De las ecuaciones:

$$\sin(i_c + \psi) = \frac{V_1}{V_D}$$

$$\sin(i_c - \psi) = \frac{V_1}{V_u}$$

Podemos obtener los valores de i_c y de ψ , por consiguiente, el de la velocidad real V_2 :

$$V_2 = \frac{V_1}{\sin i_c}$$

De lo que acabamos de exponer, resulta la necesidad de utilizar el procedimiento de perfil directo e inverso cuando se quieren conocer las velocidades reales.

La exposición anterior, limitada al caso de dos capas, es válida para el caso de tres o más. Únicamente las fórmulas para obtener la velocidad de las capas más profundas se van complicando a medida que aumenta el número de capas. En la reseña bibliográfica adjunta se relacionan varios textos que suministran las fórmulas correspondientes para capas múltiples.

Con los mismos datos puede conocerse también la profundidad a que se encuentran las superficies de separación entre capas. Las fórmulas de cálculo se pueden ver también en varios textos de los incluidos en la lista bibliográfica. Hay que hacer notar que el método de refracción no suministra datos en el caso de una capa que esté situada bajo otra de velocidad superior.

Otras disposiciones del terreno tienen que ser objeto de consideraciones especiales: capas en las que la velocidad aumenta linealmente con la profundidad; capas delgadas que, en algunas circunstancias, no son detectadas y constituyen las llamadas "zonas ciegas" (Referencia bibliográfica n.º 10).

Puesto que los materiales que se encuentran en la naturaleza rara vez son homogéneos, se recomienda siempre, en cada campaña, realizar al menos dos perfiles en direcciones distintas, para ver si la velocidad de las ondas longitudinales varía o no con la orientación del perfil.

Estudios "up-hole" de velocidad de ondas longitudinales

En muchos casos el método de refracción con un dispositivo de perfiles, no define todas las capas de diferente velocidad que existen realmente en el terreno. El espesor de las distintas capas y los contrastes de velocidad entre ellas condicionan los resultados de los estudios de refracción mediante perfiles.

Por ello, uno de los dispositivos más prácticos, para conocer con detalle las velocidades de las ondas longitudinales en las distintas capas, en un determinado lugar, es el de "up-hole".

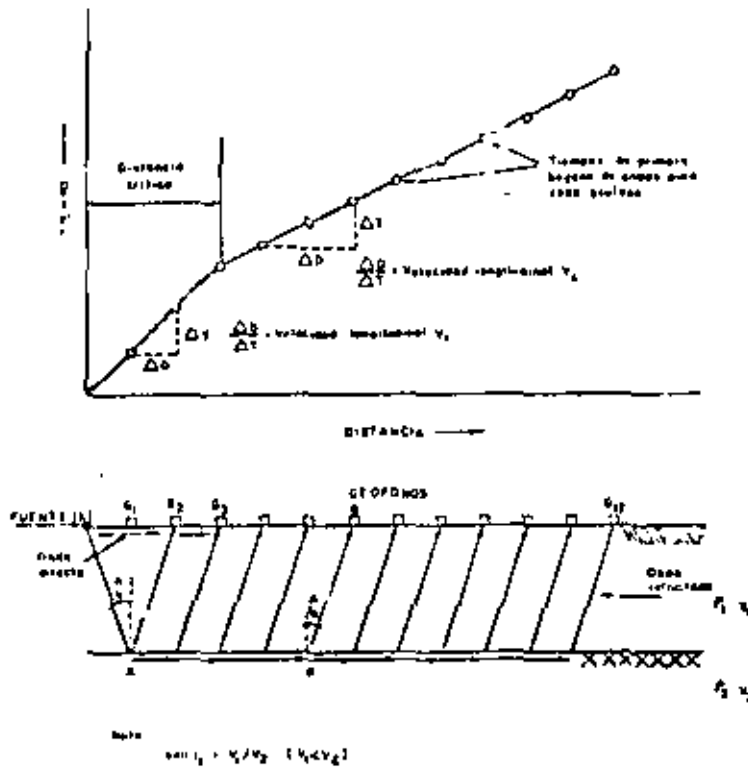


Fig. 9

METODO DE REFRACCION

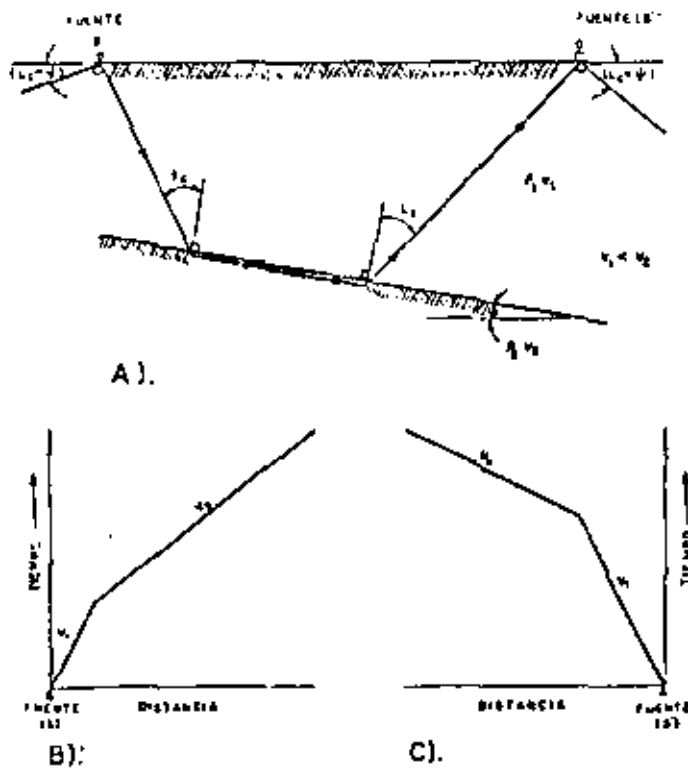


Fig. 10

NOTAS:
 1) $v_1 < v_2$ 2) $\sin(\psi_1 + \psi_2) = \frac{v_1}{v_2}$
 3) $\sin(\psi_1 - \psi_2) = \frac{v_1}{v_2}$ 4) $v_1 = \frac{v_2 \sin \psi_1}{\sin \psi_2}$

Este dispositivo, cuyo esquema se presenta en la fig. 11, consiste en situar, dentro de un sondeo, una serie de geófonos para registrar la energía sísmica procedente de una fuente de energía próxima al sondeo (S). Naturalmente, puede usarse también un dispositivo inverso, es decir, situar los geófonos en la superficie del terreno y la fuente de energía en el interior del sondeo; si bien este último procedimiento es más desfavorable por el peligro de destrucción del sondeo que implica, sobre todo cuando la fuente de energía está constituida por explosivos.

Los geófonos que se utilizan, cuando van introducidos en el sondeo, son de un tipo sensible a la presión y van conectados al cable a intervalos regulares.

Un estudio completo requiere varios registros con el dispositivo de geófonos ocupando distintas posiciones dentro del sondeo. Se efectúan tantos registros como sean necesarios para determinar la velocidad de las ondas longitudinales en cada capa del subsuelo.

Como en el caso de los perfiles de refracción, los tiempos de primera llegada, corregidos, se llevan a un gráfico Tiempo-Distancia, en que las distancias son las profundidades de los geófonos medidas según la vertical que pasa por el punto donde se sitúa la fuente de energía. La corrección de los tiempos de primera llegada registrados se hace con el fin de referirlos a estas distancias en vertical, en lugar de a la trayectoria real punto de disparo-geófono. La fórmula de corrección es:

$$T_v = T_0 \cos \theta \quad \text{con} \quad \cos \theta = \frac{H_z}{x}$$

- T_v - tiempo corregido para trayectoria vertical
- T_0 - tiempo registrado
- θ - ángulo con vértice en la fuente de energía, uno de cuyos lados pasa por la boca del sondeo y otro por el geófono
- H_z - profundidad del geófono referida a la vertical que pasa por la fuente de energía
- x - Distancia Fuente de Energía-Sondeo

En la fig. 11 se presenta, también, un típico diagrama tiempo-profundidad, cuyo análisis, para la determinación de velocidades, se realiza del modo indicado en el apartado referente a los perfiles de refracción.

Los estudios "up-hole" pueden utilizarse para determinar las velocidades aparentes de las ondas longitudinales en las "zonas ciegas", siempre que el espesor de las capas y el espaciado entre geófonos sean adecuados. Igualmente, puede determinarse la velocidad en capas "lentas" incluidas entre otras con mayores valores de velocidad. En estos aspectos, los estudios "up-hole" desempeñan un importante papel en la investigación de las propiedades de los materiales de un lugar, relacionadas con la velocidad de las ondas

sísmicas. Generalmente, suele realizarse algún estudio "up-hole" antes de llevar a cabo una campaña de perfiles de refracción, ya que los valores de las velocidades determinados con el "up-hole" sirven para fijar los parámetros de los perfiles, tal como el espaciado de los geófonos, etc.

El estudio "up-hole" tiene algunas limitaciones: es necesario disponer de sondeos que deben estar sin entubar o entubados con un material diferente del acero; por otra parte, las velocidades determinadas son aparentes, en un plano vertical, que sólo puedan referirse a la inmediata vecindad del sondeo.

Siempre que es posible, resulta muy conveniente completar el estudio "up-hole" con un perfil de refracción que cruce el sondeo, puesto que, de este modo, pueden contrastarse los valores de la velocidad que se tienen con ambos dispositivos y llegar a valores más exactos.

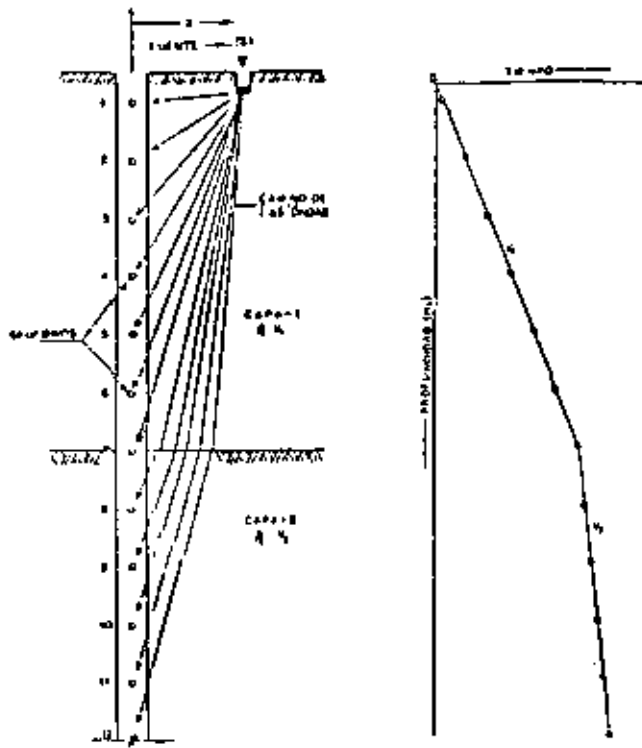
MEDIDAS, EN CAMPO, DE LA VELOCIDAD DE ONDAS TRANSVERSALES

La determinación de las constantes elásticas de los materiales requiere, además del conocimiento de la velocidad en ellos de las ondas longitudinales, el de la velocidad de las ondas transversales y la densidad de dichos materiales. Mientras los valores de la densidad se determinan en el laboratorio, o por textificación Gamma-Gamma, los de las velocidades de las ondas longitudinales y transversales son objeto de técnicas sísmicas de campo.

Los procedimientos para medir velocidades de ondas longitudinales han quedado expuestos en el capítulo anterior. Para medir las velocidades de las ondas transversales se encuentran mayores dificultades, como se verá en el presente capítulo, y queda sumariamente reflejado en las figuras 12 y 13.

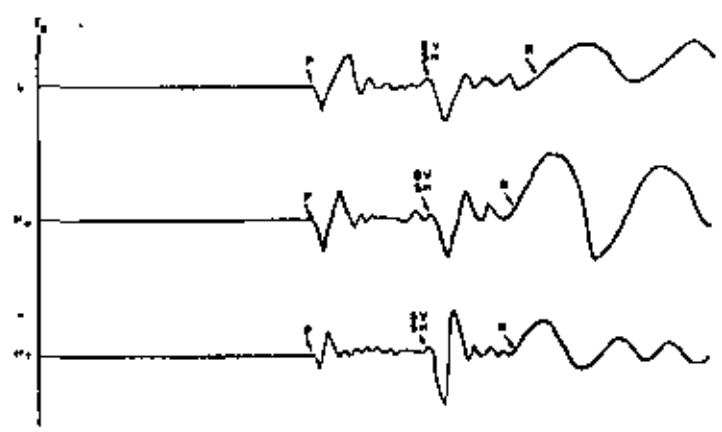
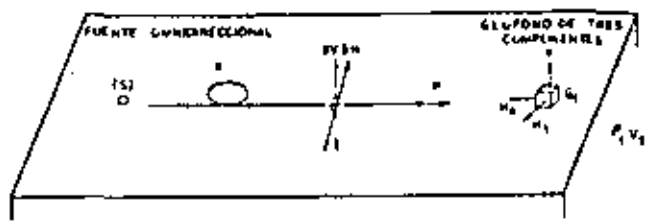
En la fig. 12 se muestra el caso ideal de un medio indefinido, homogéneo e isotropo. Se ha escogido un geófono G_1 , de tres componentes para mejor aprovechar la capacidad de registro. Este geófono puede registrar, simultáneamente, el movimiento del terreno según tres direcciones perpendiculares. Un eje horizontal, H_p , se orienta en dirección a la fuente de energía, S; otro eje horizontal se orienta transversalmente a la dirección G_1 -S. Esta orientación transversal se elige de modo que registre, preferentemente, ondas transversales.

Cuando se utiliza una fuente de energía omnidireccional (explosivos, p.e.) se producen ondas sísmicas longitudinales (P), transversales (SH y SV) y superficiales. Las primeras ondas que llegan al geófono son las longitudinales, después las transversales y, finalmente, las superficiales. Los sismogramas o registros resultantes muestran unas formas de ondas similares a las dibujadas para las trazas V , H_p y H_t . La llegada de las ondas transversales puede, a veces, identificarse fácilmente por el cambio de frecuencia y de amplitud que se produce entre las llegadas de las ondas longitudinales y superficiales. En el caso ideal al que nos referimos, la



METODO UP-HOLE

Fig. 11



CASO IDEAL CON UNA CAPA

Fig. 12

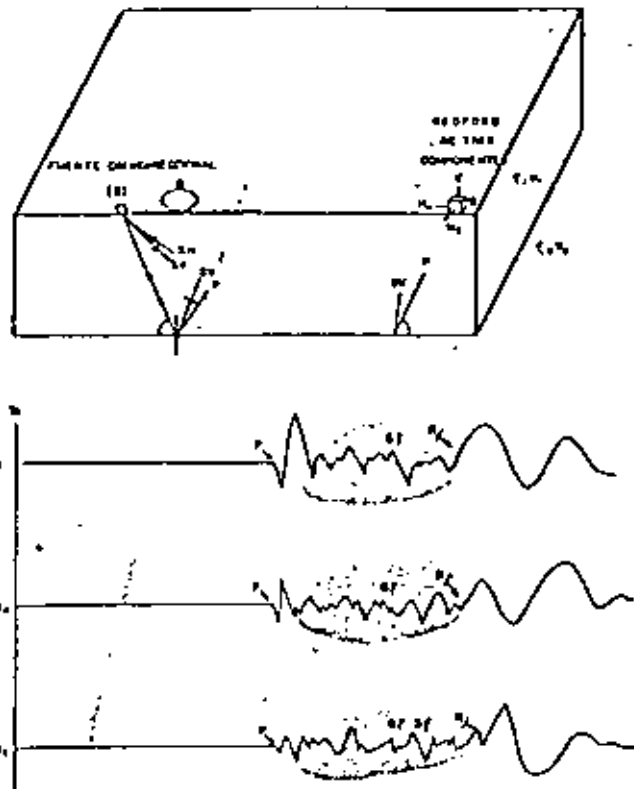


Fig. 13

CASO REAL CON DOS CAPAS

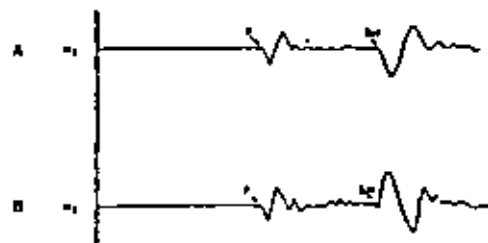
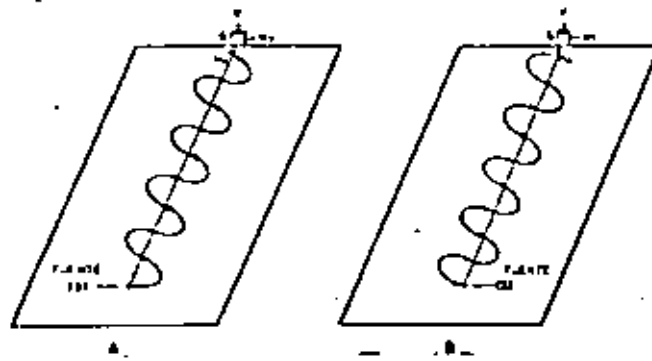
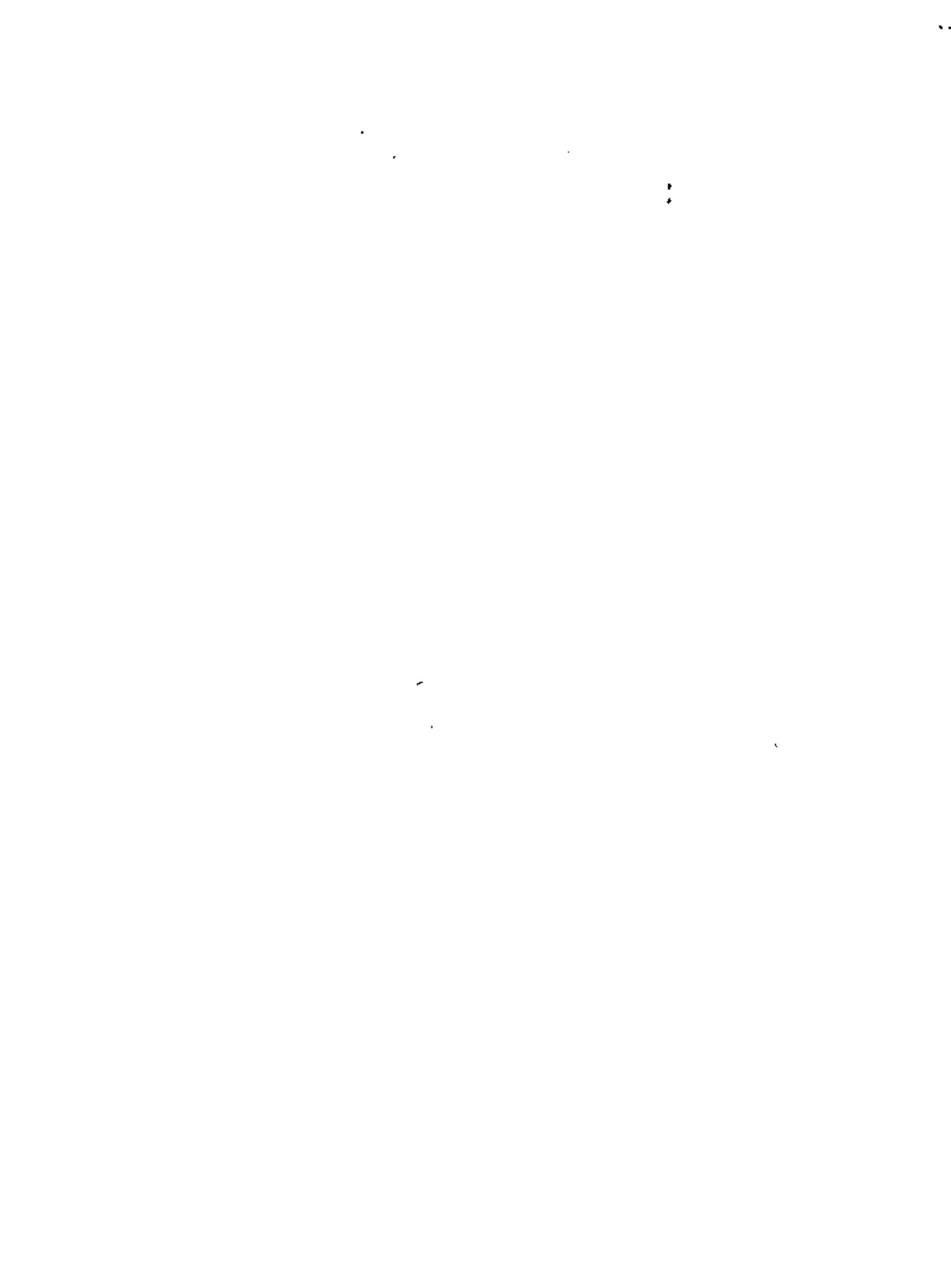


Fig. 14

ONDAS TRANSVERSALES
(100)



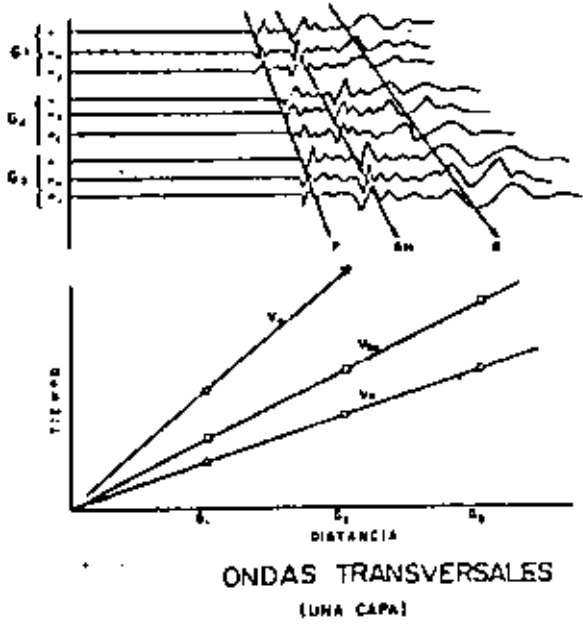
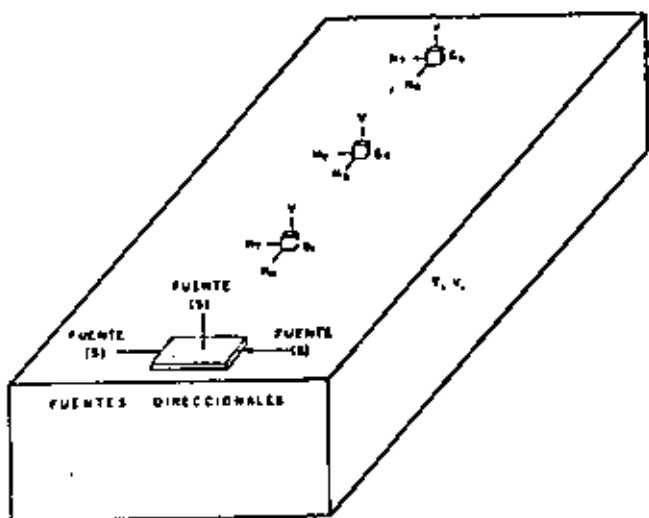


Fig. 15

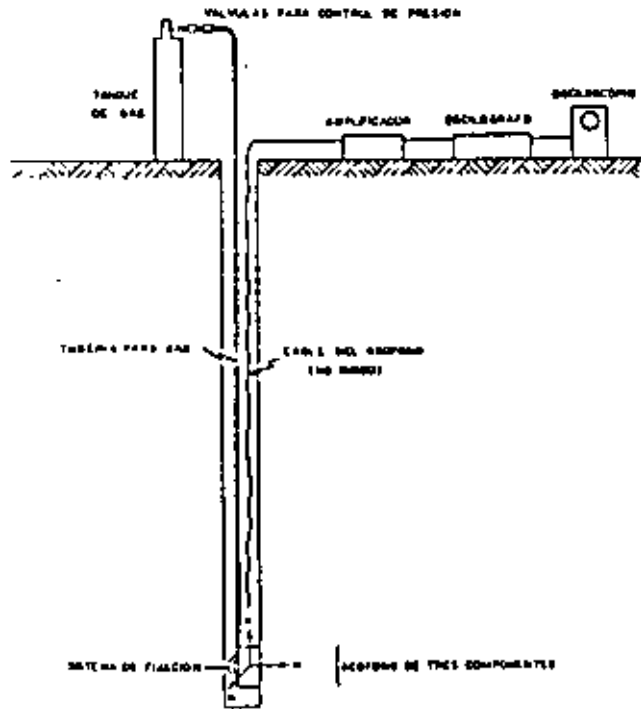


Fig. 16

SISTEMA DE EQUIPO SISMICO
GEOFONO PARA SONDEOS

casos las condiciones del lugar, por ejemplo en terrenos compuestos por varios estratos, no puede predecirse cuál será el movimiento que producirá la fuente asimétrica y por ello hay que situar los geófonos basándose en aproximaciones sucesivas, a partir de los sismogramas que se van obteniendo. El estudio detallado de la predicción de los movimientos a que dan lugar las fuentes asimétricas se sale de los límites de este trabajo, pero los lectores interesados pueden consultar la bibliografía.

ESTUDIOS SISMICOS DE REFRACCION

Técnicas sísmicas de refracción, modificadas, pueden usarse para obtener información acerca de las velocidades de las ondas transversales, aunque cuando se trata de terrenos con varias capas estas técnicas no son las más aplicables. Debido a las limitaciones que supone el uso de explosivos, las técnicas de campo más usuales consisten en aplicar fuentes de energía mecánica, en general produciendo impactos sobre el terreno con un martillo, manejado a mano o movido mecánicamente. Se suelen dar impactos verticalmente y horizontalmente en dos direcciones opuestas y los registros se hacen con geófonos de tres componentes.

El método está limitado por la cantidad de energía que, de este modo, puede transmitirse al terreno, las condiciones de atenuación del terreno y las características de amplificación del registrador utilizado. Normalmente los perfiles no pasan de 100 m de longitud total (distancia máxima geófono-fuente de energía) con una profundidad de investigación, aproximadamente, de un tercio de la longitud del perfil. Los resultados de la investigación, para ondas transversales y longitudinales, se interpretan como se hace normalmente en perfiles de refracción.

Aunque de ámbito limitado, esta técnica proporciona valiosa información acerca de la velocidad de ondas transversales en materiales próximos a la superficie, información que, a veces, es difícil de obtener por los métodos que se exponen a continuación.

ESTUDIOS "UP-HOLE" DE VELOCIDAD DE ONDAS TRANSVERSALES

Estos estudios se llevan a cabo con una técnica ligeramente diferente a la descrita para ondas longitudinales. Los mejores resultados se obtienen utilizando geófonos de tres componentes, especiales para sondeos. Muchos tipos de estos geófonos se fabrican, o pueden modificarse, con mecanismos de fijación a las paredes del sondeo y de orientación dentro de él. Los geófonos fijos a las paredes presentan ciertas ventajas sobre los no acoplados a ellas:

1) Puede reducirse el tamaño de la fuente de energía ya que los geófonos acoplados a las paredes presentan una capa-

dad de registro mayor.

2) La eventualidad de que lleguen al geófono impulsos sísmicos transmitidos a través del cable desaparece, ya que, una vez el geófono en posición, puede desengancharse del cable.

3) Pueden hacerse mejores mediciones de la amplitud real de las ondas.

Una desventaja que presentan los mecanismos de anclaje es que pueden dar lugar a sistemas de resonancia mecánica. La frecuencia primaria del sistema en resonancia estará determinada por la masa de los mecanismos y la rigidez de las paredes del sondeo. El sistema resonante puede actuar como un filtro para las llegadas de energía de determinadas frecuencias. Este problema de resonancia no suele presentarse, pero cuando se produce, puede determinarse la frecuencia de resonancia del sistema y compensar las medidas. La fig. 16 presenta un diagrama esquemático del sistema de fijación del geófono al sondeo, de construcción muy sencilla, que los autores han empleado en numerosas investigaciones.

El dispositivo, con el geófono de tres componentes, se sitúa en el interior del sondeo, sucesivamente, a varias profundidades. En cada posición se fija el geófono, se desengancha el cable y se hacen registros cuando se genera energía sísmica mediante una fuente adecuada. La elección de la fuente de energía depende de la profundidad a que sitúe el geófono y de las características que el terreno presente en cuanto a la transmisión de energía. En la mayoría de los casos pueden utilizarse fuentes de energía mecánica (impactos).

La fuente de energía se sitúa en la superficie del terreno y la energía se aplica a éste. Cuando se usa energía mecánica pueden emplearse procedimientos mecánicos o manuales para transmitirla al terreno según una orientación prefijada. Al igual que se expuso en el método sísmico de refracción para ondas transversales, se producen impactos verticales y horizontales, estos últimos en dos direcciones opuestas. Se han diseñado y experimentado, con éxito, dispositivos para generar ondas transversales utilizando explosivos; pero el uso de estos dispositivos supone un mayor tiempo de ejecución. La fig. 17 muestra un estudio de ondas transversales "up-hole", utilizando cordón detonante como fuente de energía.

Es muy importante que en el mismo lugar se haya hecho un estudio "up-hole" para determinar la velocidad de las ondas longitudinales, con la mayor precisión; puesto que dicha velocidad será utilizada en el estudio de velocidad de ondas transversales. Suele hacerse primero un estudio standard "up-hole" para ondas longitudinales y los valores de velocidad que de él se obtienen se comparan con los que, para las mismas ondas, se obtienen posteriormente con el dispositivo "up-hole" para ondas transversales, cuando el impacto se hace verticalmente. Si los datos obtenidos con ambos procedimientos presentan variaciones de ± 10 por ciento, los resultados de la investigación de ondas transversales pueden tener errores importantes y deben controlarse, repitiendo la investigación utilizando una fuente de energía diferente.

Las razones principales para utilizar geófonos de tres componentes y fuentes direccionales, se presentan esquemáticamente en la fig. 18. Ya se indicó, fig. 8, que las ondas P, al refractarse, dan lugar a ondas P y ondas S. A estas ondas P y S, productos de refracción de ondas P los llamaremos, en lo que sigue, P-P y P-S. Igualmente denominaremos S-S a las ondas S producto de la refracción de ondas S. Las llegadas de ondas P-S podrían interpretarse, equivocadamente, como S-S y los cálculos de velocidad de ondas S serían erróneos. El uso de la fuente de energía direccional y de geófonos de tres componentes minimiza las posibilidades de cometer este error, ya que al cambiar la aplicación de la fuente de energía de un sentido al sentido opuesto, la forma de las ondas P-P y P-S registradas no se altera; en cambio, en el registro, los máximos y mínimos de las ondas S-S pasarán a mínimos y máximos, respectivamente. Esto ayuda extraordinariamente a identificar las ondas S-S, como queda reflejado, gráficamente, en la fig. 18. Naturalmente, pueden subsistir problemas cuando el intervalo de tiempo entre llegadas de ondas P-P, P-S y S-S es muy pequeño y las llegadas se confunden en el sismograma.

Los resultados de un estudio "up-hole" de velocidad de ondas transversales se llevan a un gráfico tiempo-profundidad del que se deducen las velocidades de las ondas transversales para los diversos materiales.

Al igual que para los estudios "up-hole" de ondas longitudinales, los sondeos deben estar entubados con P.V.C. y cementados. También es conveniente realizar un perfil corto de refracción, que pase por la boca del sondeo, para tener información acerca de la velocidad de las ondas transversales en los materiales más próximos a la superficie.

ESTUDIOS "CROSS-HOLE"

En el método sísmico de refracción, las características de los materiales del subsuelo se estudian mediante unas ondas sísmicas generadas en la superficie del terreno y que se registran en la misma superficie tras haberse transmitido por el interior del terreno. El método "up-hole" mejora, a veces, la calidad de los datos, ya que estos se obtienen a partir de ondas que, generadas también en la superficie, se registran en el propio medio. Normalmente, los datos más precisos se obtienen cuando las ondas se generan, transmiten y registran en el propio medio cuyas características se desean conocer. Esta técnica evita, muchas veces, los errores inherentes a los contactos y a la zona más superficial del terreno. La generación, transmisión y registro de ondas sísmicas en cada capa del terreno es la base del método "Cross-hole".

En la fig. 19 se presenta un diagrama esquemático del dispositivo "Cross hole". Se dispone de tres sondeos alineados, uno de los cuales aloja la fuente de energía, S, y los otros los geófonos G₁ y G₂. Muchas veces se utilizan sólo dos sondeos, uno para la fuente de energía y otro para un geófono, aunque el disponer del tercer sondeo con el segundo

geófono puede, a veces, proporcionar valiosa información complementaria.

Como todos los estudios sísmicos en que la fuente de energía se aloja en un sondeo, este método presenta limitaciones impuestas por el "tamaño" de la fuente que, obviamente, no debe ser tal que destruya el sondeo.

A veces se han utilizado explosivos diseñados, incluso, como fuente direccional. En cualquier caso, un explosivo situado en un sondeo abierto (o lleno de agua) se comporta como fuente de energía asimétrica, puesto que la presión, tras la detonación, no actúa uniformemente, ya que la columna de aire (o agua) no ofrece la misma resistencia que las paredes del sondeo.

Generalmente, en sondeos se utilizan fuentes de energía mecánica, bien acopladas a las paredes o actuando sobre el fondo. En la bibliografía anexa, los trabajos con referencias números 2 y 11 presentan una excelente exposición de las técnicas "Cross-hole" y de las fuentes de energía. El uso de fuentes de energía mecánica limita también la cantidad de energía que puede transmitirse, si bien, como la distancia normal entre los sondeos, en estudios "Cross-hole", suele ser del orden de una decena de metros, no se requiere mucha energía. En cambio, esta corta distancia entre sondeos exige medir cuidadosamente las desviaciones de los sondeos para conocer, en cualquier posición, la distancia exacta fuente de energía-geófono.

A causa de las cortas trayectorias de las ondas, la diferencia de tiempos de llegada de ondas longitudinales y transversales llega a hacerse crítica, por lo que es necesario disponer de equipos de registro muy precisos. Por ello, los estudios "Cross-hole" suelen hacerse con osciloscopios (obteniendo fotografías Polaroid de las trazas, como sismogramas) o, como los autores prefieren, con osciloscopio y oscilógrafo, simultáneamente. Esto permite tener un control de los datos obtenidos con ambos sistemas.

Durante bastante tiempo, una de las mayores dificultades que se presentaban en los estudios "Cross-hole" con fuentes de energía mecánica, era determinar con exactitud el instante en que se producía el impacto en el sondeo. El modo de operar consiste, normalmente, en perforar el sondeo que alojará la fuente hasta la profundidad deseada, retirar el trépano y sustituirlo por un tomamuestras que se baja al fondo del sondeo. Entonces se producen los impactos, golpeando la parte superior del varillaje. El instante en que se produce el impacto en el varillaje puede determinarse fácilmente pero, evidentemente, no es simultáneo con el momento en que el impacto se ha transmitido al fondo del sondeo. Todos los tiempos registrados hay que corregirlos restándoles el tiempo empleado por la onda longitudinal en recorrer la longitud del varillaje. Este procedimiento no es muy preciso, y, según aumenta la profundidad, mayor es el error que puede cometerse en la corrección. Actualmente suele colocarse un geófono en el tomamuestras, con lo que la corrección de tiempos es exacta (fig. 20). Otro sistema, utilizado a veces, consiste en perforar el sondeo, donde se alojará la fuente de energía, hasta la profundidad total y

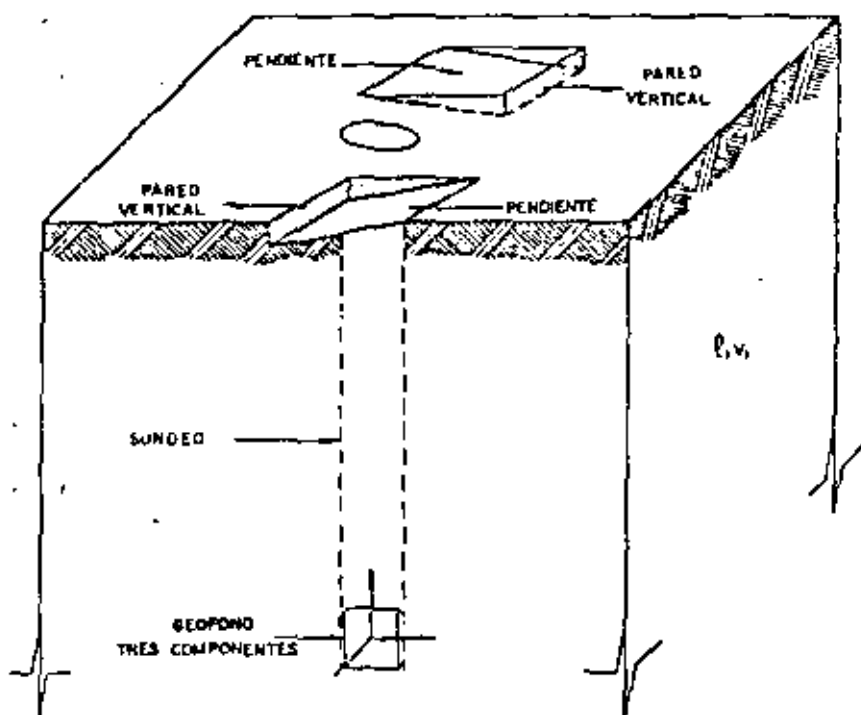


Fig. 17

NOTAS: E; explosiva (cuerda detonante) se situa en la base de las paredes verticales de las dos columnas. - La explosión al mismo tiempo de las cuerdas detonantes produce un esfuerzo de torsión en las paredes del sondeo

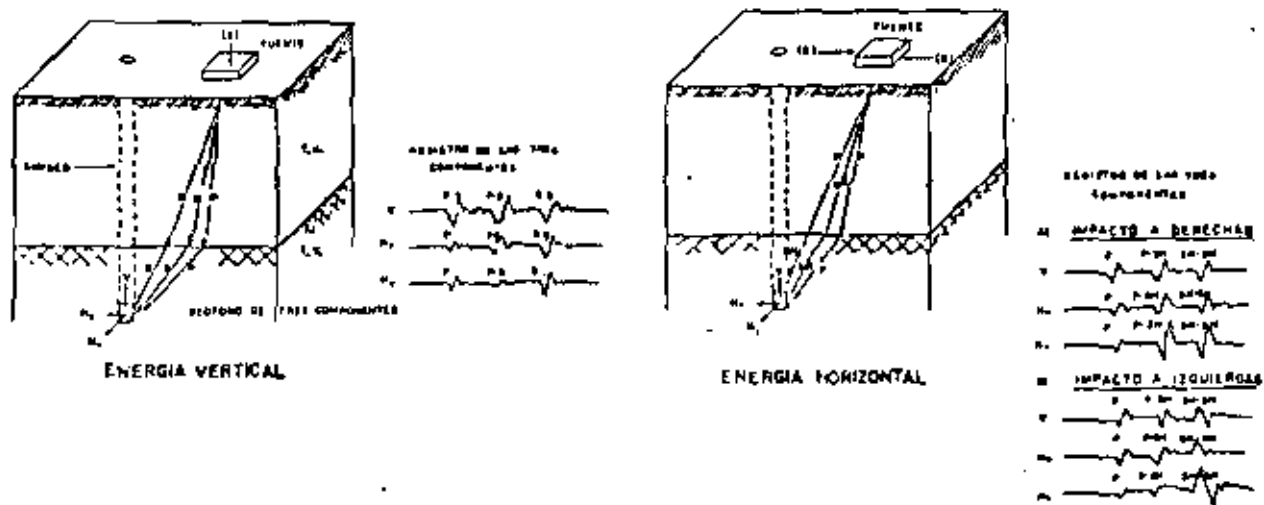


Fig. 18

acoplar la fuente de energía, por medios mecánicos, a las paredes del sondeo, a las profundidades deseadas con lo que se evitan las correcciones a los tiempos registrados. Este último sistema tiene la ventaja de que, durante la investigación geofísica, no hay que esperar, tras cada registro, a que se profundice el sondeo.

Los geófonos de tres componentes se sitúan en el mismo material, o unidad litológica, que la fuente de energía. El impacto del tomamuestras produce, primordialmente, ondas SV, junto con ondas P y SH. Es fácil, disponiendo una plataforma para aplicar los impactos en la cabeza del varillaje, obtener llegadas de ondas transversales procedentes de impactos en sentido contrario que, como se sabe, son fácilmente identificables. Existen fuentes de energía que producen primordialmente ondas SH, pero la dificultad que supone una correcta orientación geófonos-fuente de energía hace que, en opinión de los autores, el uso de estas fuentes sea muy limitado.

El hecho de que geófonos y fuente de energía se encuentran en el mismo material no asegura que las ondas no vayan a seguir trayectorias reflejadas o refractadas. La fig. 21 muestra algunas de las trayectorias posibles según la situación de contactos y condiciones del terreno. Por ello, se considera necesario realizar, como paso previo al estudio "Cross-hole" un estudio "Up hole" de velocidad de ondas longitudinales, que si es posible, se hace aprovechando el primer sondeo que se perfora completamente. La información obtenida del "up hole" permitirá analizar más detalladamente los resultados del "Cross hole", además de proporcionar datos para mejor situar los restantes sondeos necesarios para el estudio "Cross hole".

El estudio "Cross hole" puede proporcionar información acerca de las ondas longitudinales que siguen trayectorias horizontales. La comparación de los valores así obtenidos con los que proporciona el "up-hole" ayuda a investigar la anisotropía de los materiales en el lugar.

Una ventaja adicional del estudio "Cross-hole" es que no le afectan las inversiones de velocidad, puesto que se estudian trayectorias directas.

Los datos obtenidos del estudio "Cross-hole" se analizan como se indicó previamente para las llegadas de ondas transversales. Cuando se trata de trayectorias directas, la velocidad se obtiene como cociente Distancia-Tiempo. Si se trata de trayectorias refractadas o reflejadas los cálculos se efectúan de modo parecido al del método "up-hole". Suele ser conveniente construir modelos basados en el conocimiento geológico de la zona y en los datos de velocidad proporcionados por los estudios "up-hole" y de refracción previos.

Como se ha mencionado anteriormente, las distancias entre fuente de energía y geófonos son muy pequeñas y deben conocerse exactamente, en cada posición, para no tener resultados erróneos. Dado que es imposible que no se produzcan pequeñas desviaciones al perforar los sondeos, las dis-

tancias X e Y (fig. 19) medidas en la superficie del terreno no se mantendrán exactamente en las distintas profundidades investigadas. Por ello, se recomienda realizar una cuidadosa determinación de la desviación de los sondeos con el fin de establecer exactamente, en cada posición, los valores de dichas distancias.

Los datos acerca de las velocidades de ondas transversales, obtenidos de estudios "Cross hole" se presentan en gráficos profundidad-velocidad del tipo que se muestra en la fig. 21.

OTRAS TECNICAS

En la investigación de ondas transversales se han utilizado, también, vibradores situados sobre la superficie del terreno o en sondeos y registrando las ondas que generaban. El uso de vibradores está limitado por su escaso poder de penetración, ya que para poder alcanzar mayores profundidades deberían alcanzar tamaños que hacen incómodo su empleo.

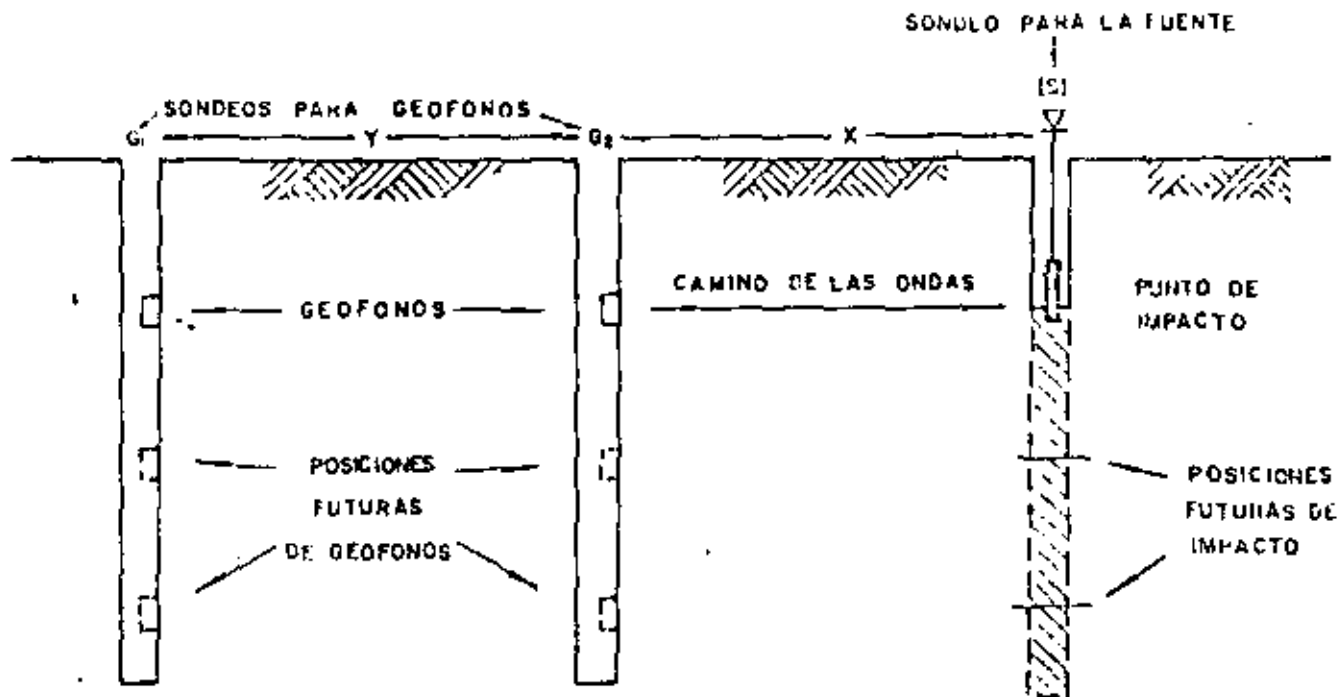
Los vibradores pueden diseñarse fácilmente para que actúen como fuentes de energía asimétricas y direccionales, siendo muy comunes los vibradores verticales y horizontales. Pueden seleccionarse frecuencias de entrada bien definidas y correlacionarlas con las frecuencias y formas de las ondas registradas. Este procedimiento de "crosscorrelation" puede ser muy eficaz para resaltar las llegadas de ondas transversales. El nivel de esfuerzo que ejercen los vibradores es superior al que se tiene en otros métodos sísmicos, por lo que los resultados que proporcionan suelen ser intermedios entre los que se obtienen con dichos métodos y los que resultan de ensayos de laboratorio.

Pueden obtenerse las frecuencias de resonancia del sistema vibrador-terreno para calcular la velocidad de las ondas transversales, si bien es necesario, para ello, establecer muchas hipótesis elásticas acerca de las condiciones y procesos de interacción en el semi-espacio vibrador-terreno y estas hipótesis pueden llevar a falsos resultados.

Como los vibradores pueden utilizarse fácilmente para producir ondas superficiales, si se conoce el tipo y velocidad de estas ondas y el Coeficiente de Poisson, puede determinarse la velocidad de las ondas transversales (sobre todo en los materiales más superficiales). Claro que este procedimiento es el inverso del que normalmente se sigue.

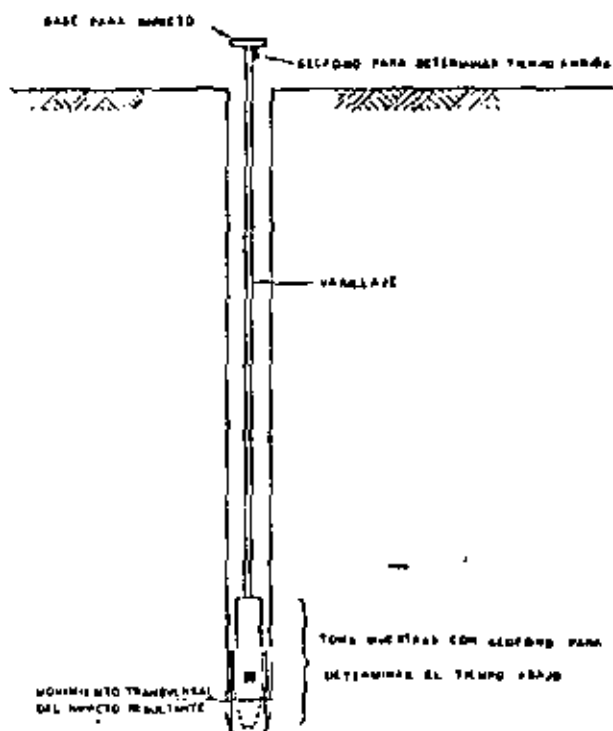
En los últimos 10 años se han empleado vibradores, con éxito, en la exploración de estructuras geológicas asociadas con trampas de petróleo, y han supuesto una notable ayuda en investigaciones sísmicas de refracción y reflexión a gran escala. Los autores conocen concretamente un estudio de refracción, a gran escala, realizado con ayuda de vibradores (ver Bibliografía, Ref. 7).

Otro tipo de ondas que puede utilizarse para determinar, indirectamente, la velocidad de las ondas transversales es el conocido como "ondas tubo". Las ondas tubo se trans-



METODO DE CROSS HOLE

Fig. 19



SISTEMA DE EQUIPO SISMICO
FUENTE EN EL SONDEO

Fig. 20

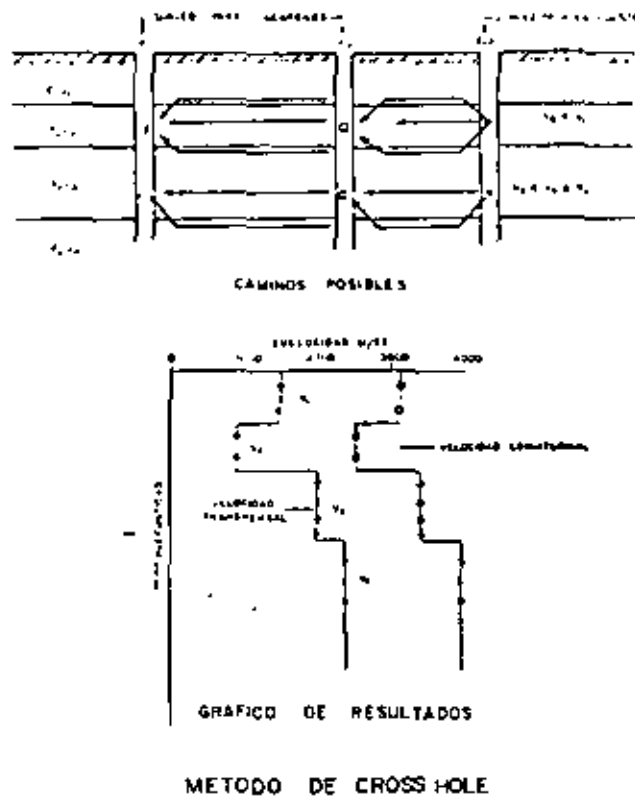


Fig. 21

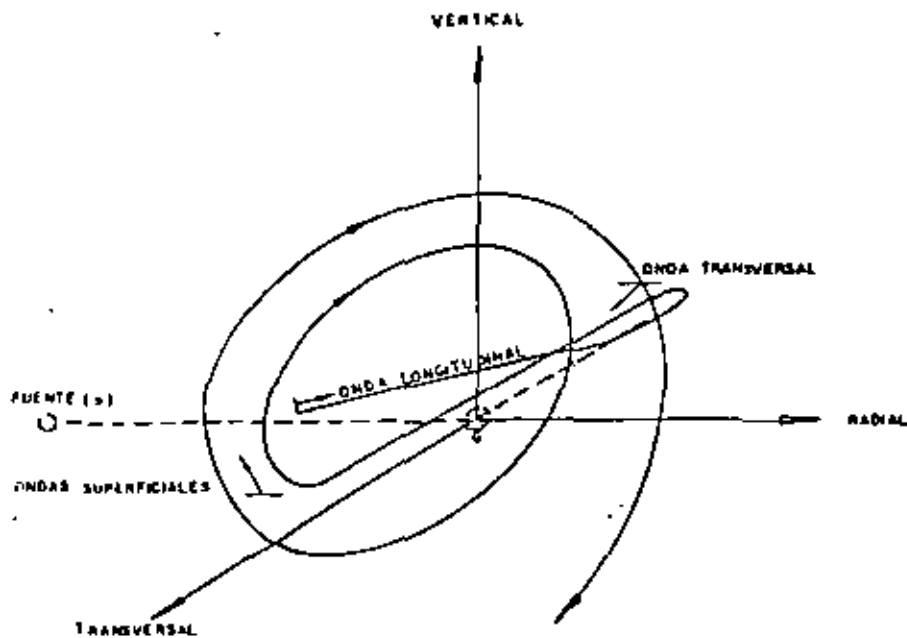


DIAGRAMA GENERAL EN TRES DIMENSIONES
DEL MOVIMIENTO DE PARTICULAS
(HODOGRAFA)

Fig. 22

miten a lo largo de las paredes del sondeo a velocidad inferior a la de las ondas transversales que se transmiten por el terreno. La velocidad de las ondas tubo, prácticamente constante, es función de la velocidad de las ondas transversales, de la densidad del medio por el que éstas se transmiten, de la velocidad de las ondas longitudinales en el fluido que llena el sondeo así como de su densidad. Si existen ondas tubo, y pueden registrarse, su velocidad puede usarse para calcular la de las ondas transversales (si se conoce también la velocidad de las ondas longitudinales en el fluido del sondeo, la densidad media, "Bulk Density", de dicho fluido y del terreno) mediante la fórmula:

$$\rho - \rho_f \left[\frac{(V_f/V_s)^2}{(V_f/V_l)^2 - 1} \right]$$

donde:

- ρ = Densidad media de los materiales a través de los cuales se transmiten las ondas tubo
- ρ_f = Densidad media del fluido del sondeo
- V_s = Velocidad de las ondas transversales en los materiales a través de los cuales se propagan las ondas tubo
- V_f = Velocidad de las ondas longitudinales a través del fluido del sondeo
- V_l = Velocidad de las ondas tubo

En la referencia bibliográfica n^o 6, se describe otra técnica para medir velocidad de ondas transversales. Es una técnica que modifica y amplía las técnicas "up-hole" en el sentido de proporcionar, aparte de la velocidad de ondas transversales, otros importantes datos acerca del lugar investigado. Es una técnica muy utilizada en la determinación de velocidades de "body waves" y de anomalías del subsuelo que otras técnicas sísmicas no pueden proporcionar. En la bibliografía mencionada se tiene, además, una buena exposición teórica relacionada con el movimiento y velocidades de estas ondas.

Finalmente, hay dos técnicas analíticas, basadas en el movimiento de partículas generado por ondas sísmicas, que han sido utilizadas con éxito. Se sabe que las ondas Love y las SH no producen movimiento de partículas en sentido vertical, mientras que las ondas SV y las superficiales (con excepción de las Love) sí que lo producen. Basados en este hecho, los investigadores Sutton y Pomeroy han determinado que, usando geófonos de tres componentes para registrar

la energía y multiplicando entre sí las trazas verticales y radiales, para obtener un "movimiento-producto" las diferentes ondas pueden identificarse por su tipo. La traza-producto (VR) tendrá que ser cero para las ondas SH y Love y

tendrá los valores siguientes para otras ondas:

1. Longitudinales

El producto mostrará una oscilación doble de la frecuencia de entrada en dirección positiva.

2. SV

El producto mostrará una oscilación doble de la frecuencia de entrada, en dirección negativa.

3. Rayleigh

El producto mostrará una oscilación doble de la frecuencia de entrada, con una amplitud también doble de la entrada. La oscilación es simétrica respecto a la línea de cero.

Este principio se ha incorporado a muchos instrumentos sísmicos de modo que presenten, en el sismograma, al mismo tiempo que las trazas de las tres componentes, la traza (VR) producto de las tres. Si no se dispone de un instrumento de este tipo, pueden registrarse los datos digitalizados en cintas magnéticas, o digitalizarlos a partir de sismogramas convencionales y obtener el producto con auxilio de un computador (ya que, aunque podría hacerse de modo manual, supondría una labor muy tediosa y que podría introducir errores). De uno u otro modo, la comparación de la traza-producto con los sismogramas normales permite identificar los distintos tipos de ondas.

Las hodógrafas del movimiento de las partículas se utilizan también para determinar los distintos tipos de ondas. Se dibujan (a mano o por medio del computador) a partir de los datos de salida de un geófono de tres componentes orientado hacia la fuente de energía sísmica. Las ondas longitudinales y transversales imprimen a las partículas movimientos rectilíneos, perpendiculares entre sí y los gráficos correspondientes a ondas superficiales mostrarán un movimiento que puede servir para identificar los diversos tipos de ondas superficiales. En la fig. 21 se muestra una hipotética hodógrafa. Los autores suelen registrar todos los movimientos debidos a ondas superficiales, cuando es posible, en el curso de los estudios de ondas transversales, ya que el análisis de estos datos, aparte de ayudar en la determinación de las velocidades de ondas transversales, sirve para fijar determinados parámetros de los dispositivos a utilizar; para correlación con datos de otros estudios sísmicos y control de los mismos y también para dar información de los contactos.

ERRORES

Las técnicas geofísicas, descritas en este artículo, para de-

terminar las propiedades elásticas de los materiales "in situ", no están exentas de errores en su aplicación e interpretación. En los ensayos de laboratorio, la muestra a estudiar ha sido separada de su entorno natural y de la influencia de los factores anómalos que allí podrían afectarla. La muestra es considerada justamente como tal y las determinaciones de sus propiedades elásticas se efectúan bajo condiciones controladas.

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

La interpretación geofísica, en general, es en cierto modo un arte mezclado con conocimiento, ciencia y paciencia. La experiencia y el ingenio personal son muy importantes tanto en la aplicación de las técnicas de campo como en la interpretación de los 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... 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.

Hay dos puntos muy 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 debería realizar también la interpretación, sin dejar de reclamar la ayuda de expertos cuando se considere necesario.

AGRADECIMIENTO

Los autores expresan su agradecimiento a GEOTECNICA, S.A. y DAMES & MOORE por las facilidades concedidas para la realización de este trabajo. Especialmente quieren hacer constar su reconocimiento a D. Abrahán ABIAN, Ingeniero de Minas, por su labor de revisión y sus críticas y valiosas aportaciones al mismo.

BIBLIOGRAFIA

1974. Manual of Standard Geophysical Practices, DAMES & MOORE, Los Angeles, California.
1975. In Situ Measurement of Soil Properties, American Society of Civil Engineers, New York, New York.
1960. DOBRIN, MILTON, B., Introduction to Geophysical Prospecting, McGraw-Hill, New York.
1965. KITSUNEZAKI, C. In Situ Determination of Variation of Poisson's Ratio in Granite Accompanied by Weathering Effects and Its Significance in Engineering Projects, Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute, Vol. 15, Part. 2, n° 92. Kyoto University, Japan.
1971. KITSUNEZAKI, C. Field Experimental Study of Shear Waves and the Related Problems, Contributions, Geophysical Institute, Kyoto, Japan.
1965. MEISSNER, R. P and SV Waves from Uphole Shooting, Geophysical Prospecting, The Hague, Netherlands Vol. 13, pp. 433-459.
1972. MOSSMAN, R.W. and HEIM, G.E. Seismic Exploration Applied to Underground Excavation Problems, Vol. I, Proceedings North American Rapid Excavation and Tunnelling Conference, Chicago, Ill. American Society of Civil Engineers.
1950. LEET, L.D., Earth Waves, John Wiley and Sons, New York.
- RICHART, F.E., HALL, J.R. and WOODS, R.D. Vibrations of Soils and Foundations, Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.
1958. SOSKE, K.L. The Blind Zone Problem in Engineering Geophysics, Geophysics, Vol. 24, pp 359-365.
1972. STOKOE, K. and WOODS, R. In Situ Shear Wave Velocity by Crosshole Method, Soil Mechanics and Foundation Engineering, American Society of Civil Engineers, Vol. 98, pp 443-460.
1963. SUTTON, G.W. and POMEROY, P.W. Analog Analysis of Seismogram Records on Magnetic Tapes, Journal of Geophysical Research, Vol. 68, n° 9.
1964. WHITE, J.E. Motion Product Seismograms, Geophysics, Vol. 29, pp 288-298.
1965. WHITE, J.E. Seismic Waves-Radiation, Transmission and Attenuation, McGraw-Hill, New York.



MÉTODOS SISMICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA

GEOPIYSICAL STUDIES FOR NUCLEAR POWER PLANTS

Dr. G. Clark Davenport

JULIO, 1981

INTRODUCTION

Site investigations for nuclear power plants involve detailed studies covering many disciplines. A report presenting the analyses of these studies is presented to the AEC to enable the utility to obtain a construction permit. This report, the Preliminary Safety Analysis Report (PSAR), contains sections for each major discipline, of which Section 2.5 is entitled "Geology and Seismology". It is within this section that the results of the geophysical studies are presented.

Geophysical studies performed to meet the AEC requirements for a PSAR involve the use of many geophysical methods of both the exploration and engineering types. The purpose of this paper will be to discuss the requirements that must be met in performing the geophysical surveys, the types of surveys that are used, the analysis and interpretation of the data gathered in these surveys.

AEC REQUIREMENTS

Overall AEC requirements for earthquake studies are set forth in Appendix A, "Seismic and Geologic Siting Criteria for Nuclear Power Plants", which is an amendment to 10 CFR Part 100, Reactor Siting Criteria. This Appendix describes the nature of investigation necessary to obtain the geologic and seismologic data required to determine site suitability. This regulation became effective on December 13, 1973. However, earlier, similar versions were published and essentially in use by the regulatory agencies prior to this date.

Appendix A, Section IV, Required Investigations sets forth, under subsection (a), eight required investigations for the determination of vibratory ground motion which would be produced by the Safe Shutdown Earthquake (SEE). The first four of the eight investigations are mandatory, the last four only being required if the SSE cannot be determined by investigations and determinations of lesser scope. Basically, the four mandatory requirements call for determination and evaluations of lithologic, stratigraphic, structural, and tectonic conditions of the site and the area surrounding the site, and the determination of the static and dynamic engineering properties of the site, including seismic wave velocities. Translating these requirements into geophysical surveys for a site means that the data acquired from these surveys will be used for input into the geological studies for the plant, and input into the aseismic design of the plant.

The geophysical surveys associated with the geologic input are performed to provide information and correlation for geologic mapping, to aid in the discovering or mapping of faults, and to aid in investigating specific geologic problems of a site, such as underground cavities, landslides. The types of geophysical surveys performed for these purposes may consist of a variety of geophysical methods, depending on the site geology and the specific purpose of the survey.

The geophysical surveys associated with the input to aseismic design are performed to aid in developing the dynamic properties of the site materials, and to determine the geometries of the various acoustic boundaries between different materials at the site. The

geophysical surveys performed for these purposes are almost entirely restricted to the various seismic methods.

REGIONAL STUDIES

The seismic, tectonic, and structural history and complexity of the area surrounding a site will dictate the limits of the site environment to be investigated. A two-hundred mile radius is the figure normally quoted in the AEC guideline. Within this area, existing geophysical information is obtained and analyzed before site studies are initiated.

The type of information that is analyzed will vary from gravity surveys, to deep hole velocity surveys. Some of this information is purchased from petroleum companies, some is gathered from existing files and libraries from local universities, and other information can be gathered from various government agencies. This information is analyzed by a team of geologists and geophysicists to give as much information on the regional area as possible, and also to give each team member an idea of the different parameters that will be involved in working on the actual site.

SITE STUDIES

The structures that comprise a nuclear power plant are grouped into two categories: Category I and non-Category I. Category I structures must be designed to withstand the Safe Shutdown Earthquake. This is the earthquake which would produce maximum vibratory ground motion at the site. The failure of a Category I

structure could result in a nuclear incident. Non-Category I structures must be able to withstand the Operating Basis Earthquake. This is the earthquake that could be expected to affect the site during the life of the nuclear plant. The failure of a non-Category I structure should not affect the operation of Category I structures.

The seismologists will want complete compressional and shear wave profiles below all Category I structures; and depending on site conditions, this information may also be requested below some of the non-Category I structures.

Within the site area itself, the geologists will want as much information as possible from geophysical methods for correlation between the engineering and geologic borings. The engineers will want as much information as possible on the dynamic properties of the site for use in foundation analysis.

The geophysicist will have to perform various planning functions with the geologists, engineers, and seismologists to assure that the on-site geophysical program meets needed requirements. In some cases, the exact location of the Category I structures will be unknown, but preliminary site information will be required. In this case, the geophysicists' function will be to perform reconnaissance surveys of the site to obtain preliminary information on compressional wave velocities, and to aid in the correlation of the geology. Once the location of the Category I structures is determined, the geophysicist will then return to the site and perform the necessary

detailed studies. The concept of using reconnaissance and, later, detailed studies is becoming more attractive to the utilities in that even if the location of Category I structures is known in the preliminary phase, they can and most likely will be changed later on, necessitating a remobilization of a crew to perform more detailed studies on the new location. The use of reconnaissance studies will allow the geophysicist more time to interpret and analyze the data than is normally granted by having to perform the complete PSAR study at one time. This data is also used to design the field parameters for the detailed studies.

All of the information gathered from the geological and geophysical site studies will be used by seismologists to construct an earthquake analog model of the site and by engineers for construction of a mathematical model of the site. The construction of these models requires that the different types of on-site geophysical surveys be integrated with each other, and also be integrated with the information obtained from the geologic investigations and laboratory tests (at appropriate strain levels).

SITE MODELS

Site response to an earthquake and site structure interaction during an earthquake are the two areas of aseismic design that utilize input data from the on-site geophysical surveys. The basic form of the input data for both areas of aseismic design is the same, consisting a seismic model of the site, combining both dynamic moduli

and the acoustic boundaries. Seismic methods including refraction, uphole, crosshole, borehole, surface shear wave, and surface wave surveys are utilized to construct the best possible site model.

The refraction data are generally used to construct the basic geophysical model of the acoustic boundaries of the site with the corresponding compressional wave velocity values. This model is initially compared and made to conform with the known geologic, hydrologic and soils information insofar as possible. Additional acoustic geometry information, primarily from the compressional wave information of the other geophysical surveys, is also built into the model if necessary. This would include hidden velocity layers and velocity inversions.

The basic geophysical model is then used as the basis to analyze all prominent secondary arrivals from all of the geophysical surveys. This analysis consists of determining the wave paths and wave types of the secondary arrivals so that the shear wave velocities of all acoustic layers within the depth of investigation can be determined. This entire method is based upon the fact that all prominent wave trains must be explained by the completed geophysical model of the site. If a prominent arrival cannot be derived from the model, the model is incomplete to that extent or the model must be changed to permit such a wave train to exist.

The basis for the rather complicated analysis may not be obvious from the foregoing discussion. A basic problem lies in the multiplication of wave trains when a site consists of more than one acoustic layer. The number of wave trains in a half space (one acoustic layer) is only four: one compressional, one shear, and two surface waves. The addition of one layer above the half space can result in up to 15 more wave trains in addition to the four present in the half space. The introduction of additional layers beyond this first one also results in the addition of more wave trains, such that any seismic record becomes extremely complex when multiple layers are present.

The analysis of the basic geophysical model is an attempt to solve the problem of multiple wave trains by attempting to identify the exact wave path and wave type of all prominent secondary arrivals and, therefore, to permit computation of the shear wave velocity values for each layer at the site.

In the ideal case, the end product of this analysis is the seismic model of the site, which incorporates all available geologic, hydrologic, soils, and geophysical data. The model contains the depth to and configuration of all acoustic boundaries and the most representative compressional and shear wave velocities for each acoustic unit or layer at the site. Density information from density logs or measurements from samples complete the necessary acoustic information for this model. Dynamic Poisson's ratios are computed from the

compressional and shear wave values. This information is then supplied to the engineers and seismologists for use in the construction of the mathematical and earthquake analog models of the site.

ON-SITE PROGRAM

Seismic refraction surveys are used to provide subsurface layering and depth information for use in geologic correlation, average compressional wave velocities of bedrock, and the site materials above bedrock. Bedrock is defined either by the site geology or by compressional wave velocities in excess of 10,000 feet per second.

The seismic refraction program may not define all compressional wave velocities or velocity layers. The thickness of the layers and the velocity contrasts will govern what the refraction method will show. These same two factors will also govern the accuracy of the depth calculations. In the event that the depth to bedrock is beyond the limits of the on-site refraction program, existing seismic reflection data will be reviewed or, if necessary, purchased and analyzed; or seismic reflection surveys will be performed on the site.

Determination of the velocities and configurations of the near-surface materials of a site is very important in the interpretation of the refraction data; hence both weathering spreads and uphole velocity surveys are used throughout a site. Weathering spreads, or special detailed refraction spreads, are also used as an aid in

improving layering resolution and for confirmation of anomalous conditions shown in the refraction program.

Uphole velocity surveys are used to provide compressional wave velocity information for a critical near-surface vertical section of the site materials. The uphole velocities will differ from the compressional wave velocities determined in the refraction program since the uphole survey measures the average compressional wave velocity around an isolated point, and the refraction survey averages the compressional wave velocity over a fairly large lateral distance. Uphole velocity surveys are usually performed at recording intervals of five feet in the site borings. Continuous velocity logging surveys are often performed in at least one of the borings used for an uphole, and the uphole is then used to provide check shot information for the continuous velocity log. These surveys, when integrated with each other, provide an aid in determining the velocity distribution of the site materials and the site layering characteristics. The uphole surveys are always performed on borings that are tied to the seismic refraction program.

Shear wave surveys are performed to provide shear wave velocity information and information on the dynamic elastic properties of the site materials.

The determination of shear wave velocities in the field is at best a rather difficult procedure. To obtain shear wave velocities,

a number of different techniques are normally used. These techniques will complement one another in that no one technique will usually give a complete set of values for all the materials being investigated. These techniques are classified as either explosive or mechanical in type, and can be used on the surface of the ground or in borehole studies.

Explosive techniques involve firing shots in the ground and recording the resultant energy in boreholes and on the ground surface. Since the interpreter is looking for secondary arrivals, both high and low gain records are obtained. One explosive technique that has been used with a degree of success consists of firing primacord strands arranged in a special configuration around a borehole. The primacord is placed into two radiating trenches at the borehole such that they impart a shearing motion when fired simultaneously. Triaxial borehole geophones record the resultant shear-enhanced energy.

Mechanical techniques normally involve the use of a sledgehammer, falling weights, or vibrators. As a minimum, an uphole shear wave survey should incorporate horizontal and vertical impacts of a sledgehammer for each recording interval in a borehole. First arrival shear wave energy will reverse polarity when the direction of the shear wave energy source is reversed; hence horizontal impacts are made in two opposing directions. The vertical impacts give a measure of control on the compressional wave velocity.

As an aid in the construction of the seismic model of the site, crosshole shear wave surveys are conducted along one of the refraction profiles. Boreholes that are used for shear wave surveys are also used for uphole compressional wave velocity surveys.

Surface waves are the product of constructive and destructive interference of body waves. Surface wave information, such as wave type, group and phase velocity, and frequency are used by the seismologists as input into the seismic design. The surface wave information is also of importance to the geophysicist in permitting analysis of secondary arrivals.

One of the best energy mechanisms to produce surface waves is to place shots on the ground surface, at the water table contact, or at the bedrock contact. The energy produced by the shots is recorded over large lateral distances along the refraction lines using triaxial, low frequency geophones. Normally, both high and low gain recordings are made of all shots. Borings that are used in the shear wave surveys are also used in the surface wave surveys. Triaxial borehole geophones are placed at different elevations within the borings, and recordings are made of the energy produced by shots for the surface wave survey. This permits determination of the surface motion of the generated waves and determination of the motion of body waves at various depths.

Ambient vibration measurements are sometimes taken throughout a site to observe the existing background noise levels and to determine if there are any preferred frequencies of the ambient seismic vibrations at the site. Measurements are made of two types of noise, if possible. Measurements are made during quiet periods when the wind and other extraneous man-made noises are not present within short distances from the recording point. Measurements are also made of long-distance, man-made noises such as truck and train traffic and quarry or construction blasts because these may excite preferred frequencies at a site.

DATA INTERPRETATION AND ANALYSIS

The preliminary data analysis is performed by the field crew while on the site to assure data quality and completeness. The final interpretation will be a seismic model of the site, which will include geologic, soil, and hydrologic site information. The data generated by each of the different geophysical surveys is analyzed at the time of generation. As each new type of survey is performed, the analyzed data from that survey is correlated with the data from the previous surveys so that it can be integrated into the seismic model.

The data generated by the refraction survey and the uphole compressional wave survey are analyzed in accordance with well documented methods and formulae. Velocity and depth calculations are

performed using the data and evaluated against known conditions. The known conditions are also verified by the use of raypath diagrams. Anomalous conditions, as determined from the refraction data, are evaluated for faulting or subsurface structure and, if necessary, additional field studies including drilling will be recommended. The data generated by the refraction survey becomes the input used in the construction of the basic geophysical model.

Data from the uphole compressional wave velocity surveys are analyzed and interpreted for correlation with the compressional wave velocities interpreted from the refraction data. Uphole survey data can also provide information on hidden layers and velocity reversals.

The first arrivals are picked and timed, corrected for vertical times, and a time-depth plot is produced. Limitations on the recording equipment and seismic caps usually make the direct computation of interval velocities for each stratigraphic unit from a standard uphole survey impossible. The interval velocities of the units are determined from continuous velocity logs, if they are run as part of the survey. Integration of a continuous velocity log over similar velocity units can be used to produce a time-depth curve. The standard uphole shots are then applied to this curve as check shots.

The information obtained from an uphole shear wave survey is analyzed, using the same techniques that are used to analyze uphole compressional wave survey data. The identification of a shear wave arrival on a seismogram is rather difficult, as shear wave arrivals will appear after the compressional wave arrival and may also be mixed in with the surface wave arrivals. Secondary arrivals occurring between the compressional wave arrivals and the surface wave arrivals are analyzed for motion, frequency content, and character. The direction of motion and the character of the event are of primary importance. When an event has been identified on the seismograms using the criteria above, the arrival times are corrected for vertical times, and a time-depth plot is produced. As with the uphole compressional wave velocity survey, integration of shear wave velocities from a continuous velocity log can be used to produce a time-depth curve with uphole shear wave shots applied to the curve as check shots.

The data obtained from a surface shear wave survey are analyzed for compressional arrivals according to the procedures used for the analysis of refraction data. The shear wave arrival data is analyzed in the same manner as in an uphole shear wave survey. Both the compressional and shear wave arrival times are plotted on a time-distance graph, and the apparent velocities are calculated. The apparent shear wave velocities determined from an uphole shear wave survey and a surface shear wave survey are then used to provide modeling parameters for a crosshole survey.

The subsurface conditions and compressional wave velocities will be known, through the refraction surveys, for the lateral extent of the crosshole survey. Using the basic geophysical model, compressional wave arrival times to each geophone position in the borings are calculated using raypath techniques. These calculated arrival times are checked against the arrival times on each seismogram. These times, both calculated and recorded, should agree by ± 0.003 seconds; if the times are not in agreement, the model is adjusted by either velocity or depth changes until agreement is met. Any adjustments made to the model have to be justified against and correlated with the geologic data, the refraction data, and all existing shear wave data.

Surface wave survey records are first analyzed for compressional wave arrivals. This information is plotted on a time-distance graph and correlated with compressional wave velocity data from a refraction survey along the same line.

For each surface wave survey geophone, secondary events that appear to be correlative to one another in frequency content, cyclic motion and character are identified and timed. Once the events are identified and correlated across the whole surface wave survey line, event onsets are identified if possible. The onset times are plotted on the time-distance graph, and group velocities are calculated. If onset times are not available, correlative event times can be plotted and group velocities calculated.

Hodographs are produced for each of the observable surface waves. Surface wave motion is obtained from the hodographs, and the wave types are identified.

This set of procedures is followed for each identifiable surface wave on all the seismograms. Tabulation is made of each observable surface wave type, apparent velocity, frequency, wave length, motion, and observed length of the wave train.

The verification of the interpretation of surface wave rests in comparing the interpreted results against the criteria for surface waves. These criteria are as follows:

- A. The frequency content of body waves is usually in the range of 30 to 80 Hertz; for surface waves, usually from 1 to 20 Hertz.
- B. The propagational velocity of surface waves is usually less than the propagational velocity of all other wave trains.
- C. Surface waves, as opposed to body waves, exhibit observable, coherent wave trains which usually show some form of dispersion.
- D. The measured amplitude of surface waves is 2 to 100 times greater than the amplitude of all body waves.
- E. Body waves exhibit linear particle motion in the hodograph; surface waves exhibit planar particle motion in the hodograph.

F. The wave length of the surface waves will approximately correspond to the depth of a major discontinuity in the site model.

The interpreted surface wave data is then applied to the site model. All of the surface wave data must be reproducible within the site seismic model, or the model must be adjusted to explain the data. This represents the final construction and adjustment phase of the site seismic model.

COMMENTS

It should be understood that all of the exploration and investigation phases of a PSAR usually consume three to six weeks of field work and a similar amount of time for data analysis. This means that even after the geophysicist has completed the site seismic model, more field geologic, soils and hydrologic data will become available. Laboratory testing data on soil and rock samples will also be made available to the geophysicist. The site seismic model will be continually tested against all of the data available to the geophysicist. It may become necessary to change some of the model's parameters; and if so, the changes must be verified against the raw field geophysical data. The geophysicist will work with the engineers, geologists and seismologists to develop updated model parameters as the work progresses.

The geophysicist will spend a considerable amount of time working with and answering questions of the project geologists, engineers and seismologists. As the PSAR progresses into the final stage, the data will be reviewed by the utility and the architect-engineer for the utility. The final stage is the presentation of the PSAR to the AEC for review. The geophysicist must be prepared to defend the data in meetings with the AEC.

The total length of time that is consumed between the initiation of all PSAR investigations and the acceptance of a nuclear power plant site by the AEC is approximately two years.

ACKNOWLEDGEMENTS

The author wishes to express his gratitude to Dames & Moore for permitting and encouraging the presentation of this paper.

REFERENCES

- Ewing, W. Maurice, W.S. Jardetsky, and Frank Press, 1957, Elastic Waves in Layered Media: New York, McGraw-Hill.
- Ewing, Maurice, J. Lamar Worzd, and C. L. Pekeris, 1948, Propagation of Sound in the Ocean: New York, Geological Society of America, Memoir 27.
- Hansen, Robert J. (ed.), 1970, Seismic Design for Nuclear Power Plants: Cambridge, M.I.T. Press.
- Musgrave, Albert W. (ed.), 1967, Seismic Refraction Prospecting: Tulsa, Society of Exploration Geophysicists.
- White, J. E., 1965, Seismic Waves - Radiation, Transmission and Attenuation: New York, McGraw-Hill.



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

METODOS SISMICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA

GEOTECHNICAL INVESTIGATIONS

FOR

CORROSIVE SOILS

Dr. G. Clark Davenport

JULIO, 1981

GEOTECHNICAL INVESTIGATIONS

FOR

CORROSIVE SOILS

ABSTRACT

Corrosive soils may have a very profound and adverse effect on construction materials and hence practices. Such soils, if not properly recognized and accounted for in construction design, can cause the deterioration of metallic (and non-metallic) objects placed in contact with them. Of particular importance are steel pilings, underground utility systems and pipelines.

Geotechnical investigations can be used to identify corrosive soils and to provide cost effective design parameters for corrosive protection procedures. These investigations include field and laboratory electrical resistivity surveys and laboratory investigations of the chemical properties of on-site soil and water samples.

This paper presents the principles of soil corrosion, followed by a case history of a geotechnical investigation conducted on one site in the Kingdom of Saudi Arabia. Although no specific design parameters are presented in the results of the case history, as the type of piping to be used was unknown, it is felt that the procedures outlined in this paper may be of interest to those engaged in the construction industry.

INTRODUCTION

It is always a pleasant surprise to find remnants of past civilizations, be they large unexplored ruins or small objects such as projectile points. All such remnants share a common factor in that they have been and are subjected to corrosion processes. These processes are the result of wind, rain, soil burial and electrochemical processes.

Two interesting cases relating archaeological remnants to cathodic protection are presented in reference 1. The first case concerns the discovery of iron objects which were buried in corrosive soil, yet these objects exhibited a high state of preservation. The preservation, in this case, was directly related to the fact that the objects constituted part of a human burial, which also included leather items and bones. The leather items produced tannates which impede the growth of sulfate-reducing bacteria. The bones (animal and human) produced phosphates, which in turn, through a complex chemical action, formed a protective film around the iron objects. The second case involved the finding of a Viking sword that was buried with a warrior. As was fairly customary during the Viking Age, a warrior's armament and equipment were "killed" prior to burial. The sword in this case was bent, as a method of "killing." When found, the sword exhibited corrosion only localized around the bend, the area of maximum stress. The rest of the sword was well preserved. This phenomena relates to stress corrosion.

Although unplanned, both the above cases illustrate corrosion protection processes. Corrosion of buried metallic objects, such as underground piping, is associated with both the flow of electricity and the chemical processes within the soils surrounding the objects. Twenty to thirty years ago an accepted and often used method of corrosion protection for buried pipeline was to increase the wall thickness of the piping. This simply had the effect of adding time to the corrosion process and extending the life of the pipeline. Since that time, more economical and efficient corrosion control methods have been developed.

The control of external corrosion on buried metallic objects is now generally achieved by a combination of one or more complementary procedures of coating, backfilling and cathodic protection. Geotechnical investigations play a very important role in determining some of the design parameters for cathodic protection systems.

BASIC PRINCIPLES

The type of electrical circuitry which sustains corrosion processes in soils, for example on a pipeline, is a function of differing soil properties along the route of the pipeline, relationship of the pipe to other metallic objects in the same soils and the type of metal used in the connections on the pipe route. This flow of electricity is associated with an electrochemical process which can cause corrosion products, such as

rust, on the metallic surface which is discharging the electrical current. The flow of electricity being discharged from one metallic surface, termed the anode, is completed by the passage of the current from the electrolyte (in this case the soil) to the same or other metal objects nearby. The metallic object receiving the electrical current is termed a cathode. The total amount of metal removed from the pipe in the corrosion process is directly related to the amount of electricity flowing in the completed circuit.

CATHODIC PROTECTION

Cathodic protection is a process in which an electric current is forced to flow from an auxiliary anode into the structure to be protected against corrosion, thus making the entire structure a cathode. Cathodic protection, if necessary, is normally applied to properly coated structures to minimize the cost of the total corrosion control system.

In practical terms cathodic protection may be applied by the use of sacrificial anodes or power impressed groundbeds.

Sacrificial anodes are manufactured of materials which are more noble in the electromotive series and would corrode preferentially when connected to mild steel or cast iron. Such anodes, generally cast of magnesium, aluminum or zinc, are installed alongside the pipelines in the trench line at intervals determined by design and connected to the pipelines via a test post facility.

power impressed systems comprise an a.c. powered transformer-rectifier which provides a controllable d.c. output. The positive terminal is connected via a single core cable to a groundbed consisting of high silicon iron or graphite anodes laid in a trench or borehole located generally 50 to 150 meters from the structure to be protected.

When current is supplied, the anode will discharge electrical current into the ground, the underground structure will receive the discharged current, thus protecting the structure from corrosion. These systems can become very complex, requiring careful design and construction.

In order to properly design cathodic protection systems, preconstruction analysis of the following factors is necessary:

1. The type, grade, length and size of the piping to be used will determine the electro-chemical reaction processes that will take place when the pipe is placed in soils of differing electrical characteristics.
2. A knowledge of the anticipated life of the piping will give an insight into the type, and hence expense of the cathodic protection system most suitable for use.
3. The electrical properties of the soils along the pipeline route are analyzed to provide information on the type of electrical reaction that may take place between the pipe and the adjacent soils. As an example, the lower the soil resistivity, the higher the current that will flow from the pipe into the soil.

4. The chemical and bacteriological characteristics of the soils along the piping route are analyzed to determine the type of electro-chemical reaction that may take place and to determine the type of oxidation process that may exist. Oxidation processes may promote corrosion.
5. The types of available materials applied as coatings to pipelines form an essential criterion to the design of a cathodic protection system. Generally, cathodic protection requirements may be reduced when a high quality coating is achieved.
6. Details of other corrosion control practices within the immediate area of construction should be investigated. This is necessary so that a compatible cathodic protection system can be designed for newer structures.
7. Existing facilities within the immediate area of construction should be investigated in order that suitable precautions may be taken to design compatible cathodic protection systems and to provide information on stray currents.
8. In order to maintain cathodic protection levels, the buried structure or pipe must be electrically isolated from all other metalwork. Analysis of pipeline connections to other structures will provide information

relating to the electrical isolation procedures that would be necessary prior to the application of cathodic protection.

Cathodic protection is a surface protection only, and if installed for the external surface will have no effect on internal corrosion. The control of internal corrosion cannot always be readily achieved. For large diameter pipes, internal coatings can be readily applied and inspected. However, the internal coating of small diameter pipes (less than 50-75 millimeters) is particularly difficult from a practical viewpoint and inspection cannot easily be performed. A discontinuous coating may lead to localized corrosion, creating a worse situation than having no applied coating.

Where internal corrosive conditions are anticipated, a corrosion monitoring system may be used where test "coupons" are installed within the pipe and regularly inspected to evaluate the corrosion rate.

COATINGS AND BACKFILL

Although these are not cathodic protection procedures, they are complimentary to cathodic protection systems. The use of coatings and backfill will only be mentioned briefly, as they were not considered in detail for the case history to be discussed.

The use of pipe coatings or wrappings reduces the area of the underground structure exposed to the electrolyte (soil),

hence reducing corrosion. Coatings may take the form of paints, greases, bitumen, or coal tar, which may be reinforced with fibrous material and epoxy resins. Wrappings consist of protective materials in the form of plastic sheets or tapes. All coatings and wrappings should have a high electrical resistance, should resist abrasion and should be alkali resistant in certain types of soils. When applied to underground structures, coatings and wrappings should adhere strongly to the surfaces to be protected, should exhibit no blisters and should be applied in continuous form such that no gaps are left on the structural surface. Coatings may be applied to the metallic structure either prior to or upon arrival at site. It is preferable that the trench backfill materials are chemically inert, for instance, washed sand, but economic and availability constraints at construction sites may preclude its use.

MEASUREMENT OF EARTH RESISTIVITY

The common factor that appears to relate soils to the corrosion processes is the resistivity of the soils. Measurement of soil resistivity is therefore a prime concern in cathodic protection considerations.

In electrical resistivity surveying, the most common method used to measure earth resistivity is to drive a current through the ground using galvanic contacts. Normally a four electrode system is used, driving the current through two of the electrodes and measuring the established potential in the earth

with the other two electrodes. The four electrode system offers an advantage over a two electrode system in that resistivity measurements are heavily affected by the properties of the soils close to the electrodes, and the use of four electrodes reduces this effect.

The choice of electrode configuration is governed by the type of investigation desired. In studying the lateral variations in resistivity across a site, a fixed electrode separation is used and maintained, and the whole electrode array is moved along a line of profile. This electrode configuration is termed the Wenner array. In studying the vertical variations of resistivity with depth, the spacings between the electrodes are gradually increased, which enhances the effects of materials at depth with larger electrode spacings. This latter electrode configuration is termed the Schlumberger array.

Normally, soil resistivity surveys for cathodic protection studies are performed using the Wenner configuration. The Schlumberger array offers advantages over the Wenner array in that the former is more convenient from an operational point of view, local inhomogeneities close to the potential electrodes can be rapidly located on the apparent resistivity curves and the theoretical computation of the apparent resistivity curves can be performed more rapidly and with less assumptions than similar computations for the Wenner array. The Schlumberger

array does not provide for detailed information on lateral changes in the resistivity values across a site. A schematic of the Schlumberger array is shown on Figure 1. The use of this type of array produces a vertical electrical sounding (VES).

For the specific case history to be discussed, the site was one of eleven fairly large sites to be investigated within a rigid time schedule. Most of the sites investigated were large enough to prohibit the use of the Wenner array due to the excessive amount of time that would be required. Therefore the Schlumberger array was selected for use in the field investigations. With the spacings used between successive vertical electrical soundings, lateral changes in soil resistivity across each of the sites can be measured with sufficient detail for the purposes of a cathodic protection investigation.

EQUIPMENT

Instrumentation for most electrical resistivity surveying is relatively simple. Current is normally provided by dry batteries in the form of a single long direct-current surge. The current electrodes (A, B) are normally steel or copper-clad steel stakes driven into the ground. Frequently in dry areas, the soil around the electrodes may have to be moistened to insure proper contact with the ground.

The voltage between the potential electrodes (M, N), which are also made of steel or copper-clad steel, is measured with a

potentiometer or a voltmeter. Contact with the soil of the potential electrodes is not as important as with the current electrodes.

The equipment selected for this investigation consisted of a dry battery unit capable of voltage outputs from 50-400 volts DC, an amperimetric unit capable of measuring current intensity from 300 millamps to 3 Amps (with 1 percent accuracy), and a millivoltmeter capable of measuring voltages from ±1 millivolt to ±100 volts at an accuracy of 1 percent. This equipment was supplemented by using steel electrodes, and lightweight, well insulated copper cables to connect all systems to the array. Spacings used for this investigation are shown on Figure 1.

INTERPRETATION OF MEASUREMENTS

In the Schlumberger array, the depth to which the resistivity is averaged is roughly equal to half the separation between the current electrodes. This resistivity is computed using the formula:

$$\rho = \pi \left(\frac{L^2}{2l} \right) \left(\frac{\Delta V}{I} \right)$$

- where L = the half-separation between the current electrodes (A, B) measured in meters;
- l = the half separation between the measuring electrodes (M, N) in meters;
- ΔV = the voltage at the measuring electrodes, in volts;
- I = the current between the current electrodes, in amperes.

This formula is based on the assumption that the ratio V/l is approximately equal to the voltage gradient, E, at the center of the electrode array.

The resistivity as calculated from the above equation is not necessarily equal to the resistivity of the portion of the earth over which the measurement was made, due to the influence of the electrical properties of one layer on another layer. For this reason the value obtained from the above equation is termed the apparent resistivity. The interpretational process consists of deducing a likely set of true resistivity values which would be compatible with the observed apparent resistivity values. In many cases, there exists no single set of true resistivities that correspond to a particular set of apparent resistivities, and as such, the true resistivity cannot be uniquely determined.

The apparent resistivity which would be measured over a series of uniform horizontal layers presents a fairly simple case, and since this is frequently a good first approximation to geologic conditions, the first step in the interpretation process normally involves determining what layer thicknesses and resistivities can explain the measured apparent resistivities.

Numerous investigations have produced resistivity curves for various geologic conditions using theoretical data. These curves have been plotted in terms of dimensionless variables and form the basis for the curve-matching technique of resistivity interpretation.

13

A curve of the field data, in which the values of the observed apparent resistivity are plotted against electrode spacing on logarithmic graph paper, will have the same shape as the theoretical curves plotted in terms of dimensionless variables. By plotting the field data on graph paper of the same scale as the theoretical curves, the field data curve may be laid over the theoretical curves. The field curve is moved until the field points correspond or match with the points of the theoretical curves. The only requirement is that both sets of curve axes must be kept parallel. The depths and corresponding true resistivities are then read off of the field matched theoretical curve. It must be remembered, however, that there are available many differing sets of theoretical curves for many types of geologic settings and the curve matching process may become time consuming.

LABORATORY TESTING

Since corrosion processes are electro-chemical in nature, it is advisable to perform chemical analyses of soil samples from the vicinity of a proposed buried object. Soil acidity (pH) should also be determined, as this can be related to the corrosion potentials of soils. Finally, if possible, groundwater samples should also be analyzed.

* Laboratory values of electrical resistivity in soil samples can play a very important role in determining cathodic protection design parameters. For example, dry soils that may be

14

periodically subjected to irrigational water may be enhanced in their corrosion potential. It may be very difficult to study this effect in the field, as it may be impractical to saturate the on-site materials. This effect, that of enhanced soil corrosion potential as a function of saturation, can be practically studied in the laboratory.

Bulk soil samples can be obtained of on-site materials. In-situ densities and moisture contents should also be determined at the same time the sample is obtained. The bulk sample can then be compacted to its natural density and moisture content in a specially designed tube. The tube is designed to allow for resistivity determinations. The authors chose to use a tube made of PVC, as diagramed on Figure 2. The tube and soil sample, after the determination of the dry apparent resistivity, are then soaked in water for 24 hours. The apparent resistivity on the saturated soil sample is then determined.

CASE HISTORY

INTRODUCTION

A geotechnical investigation was conducted on eleven sites, scattered throughout the Kingdom of Saudi Arabia, to assess soil corrosivity and the need for cathodic protection at each of the sites. Proposed construction at each of the sites called for the use of underground utility piping. At most of the sites, this piping would be subject to irrigational waters, and hence at each site the potential corrosivity had to be assessed for both dry and saturated soils.

For the purpose of this case history, results from such an investigation are presented from two adjacent sites, near the city of Jeddah. On-site investigations consisted of electrical resistivity surveying, collection of bulk soil samples for laboratory analysis and in-situ density measurements at each soil sample site. Two water samples were collected, one from each site, but in transit outside of the Kingdom, for analysis, the sample containers were broken, and hence no analysis was performed.

The electrical resistivity surveys were performed using the Schlumberger array. The electrode spacings were chosen such that a theoretical interpretation of the electrical resistivity values could be made to a depth of 10 meters. This depth was approximate in that it depended on the electrical properties and characteristics of the site materials. The depth of 10 meters was considered to be a realistic maximum depth for the proposed utility piping.

The field work took a total of four days, during which time 40 vertical electrical soundings were completed and three soil samples were obtained. The results of each vertical electrical sounding were interpreted in the field, such that errors could quickly be corrected and anomalous conditions could be checked on site.

SITE DESCRIPTION

The total site for the proposed construction activities consisted of an area of approximately three kilometers by one kilometer. Within this area, the geotechnical investigation was conducted on two smaller areas, approximately one kilometer by one kilometer, and one kilometer by two kilometers in size. There were no existing permanent facilities or underground piping in either of these areas at the time of the geotechnical investigation.

A general site and vertical electrical sounding location map is shown on Figure 3. The site was located adjacent to the Red Sea. A detailed knowledge of the groundwater system was unknown; however, it was assumed that the groundwater was highly saline. On-site personnel mentioned that after periodic rainstorms, the groundwater system was noted to rise 40-60 centimeters. This rise was believed due to capillary action.

Site soils information was available from a soils investigation conducted prior to the geotechnical investigation. The original surface soils consisted of loose silty sands mixed

with some gravels. In lower areas, the sands exhibited some cohesion due to cementing materials. Throughout the site, the sand material was leveled and fill material was placed over it to bring the site to construction grades. There were approximately two meters of fill material which consisted of dune sand throughout the site. The fill material and original surface soils were underlain by fragmented limestones and corals.

EVALUATION CRITERIA

The exact size and nature of the proposed underground utilities for this site were not known; therefore for the purposes of this investigation it was assumed that the categories of buried materials which would be subjected to corrosion or deterioration would generally be as follows:

1. cast or ductile iron water mains;
2. black steel chilled water air conditioning lines;
3. raw water lines and tanks (concrete);
4. thermal piping;
5. black steel PCL lines and tanks;
6. assorted ferrous metal structures.

The deterioration effects of plastic piping were not investigated.

For the purposes of evaluating the corrosive electrical properties of the soil in regard to the buried structures the following criteria were adopted:

Soil Resistivity

- 50 - 100 ohm-meter -- mildly corrosive
- 30 - 50 ohm-meter -- moderately corrosive
- below 30 ohm-meter -- very corrosive

It should be noted that wide variations in soil resistivities within a site or over the surface of a continuous structure can cause the formation of corrosion cells.

The resistivity readings used for the evaluation of the site data were taken on an average of those values between depths of one meter to five meters. In preparing recommendations for the necessity of cathodic or other protection, it was assumed that the utility services would not be buried deeper than three meters.

RESULTS

The resistivity readings are tabulated on Figures 4 to 7. These readings averaged for a depth of 3 meters can be summarized as follows:

<u>Readings</u>	<u>Number of Soundings</u>
Above 100 ohm-meter	0
Between 100-50 ohm-meter	0
Between 50-30 ohm-meter	0
Below 30 ohm-meter	40

The results of the electrical and chemical analyses of the soil samples are presented on Table 1.

A lack of correlation was noted between the dry resistivity values as determined in the field and in the laboratory. The

TABLE 1
SOIL ANALYSES -- JEDDAH

Sample Number: 1
 Location: Vertical Electrical Sounding 25
 Sample Description: Fine to medium brown sand with 0-10% silt
 Sample Classification: SP

Moisture content, %	5.5
Dry density, gr/cm ³	1.94
pH	7.7
Chloride, Cl	18,000 ppm*
Sulfate, SO ₄	9,000 ppm
Sulfide, S	100 ppm
Calcium, Ca	37,400 ppm
Sodium, Na	27,600 ppm
Field resistivity, dry	200 ohm-meter
Lab resistivity, wet	0.4 ohm-meter
Lab resistivity, dry	13 ohm-meter

Sample Number: 2
 Location: Vertical Electrical Sounding 21
 Sample Description: Fine to medium brown sand with 0-10% silt
 Sample Classification: SP

Moisture content, %	5.5
Dry density, gr/cm ³	1.93
pH	7.8
Chloride, Cl	60,000 ppm
Sulfate, SO ₄	15,000 ppm
Sulfide, S	100 ppm
Calcium, Ca	47,400 ppm
Sodium, Na	35,000 ppm
Field resistivity, dry	1.0 ohm-meter
Lab resistivity, wet	0.77 ohm-meter
Lab resistivity, dry	20 ohm-meter

Sample Number: 3
 Location: Vertical Electrical Sounding 2
 Sample Description: Fine to medium brown sand with 0-10% silt
 Sample Classification: SP

Moisture content, %	9.2
Dry density, gr/cm ³	1.93
pH	7.8
Chloride, Cl	29,000 ppm
Sulfate, SO ₄	12,000 ppm
Sulfide, S	100 ppm
Calcium, Ca	47,000 ppm
Sodium, Na	30,400 ppm
Field resistivity, dry	50.0 ohm-meter
Lab resistivity, wet	0.76 ohm-meter
Lab resistivity, dry	23.5 ohm-meter

*ppm = parts per million

probable reason for this lack of correlation was the change in internal structure and soil-water system of a partially saturated soil between its in-situ and recompactd state. This change was significant even though the recompactd laboratory specimens were compacted to the in-situ water content and unit weight.

For this reason, the dry resistivity values as determined in the laboratory were often erratic or unobtainable.

Vertical electrical soundings were performed in wet soils on the sites where possible. Laboratory resistivity values for saturated samples in the same soils correlated well to the resistivity values determined in the field. In a fully saturated state the soil-water system is more closely reproduced, i.e., the amount of interstitial water in a laboratory sample is very close to the amount of interstitial water in a fully saturated in-situ sample.

RECOMMENDATIONS

From these results it was apparent that any underground metallic piping or structures on this site would be subjected to a corrosive environment. It was recommended that cathodic protection should be installed with any such piping or structures.

Once the characteristics of the underground piping or structures have been selected, specific cathodic protection design recommendations could be made from the results of this investigation.

The soil pH in this area did not indicate soil acidity to be a corrosion factor.

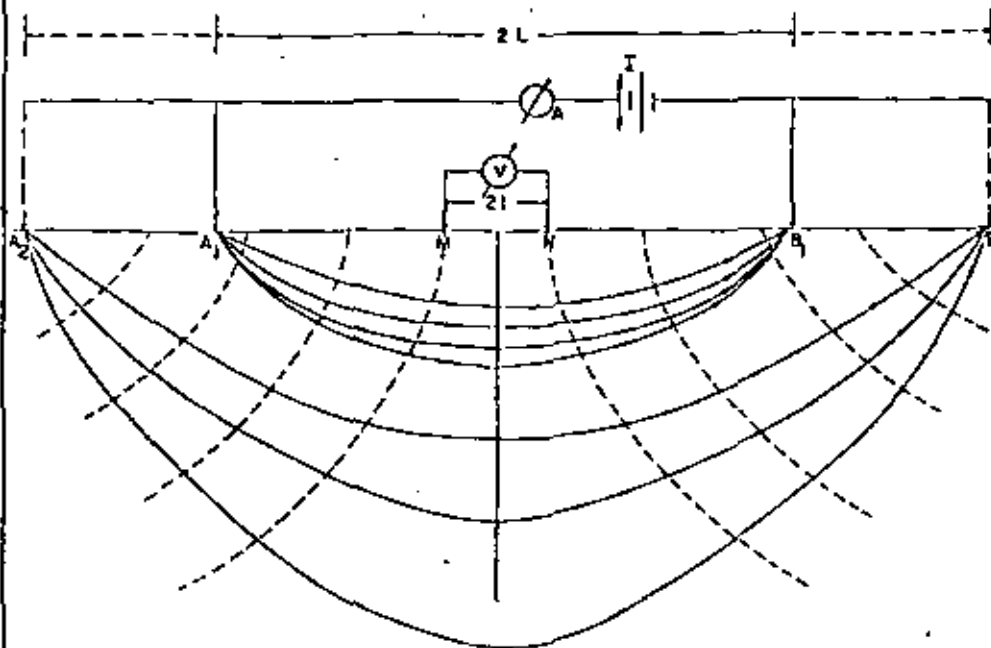
The soil had a high sulfate content and this would have to be considered when specifying materials which are to be buried. This might apply in the case of concrete or asbestos-cement.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors wish to acknowledge the United States Army Corps of Engineers, U.S. Army Engineer Division, Middle East for their assistance and support during the course of the geotechnical investigation. We also wish to thank the same group and Dames & Moore for their permission and encouragement in the sharing of the principles and results of the investigation.

BIBLIOGRAPHY

- (1) Beerley, R. V. and Olson, G. R., 1957, A Collection of Papers on Underground Pipeline Corrosion, Reprinted from the Petroleum Engineer, May and June 1957.
- (2) CP 1021, 1973, Code of Practice for Cathodic Protection, British Standards Institution, London, England.
- (3) Morgan, John, H., 1960, Cathodic Protection, Its Theory and Practice in the Prevention of Corrosion, The MacMillan Company, New York.
- (4) Orellana, Ernesto and Mooney, Harold M., 1966, Master Tables and Curves for Vertical Electrical Sounding Over Layered Structures, InterCiencia, Madrid, Spain.
- (5) Rosenquist, I., Th., 1961, Subsoil Corrosion of Steel, Norwegian Geotechnical Institute Publication No. 42.
- (6) Tagg, C. F., 1964, Earth Resistances, Pitman Publishing Company, New York.
- (7) Van Norstrand, Robert G. and Cook, Kenneth L., 1966, Interpretation of Resistivity Data, United States Geological Survey Professional Paper 499, United States Government printing Office, Washington, D.C.

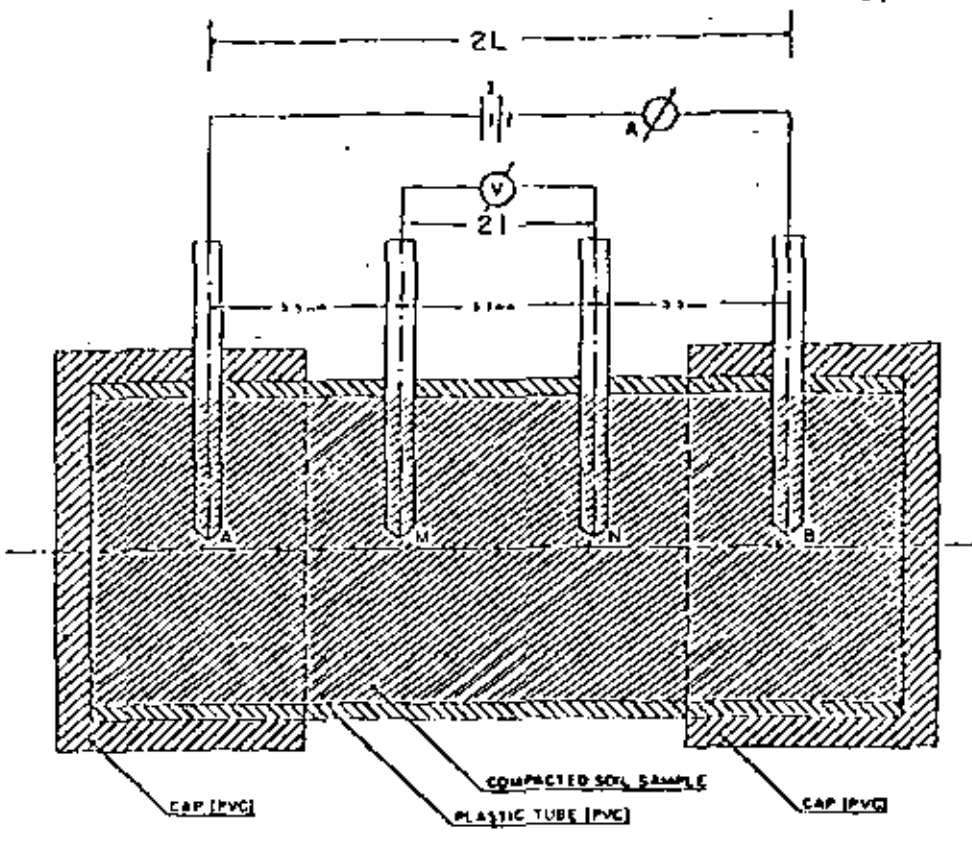


SPACINGS USED (METERS)	
AB	MN
3	1
6	1
9	1
12	1
15	1
18	1
21	1
24	1
27	1
30	1
33	1
36	1
39	1
42	1
45	1

- LEGEND**
- A, B Current Electrodes
 - M, N Potential Electrodes
 - V Voltmeter
 - A Ammeter
 - Battery
 - Line of current
 - - - Line equipotentials

FIGURE 1
 (VERTICAL ELECTRICAL SOUNDING)
 SCHLUMBERGER ARRAY

SCALE NONE



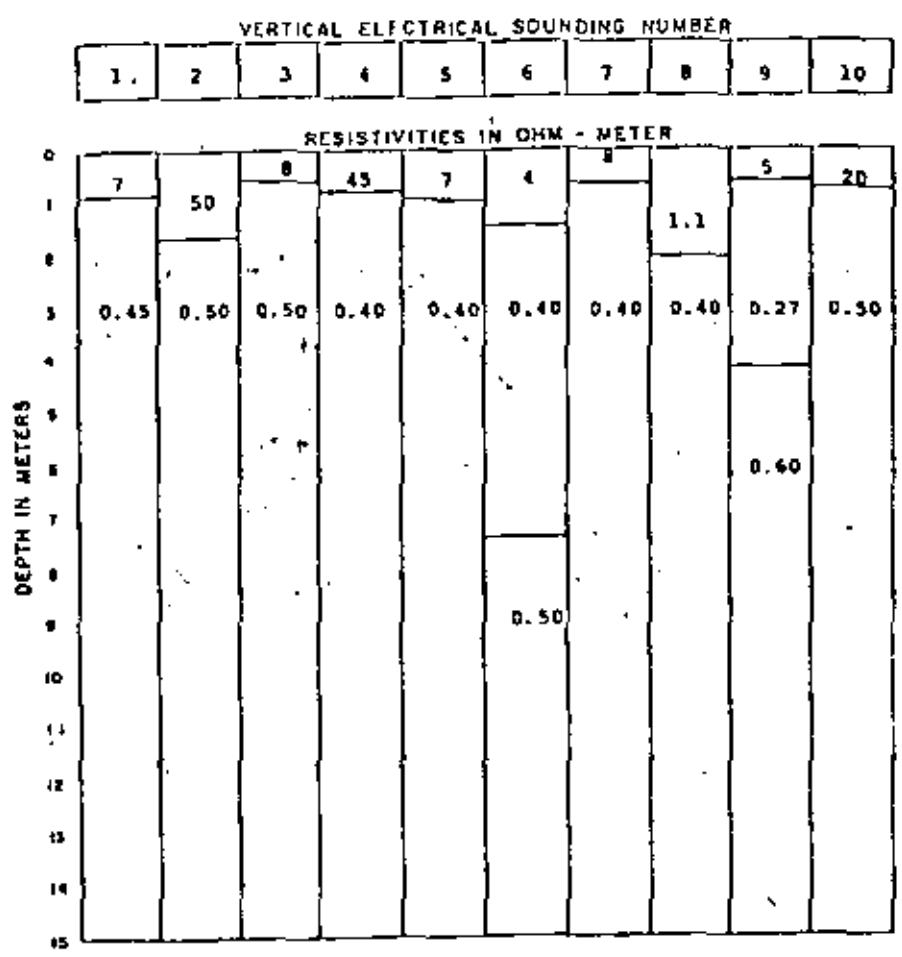
- LEGEND**
- A, B Current Electrodes
 - M, N Potential Electrodes
 - V Voltmeter
 - A Ammeter
 - Battery

SCALE 1:1

FIGURE 2
 RESISTIVITY TUBE
 FOR
 LABORATORY MEASUREMENTS

VERTICAL ELECTRICAL SOUNDING SCHLUMBERGER CONFIGURATION

SITE: JEDDAH



COMMENTS: Scale: none

Figure 4

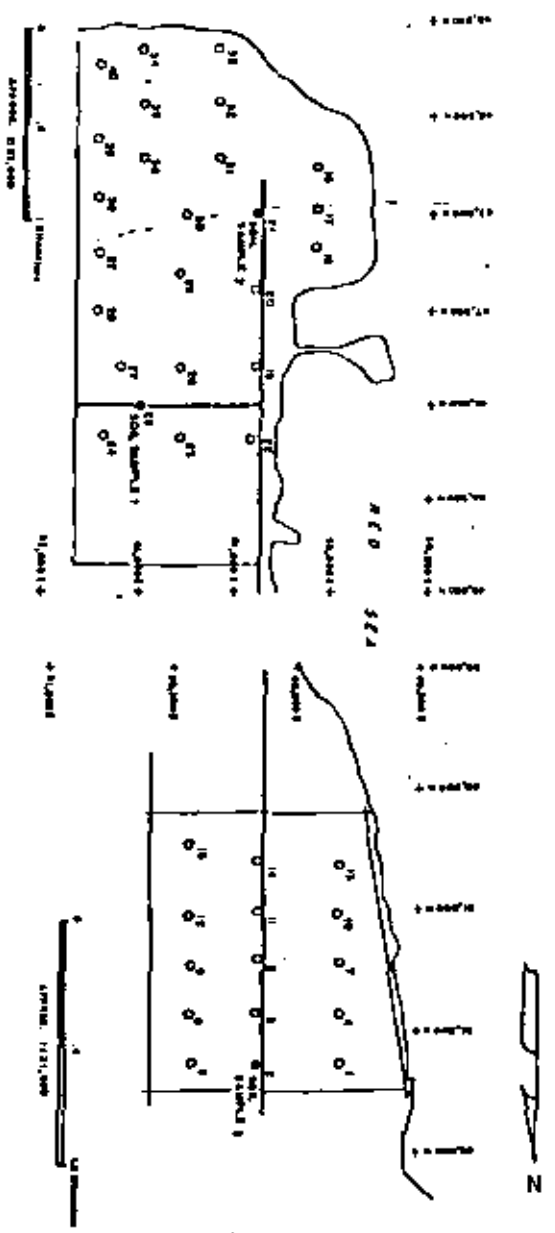


FIGURE 3

LOCATION OF VERTICAL ELECTRICAL SOUNDINGS AND SOIL SAMPLES JEDDAH

VERTICAL ELECTRICAL SOUNDING SCHLUMBERGER CONFIGURATION

SITE: JEDDAH

VERTICAL ELECTRICAL SOUNDING NUMBER

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
----	----	----	----	----	----	----	----	----	----

RESISTIVITIES IN OHM - METER

DEPTH IN METERS	VERTICAL ELECTRICAL SOUNDING NUMBER									
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
0	15	15	9	3	0.35	4.5	7	4.5	6	17
1	15	15	9	3	0.35	4.5	7	4.5	6	17
2	0.40	0.30	0.50	0.40	0.17	0.70	0.70	0.70	0.60	0.45
3										
4										
5										
6										
7										
8										
9										
10										
11										
12										
13										
14										
15										

COMMENTS: Vertical electrical sounding 15 was taken on natural soil. The elevation of this point is the same as mean sea level; therefore, this area is subjected to periodic inundation by the sea.
Scale: none

Figure 5

VERTICAL ELECTRICAL SOUNDING SCHLUMBERGER CONFIGURATION

SITE: JEDDAH

VERTICAL ELECTRICAL SOUNDING NUMBER

21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
----	----	----	----	----	----	----	----	----	----

RESISTIVITIES IN OHM - METER

DEPTH IN METERS	VERTICAL ELECTRICAL SOUNDING NUMBER									
	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
0	1	0.60	4	12	200	1.3	20	12	40	17
1										
2	0.30	0.17	0.30	0.30	0.30	0.25	0.20	0.40		
3										
4										
5										
6		0.40								
7			0.60		0.60	0.70	0.70	0.80	0.50	0.50
8	0.70			0.50						
9										
10										
11										
12										
13										
14										
15										

COMMENTS: Scale: none

Figure 6

VERTICAL ELECTRICAL SOUNDING SCHLUMBERGER CONFIGURATION

SITE: JEDDAH

VERTICAL ELECTRICAL SOUNDING NUMBER

31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
----	----	----	----	----	----	----	----	----	----

RESISTIVITIES IN OHM - METER

DEPTH IN METERS	RESISTIVITIES IN OHM - METER									
	4.5	5.5	3	5.5	8	11	60	7	10	9
0										
1						27				
2	7									
3		12								
4										
5	0.40	0.40	0.30	0.45	0.50	0.40	0.40	0.50	0.50	0.40
6										
7										
8										
9										
10										
11										
12										
13										
14										
15										

COMMENTS: Scale: none



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

METODOS SISMICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA

FACTORS AFFECTING

Dr. G. Clark Davenport

JULIO, 1981

Factors affecting blasting operations

Knowledge of geology and explosives critical to proper blasting procedures

Part I

BY CLARK DAVENPORT

Senior Geophysicist
David G. Robinson
& Associates, Inc.

Mr. Davenport was assisted in the preparation of this article by Manuel Atucha, jefe de construcción, Refinería de Petróleos del Norte, S.A.; Foster Endacott, geophysicist, Dames & Moore, and by Forrest Peters, consulting geophysicist. Part II will include a brief study of an actual construction project during which the factors that affect blasting operations were investigated and specific design recommendations were made—Ed.

An explosive is a compound that reacts to heat or shock by rapidly decomposing into other compounds, principally gases. The rate of this decomposition varies for different explosives. In some explosives the rate is so slow that the gases burn; in others, it is so rapid that the decomposition process is complete before the gases can expand and, therefore, they explode.

The rate at which the decomposition process proceeds is called the detonation velocity of the explosive. The detonation velocity will depend on the density of the explosive as well as on the type of explosive sensitizer used. Low density explosives, i.e. having loosely packed grains, will have a low detonation velocity. High density explosives will have a high detonation velocity since the tightly packed grains afford rapid grain to grain transmission of the decomposition process.

After initial detonation, the velocity within the explosive sets up a pressure boundary that initiates and sustains the decomposition process throughout the explosive charge. This sequence, shown in Fig. 1, controls the pressure buildup of the gases and governs the amount of energy released to the surrounding materials. The

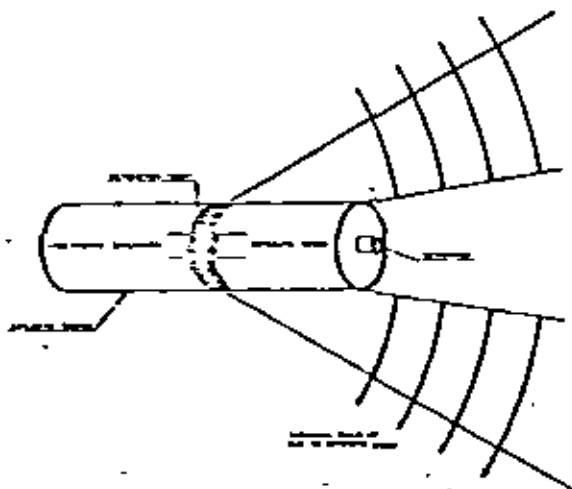
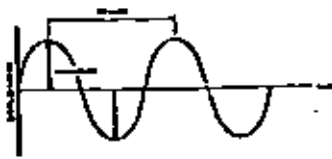
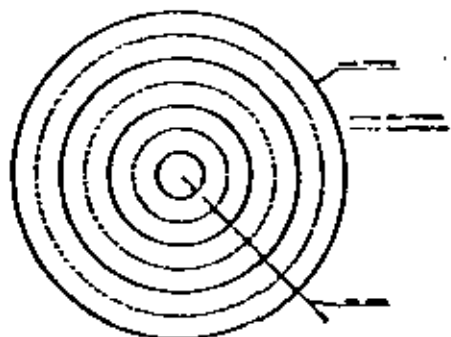


Fig. 1

EXPLOSIVE ACTION



TERMINOLOGY
 The velocity of seismic waves is affected by the density and elastic properties of the rock mass through which they travel. The velocity of seismic waves is affected by the density and elastic properties of the rock mass through which they travel.

Fig. 2

SPHERICAL WAVES

lower the detonation velocity of an explosive, the higher the pressure that can be exerted by the expanding gases.

Generally, massive hard rock requires faster detonation velocity explosives than those used for softer rock. In softer rocks, a high velocity may cause the rock to start to break before the upper limit of the gas pressure is reached. The result, poor rock breakage since all of the gas pressure is not utilized.

The way in which an explosive interacts with the materials that surround it is a complex process related to three factors: geologic; explosive; seismic; and operational.

Geologic factors

Numerous geologic factors affect blasting operations. These factors should be understood and recognized in any blasting operation, the characteristics of the rock mass to be blasted are more significant in controlling the breakage and vibrations than the characteristics of the explosive used.

The sudden release of energy in the ground generates shock waves which travel throughout the surrounding materials. These seismic waves travel at a speed that is a function of both the wave type and the elastic properties of the materials in which they are traveling. Each rock type has its own characteristic velocity for each type of seismic wave. Generally, these velocities are greater in igneous and metamorphic rocks than in sedimentary rocks. (The seismic waves are discussed in a later section.)

The physical properties of a rock mass have a direct influence on its blasting characteristics. The following properties are of special concern to blast design: density; bedding; banding; cleavage; and jointing.

Density refers to the compactness of the rock mass. **Bedding planes** are planes in sedimentary rocks which divide rock types of different physical characteristics. **Banding** refers to different colored layers within a rock mass. These color changes may indicate differing elastic properties. **Cleavage** refers to the tendency of a

rock unit to break along predetermined planes. **Jointing** refers to the fracture patterns within a rock mass.

One of the major factors which controls the breakage of rock in blasting operations is jointing. A joint is a natural break in a rock unit that is not accompanied by movement of the rock mass on either side of the break. Where movement has taken place, the break is termed a fault. Joints normally are evident from an inspection of rock outcrops, but they also exist at depths within a rock mass. Joints occur in sets, with joints in one set normally parallel to one another, however, one joint set may be inclined at any angle relative to another joint set.

In summary, the amenability of a rock mass to controlled blasting depends more on the physical makeup of the rock mass than on the characteristics of the explosive used. These physical characteristics of the rock mass will govern both the types of explosives and the blasting methods used. Thus, the blast design should take into account these properties and utilize them to advantage whenever possible.

Explosive factors—mechanics of breakage

The initial seismic shock wave set up by an explosive will travel as a vibratory wave with a velocity a bit faster than the corresponding compressional wave velocity of the surrounding material. However, within a short distance from the blast, this vibratory wave will be attenuated and its velocity will be reduced to the compressional wave velocity of the material. If joints, fractures, or a free surface (such as a quarry face) are encountered by this compressional wave as it travels outward from the blasthole, the compressional wave will be partly reflected from these features. The amount of energy reflected from and transmitted across such boundaries is a function of the acoustic impedance of the materials on either side of the boundary.

The acoustic impedance (after impedance) of a medium is a function of its density and its

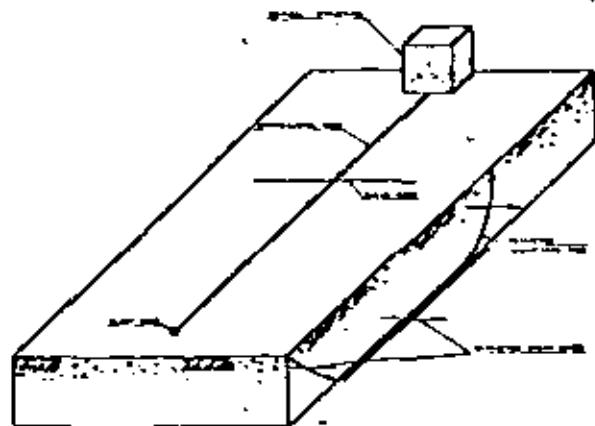


Fig. 3

BODY WAVES

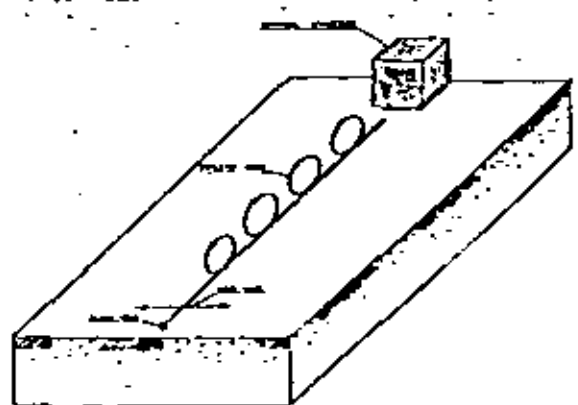
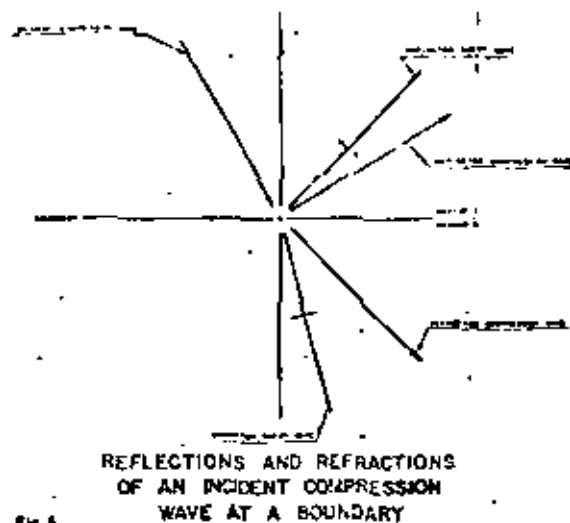


Fig. 4

SURFACE WAVES

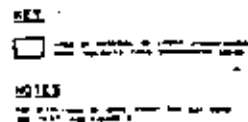
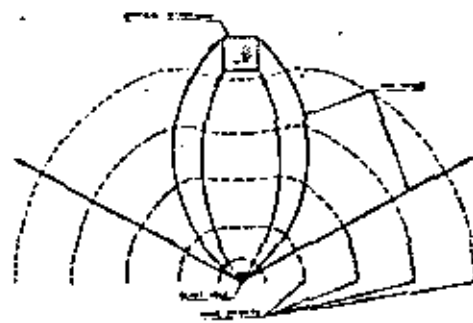
compressional wave velocity. The more nearly equal the two impedances on either side of a boundary, the more compressional energy transmitted across the boundary, and the less reflected back from the boundary. A quarry face is a practical example of an impedance mismatch. The impedance of the rock is much greater than the impedance of air, hence most of the compressional energy striking a quarry face is reflected back into the rock.

When a compressional wave is reflected at a boundary, it is reflected as a tensional wave. As this tensional wave builds up in strength, it can exceed the tensile strength of the rock in which it is traveling, causing new fractures to develop. These fractures, in turn, serve as new boundaries for further reflection of on-coming compressional waves. In normal blasting operations, most of the compressional waves that are reflected as tensional waves do not



REFLECTIONS AND REFRACTIONS OF AN INCIDENT COMPRESSION WAVE AT A BOUNDARY

Fig. 6



SURFACE FOCUS PLAN VIEW

Fig. 7

have enough strength to cause tensile failure in the rock mass. However, both tensile and shearing stresses are set up within the rock mass.

It has been mentioned that an explosive detonation results in a rapid buildup of gas pressure, this now becomes a very important factor. The expanding gas sets up a gas bubble in the blasthole,

causing additional compressive pulses to move outward from the blasthole. These pulses, or waves, now act upon the newly formed fractures in the rock mass. This action, in turn, is closely followed by the action of the pressure exerted by the gas bubble, which can result in an actual pushing of the rock mass in the direction of least resistance.

The match between the impedance of the explosive and the impedance of the rock is another important factor in controlling rock breakage. The impedance of an explosive is a function of its detonation velocity and its density. The more nearly the impedance of an explosive matches the impedance of a rock mass, the better the results for breakage.

Seismic factors

The easiest way to consider an introduction to the seismic factors which influence blasting operations is to consider the sudden release of energy in an infinite, homogeneous, elastic medium. Such a medium is only theoretical, however, and does not exist within the earth.

The application of a sudden energy impulse to such a medium will result in compression of the medium in the immediate vicinity of the point of application. This region of compression will move outward from the application point at a velocity that is determined by the elastic properties of the medium. This region of the compression moves out as a spherical wave and this way is followed by another spherical wave of rarefaction, which, in turn, is followed by another spherical wave of compression, and so on. This process is diagrammed in Fig. 2. This figure also presents some of the definitions and nomenclature used in the following discussions of seismic waves.

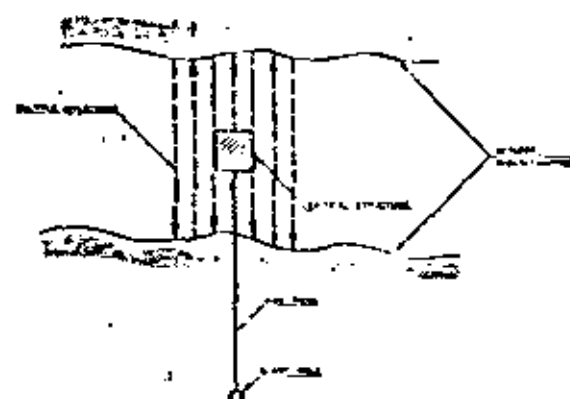
As a spherical wave progresses outward from the point of application, it exerts pressure on the medium in which it is traveling; this pressure is expressed in terms of an amplitude of the seismic wave. As the distance from the application point increases, the pressure exerted by the spherical wave is distributed over an area that changes as the square of the sphere's radius, thus, pressure loss (amplitude) occurs as the distance from the point of application is increased. In addition, the amplitude also will be decreased by friction (absorption) within the medium. Thus, the amplitude of a seismic wave will decrease as a function of the distance from the source of the wave.

Many types of elastic waves can be imposed on a medium. These waves are divided into two types—body waves and surface waves. Body waves travel within a medium, while surface waves are restricted to traveling along free interfaces, such as the ground surface. The predominant characteristics of these waves are:

Body waves: there are two types—compression and shear. Pure compression waves will change the volume of a body without changing its shape. Pure shear waves will change the shape of a body without changing its volume. Compression waves exhibit particle motion in the direction of wave propagation, while shear waves exhibit particle motion in a direction perpendicular to the direction of a wave propagation (Fig. 3). In any medium, compression waves always will have a faster propagational velocity than will shear waves.

Surface waves: the two fundamental types are Rayleigh and Love. Rayleigh waves exhibit particle motion in a vertical plane. This motion is elliptical in form, and retrograde with respect to the direction of wave propagation. Love waves exhibit only motion in a horizontal plane, with particle motion transverse to the direction of wave propagation (Fig. 4). The velocities of these waves always will be slower than the velocities of body waves.

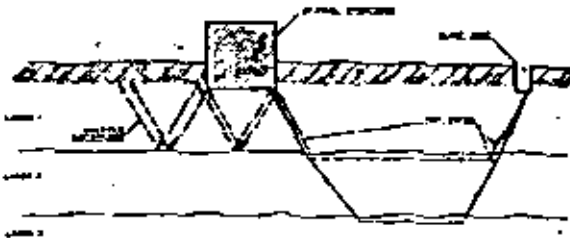
The introduction of boundaries, or layers, into a medium will drastically alter the wave paths by which seismic waves are transmitted. Fig. 5 shows the head of a spherical wave of either compression or rarefaction, which is termed the wave front. A line drawn perpendicular to this wave front represents the direction of propagation of the wave, and this line is termed the ray path. When a ray path strikes the boundary between two mediums of differing elastic properties, the ray path will be altered. The point where the ray strikes the boundary will become a source for new seismic waves. Some of these new waves will reflect from the boundary while others will be transmitted across the boundary (Fig. 5). As more boundaries are added within the medium, the ray paths



HORIZONTAL STANDING WAVE RESONANCE

PLAN VIEW

Fig. 7



VERTICAL STANDING WAVE RESONANCE

CROSS SECTION

Fig. 8

become extremely complex; measurements taken on the ground surface do not represent the simple particle motion of one wave type, but rather represent the particle motion of combined body wave trains followed by surface wave trains.

It is this system of seismic waves, resulting from explosive sources, passing on or through a site that will characterize the vibrations that must be controlled in blasting operations.

The geologic setting of a site can play a significant role in affecting vibration levels within the site. If a critical structure is located on an energy focus for the seismic waves emanating from a

blast, the structure may receive excessive levels of vibrations, even though areas in close proximity to the blast do not. The geological conditions of the site may result in building such an energy focus through one of the following mechanisms:

Surface focus (Fig. 6): This type of focus may be developed by having a close alignment between the blast and the critical structure. If the geologic alignment consists of material with a lower seismic velocity than the surrounding material, the ray paths of the seismic energy from the blast will be bent, and could focus on the critical structure.

Horizontal standing wave resonance (Fig. 7): This type of resonance occurs when the ground surface and the critical structure are in close proximity to each other. The ground surface and the critical structure act as reflecting surfaces for the seismic waves emanating from a

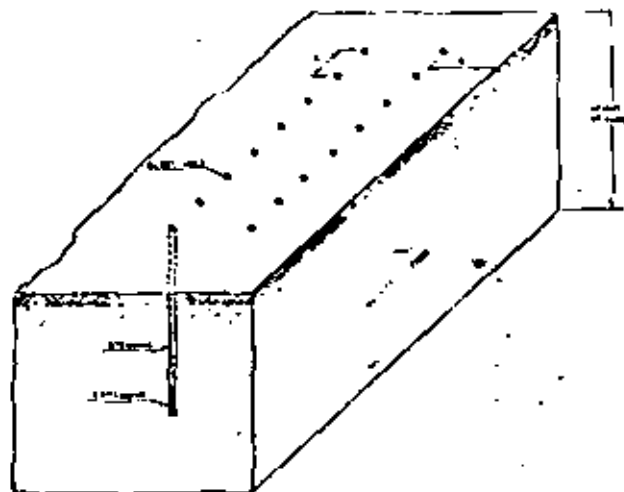


Fig. 7

NOMENCLATURE

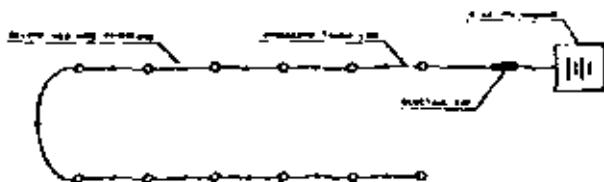
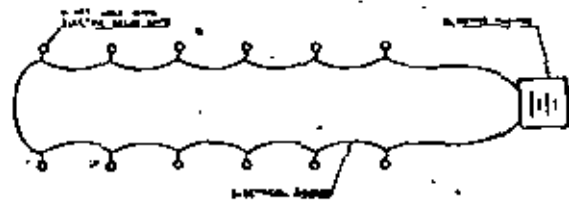


Fig. 8

ELECTRICAL FIRING METHODS

nance (Fig. 7). If a critical structure is located between two geologic discontinuities, such as faults, and one of the discontinuities is between the blast and the critical structure, some seismic waves from the blast may become trapped between the two discontinuities. This reflection system can intensify the vibration level at the critical structure.

Vertical standing wave reso-

nance (Fig. 8). This is similar to the case of horizontal standing wave resonance, except that the seismic waves may become trapped within a vertical geologic unit, thus reflecting and focusing energy on a critical structure.

The thickness of overburden at a site will influence the site vibration characteristics. If instrumented recordings of vibrations are taken on a rock site, is

(continued from page 72)

intervals after the application of electricity to the firing circuit. By using these caps, blasts can be designed to move rock in desired directions; to control fly rock; and to perform blasting operations so the stability of the remaining rock masses is relatively unaffected by blasting.

Delay caps allow the complete detonation of explosives in a timed sequence with the application of one initiating electrical circuit. By firing charges in this way, pressure waves from the exploding charges will be separated; hence, the total energy from a series of blasts will be spread out over a given time interval. This time interval is quite rapid but, due to the separation of blasts by different delays, the vibration level will be significantly reduced as opposed to simultaneously shooting a like number of charges. The maximum amount of energy that will reach the areas surrounding a blast using delay caps is a function of the maximum amount of explosives used on any one delay interval.

One way of initiating a blast is to prime the explosives in each blasthole with an electric cap and tie all the caps into a main electric circuit. Another way is to use detonating cord (a high detonation velocity cord-like explosive) to prime the explosive charge in each blasthole, placing special time delay connectors between the selected charges. These delay connectors are tied onto the detonating cord. The detonating cord lines are tied into a main trunkline, which in turn is detonated by one electric cap (Fig. 10). In theory, since both these methods use time delay systems between the charges, the vibration levels for charges of a like size should be reduced by an equal amount. However, this is not true in practice. The detonating cord delay systems apparently have less of an inherent scatter time between charges than do the electrical cap delay systems. This results in the setting up of constructive interference patterns of the resulting seismic waves, and therefore in higher vibration levels for the detonating cord systems.

Factors affecting blasting operations

Part II

BY CLARK DAVENPORT
*Senior Physicist
 David S. Robertson & Associates, Inc.*

The purpose of this paper has been to present a synopsis of the factors that affect blasting operations and the subsequent vibrations. In Part I, the mechanics of breakage and geologic, seismic, and operational factors were discussed. Attention now will be turned to other factors important to proper blasting procedures and to a review of a case study.

Part I of this article which discusses the importance of a knowledge of geology and explosives in relation to proper blasting procedures appeared in the November issue of *PTR & QUARRY*—Ed

Acoustic energy waves

Air blast is very important because, in many cases, people adjacent to blasting areas can not feel the resulting vibrations, but complaints are registered because they hear the sound of the blast and imagine that they feel the blast.

Energy transmitted in acoustic waves behaves in the same manner as seismic energy. The elastic properties of air are a function of air pressure, temperature and humidity; these depend on the altitude of the site, the time of day, and the prevailing winds on the site at the time of blasting. Low humidity, light surface winds, or high atmospheric pressure on a site can cause focusing of the air blast. Clear to partly cloudy days, warm temperatures, and rapidly changing winds can disperse the acoustical waves.

The use of delay caps, and the proper selection of burden and spacing parameters can help control the direction of the air wave so that it is directed away from built up areas, thus reducing the level of air blast in such areas. Detonating cord, if detonated on the ground surface, will contribute significantly to the intensity of the air blast.

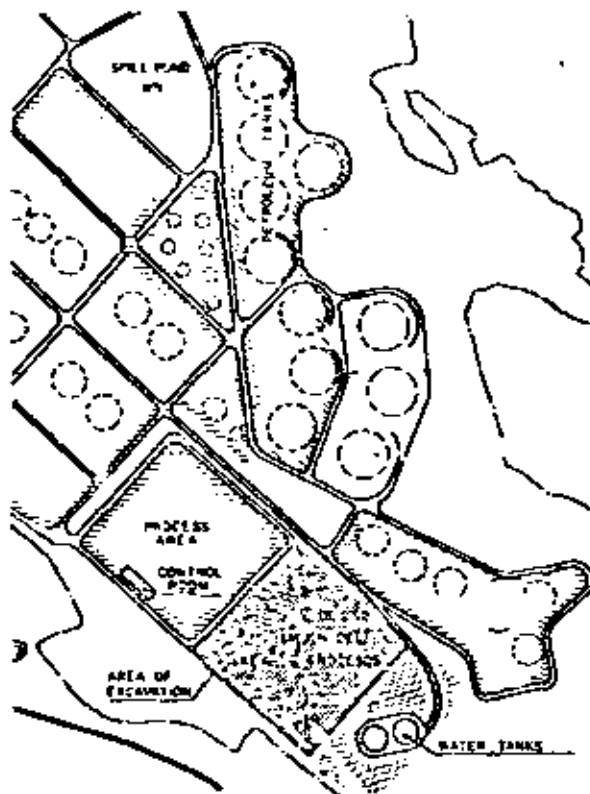


Figure 1

BLAST CHARACTERISTICS

Blast Number	Type Blast	Distance to Geophone (No. of Feet)	Charge Size (Per Delay) KGS	Scale Distance Meters (Kg) ^{1/3}	Estimated Peak Particle Velocity MM/SEC	Measured Velocity (V _z Component) MM/SEC	Peak Particle Velocity MM/SEC
1	Top	100 CR	2.5	69	2.3	0.36	1.0
2	Top	30 CR	2.5	19	14.0	4.7	5.4
3	Top	100 CR	7.5	37	6.2	2.5	3.1
4	Top	306 CR	7.5	75	2.7	1.3	2.2
5	Production	240 CR	2.5	152	—	0.48	0.8
6	Production	240 CR	7.5	39	—	1.4	1.3
7	Production	114 WT	30.9	21	—	7.5	10.8
8	Production	77 WT	21.9	17	—	11.4	14.4
9	Production	56 WT	30.9	16	—	11	16.8
10	Production	125 WT	21.9	27	—	4.3	6.2
11	Pre-split	60 WT	6.5	21	—	7.8	—
12	Pre-split	30 WT	6.5	9	—	29.8	—
	Background						
	Maximum						1.825

Note: ¹Geophone Location CR - Pre-split applied from WT - Split hole 60%

Energy left over from the rock breaking process is transmitted to the surrounding areas as elastic waves. As the waves travel, they displace particles in their paths, causing the particles to oscillate before returning to their original positions. These oscillations constitute the vibrations that can be of important concern in blasting operations. Seismographs have been designed and constructed to record vibrations as displacements, accelerations, or velocities of the displaced particles.

In Europe and the United States, numerous studies have been performed to determine the relationship of blast vibrations to damage caused to structures. A study conducted by the United States Bureau of Mines (Ref 5) concluded that the magnitude of particle velocity of a wave passing through the earth at the location of a structure was most closely related to the damage potential of that structure. Most of the scaling laws that have been proposed or developed for vibration studies therefore have been based on studies of particle velocity.

The scaling laws used in vibration studies relate particle velocity to both the distance of a structure from a blast and the charge weight of explosive per delay used in the blast. Vibrations will increase in intensity when



the charge weight per delay is increased, and they will decrease in intensity as the distance from the blast is increased.

Current blast vibration studies normally require the recording of vibrations from different charge sizes at different distances from the blast in an attempt to develop scaling laws that will be used to govern subsequent blasting operations on the same site. The actual recording of the blasts is done with geophones which record particle velocity (or displacement or acceleration) in three directions: the vertical plane; the horizontal plane, in-line with blast, and the horizontal plane transverse to the blast.

The seismograms that result from these recordings are analyzed and evaluated for both amplitude and frequency of the seismic waves. It must be recognized that the three components of ground motion recorded represent the actual ground motion in vector composition. Therefore, to recover the actual ground motion, a vector analysis of the three components of wave motion must be performed. The desired vector summation of the wave motion is that summation which will produce the largest amplitude from a given blast. This point will be at the same time on all three components and must be analyzed as such. The characteristics of the seismograph also will be needed to convert the vector summation of ground motion into true motion.

The resultant values are plotted on log-log graph paper against either distance from the blast, or a quantity referred to as "scaled distance." This quantity is equal to the distance of the geophone from the blast, divided by the square root of the charge weight per delay for the blast. These plots will give straight line relationships which will in turn give the parameters necessary to solve the scaling laws. For a detailed discussion of the interpretation of seismograms and solving the scaling laws, the reader is referred to References 1 and 2.

With the use of scaling laws developed for a given site an operator or contractor will have a guide as to the amount of explosive

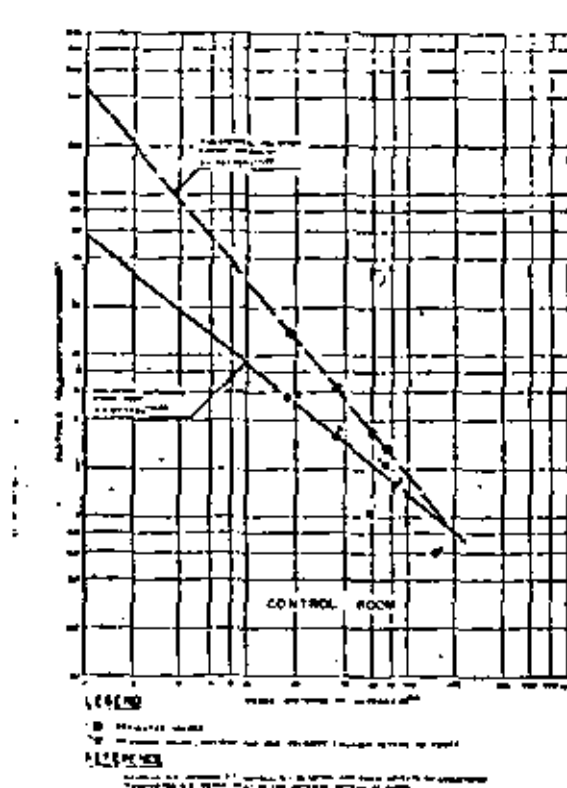


Figure 11 SCALE DISTANCE-VELOCITY PLOT

per delay) as a function of distance) from critical structures.

In 1962, the United States Bureau of Mines conducted an in-depth study into the structural effects due to blasting; as a result of that report, they recommended that a particle velocity of two inches per second (50 mm per second) be adopted as the damage criteria below which no damage would occur for residential structures. However, recently enacted federal surface coal mining blasting regulations lowered the maximum vibrational limit to one inch per second. Sufficient data does not exist at this time to enable the development of damage criteria for other types of structures so normally this one inch per second value is imposed on all types of

structures which would be classified as critical facilities for blasting operations.

Following are excerpts from a study performed to assess blasting factors on a site that was bounded by two critical facilities. The geologic conditions at this site were well known from a previous geologic investigation. The drilling parameters were selected by a contractor before the blasting operations began, and these were modified in accordance with:

1. The results of the measurements of the vibration levels;
2. the development of the appropriate scaling laws; and
3. the yield of the resulting maximum allowable charge weight per delay as a function of distance from the controlling critical structure.

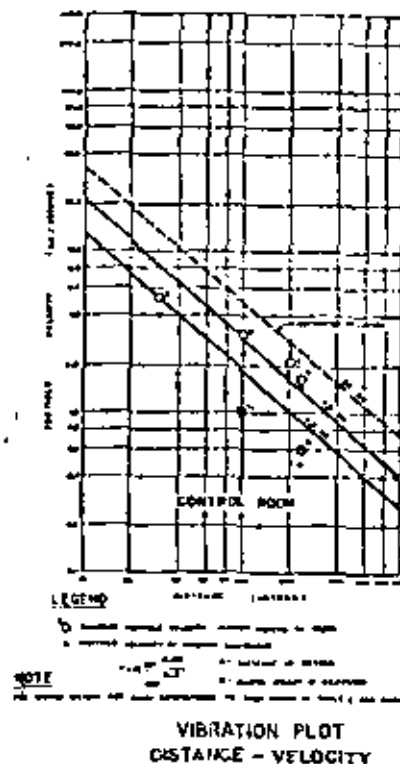


Figure 12 (For 25, 75 AND 250 POUNDS PER DELAY)

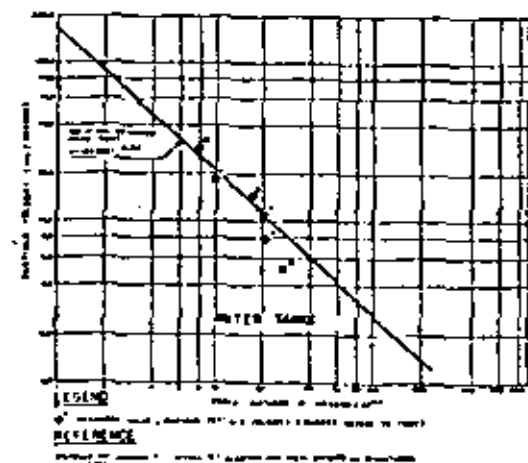


Figure 13 SCALE DISTANCE-VELOCITY PLOT

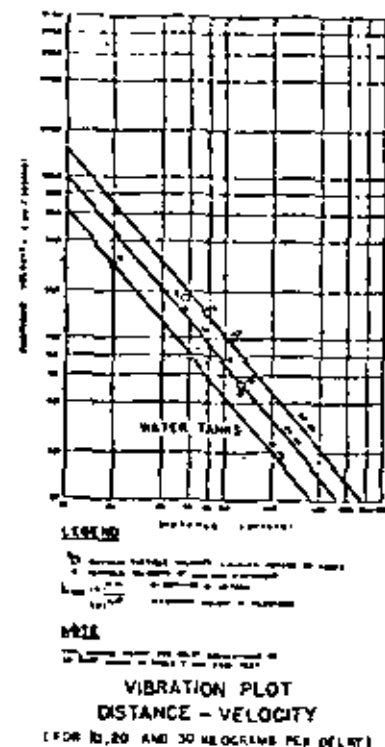


Figure 14

The explosives used were selected by the blasting contractor based on a knowledge of the rock type. The explosives ranged in detonating velocity from 2,000 meters per second to 5,000 meters per second. The higher velocity explosive was of medium density, while the low velocity explosive was of low density. These were selected to ensure proper breakage of the rock mass which contained numerous joint sets and some faults. The areas adjacent to some of the faults were badly fractured, while other areas contained competent rock of the same type. All blastholes were stemmed with clean sand.

Air blast was not considered to be a problem on this site, and as such no studies were made concerning this factor.

Case History

Fig. 11 shows an area of a petrochemical refinery in Spain that was to be expanded for new facilities. Bounding this area to the north is a process control room which houses sensitive electronic equipment used to operate machinery and control processes within the refinery. Bounding this area to the south are two large steel water tanks. These water tanks contain backup water for emergencies, such as a fire within the refinery, and as such they could not be drained during the process of construction blasting operations. In this case, both the process control room and the water tanks are critical structures; vibrations caused by blasting could be detrimental to these structures and, therefore, adversely affect refinery operation.

A coordinated program was designed to assess the blasting factors on the site and to develop scaling laws for maximum permissible charge weights per delay of explosives. A knowledge of the site geology, and the geologic setting of the site, and also of the vibration tolerances of the electronic equipment, as well as a knowledge of the construction and type of steel used on the water tanks were of prime importance to the program. Based on the above items, limiting vibration levels of 5 mm/second and 35 mm/second were chosen for the process control room and the water tanks respectively.

A field program was carried out in two stages. The first measured the blast-induced vibrations on the process control room, and the second measured the blast-induced vibration on the water tanks. Before the start of the first stage, an estimate peak particle velocity (p.p.v.) was derived by using the following formula:

$$V = H \left(\frac{W}{SD} \right)^{1/3}$$

This formula was selected on previous experience with similar vibration analysis projects. The site constant, H (482) was selected based on a knowledge on the site conditions. The site constant B was selected from values presented in the literature. The quantity SD is Scale Distance,

and V is peak particle velocity. The values derived from this formula are shown on Fig. 12 and also are listed in the Blast Characteristics Table which contains the characteristics of all the blasts used in this program.

In the first stage, vibration measurements were taken of four small test blasts, each at varying scale distances from the geophone adjacent to the process control room. The records from these blasts were evaluated and the data were plotted and analyzed, yielding a preliminary equation of the scale distance form. This equation was correlated with and adjusted against vibration measurements subsequently taken of two production blasts.

In the second stage, vibration measurements were taken near the water tanks. For this stage, no test blasts were used, and all measurements were taken of production blasts. The data generated in this stage were analyzed in the same manner as the data generated in the first stage.

The object of the field program was to generate enough data to develop two equations for each critical structure; one for the scale distance form, and an equation of velocity versus distance form. The two equations for each critical structure are termed the scaling laws for that structure, to assure consistency in controlling vibrations, the equations should be in close agreement with each other.

Scale distance equations have the form of:

$$V = H \left(\frac{D}{W^{1/3}} \right)^{1/3}$$

where: V = peak particle velocity (in/sec)

H = site constants (function of ground velocity)

D = geophone to blast distance (feet)

W = charge weight per delay (pounds)

Velocity versus distance equation have the form of:

$$V = K \left(\frac{W}{D} \right)^{1/3}$$

where: V = peak particle velocity (in/sec)

K = constant containing blast functions

W = charge weight per delay (pounds)

B = attenuation factor of the largest envelope of seismic energy constant for each component of ground velocity for a given site

D = geophone to blast distance (feet)

It should be noted that Equation Two allows for a more specific determination of the actual site constants than does Equation One, and, therefore, is more reliable.

The data for both critical structures were plotted on log-log graph paper. These plots are shown on Fig. 12 through 15. An analysis of the straight line plots, using the slope of the lines and the various intercepts, will yield the actual site constants to be used in the equations. The site constants of the finished equations differ from each other due to the differing geometry between the blasts and the critical structures, and to the differing rock types.

The two equations developed for the process control room were:

$$V = 87 (SD)^{-1/3} \text{ and}$$

$$V = 49 \left(\frac{W}{SD} \right)^{1/3}$$

The two equations developed for the water tanks were:

$$V = 158 (SD)^{-1/3}$$

$$V = 205 \left(\frac{W}{SD} \right)^{1/3}$$

The initial production blasting began close to the process control room, and progressed toward the water tanks.

The water tanks were elevated approximately 26 meters above the blasting area, and the finished design included blasting a 2:1 slope the crest of which was 22 meters away from the water tanks. Using the above equations, and the set limits of the maximum level of vibrations for each critical structure, the production blasting program was designed to be as economical as possible while observing the restrictions imposed by the limiting vibration levels.

Through the use of the above equations, it was a simple matter to determine to which area to be

(continued on page 87)

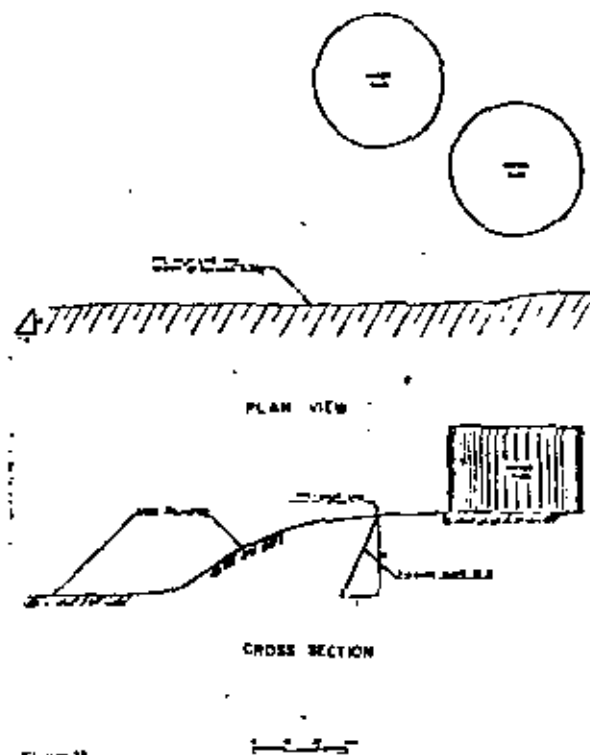


Figure 11

(continued from page 85)

blasted which critical structure would be the limiting structure to control the charge weight per delay of each blast. Distance versus charge weight per delay schedules were developed for the blasting contractor. Drilling patterns had to be modified throughout the project due to some areas of bad rock breakage, but all modifications in both the blasting program and drilling program were analyzed before approval to any modification was given.

It was noted during the vibration monitoring at the water tanks, that the ground vibrations apparently induced a low frequency vibration into the water in the tanks. It was felt that this low frequency was capable of producing water movements within the tanks, which could be detrimental since the tanks could not be

drained. It was decided to blast the proposed finished cut on the 2:1 fill rock slope adjacent to the tanks in a presplitting manner. Normally, presplitting procedures are used in direct conjunction with production blasts, to create a finished slope. The presplit holes are fired with the first delay, and the production holes with subsequent delays. Normally, a presplit round consists of a line of holes drilled in close centers, with every other hole loaded with explosive. The round is set off as an instantaneously fired shot, i.e., no delays, and the results, depending on the rock type, can be a clean line, cut in the finished slope. The empty holes between the loaded ones act as guide holes for the compression waves, creating a line of cracks in line with the drill holes.

In this case, due to the proximity of the water tanks, the presplit round could not be fired instantaneously, nor was it advisable to fire it in conjunction with the production shot. It was fired by itself several days prior to the production shot. The idea was to create a line of cracks (fracture zone) between the water tanks and the production blasts; this fracture zone would reduce the vibration levels at the tanks and modulate the frequency of vibrations being received by the water in the tanks. The line was drilled and fired, with delays, to the finished slope so that, at a later time, the normal production blasts would progress to this point and not require further presplit rounds. This concept was both practical and successful in achieving the desired results (Fig. 16).

Recommendations were made, during the progress of the production blasting, to refinery personnel and to the blasting contractor. This is stressed since any program designed to assess blasting factors and develop equations to limit vibrations is not a one time endeavor. It requires close cooperation among all parties concerned, and frequent inspections of site conditions created by blasting, blasting parameters, and check measurements, to assure that the equations and conditions remain appropriate.

The author wishes to thank the co-authors listed in Part I of this article, especially Mr. J. J. Townsend, Thomas Paul, and Alfonso Maldonado-Zarza, for their review and technical suggestions.

References

1. Bellinger, G. A. 1971: Blast Vibration Analysis. Cambridge, Mass., Soc. of Civil Engineers Press.
2. Lamm, John E. 1960: Introduction to Geotechnical Engineering, New York, McGraw-Hill.
3. Lee, Paul, 1969: Vibrations from Rock Blasting. Washington, D.C., Hercules Powder Company.
4. Lee, Paul, 1971: E-Factor Produced by Blasting. Washington, D.C., Hercules Powder Company.
5. Nichols, Harry K., Johnson, Charles F. and Smith, Walter L. 1971: Blasting Vibration and Flow Effects on Structures. Washington, D.C., U.S. Department of Interior, Bureau of Mines, Bulletin 686.



METODOS SISMICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA

INVESTIGACIONES GEOFISICAS

Dr. G. Clark Davenport

JULIO, 1981.

2.5 INVESTIGACIONES GEOFISICAS

Los estudios geofísicos, que a continuación se relacionan, han sido realizados en el Emplazamiento de Escatrón:

- 1) Un programa de estudios de refracción sísmica.
- 2) Dos estudios "uphole" de ondas longitudinales.
- 3) Dos estudios "crosshole" de ondas transversales.
- 4) Un estudio de ondas superficiales.
- 5) Dos estudios de ondas transversales superficiales.
- 6) Un estudio de refracción y de ondas transversales en superficie a lo largo de un paleocanal.

En el Apéndice I se exponen los métodos de interpretación utilizados y el marco geofísico en que se ha desarrollado este informe.

Los resultados de los estudios geofísicos realizados se presentan gráficamente en las láminas 2.5.4 a 2.5.16.

Las láminas 2.5.1 a 2.5.3 muestran la situación general del emplazamiento, las generalidades locales y los planos de detalle.

El trabajo de campo, en el Emplazamiento de Escatrón, se desarrolló entre las fechas 23.9.76 y 22.10.76. El equipo estaba compuesto por:

- 3 geofísicos
- 1 artificiero homologado (en los casos en que se utilizaron cargas explosivas).
- 2 peones
- 1 equipo de perforación que ejecutó los sondeos precisos para los puntos de disparo y el estudio "crosshole".

2.5.1 Programa de refracción sísmica

Los métodos y el equipo empleados se describen en el Apéndice I.1.

El objeto del estudio de refracción sísmica es calcular las velocidades de las ondas longitudinales a través de roca compacta y de los materiales que la recubren.

Los resultados de estos estudios se han utilizado para determinar las profundidades de las diversas capas sísmicas subyacentes en el emplazamiento.

El programa se realizó a lo largo de 5 líneas con un total de 1420 metros. En la lámina 2.5.3 se indica la situación de estas líneas.

Además de estos estudios, se llevó a cabo una investigación de detalle a lo largo de 156 metros dentro de los principales perfiles de refracción sísmica.

Las velocidades de las ondas longitudinales, en las diferentes unidades sísmicas, se determinan relacionando los tiempos de primera llegada de las ondas sísmicas a cada geófono, con las distancias que existen entre cada geófono y la fuente de energía sísmica. Los gráficos de tiempos-distancias resultantes y los cortes longitudinales correspondientes, figuran en las láminas 2.5.4 a 2.5.8. Estas láminas son el resumen gráfico de todos los datos sobre los que se ha elaborado este estudio, incluyendo también los resultados de interpretación mediante el método del tiempo interceptado; método de la distancia crítica; método del tiempo de retardo "delay time"; análisis de los perfiles de refracción de detalle, y la información obtenida en los sondeos mecánicos y testificación geológica.

Los análisis de los gráficos de los perfiles de refracción indican la existencia de tres unidades básicas definidas por la velocidad de onda. La capa o unidad sísmica superior, definida por bajas velocidades, del orden de 310-650 m/seg., es representativa de los suelos que cubren el emplazamiento; las variaciones de velocidad, tanto horizontal como vertical, que se observan en este nivel, indican que, en el emplazamiento, se producen variaciones litológicas en la composición de estos suelos. La segunda unidad viene definida por velocidades comprendidas entre 1700 y 1900

metros/segundo y con toda probabilidad supone la existencia de una zona de transición entre los suelos y la roca compacta. Es posible que se hayan producido infiltraciones de aguas superficiales en esta zona, alterando sus materiales y formando disoluciones de yeso que debilitan el grado de cohesión entre margas y areniscas. Este proceso explicaría las diferencias de velocidad que la onda de compresión muestra en esta capa.

La tercera unidad muestra velocidades comprendidas entre los 3150 y 3200 m/seg. Esta unidad está constituida por la roca compacta.

La roca compacta del emplazamiento está formada por niveles alternados de margas y areniscas, con diferente potencia, y presenta zonas donde esta alternancia es centimétrica. También se ha observado la presencia de calizas en niveles de aproximadamente un metro de potencia.

En el perfil de refracción sísmica L-2, entre las estaciones 130 y 185, se aprecia una unidad en que la velocidad alcanza los 1200 m/seg. Esta zona fue objeto de un detallado estudio de refracción, debido a que la anomalía obtenida presenta un carácter contrario a una anomalía topográfica. Desconocemos el significado geológico de este valor en la velocidad.

En el perfil L-4, entre las estaciones 135 y 210, se observa una situación idéntica, con velocidades de 1200 m/seg., consecuentemente, esta unidad ha sido interpretada de nuevo como paleocanal. En esta

caso no fue preciso un estudio detallado, puesto que el perfil principal y la información geológica obtenida proporcionan evidencia suficiente sobre la existencia de este paleocanal.

En la mayoría de los casos, no se define la capa correspondiente a la velocidad de 1.700 m/seg ~ 1.900 m/seg. Esto se debe a su pequeña potencia y a las velocidades de las tres capas.

Las zonas de este tipo se designan con el nombre de "zonas ciegas" y presentan numerosos problemas de interpretación; estos problemas y detalles se exponen en el Apéndice 2.0 junto con el análisis que se utiliza para obtener el modelo sísmico de estas zonas.

Mediante perfiles de refracción de detalle se ha obtenido, en diversos puntos, el límite superior de esta formación. En otros puntos se ha obtenido esta profundidad a partir de información geológica. La línea continua representa el límite superior de esta formación, interpretado a partir de estudios de sísmica y se ha dibujado con línea discontinua este contacto cuando se ha utilizado información geológica.

En los gráficos tiempo-distancia, correspondientes a las líneas L-1; L-2; L-3; L-4 y L-5, los geófonos situados en las estaciones que se relacionan:

- Perfil L-1 estación 270 a 285;
- Perfil L-2 estación 0 a 15;
- Perfil L-3 estación 0 a 20;
- Perfil L-4 estación 270 a 285;

parecen indicar, en los gráficos correspondientes a los disparos efectuados en los puntos extremos, la existencia de una unidad con velocidad diferente. El hecho obedece a que los tiempos de primera llegada, registrados en estos geófonos, han resultado distorsionados debido a la proximidad de puntos de disparo utilizados anteriormente, a los geófonos de referencia.

Se han utilizado puntos de disparo de comprobación situados fuera de los perfiles, y en la misma alineación, con el fin de definir una vez más el orden de magnitud de la velocidad de la roca compacta. En todos los casos se obtuvieron magnitudes similares a las indicadas anteriormente.

Igualmente, se utilizaron puntos de disparo intermedios para obtener una mejor definición de los entornos de variación de la velocidad; mismo, resultaron útiles para obtener información sobre la velocidad definida en zonas cercanas a la superficie. En algunos casos no fue posible obtener esta última información, dado que la potencia del nivel superficial y el espaciamiento de los geófonos impidieron detectar el tiempo de la llegada correspondiente a este nivel, como ya hemos indicado anteriormente.

Todas las profundidades calculadas sobre datos de refracción pueden tener un error de $\pm 10\%$. Este margen de seguridad es indicativo de que los datos empleados son bastante buenos.

2.5.2 Estudio "uphole" de la velocidad de las ondas longitudinales.

En el Apéndice 2 se describen los trabajos de campo realizados, el equipo que se empleó y la técnica interpretativa empleada. En la lámina 2.5.3 se indica la situación de los puntos en que se han realizado los trabajos.

El estudio "uphole" de la velocidad de las ondas longitudinales se realiza para conocer las velocidades en las diversas unidades sísmicas atravesadas por el sondeo donde se realiza este estudio. Estas velocidades halladas son las de las ondas sísmicas que atraviesan las diferentes capas según trayectorias verticales dentro del plano definido por el punto de disparo y el eje del sondeo. Como aplicación adicional, este método se ha empleado también para determinar la ausencia o presencia de zonas, donde la velocidad disminuye con la profundidad y/o cuya potencia hace que no puedan ser detectadas mediante estudios convencionales de refracción.

El estudio se llevó a cabo en dos sondeos: I-M₁ y II-M₂. Los gráficos tiempo-distancia resultan

tes figuran en las láminas 2.5.9 y 2.5.10, que también recogen la secuencia estratigráfica y el tanto por ciento de recuperación en ambos sondeos.

La profundidad de los puntos de disparo empleados fue de 1 y 1,5 metros. Esta profundidad representa, tal como se utiliza en el proceso de corrección de datos, el cero bajo al que se presentan todos los datos. Por tanto, no se han obtenido datos de velocidades a profundidades menores de 1'0 m. y 1'5 m., respectivamente.

La velocidad de la onda de compresión determinada para la unidad superior en el sondeo I-M, es de 1800 m/seg. Esta unidad se extiende hasta unos 11 metros en profundidad. La columna estratigráfica muestra areniscas y margas. El valor de la velocidad se correlaciona bastante bien con el valor obtenido en el programa de refracción para la segunda unidad básica de velocidad.

A la segunda unidad observada en este sondeo le corresponde una velocidad de 3100 metros/segundo. Esto concuerda con el entorno de variación de la velocidad definida por el programa de refracción en la tercera unidad básica de velocidad. Esta unidad está formada por niveles alternos de areniscas y margas, por alternancias de marga y arenisca y por niveles delgados de calizas.

La velocidad de las ondas longitudinales, definida para la unidad superior en el sondeo II-M₂, es de 1600 m/seg. Esta unidad tiene su límite inferior a unos 7 metros de profundidad. La columna estratigráfica muestra que la unidad está formada por areniscas, algunas margas y una delgada capa de alternancias de marga y arenisca. Esta velocidad se corresponde bien con los datos definidos en el programa de refracción para la segunda unidad básica de velocidad. Para la segunda unidad reconocida en este sondeo se asigna un valor de 3050 m/seg. Esto encaja en el entorno de variación de la velocidad, definido por el programa de refracción en la tercera unidad básica de velocidad. Esta unidad está formada por niveles alternos de margas y areniscas y por alternancias de marga y arenisca. No se han detectado calizas en este sondeo.

Se ha realizado un análisis de los datos obtenidos en el estudio "uphole", para establecer la posibilidad de determinar velocidades dentro de cada intervalo para los distintos niveles a partir de dichos datos.

Debido a los márgenes de error admitidos (±2 milisegundos) en el gráfico tiempos-profundidades (lámina 2.5.10) hemos trazado una línea recta que se adapta a todos los puntos excepto cuatro que hemos indicado por MP. Esta línea

es la que nos define la capa de velocidad de 3050 m/seg. El símbolo MP, asignado a estos cuatro puntos clasifica los tiempos obtenidos para estos cuatro puntos como muy pobres (MP = muy pobre, ver Anexo 1.1). Se han despreciado estos cuatro puntos, ya que el grado es muy pobre, como hemos indicado. Teniendo en cuenta que el resto de los puntos no se separan de la recta de velocidad 3050 m/seg. en más de $\frac{1}{2}$ ms., nos es imposible establecer las velocidades en cada intervalo.

Se considera que las profundidades asignadas en los gráficos de distancia-tiempo a los contactos entre la primera y segunda unidad puedan tener un margen de error de un $\pm 10\%$ de su valor.

2.5.3 Estudios "Crosshole"

En el Apéndice 1.3 se describen los trabajos de campo, el equipo utilizado y la técnica interpretativa aplicada.

Se han llevado a cabo dos estudios "crosshole" para determinar la velocidad de las ondas transversales en la roca compacta y en los materiales suprayacentes. Los resultados obtenidos de estos estudios han sido complementados con datos procedentes de estudios sobre ondas transversales en superficie y datos rela-

tivos a su velocidad superficial. En la lámina 2.5.3 se muestra la situación de los puntos en que se realizaron los estudios "crosshole".

Las velocidades de las ondas longitudinales y transversales se han determinado a partir de los tiempos invertidos por dichas ondas en sus trayectos entre los sondeos realizados para el estudio crosshole. Los resultados de estos estudios figuran en las láminas 2.5.11 y 2.5.12 en forma de gráficos velocidad-profundidad. Las líneas de velocidad dibujadas en estos gráficos son quizá el mejor instrumento para visualizar el conjunto de datos, incorporando la geología conocida por medio de los sondeos.

Como se puede apreciar en estas figuras, la columna geológica del emplazamiento comprende niveles alternos de materiales, a través de los cuales las velocidades sísmicas son distintas. El método de refracción sísmica y los estudios "uphole" no diferencian ni clasifican estos materiales, puesto que están distribuidos en niveles de escasa potencia, inapreciables con el poder de resolución inherente a dichos estudios. El estudio "crosshole" puede, de hecho, detectar estos cambios de velocidad, cuando la fuente y los geófonos se encuentran sobre la misma capa. Para ello es necesario construir un modelo de la trayectoria del rayo sísmico en cada posición del conjunto fuente-geófono, y, utilizando los tiempos de llegada que se han registrado, se

calculan las velocidades que se ajustan correctamente en el modelo. Se han determinado las trayectorias de llegadas reflejadas y han sido excluidas del análisis. En el caso de llegadas refractadas, se han corregido todos los tiempos con el modelo de trayectoria refractada; asimismo, se aplicó una corrección de distancia y después se calcularon las velocidades. En las láminas 2.5.11 y 2.5.12 figuran los valores de las velocidades de las ondas longitudinales y de las ondas transversales. Estos valores han sido calculados a partir de llegadas directas, cuando es posible, y a partir de estos valores calculados en las trayectorias refractadas, cuando ha sido necesario.

Las velocidades obtenidas en los estudios "crosshole" para las ondas longitudinales difieren un tanto de las obtenidas en los estudios de refracción y "uphole". Estas diferencias pueden ser atribuidas a tres factores:

- 1a) El estudio "crosshole" alcanza una extensión lateral del subsuelo mucho más pequeña que la gran extensión alcanzada en los estudios de refracción y "uphole".
- 2a) Dependiendo de la profundidad a que se encuentren el geófono y la fuente, se pueden producir ligeras diferencias entre el valor real de la distancia geófono-fuente y el valor utilizado en los cálculos. Para subsanar

este último factor se realizó un estudio de la desviación de cada sondeo.

- 39) En el estudio de "crosshole" hallamos velocidades a través de capas horizontales, y en el estudio de "uphole" medimos velocidades en planos verticales.

En el estudio "crosshole" IE_1-IE_2 hay una cierta diferencia entre los valores de la velocidad de la onda longitudinal y de la onda transversal, a lo largo de los primeros cuatro metros de materiales, y los valores obtenidos en el estudio de las ondas en superficie. La misma situación se produce en los valores obtenidos en el estudio "crosshole" IIE_1-IIE_2 . Se tiene la impresión de que los valores "crosshole" son los más representativos de los valores de velocidad realmente obtenidos.

Los valores de velocidad obtenidos en ambos estudios "crosshole" indican que no existe influencia alguna de la dirección de propagación sobre la velocidad de la onda.

El "crosshole" IE_1-IE_2 muestra, en general, una velocidad de la onda de compresión de 2300 a 2350 m/seg., a una profundidad de unos 7 metros. La velocidad de la onda transversal correspondiente es de 900 metros, aproximadamente.

Entre los 7 y los 38'5 metros de profundidad, la velocidad de la onda longitudinal varía entre 2600 y 2650 m/seg.; la velocidad de la onda transversal es de unos 1000 m/seg. Entre los 38'5 m. y los 44'0 m. existe un nivel de areniscas en donde la velocidad de la onda longitudinal es de 3.000 m/seg., y la de la transversal es de 1250 m/seg.

Entre los 44'0 m. y los 60'0 m. la onda longitudinal alcanza 26000 m/seg., aproximadamente; la transversal alcanza 1100 a 1150 m/seg.

En el "crosshole" IIE_1-IIE_2 , se obtiene, en general, un valor de 2200 m/seg. para la onda longitudinal, a una profundidad de 5 m. La transversal alcanza los 800 metros/segundo.

Entre los 5 y los 42'5 m. de profundidad, la onda transversal alcanza alrededor de 1000 m/seg. y la de compresión llega a los 3000 m/seg. Desde los 42'5 m. hasta los 60'0 m., la onda longitudinal alcanza una velocidad de alrededor de los 3300 metros/segundo (excepto al atravesar) un nivel de margas situado entre 46'5 y 49'5; la velocidad de la onda transversal alcanza entre 1300 y 1350 metros por segundo.

2.5.4 Estudio sobre la onda de superficie

En el Apéndice 1.4 se describen los trabajos de campo y los equipos y la técnica de interpretación que se han empleado.

En la lámina 2.5.3 figuran las situaciones de los puntos en que se realizaron estos estudios. La longitud total del perfil realizado con este objeto fue de 650 metros.

Durante este estudio se han observado dos tipos distintos de ondas de superficie. El tipo nº 1 parece ser del tipo Rayleigh M_{II} , con una velocidad aparente de 1240 metros/segundo. La relación entre la frecuencia predominante y su longitud de onda, indica que esta onda ha sido originada por energía sísmica que se transmite a través de zonas muy cercanas a la superficie de roca compacta competente. Las componentes principales del movimiento de esta onda son compartidos también por los componentes radial y vertical del movimiento. La componente transversal del movimiento muestran una amplitud, que es, aproximadamente, la mitad de las amplitudes vertical y radial.

Las amplitudes vertical y radial son alrededor de 5 veces mayores que las amplitudes de las ondas internas producidas por la misma fuente de energía sísmica. La rama M_{II} de la onda de superficie de Rayleigh muestra un movimiento progresivamente retrógrado, al igual que en las ondas hidrodinámicas.

Las ondas de superficie nº 2 son del tipo de onda C con una velocidad aparente del orden de los 800-900 metros. La relación entre la frecuencia predominante y la longitud de onda indican que la energía de esta onda procede de energía sísmica que se transmite entre la roca compacta competente y la superficie del terreno.

Algunas porciones de esta onda muestran movimiento muy similar al tipo Rayleigh M_{II} ; sin embargo, esta onda está caracterizada por una disipación bastante rápida de la componente vertical del movimiento, y al principio de su tren de ondas se entremezcla con la parte final de la onda del tipo 1. Las componentes principales del movimiento de esta onda están inicialmente compartidos por las componentes radial y vertical.

La componente transversal presenta, inicialmente, una amplitud de, aproximadamente,

vez y media mayor que las componentes radial y vertical. Las amplitudes iniciales de sus componentes radial y vertical son alrededor de 2.5 veces los valores observados en las componentes homólogas de las ondas internas generadas por la misma fuente de energía sísmica. La rama M_I de la onda de superficie tipo Rayleigh, presenta un movimiento retrógrado regresivo.

Las características de las ondas de superficie se presentan en la Tabla I, que ha sido elaborada a partir de los datos proporcionados por estos estudios. Las velocidades de las ondas de superficie, que se reseñan en esta tabla, son velocidades de fase, determinadas a partir de los datos de tiempo y distancia.

Hay que hacer notar que en los párrafos precedentes, la onda número 1 ha sido clasificada como del tipo Rayleigh M_{II} . Sin embargo, el movimiento de la onda observada en la onda de superficie no era único y exclusivamente de este tipo. Cabe decir que el movimiento predominante observado fue del tipo Rayleigh M_{II} , con otros tipos de movimiento superimpuesto arbitrariamente sobre los trenes de onda.

Tan sólo se han utilizado datos coherentes sobre el movimiento de onda para elaborar el análisis sobre las ondas de superficie.

La información resultante del estudio sobre ondas superficiales es un análisis de las ondas de superficie generadas en el emplazamiento por la explosión de pequeñas cargas enterradas a poca profundidad. La frecuencia predominante del emplazamiento es de 20 a 30 Hertz.

En el transcurso del estudio sobre la onda de superficie se realizó un perfil sísmico, de unos 60 m. de longitud a lo largo del mismo perfil en que se realizaba el estudio de superficie. El objeto de este perfil de refracción sísmica fue el obtener datos sobre la velocidad de la onda de compresión a lo largo de la línea del estudio de superficie, para su uso en los análisis de datos y para adquirir una idea cuantitativa sobre las velocidades de la onda de compresión en las unidades sísmicas más profundas del área de estudio. Los resultados de este análisis de refracción figuran en la lámina 2.5.13. La velocidad aparente en las dos primeras unidades concuerda bastante bien con los resultados del programa de refracción primario.

En el perfil pro-refracción a que nos referimos ahora, se encontró una unidad más profunda con una velocidad aparente de la onda de compresión de unos 3900 m/seg. Como quiera que este perfil se realizó considerando un solo extremo, no hay forma de corregir la velocidad aparente y obtener una velocidad real.

De todas maneras, no parece aventurado el adjudicar a esta unidad una profundidad estimada entre los 30 y 35 metros. Quizá resulte más probable que no sea realmente una unidad sísmica, sino el reflejo del lógico incremento de velocidad proporcional a la profundidad en la columna estratigráfica. La información de primera llegada en este perfil de refracción fue muy pobre entre las estaciones 480 hasta el final de la línea, y, por esta razón, los gráficos tiempo-distancia se han elaborado a partir de los datos de segunda llegada.

En los registros del estudio sobre ondas superficiales se observa una llegada con características de onda transversal que viaja a unos 1450 m/seg. (lámina 2.5.13). Se tiene la impresión de que esta velocidad de onda transversal podría corresponderse con la velocidad aparente de una onda transversal perteneciente a la unidad sísmica que las ondas de compresión viajan con velocidad aparente de 1200 m/seg.

2.5.5 Estudios sobre ondas transversales superficiales

En el Apéndice 1.5 se describen los trabajos de campo realizados y los equipos y técnicas de interpretación empleados. La situación de los puntos en que se realizaron estos estudios está reflejada en la lámina 2.5.3.

Se han realizado dos estudios sobre la onda transversal superficial. Cada uno de ellos está situado en los puntos en que se realizaron los estudios "crosshole". El objeto de los estudios ha sido el adquirir información sobre las velocidades de las ondas transversales en los materiales cercanos a la superficie del emplazamiento. Estos perfiles se hicieron con un solo extremo, ya que las cortas distancias (20-25 m.) sobre las que se realizaron, la superficie del suelo es prácticamente horizontal. Los gráficos distancia-tiempo de estos estudios se presentan en las láminas 2.5.14 y 2.5.15.

Las velocidades obtenidas en estos estudios para las ondas longitudinales presentan buena concordancia con los resultados obtenidos en los perfiles sísmicos por refracción, con los obtenidos en los estudios detallados de refracción y con los obtenidos en los estudios "up-hole".

En la lámina 2.5.14 se muestran tres unidades distintas para la velocidad de la onda longitudinal, así como dos valores distintos para las velocidades de las ondas transversales, de 135 y 800 m/seg., respectivamente. Las dos velocidades de onda transversal se corresponden con las dos primeras unidades de velocidad de onda longitudinal, esto es: con las de 470 m/seg. y 1800 m/seg., respectivamente. Estos resultados proceden del estudio realizado sobre el "crosshole" IE₁-IE₂ y muy próximos al perfil L-1.

27

En la lámina 2.5.15 se aprecian también tres unidades de velocidad para la onda longitudinal con valores de 575, 1800 y 3000 m/seg. También se reflejan dos velocidades distintas para la onda transversal, con valores de 160 y 815 m/seg. Los dos últimos valores corresponden con las dos primeras unidades. Estos datos fueron utilizados para suplementar los datos obtenidos en los estudios "crosshole" sobre las ondas de compresión y transversales.

2.5.6 Estudios de refracción y de ondas transversales superficiales en el Paleocanal

Los métodos, el equipo y la técnica de interpretación, empleados en este estudio, son esencialmente los mismos descritos en el Apéndice 1.5 y empleados en el estudio de las ondas transversales superficiales. La situación de los terrenos en estudio figura en la lámina 2.5.3.

Se ha realizado este estudio para aprovechar la exposición de un paleocanal y determinar las velocidades de la onda longitudinal, y de la transversal en las areniscas del paleocanal. Los resultados están recogidos en la lámina 2.5.16 y son particularmente interesantes porque los gráficos de velocidad obtenidos no son líneas rectas, como en la mayoría de los estudios de refracción de sísmica, sino que son curvas.

La curva de velocidad de la onda longitudinal indica una velocidad aparente entre 800 y 2850 m/seg. La curva de velocidad de la onda transversal indica una velocidad aparente entre 280 y 1350 m/seg.

El perfil de refracción se realizó con un solo punto de disparo. A lo largo de la corta distancia sobre la que se trabajó, el paleocanal presenta una gran masa sin estratificación ni delimitación, y, por tanto, las velocidades aparentes de las ondas transversales y longitudinales son muy próximas, si es que no llegan a ser iguales a las velocidades reales.

Hay que hacer notar que en las estaciones 20 y 24, las selecciones de tiempo en la onda longitudinal son relativamente altas o bajas con respecto a la curva resultante. Ambas selecciones encajan, en todo caso, dentro de los límites de error discutidos en el Apéndice 1.1. La misma afirmación puede hacerse con la selección de tiempos de la onda transversal en las estaciones 8 y 10.

7 Composición de secciones

En la lámina 2.5.17 se presenta una sección compuesta con todos los datos, obtenidos sobre las ondas de compresión y transversal, por medio de todos los métodos, en las

TABLA I

ONDAS SUPERFICIALES EN EL LUGAR

ONDA OBSERVADA	TIPO DE ONDA PROBABLEM ^x	MOVIMIENTO PREDOMINANTE	VELOCIDAD APARENTE (FASE)	LONGITUD DE ONDA APARENTE	FRECUENCIA (H_2)	TRENES DE ONDAS OBSERVADAS (CICLOS)
1	Rayleigh M_{II}	Radial Vertical	1200 m/s	50-60 metros	20-23	3-5
2	Coupled (Rayleigh M_I ?)	Radial Vertical	600-900 m/s	30 metros	30	20-25

x) Leet 1950

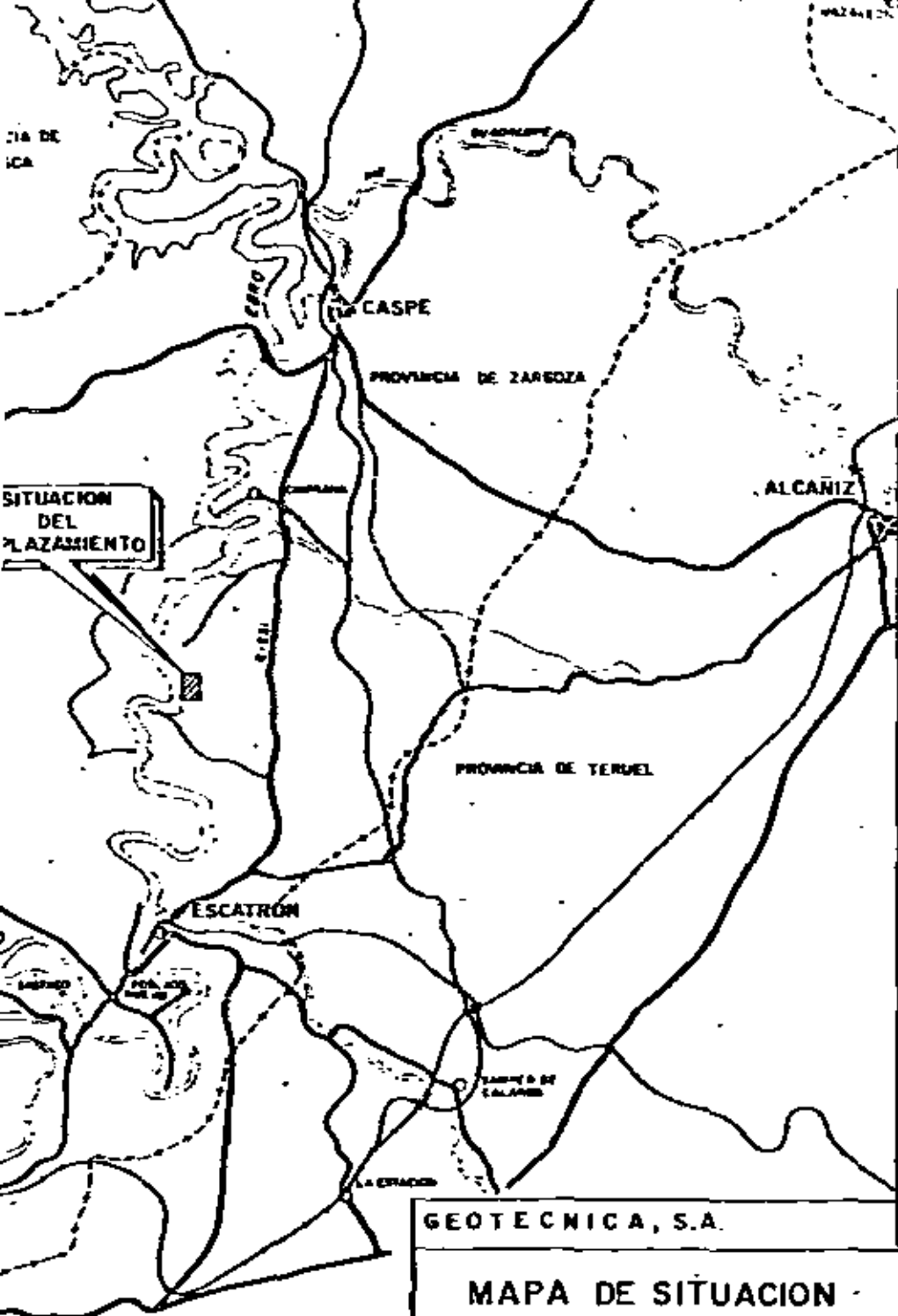
proximidades de los sondeos $IE_1 - IE_2$. Se han calculado los valores del módulo de Poisson utilizando estos valores compuestos de las velocidades de las ondas transversales y de compresión. En la lámina 2.5.18 se presenta una tabla similar aplicable al sondeo $IE_1 - IE_2$.

ESCATRONINDICE DE FIGURASFigura NumeroTitulo

2.5.1	Mapa de situación
2.5.2	Mapa de situación de la Zona
2.5.3	Plano de situación de Zonas I y II
2.5.4	Perfil Sísmico de Refracción L-1
2.5.5	Perfil Sísmico de Refracción L-2
2.5.6	Perfil Sísmico de Refracción L-3
2.5.7	Perfil Sísmico de Refracción L-4
2.5.8	Perfil Sísmico de Refracción L-5
2.5.9	Uphole para Investigación de Velocidad Compresional, Sondeo I M ₁
2.5.10	Uphole para Investigación de Velocidad Compresional, Sondeo II M ₂
2.5.11 y 11-A	Resultados de Crosshole Sondeos IE ₁ -IE ₂
2.5.12 y 12-A	Resultado de Crosshole Sondeos IIE ₁ -IIE ₂
2.5.13	Perfil Refracción para Investigación de Ondas Superficiales
2.5.14	Velocidades Compresional y Transversal Sondeos IE ₁ -IE ₂
2.5.15	Velocidades Compresional y Transversal Sondeos IIE ₁ -IIE ₂
2.5.15	Velocidades Compresional y Transversal de Paleocanal
2.5.17	Velocidades Típicas (Zona I)
2.5.18	Velocidades Típicas (Zona II)
2.5.19	Abaco de Relación P, A, X.

ESCATRONREFERENCIAS

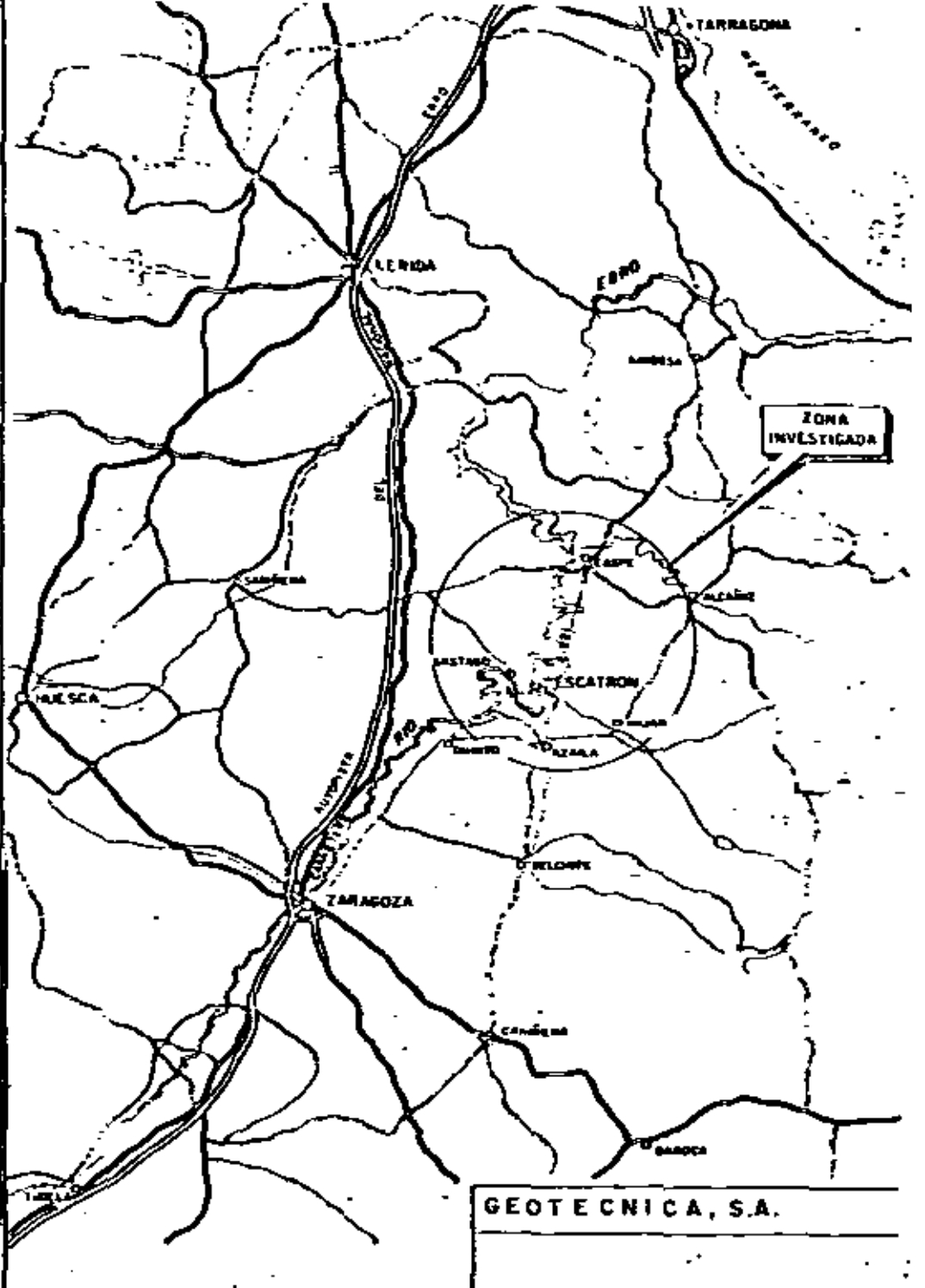
Dobrin, M.B., 1952	<u>Introduction to Geophysical Prospecting:</u> McGraw-Hill, New York, New York.
Dobrin, M.B., 1950	<u>Dispersion in Seismic Surface Waves:</u> Geophysics, V. XVI pp 63-80
Gardner, L.W., 1967	Refraction Seismograph Profile Interpretation, in Seismic prospecting: Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma
Leet, L. Don, 1950	<u>Earth Waves:</u> John Wiley & Sons, New York, New York.
Society of Exploration Geophysicists, 1967	<u>Seismic Refraction Prospecting:</u> Ed. by Albert W. Musgrave.
Soske, Joshua, L, 1958	<u>The Blind Zone Problem in Engineering Geophysics:</u> Geophysics, V. 24, pp 359-385



GEOTECNICA, S.A.

MAPA DE SITUACION DE LA ZONA

ESCALA 1:200 000

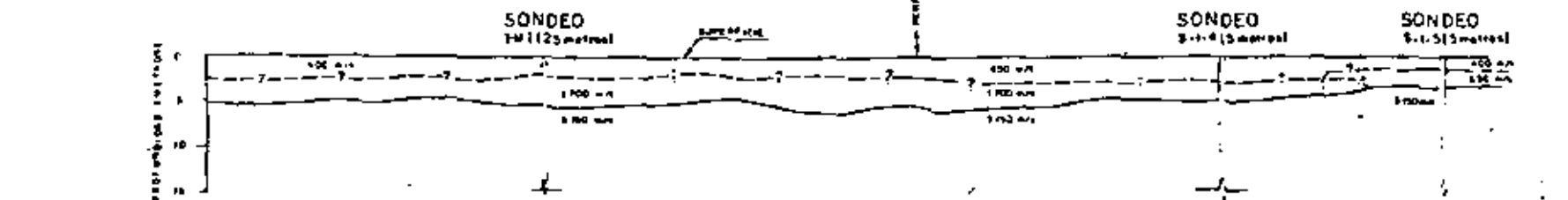
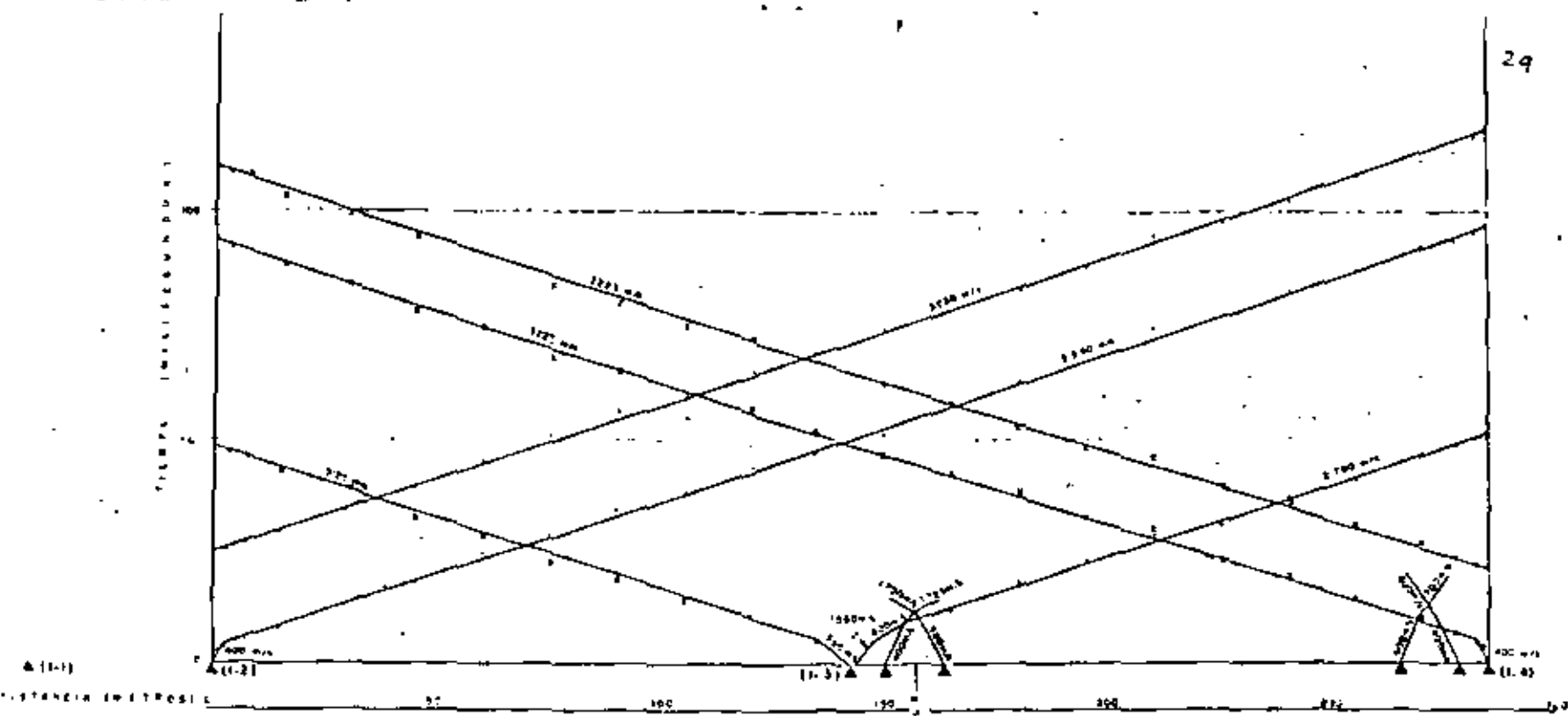


GEOTECNICA, S.A.

MAPA DE SITUACION

ESCALA 1:1000000





LEYENDA

- El diagrama de correlación de tiempo-distancia refleja la situación de los puntos de diagrama a lo largo de la línea sísmica
- (1-1) Tipo de sonda, se han usado los siguientes símbolos
- ▲ Localización y número del punto de diagrama
- Curvas de velocidad
- Línea de contacto con estratos superiores
- Línea de contacto con estratos inferiores

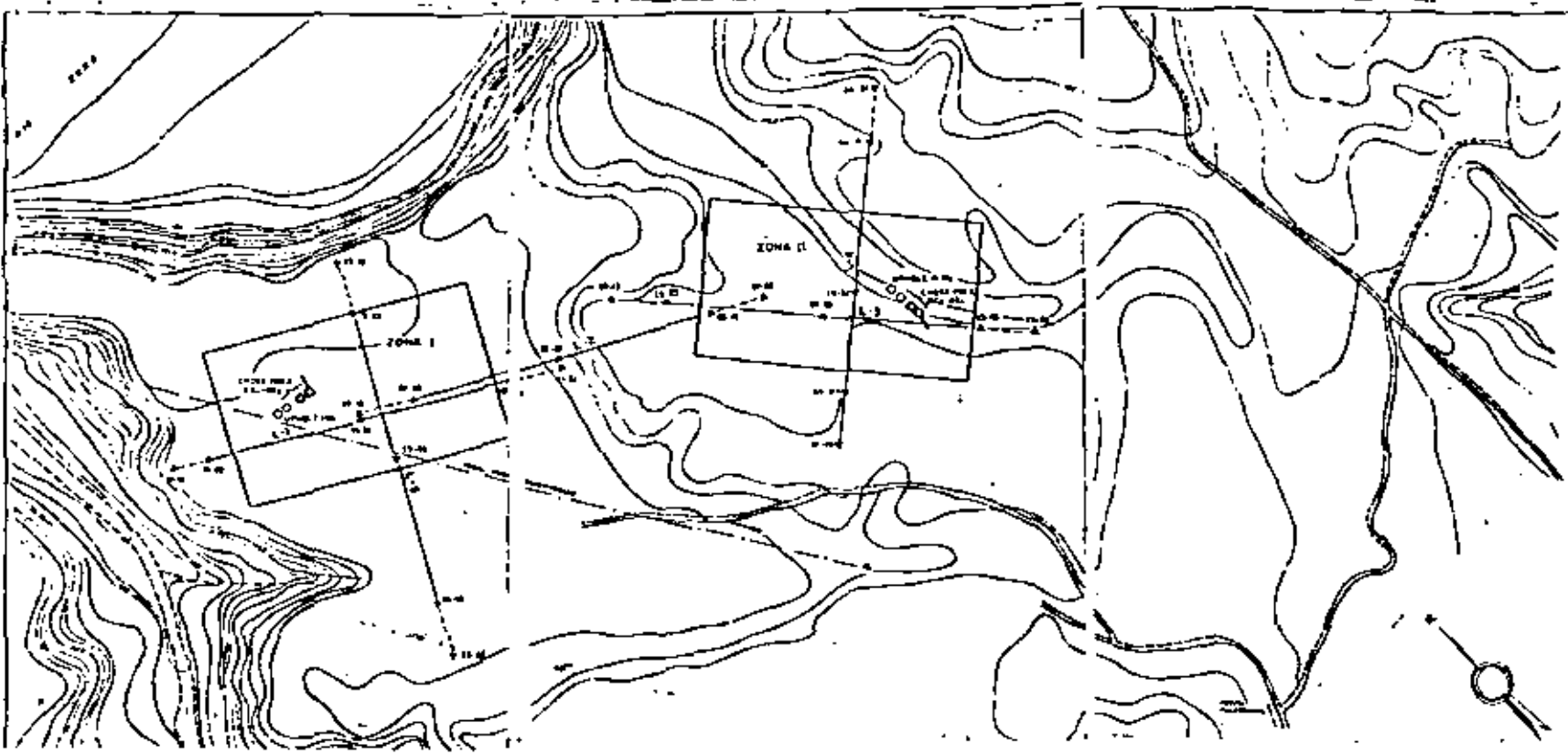
NOTAS

- 1- Se han usado como datos de control compraciones en el espacio tiempo-distancia sin aparecer estas velocidades se calculan directamente de las curvas cuando las velocidades aparentes de las curvas empíricas son más convenientes topográficamente y se verifican en campo se incluye pendiente normal los resultados están en los datos de velocidades empíricas de campo
- 2- El perfil geológico solamente muestra interpretación más probable en función de los datos obtenidos actualmente es posible alguna variación en la interpretación del perfil geológico
- 3- Para poder entender todos los datos que se incluyen en la interpretación se necesitan leer el texto del informe

GEOTECNICA, S.A.

**PERFIL SISMICO
DE REFRACCION L-**

FORM G-10-76



LEYENDA

— Línea de contorno (curvas de nivel)

— Línea de drenaje

— Línea de propiedad

— Línea de camino

REPLANTEO

— Línea de replanteo

— Línea de replanteo

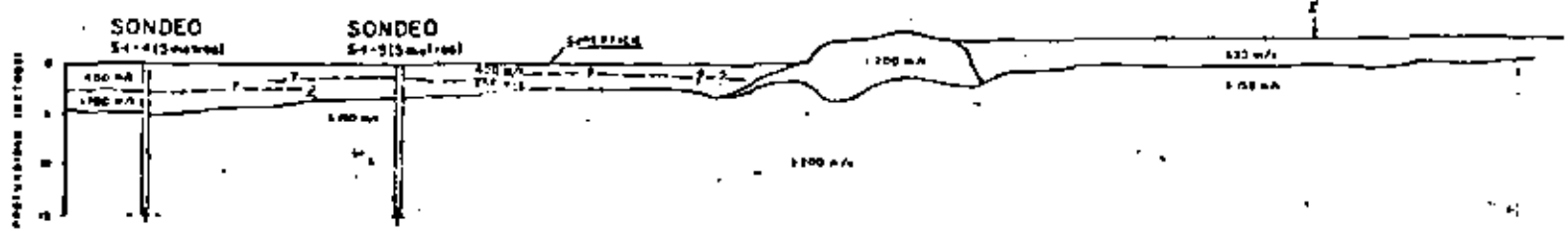
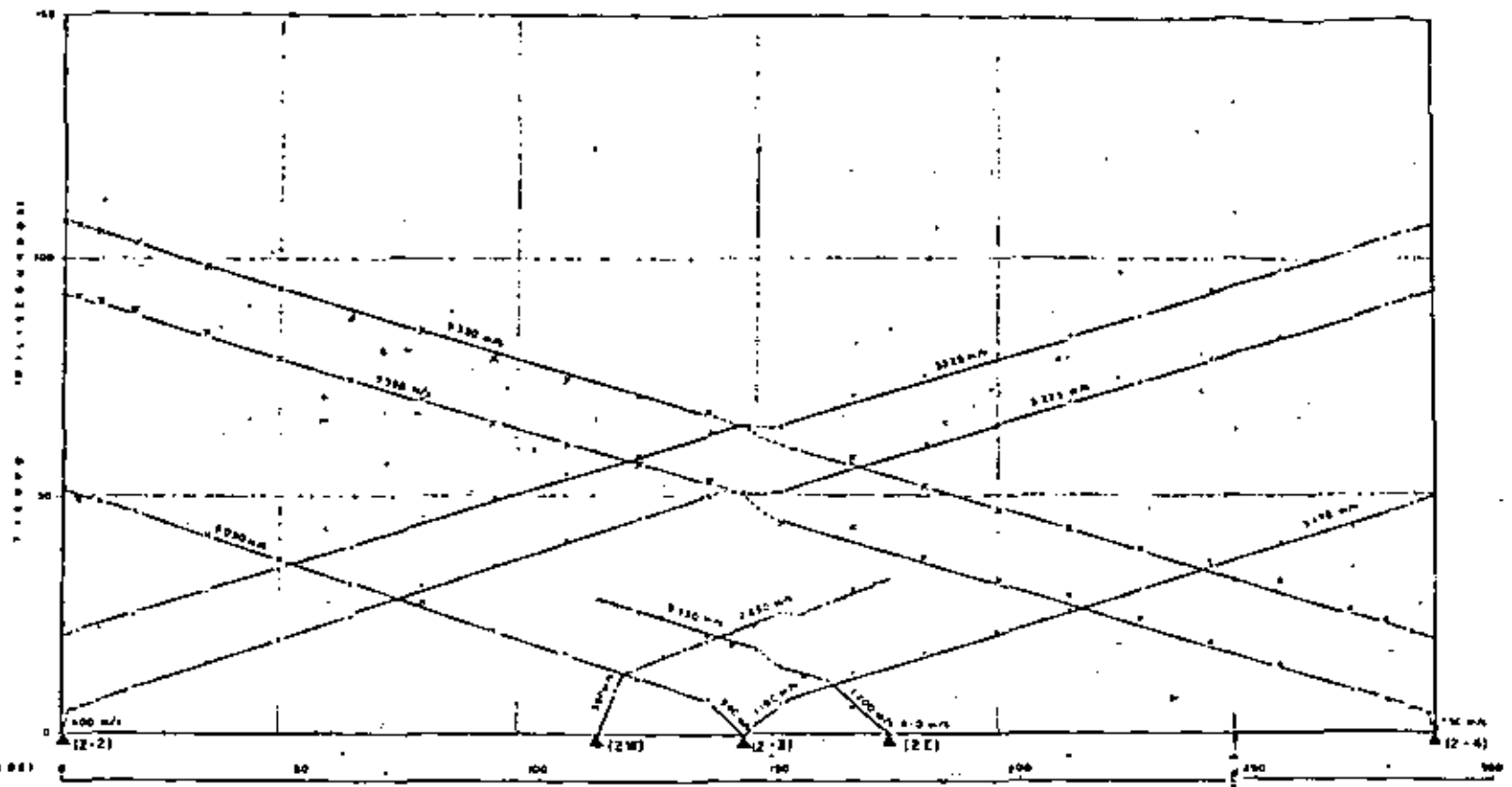
GEOTECNICA, S.A.

PLANO DE SITUACION

ZONAS I Y II

1988





LEYENDA

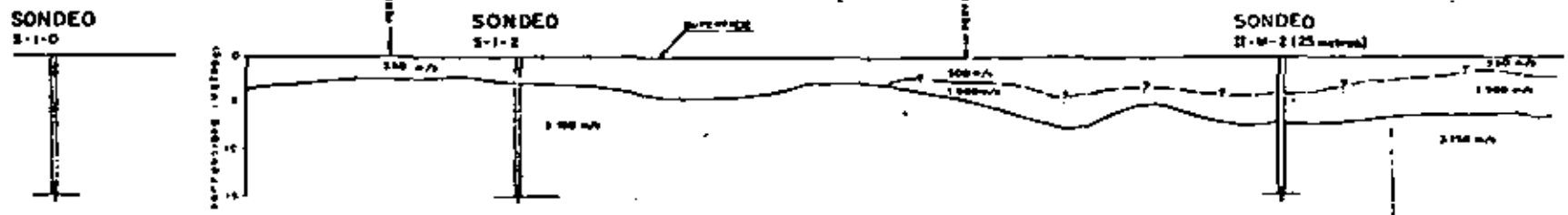
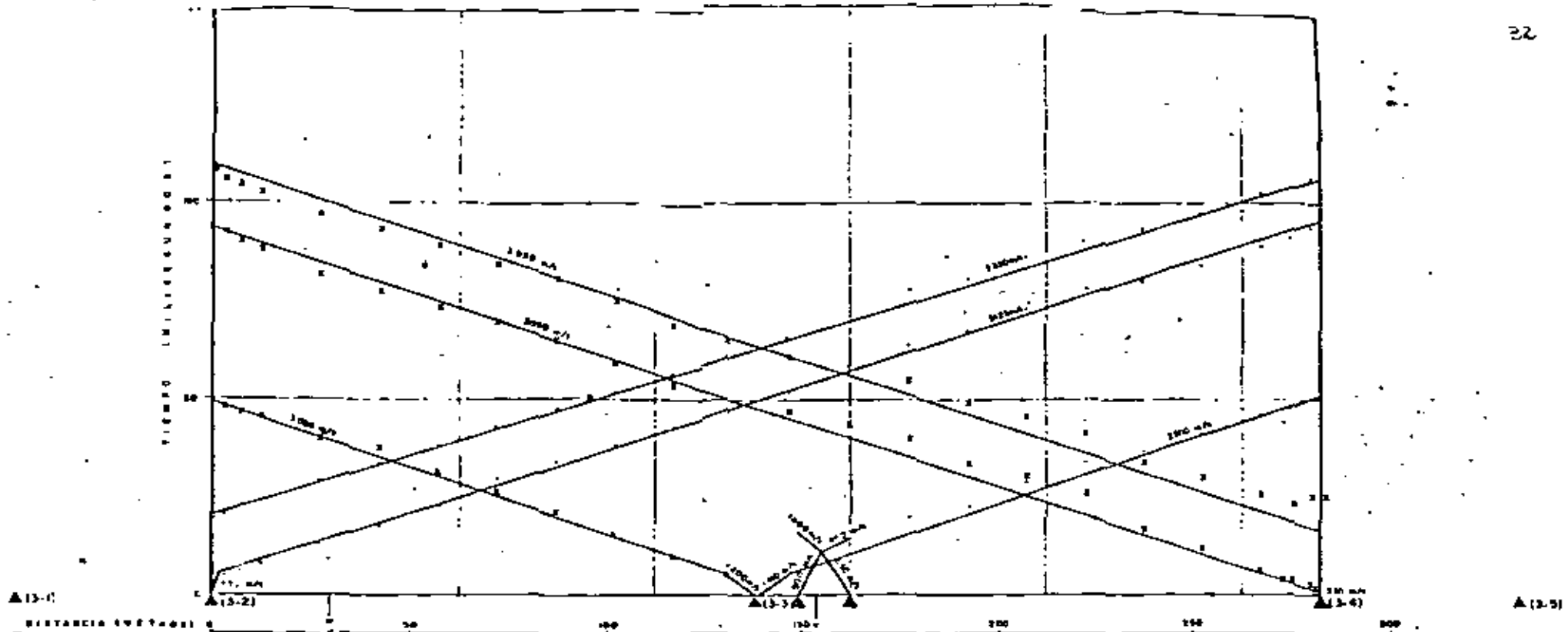
- El símbolo de velocidad de tiempo-distancia refleja la situación en los puntos de disparo a lo largo de la línea sísmica.
- (Z-1) Tipo de inclinación, se han usado los siguientes símbolos:
 - ▲ LOCALIZACIÓN Y NÚMERO DEL PUNTO DE DISPARO
 - ANCHURA DE LA LINEA DE DISPARO
 - ANCHURA DE LA LINEA DE RECEPCIÓN
- Línea de contacto en contacto, si se indica
- Si se indica el tiempo de tránsito sobre la línea de perfil.

NOTAS

- 1- Todas las velocidades de ondas compresionales en el gráfico tiempo-distancia son aparentes. Estas velocidades se calculan directamente de los gráficos cuando las velocidades aparentes de las ondas compresionales han sido corregidas de topografía y de variaciones de capa que incluya pendiente y curvatura. Los resultados obtenidos son las velocidades compresionales reales.
- 2- El mapa geológico presentado muestra interpretación más probable en función de los datos obtenidos actualmente. Es posible alguna variación en la interpretación del punto geológico.

GEOTECNICA, S.A.

**PERFIL SISMICO
DE REFRACCION L-2**



LEYENDA

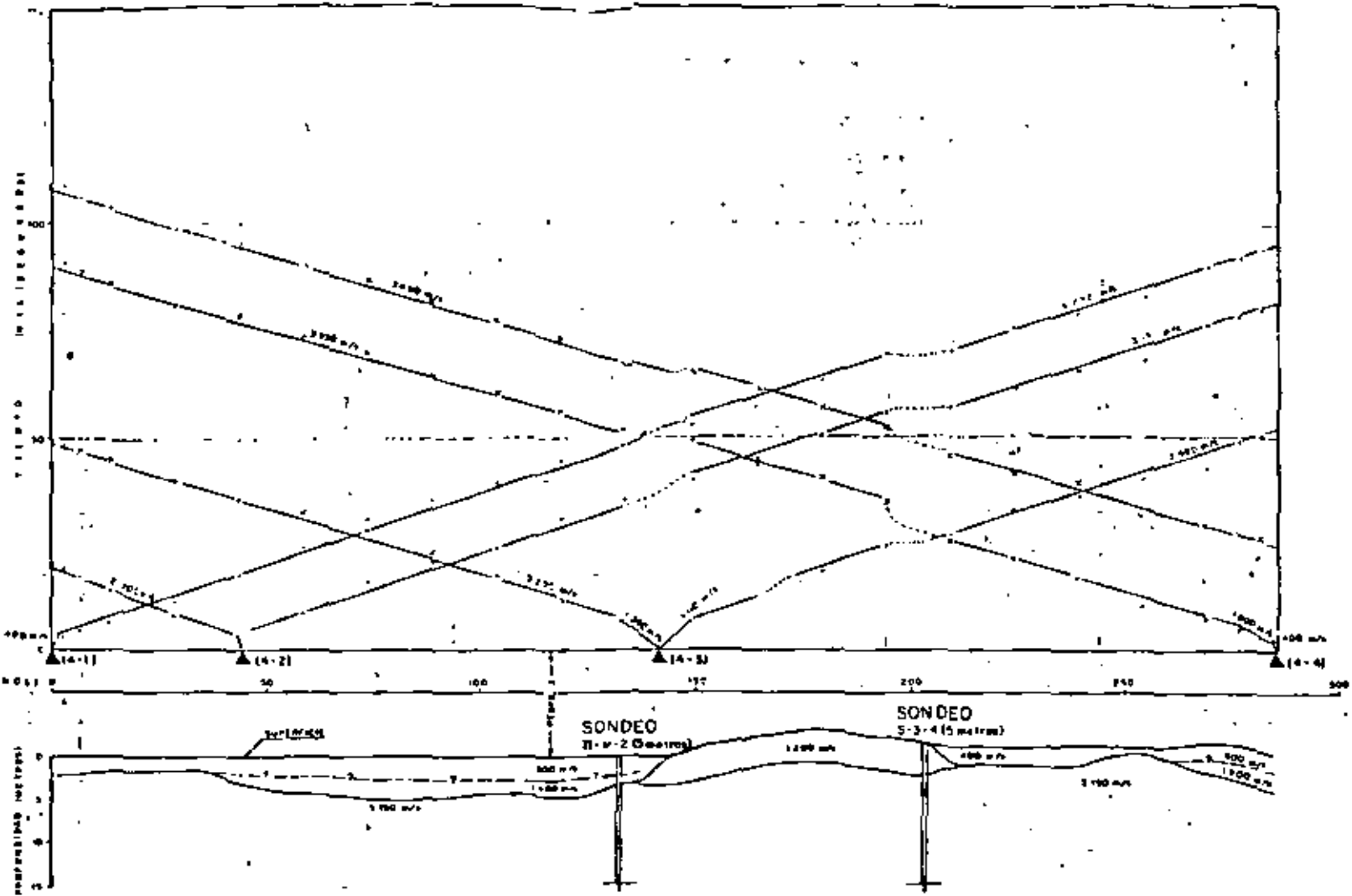
- El gráfico de refracción de tiempo-distancia refleja la situación de los puntos de disparo a lo largo de la línea sísmica
- 13-1) Eje de abscisas, se han usado los siguientes símbolos
- ▲ LOCALIZACIÓN Y número del punto de disparo
 - + TIEMPO SÍSMICO Acelerado
 - TIEMPO SÍSMICO Normal
 - LÍNEA DE CONTACTO EN CONTACTO SÍSMICO
 - S-1-0, S-1-2, S-1-2 (25 metros) PROFUNDIDADES SEGUN LA LÍNEA DE PERFIL

NOTAS

- 1- TODAS LAS VELOCIDADES DE LÍNEAS COMPRENDIDAS EN EL GRÁFICO TIEMPO-DISTANCIA SON APARENTES ESTAS VELOCIDADES SE CALCULAN DIRECTAMENTE DE LOS DATOS CUANDO LAS VELOCIDADES APARENTES DE LAS ONDAS COMPRESIONALES SON SUO CONEXIONES DE TIPOGRAFÍA Y DE LOS DATOS DE CUALQUIER PERMEABILIDAD Y FORMAS LOS RESULTADOS OBTENIDOS SON LAS VELOCIDADES COMPRESIONALES REALES
- 2- EL PERFIL RECONSTRUÍDO MUESTRA SU INTERPRETACIÓN MAS PROBABLE EN FUNCIÓN DE LOS DATOS OBTENIDOS ACTUALMENTE, ES POSIBLE ALGUNAS MODIFICACIONES EN LA INTERPRETACIÓN DEL PERFIL RECONSTRUÍDO
- 3- PARA MAS OBTENER TODOS LOS DATOS QUE SE USARON EN LA INTERPRETACIÓN ES NECESARIO LEER EL TEXTO DEL INFORME

GEOTECNICA, S.A.

**PERFIL SISMICO
DE REFRACCION L-3**



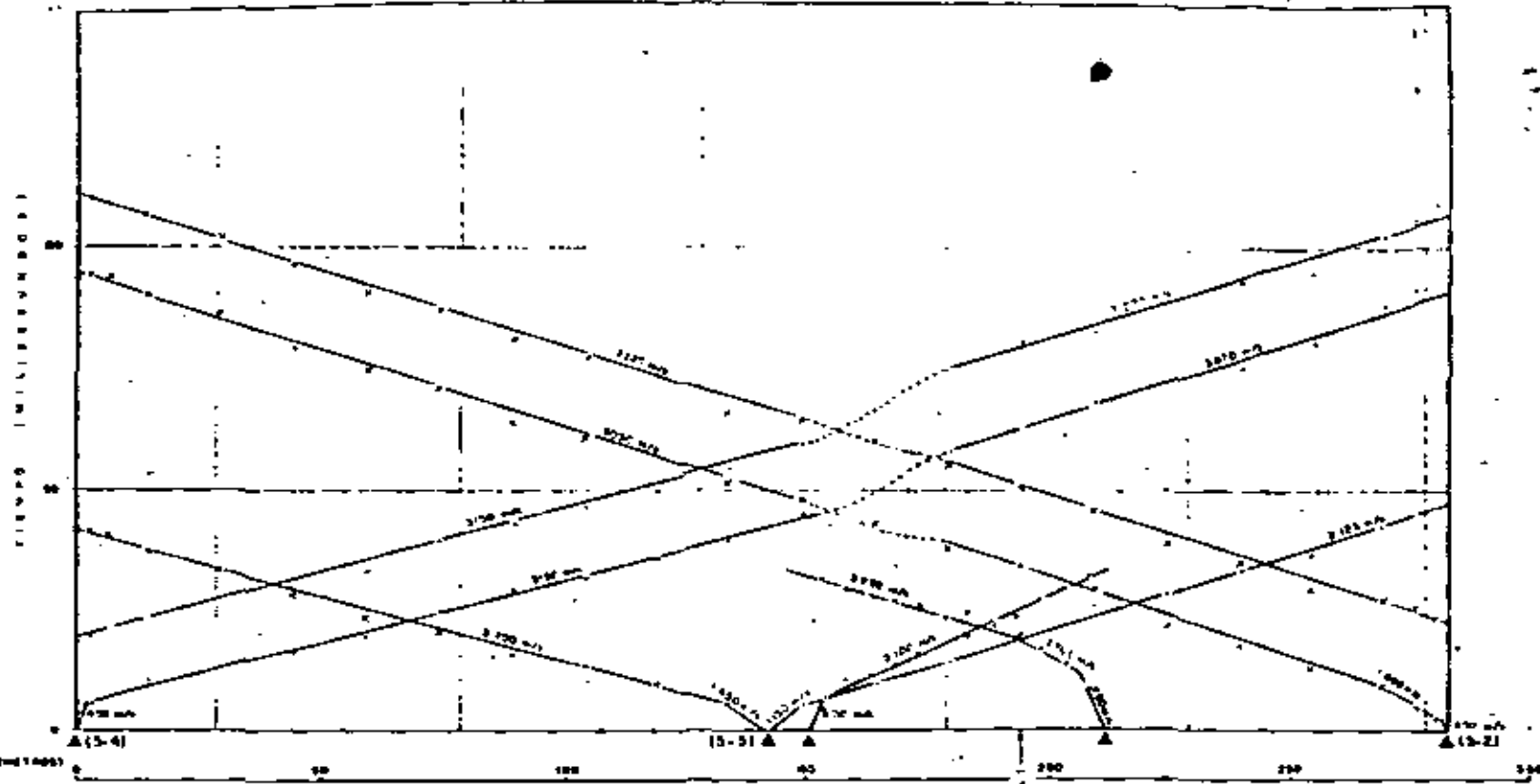
LEYENDA

- El tiempo de migración de tiempo-distancia según la interacción de los datos de sismos a lo largo de la línea sismica
- (14-1) Línea de contacto de las unidades sedimentarias
- (14-2) Línea de contacto de las unidades sedimentarias
- (14-3) Línea de contacto de las unidades sedimentarias
- (14-4) Línea de contacto de las unidades sedimentarias

NOTAS

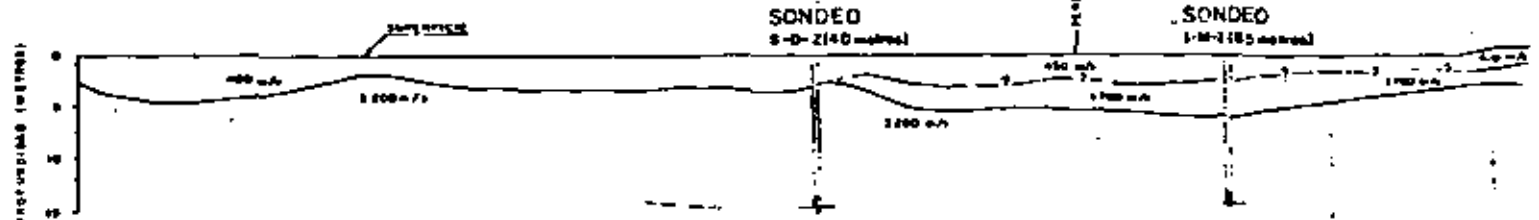
- 1- TODAS LAS VELOCIDADES DE ONDAS COMPRESIVAS EN EL MARCO TIEMPO-DISTANCIA Y EN PROFUNDIDAD SE HAN CALCULADO PRECISAMENTE DE LOS DATOS CONSIDERANDO LAS VELOCIDADES DE ONDAS DE ONDAS COMPRESIVAS Y HAN SIDO CORREGIDAS DE FORMA QUE LAS VELOCIDADES DE ONDAS COMPRESIVAS Y HAYAN SIDO CORREGIDAS DE FORMA QUE LOS RESULTADOS OBTENIDOS SON LAS VELOCIDADES COMPRESIVAS REALES
- 2- EL PERFIL DESEÑADO REPRESENTA NUESTRA INTERPRETACION MAS PROBABLE EN FUNCIÓN DE LOS DATOS OBTENIDOS ANTERIORMENTE EN FORMAS ALTERNATIVAS EN LA INTERPRETACION DEL PERFIL DE ONDAS

GEOTECNICA, S. A.
PERFIL SISMICO
DE REFRACCION L-4



▲ (S-3) ▲ (S-4) (S-5) ▲ (S-2) ▲ (S-2)

0 50 100 150 200 250 300



LEYENDA

- TIEMPO DE PROPAGACION DEL TIEMPO-DISTANCIA REFLECTA LA DISTANCIA EN LOS PUNTOS DE SONDEO A LO LARGO DE LA LINEA SUPERFICIE
- ▲ (S-3) ESTACION APLICADA, SE MARCAN TAMBIEN LOS PUNTOS DE SONDEO
- ▲ LOCALIZACION Y NUMERO DEL PUNTO DE SONDEO
- ESTACION SIMICA 1. 2. 3. 4. 5.
- ESTACION SIMICA 6. 7. 8. 9. 10.
- TIEMPO DE CONTACTO EN ESTACION SIMICA
- TIEMPO DE CONTACTO EN ESTACION SIMICA

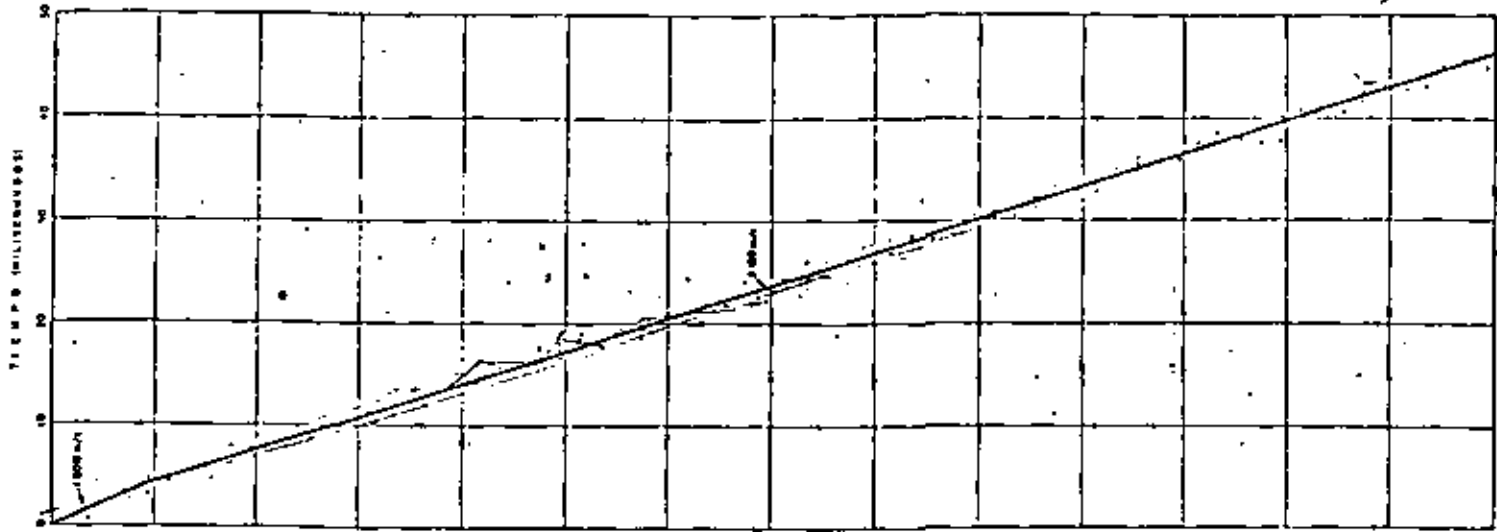
NOTAS

1. TODAS LAS VELOCIDADES DE ONDAS COMPRESIONALES EN EL SONDEO TIENEN UN TIEMPO DISTANCIA CON APARENTES ESTAS VELOCIDADES SE CALCULAN EN DIRECCION DE LOS SONDEOS PORQUE LAS VELOCIDADES APARENTES DE LAS ONDAS COMPRESIONALES VAN A DE CRESCER DE PROFUNDIDAD Y DE SONDEOS DE TIEMPO DE CONTACTO RESIDENTE Y TIENEN LOS RESULTADOS LATENCIALES SON LAS VELOCIDADES COMPRESIONALES APARENTES
2. EL PERFIL SELECCIONADO REPRESENTA NUESTRO INTERES PORQUE MAS PROBABLE EN FUNCION DE LOS DATOS OBTENIDOS ACTUALMENTE, ES POSIBLE SEGUIR VARIACIONES EN LA INTERPRETACION DEL PERFIL SELECCIONADO
3. PARA VERIFICAR LOS DATOS OBTENIDOS EN EL SONDEO EN LA INTERPRETACION ES NECESARIO LEER EL TIEMPO DEL SONDEO

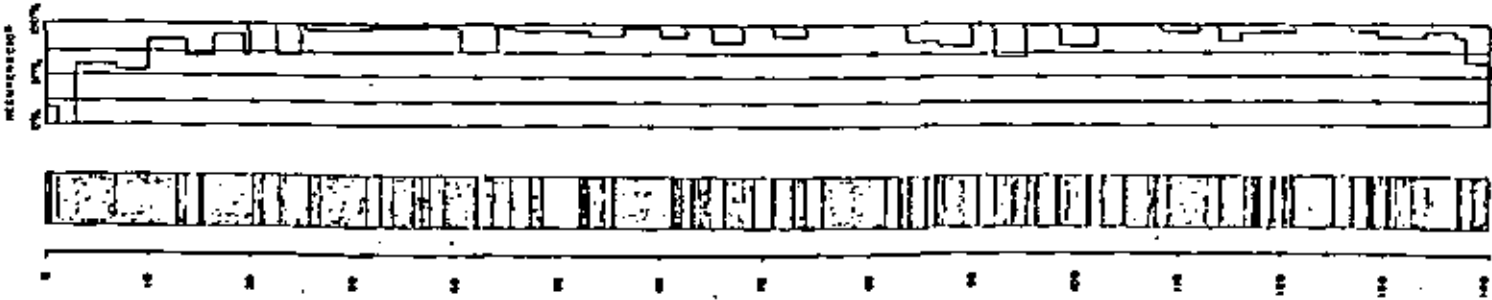
GEOTECNICA, S.A.

**PERFIL SIMICO
DE REFRACCION L-1**

22 4/5



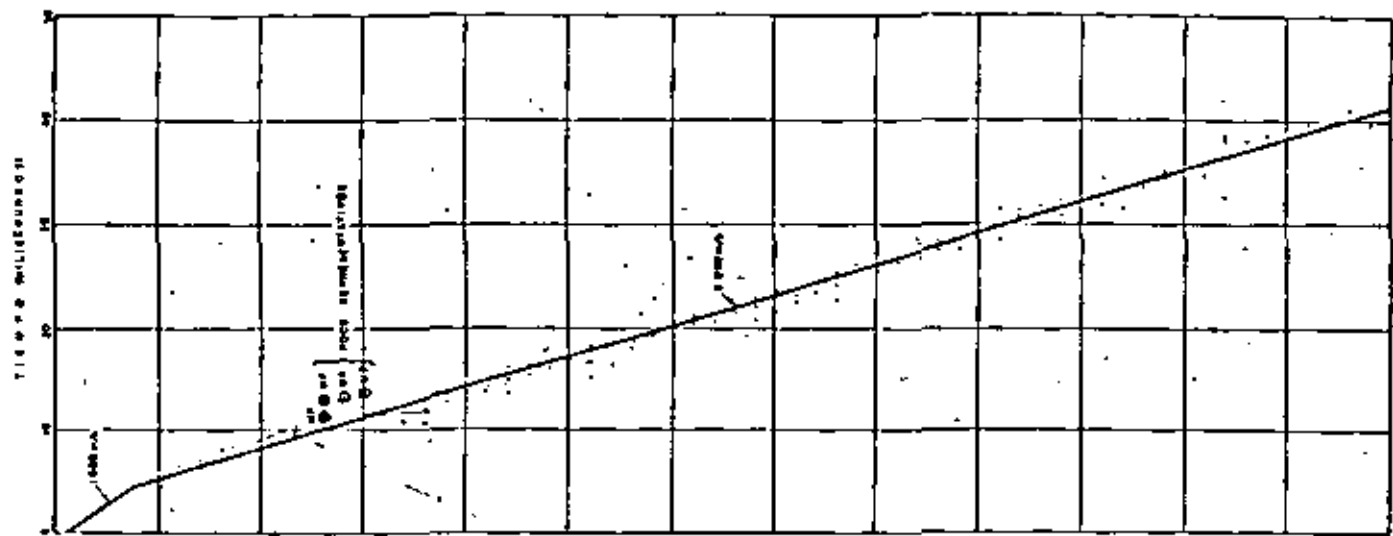
SONDEO I-M₁



LEYENDA

- CAJONES
- ARCILLAS
- ARENAS, TIENAS, ARENILLAS, ARCILLAS MARRONES
- ARENISCAS
- ALTERACIONES DE MARRAS Y ARENISCAS

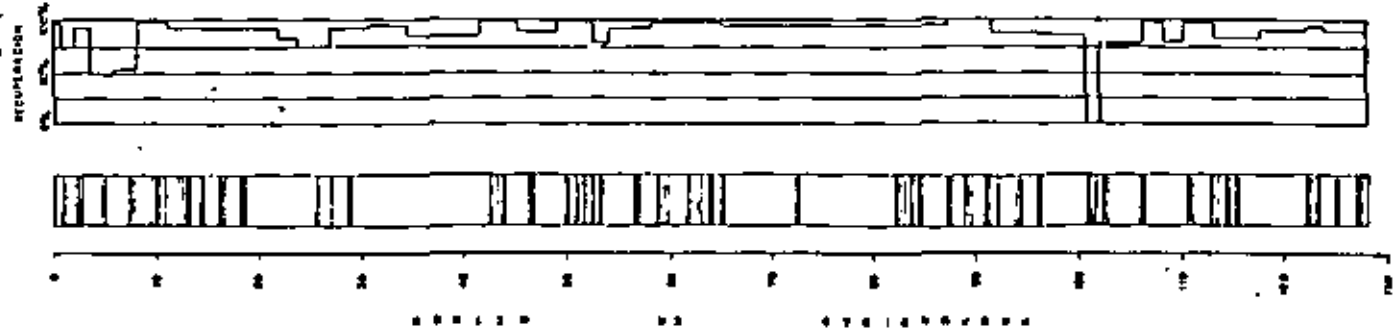
GEOTECNICA, S.A.
 UPHOLE PARA INVESTI-
 GACION DE LA VELOCIDAD
 COMPRESIONAL
 SONDEO I-M₁



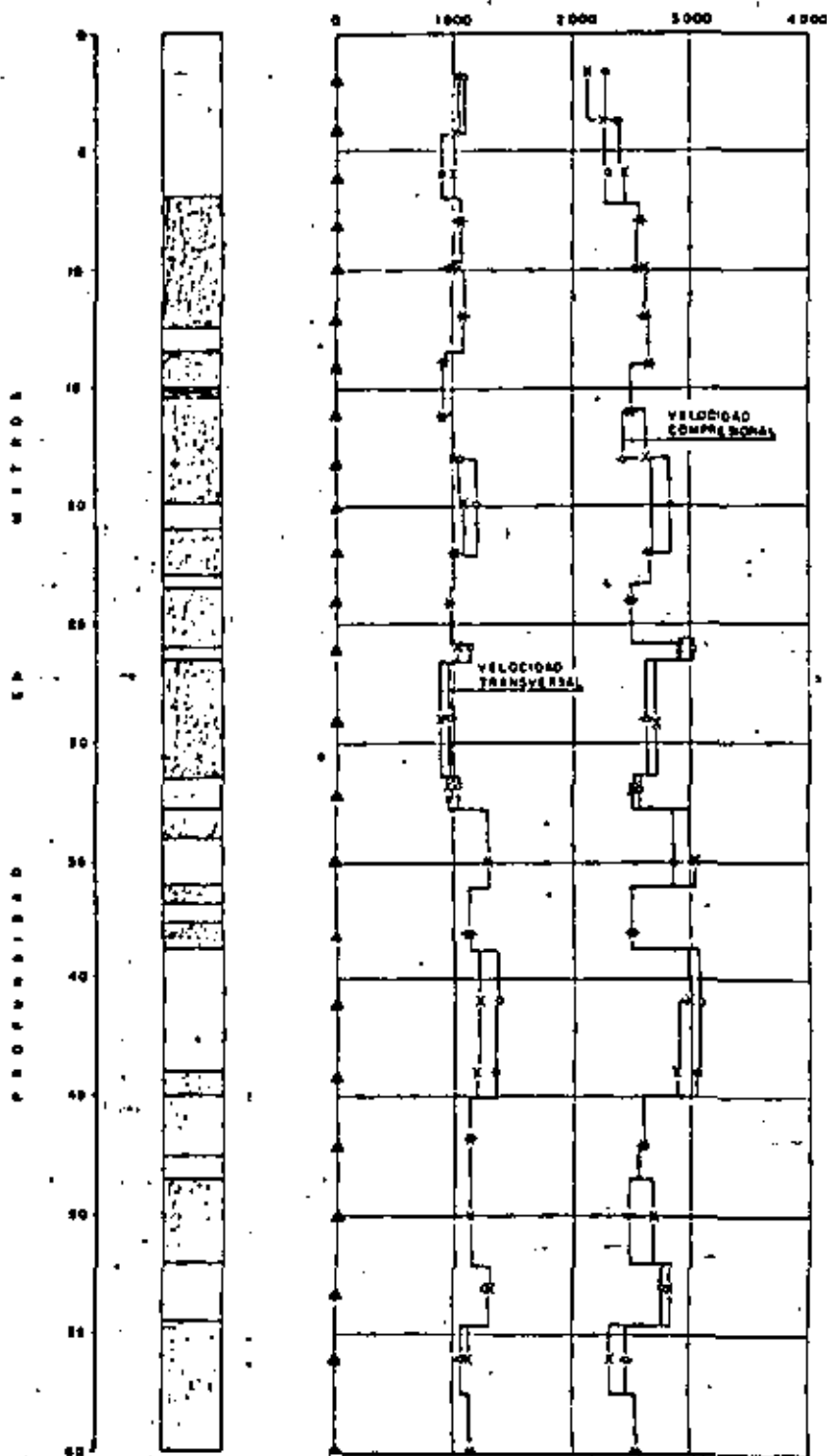
LEYENDA

- VARIAS, VARIAS ANCLAS, ANCLAS ANCLAS
- ANCLAS
- ALTERNANCIAS DE VARIAS Y ANCLAS

SONDEO II-M2



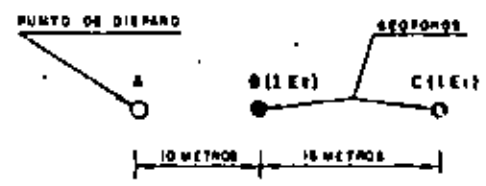
GEOTECNICA, S. A.
 UPHOLE PARA INVESTIGACION DE LA VELOCIDAD COMPRESIONAL
 SONDEO II-M2



LEYENDA

- ▲ NIVELES DE MEDIDA
- VELOCIDAD ENTRE A Y C (ONDA DIRECTA)
- ⊙ VELOCIDAD ENTRE A Y C CALCULADA (ONDA REFRACTADA)
- X VELOCIDAD ENTRE A Y B (ONDA DIRECTA)
- ⊙ VELOCIDAD ENTRE A Y B CALCULADA (ONDA REFRACTADA)
- ▨ MARGAS
- ▩ ARENISCAS
- ▧ ALTERNANCIA DE MARGAS Y ARENISCAS
- ▩ CALIZA

PLANO



GEOTECNICA, S.A.

RESULTADOS DE
CROSS HOLE
SONDEO. 21-1E2

PROFUNDIDAD	NIVEL DE MEDIDA	A - B			A - C				
		V _L	V _T	CONSTANTE POISSONS	TIPO DE ONDA	V _L	V _T	CONSTANTE POISSONS	TIPO DE ONDA
2	↙	2140	1020	35	B	2200	1100	35	B
4	↙	2140	1000	36	B	2400	-	-	B
6	↙	2480	1000	40	B	2300	900	41	B
8	↙	2360	1030	40	B	2360	1030	40	B
10	↙	2340	1030	40	B	2400	950	42	B
12	↙	2480	1100	39	B	2450	1100	39	B
14	↙	2480	910	43	B	2460	920	43	B
16	↙	2380	910	42	B	2500	800	45	B
18	↙	2480	870	42	B	2440	1020	39	B
20	↙	-	1060	-	B	2380	1100	40	B
22	↙	2450	1000	41	B	2380	1000	42	B
24	↙	2300	960	41	B	2300	960	41	B
26	↙	2400	1020	41	B	2380	1120	41	B
28	↙	2700	870	44	B	2380	830	43	B
30	↙	2500	960	42	B	2370	1090	40	B
32	↙	3050	1270	40	B	2350	1270	36	B
34	↙	2500	1110	38	B	2300	1110	38	B
36	↙	2800	1200	41	B	2870	1200	39	B
38	↙	2880	1300	40	B	2850	1280	39	B
40	↙	2600	1110	38	B	2600	1110	38	B
42	↙	2670	1110	40	B	2400	-	-	B
44	↙	2820	1280	37	B	2700	1240	37	B
46	↙	2380	1120	35	B	2470	1080	35	B
48	↙	2320	1120	36	B	2380	1120	36	B

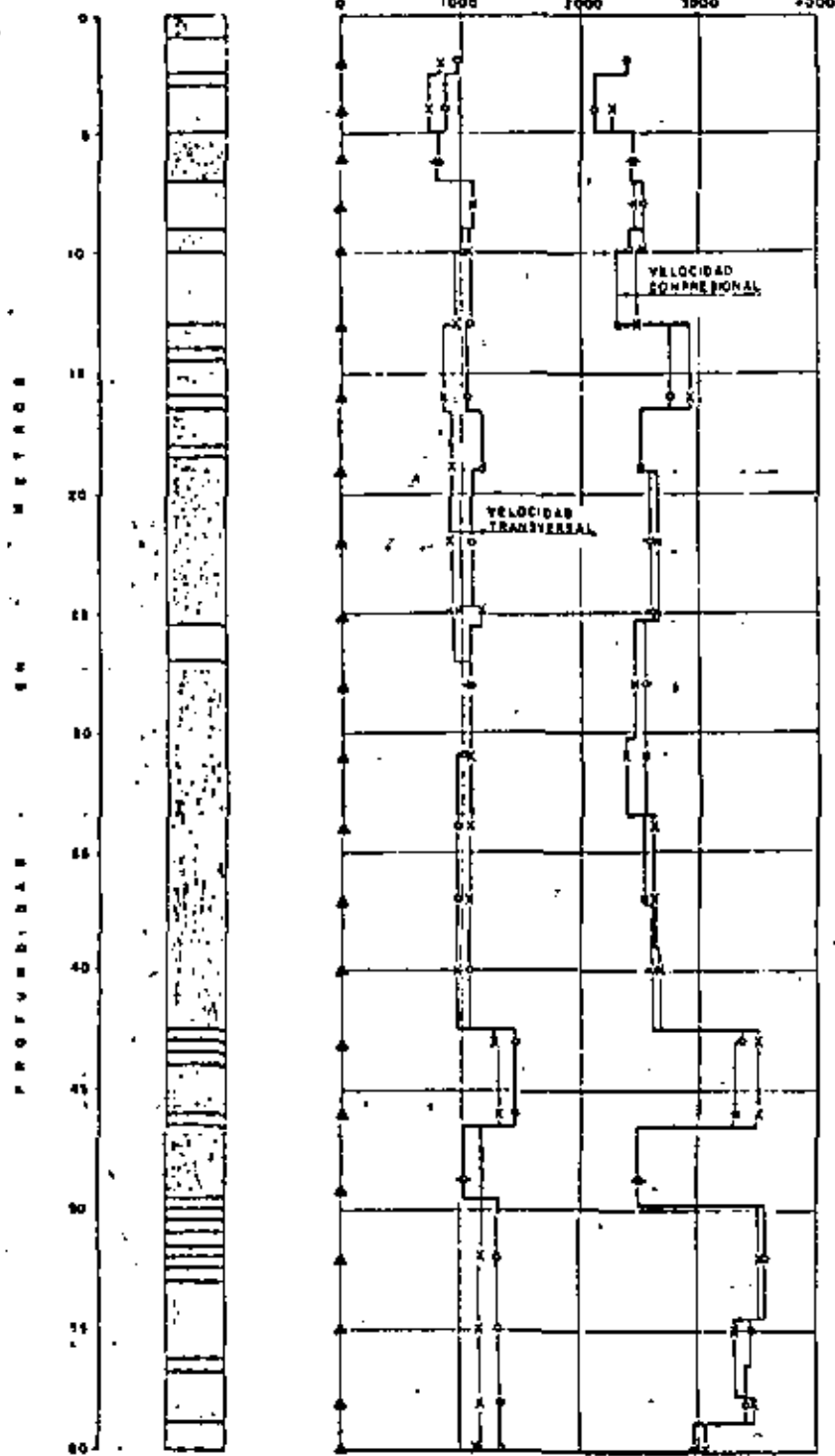
10 METROS
 20
 30
 40
 50
 60
 70
 80
 90
 100

LEYENDA

- ↙ NIVEL DE MEDIDA
-  MAREAS
-  ARENISCAS
-  MAREAS Y ARENISCAS ALTERNANTES
- R REFRACTADA
- B DIRECTA

GEOTECNICA, S.A.

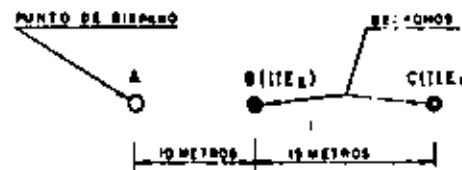
RESULTADOS DE
 CROSS HOLE
 SONDEOS IE₁-IE₂



LEYENDA

- ▲ NIVELES DE MEDIDA
- VELOCIDAD ENTRE A y C (ONDA DIRECTA)
- VELOCIDAD ENTRE A y C CALCULADA (ONDA REFRACTADA)
- × VELOCIDAD ENTRE A y B (ONDA DIRECTA)
- VELOCIDAD ENTRE A y B CALCULADA (ONDA REFRACTADA)
- ▨ MARGAS
- ▩ ARENISCAS
- ▭ ALTERNANCIA DE MARGAS Y ARENISCAS

PLANO






GEOTECNICA, S.A.
 RESULTADOS DE
 CROSS HOLE
 SONDEOS I 11E3

PROFUNDIDAD	A - B				A - C			
	V _L	V _T	CONSTANTE POISSONS	TIPO DE ONDA	V _L	V _T	CONSTANTE POISSONS	TIPO DE ONDA
0	-	970	-	0	2400	970	40	0
1	2370	780	44	0	2110	970	40	0
2	2430	818	44	0	2430	810	44	0
3	2480	1000	37	0	2990	1000	38	0
4	2390	1080	40	0	2430	1020	40	0
5	2460	860	41	0	2320	1080	38	0
6	2520	830	45	0	2780	1050	42	0
7	2500	910	42	0	2500	1170	33	0
8	2510	910	43	0	2400	1000	39	0
9	-	1180	-	0	2400	950	42	0
10	2480	1060	37	0	2540	1060	40	0
11	2360	1060	37	0	2520	1060	40	0
12	2410	1060	40	0	-	950	-	0
13	2510	1050	40	0	2510	960	42	0
14	2470	960	40	0	2510	1050	40	0
15	2370	1260	43	0	2370	1430	38	0
16	2510	1210	43	0	2300	1430	38	0
17	-	-	-	0	2500	1080	40	0
18	2510	1160	44	0	2390	1080	40	0
19	2310	1180	43	0	2440	1330	41	0
20	2480	1140	44	0	2400	1330	41	0
21	2080	1120	42	0	2380	1330	38	0

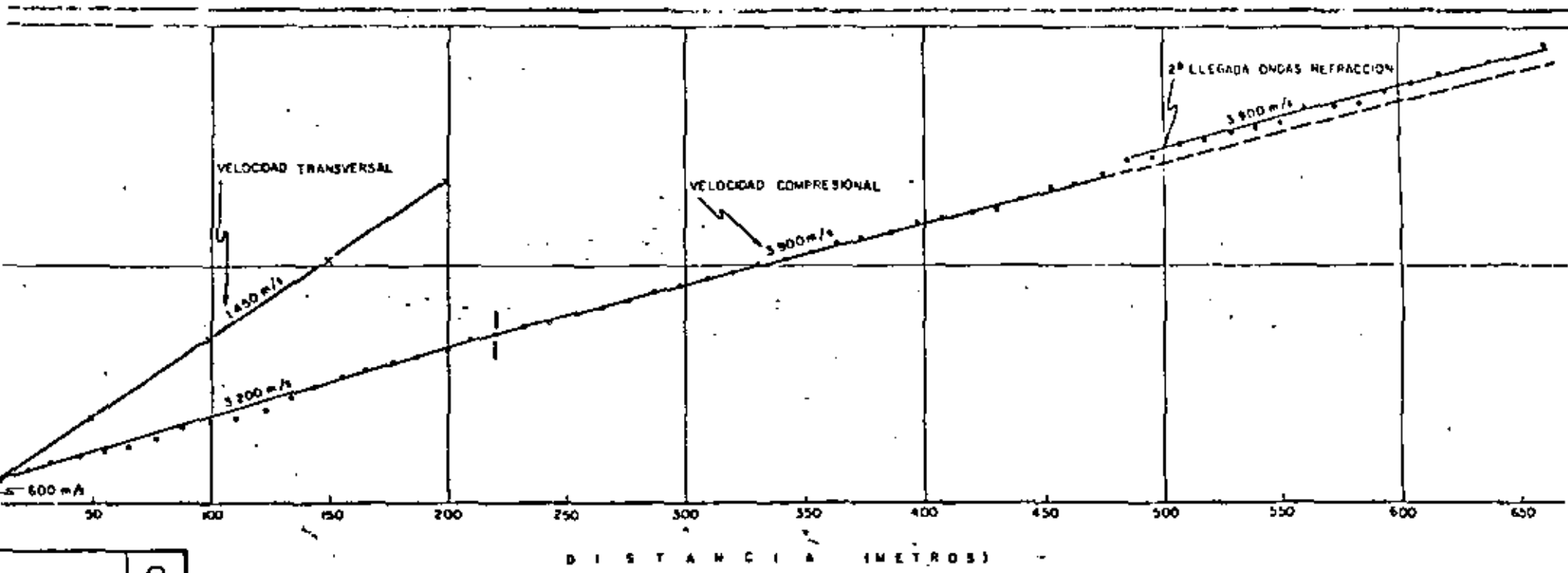
CORAL
M
SANDSTONE

LEYENDA

- MUEL DE MEDIDA
-  MARGAS
-  ARENICAS
-  MARGAS Y ARENICAS ALTERNADAS
- R REFRACTADA
- D DIRECTA

C OTECNICA, S.A.

RESULTADOS DE
CROSS HOLE
SONDEOS IIE₁ - IIE₂
 27/11/43



GEO TECNICA, S.A.

PERFIL REFRACCION PARA

INVESTIGACION DE ONDAS

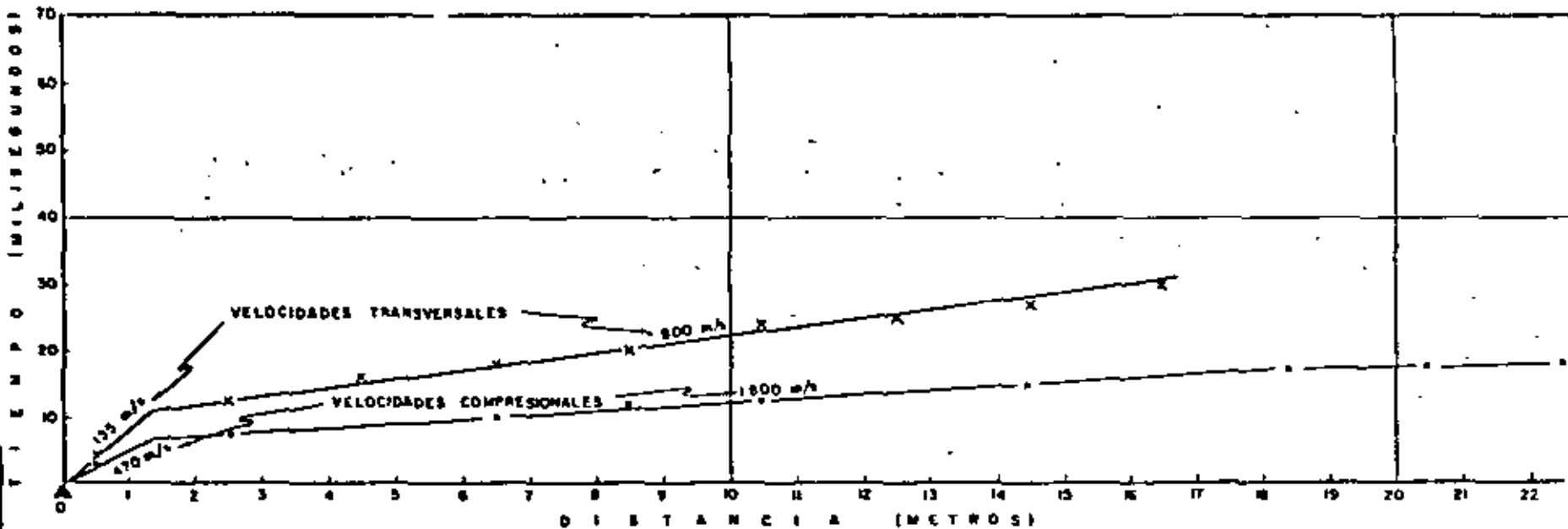
LEYENDA

- ▲ LOCALIZACION PUNTO DISPARO
- + TIEMPO LLEGADA DE ONDA COMPRESIONAL
- x TIEMPO LLEGADA DE ONDA TRANSVERSAL

NOTAS

- 1- TODAS LAS VELOCIDADES DE ONDAS COMPRESIONALES EN EL GRAFICO TIEMPO-DISTANCIA SON APARENTES ESTAS VELOCIDADES SE CALCULAN DIRECTAMENTE DE LOS GRAFICOS CUANDO LAS VELOCIDADES APARENTES DE LAS ONDAS COMPRESIONALES HAN SIDO CORREGIDAS DE TOPOGRAFIA Y DE VARIACIONES DE CAPA (SE INCLUYE PENDIENTE Y FORMA), LOS RESULTADOS OBTENIDOS SON LAS VELOCIDADES COMPRESIONALES REALES
- 2- PARA ENTENDER LA INTERPRETACION ES NECESARIO LEER EL INFORME

1111



LEYENDA

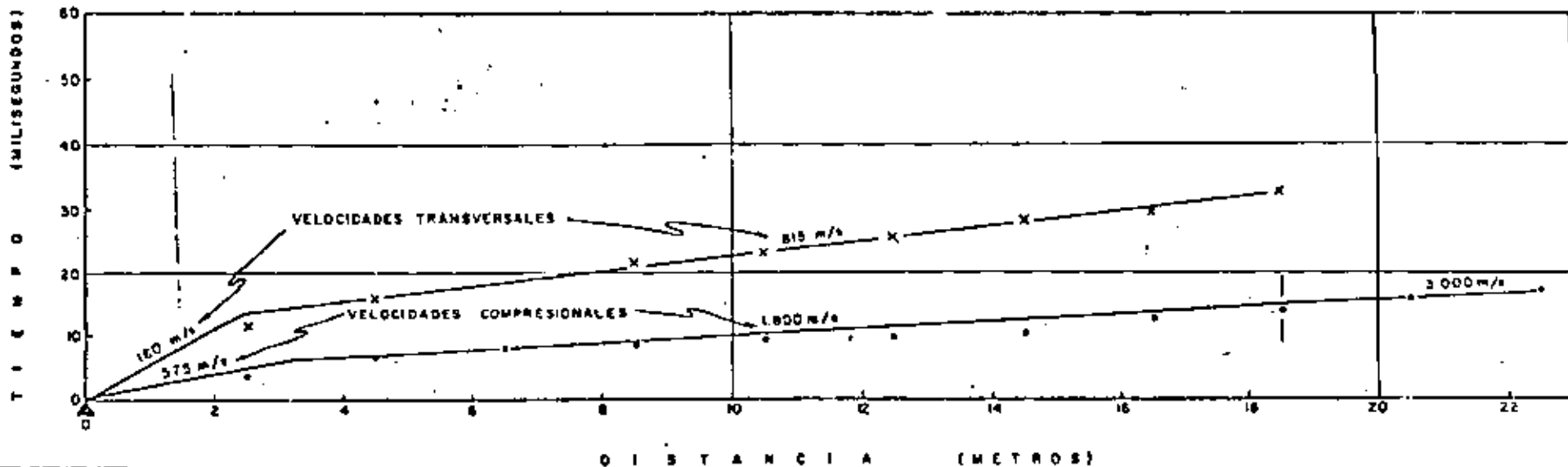
- ▲ LOCALIZACION PUNTO DISPARO
- TIEMPO DE LLEGADA DE ONDA COMPRESIONAL
- x TIEMPO DE LLEGADA DE ONDA TRANSVERSAL

NOTAS

1- TODAS LAS VELOCIDADES DE ONDAS COMPRESIONALES EN EL GRAFICO TIEMPO-DISTANCIA SON APARENTES, ESTAS VELOCIDADES SE CALCULAN DIRECTAMENTE DE LOS GRAFICOS. CUANDO LAS VELOCIDADES APARENTES DE LAS ONDAS COMPRESIONALES HAN SIDO CORREGIDAS DE TOPOGRAFIA Y DE VARIACIONES DE CAPA (SE INCLUYE PENDIENTE Y FORMA), LOS RESULTADOS OBTENIDOS SON LAS VELOCIDADES COMPRESIONALES REALES

2- PARA ENTENDER LA INTERPRETACION ES NECESARIO LEER EL INFORME

GEOTECNICA, S.A.
 VELOCIDADES COMPRESIONAL
 Y
 TRANSVERSAL



LEYENDA

- ▲ LOCALIZACIÓN PUNTO DISPARO
- TIEMPO LLEGADA DE ONDA COMPRESIONAL
- × TIEMPO LLEGADA DE ONDA TRANSVERSAL

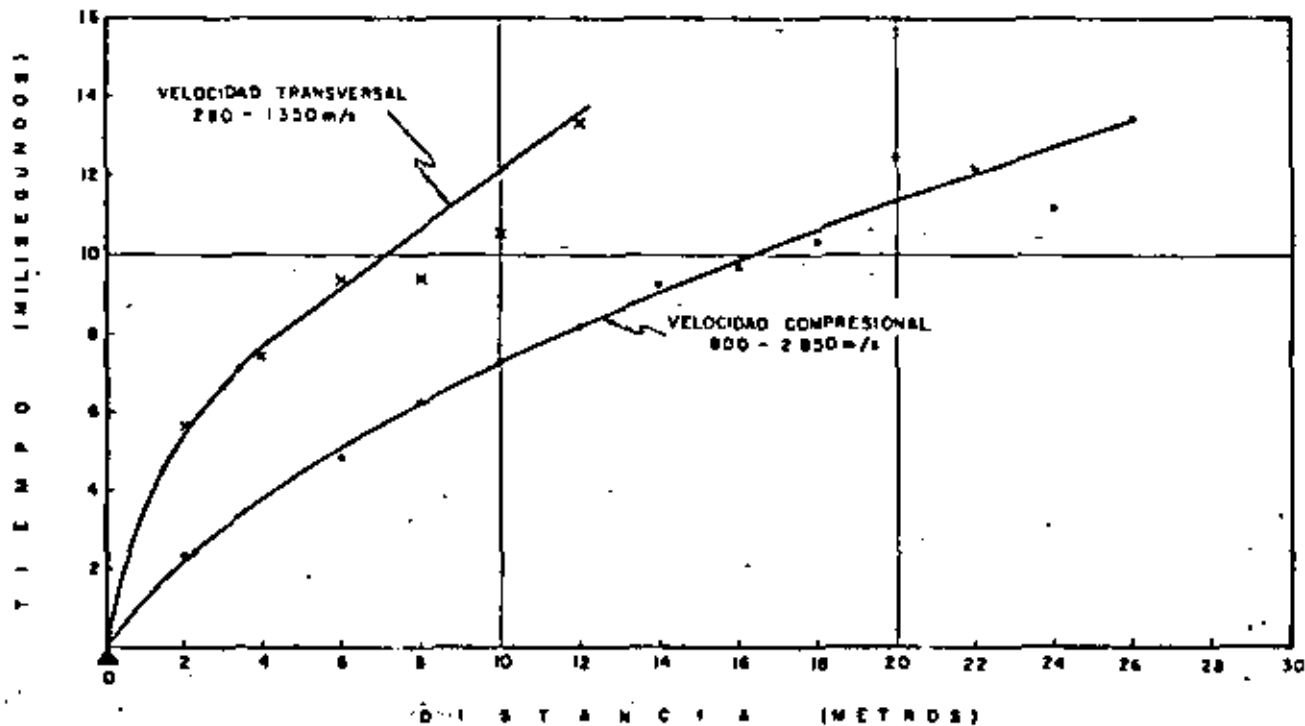
NOTAS

1- TODAS LAS VELOCIDADES DE ONDAS COMPRESIONALES EN EL GRÁFICO TIEMPO-DISTANCIA SON APARENTES. ESTAS VELOCIDADES SE CALCULAN DIRECTAMENTE DE LOS GRÁFICOS. CUANDO LAS VELOCIDADES APARENTES DE LAS ONDAS COMPRESIONALES HAN SIDO CORREGIDAS DE TOMOGRAFIA Y DE VARIACIONES DE CAPA (SE INCLUYE: PENDIENTE Y FORMA), LOS RESULTADOS OBTENIDOS SON LAS VELOCIDADES COMPRESIONALES REALES.

2. PARA ENTENDER LA INTERPRETACION ES NECESARIO LEER EL INFORME

GEOTECNICA, S.A.
 VELOCIDADES COMPRESIONALES
 Y
 TRANSVERSALES

CONDENSADO DE INFORME



LEYENDA

- ▲ LOCALIZACION PUNTO DISPARO
- TIEMPO LLEGADA DE ONDA COMPRESIONAL
- X TIEMPO LLEGADA DE ONDA TRANSVERSAL

NOTAS

- 1- TODAS LAS VELOCIDADES DE ONDAS COMPRENDIDAS EN EL GRAFICO TIEMPO-DISTANCIA SON APARENTES ESTAS VELOCIDADES SE CALCULAN DIRECTAMENTE DE LOS GRAFICOS CUANDO LAS VELOCIDADES APARENTES DE LAS ONDAS COMPRESIONALES HAN SIDO CORREGIDAS DE TOPOGRAFIA Y DE VARIACIONES DE CAPA (SE INCLUYE PENDIENTE Y FORMA), LOS RESULTADOS OBTENIDOS SON LAS VELOCIDADES COMPRESIONALES REALES
- 2- PARA ENTENDER LA INTERPRETACION ES NECESARIO LEER EL INFORME

GEOTECNICA, S.A.

VELOCIDADES COMPRESIONAL

Y TRANSVERSAL DE

FORMACION GEOLOGICA	PROFUNDIDAD (METROS)	VELOCIDAD COMPRESIONAL (m/s)	VELOCIDAD TRANSVERSAL (m/s)	CONSTANTE DE POISSON'S
ARENISCA SUPERFICIAL		580	158	0,41
ARENISCA	5	1580	500	0,41
	10			
	15			
MARGAS CON ALGUNAS CAPAS DE ARENISCAS	20			
	25	2400	1000	0,42
	30			
	35			
ARENISCAS	40	3000	1150	0,39
	45			
	50			
MARGAS Y ARENISCAS	55	3600	1320	0,38
	60			

GEOTECNICA, S.A.

VELOCIDADES TIPICAS

ZONA

FORMACION GEOLOGICA	PROFUNDIDAD (METROS)	VELOCIDAD COMPRESIONAL (m/s)	VELOCIDAD TRANSVERSAL (m/s)	CONSTANTE DE POISSON'S
MARCAS Y ARENISCAS SUPERFICIALES		275	180	0,48
ARENISCAS	5	2200	800	0,42
ARENISCAS CON ALGUNAS CAPAS DE MARRAS	10	2480	1025	0,40
	15			
	20			
MARRAS CON ALGUNAS CAPAS DE ARENISCAS	25	2750	1000	0,42
	30			
	35			
	40			
	45			
ALTERNANCIA DE MARRAS Y ARENISCAS	50	3200	1200	0,40
	55			
	60			

GEOTECNICA, S.A.

VELOCIDADES TÍPICAS

ZONA II



DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.

METODOS SISMICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA

ROCK PRECONDITIONING TO PREVENT
ROCK BURSTS-REPORT ON A FIELD
DEMONSTRATION

Dr. G. Clark Davenport

JULIO, 1981

CONTENTS

Rock Preconditioning To Prevent Rock Bursts--Report on a Field Demonstration

By William J. Korwoski, William C. McLaughlin,
and Wilson Blake

	<u>Page</u>
Abstract.....	1
Introduction.....	2
Organization.....	3
Mining method and test site.....	3
The mining experiment.....	4
Drill selection.....	4
10 crosscut.....	6
7 crosscut.....	8
Geolograph.....	9
Blasting.....	9
Monitoring (before and after blasting).....	12
Seismic velocity.....	12
Stress monitoring.....	15
Displacement monitoring.....	15
Modeling of the experiment.....	18
Effect of subsequent mining.....	20
Seismic velocity data.....	21
Fill pressure.....	23
Displacement data.....	25
Evaluation of rock-burst hazard from microseismic data.....	25
Observational data.....	30
Computer modeling.....	33
Conclusion and recommendations.....	34
Appendix A.--Study of rock bursts at the Star mine.....	36
Appendix B.--Selected portions of a Hecla Mining Co. industrial engineering staff report on drilling and destressing.....	41
Appendix C.--Water resistant enclosure for extensometer.....	46

ILLUSTRATIONS

1. Star-Morning mine main vein below 6900 level.....	4
2. Drilling a downhole to the left.....	5
3. Typical worn flat-bottomed button bit.....	5
4. Planned drilling pattern for 10 crosscut.....	6
5. Ring-drilled pattern at the collar.....	7
6. Schematic for loading holes.....	10
7. Blasted destress hole pattern for 10 crosscut, 7700 level, and the charge weight per hole.....	10
8. Blasted destress hole pattern for 7 crosscut, 7700 level, and the charge weight per hole.....	11
9. Block diagram of seismic velocity instrumentation scheme.....	12
10. Typical oscilloscope trace of a seismic velocity survey test.....	13
11. Freshot and postshot seismic velocities in 10 crosscut.....	14
12. Freshot and postshot seismic velocities in 7 crosscut.....	15
13. Vibrating-wire stress gage locations.....	16
14. Typical stress gage data for 10 crosscut.....	16
15. Typical stress gage data for 7 crosscut.....	17
16. Locations of wall strain points.....	17



UNITED STATES DEPARTMENT OF THE INTERIOR
Cecil D. Andrus, Secretary

BUREAU OF MINES
Lindsay D. Norman, Acting Director

ILLUSTRATIONS--Continued

	<u>Page</u>
17. Closure across the vein at 10 crosscut.....	18
18. Plan view of blasted section of vein.....	20
19. Vertical view of blasted section of vein.....	21
20. Vertical view of mining sequence through preconditioned zones.....	22
21. Stress gage changes for mining events in 7 crosscut.....	24
22. Stress gage changes for mining events in 10 crosscut.....	24
23. Planned locations of soil-pressure cells.....	25
24. Wall strain data for three closure stations.....	26
25. Vein wall closure data calculated from wall strain measurements along the crosscut.....	26
26. Vertical view of location of seismic events around 7 crosscut.....	27
27. Vertical view of location of seismic events around 10 crosscut.....	27
28. Plan view of seismic event locations.....	29
29. Number of seismic events during first floor raiseup mining.....	30
30. Number of seismic events during mining of first four floors.....	31
31. Seismic energy per cubic foot of ore mined during mining of first four floors.....	31
32. Typical blasthole after mining.....	32

TABLES

1. Characteristics of explosives.....	9
2. Computer model material properties.....	19
3. Calculated versus measured vein closure.....	19
4. Calculated versus measured stress change.....	19
5. Seismic velocity data for 7MV stope.....	22
6. Stress-gage response to mining.....	23
7. Seismic events.....	28
8. Calculated versus measured stress for mining through preconditioned zone.....	33
9. Calculated versus measured closure for mining 10MV raiseup.....	34

ROCK PRECONDITIONING TO PREVENT ROCK BURSTS--REPORT
ON A FIELD DEMONSTRATION

by

William J. Korwieski,¹ William C. McLoughlin,¹ and Wilson Blake²

ABSTRACT

To improve rock-burst control in deep vein mining, a field demonstration has been carried out by the Bureau of Mines to test a new rock-burst control concept--rock preconditioning in advance of mining. The procedure is to fracture the major rock-burst-prone zone during the development of each level before production mining. This allows initial mining to begin in a preconditioned zone and later mining from the level below to end in a prefractured or preconditioned pillar zone that is relatively burst-free.

This full-scale field demonstration was carried out on the 7700 level of the Hecla Mining Co.'s Star-Morning mine. An expected burst-prone zone along the main vein between 7 and 10 crosscuts, some 250 feet long by 40 feet above and below the level, was preconditioned by blasting a fanlike ring of drilled holes from each crosscut. The drill holes, up to 100 feet long and 4 inches in diameter, were loaded with high explosives and shot. About 4,550 feet of drilling and 9,000 pounds of explosives were involved in the effort.

Comparison of preshot and postshot data from monitoring instrumentation indicated that the blasting did fracture the rock in the planned zone and did result in an immediate stress decrease and softening of rock. The field data compared favorably with predicted results from a finite-element computer model simulation of the destressing.

Based on observations made during mining and on the data from the Hecla rock-burst monitoring system, there is no doubt that this preconditioning in advance of mining demonstration resulted in much-improved rock-burst control during first-floor mining. It was also concluded that preconditioning the vein was more effective than preconditioning the wall rock.

¹Mining engineer, Spokane Mining Research Center, Bureau of Mines, Spokane, Wash.

²Mining engineer, Hayden Lake, Idaho. Under Bureau contract No. 110362039, Dr. Blake coordinated activities between Hecla Mining Co. and the Bureau, made special seismic velocity measurements, gathered data from the instrumentation, and analyzed data from the rock-burst monitoring system.

INTRODUCTION

A rock burst is the sudden violent release of stored strain energy in rock by some mechanism of rock failure generally accompanied by expulsion of rock with consequent damage to the mine.

The occurrence of rock bursts in some deep mines can be a major hazard. In the Coeur d'Alene mining district of northern Idaho, where the lead-zinc-silver veins are presently being mined to almost 8,000 feet below the surface (2,250 feet below sea level), rock bursting can be a severe operational problem. Controlling rock bursts has been the goal of research for almost 80 years, but the problem still persists owing to its complexity and the difficulty of finding economical, practical solutions.

The most recent control practice in the Coeur d'Alene district is a combination of mine-wide microseismic monitoring and destress blasting. The procedure uses the microseismic monitoring system to detect and delineate potential rock-burst pillars or zones, and then relieves these overstressed structures by blasting. Although this technique has been in use for about 7 years, it has had only partial success in controlling rock bursts. The principal drawback is the drilling and blasting.

Because of the difficulty in drilling holes longer than 25 feet with available hand-held drills in a typical narrow vein stope, the usual practice is to wait until an average 40-foot-thick pillar has reached a critical stress state, then destress it entirely. The holes are loaded and wired, the stope is filled with sand, and the charge is shot off-shift. Because mining a horizontal cut must be completed to provide drilling access to the entire pillar, preparation for destressing can take a relatively long time. This not only causes production delays, but results in increased exposure time to a potential on-shift burst. Further, the small-diameter holes, even on a 5-foot spacing, cannot be loaded heavily enough to always ensure sufficient fracturing and destressing of the pillar. In addition, destressing, like the mining, often shifts the load to adjacent areas unless done in a planned and controlled sequence.

Fracturing a zone of rock by blasting not only reduces the load or stress and stored strain energy in the zone but changes the failure mode from brittle elastic to elastoplastic or plastic. That is, the fractured zone will yield gradually rather than fail suddenly and violently. Although the mechanics of destressing by blasting should result in better rock-burst control, it has not been effective under current practices. Better and more efficient destressing practices are needed.

The "destressing-in-advance-of-mining" concept evolved from a rock-burst study at Hecla Mining Co.'s Star mine, Burke, Idaho. (See appendix A.) This concept prefractures or preconditions the rock so that few, if any, rock-burst zones are created during subsequent mining. A demonstration was carried out on the newly developed 7700 level of the Star mine between the 7 and 10 crosscuts as a cooperative research program between Hecla Mining Co. and the Bureau of Mines. A massive drill program of large-diameter long holes was

accomplished during normal development to precondition the rock in the most probable rock-burst zone. This zone encompassed the first floor of a new stope and the sill pillar mined from below, and was 250 feet along the vein and 40 feet above and below the level to be blasted in advance of mining. The preconditioning of the rock permitted initial mining in a preconditioned zone and subsequent mining from the level below to end in a prefractured pillar, generally free from rock bursts. The present report describes the fieldwork and uses the data from the monitoring instrumentation to evaluate the effect of preconditioning on the rock-burst hazard during first-floor mining through the zone.

ORGANIZATION

In October 1975, the Hecla Mining Co. and the Bureau of Mines signed a formal agreement to exchange data on rock bursts and to demonstrate the rock preconditioning concept at the Star-Morning mine. The cooperative agreement divided certain responsibilities between Hecla and the Bureau.

Hecla provided the test site, underground transportation and access, power, water, compressed air, an underground instrumentation facility, drillers, maintenance for drilling machines, diamond drilling of some instrumentation holes, and engineering and mechanical support for all phases of the experiment, but particularly the drilling and blasting. In addition, Hecla made data available from its mine-wide, rock-burst monitoring system.

The Bureau, through the Spokane Mining Research Center, provided funding, engineering personnel, planning for the instrumentation program, instrumentation hardware, data analysis, finite-element modeling studies, material property testing, and technical guidance.

MINING METHOD AND TEST SITE

The Star-Morning is mined with a timbered, overhand cut-and-fill method. The ore body on each level is developed by a lateral drift some 175 feet out in the wall and parallel to the vein. Crosscuts are driven through the vein on nominal 200-foot centers. A blind stoping method is used with cribbed raises carried in the fill. Stopes are prepared for mining by opening up a timbered raiseup area and then driving a first floor or I-drift some 20 feet above the level. Stoping is then carried out in 10-foot cuts by horizontal breakdown rounds. All cuts are timbered as mined to provide temporary wall and back support because of heavy ground. Once a floor is complete, the raiseup for the next floor is mined, the crib is raised, the mined-out floor is sanded, then mining commences on the next floor.

To demonstrate the feasibility and practicality of preconditioning the rock in advance of mining, a block of ground along the main vein was selected. The area was the downward extension of the principal bursting zone at the Star mine as shown in figure 1. The experiment was carried out on the 7700 level between the 7 and 10 crosscuts while this level was being developed. Previous mine experience indicated that this area could have two major bursting zones--during mining of the first floor of the stope and later when the sill pillar was mined from the stope below.

THE MINING EXPERIMENT

The experiment consisted of drilling and blasting long-holes to fracture or precondition a block of ground 250 feet long by 80 feet high by 5 feet wide along the main vein of the mine. The experiment was carried out on the 7700 level between 7 and 10 crosscuts with a goal of allowing mining on the 7700 level to begin in a preconditioned zone, and later mining from the 7900 level to end in a preconditioned pillar.

Drill Selection

Access to the vein was by way of 7 and 10 crosscuts. One-half of the total drill pattern was drilled from each crosscut. The drill pattern was planned to allow fracturing of all the rock 40 feet above and 40 feet below the crosscut level to precondition the rock in the first level and the sill pillar between the crosscuts. In addition, rock in the opposite rib of each crosscut was drilled or blasted to move the stress concentration between the fractured and solid rock farther away from the test area. About 400 feet of drilling was required.

TRW Mission Megadrill² was selected to drill the 4-inch-diameter, up to 100-foot-long holes. This drill held a straight drill line and was fast enough to keep up with the mine development schedule.

The TRW Mission Megamatic drilling system was leased and taken underground to the 7700 level on June 16, 1976. The system, partially shown in figure 2, consisted of a skid-mounted carrier, booster compressor, hydraulic feed mechanism, hydraulic rotation mechanism with drill-pipe breakout, hydraulic control panel for feed and rotation, a Megadrill in-the-hole hammer, and 150 feet of drill pipe. Drill holes were started with a 4-inch-diameter bit and, when necessary, finished with a 3-5/8-inch-diameter bit. Figure 3 shows a typical worn flat-bottomed button bit.

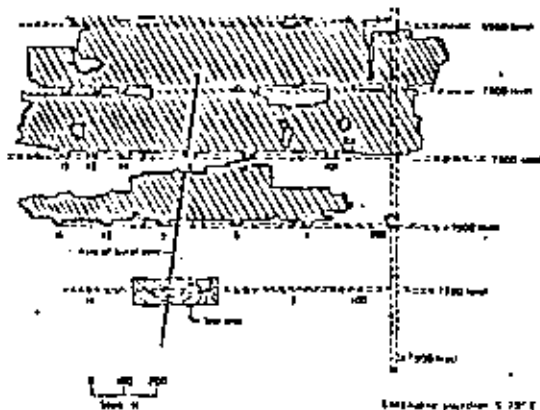


FIGURE 1. - Star-Morning mine main vein below 6900 level. Numbers on veins indicate crosscuts.

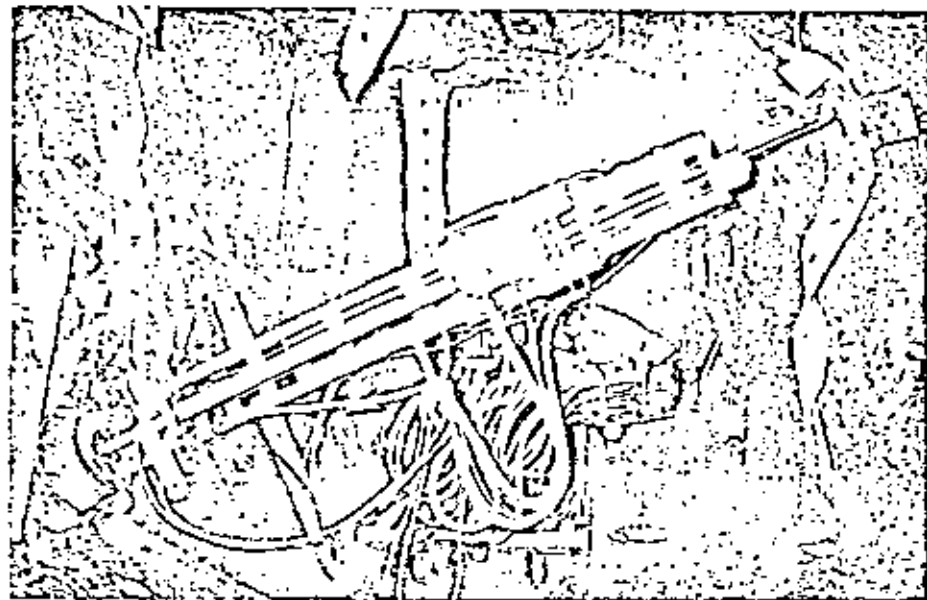


FIGURE 2. - Drilling a downhole to the left.



FIGURE 3. - Typical worn flat-bottomed button bit.

²Reference to specific trade names, equipment, or manufacturers is made for identification only and does not imply endorsement by the Bureau of Mines.

10 Crosscut

Drilling began on June 23, 1976, in the 7700 level, 10 crosscut. At that time, no raiseup development work had been done in the crosscut. An initial test pattern was drilled to verify the 10-foot burden between the hole bottoms and to observe any hole-closure tendencies. A few test blasts established that a hole bottom separation of 7.5 feet would produce the best results, hence the drill patter for the 10 crosscut was redesigned as shown in figure 4. Test drilling also indicated no hole-closure tendencies, thus making it possible to drill sufficient holes for blasting. Figure 5 shows part of the ring-drilled pattern at the collar underground.

Drilling the downholes in the bottom of 10 crosscut proved more difficult than anticipated, partly because of the ballast and broken rock in the bottom of the crosscut, but mostly because of the lack of proper-size casing and experience in drilling downholes.

The drilling in the vein in 10 crosscut involved some 2,200 feet of blasting holes and an additional 280 feet of instrumentation holes. Throughout this drilling, penetration rates averaged better than 1 foot per minute.

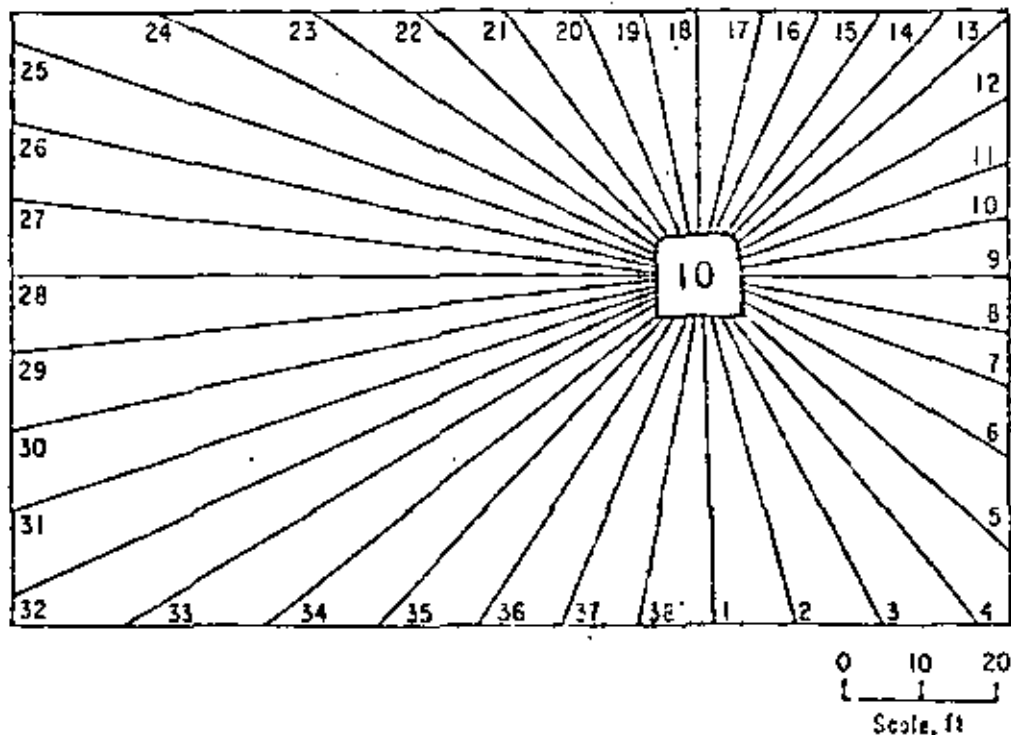


FIGURE 4. - Planned drilling pattern for 10 crosscut.



FIGURE 5. - Ring-drilled pattern at the collar.

s were started with 4-inch-diameter button bits and finished with 3-5/8-inch-diameter bits. Bit wear in the vein was high, with average resharpening intervals of 50 feet and a total bit life of only 500 feet. Both bit wear life could have been greatly improved by better resharpening techniques. Cross bits were tried, but they became dull within 30 feet. One drop-center button bit was tried and found to be more satisfactory than the flat-topped button bits. However, the drop-center bottom bit could not be used in time to meet the schedule.

Drilling in 10 crosscut was completed in early September 1976, taking longer than expected. Several factors caused delay, including the breakin and running period of the Hecla drillers, testing to establish hole separation, resharpening techniques, and problems with drilling the downholes.

A detailed report on the drilling system, experiences, and costs is given in appendix B.

7 Crosscut

Because the raiseup in 7 crosscut had been completed before drilling, a fixed vein-drill pattern was designed. A test blast was fired in 7 crosscut to observe vibration and airblast effects on the timbered raiseup. A hole was drilled in the vein and loaded with 122 pounds of high explosives and fired. Although the resulting damage was not excessive (loose rock of walls and lagging blown loose in the raiseup), it did indicate that a round would require a shift or more of cleanup, and the probability of kicking out some of the 18-inch-diameter raise timbering was high. Hence, blasting in 7 crosscut would be conducted 20 feet south of the vein in quartzite wall rock. A finite-element study showed that blasting in the wall at this distance from the vein would be only 30 percent as effective in reducing stress as blasting in the vein. The destress pattern here was initially the same as the final pattern in 10 crosscut (Fig. 4). These holes were directed slightly toward the vein to channel the airblast back in tail of the crosscut to prevent any damage to the timbering in 7 raiseup.

Test drilling and blasting confirmed the hole spacing, showed that holes had no tendency to close, and indicated that wall cratering would not be a problem. Drilling and shooting of all holes except the downholes in the vein of the crosscut began September 20 and was completed October 19. The rock drilling was slowed down by low penetration rates, an average of one-half foot per minute, and excessive bit wear. The average resharpening interval of about 17 feet not only meant more bit changes but resulted in shutdowns because of a lack of sharpened bits.

To prevent a recurrence of the bottom downhole drilling problems of 10 crosscut, a concrete pad was placed on bedrock in 7 crosscut. The holes would be destroyed by the first blast. This drilling was carried out during October 18-19, 1976.

The drilling in 7 crosscut totaled 1,860 feet of blasting holes and 205 feet of test and instrumentation holes. Because of the hard quartzite wall

rock, drilling was characterized by lower penetration rates and greater bit-resharpening problems.

Despite numerous minor problems, the blasting and instrumentation drilling, totaling 4,550 feet, was completed within the 6-month lease period and the Megadrill crated and returned to IRW Mission in Houston, Tex.

Geolograph

To better evaluate drilling performance, a Geolograph MOR III Recorder was purchased and attached to the Mission Megadrill to record penetration rate, rotation speed, thrust pressure, torque, and vibration. Because of the considerable delay in putting the Geolograph into service, drilling was almost finished by the time recording started. (However, the geographic plot of penetration rate clearly showed the characteristics of the formation being drilled as well as the onset of a bit becoming dull.)

The geolograph would have been useful if it had been available at the onset of drilling, but it was of little value to either drillers or the project.

Blasting

The goal was to create a blast-fractured zone that would allow normal mining to proceed without the usual creation of a high-stress or potential rock-burst zone just ahead of the mining. The desired degree of fracturing or preconditioning of the rock is somewhere between presplitting and pulverizing. Unfortunately, there are no published or reported guidelines for such fracturing of a volume of rock. Hence, the blasting procedures and choice of blasting agents were essentially developed with the experiment.

Based on previous destress blasting experience in the Coeur d'Alene mines, the faster and more powerful the explosive, the better it was for breaking hard rock. A high-velocity water gel was selected as the primary explosive. Several other types of explosives were also used, either for test purposes or for ease of loading. The explosives and their characteristics are given in table 1. The explosive blasting and loading procedures were the result of a combined effort that included both Hecla and the Trojan Power Company field representative.

TABLE 1. - Characteristics of explosives

Explosive type	Specific gravity	Packaging	Detonation velocity, fps
Trojel slurry.....	1.4	5 lb cartridge.....	20,000
Trojel EZ pour.....	1.46	30 lb bag.....	16,500
Atlas giant gel.....	Unknown	4 lb cartridge.....	15,800
AKFO.....	.77	50 lb bag.....	10,500
Super prime booster.....	Unknown	1 lb cast.....	25,000

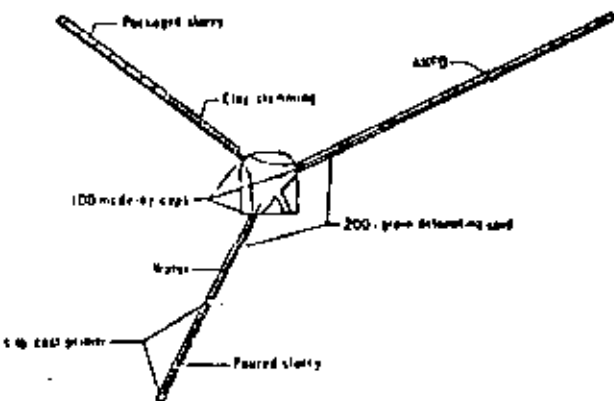


FIGURE 6. - Schematic for loading holes.

establish blasting procedures for minimal blast damage. The trial blasting reduced the maximum hole separation to 7.5 feet and indicated delays of at least 100 milliseconds to minimize airblast damage. Figure 7 shows the blasted distress hole pattern for 10 crosscut, and the charge weight per hole.

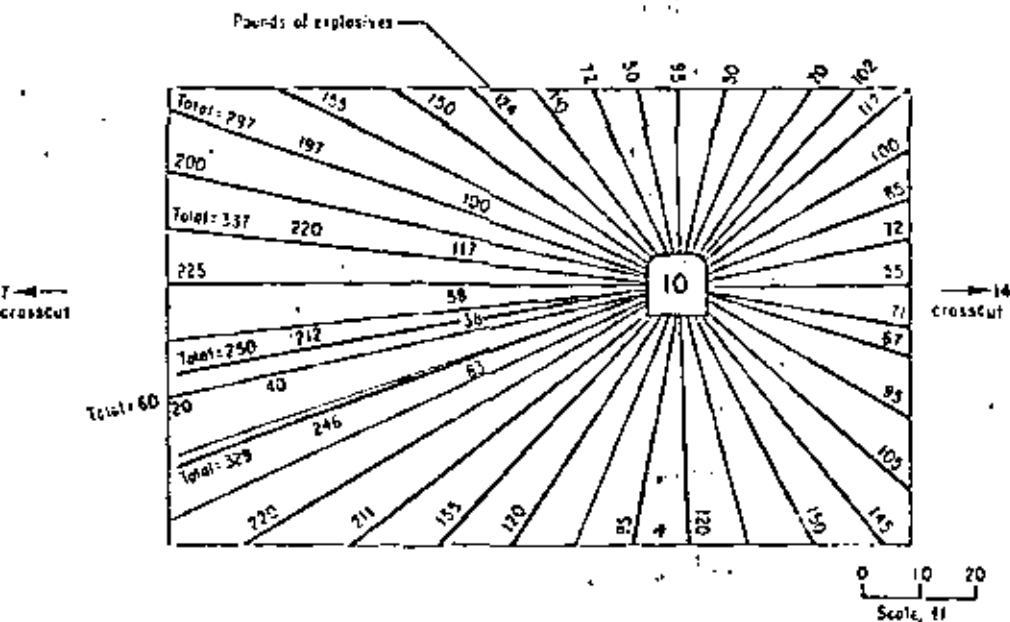


FIGURE 7. - Blasted distress hole pattern for 10 crosscut, 7700 level, and the charge weight per hole. Dark lines indicate loaded holes.

The 20 feet of unloaded hole maintained between the hole collar and top of explosive around the crosscut resulted in little cratering or no damage to the crosscut.

By comparison, drilling and blasting in 7 crosscut went much quicker and smoother. Figure 8 shows the blast pattern and data for 7 crosscut.

Loading of all holes, except the ANFO load holes, was by hand using jointed plastic loading poles. This effort was not only time-consuming but difficult. Manual loading of all but steep downholes should be avoided.

Although it is difficult to assess the results achieved from the different explosives used, it did appear that the packaged water gel gave the sharpest detonation, and the poured water gel, the weakest detonation. With respect to cost and ease of loading, the ANFO was the best blasting agent.

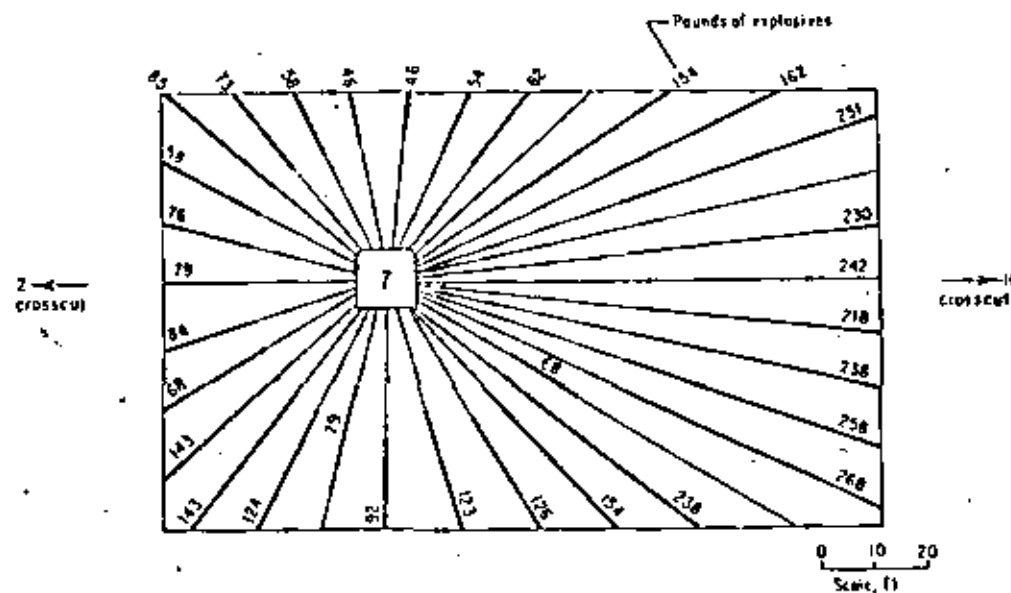


FIGURE 8. - Blasted distress hole pattern for 7 crosscut, 7700 level, and the charge weight per hole. Dark lines indicate loaded holes.

MONITORING (BEFORE AND AFTER BLASTING)

To quantitatively determine the effectiveness of this experiment, an instrumentation program was designed and installed, and data were collected before and after blasting and during later mining of the stopes. Measured and compared were those quantities that would be affected by the fractured zone; namely, the seismic velocity through the blasted zone, the stress in the walls around the zone, and any displacements across the zone.

Seismic Velocity

Seismic velocity monitoring procedures measured seismic first-arrival times from known blast points to geophones before and after blasting. Any decrease in seismic velocity over the same travel distance would indicate a fracturing of the rock. That is, the harder and more compact the rock mass, the higher the seismic velocity. Hence, any reduction in seismic velocity after blasting would indicate a fracturing or reduction in the quality of the rock.

The equipment designed to carry out the seismic velocity surveys was simple and straightforward (fig. 9). Velocity gages were used as geophones, and each was positioned in a drill hole at the desired depth. The seismic signals detected by the geophone were preamplified and transmitted by cable to the instrumentation station where they were further amplified and displayed on a four channel storage oscilloscope. Oscilloscope traces were photographed for permanent records of seismic velocity surveys.

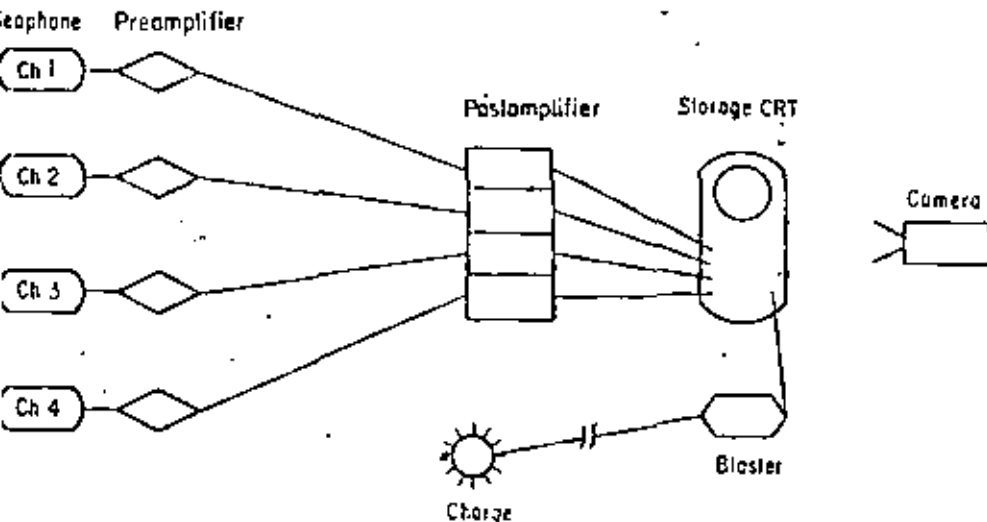
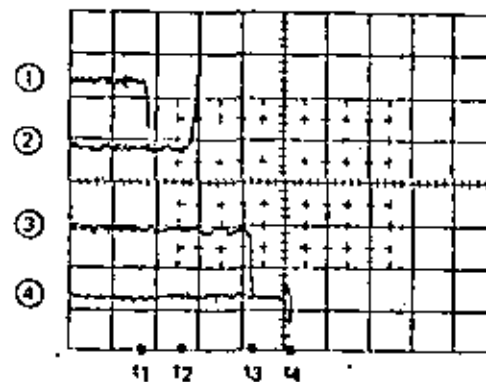


FIGURE 9. - Block diagram of seismic velocity instrumentation scheme.



①	$t_1 = 0.0018$ s,	$d_1 = 21.3$ ft
②	$t_2 = 0.0028$ s,	$d_2 = 38.6$ ft
③	$t_3 = 0.0042$ s,	$d_3 = 65.8$ ft
④	$t_4 = 0.0051$ s,	$d_4 = 84.5$ ft
	$v_1 = d_1/t_1 = 11830$ fps	
	$v_2 = d_2/t_2 = 13790$ fps	
	$v_3 = d_3/t_3 = 15670$ fps	
	$v_4 = d_4/t_4 = 16570$ fps	

FIGURE 10. - Typical oscilloscope trace of a seismic velocity survey test.

The preshot seismic velocity survey in 10 crosscut showed that the planned seismic survey design was poor because of a significant difference in seismic velocity between the vein and wall rock. This difference causes unknown first-arrival travel paths because the seismic waves tend to travel more in the higher velocity wall rock instead of a straight-line path from shot point to geophone. Figure 11 shows the preshot and postshot seismic velocities for the initial seismic comparisons in 10 crosscut. These seismic velocities are relative owing to the unknown true travel paths, but the 10- to 20-percent seismic velocity reduction is real because of the decreased seismic velocity in the fractured zone.

Another postshot seismic velocity survey was carried out in 10 crosscut using two parallel holes on either side of 10 the vein. Geophones were placed at 10-foot intervals in one hole, and charges were detonated at 10-foot intervals in the other hole. From this and the previous seismic velocity tests in 10 crosscut, it was inferred that the preblast vein velocity was about 15,000 feet per second. Hence, the postblast vein velocity of 11,000 feet per second represents a 25-percent reduction in seismic velocity through the vein.

Seismic velocity survey procedures in 7 crosscut were modified from those used in 10 crosscut. Instead of the original design, the seismic velocities

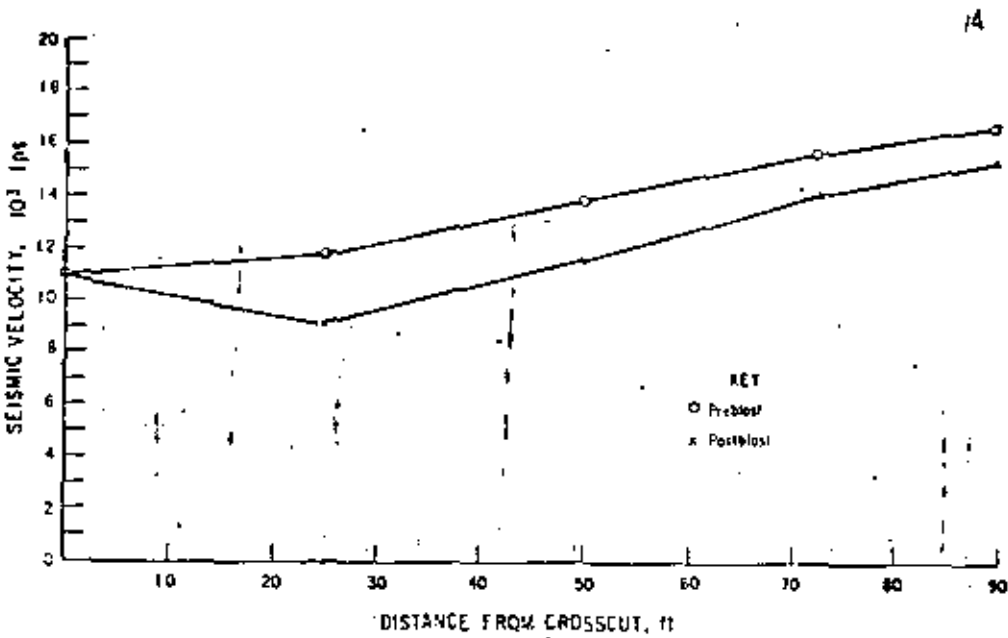


FIGURE 11. - Preshot and postshot seismic velocities in 10 crosscut.

were measured between two parallel holes, 8.5 feet apart, on either side of the distressed zone. Seismic velocities were again measured at 10-foot intervals; the results of the preshot and postshot surveys are shown in figure 12. The seismic velocity through the fracture zone was reduced from 18,200 to 12,700 feet per second as a result of the blasting. In this case, the 30-percent reduction in seismic velocity was not across the vein, but across the fractured wall rock some 20 feet out from the vein.

Based on seismic velocity surveys before and after the blasting, both vein and wall rock were significantly fractured. This reduced the quality of rock in the distressed or fractured zones to prevent buildup of high stresses in the preconditioned zones during first-floor and raiseup mining for improved rock-burst control.

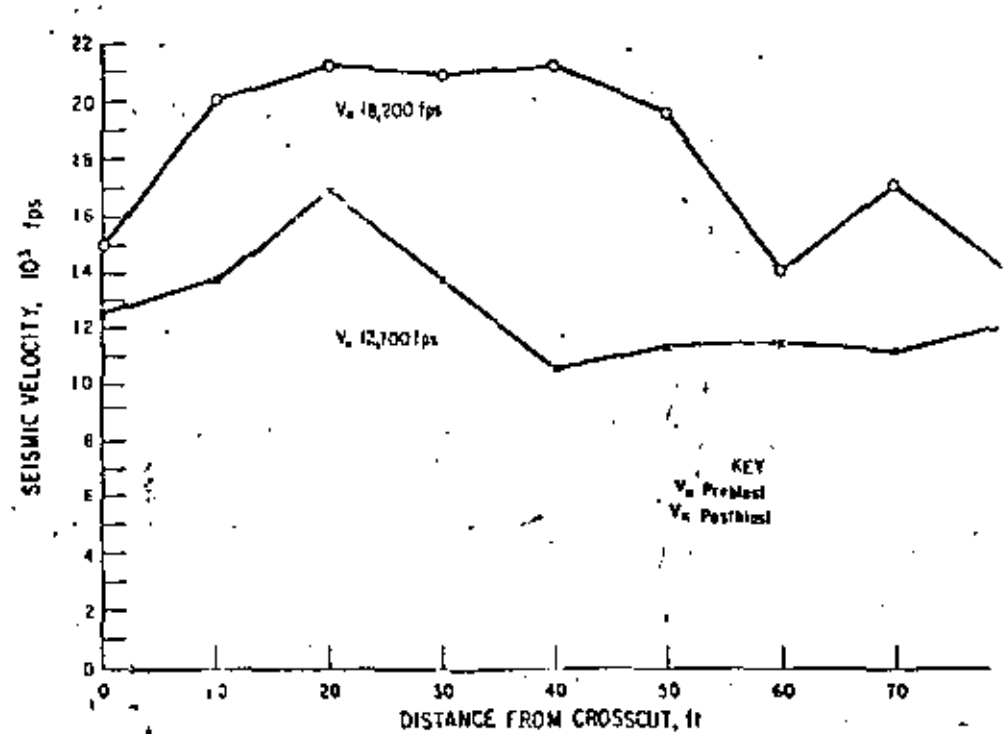


FIGURE 12. - Preshot and postshot seismic velocities in 7 crosscut.

Stress Monitoring

If the rock is properly blasted, there should be a measurable reduction in the horizontal stress component across the vein. To determine this and to monitor stress changes resulting from both the distressing and subsequent mining, a number of vibrating-wire stress gages were installed (fig. 13). Typical stress changes resulting from the blasting are shown in figures 14 and 15. The stress data, with a few exceptions, show that the blasting did result in decreased horizontal stress across the vein.

Displacement Monitoring

To monitor expected vein closure from blasting and any future mining, several wall strain extensometer pins in both 7 and 10 crosscuts were installed as shown in figure 16. The measurement is made by stretching a steel tape from the pin in the lateral through the eyelet of each of the wall pins and holding the tape with 50-pound pull in the tail drift. The position of each pin relative to the tape is recorded. Displacement of each pin is calculated relative to the pin in the lateral, and the relative displacement of one pin to another is easily calculated.

TABLE 7. - Seismic events

Event no.	Julian day	Year	Spatial coordinates			Magnitude of energy	Location
			X	Y	Z		
1.....	8	1977	1,040	406	-1,837	308	7MV
2.....	8	1977	1,025	800	-1,850	2,098	7MV ¹
3.....	8	1977	950	875	-1,850	1,511	7MV ²
4.....	16	1977	950	750	-1,850	376	7MV
5.....	16	1977	1,000	900	-1,850	589	7MV
6.....	17	1977	1,100	750	-2,000	507	7MV
7.....	20	1977	1,750	750	-1,850	2,901	7MV ²
8.....	21	1977	1,025	825	-1,875	1,478	7MV ²
9.....	22	1977	1,000	775	-2,000	402	7MV
10.....	37	1977	950	850	-2,000	970	7MV
11.....	48	1977	1,100	775	-1,850	490	7MV
12.....	54	1977	975	750	-1,850	340	7MV
13.....	33	1977	1,077	792	-1,921	413	7MV
14.....	84	1977	812	863	-1,906	375	10MV
15.....	90	1977	982	785	-1,906	315	7MV
16.....	94	1977	998	340	-1,890	800	7MV
17.....	95	1977	999	734	-1,895	314	7MV
18.....	101	1977	982	772	-1,889	375	7MV
19.....	118	1977	1,000	874	-1,904	469	7MV
20.....	120	1977	1,075	813	-1,908	704	7MV
21.....	131	1977	933	852	-1,886	654	7MV
22.....	132	1977	923	856	-1,883	378	7MV
23.....	132	1977	931	855	-1,886	758	7MV
24.....	138	1977	934	861	-1,884	1,138	7MV ³
25.....	164	1977	1,052	831	-1,891	389	7MV
26.....	183	1977	998	808	-1,868	317	7MV
27.....	187	1977	716	913	-1,963	459	10MV
28.....	188	1977	881	891	-1,973	497	10MV
29.....	192	1977	926	829	-1,902	447	7MV
30.....	193	1977	920	808	-1,887	750	7MV
31.....	206	1977	772	898	-1,896	420	10MV
32.....	206	1977	949	726	-1,901	976	7MV
33.....	209	1977	1,036	833	-1,813	882	7MV
34.....	227	1977	1,034	831	-1,869	1,114	7MV ²
35.....	228	1977	994	782	-1,867	503	7MV
36.....	228	1977	1,048	861	-1,883	779	7MV ²
37.....	228	1977	806	865	-1,908	448	10MV
38.....	231	1977	995	770	-1,860	264	7MV ²
39.....	253	1977	975	765	-1,856	376	7MV
40.....	256	1977	921	808	-1,897	355	7MV
41.....	270	1977	1,065	833	-1,943	961	7MV
42.....	303	1977	711	998	-1,819	303	10MV
43.....	313	1977	748	931	-1,882	916	10MV
44.....	314	1977	796	930	-1,839	713	10MV
45.....	337	1977	863	898	-1,924	419	10MV
46.....	364	1977	876	964	-1,835	406	10MV
47.....	30	1978	753	941	-1,850	1,480	10MV
48.....	50	1978	750	962	-1,820	303	10MV
49.....	54	1978	863	1,044	-1,771	1,412	10MV
50.....	55	1978	725	967	-1,937	329	10MV

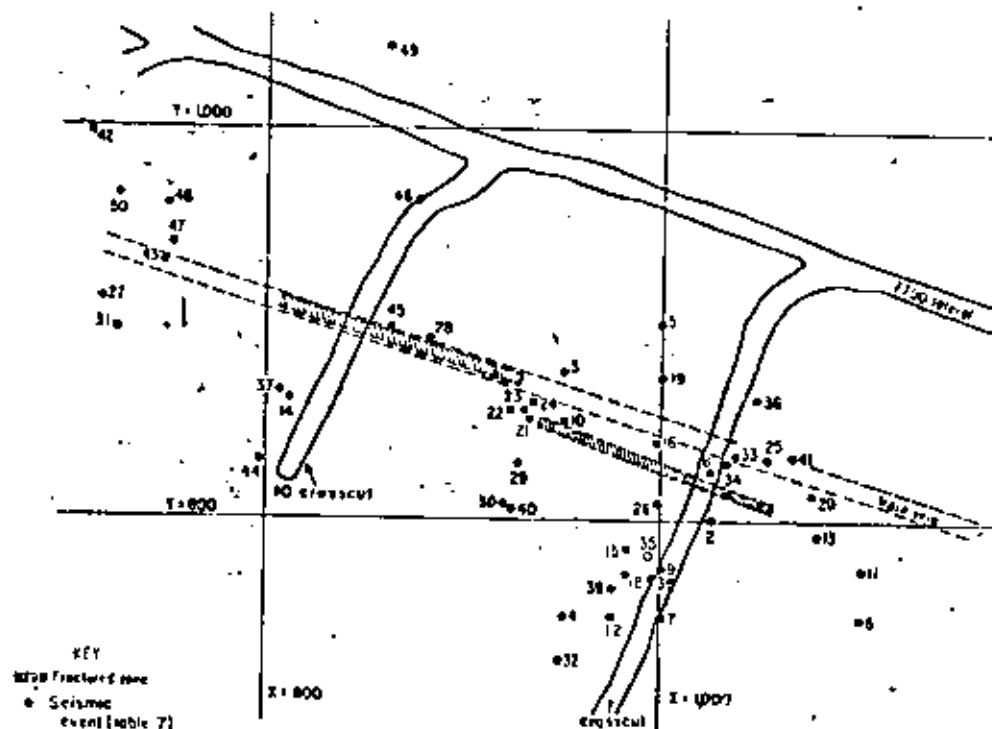
¹Based on mine-wide rock-burst monitoring system.²Evidence of bursting noted.³Evidence of damage noted.

FIGURE 28. - Plan view of seismic event locations.

To determine the effectiveness of preconditioning rock to reduce bursting the seismic event and seismic energy data from mining the initial slope raiseups and from the first four floors of the demonstration slopes were analyzed. Figure 29 shows the seismic events caused by initial raiseup mining of the 7700 level. The reduced incidence of seismic events for 10MV slope is apparent. (This slope raiseup was driven after the rock preconditioning had been completed.) Figure 30 shows the seismic events accompanying the mining of the first four floors of the preconditioned slopes. The effect of the preconditioning in 7MV slope is most clear, but not so clear in the 10MV slope where the overall incidence of seismic events has been low in comparison with 7MV slope. A similar plot relating to the total seismic energy released, microseismic events plus seismic events, normalized by the volume of mining excavation is shown in figure 31. Here, it is apparent that mining through a preconditioned zone resulted in a greatly reduced release of seismic energy; no seismic activity or usual bursting occurred when the first floor of 10MVE mined into 7MVE. It should be noted that a small, damaging burst occurred when the first floor of 10MVE mined into 10MVE, but no bursting occurred when the first floor of 2MVE mined into 7MVE. Both these later zones were well outside the preconditioned zones of 7 and 10MV slopes.

The mining of the first floor I-drift over to 7MV stope was completed without problems. Little microseismic activity accompanied the mining, and the vein was soft and fractured. There was no bursting or bumping as the first floors of 1QNV and 7MV joined.

The mining of the second floor raiseup and the second floor also did not present any problems. The miners did report that the rock got considerably harder above the ends of the distress holes and that minor popping and seismic activity accompanied the mining from that point on upward with successive floors.

When the mining of 1QNV on the first floor approached 1QVW, increased seismic activity was observed, and one small rock burst occurred causing minor damage to stope tiebars. This zone was well outside the preconditioned zone.

Computer Modeling

Finite-element computer model studies of first-floor mining were carried out to provide a reference base for understanding and interpreting data obtained from the instrumentation program. That is, computer-simulated mining would give the stress and displacement changes for the assumed idealized model which could then be compared with the actual field data to determine if the surrounding wall rock reactions to mining were normal or abnormal.

Computer modeling of first-floor mining was an extension of the modeling described previously. Material properties and boundary and loading conditions were identical to those previously used. Table 8 gives the comparisons of calculated and measured stress changes for first- and second-floor mining. There is good agreement between measured and calculated stress changes resulting from first-floor mining, but for unknown reasons, at this time, the stress gage readings along 1QNV have not increased as mining of the second and later floors was carried out. In general, the stress around the bottom of a stope should increase as mining progresses upward and transfers load around the mined opening. All the 7MV stress gages show this, but most of the 1QNV stress gages do not.

TABLE 8. - Calculated versus measured stress for mining through preconditioned zone

Type	Stope	Stress change, psi	
		1st floor	2d floor
Calculated.....	7MV	+340	+140
Measured ¹	7MV	+310	+480
Calculated.....	1QNV	-100	+152
Measured ²	1QNV	-260	-30

¹Average of the 5 horizontally oriented gages using gage calibration factor of 7.5 psi per gage unit.

²Average of the 5 horizontally oriented gages using gage calibration factor of 9 psi per gage unit.

FIGURE 32. - Typical blasthole after mining.

With respect to stress magnitudes immediately above the preconditioned zone, the computer model gives a maximum stress of some 19,000 pounds per square inch immediately above the second floor. This stress value is not high compared with the strength of Star mine rocks; hence, the bumping and bursting that has taken place once the preconditioned zone is passed is from a further stress concentration resulting from geologic or geometric effects. This was certainly the case with the major rock burst of May 18, 1977.

Table 9 gives calculated and measured closure values from mining the 10MV raiseup. There is excellent agreement between the calculated and measured values. Further computer modeling will be carried out as mining progresses.

TABLE 9. - Calculated versus measured closure for mining 10MV raiseup

	Closure across vein, in
Calculated: Destressed zone $E = 1.0 \times 10^5$ psi.....	0.64
Measured: Wall strain readings.....	.60

CONCLUSIONS AND RECOMMENDATIONS

Based on observations made during mining and on the data from the Hecla rock-burst monitoring system, there is no doubt that rock preconditioning in advance of mining resulted in much-improved rock-burst control during first-floor mining. There also was consensus that vein preconditioning was more effective, not to mention easier and cheaper to drill, than wall rock preconditioning.

It is also clear that any rock preconditioning effort, designed to solve or prevent a specific problem, can be quite successful but may result in creating another and perhaps worse stress problem. Hence, any rock preconditioning effort must be carefully studied and engineered to achieve stress shifting in an orderly manner to prevent further stress concentrations.

The stress and displacement changes from mining-through the preconditioned zones were essentially in the normal range as predicted by idealized computer-model mining simulations. This indicates that computer-model simulations can be a useful tool in designing and testing preconditioning jobs, particularly in complicated mining geometries or multiple-vein mining.

With the exception of the rock-burst monitoring system, the data from the stope instrumentation program, although providing useful information on overall wall rock behavior to mining and for future reference, was of little use in evaluating the effectiveness of preconditioning.

Mining from the level below up into the preconditioned zone will be monitored with the existing instrumentation to determine the effects of time and reloading on changing the failure characteristics of this zone. If the preconditioned zone has been sufficiently fractured, it should remain effective for rock-burst control even if it later becomes highly stressed. Field observations indicate that thin-bedded and fractured quartzite layers are

self-decompressing and yield, whereas massive quartzite layers are not self-decompressing and, hence, burst.

Because this concept of destressing or rock preconditioning in advance of mining was found to be valid for controlling first-floor rock bursting, a much larger test should be carried out to see if an entire stope or series of stopes can be completely preconditioned before mining. This would involve drilling and blasting an area along strike of at least 500 feet by 200 to 300 feet vertically. This scale of testing should be carried out in several Coeur d'Alene district mines because individual mines differ markedly in wall rock behavior. Such studies should include a detailed economic analysis to establish the cost advantages of the destressing technique.

ABSTRACT

The results of a 5-month study of rock-burst problems at the Star mine indicate that further bursting on the lower levels can be expected, but that this bursting can be minimized by the introduction of an RBM to continuously monitor the Star mine rock behavior and by a modification of the current mining method to provide for more effective destressing of the major bursting problems--first floors and sill pillars. This is not to say that the solution to bursting at the Star is at hand, but rather that a start can be made which would result in better rock-burst control now, and which would also result in an accumulation of information that will lead to an eventual control of the rock-burst problem.

INTRODUCTION

A period of rather severe rock bursting has accompanied the opening up and mining of the 7500 level at the Star mine. While rock bursting is not new at the Star, this recurrence of bursting was not expected or anticipated because of the lack of bursting that was experienced on the 7300 level. From the characteristics of the wall rocks as now known on the 7700 level continued bursting is anticipated as this level is developed and worked. Hence, Hecla has begun a number of programs aimed at controlling rock bursting so that both their occurrence and effects are minimized.

From the continued occurrences of rock bursting in this and other burst-prone districts throughout the world, it is apparent that the development of effective rock-burst control techniques is not simple and cannot be expected overnight. However, if the exact causes of the bursting can be determined, then it should be possible to control bursting by modifying or eliminating the causes. While this may be simple in theory, it may not be economic or possible in practice. That a tremendous amount of energy is released by deep mining is obvious, but to use this force to work for mining instead of against it is a goal that has thus far been unobtainable.

However, to better understand the current bursting problem at the Star, a rather intensive study was made of past bursting, the geologic and structural setting, and the effects of mining disrupting the in-situ stress field. Based on this information and the results of previous studies made in the district, the mining of the ore body at the Star has been simulated in a series of finite-element computer models to determine the response of the rock to mining and how this related to the bursting problem. In addition, some specific rock mechanics problems relating to opening geometry and deterioration also have been studied. This report summarizes the results of these studies and presents some suggested modifications to the present mining method that could result in controlling the two major burst-prone conditions at the Star--first-floor bursting and pillar bursting.

A review of the available rock-burst reports on past bursting at the Star, dating back to the early 1940's, indicated that during the mining of the higher levels bursting did occur, but it was infrequent and did not really cause much damage. This bursting appeared by burst-prone geometrics--pillars, remnants and converging mined openings--with these zones more or less randomly occurring throughout the ore body. As the bottom of the Morning workings was approached the incidence and severity of bursting increased. With the opening up of the 6900 level, in the high stress zone below the influence of the old Morning workings, severe bursting was encountered in raising up and driving first floors. Similar conditions, although not as severe, were encountered on the 7100 level. By contrast, the 7300 level was opened up and mined with relatively little bursting except for the recent pillar bursting along the 7100 sill. The delay of some 2 years in opening up the 7300 level may have been a significant factor in this decrease of bursting incidence. With the mining of the 7500 level a recurrence of heavy bursting was encountered, and has persisted in the 12-raise area.

In general, serious bursting appears to be concentrated in two areas--bursting accompanying the opening up and mining of first floors, particularly in the pillar block between converging floors, and bursting along sill pillars. It seems that this pattern has developed since mining reached and extended below the old Morning workings. It would appear that the scattered light bursting above the 6300 level was a result of the zone of fractured rock around the mined-out Morning workings causing a partial destressing of the Star side. As this effect died out below the 6700 level, the mining has been carried out in rock in a more burst-prone condition.

Geologic and structural control greatly influences the occurrence of bursting. The massive siliceous quartzite layers are burst-open while the thin bedded and argillaceous quartzites are usually not. In addition, there appears to be a marked influence of the intersection of the Main vein and the Morning East vein which tends to localize bursting. When a burst-prone geometry is created in siliceous or massive quartzite in the vicinity of this intersection, serious bursting has repeatedly occurred.

In addition to bursting directly associated with specific mine structures or changes in mine geometry, normally resulting in observable damage, there is also bursting which can be heavy, as observed on the seismograph and generally felt, but does no apparent damage to mine workings. Because of the vast size of the mined out Star-Morning ore body and the even larger surrounding zone of influence of partially destressed rock, the stress field in this area has been disrupted and drastically altered such that some movements along existing faults have occurred which have registered strongly on the seismograph and have been called large bursts. It is expected that the installation and operation of the Star RBM will resolve this and other questions regarding source or origin of the bursting at the Star.

There seems to be a relationship between the rate of change of the size of an opening and bursting. That is, as an opening is initially mined and

¹Selected portions of a report submitted to Hecla Mining Co., February 1975, by Wilson Blake.

39

enlarged the change in the size and shape of the opening by taking a round is significant; hence, burst-prone geometries and resulting bursting can be created and occur on an almost daily basis. By contrast, when a lot of ground has been opened up by mining, the change in opening geometry from taking a round is insignificant, hence, burst-prone geometries are not being created on a rapid changing basis. Combined with this is that with rapid changes in geometry, the surrounding ground may not have time to "work" and come to a self-distressed equilibrium around an opening and, hence, be more burst-prone than a slowly changing mine geometry which continually working and is able to come to a self-distressed equilibrium ahead of a slowly changing face.

At the Star, with its great depth, it is clear from the relative lack of bursting that there must be a large amount of natural and mining induced destressing taking place. This is apparent in almost any mined opening where the wall rocks are normally highly fractured and the supports show evidence of squeeze or closure. Movements along faults in the surrounding rocks may also be releasing large amounts of energy and thus contributing to self-distressing.

Hence, in summarizing the burst history at the Star, the single most striking feature has been the lack of bursting rather than the incidence of bursting. This would suggest that rock-burst control techniques should have a high probability of being effective; because, in general, the Star mine rocks tend to fracture and yield--enough in most cases to prevent bursting.

GENERAL REVIEW OF ROCK BURSTING AND CONTROL TECHNIQUES

For a rock burst to occur, two conditions must be satisfied: (1) the stress in the rock structure exceeds the strength of the structure, and (2) the stiffness or rigidity of the rock structure exceeds the stiffness of the mine loading system. To apply this to the Star, consider the case of a sill pillar slowly being mined. As the pillar size is continually being reduced by mining, the stress in the pillar increases until the strength of the pillar is reached. If the pillar is rigid with respect to the loading system, the walls in this case, the pillar will fail violently resulting in a rock burst. If, on the other hand, the pillar is soft or will yield, and hence is less stiff than the walls or loading system, the pillar will still fail, but the failure will be gradual and thus there will be no burst. Other mine structure-mine stiffness bursting relationships are not as geometrically apparent as the pillar-wallrock relationship, but are nonetheless controlled by it.

In effect, bursting is a size-dependent phenomenon. That is, we only call a violent failure a burst when a large volume of ground is involved, damage results, the surface shaken, and the seismograph registers significant displacements. By contrast, the microcracking and macrocracking that takes place almost continually around a new face are also violent failures but involve extremely small volumes of ground, do essentially no damage and are not felt or are microseismic in nature. The gradation between these two extreme cases is continuous. It is this latter information, of course, that we can detect with the geophones and delineate with the RBM to monitor an area to determine when it is becoming burst-prone; or, more precisely, when a

sufficiently large volume of rock is stressed to the state such that additional load will result in a large violent failure.

If we know that a specific mine structure has reached a "critical burst geometry" we can then, in theory, either (1) reduce the stress in the structure to a value below the strength of the structure, or (2) reduce the stiffness of the structure such that it will yield rather than remain rigid under the applied loads, and thus eliminate the burst-prone condition. It is for this reason that fracturing a pillar by blast destressing, is effective in controlling bursting when it is properly applied--the stress is decreased in the pillar as a result of the pillar being fractured or softened and hence, it becomes yieldable.

Destress blasting is, of course, not the only means of modifying the stress or rigidity of a structure to control bursting. Changes in mining geometry, mining sequences, mining rates, etc., have all been effective in minimizing the high stresses created by mining to effect some measure of burst control. Softening a rigid mine structure by drilling holes in the structure, now practiced in many coal mining districts, has been effective in reducing the incidence of bursting in some cases. Hence, there are any number of techniques that have been used that have resulted in some measure of rock-bursting control.

Rock-burst control should not be thought of as the elimination of all bursting, but rather the ability to be able to induce bursting in the worst cases and eliminate bursting only in some special cases. In effect, bursting can be tolerated as long as its occurrence presents no hazard to mine personnel and the resulting damage can be minimized.

SUMMARY AND CONCLUSIONS

The combination of the depth of mining on the Star ore body, the apparent near hydrostatic stress state, the quartzitic host rocks, and the mining sequence and geometry should result in severe rock bursting on an almost daily basis. The fact that this is not the case and that the bursting is infrequent and associated with particular geometric and geologic features indicated that there is a considerable amount of natural or self-distressing accompanying the mining. It is apparent, however, that the present incidences of bursting can be expected to continue on the lower levels and that the pattern of first floor and sill pillar bursting will persist.

Finite-element computer model simulations of mining at the Star indicate that the stresses created by mined-opening geometry are normally high enough to result in the fracturing of the rock immediately around the opening; and that when this already high stress is compounded by geometric or geologic effects, the stresses are further increased such that a significant volume of rock is involved to create bursting or burst-prone areas. By destressing the two most common burst-prone areas, first floor and sill pillars, in a computer model mining simulation, the high stresses normally created by mining were significantly reduced. This would indicate, in theory, that the bursting that is known to occur in these burst-prone areas can be controlled by destressing.

While current destressing practice at the Star has been effective in controlling bursting immediately ahead of an advancing floor, the geometric and drilling limitations in effecting this effort from a slope impose severe limitations on optimizing destressing in general. In an attempt to improve the overall effectiveness of destressing and to provide a means of controlling first floor and pillar bursting in general, a modification to the present mining method has been proposed. Basically, the modification consists of drifting on the vein between crosscuts to provide access so that a massive destressing of the first floors above and a predestressing of the sill pillar below can be carried out by a tire or track mounted jumbo. This would allow mining on a new level to begin in a destressed zone and mining from the level below to end in a predestressed zone. The mining in between could be destressed by the present technique where necessary. This access on the vein would allow immediate and long-term evaluation of the destressing, and also of the state of stress as mining progresses in general.

The mining of the 7700 level at the Star will present bursting problems similar to those encountered on the 7500 level. The results of the computer model mining simulations have shown that this bursting can be theoretically controlled by distress blasting. The necessary distress blasting can most effectively be applied from access provided by a modification of the present mining method. Evaluation of destressing and later mining can be quantitatively determined from data provided by the REM and other instrumentation. The cost of implementing this proposed mining modification should be competitive with the present method, especially if the results are anticipated. Hence, it must be concluded that a significant step forward towards controlling rock bursting at the Star can be taken as a result of beginning and carrying out the proposed program on the soon to be mined 7700 level at the Star.

APPENDIX B.--SELECTED PORTIONS OF A NECLA MINING CO. INDUSTRIAL ENGINEERING STAFF REPORT ON DRILLING AND DESTRESSING

DRILLING

A TRW Mission Megadrill drilling system was selected for drilling the 3-5/8- and 4-inch preconditioning holes. The system consisted of a drill rig and power pack plus a Megadrill 30-15 down-the-hole hammer, Megabits, and 150 feet of Megmatic drill pipe.

DRILL RIG

This is a skid-mounted Gardner-Denver unit consisting of a boom with feed extension; a mast containing a hydraulic-powered rotation mechanism with drill pipe breakout capability; a hydraulic-powered feed for a 6-foot drill pipe; and a control panel for the feed, rotation, and breakout. With the boom and mast folded for transportation, the unit is 4 feet wide by 3 feet high, by about 15 feet, 7 inches long. The mast is 14 inches wide, by 7 inches deep by 10 feet, 4 inches long. The unit came skid-mounted, but it was mounted on railroad wheels so that it could be moved easily.

The hydraulic breakout on the mast was an excellent feature. Remotely controlled hydraulic clamps held the drill pipe while the rotation mechanism was screwing them together or breaking them apart. This resulted in a safe, smooth drill pipe change. The drill rig is an excellent piece of machinery and would be capable of sustained drilling.

POWER PACK

This is a skid-mounted unit assembled by the Bearing Air Compressor and Pump Company of Youngstown, Ohio. It consisted of a Gardner-Denver Model AOL-1000 booster compressor driven by a 40-hp electric motor; a 20-inch-diameter, 40-inch-long receiver tank; a 25-hp commercial hydraulic pump, a hydraulic fluid reservoir, a rock drill oil tank, injection pumps for adding oil and water to the drill air supply, and Megadrill breakpart equipment. The compressor furnished 400 cfm of 250 to 270 psf air for operating the Megadrill. The power pack is 4 feet, 6 inches wide, 9 feet, 9 inches long, and about 48 inches high. This is a mechanically sound unit, and the only problem experienced was that the oil being injected into the air for lubricating the Megadrill had to be adjusted frequently. As assembled it was required to remove some components for transportation through the shaft.

MEGMATIC DRILL PIPE

The Megmatic drill pipe was 2-3/4-inch OD by 6 feet long with 1-3/8-inch API thread, box on one end and pin on the other. The driver-sub was bent while repositioning it to clean out a previously drilled hole. According to the TRW Mission representative the original 150 feet of pipe should drill 75,000 feet at a cost per foot of \$0.088. The box and pin ends could then be salvaged and welded onto new lengths of pipe, reducing the cost to \$0.05 per foot. The drill helper had no problem handling the Megmatic drill pipe.

MEGADRIL

The TRW Mission 30-15 Megadril down-the-hole hammer was used to drill the 3-5/8- and 4-inch holes. The holes were started with a 4-inch-diameter bit and finished with the 3-5/8-inch-diameter bits when the 4-inch bit wore down. The down-the-hole hammer operated excellently in all directions, including straight up, and all of the holes were very accurate. When drilling down we initially had a problem of the drill plugging with mud and cuttings while new rods were being added on. This was solved by blowing the hole for a longer period before adding on the new rod. The average penetration rate in the vein was 14 to 16 inches per minute, and in the quartzite wall rock it was 6 to 8 inches per minute. Another benefit of using the down-the-hole hammer is the reduction in noise levels at the operator's location as the drill proceeds into the hole. At the start of the hole the reading was 110 decibels, and when the drill had reached 24 feet into the hole the reading had reduced to 95 decibels. The expected life of a 30-15 Megadril is 40,000 feet, and during this time maintenance costs should equal half the purchase price.

MEGABITS

The bits used during this project were 3-5/8- and 4-inch Megabits supplied by TRW Mission to the Bureau. From the beginning it was obvious that the cost of bits and bit sharpening would be high. The original bits sent with the drill were flat-bottomed button bits and their gage buttons wore down rapidly. This created a problem because occasionally the gage buttons would break and destroy the bit before the driller changed it. It was decided to try drop-center button bits and cross-bits in an attempt to reduce bit costs. The drop-center bit worked better than the flat-bottom bits, but the cross-bit only drilled 30 feet in ore and was badly overdrilled, so it was sent back to TRW Mission. The following is a summary of the bit-life data for the distress project:

	3-5/8-inch- diameter flat bottom	3-5/8-inch- diameter drop center	4-inch- diameter flat bottom
Footage between resharpenings:			
Vein, feet.....	39.4	58.0	59.9
Wall rock, feet.....	16.6	17.6	17.3
Number of resharpenings per bit.....	6	12	9
Estimated life:			
Vein, feet.....	236	696	539
Wall rock, feet.....	100	211	156
Bit cost--each.....	\$253.00	\$253.00	\$296.00
Estimated bit--cost/foot:			
Vein.....	\$1.07	\$0.36	\$0.55
Wall rock.....	\$2.53	\$1.20	\$1.90

During the project 23 bits costing \$6,335 were used to drill 4,621 feet, for an average cost of \$1.37 per foot. This would be considerably less in a continuing program because 15 of the bits were still usable at the end of the

project. If this project were to continue, the bit costs could probably be reduced to \$0.50 per foot in the vein and \$1.25 per foot in the wall rock by testing other manufacturers' bits and improving the quality of the bit resharpening. The bit resharpening was done on the surface and cost about \$0.43 per foot. The quality of the resharpening was also rather poor, and it was felt that the drill helper should resharpen the bits in his spare time. This would eliminate the surface labor cost, and by trial and error, the helper could improve the resharpening technique.

MAINTENANCE

The average maintenance cost during the project was \$0.64 per foot, and the main part of this was cost of assembling and disassembling the system for movement underground.

DRILLING LABOR

One drill operator and one helper were required to operate the Megadril drilling system. The drill operator was responsible for the operation of both the drill and the booster compressor. The operator also is responsible for determining the correct rotation, speed and feed pressure to penetration rates and bit life for the various rock formations. It was noticed that penetration rates and bit life increased as the operators gained experience.

The drill helper was responsible for handling the drill rods, lubricating the equipment, and keeping it clean.

The daily labor cost of the grade 9 operator and grade 5 helper is \$124.70 per day. On top of this the crew received a \$0.50 per foot drilling bonus. The average drill footage per crew shift in the vein was 101 feet, but this is low because they were just learning how to run the drill. The actual drill rate per day in the vein should be 140 feet at a labor cost of \$1.39 per foot. The labor cost for drilling in the quartzite wall rock was \$2.06 per foot because the average drilling rate was only 79 feet per crew shift.

The only big problem encountered while drilling was the filling of the downholes with cuttings while drilling the following holes. Cementing the drift floor was tried, but this didn't work because solid rock was never found. If this project were to be done again, casing pipe to fit the drill rig should be used.

Several holes were drilled and then blasted a few at a time, but this did not work because the blasted holes caused the unblasted holes next to them to cave.

As a result of data gathered while drilling on the Star 7700 level, it is estimated that the operating cost of this system--bit cost, drilling labor cost, and maintenance costs--will be \$2.53 per foot in ore and \$3.97 per foot in waste.

44

BLASTING .

44

The blasting portion of the distress project was developed by a joint effort of Dick Schultz of Trojan U.S. Powder and Hecla industrial engineering department. The initial plan was to load the holes to 20 feet from the collar using 3-inch stick powder and jointed plastic loading sticks, and then to prime the hole with a 1-pound Trojan "Super Prime" booster which is attached to a 50-grain Primacord which runs to the collar of the hole where the cap is attached. A 20-foot gap was left between the collar of the hole and the explosive to minimize damage to the drift. While loading the first round two problems became evident. The first was that the Trojan WS-7 watergel was too fluid and would run out of the upholes when the 3-inch cartridges were broken by tamping. The solution to this problem was to jell the WS-7 to a firmer consistency at the explosive plant. To continue with the project while this batch was being made, some paperwrapped Atlas "Giant Gelatin" nitroglycerine-based explosive was purchased. Two sticks of WS-7 were loaded ahead of one stick of Giant Gelatin which stemmed the hole and prevented the WS-7 from running back out. The Giant Gelatin was a poor product because it caused bad headaches and it would propagate between holes occasionally, thus destroying the timing and causing considerable damage in the drift.

The second problem discovered the first day was that the powder would hang up in the hole before reaching the previously loaded powder. This created a dangerous situation because the WS-7 would only propagate across a 2-inch air gap and the Giant Gelatin would propagate across a 2-foot air gap, so if the powder hung more than 2 feet from the previous powder, there would be a chance of leaving unfired powder in the holes for miners to drill into in the future. At this time the I. E. department decided that 200-grain Primacord should be run the entire length of all the holes to be blasted to guarantee that all the powder in the holes detonated.

Stemming the 20 feet from the collar to the top of the powder was tried, but the Primacord blew out the stemming before the powder reached its explosive pressure.

The loading of upholes with stick powder using loading sticks was very time-consuming and hard physical labor, so bulk loading methods were tried. A Wycor Pressure Pot was purchased for loading ANFO. This pot held 100 pounds of ANFO and it worked extremely well in the dry back holes in 7 crosscut. It loaded an average of 4.56 pounds of ANFO per foot of hole at a density of 0.95 g/cc for an average cost of \$0.63 per foot loaded. The WS-7 Giant Gelatin combination loaded at 4.4 pounds per foot and cost \$1.65 per foot, so it is obvious that ANFO should be used in all dry holes because it is easy to load and relatively cheap.

Another bulk loading system, pourable water gel, was tried in the downholes in 7 crosscut. Trojan EZ Pot was used but the results were not satisfactory because it appeared to be diluted by the water instead of displacing it and, when fired, gave a weak report which indicated poor detonation. Following the blast a strong ammonia odor remained for several days. The pourable water gels will work if the right product is found, and this method could be used for wet downholes.

The use of a pneumatic loader for loading small-diameter water gel cartridges was considered, but one could not be obtained on a trial basis from duPont. This method should be considered for future work because it could be a fast, easy way to load wet holes.

A total of 8,939 pounds of explosive was blasted in 7 and 10 crosscut during the project; see figures 1 and 2. Following the project, 10 raise and 7 I-drift were visited to determine the effect of the blasting on the rock. The holes in 10 raise were in the vein, and they had a definite blast fracture zone 2 feet in diameter, and 1 foot of this zone was completely crushed. The entire vein was highly fractured, and this was probably a result of the blasting, but the miners had no ground-control problems as a result of this fracturing. The miners felt that rock bursting in this area had been reduced and they liked the distressing because it left them holes to use for the burn.

We did not see the holes in 7 crosscut because they were in the wall, but they had definitely cracked the wall badly. From these observations it is felt that distressing in the vein helps the miners, while distressing in the wall creates ground control and dilution problems.

CONCLUSIONS

The TRW Mission Megadrill drilling system is a fast, accurate way of drilling 3-5/8- and 4-inch-diameter holes in a sustained drilling program, and if this type of distressing were to be continued similar drill equipment should be used.

Technology News

FROM THE BUREAU OF MINES
UNITED STATES DEPARTMENT OF THE INTERIOR

Technology News presents information on the results of the Bureau of Mines Mining Research Program. It is published to encourage the transfer of this information to the mining industry and its application in commercial practice. A free subscription may be obtained by writing to the Technology Transfer Guide, Bureau of Mines, 2401 E. 1st Ave., Washington, D.C. 20244.

Vol. 55, August 1978

Water Resistant Enclosure for Extensometer

Objective

Provide long-term measurement of mine sidewall closure in back-filled slopes subject to flooding.

Approach

A water resistant extensometer is made by enclosing a rod-actuated transducer in a telescoping tube which is enclosed within an oil-filled outer housing.

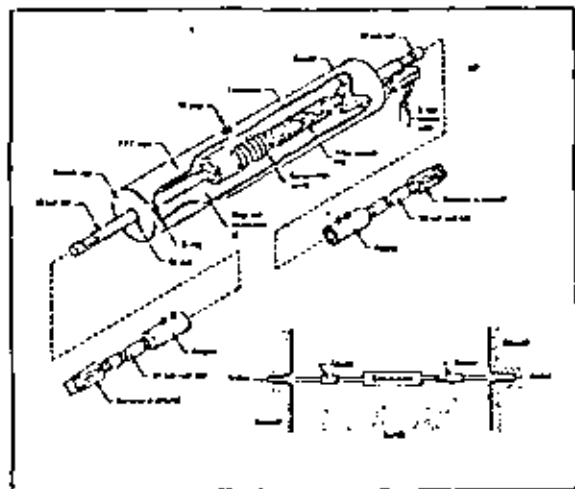
How It Works

To assemble a water resistant extensometer, a cylinder-shaped transducer and two support rings are pushed into the small-diameter section of the telescoping tube where the transducer is held in place by friction. The outside of the small-diameter section of the telescoping tube is then greased and slid into the slightly larger diameter section. See drawing.

The cylinder-shaped trans-

ducer contains a potentiometer whose actuating arm is attached to a stainless steel extension rod that passes through one end of the telescoping tube. A similar rod is attached to the

opposite end of the transducer body, and extends through the other end of the telescoping tube. A coil spring inside the large diameter end of the telescoping tube extends the tube



Extensometer used to measure closure is protected from water by an oil-filled housing.

assembly to its full length, moving the potentiometer arm to its zero-reading position.

A length of PVC pipe and two phenolic caps are then assembled to form an outer housing around the previously assembled transducer and telescoping tube. Both phenolic caps have a hole in the center which is pushed over one of the 1/2-inch-diameter stainless extension rods, as shown in the drawing. Double "O"-ring seats provide an airtight closure between the phenolic caps and the extension rods.

The phenolic cap adjacent to the transducer is drilled and tapped to accept the pipe thread of a flexible watertight conduit which connects to an electronic junction box located outside the housing. The electrical wires from the transducer are run through the conduit to the junction box. There the wires are connected to an external electrical cable which runs to a remote read-out device. The conduit and junction box are filled with an elastomer material (such as General Electric Company's RTV) to seal them.

To fill the outer housing, the PVC pipe should be rotated if necessary to place its fill plug on top. After removing the plug, the outer

housing is filled with transformer oil, and replugged.

After the outer housing has been assembled around the transducer and telescoping tubes, an adapter is screwed onto the end of each extension rod. These adapters are, in turn, screwed to two rock bolts anchored in opposite sidewalls.

The adapters, both attach the 1/2-inch-diameter extension rods to the 5/8-inch-diameter rock bolts, and provide a means of removing free play in the complete assembly after it is installed between the sidewalls. Once this zero-reading position has been established, any closure between the sidewalls pushes the potentiometer arm into the potentiometer changing its electrical resistance.

Electrically, the potentiometer is connected as one arm of a Wheatstone Bridge. Mechanical displacement of the potentiometer arm results in a change in the output voltage from the Wheatstone Bridge, that is proportional to the movement of the rods.

Test Results

Four extensometers have been buried on the 7700 level of the Star Mine in Burke,

Idaho. (This installation was done under a cooperative agreement with the Hecla Mining Company.) All of these units are still functioning; two of them have been buried in a slope that was hydraulically backfilled over a year ago. The water resistant enclosure extensometer was fabricated by Mr. Elmer Guidice and Mr. Roger McVey of the Bureau's Spokane Mining Research Center.

For More Information

No formal report has been published on the instrument. However, engineering drawings and other information are available. Contact: Technology Transfer Officer, Bureau of Mines, Spokane Mining Research Center, E. 315 Montgomery Ave., Spokane, WA 99207.

Patent Status

The U.S. Department of the Interior is not applying for a patent on the form of this instrument which was adapted for this application.



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

METODOS SISMICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA

ESTUDIOS DE REFRACCION Y ESTUDIOS DETALLADOS

Dr. G. Clark Davenport

JULIO, 1981.

1.1 ESTUDIOS DE REFRACCION Y ESTUDIOS DETALLADOS

1.1.1 Trabajos de campo

La exploración por refracción se realizó a lo largo de cinco líneas sísmicas o perfiles sísmicos. Las distancias entre geófonos fueron 1, 3, 5, 7 y 16 m. En dos perfiles se adoptó la distancia de 5 m. y en tres perfiles se adoptó la distancia de 1 m.

La fuente de energía sísmica utilizada fue la detonación de cargas explosivas colocadas en el fondo de sondeos, realizados mecánicamente o manualmente, que alcanzaron profundidades comprendidas entre 1'5 y 3'0 m. Todas las cargas quedaron cubiertas y retacadas con materiales tomados sobre el terreno. La energía liberada por las explosiones originó ondas que fueron detectadas por geófonos orientados verticalmente y con una frecuencia de 10 Hz, colocados en hoyos y conectados al suelo mediante un clavo. Puestos en posición y comprobados los contactos, se procedió a rellenar los hoyos. Cuando la ubicación de un geófono quedaba en roca, la conexión se hacía mediante bases planas aseguradas en lo posible con barro.

El dispositivo básico de cables y geófonos tenía 285 m. de longitud a lo largo del cual se efectuaron 5 descargas. Debido a un error se utilizaron un punto de disparo extremo y dos interiores, como estaciones de geófonos en el perfil L-4.

La energía sísmica captada en cada geófono fue ampliada en un amplificador ABEM TRIO de 24 canales y registrada por un oscilógrafo registrador ABEM SX-24. (La tabla II registra todo el equipo utilizado especificando el modelo, número de serie y el tipo de uso). El oscilógrafo imprimió los datos sísmicos de cada disparo en papel Kodak Linograph de impresión directa.

1.1.2 Técnicas de interpretación

La fiabilidad de todos los datos sísmicos presentados en este informe está graduada por un sistema convencional de uso común en las exploraciones geofísicas. Este sistema evalúa los datos sísmicos en base a su fiabilidad y seguridad combinadas, cuantitativa y cualitativa, considerando, utilizando la siguiente gradación de conceptos: Bueno, regular, pobre, muy pobre, dudoso (no fiable). Hay, indudablemente, un cierto margen de subjetividad en la aplicación de estos conceptos, incluyendo la consideración de las informaciones suplementarias que cada intérprete geofísico tenga a su disposición y quiera usar.

La definición general de cada uno de estos grados es como sigue:

Bueno (B)

Fiable cualitativa y cuantitativamente. Llegadas agudas que pueden ser cronografiadas con seguridad dentro de los límites de la escala de tiempos del registro sísmico. Mínimo de dispersión a lo largo de las líneas típicas de velocidad aparente, en los gráficos de tiempo-distancia después de efectuar las correcciones por diferencias de cota. Buena concordancia entre los tiempos totales para disparos conjugados. Valores razonables entre las velocidades aparentes del mismo horizonte cuando se las registra desde dos o más puntos de disparo distintos. Los datos anómalos (caso de que se hayan producido) deben ser interpretados mediante la geología conocida o aceptada localmente.

Regular (R)

Son fiables cualitativa y cuantitativamente. La cronografía de las llegadas es menos precisa que en el caso bueno, pero queda, generalmente, dentro de los límites aceptables. Estos datos pueden presentar una mayor dispersión a lo largo de las líneas de velocidad aparente, pero dicha dispersión tiene una influencia mínima en la determinación de la pendiente de la línea y en la identificación de las discontinuidades de la velocidad con la profundidad.

Pobre (P)

Fiables cuantitativa y cualitativamente, pero con mayor posibilidad de error que la existencia en el grado regular. La seguridad de la cronografía puede estar afectada por interferencias de otras señales, o por llegadas débiles de energía al registrador. Hay suficiente dispersión a lo largo de las líneas de velocidad como para que se puedan dar interpretaciones "subjetivas" acerca de cuál es la línea que "más se ajusta" al conjunto de valores. Consecuentemente, se precisa de decisiones subjetivas para determinar las velocidades aparentes medias y la identificación precisa de los puntos de intersección de las líneas de velocidades.

Muy pobre (MP)

Datos erráticos cualitativamente fiables en lo que respecta al estrato identificado, pero con la suficiente dispersión o discontinuidad de datos como para que un estrato de velocidad intermedia o una anomalía puedan quedar ignorados o sin interpretación posible.

Dudoso (D)

No son fiables ni cuantitativa ni cualitativamente. La interpretación es muy subjetiva y está sujeta a los escasos datos disponibles. Es posible realizar otra interpretación, pero se consi-

dera que la interpretación que se ofrece es la más probable, de acuerdo con los datos suplementarios disponibles.

Los datos obtenidos en las exploraciones realizadas en Escatón están, generalmente, entre regular y bueno. Cuando los datos han sido pobres o menos que pobres, han quedado marcados así en la hoja correspondiente.

En el método de sísmica convencional (perfiles de refracción y estudios de "up-hole") el error total es la suma de:

- 1º) 0'5 m.s. debido a la posibilidad de retardo en los detonadores sísmicos.
- 2º) 1'0 m.s. debido a la apreciación en la lectura del registro de ondas obtenido.
- 3º) 1'1 m.s. debido a la representación de los puntos en el gráfico tiempo-distancia y al ajuste de estos puntos a una línea recta, cuya inversa de la pendiente nos da la velocidad. Por lo tanto, el error máximo será de 1'2 m.s.

Las velocidades de las ondas longitudinales, en los diversos niveles del subsuelo han sido calculadas mediante la confección de los gráficos que relacionan el tiempo de la pri-

mera llegada de la energía a cada geófono con la distancia existente entre ese geófono y la fuente de energía. Los tiempos obtenidos se han corregido teniendo en cuenta el desplazamiento lateral del punto de disparo con respecto a la línea de geófonos. La determinación de las velocidades aparentes de la onda longitudinal se ha realizado por el procedimiento de dibujar los trazos y segmentos que encajan mejor en el gráfico tiempos-distancias.

La inversa de la pendiente de cada segmento lineal fue utilizada para calcular las velocidades aparentes de la onda longitudinal. Las velocidades aparentes difieren de las reales en que las aparentes reflejan los efectos de los buzamientos de las capas y la natural constitución no homogénea de los materiales que las componen.

Las velocidades reales han sido obtenidas mediante determinaciones gráficas que eliminan de forma correcta los efectos de la topografía de superficie, y por el estudio de modelos sísmicos. Los cálculos de la profundidad de los niveles de velocidad identificables se han realizado mediante métodos de "tiempo-interceptado" y por el método de "distancia crítica" en cada punto de disparo.

También, siempre que ha sido posible, se han calculado los tiempos de retardo "delay times" de cada geófono.

Cuando existe una zona ciega y tenemos datos suplementarios como sondeos, perfiles de detalle ..., realizamos un modelo con estos datos y comparamos los resultados obtenidos con los hallados en campo, ajustando las profundidades.

Se ha interpretado la sección correspondiente para cada perfil sísmico, utilizando los datos de los análisis anteriores y cualquier otra información disponible, tal como los datos de los sondeos y puntos de disparo. Las velocidades de la onda longitudinal que figuran en las secciones sísmicas de las láminas 2.5.4 a 2.5.8, son velocidades reales.

1.2 ESTUDIOS "UPHOLE" SOBRE LA VELOCIDAD DE LA ONDA LONGITUDINAL

1.2.1 Trabajos de campo

Estos trabajos han producido información acerca de la velocidad de la onda longitudinal en una sección vertical de los materiales del emplazamiento.

Se utilizó un cable especial con 12 geófonos (hidrófonos) incorporados, cable que

fue introducido en los sondeos destinados a este trabajo. La frecuencia natural de estos geófonos es de 14 Hz. La fuente utilizada fue una serie de pequeñas cargas explosivas en pequeños sondeos, de profundidad 1'0 a 1'5 m., distribuidos semicircularmente alrededor del sondeo donde se está realizando el ensayo.

Después de cada secuencia satisfactoria de registros, se subió el cable hasta una profundidad adecuada y se repitió la serie de explosiones. Los intervalos seleccionados en este estudio oscilaron entre 1'0 y 2'0 metros. Siguiendo este procedimiento, se determinaron las velocidades verticales medias de la onda longitudinal en los materiales del emplazamiento.

El equipo utilizado consistió en un amplificador sísmico ABEM TRIO y un oscilógrafo registrador ABEM SX-24.

1.2.2 Técnicas de interpretación

En los sismógramas obtenidos en los estudios "uphole" fueron definidos los tiempos de primera llegada de las ondas a cada una de las posiciones de los geófonos en el interior del sondeo. Los tiempos de primera llegada fueron corregidos de forma que representaran el tiempo correspondiente a una trayectoria vertical. Estas correcciones se hicieron con base a los siguientes parámetros: profundidad del disparo, cronografía del

disparo y profundidad de los geófonos. Los tiempos así corregidos se representaron en un gráfico junto con las profundidades de los geófonos con respecto a la cota de disparo. Los gráficos resultantes se estudiaron mediante los segmentos de línea recta que mejor se ajustaban a los puntos obtenidos. Estos segmentos se han utilizado para calcular la velocidad media vertical de la onda longitudinal en los materiales del emplazamiento.

1.3 ESTUDIOS "CROSSHOLE" SOBRE ONDAS TRANSVERSALES

1.3.1 Trabajos de campo

Tal como se ha empleado en el emplazamiento de Escatrón, la técnica "crosshole" consiste en el uso de tres sondeos. En Escatrón se emplearon dos conjuntos de tres sondeos, uno de ellos en la zona I y otro en la zona II, siendo perpendiculares las alineaciones de los conjuntos. La razón de esta ortogonalidad de alineaciones reside en el deseo de investigar si existe algún efecto de la dirección sobre la velocidad de las ondas.

Los tres sondeos de cada conjunto se encuentran alineados, a intervalos de distancia de 10 y 15 m. Dos de ellos se utilizan para situar los geófonos tridimensionales que recogen las ondas de energía sísmica. Estos sondeos llegaron hasta una profundidad de 60 m. an-

tes de que se realizara el estudio. Los geófonos utilizados tenían una frecuencia natural de 7.5 Hz., y estaban provistos de un dispositivo inflable para asegurar la adecuada fijación dentro de la entubación P.V.C. del sondeo. El tercer sondeo fue perforado en distintas fases hasta las profundidades que convenían al desarrollo del estudio, y fue utilizado como fuente de energía.

Se han desarrollado dos sistemas de registro en este estudio. El primero de ellos es el sísmógrafo, modelo BISON 1580, de seis canales. Este sistema fue especialmente diseñado para los estudios "crosshole" con el objeto de obtener una mayor claridad cronográfica, incrementando así la seguridad en la apreciación de los tiempos de llegada. El segundo sistema utilizado fue una combinación del amplificador ABEM TRIO acoplado al oscilógrafo registrador ABEM SX-24.

El sistema ABEM fue utilizado para producir sísmogramas que contuvieran la totalidad de los trazos de onda resultantes de la fuente de energía sísmica. El sistema BISON, superior en la distinción cronográfica y en la capacidad de resolución de datos, proporciona una información limitada normalmente al dominio de tiempo que interesa, información que quedó re-

gistrada en fotografía POLAROID.

La fuente de energía sísmica fue un tomamuestras de suelos, especialmente diseñado, colocado al final del varillaje de perforación de la sonda. El tomamuestras contiene un transductor de velocidades incorporado.

La secuencia del proceso del estudio "crosshole" es como sigue:

- 1) Se baja un geófono de tres componentes en cada uno de los sondeos previamente perforados. Los dos geófonos se sitúan a la misma profundidad.
- 2) Se profundiza el sondeo alberque de la fuente hasta la misma profundidad en que se encuentran los geófonos.
- 3) Se coloca el varillaje con el tomamuestras en el sondeo, y en la cabeza del varillaje introducido se ajusta un mecanismo que permite producir un golpeo por gravedad con un peso de 30 kgs. Este peso está conectado a un cronógrafo y a un geófono. El cronógrafo conecta con el sistema BISON y el geófono con el sistema ABEM. Ambos instrumentos proporcionan con seguridad el conocimiento de los tiempos en que se produce el impacto del peso sobre la cabeza del varillaje.

El transductor de velocidad, alojado en el tomamuestras, proporciona la información referente al tiempo en que el impacto se produce en el fondo del sondeo.

- 4) La energía del impacto transmitido por el varillaje al tomamuestras, y por éste al terreno, se recoge en los geófonos alojados en los otros dos sondeos, geófonos que transmiten la señal a los sistemas registradores ABEM y BISON.

Después de terminar satisfactoriamente una secuencia de registros, se bajan los geófonos hasta el siguiente escalón y se repite el proceso que acabamos de describir.

Los intervalos de registro oscilaron entre 2 y 3 metros en ambos estudios "crosshole".

1.3.2 Técnicas de interpretación

El identificar la llegada de una onda transversal en un registro sísmico supone un problema de difícil y compleja solución, puesto que la onda transversal llega después de la onda longitudinal y antes que las ondas de superficie, ondas de Stonely y las "tube wave". Por esta razón se realizaron registros

de alta y baja amplificación en cada intervalo.

A través de los sondeos realizados, y en particular en los del estudio de "crosshole" se conocía la litología de los distintos niveles del subsuelo en el entorno donde se realizó el ensayo de "crosshole".

Las velocidades de los materiales del subsuelo eran también conocidas gracias a los estudios "uphole" y de refracción.

Mediante los sismógramas obtenidos en los ensayos de "crosshole" se determinaron los tiempos de llegada de la onda longitudinal a los dos geófonos situados en sus respectivos sondeos. La onda longitudinal puede transmitirse a través de una misma capa (marga, arenisca), onda directa, refractarse en las capas de mayor velocidad (areniscas) o reflejarse en las diferentes capas. Mediante cálculos se determinaron las velocidades de las ondas longitudinales a través de las capas de arenisca, marga y caliza y con las posibles diferentes trayectorias (directa, refractada y reflejada). Con estas velocidades y estas supuestas trayectorias se calcularon los tiempos de llegada posibles y se compararon con los obtenidos en los sismogramas.

De esta manera se determinaron con exactitud los caminos (directo y refractado) correspondientes a los tiempos medidos en los sismogramas. Los tiempos correspondientes a las ondas reflejadas no se tuvieron en cuenta, pues siempre fueron muy superiores a los tiempos medidos en estos sismogramas.

En las láminas 2.5.11; 2.5.11-A; 2.5.12 y 2.5.12-A se indican las profundidades a las que se han realizado los impactos, las velocidades de las ondas longitudinales y transversales, el camino seguido por las ondas y el módulo de Poissons, todo ello correlacionado con el corte geológico del sondeo. A continuación se calcularon, de la misma forma, los tiempos y los caminos seguidos por las ondas transversales.

Como ayuda para determinar los tiempos de llegada de la onda transversal se utilizó la siguiente característica de las ondas transversales: "la amplitud de la onda transversal cambia de signo cuando el sentido del impacto generador de ondas (fuente) gira 180° ".

El sistema BISON 1580 está equipado con un circuito de polaridad reversible para cada geófono, que puede utilizarse para cambiar la polaridad de la señal recibida en el geófono.



lo cual equivale al giro del sentido del impacto en 180° , que muchas veces resulta de imposible realización.

1.3.2.1 Discusión del error en los estudios "crosshole" sobre ondas transversales.-

En este caso deberemos tener en cuenta, por una parte el error debido a las medidas del tiempo; por otra parte el error debido a la determinación de las distancias. A partir de estos errores obtendremos el error cometido en el cálculo de la velocidad.

El error cometido en la determinación del tiempo es debido a la lectura del registro obtenido que será menor cuanto menor sea la separación entre fuente y geófono, puesto que la energía transmitida (impacto) se amortigua con la distancia.

Estimamos un error de $\pm 0,5$ m.s. para el sondeo más cercano y de ± 1 m.s. para el más alejado.

Esto supone, teniendo en cuenta los tiempos registrados, un error para los estudios de "crosshole" realizados de 6% para el sondeo más cercano y de 5% para el más alejado.

La distancia entre los sondeos utilizados era bastante pequeña en comparación con

las distancias consideradas en los perfiles por refracción, por tanto, la desviación en la verticalidad de alguno de los sondeos del conjunto "crosshole" resulta de importancia crítica. Mediante el estudio de la inclinación de cada sondeo se redujo considerablemente el margen total de error. Sin embargo, aún después de realizar este estudio, persiste un margen de error en cada sondeo equivalente a dos veces la diferencia entre el diámetro del sondeo y el diámetro de la herramienta utilizada en el estudio de verticalidad de cada sondeo.

El error cometido por este concepto es de 1,5% para el sondeo más cercano y de 0,5% para el sondeo más alejado.

El error máximo cometido en el cálculo de la velocidad es de 5,5% para los sondeos más cercanos y de 4,5% para los más alejados para formaciones con baja velocidad sísmica y de 8% y 6,5% para los sondeos más cercanos y más alejados respectivamente, y formaciones de alta velocidad sísmica.

1.4 ESTUDIOS DE ONDAS SUPERFICIALES

1.4.1 Trabajos de campo

El estudio sobre ondas superficiales ha sido realizado para analizar los tipos y características de las ondas superficiales, generadas en el emplazamiento por la detonación de cargas explosivas enterradas a poca profundidad. En este tipo de estudios,

17

se necesita trabajar con una larga distancia para permitir el pleno desarrollo de tales ondas. La situación de la línea fue seleccionada, según figura en la lámina 2.5.3, para que tuviera un máximo de longitud próxima, y dentro del emplazamiento. Normalmente, estos estudios se realizan sobre las líneas en que se han obtenido perfiles sísmicos, pero, en este caso, no existían perfiles con suficiente longitud, y por ello se hubo de realizar un nuevo perfil sísmico sobre la línea de estudio, al mismo tiempo que se realizaba el estudio en sí.

En este estudio se mantuvo fija la posición de los puntos de disparo y se cambiaron las posiciones de los geófonos. En cada punto de disparo se perforó un nuevo sondeo con una profundidad de 3 metros.

La energía sísmica, liberada por la explosión de las cargas, fue detectada por dos grupos de 3 geófonos; en cada grupo, un geófono queda orientado radialmente al punto de disparo, otro transversalmente y el tercero se orienta verticalmente. La frecuencia natural de estos geófonos era de 4'5 Hz, y todos ellos fueron enterrados para disminuir los efectos que la onda expansiva, transmitida por el aire, pudiera tener sobre su sensibilidad.

La energía de salida, producida por los geófonos, quedó registrada en sistema amplificador de vibraciones del terreno ABEM VIBRA-AMP de seis canales. El perfil de refracción se realizó con geófonos "Standard" de 14 Hz y se registró en amplificador ABEM TRIO. Los datos registrados por ambos instrumentos quedaron impresos sobre papel sismográfico mediante un oscilógrafo registrador ABEM SX-24.

Se realizaron, en cada grupo de geófonos, registros de alta y baja amplificación para facilitar la determinación de los principios de los trenes de ondas.

1.4.2 Técnicas de interpretación

El análisis de los registros obtenidos se realizó mediante gráficos tiempos-distancia de las primeras llegadas de la onda longitudinal y de las ondas de tipo transversal aparente. Además se dibujó la primera llegada del movimiento de todos los trenes de ondas coherentes. Estos gráficos permiten calcular las velocidades aparentes de las ondas longitudinales, transversales y superficiales.

Las velocidades de las ondas longitudinales y transversales se cotejaron con los resultados obtenidos en otros estu-



dios. Las velocidades así calculadas son ve locidades de fase.

Se realizaron ensayos de campo, de movimiento direccional para determinar la relación entre los movimientos de las señales de entrada y salida de los geófonos. Con los resultados de estos ensayos se dibujaron los gráficos de movimiento de partícula, correspondientes a cada tren de ondas coherente, observado a lo largo del estudio. Estos gráficos se utilizaron para determinar los tipos de movimiento de las ondas, y, lógicamente, los tipos de onda que constituyen las ondas superficiales. Otras características de los tipos de ondas se calcularon a partir de la relación de velocidad y frecuencia.

1.5 ONDAS TRANSVERSALES EN SUPERFICIE

1.5.1 El objeto de los estudios sobre ondas superficiales transversales es el definir sus velo cidades en los materiales cercanos a la super ficie. La fuente de energía, utilizada en estos trabajos, fue el golpeo horizontal y vertical con un martillo pesado sobre una plancha de madera anclada al terreno por el peso de un vehículo. Los impactos horizontales se hicieron en direcciones opuestas con la intención de definir el principio del tren de ondas trans-

versales. Los impactos verticales tienen por objeto el estudiar la onda longitudinal. La energía resultante de los impactos horizontales fue recogida en geófonos de 4'5 Hz, orientados horizontalmente. La energía resultante de los impactos verticales se recogió en geófonos de 10 Hz, orientados verticalmente. Las señales de salida de los geófonos fueron recogidas por el sistema ABEM y BISON 1580.

1.5.2 Técnicas de interpretación

Los datos obtenidos sobre la onda longitudinal fueron analizados en forma similar a la empleada en los estudios de refracción. Los datos referentes a la onda transversal, se analizaron de acuerdo con los procedimientos utilizados en el estudio "crosshole". Los tiempos de llegada de ambas ondas componen un gráfico tiempo-distancia sobre el que se ha calculado las velocidades aparentes.

1.6 EQUIPO GEOFISICO

1.6.1 Amplificadores ABEM TRIO y SX-24

Este equipo consta de dos amplificadores sísmicos de estado sólido, con 12 canales, y de un oscilógrafo registrador de estado sólido, de 25 canales. Cada amplificador tiene 8 posiciones fijas de control de ganancia, que corresponden a un intervalo de

amplificación comprendido entre el 100% y el 0'03%. Este equipo carece de filtros. Cuando los amplificadores se acoplan con los galvanómetros de 200 Hz del oscilógrafo SX-24, la frecuencia de respuesta de los amplificadores es plana entre 20 y 120 Hertz. Este sistema es el adecuado idealmente para realizar perfiles de refracción a gran escala y con trazo múltiple.

1.6.2 Amplificador ABEM VIBRA-AMP 6

Es un sistema amplificador de seis canales destinado a ampliar las vibraciones del terreno que se acopla al oscilógrafo registrador SX-24. Los amplificadores son de una sola terminal, de tipo lineal flotante para DC, y están diseñados para trabajar con transductores de velocidad (geófonos). Cada amplificador tiene fijadas 10 posiciones de control de ganancia entre 0'01 y 200 cm/seg. de velocidad de vibración, por cada centímetro de deflexión del galvanómetro. La frecuencia de respuesta del amplificador es plana entre 20 y 120 Hz. Este sistema acoplado con geófonos de 4'5 Hz proporciona un método calibrado para registrar la velocidad de partícula. Dadas las características de frecuencia de estos amplificadores, han sido empleados para las investigaciones sobre las ondas superficiales.

1.6.3 BISON 1510

Es un cronometrador de un solo canal con lectura LED y un cristal de cuarzo estándar de 100 KHz. El amplificador tiene un control de ganancia no calibrado, que se utiliza para medir el primer ciclo positivo de energía física, al mismo tiempo que minimiza las lecturas de ruidos parásitos. Este instrumento es adecuado para exploraciones sísmicas de poca profundidad y para determinación de velocidades en los afloramientos de rocas.

1.6.4 BISON 1580

Esencialmente es un tubo de rayos catódicos instantáneo (CRT), con seis canales, con refuerzo de señal para sismograma y diseñado para su uso en investigaciones geofísicas en ingeniería. Cada uno de los seis amplificadores tiene control ajustable del aumento que alcanza más de 70 db. Las longitudes de sismograma disponibles en circunstancias normales van de 10 a 500 milisegundos, aunque cada canal tiene disponibles mecanismos de tiempo de retardo de hasta 9.999 mv. El operador puede almacenar selectivamente cada trzo, borrarlo, producirlo o reforzarlo.



Un marcador de tiempo con lectura digital proporciona una cronografía precisa en cualquier punto de una onda. Además, cada trazo puede reflejarse en forma vertical u horizontal.

El dispositivo para reforzar la señal se basa en el hecho de que las señales repetidas de energía sísmica pueden sumarse acumulativamente, siempre que el ruido, siendo escaso en el dominio del tiempo, tenga tendencia a cesar en esquemas repetidos de energía sísmica. Este dispositivo permite transformar señales de energía débil en gráficos sísmicos reconocibles.

1.6.7 Geófonos

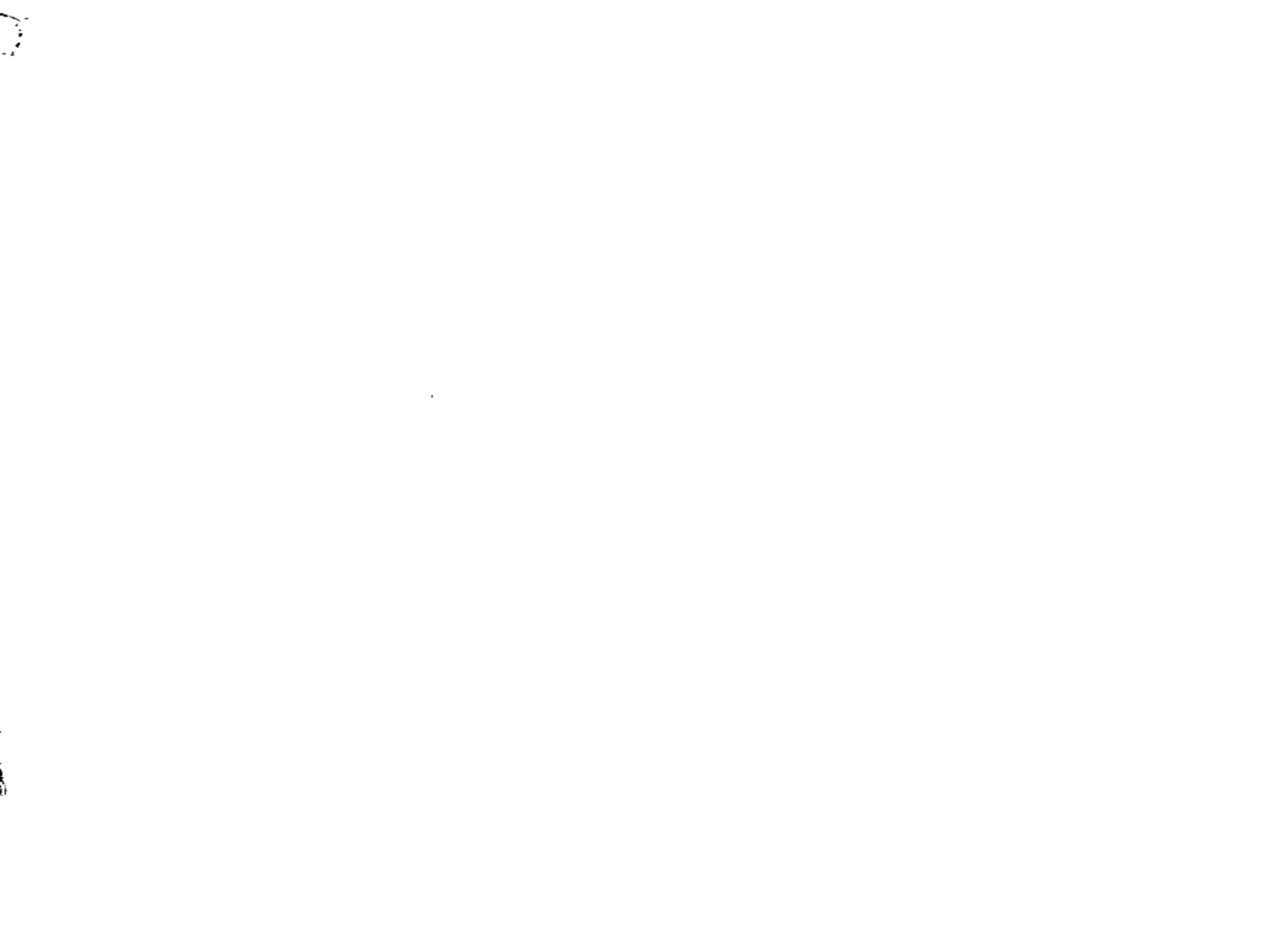
Los geófonos utilizados en estos trabajos de campo fueron seleccionados para obtener características óptimas de frecuencia de acuerdo con las necesidades de cada estudio. Los estudios "uphole" y de refracción se realizaron para obtener información primaria sobre el movimiento de las ondas de compresión. Estas ondas tienen una frecuencia más alta que las transversales y que las superficiales, por tanto, en ellos se utilizaron geófonos de 10-14 Hz.

Los estudios sobre ondas transversales y superficiales se realizaron con geófonos entre 4'5 y 7'5 Hz.

TABLA II

INVENTARIO DEL EQUIPO GEOFISICO

MARCA Y MODELO	Nº DE SERIE	APLICACION
ABEM AMPLIFIER	T15320-2E(1)	Refracción "Uphole", "Crosshole" Ondas superficiales Ondas transversales en superficie
ABEM TRIO AMPLIFIER	T15320-2E(2)	
ABEM SX-24 Recording Oscillograph	S352896-001-103	(Usado conjuntamente con ABEM TRIO amplifiers, or VIBRA-AMP 6)
ABEM VIBRA-AMP 6 Amplifier	S336805-03-107	Ondas de superficie
BISON 1510	751123	Refracción en un paleo canal
BISON 1580	7614	"Crosshole" Ondas transversales en superficie



CURSO: GEOFISICA APLICADA A
EXPLORACION GEOTECNICA

TEMA: PROPIEDADES DINAMICAS DE
LAS ROCAS

AUTOR: JORGE E. CASTILLA CAMACHO

FECHA: Julio 13, 1981

PROPIEDADES DINAMICAS DE LAS ROCAS
SU USO EN INGENIERIA CIVIL

Jorge E. Castilla Camacho*

INTRODUCCION

Numerosos problemas en ingeniería civil requieren del conocimiento de las propiedades dinámicas del suelo o la roca con el fin de obtener soluciones satisfactorias.

Estos problemas abarcan un rango muy amplio de situaciones desde problemas de amplitudes de movimiento muy pequeños (cimiento de equipos de alta precisión) hasta problemas relacionados con el diseño para resistir efectos de grandes sismos. La necesidad de resolver este amplio rango de problemas ha propiciado el desarrollo de una gran variedad de técnicas, tanto de campo como de laboratorio, para evaluar las propiedades dinámicas del suelo o roca y estudiar así su comportamiento ante sollicitaciones dinámicas.

Las principales propiedades dinámicas de suelos y rocas que es necesario conocer para la solución de los problemas antes mencionados son:

- Módulo de deformación dinámica (Módulo de Young)
- Módulo de cortante (Módulo de Rigidez)
- Módulo de deformación volumétrica (Módulo de compresibilidad)
- Relación de Poisson
- Amortiguamiento y atenuación
- Frecuencia de transmisión de ondas

*Jefe de la Oficina de Mecánica de Rocas de la Comisión Federal de Electricidad

Parámetros de licuación de suelos, esfuerzos cíclicos de corte y desarrollo de presión de poro.

Resistencia al corte en términos de velocidad de deformación.

Algunas de estas propiedades se pueden estudiar en el campo, otras en el laboratorio y algunas tanto en el campo como en el laboratorio.

La técnica más adecuada dependerá de su similitud con el problema en estudio en cuanto a frecuencia de aplicación de cargas, amplitudes que pueden generarse, deformaciones que pueden causarse, etc., etc.

La elección de la técnica adecuada deberá efectuarse cuidadosamente para lograr representatividad de los parámetros que se obtengan y así lograr soluciones satisfactorias a los problemas que se estudian.

DETERMINACION DE PROPIEDADES DINAMICAS

a) Técnicas de laboratorio

En teoría debería ser posible poder construir aparatos de laboratorio que permitieran someter especímenes de suelo o roca a las mismas condiciones que experimentará en el campo al someterse a una excitación dinámica. Sin embargo, en la práctica esto no es posible: .

Las limitaciones de representar las condiciones existentes en el campo (aspectos geológicos, topográficos, escala del fenómeno, etc.) impiden la representación fiel de las condiciones en el laboratorio. Sin embargo, en laboratorio es posible, me-

diante estudios paramétricos, entender el comportamiento de los suelos bajo un rango de situaciones semejantes a las que experimentará en el campo.

El énfasis en los ensayos de laboratorio ha estado orientado recientemente en la determinación de los módulos dinámicos (Módulo de Young y módulo de rigidez), del amortiguamiento y de la relación de Poisson. También se han hecho esfuerzos en la determinación de características de comportamiento bajo cargas cíclicas de compresión o cortante.

En la Tabla 1 se enumeran las principales técnicas de laboratorio para estudio de propiedades dinámicas y se indican las propiedades que pueden ser obtenidas con ellas. Se indica además el orden de magnitud de la deformación involucrada en la prueba y su relación con las deformaciones que se presentan en los problemas de ingeniería.

b) Técnicas de campo

Por muchos años las técnicas de campo se limitaron a la utilización de datos procedentes de exploraciones geofísicas indiscriminadamente. Con el conocimiento de las propiedades dinámicas de suelo y roca y la utilización de otras técnicas, como son las de excitación dinámica mediante vibradores de frecuencia variable, se ha podido restringir el uso de los datos de geofísica para la solución de problemas para los cuales sí es representativa la técnica. Sin embargo, propiamente aplicadas las técnicas sísmicas de exploración geofísica aportan información muy valiosa acerca de las características y comportamiento de las masas de suelo y

roca.

Las técnicas de campo aprovechan la propagación de ondas sísmicas artificiales en el medio, las cuales están gobernadas por las propiedades elásticas del mismo. Las técnicas más aplicadas son la del método sísmico de refracción, el método de "cross hole" y el método de "down hole".

Todos ellos se basan en la medición de la propagación de ondas de compresión y cortante, que permiten determinar las propiedades elásticas dinámicas del medio mediante la teoría de propagación de ondas, en medios elásticos, mediante las siguientes expresiones:

$$\alpha^2 = \frac{E_d}{\rho} \frac{1 - \nu}{(1 + \nu)(1 - 2\nu)} \quad (1)$$

$$\beta^2 = \frac{E_d}{\rho} \frac{1}{2(1 + \nu)} \quad (2)$$

en donde:

α = velocidad de propagación de la onda longitudinal en cm/seg

β = velocidad de propagación de la onda transversal en cm/seg

E_d = módulo de elasticidad dinámico, en kg/cm^2

ν = relación de Poisson, adimensional

ρ = densidad de masa, en $\text{kg seg}^2/\text{cm}^4$

No se pretende aquí describir las técnicas usuales, pues otros expositores tendrán esa función. Se pretende comentar la utilización de los resultados en la solución de problemas de inge-

niería civil haciendo énfasis en su correlación con otras propiedades de interés.

UTILIZACION DE PROPIEDADES DINAMICAS

Siendo el tema del presente curso el de la aplicación de la Geofísica a la Geotecnia nos concretaremos a comentar la información que nos proporciona esta técnica para su utilización en la Ingeniería Civil.

Hemos dicho que con los diferentes procedimientos o técnicas que la Geofísica nos ofrece podemos determinar características de propagación de ondas en el medio en estudio, sea este suelo o roca, como son la velocidad y frecuencia de las ondas longitudinal y transversal (Compresión y Corte).

El obtener características de ondas longitudinales es más o menos fácil, sin embargo para la onda transversal se presentan dificultades prácticas que impiden en muchos casos su caracterización,

No obstante, con técnicas adecuadas pueden producirse ondas transversales o de corte que permiten la detección de las mismas con aparatos registradores de vibración (Ref. 1,2).

Como se mencionó antes, suponiendo el medio en el que se transmiten las ondas elástico, homogéneo, isótropo y semi-infinito puede determinarse el módulo de elasticidad dinámico y la relación de Poisson con las ecuaciones (1) y (2), y a partir de ellas el módulo de rigidez y el de compresibilidad, dados por las ecuaciones siguientes:

$$G_d = \frac{E_d}{2(1 + \nu)} \quad (3)$$

$$K_d = \frac{E_d}{2(1 - 2\nu)} \quad (4)$$

en donde,

G_d = módulo dinámico de rigidez o de cortante en kg/cm^2

K_d = módulo dinámico de compresibilidad en kg/cm^2

Estos valores se utilizan en los análisis de esfuerzos y deformaciones de problemas que involucran cargas dinámicas como es el de cimentación de maquinaria, turbogeneradores, problemas de transmisión de ondas sísmicas, etc.

En problemas en los que están involucradas cargas estáticas, por ejemplo cimentaciones de estructuras (presas, edificios, etc.), estados de esfuerzos en la periferia de excavaciones, etc, es necesario el conocimiento de las propiedades elásticas en condiciones estáticas, las cuales presentan valores menores que los dinámicos debido a la diferencia que existe en la velocidad de aplicación de la carga en una y otra condición.

La correlación entre propiedades elásticas y dinámicas no guarda ninguna regla definida. El rango más común es el de una relación entre 1/2 y 1/3 dependiendo del tipo de roca. (1/2 para rocas duras y 1/3 para rocas blandas) pero debido a los accidentes que pueden afectar los medios en consideración (suelo o roca) se han encontrado relaciones hasta de 1/13.

Recopilación de información de muchos proyectos condujo a la for-

mación de las gráficas de las figuras anexas, las cuales son muy útiles para determinar módulos dinámicos y estáticos a falta de mejor información.

La determinación de la frecuencia de propagación de ondas en el terreno ayuda también, para el estudio de vibraciones producidas por explosiones y poder así estudiar las cargas máximas de explosivos que es posible detonar sin causar daños.

TECNICA	PROPIEDADES		DINAMICAS	
	Módulo de Cortante	Módulo de Young	Amortiguamiento	Comportamiento ante esfuerzos cíclicos
(1) Columna Resonante	x	x	x	
(2) Pulso ultrasónico	x	x		
(3) Triaxial Cíclica		x	x	x
(4) Corte simple Cíclico	x		x	x
(5) Corte por torsión cíclico	x		x	x
(6) Mesa vibradora	x			x

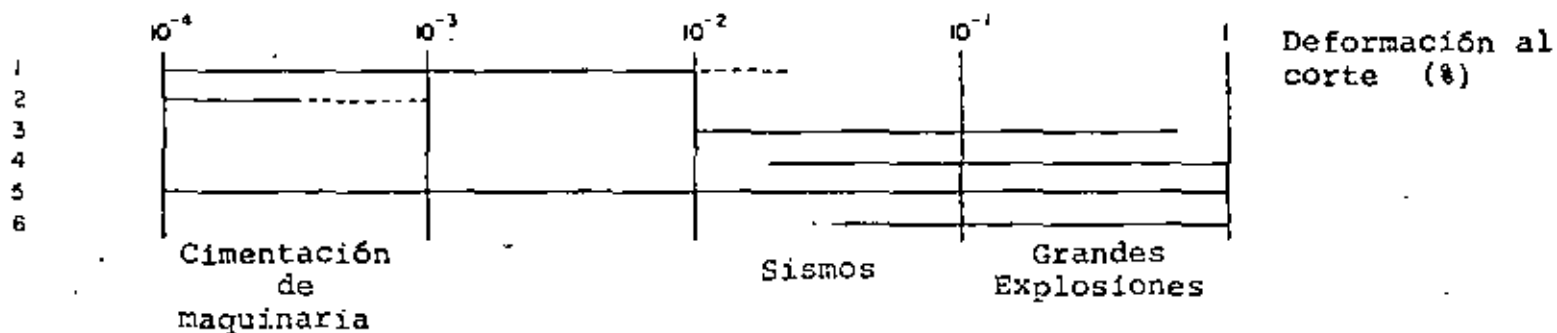
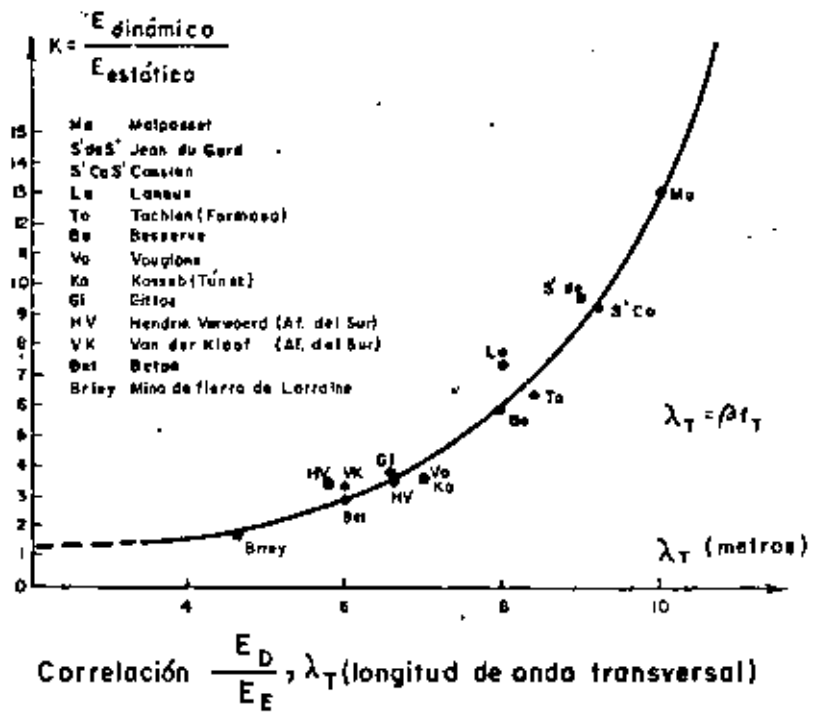
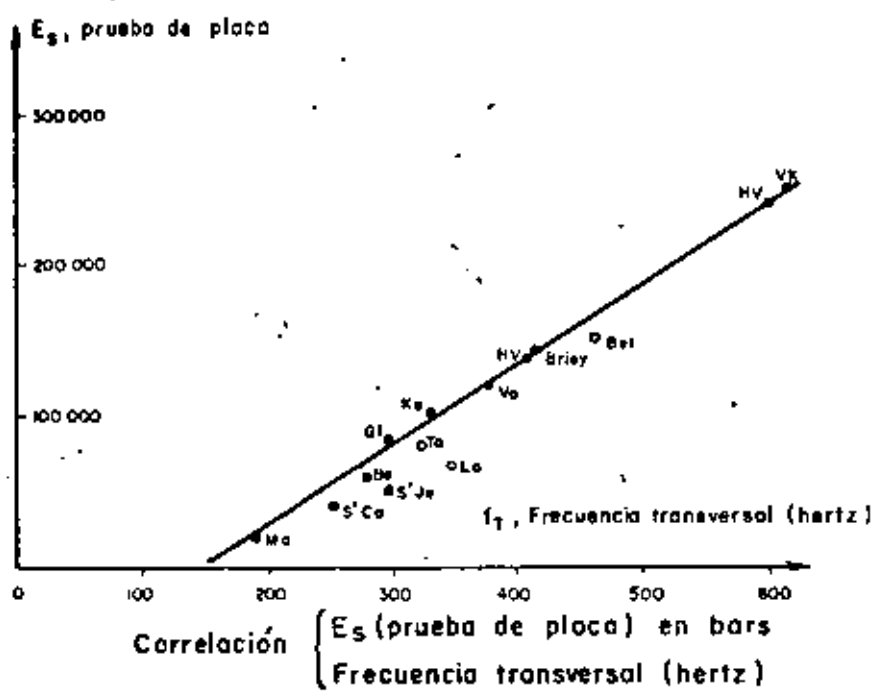


TABLA 1 - TECNICAS DE LABORATORIO PARA ESTUDIO DE PROPIEDADES DINAMICAS



Extraído de la tesis de B. SCHNEIDER

BIBLIOGRAFIA

A.S.C.E. Specialty Conference on Earthquake Engineering and
Soil Dynamics.

Pasadena, Cal. June 1978

Lama, R.D. and Vutukufi, J.S. Handbook on Mechanical Properties
of Rock. Vol. II. Trans. Tech. Publications, 1978

Goodman, R. Introduction to Rock Mechanics. John Wiley, 1980

Jaeger, Ch. Rock Mechanics and Engineering. Cambridge University
Press, 1972.

Plichon, N.J.N. Application des méthodes Géophysiques aux
travaux de génie civil. Annales de L'institut Technique du
batiment et des travaux publics. 1956

Roussel. J.N. Etude théorique et expérimentale du module
dynamique des massifs rocheux. Reuve de L'industrie
minerle, 1968

SCHENEIDER, B. Moyens nouveaux de reconnaissance des massifs
rocheux. Sunales de L'institut technique du batiment et
des travaux publics, 1967.

RICHART, F.E. et al. Vibrations of soils and Foundations.
Prentice - Hall, 1970.





**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

METODOS SISMICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA

GEOLOGIA DEL PROYECTO HIDROELECTRICO

AGUAMILPA, NAY.

Ing. Gustavo Díaz Velarde

JULIO, 1981

I.- CONCLUSIONES

CONCLUSIONES:

1.- Las unidades litológicas que se observan en el sitio del proyecto (alternativas Aguamilpa 4 y 6) están constituidos por rocas volcánicas calco-alcalina, intrusionadas por cuerpos de monzonodiorita cuarcífera, granito y monzonita, así como por diques doleríticos.

2.- La roca es más homogénea en la margen derecha del Río Santiago, a la altura de la Boquilla el Sordo y en la Alternativa Colorines, consistiendo principalmente de dacitas e ignimbritas. En la margen-izquierda se encuentra aflorando prácticamente toda la secuencia volcánica.

3.- La zona está afallada y fracturada, algunas fracturas presentan aberturas que van de 5 a 40 cm., rellenas en ocasiones por material arcilloso y fragmentos de roca y en general por sílice. Sobre el cauce del río, en ambas márgenes, la silicificación es la alternación predominante, sellando por completo algunos sistemas de fracturamiento. Es de esperarse que a mayor profundidad mejoren las condiciones de la roca.

4.- Los sistemas de fallamiento y fracturamiento que se presentan en la zona de la boquilla tienen rumbos preferenciales NE-SW, NW-SE y E-W. Dentro del sistema NE-SW se localiza la falla normal El Sordo, la cual controla el cauce del Río Santiago en el área estudiada.

Su salto, observado en la superficie, es desde 50 a 60 m. y la falla F-1 tiene unos 400 m. aproximadamente. La roca afectada por ella se encuentra altamente silicificada.

5.- En el área de la boquilla se presentan varios tipos de alteración, entre los cuales predomina la silicificación en ambas márgenes del río. La propilitización es menos abundante, estando confinada a las partes medias superiores de los cerros. La argilitización está situada preferencialmente entre el camino de terracería y la falla Canoas, profundizando aparentemente cerca de 30 metros.

II.- GENERALIDADES

Introducción:

Desde el año de 1954 hasta la fecha, se han realizado estudios geológicos en los diversos estrechamientos del Río Santiago, con el objeto de conocer las mejores posibilidades de establecer una obra de aprovechamiento de sus escurrimientos (foto 1). En la región de Aguamilpa las investigaciones realizadas por técnicos de la Comisión Federal de Electricidad y de la antigua Secretaría de Recursos Hidráulicos han sido numerosas y comprenden desde reconocimientos geológicos hasta trabajos de exploración superficial y del subsuelo. Los estudios culminaron con el establecimiento de las características geológicas del terreno, cuyos datos sirvieron para la preparación de los proyectos de las obras civiles. El consecuente desarrollo de la factibilidad de estas últimas obras, ha conducido a conocer los costos en algunas de las alternativas, hasta llegar al punto de poder comparar la capacidad generadora y su costo aproximado.

Después de algunos de los últimos análisis llevados a cabo por C.F.E. en 1975, esta empresa concluyó en un estudio de factibilidad económica, que la presa de Aguamilpa tendría los siguientes rendimientos:

- 1.- Beneficios por generación de energía eléctrica.
- 2.- Beneficios por Riego:
 - 2-1 Riego local
 - 2-2 Exportación al norte.
- 3.- Beneficio por control de avenidas
- 4.- Beneficio por acuacultura.

Tanto en este caso como en las anteriores alternativas, el alto costo de la obra civil proyectada en Aguamilpa y la calidad de la roca, fueron instrumentos de demora en la realización del proyecto. En la actualidad, la necesidad de proporcionar nuevos polos de desarrollo industrial y de asentamientos humanos en esta región del país, condujo a la revisión del potencial hidroeléctrico del Río Santiago, y la C.F.E. haciendo acopio de las más avanzadas técnicas de investigación geológica y geofísica, se propuso localizar una boquilla más cercana a los bancos de préstamo para abatir los costos, el resultado es el presente estudio en la alternativa El Sordo, cuyo levantamiento geológico fué iniciado el mes de agosto de 1978.

Por lo que se recomiendan algunas obras de exploración directa que

permiten definir las características físicas de la roca y correlacionar esa información con las observaciones de superficie. Las especificaciones del proyecto para la cortina en el sitio de la alternativa 6 (El Sordo) son:

Elevación de la corona de La Cortina
Longitud de la corona
Nivel del agua al máximo del embalse (NAME)
Nivel del agua máximo de obra (NAMO)
Nivel mínimo (NAMIN)

El fracturamiento básicamente se compone de 2 sistemas importantes con las siguientes orientaciones:

N30°-40°W - 50°-70°NE
N50°-40°W - 60°-80°SE

Por otro lado, las fallas están orientadas generalmente como sigue:

N40°-50°E - 60°-70°NE
N40°-50°E - 60°-70°SE

Levantamientos sistemáticos de geología.

Previamente a este trabajo de campo, se recopiló toda la información referente, tanto a los estudios en otras alternativas sobre el Río Santiago, como a investigaciones en la región, concernientes a geología y geofísica. El análisis de la información geológica-preexistente y subsecuentes recorridos al área en estudio, permitieron establecer las primeras relaciones de campo, tanto de carácter regional como de los rasgos locales. Los datos obtenidos en los recorridos de reconocimiento y los estudios petrográficos, sirvieron de apoyo en los levantamientos geológicos y en la determinación de la columna estratigráfica.

Para los levantamientos de la geología regional se utilizaron fotografías aéreas y las observaciones se anotaron en mapas escala 1:50.000, correspondientes a las hojas topográficas editadas por la Dirección de Estudios del Territorio Nacional (DETENAL). En este caso se trató de hacer el mayor número posible de recorridos en el campo y en menor proporción se utilizó la fotogeología. -- Los reconocimientos también se hicieron en avión y en helicóptero.

El levantamiento de geología de semidetalle, desde el rancho Las Blancas hasta Aguamilpa se realizó con apoyo topográfico median-

te poligonales con tránsito y estadia, los datos se vaciaron en planos topográficos, configurados a escala 1:5 000. En este caso los recorridos se hicieron a lo largo del camino de acceso a Agua milpa y de numerosas travesías sobre brechas abiertas entre la - vegetación, siguiendo arroyos y escurrideros para observar los - mejores afloramientos.

III.- GEOMORFOLOGIA

III-₁ Fisiografía

Existen diversas publicaciones referentes a las provincias fisiográficas en que se divide el país. Sin embargo, después de consultar algunas de ellas, se concluyó que las divisiones establecidas por Raisz, E. (1964), Humphrey W. (1956) modificadas por el Departamento de Geología de la UNAM, 1976, son las que más representan la fisiografía que se tiene en la cuenca del Río Santiago (ver -- plano P.H.A. 2).

El área estudiada en la región de Aguamilpa, se encuentra en la - Provincia Fisiográfica de Sierras Sepultadas (estribaciones de la Sierra Madre Occidental) y más propiamente corresponde con la Sub provincia de Sierras de Piemonte. Se localiza dicha área en el lí mite Sur de esta división, donde colinda con el extremo norocci-- dental de la provincia fisiográfica denominada Meseta Neo-volcáni ca.

Las características de ambas provincias coinciden en aspectos pri mordiales con las divisiones en provincias magmáticas estableci-- das para esta región por Demant. A. et al. (1976) quienes mencio-- nan para la Sierra Madre Occidental que, "esta provincia compren-- de la imponente cobertura ignimbrítica que se prolonga a lo largo de la margen occidental de México. Se extiende desde Sonora-Chi-- huahua al Norte, hasta el Río grande de Santiago, al Sur".....-- ..."el basamento de las ignimbritas de la Sierra Madre Occidental se observa en Sinaloa; está constituida por andesitas del Oligoce no que cubrieron una paleogeografía cretácica"...

Respecto a la Provincia Magmática denominada Eje Neovolcánico--- Transmexicano dicen... "una fase oligo-miocénica se puede diferen-- ciar en la parte occidental del Eje Neovolcánico, por lo general-- casi siempre se presenta bajo la forma de mesas con alternancias-- de brechas y derrames inclinados por efectos de la tectónica Plio-- cuaternaria" "la fase Plio-cuaternaria (de hecho la más - desarrollada) a diferencia de las secuencias anteriores tiene una disposición este-oeste"... (ver plano P.H.A. 3).

Observaciones realizadas durante reconocimientos terrestres y aéreos de la parte baja de la cuenca del Río Santiago (región de Tepic) muestran que su ciclo morfológico de erosión es juvenil al salir del Lago de Chapala y se torna juvenil-maduro después de cortar en profundos cañones las mesetas volcánicas que disecta (Plan de Barrancas) alcanzando su mayor madurez conforme se acerca a la Costa del Pacífico y entra a la Planicie costera Sinaloa-Nayarit. Sin embargo, en la región montañosa Plan de Barrancas-Aguamilpa algunos cambios de rumbo en su curso sugieren un desarrollo de éste a lo largo de sistemas de fracturas. Así, al oriente franco de la ciudad de Tepic, su curso generalizado es subsecuente y, aunque ondulante, tiene un rumbo NNW hasta la confluencia con el Río Huaynamota, donde tuerce 90° en meandros hacia el WSW. Al respecto Veytia M. 1963, dice lo siguiente ... "El Río Santiago al salir del Lago de Chapala, efectúa un corto recorrido por terrenos planos y al llegar a la altura de Puente Grande, donde cruza la carretera de Guadalajara a Lagos, empieza a profundizar su cauce hasta llegar a excavar una profunda barranca con grandes desniveles, teniendo la particularidad de presentar formas topográficas muy diferentes en la margen izquierda, en relación con las observadas en la margen derecha.

A partir de Guadalajara, la margen izquierda está formada principalmente por mesas muy planas casi horizontales que se extienden prácticamente desde Amatitán hasta cerca de la Yesca; estas mesas corresponden a extensas coladas de lavas basálticas; de la Yesca, los derrames de basalto en la margen izquierda se ven interrumpidos por la Sierra de San Pedro en la zona de Cajones, y por la Sierra de Picachos en la confluencia de Huaynamota"... "El río, a partir de Chapala hasta su desembocadura al mar, tiene un desnivel total de 1500 mts. con un desarrollo aproximado de 390 Km. La pendiente más fuerte se alcanza desde Chapala a la confluencia con el Verde hasta el mar, con un desarrollo de 300 Km., desciende 1,000 mts." .

Si consideramos geográficamente la región de Aguamilpa desde la confluencia del Río Santiago con el Río Huaynamota, hasta El Vicenteño, tendremos un ciclo de erosión juvenil-maduro con estrechez del cauce en localidades donde el río sigue su curso a lo largo de sistemas de fracturas.

En el aspecto hidrográfico, la descripción de la cuenca del Río Santiago realizada por Bolaños, F. y Barrera G. (1975) en su informe dicen: "...El Río Grande o de Santiago considerado desde la parte NE del Lago de Chapala en el estado de Jalisco, sigue su curso hacia el NW para internarse en el Estado de Nayarit en Analco, Mpio. de la Yesca; cambiando de dirección al occidente a partir de la confluencia con el Río Huaynamota para después -

continuar al WSW hasta la desembocadura en el Océano Pacífico, -- después de un recorrido de unos 265 Km. en el estado de Nayarit. Los principales afluentes del Río Santiago hasta antes del sitio de Aguamilpa son los ríos Verde, Juchipila, Bolaños y Huaynamota. La cuenca hidrológica del Río Santiago hasta la estación Yago: -- situada aguas abajo de la Boquilla de Aguamilpa tiene un área de 75 438 Km²". "8 Km aguas arriba del Carrizal durante el período -- 1957-1962" ...

Los resultados obtenidos mostraron que:

... "Los meses con mayores escurrimientos son agosto y septiembre, lo cual coincide con los meses de mayor perturbación climatológica" ...

IV GEOLOGIA GENERAL

IV-1 Aspectos geológicos

El área correspondiente al Proyecto Hidroeléctrico en estudio: -- se encuentra en la porción meridional de la Sierra Madre Occidental, donde afloran unos 1000 m. de rocas ígneas extrusivas del -- Cenozoico Medio, representadas por andesitas en la parte inferior, cubiertas por tobas andesíticas, dacitas y riolitas, tobas riolíticas y basaltos. Estas rocas cubren una paleogeografía cretácica (ver plano P.H.A. 3).

Después de una fase de quietud del Cretácico Medio al Eoceno, la historia volcánica principia de nuevo en el Oligoceno, con emisiones andesíticas a lo largo del margen Pacífico: las primeras emisiones se pueden fechar en el Oligoceno, puesto que en la región de Huetamo, Mich. se encuentran en ocasiones interestratificadas con la secuencia detrítica del Grupo Balsas y plegadas por la fase tardía de la Orogenia Laramide. Considerando los diferentes afloramientos conocidos se puede observar que este "Eje Volcánico" del Oligo-Mioceno, tenía una orientación más o menos paralela al Golfo de California actual. Al mismo tiempo empieza la actividad piroclástica (ignimbritas) que continuará hasta el Mioceno Medio (Demant, A. 1976).

El cauce del Río Santiago está labrado en andesitas, tobas riolíticas y dacitas, que sufrieron un fracturamiento y fallamiento -- intenso, con orientaciones principales NW-SE y NE-SW y Este-Oeste. Al sur de la confluencia del arroyo El Chilte con el Río Santiago afloran basaltos en el fondo de los arroyos, descansando en -- rocas riolíticas, los cuales parecen tener su origen en eminencias con características marcadas de conos volcánicos como el -- Sanganguey y subsidiarios (R. Bolaños y G. Barrera, 1975). Su -- abundancia se deja ver principalmente del Río Santiago hacia la

costa, donde van aumentando su espesor, debido a las diferentes emisiones que se han sucedido. También es notoria la abundancia de piroclásticos, principalmente de cenizas, sobre todo en las cercanías de Tepic; algunos aparatos volcánicos pequeños están constituidos por lapillis y bombas (R. Ordaz, 1968).

Las rocas pertenecientes al área en estudio corresponden a las ubicadas por Demant, A. (1976) en la zona de vulcanismo oligoceno mioceno andesítico (P.H.A. 3), parte de la cual ha sido datada por el método K-Ar con muestras de basaltos e ignimbritas riolíticas tomadas 40 Km. al E de Tequila, Jal., en una secuencia volcánica que corta el Río Santiago (Watkins y otros, 1971). Los resultados obtenidos fueron 4.52 m.a. para los basaltos y 9 m.a. para las ignimbritas riolíticas. Estas edades no pueden atribuirse a las series volcánicas del P.H. Aguamilpa (con excepción de los basaltos) ya que habrá que tomar en cuenta que la secuencia volcánica calco-alcalina está intrusionada por diques doleríticos y por cuerpos monzoníticos cuya edad debe ser más antigua -- (Mo Dowell, F. y Clabaugh, S. 1972 ? atribuyen a diques similares en Durango-Mazatlán una edad de 10 a 20 m.a.). Estos diques se pueden observar desde Sonora Central hasta más al sur de la región en estudio, correspondiendo muy probablemente al mismo evento plutónico.

Por sus características químicas, el vulcanismo calco-alcalino de la región, se parece al tipo desarrollado en su margen continental activo, las ignimbritas resultan probablemente de fusión de la corteza encima de las zonas donde se generan los magmas andesíticos (Demant, A. 1976).

IV-₂ Aspectos Tectónicos

La zona tectónica a la que pertenece el área del P.H. Aguamilpa ha sido denominado "Graben Chapala-Tepic" (ver plano P.H.A. 3), que es uno de los focos principales del vulcanismo del Eje Neovolcánico y acerca de la cual A. Demant (1976) dice:

..."Esta estructura constituye la terminación occidental del Eje. Las manifestaciones recientes se alinean con una orientación NW-SE, en una franja que se extiende desde Tepic hasta Guadalajara. A la altura del Lago de Chapala cambian las direcciones tectónicas, -- llegando a ser E-W. Los límites del graben están constituidos por la secuencia volcánica oligo-miocénica, presente al nivel del Río Grande de Santiago, así como en ambos lados del Lago de Chapala...
..."Tres centros eruptivos principales se localizan en el graben de Tepic, a los cuales se pueden asociar un gran número de centros adventicios de dimensiones reducidas:

- El volcán Sanganguey, cerca de Tepic (Nay).
 - El volcán Ceboruco, a la altura de Ixtlán del Río (Nay).
 - El volcán de Tequila (Jal). ...
- ... "En el graben se localizan muchas manifestaciones siálicas, - de tipo riolítico e ignimbrítico plio-cuaternarias ubicadas entre Tequila, Jal. y Magdalena, Jal, al norte de Guadalajara y al nivel del Río Grande de Santiago.
- ... "El graben es causado por fallas con orientación NW-SE, que - parecen relacionarse con los fenómenos distensivos que desde el - Mioceno Superior se desarrollan al nivel del Golfo de California". Desde el punto de vista geodinámico, el volcanismo de la región - se puede ligar a la fase comprensiva que se desarrolló a lo largo de la costa del Pacífico, como resultado del choque de la placa - Americana y la de Farallón (Atwater, T. 1970, Demant, A. 1975).

VI.- GEOLOGIA SUPERFICIAL DE LA ALTERNATIVA EL SORDO

VI-1 Estratigrafía y Litología.

(Ver planos P.H.A. 5, 8 y 12 y secciones geológicas planos 10, 11 y 13).

Introducción

La secuencia-estratigráfica-que-se describe a continuación se establece después del reconocimiento efectuado en la margen izquierda del Río Santiago-(aguas abajo),- en el área denominada El Sordo -- (alternativas Aguamilpa 4 y-6), el cual contó con-el-apoyo topográfico a partir del poblado conocido como el-Casco, lugar-donde-baja el arroyo del Marañón, hasta el Jigüite.

Las rocas presentes se pueden clasificar de la siguiente forma:

1.- Rocas Igneas extrusivas:	Edad
a) Andesitas	Oligoceno
b) Tobas andesíticas	
c) Dacitas-Riodacitas	Oligoceno-Mioceno
d) Ignimbritas dacíticas-riodacíticas	
e) Tobas dacíticas	Mioceno-Plioceno

1.- Rocas Igneas extrusivas.

- a) Las andesitas se presentan lo mismo con textura afanítica que porfídica, así como en colores que van de gris verdoso al rojo violáceo. La roca es masiva, fracturada y alterada, hacia su base, sobresale la propilitización y en su cima la oxidación.

Al microscopio presentan las siguientes características:

Textura porfídica en matriz pilotaxítica o microcristalina, micro lítica pilotaxítica y microlítica-traquítica.

Los minerales esenciales son plagioclasas intermedias; los accesorios consisten en máficos oxidados, cloritizados, epidotizados o serpentizados y magnetita; los secundarios están representados por hematita, epidota, clorita, cuarzo, calcita y sericita.

Su distribución es amplia, predominando las andesitas porfiríticas. Los mejores afloramientos se encuentran en la parte media superior de los cerros de la margen izquierda del río y al ENE de Las Blancas (ver plano P.H.A. 8). Entre este poblado y el cerro Los Picachos se observan dacitas, andesitas y tobas andesíticas, para finalizar con el pórfido andesítico que constituye la cima del cerro (JV-78-12) (foto 6). También se encuentran sobre el camino de terracería que va del poblado El Casco (arroyo del Marañón) al P.H. Aguamilpa, principalmente entre este arroyo y el de la Mina (JV-78-13-0 y JV-78-13-2) y a 350 m. aguas arriba de la intersección del arroyo La Canoa con el Río Santiago (JV-78-35 a 41), más hacia el N (MS-78-00, 7A, 8).

Relación estratigráfica.- Se considera a esta roca como la más antigua en el área de estudio. Le sobreyacen la Toba andesítica, la dacita o la ignimbrita, siendo su contacto discordante con las dos últimas.

Edad y correlación.- Por correlación estratigráfica con las andesitas de Sinaloa se considera que pertenecen al Oligoceno (Demant, Mauvois, Silva, 1976).

El espesor de esta unidad se desconoce.

- b) Las Tobas andesíticas son, megascópicamente, de color rojo os-

curo, de textura piroclástica y amigdaloidal conteniendo plagioclasas y fragmentos de andesitas. La roca es masiva, fracturada y alterada (oxidación y propilitización). Se presenta generalmente cubriendo a las andesitas y al igual -- que éstas son de amplia distribución (MS-78-9,16) (AHR-78-01).

Al microscopio muestran textura piroclástica con minerales esenciales como plagioclasas intermedias, cuarzo y fragmentos de rocas (dacitas y andesitas). La magnetita es el accesorio y los secundarios, son: calcita, sericita, clorita, epidota y hematita.

Sus relaciones estratigráficas indican que se encuentran sobreyaciendo a las andesitas en contacto normal y subyaciendo a las ignimbritas en discordancia.

Edad y correlación. - Por génesis se consideran contemporáneas con las andesitas, correspondiendo a la misma edad (Oligoceno). Su espesor se calcula en 30 m.

c) Las dacitas-riodacitas son de color gris claro, verde claro y crema rosado. Su textura es afanítica, fluidal o porfirítica en matriz vítrea, en proceso de devitrificación o totalmente devitrificada al grado de ser esferulítica. La roca es masiva, compacta. Su composición varía a riodacita hacia la cima de los afloramientos y a riolita en la cercanía de la rancharía Las Blancas. Este cambio puede observarse megascópicamente por el aumento de líneas de fluidez y por la presencia de feldespatos alcalinos -- esenciales que le dan a la roca una tonalidad rosácea.

En el área de estudio la cima de esta unidad puede identificarse por la presencia de esferulitas y la abundancia de concreciones con cuarzo bien cristalizado.

La alteración más común es la silicificación y en menor escala -- la argilitización y sericitización. La sericita aparece en mayor cantidad cuando la roca se encuentra más fracturada.

Al microscopio se observa una textura porfirítica en matriz criptocristalina por devitrificación, con algunas esferulitas y débil fluidez. Los minerales esenciales son plagioclasas intermedias, feldespato alcalino y cuarzo, la magnetita es el accesorio principal y los secundarios son, en orden de abundancia, cuarzo, epidota, sericita, clorita, hematita y calcita.

Distribución. - Afloran en gran parte de la margen derecha desde cerca del nivel del río hasta la cima de los cerros (ver plano P.H.A. 12), así como en la entrada del arroyo El Sordo.

En la margen izquierda los mejores afloramientos están entre -- los arroyos El Marañón y el de La Mina, sobre la terracería --- (JV-78-14-1 y 2, JV-78-15, JV-78-20 y JV-78-23); también se observan en el poblado Las Blancas, que descansa sobre estas rocas y antes del arroyo La Canoa (JV-78-30), más al N (MS-78-1, 2, 3). Afloran igualmente en el Cerro Bola, al E de la rancharía - El Casco. Su prolongación hacia el NE y su contacto con la roca andesítica están casi limitados por la falla Canoas. Hacia el - SSE se incrementan los afloramientos de esta unidad. En la margen derecha (MS-78-30).

Sus relaciones estratigráficas muestran que se encuentran cubriendo a las andesitas y/o tobas andesíticas en contacto discordante y pueden estar, o no, subyaciendo a las ignimbritas. Sobre el arroyo de Los Monos se observan cuerpos intrusivos cortando estas rocas.

Edad y Correlación. - Considerando que las andesitas están ubicadas en el Oligoceno y las ignimbritas en el Oligoceno-Mioceno -- (Demant, A. et al, 1976), por contemporaneidad con estas últimas se considera a las dacitas riodacitas de la última edad. Su espesor se calcula en 150 metros.

d) Las ignimbritas dacíticas-riodacíticas son masivas, duras y compactas y/o pseudoestratificadas, de color gris verdoso, en algunas ocasiones con tintes rojizos. Su textura es piroclástica o piroclástica eutaxítica, con variaciones en un mismo afloramiento. Los fragmentos de rocas predominantes son de andesitas hacia la base de los afloramientos y de dacitas en menor proporción. - Los minerales observables son feldespato y cuarzo. Cuando la roca se encuentra muy silificada o muy soldada, la textura piroclástica es enmascarada, confundiendo con un derrame lávico. - Lo mismo sucede cuando la textura eutaxítica es muy fina. Si --- existe la pseudoestratificación puede observarse una graduación de los fragmentos piroclásticos.

Al microscopio las texturas dominantes son la piroclástica y la piroclástica eutaxítica devitrificada. Los fragmentos de minera-

los esenciales son de plagioclasas sódicas, cuarzo y feldespato-potásico. Los accesorios son la biotita cloritizada y oxidada y la magnetita. Los secundarios son: sericitita, clorita, epidota y cuarzo.

Su distribución es amplia. Se encuentran principalmente después del arroyo de La Mina (JV-78-27) y a la altura de La Piedra Blanca (JV-78-31-A). Más al N de este punto (MS-78-4, 10, 11, 13 y 15) (ver plano P.H.A. 8) (fotos 7, 8, 9, 10 y 11).

Sus relaciones estratigráficas indican que se encuentran cubriendo parcialmente a la dacita en contacto normal o a la andesita y toba andesítica en discordancia.

Edad y Correlación. - Se les da una edad tentativa de Oligoceno-Mioceno, correlacionándolas con las ignimbritas de la Provincia de La Sierra Madre Occidental (Domant y otros, 1976). Sus espesores son variables considerándose mínimos de 40 m y máximos de 120 m.

e) Las tobas dacíticas son de color verde y textura piroclástica.

Al microscopio se les observan las siguientes características: - la textura es piroclástica; los minerales esenciales son fragmentos de rocas (dacitas y andesitas), plagioclasas intermedias y cuarzo. El accesorio es la magnetita y los secundarios son: calcita, sericitita, clorita, epidota y hematita.

Su distribución es amplia, presentándose afloramientos a lo largo del camino de terracería desde la ranchería El Casco, hasta el P.H. Aguamilpa, por ejemplo en el arroyo de La Mina (JV-78-19), después de la ranchería Las Blancas (JV-78-28), así como en el trayecto de los arroyos La Canoa, El Carrizal y El Jigüite - - - (MS-78-5, 12 y 37). - En la margen derecha a la altura de la boquilla (MS-78-26, 35 y 36) (ver plano P.H.A 8) (foto 12).

Relaciones Estratigráficas. - Se encuentran generalmente cubriendo a las dacitas, aunque hay partes donde sobreyacen a la andesita. - -

Su edad es contemporánea de las ignimbritas o más jóvenes (Mioceno-Plioceno).

Su espesor se desconoce.

2.- Rocas Igneas intrusivas.

a) Plutónicas:

Son rocas masivas, compactas, de grano fino a medio; el color es gris verdoso, la textura es hipidiomórfica. Los minerales observables a simple vista son: plagioclasas, cuarzo, biotita, hornblenda y feldespato alcalino. Su composición varía desde una monzoniorita cuarcífera (arroyo El Carrizal) (AHR-78-32) hasta un granito calco-alcalino (Ademelita) (arroyo de los Bueyes) (GDV-78-01).

Al microscopio presentan una textura holocristalina equigranular, hipidiomórfica. Los minerales esenciales son plagioclasas sodícas, cuarzo y feldespato alcalino. Los accesorios son: hornblenda, clinopiroxenos cloritizados, magnetita, pirita y apatita. -- Los secundarios son la clorita, la sericita y la hematita.

Distribución.- Se encuentran aflorando en los arroyos El Carrizal (AHR-78-32), Los Bueyes (GDV-78-01) y El Mono.

Relaciones estratigráficas.- Estos cuerpos intrusionan la serie volcánica, incluyendo las ignimbritas.

Edad.- Se les considera posteriores a las ignimbritas (Mioceno-Plioceno).

b) Hipabigales:

Están representadas por abundantes diques de composición monzonítica y dolerítica.

Los diques monzoníticos son de color gris claro a crema con textura porfirítica en matriz microcristalina. Son muy escasos en el -

Área de estudio, en el Sordo aunque no en Colorines y afloran cerca del intrusivo mayor en los arroyos El Carrizal y Los Monos. Tienen un espesor promedio de 3 metros. Se considera que el emplazamiento del intrusivo generó este tipo de diques.

Los diques doleríticos son de color gris oscuro a casi negro, con espesores promedio de 1 m, llegando a alcanzar 8 m en los arroyos El Carrizal, Canoas y Los Bueyes (JV-78-17 y 18, JV-78-21 y 22, - JV-78-25), (AHR-78-4 y 14A), (fotos 13, 14 y 15).

Al microscopio presentan una textura porfirítica en matriz cripto cristalina, con fenocristales de plagioclasas (labradorita y bitownita). Los minerales accesorios son: olivino serpentizado, piroxenos cloritizados y magnetita. Los secundarios son, en orden de abundancia: clorita, epidota, sericita, serpentinas, hematita y cuarzo.

Se encuentran cortando a toda la columna estratigráfica, atribuyéndoseles una edad Mioceno-Plioceno.

VI-3 Geología Estructural

El área estudiada está afectada por un intenso fracturamiento y fallamiento. Existen dos sistemas de fallas importantes, con orientaciones al NW-SE y al NE-SW. El primero se considera el más antiguo, con buzamientos al NE, gobernando el flujo de los principales arroyos intermitentes que descargan su caudal sobre el Río Santiago (arroyos La Canoa, Los Bueyes, El Carrizal, Los Monos y otros de menor importancia).

El segundo sistema de fallas intersecta al primero, siendo más notorio en el área de la boquilla, pues gobierna gran parte del cauce del río. Presenta una orientación definida NE-SW con variaciones N 5° E a N 35° E y buzamientos al SW y al SE de 70°-75°. Los saltos en la mayoría no son mayores de 20 metros. Ejemplos de este sistema los constituyen las fallas El Sordo y Canoas.

La Falla El Sordo. - Se trata de una falla normal, se localiza en el cauce del Río Santiago que sigue la traza de la misma y sobre la cual cruza perpendicularmente el eje de la cortina (fotos 16 y

17). Su rumbo es N25°E aproximadamente, con un echado variable de 70-75° hacia el E. Se puede seguir en fotografía aéreas en una distancia de 25 a 30 Km. Es difícil calcular el salto de esta estructura, sin embargo en superficie se pueden inferir de 50 a 60 metros.

El plano de falla es observable en la margen izquierda, a la altura de La Piedra Blanca, así como el reliz planchado que permite determinar la dirección de su desplazamiento.

La Falla Canoas. - Constituye el límite entre los afloramientos de las rocas ácidas con las intermedias. Su longitud es de 14 Kms -- aproximadamente, siendo paralela a la falla El Sordo.

En realidad, se trata en los dos casos de sistemas de fallas escalonadas, en general de tipo normal o gravitacional, con pequeños desplazamientos que van de 8 a 15 metros.

El fracturamiento es paralelo a estas estructuras. Las fracturas en general, tienen longitudes de algunos metros hasta pocos kilómetros. La mayoría de ellas fueron localizadas en fotografías dado que en el campo es difícil seguir las. Su dirección es predominantemente NE-SW. Algunas fracturas y fallas permitieron la entrada de los diques monzoníticos y doleríticos.

En ocasiones se presentan abiertas o rellenas de material arcilloso con fragmentos de rocas; sus aberturas varían de 5 a 50 cm. -- (foto 18).

En algunas partes las fracturas se encuentran completamente selladas por efectos de una fuerte silicificación. (fotos 19, 20 y 21). También se puede observar una pseudoestratificación en las unidades litológicas, con inclinaciones en la margen izquierda de 8 a 12° y sobre la margen derecha de 18° a 30° (foto 12).

VI-4 Alteración

Las alteraciones existentes al nivel de la boquilla son las siguientes: Silicificación, propilitización y en menor escala argilitización. En la margen derecha predominan las dos primeras, mientras una combinación de las tres se observa en la margen izquierda. Dentro de esta última se distingue un área de argilitización que parece seguir la zona de fracturamiento situada entre la falla Canoas y el camino de Terracería, pero no se considera de gran pro

fundidad (30 m. aproximadamente). Exceptuando esta alteración, -
la silicificación predomina en ambas paredes del cauce del río -
(foto 4 y 22).

B I B L I O G R A F I A

- Aguilar Nogales M. (1974).- Estudio geológico y prospección minera de la porción sur del Estado de Nayarit. - Tesis Profesional I.P.N.
- Atwater T. (1970).-Implications of Plate Tectonic for the Cenozoic tectonic evolution of Western North-America: Geol. Soc. Am. Bull., 81, p. 3513-3536.
- Bolaños F. y Barrera G. (1975).- Informe geológico final de la Boquilla Aguamilpa, sobre el Río Santiago, Mpio. de Tepic, Edo. de Nayarit, 141 pags., 35 planos, - 225 gráficas y tablas. Inédito, informe privado, S.R.H.
- Bonneau, M. (1972).-Données nouvelles sur les séries crétacées de la Cote Pacifique du Mexique: Bull. Soc. Geol. Fr., (7) XIV, p. 55-64.
- De Cserna, 2. (1976).-México-Ceotectonics and Mineral Deposits. Reprinted from: New Mexico Geological Society, -- Special Publication 6 (Kelley volume), p.p.18-25.
- Demant A., (1975).-Caracteres químicos principales del vulcanismo terciario y cuaternario de Baja California Sur. Relaciones con la evolución del margen continental pacífico de México: Revista Inst. Geol. -- UNAM, México, 75 (1), p. 19-69.
- Demant A., Mauvois R. y Silva L. (1976).- El Eje Neovolcánico Transmexicano, 19 pags. III Congreso Latinoamericano de Geología, Excursión 4. México.
- Gastil R.C., Phillips R.P., Rodriguez-Torres R. (1972).- The reconstitution of Mesozoic California: Intern. Geol.- Cong., 24th. Montreal p. 217-229.
- Castil R.C., Kruppenacher D., Doupont J., Bushes J., Jenschky W., -- Barthelmy D. (1976).- La zona Batolítica del -- Sur de California y el Occidente de México, Bol. Soc. Geol. Mex. XXXVII, p.p.84-90.

- Gómez Valle R., Puente I., Díaz C. (1961).- Informe geológico de la visita a la Boquilla de Aguamilpa, Nay. 5-pags, un plano. Inédito, informe privado, CFE, México.
- Gómez Valle R. y González S.A. (1962).- Aguamilpa 2 y Boquilla de Aguamilpa, 24 pags., 7 mapas. Inédito, informe privado C.F.E., México.
- Gómez Valle R. y González S.A. (1962).- Exploración geológica de las Boquillas, Los Cajones 1, 2 y 3; San Pedro Analdo; Tecomán y Aguamilpa sobre el Río Santiago, Nayarit, 31 pags., planos. Inédito, informe privado, CFE, México.
- González S.A., Villarreal C.H. y Mooser H.F. (1964).- Informe geológico de La Boquilla, Aguamilpa 3, 48 pags., 14 planos. Inédito informe privado, CFE, México.
- Mac Dowell F. y Clabaugh S. (1972).- Edades potasio-argón de rocas volcánicas en la Sierra Madre Occidental, al Noreste de Mazatlán: II Convención Soc. Geol. Mex., p.182-185.
- Mauvois R., Demant A., Silva L. (1976).- Estructuras terciarias en la base del Eje Neovolcánico (ejemplo de la depresión Tzitzio-Huetamo, Estado de Michoacán) III Congr. Latino Am. de Geol. Resúmenes.
- Ordaz, R. (1968).- Estudio geológico y geotécnico para el proyecto de camino entre Aguascalientes, Aqs. y el Puente de San Blas, Nay. Tesis Profesional IPN Inédito.
- Ortega G., González V.J. (1978).- Estudio Hidro-Económico del proyecto de la Presa Aguamilpa, Nay.
- Palacios Nieto M. y González S.L. (1963).- Informe geológico de los trabajos ejecutados en el proyecto Aguamilpa, 6 pags., 19 planos. Inédito, informe privado, CFE, México.

- Raisz E., Humphrey W. (1956).- Mapa de Provincia Fisiográficas - de la República Mexicana. Oficina Naval de Investigación, U.S.A. Massachusetts.
- Salas G.P. (1975).- Carta y Provincias Metalogenéticas de la República Mexicana; Consejo de Recursos Minerales, publicación 21E.
- Veytia Mario (1963).- Reconocimiento geológico general del Río - Santiago, 35 pags., 10 planos. Inédito, informe privado, CFE, México.
- Watkins N D., Gunn B.N., Baksi A.K., York D., Ads Hall J. (1971).- Paleomagnetism, Geochemistry and Potassium-Argon Ages of the Río Grande de Santiago Volcanics. - Central Mexico-Geological Society of America -- Bolletín, V. 82, p. 1955-1968, 7 figs., July -- 1971.



DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.

MÉTODOS SISMICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA

APLICACION DE LAS TECNICAS GEOFISICAS EN LA EVALUACION DE
UN PROYECTO HIDROELECTRICO

Fis: Salvador García Durán
Ing. Arturo Sánchez Villaseñor

JULIO, 1981

EXPLORACION GEOFISICA PARA LA SELECCION DEL SITIO DEL P.H. AGUAMILPA EN EL ESTADO DE NAYARIT.

I.- INTRODUCCION.-

El presente estudio es un ejemplo de las múltiples aplicaciones de la Ingeniería Geofísica dentro del campo de la geotécnica. El estudio se inicia con el objeto de conocer las condiciones físicas y estructurales de los sitios topográficamente aptos para el empotramiento de una planta hidroeléctrica. De aquí se desprende la necesidad de emplear métodos eficaces, rápidos, de bajo costo y que permitan evaluar con alto porcentaje de certeza los sitios propuestos, de tal forma que sea posible llegar a tomar decisiones en un tiempo relativamente corto teniendo como base los datos de la exploración. -

Tal es el caso del Proyecto Hidroeléctrico Aguamilpa, en donde la Comisión Federal de Electricidad tiene proyectada una obra -- para aprovechar las aguas del río Santiago con el fin de generar energía eléctrica, y es este uno de los casos en que la aplicación de los métodos geofísicos ha sido decisiva para la evaluación, comparación y elección del sitio más apropiado.

II.- LOCALIZACION.-

El Proyecto Hidroeléctrico Aguamilpa consta de tres estrechamientos situados sobre el río Santiago denominados según fluencia -- del río "Aguamilpa", "Colorines" y "El Sordo", localizados en el municipio de Tepic en el Estado de Nayarit, aproximadamente a --

48 kilómetros al N.N.E de Tepic, con una distancia de 7 km. - entre los puntos extremos de las alternativas; geológicamente, se encuentra en la Provincia Fisiográfica de Sierras y Cuencas (estribaciones de la Sierra Madre Occidental) y más propiamente corresponde a la subprovincia de Sierra de Piamonte. Se localiza dicha área en el límite Sur de ésta división, donde colinda con el extremo noroccidental de la Provincia Fisiográfica denominada Meseta Neovolcánica.

III.- EXPLORACION GEOFISICA.-

Elegido el sitio de acuerdo a la topografía se procede a la -- etapa de prefactibilidad en la exploración, llevando como objetivo el reconocimiento estructural y la clasificación de las -- rocas aflorantes, marcando además los contactos entre las distintas litologías; en esta etapa la geofísica basada en los -- modelos geológicos y aplicando los métodos adecuados, proporciona la siguiente información:

- i).- Por el Método Sísmico de Refracción.- Evalúa en forma general el área total donde se supone quedarían las obras civiles proporcionando datos de velocidades de propagación -- a través de cada estrato, lo que se transforma a información de compacidad de la roca, suponiéndose que a mayor -- velocidad mayor será la calidad de la misma.

Este estudio se realiza sobre brechas previamente establecidas con una separación entre ellas de 300 m, y sobre -- cada brecha se efectúan aproximadamente 7 tendidos sísmicos (entendiendo por tendido la longitud total entre los --

puntos de tiro extremos, quedando incluidos los seismodetectores) con una longitud variable en función de los geófonos, logrando casi siempre longitudes de 60, 145 y 250 m.

Para este estudio se han empleado principalmente 3 equipos sísmicos de acuerdo a la disponibilidad de los mismos ya que actualmente se estudian otros proyectos en forma simultánea, y estos son:

Equipo SIE R54: consta de 12 canales, amplificadores de ganancia, sistema de tiro para detonar la dinamita, una fuente de energía y un sistema de grabado en papel fotosensible, el cual se revela al contacto con la luz.

Equipo Nimbus 1200: con los mismos accesorios que el anterior, además, sistemas de retardo hasta 9 segundos, de memoria, de apilamiento, de control de grabado y de luminosidad y velocidad.

Equipo Geometrics 1210 F: diseñado con los sistemas anteriores, además de una pantalla para visualizar y analizar el registro antes de la impresión, contiene también un display de tipo digital para checar la carga de la batería, la continuidad de cada uno de los geófonos, y los diferentes voltajes del equipo, la ventaja principal de este equipo es el sistema de filtrado que contiene para eliminar ruidos que enmascaran muchas veces la señal recibida, y que el geofísico deberá escoger según su criterio, ya que contiene filtros pasa altas, pasa bajas, pasa bandas, etc., y control para regular la frecuencia.

Los detectores son instrumentos que están en contacto di-

recto con el terreno, el cual convierte el movimiento del terreno resultante del disparo interior en señales eléctricas, las constituyen la entrada al sistema del instrumento, y el producto de este después de recorrer todo el equipo es la presentación de la información geológica del subsuelo en alguna forma visible; estos detectores son principalmente de baja frecuencia aproximadamente entre 5 y 16 Hertz.

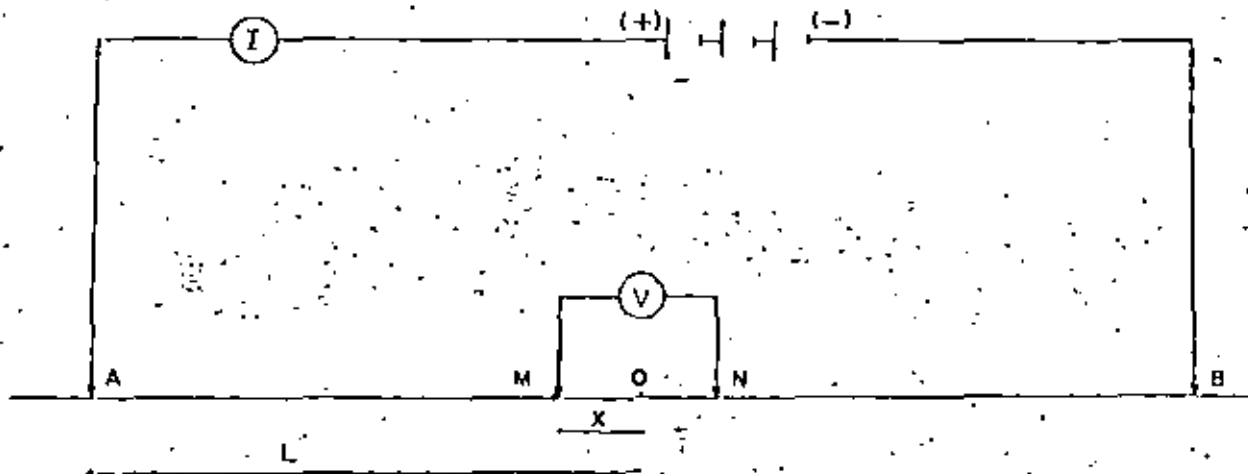
Las fuentes de energía han sido provocadas principalmente por detonaciones de cargas variables de dinamita y estopines eléctricos instantáneos, tratando de darles la dirección adecuada con el fin de evitar la disipación de energía.

- ii).- Con el Método Eléctrico de Resistividad.- Es posible determinar la posición de un contacto geológico, evaluar (dependiendo de la etapa de exploración) las condiciones físicas del subsuelo, ya que un mismo macizo rocoso puede presentar condiciones físicas diferentes, estimar a groso modo si una roca presenta fracturamiento, permeabilidad, o una interfase litológica.

El equipo empleado es un generador de corriente, un transmisor, el cual envía la corriente al subsuelo y un voltímetro para medir las caídas de potencial provocadas por el paso de corriente; en este estudio se empleó un dispositivo electródico de tipo Schlumberger, midiendo los potenciales y las corrientes para cada uno de los espaciamientos interelectródicos con el fin de obtener datos sobre la resistividad del terreno y transformarlos a datos del comportamiento del subsuelo.

Las separaciones entre electrodos de corriente fueron de $AB = 2$ m. hasta $AB = 800$ m., efectuándose sondeos eléctricos a cada 400 m. colocando un promedio de 7 sondeos por brecha estudiada.

- a).- Dispositivo Schlumberger: Los electrodos de potencial ó medida se sitúan simétricamente a la distancia x del punto de atribución (o), los electrodos de corriente de igual forma a la distancia L (Los electrodos alineados sobre el terreno), es importante tomar en cuenta la relación $x \leq L/5$ para este dispositivo; ahora bien la resistividad para cada medición se calcula de la siguiente forma:



Dispositivo Schlumberger

$$\rho = k \frac{\Delta V}{I} \text{ donde: } \Delta V = \text{es el incremento de potencial}$$

$I = \text{es la corriente inducida}$

K = es una constante que estará en función del dispositivo.

$$K = \frac{\pi}{2} \left(\frac{L^2 - x^2}{x} \right)$$

iii).- Aplicando el método magnético es posible obtener un indicio de la cantidad y posición de diques y fallas que se presentan en el área así como cambios litológicos laterales. En esta exploración se tomaron medidas a 15 y 50 m. sobre todas las brechas, utilizando para ello dos magnetómetros de protones ó de precisión nuclear, uno de ellos para medir la variación fiurna localizado en un punto fijo y el otro móvil tomando lecturas sobre cada una de las estacas.

IV.- RESULTADOS DE ESTA ETAPA DE EXPLORACION.-

A).- Alternativa "Aguamiipa".- En general las obras civiles que quedarían alojadas en un mismo tipo de roca (toba-dacítica-riodacítica) pero con geofísica se determinó la variación en sus condiciones físicas como se detalla a continuación:

i).- El encape considerado como el espesor de la roca alterada y fracturada en combinación del espesor del suelo y aluvión presenta velocidades de propagación menores de 1000 m/seg. y espesores variables que van de 1 m. -

hasta 12 m.

ii). - Se aprecia un intenso fracturamiento con orientación predominante al NW además de abundantes diques de tipo monzonítico con espesores que van de 2 a 10 m. y diques doleríticos de 2 m. de espesor, los que se emplazaron a través de las fracturas.

iii). - La margen derecha presenta mayor fracturamiento y está cubierta la mayor parte por suelo; se determinaron tres zonas con espesores mayores de 10 m., las dos primeras localizadas al Norte de la línea E-W y entre las líneas G, K y M, la tercera se localiza al Sur de la línea G, con esto se infiere que existen zonas de intenso fracturamiento y con muestras de permeabilidad derivada de la infiltración a través de las fracturas.

iv). - Bajo esta primera capa de la roca presenta más homogeneidad en cuanto a sus condiciones físicas; presentándose la margen derecha más fracturada que la izquierda, lo que origina la permeabilidad de las capas inferiores.

Existe también una zona de bajas velocidades (menores de 1500 m/seg.) que se considera una roca alterada y con presencia de agua o arcilla, además con posibilidades de mineralización.

v). - Subyaciendo estas capas las velocidades aumentan considerablemente hasta alcanzar los 4000 m/seg., y las resistividades aumentan también en forma semejante.

éstas mediciones indican que la roca presenta mejores características, aunque debe tenerse en cuenta que debido a la lejanía entre una medición y otra pueden existir zonas que presenten alteración o fracturamiento.

B). - Alternativa "Colorines". - Aflora roca compacta, dura y resistente, clasificada como una toba dacítica-riodacítica, por lo tanto las obras civiles quedarían alojadas en un mismo tipo de roca al igual que en la alternativa "Agua milpa", con la exploración geofísica se obtuvieron los siguientes resultados tanto del suelo como del subsuelo:

i). - El encape presenta velocidades entre 385 y 800 m/seg. con espesores que van de 1 a 8 m., en este se considera el espesor la capa de suelo vegetal, roca alterada e intemperizada, así como la roca que presenta intenso fracturamiento superficial.

ii). - De los resultados arrojados de los datos magnéticos se aprecia que la roca se encuentra medianamente fracturada en ambos márgenes del río, y la mayoría de las fracturas se encuentran cerradas, otras, rellenas por material arcilloso y pequeños fragmentos de roca, y algunas fracturas fueron emplazadas por diques tanto monzoníticos como doleríticos.

iii). - En el área de la boquilla se tienen pequeñas zonas que se consideran de alteración manifestadas con bajas resistividades cuando existe la argilitización y de alta resistividad cuando son provocadas por la silificación aunque esta no es de considerarse, ya que -

proporciona mayor consistencia y calidad a la roca.

iv).- Hasta profundidades de 70 m. se muestran resistividades que van de menos de 100 a 1500 ohms-metro, considerando bajas resistividades las menores de 100 ohms-metro y las altas de 400 a 1500 ohms-metros, siendo relacionadas las zonas que presentan resistividades medias y bajas (menores de 100 ohms-metro) con zonas de fracturamiento con cierto grado de permeabilidad y alteración; bajo los 8 m. de profundidad se determinaron velocidades que van de 2500 a 3500 m/seg., lo que hace suponer que la roca presenta menor alteración que en la alternativa anterior.

v).- A profundidades mayores de los 70 m., las resistividades se incrementan hasta alcanzar valores que van de 1500 a 3500 ohms-metro, y en cuanto a las velocidades, éstas alcanzan valores mayores de 3500 m/seg., lo que hace suponer que el fracturamiento no llega a ser profundo y por lo tanto se presenta menor alteración.

C).- Alternativa "El Sordo".- En este sitio las unidades litológicas están constituidas por roca volcánica calco-alcalina, intrusionada por monzodiorita cuarcífera, granito calco-alcalino y/o monzonita, así como por diques doleríticos. Esta alternativa presenta una variedad litológica, la cual debe

ser considerada principalmente en los contactos.

Mediante estudios geofísicos se exploró el subsuelo obteniendo los siguientes resultados:

i). - En este sitio el encape se presenta de mayor espesor alcanzando un promedio de 10 m. pero existen 6 zonas con espesores mayores, hasta de 16 m. cinco de las cuales se encuentran rodeando en forma irregular a los ejes de alternativas y una sexta encuesta localizada a la mitad de los ejes.

ii). - La litología es más homogénea en la margen derecha, consistiendo principalmente de roca ignimbrítica; en general la zona presenta mayor fracturamiento con aberturas que van de 5 a 20 cm. rellenas algunas veces por material arcilloso y fragmentos de roca, y algunas veces rellenas por sílice, además se presentan diques principalmente de tipo dolerítico.

iii). - Bajo el encape se encuentra una roca con velocidades medias hasta de 3500 m/seg. lo que puede ocasionar que se crea que existe una roca de buena calidad, pero correlacionando con los datos eléctricos, se observa que éstos disminuyen quedando demostrado que la roca contiene permeabilidad y alteración, así como cierta mineralización. En esta capa claramente se observaron zonas de baja velocidad (menores de 2000 m/seg.) las que se suponen son zonas de intenso fracturamiento y alteración por argilitización.

iv). - Las obras civiles quedarán alojadas sobre andesitas, dacitas, ignimbritas y tobas dacíticas, de estas, las que mejores condiciones físicas presentan son las ig-

nimbritas con altas velocidades y altas resistividades.

- v). - En esta zona se determinó un contacto a los 80 m. de profundidad aproximadamente con resistividades altas posiblemente se trate de un contacto o de una roca de mejores condiciones físicas.

Los resultados fueron presentados por planos de isopacas, iso-velocidades, iso-resistividades, de anomalías magnéticas y por secciones con datos sísmicos-magnéticos, eléctrico-magnéticos y magnéticos únicamente, como ejemplo, algunos de estos planos se presentan a continuación:

- a). - Plano de Isopacas de la Primera Capa (encape) Correspondiente a la Alternativa el Sordo. - Presenta 6 zonas con espesores mayores de 10 metros como se aprecia en la lámina 1.
- b). - Plano de Curvas de Isoresistividad Correspondientes a la Primera Capa (encape) de la Alternativa el Sordo. - Aquí se muestran zonas que se caracterizan por suelo y materiales arcillosos altamente alterados (resistividades menores de 100 ohms-metros).
Así como zonas con altas resistividades (mayores de 400 ohms-metro) que infieren la presencia de afloramientos de roca.
- c). - Plano de Iso-velocidades de la Primera Capa de la Alternativa "El Sordo". - Aquí generalmente se presenta de mala calidad variando únicamente el tipo de litología.

d).- Plano de Iso-velocidades de la Segunda Capa Determinadas en la Alternativa "El Sordo".- Se muestran cinco zonas de baja calidad con velocidades menores de 2000 m/seg. las cuales presentaran problemas en caso de que se tenga programada alguna obra superficial en esa zona.

e).- Plano que Muestra la Configuración del Techo de la Roca de Alta Resistividad.- Se muestra la forma topográfica de la cima de una roca con resistividades altas, tomando como referencia el nivel del mar.

Como paso final para evaluar las condiciones físicas de las zonas de alternativas se analizaron cada uno de los planos y se conjuntaron en uno solo dando como resultado los siguientes planos de calidad de roca.

f).- Plano de calidad de Roca de la Alternativa "Aguamilpa" de la 2a. Capa.

g).- Plano de Calidad de Roca de la Alternativa "Colorines" de la 2a. Capa.

h).- Plano de Calidad de roca de la alternativa "El Sordo" de la 2a. Capa.

En estos se presenta una tabla preliminar que muestra algunas condiciones características de la segunda capa de la zona estudiada y que estan relacionadas con los parámetros medidos mediante métodos geofísicos.

V. - CONCLUSIONES. -

Con estos estudios semejantes en los tres sitios de alternativa se evaluó lo siguiente:

1). - Alternativa "Aguamilpa". - Se presenta altamente fracturado e intrusionado con abundantes diques que ocasionan condiciones más heterogéneas, el subsuelo presenta cierta alteración y permeabilidad producto de la infiltración por medio de las fracturas.

2). - Alternativa "Colorines". - Presenta las mejores condiciones físicas, ya que contiene menor grado de fracturamiento y alteración, y esto es de tipo superficial principalmente, a excepción de una zona marcada como un depósito de talud sobre la margen Izquierda.

3). - Alternativa "El Sordo". - Esta alternativa presenta alteración en la roca andesítica, las fracturas están rellenas de arcilla y contiene cierta permeabilidad, la roca ignímbrita manifiesta tener la mejor calidad con respecto a las demás rocas existentes en esa zona.

Finalmente, es necesario efectuar mediciones geofísicas de detalle en el sitio que se ha seleccionado de acuerdo a la estimación del costo y factibilidad determinada con los métodos anteriores, principalmente en las zonas donde quedarían alojadas las obras civiles.

México, D.F., Julio de 1981.

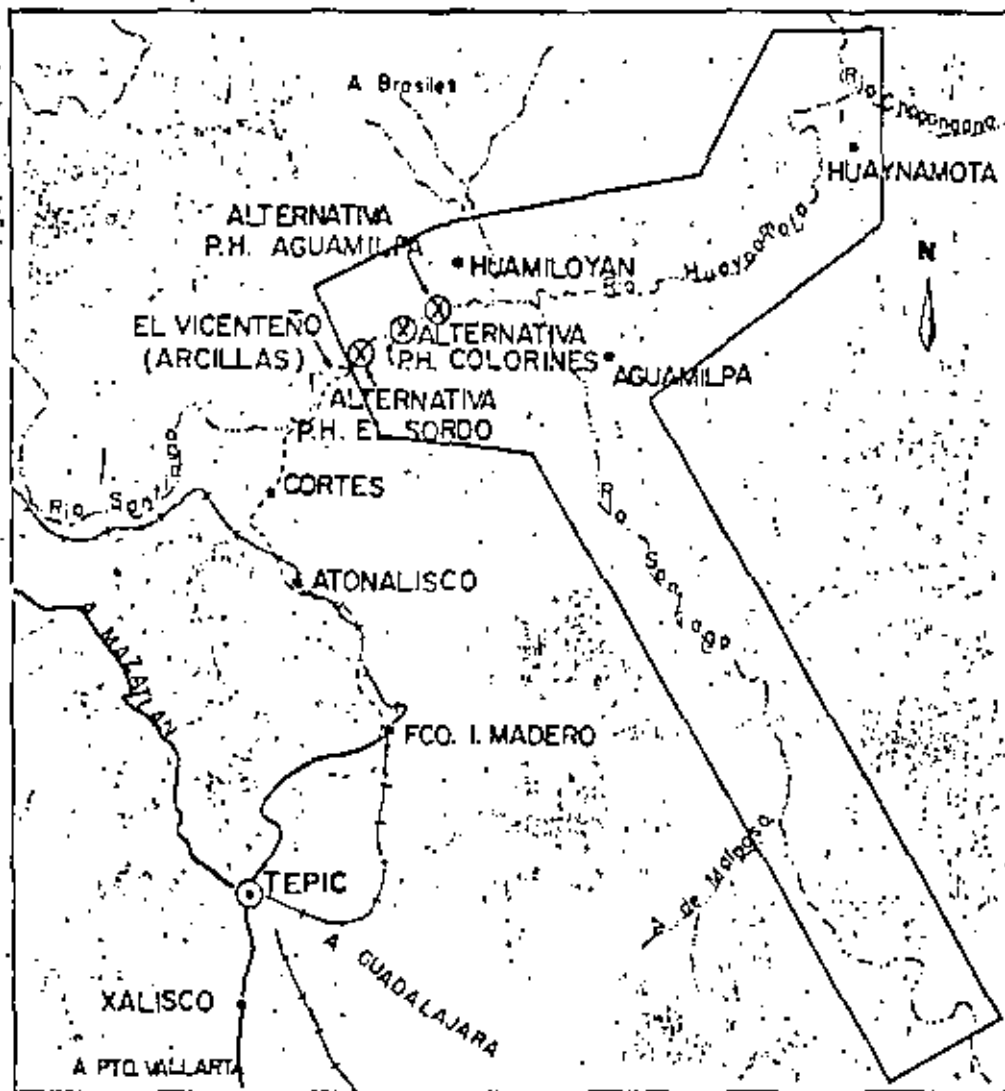
12

13

14

15

16



0 5 10 20 Kms.



○ AREA ESTUDIADA EN LA ALTERNATIVA EL SORDO.

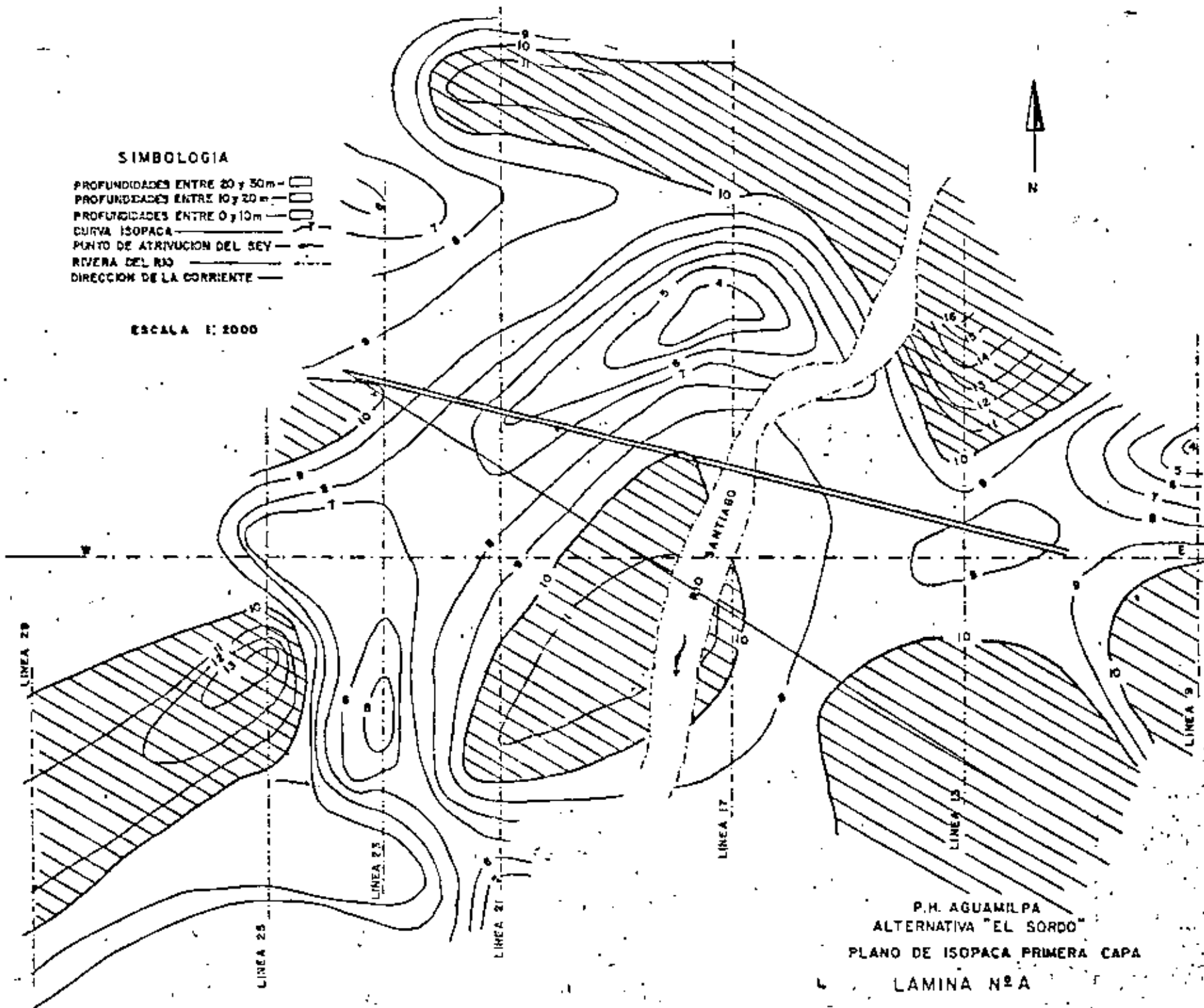
LOCALIZACION DE LAS ALTERNATIVAS DEL P.H. AGUAMILPA NAYARIT, Y DE SU VASO DE ALMACENAMIENTO.

15

SIMBOLOGIA

- PROFUNDIDADES ENTRE 20 y 30m - [diagonal hatching]
- PROFUNDIDADES ENTRE 10 y 20m - [cross-hatching]
- PROFUNDIDADES ENTRE 0 y 10m - [horizontal hatching]
- CURVA ISOPACA - [solid line]
- PUNTO DE ATRIBUCION DEL SEY - [arrow pointing to a dot]
- RIVERA DEL RIO - [dashed line]
- DIRECCION DE LA CORRIENTE - [solid line with arrow]

ESCALA 1:2000



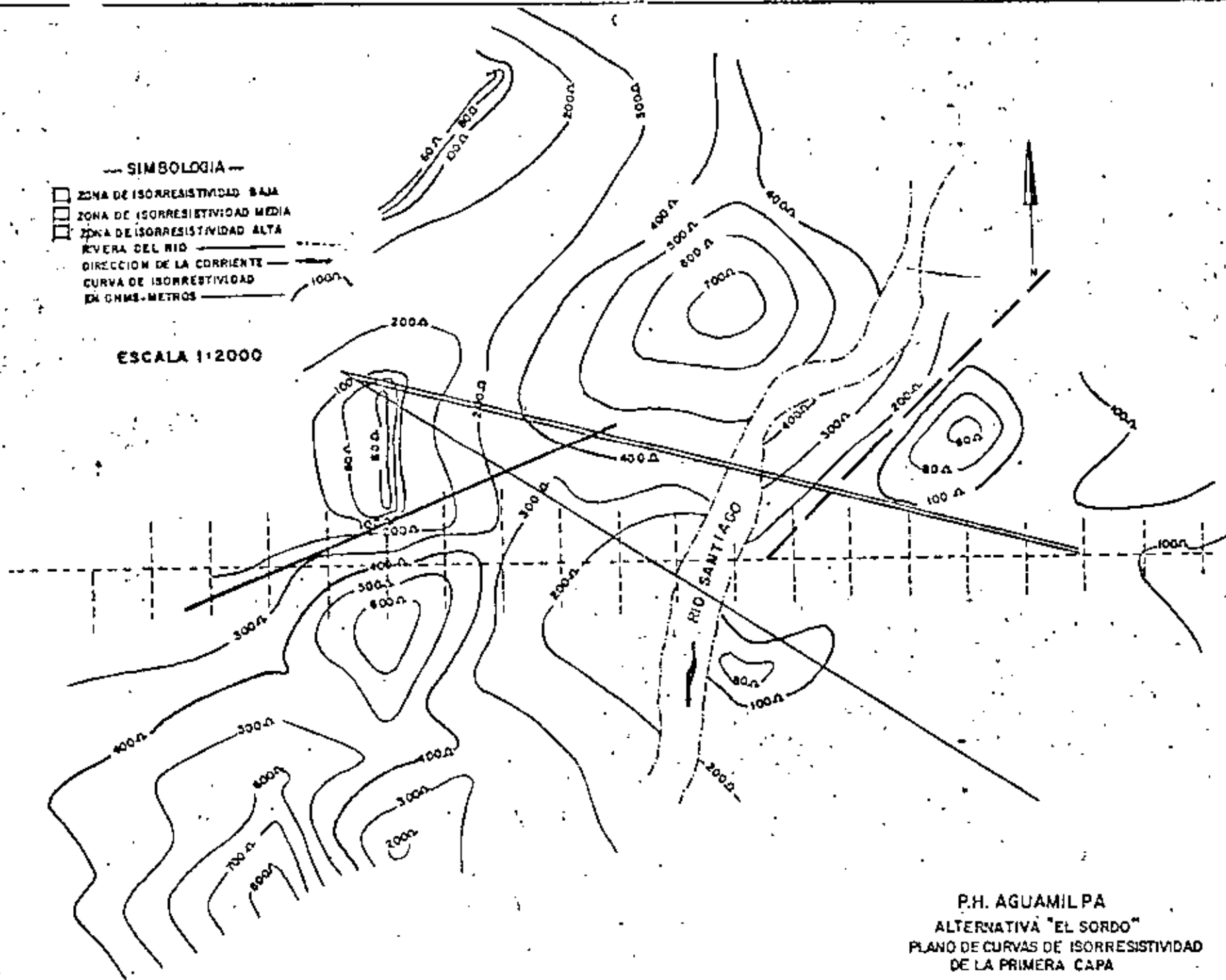
P.H. AGUAMILPA
ALTERNATIVA "EL SORDO"
PLANO DE ISOPACA PRIMERA CAPA
LAMINA N° A

16

— SIMBOLOGIA —

- ZONA DE ISORRESISTIVIDAD BAJA
- ZONA DE ISORRESISTIVIDAD MEDIA
- ZONA DE ISORRESISTIVIDAD ALTA
- - - - - RIVERA DEL RIO
- > DIRECCION DE LA CORRIENTE
- CURVA DE ISORRESISTIVIDAD
- EN CINQUE-METROS







ESCALA 1:2000



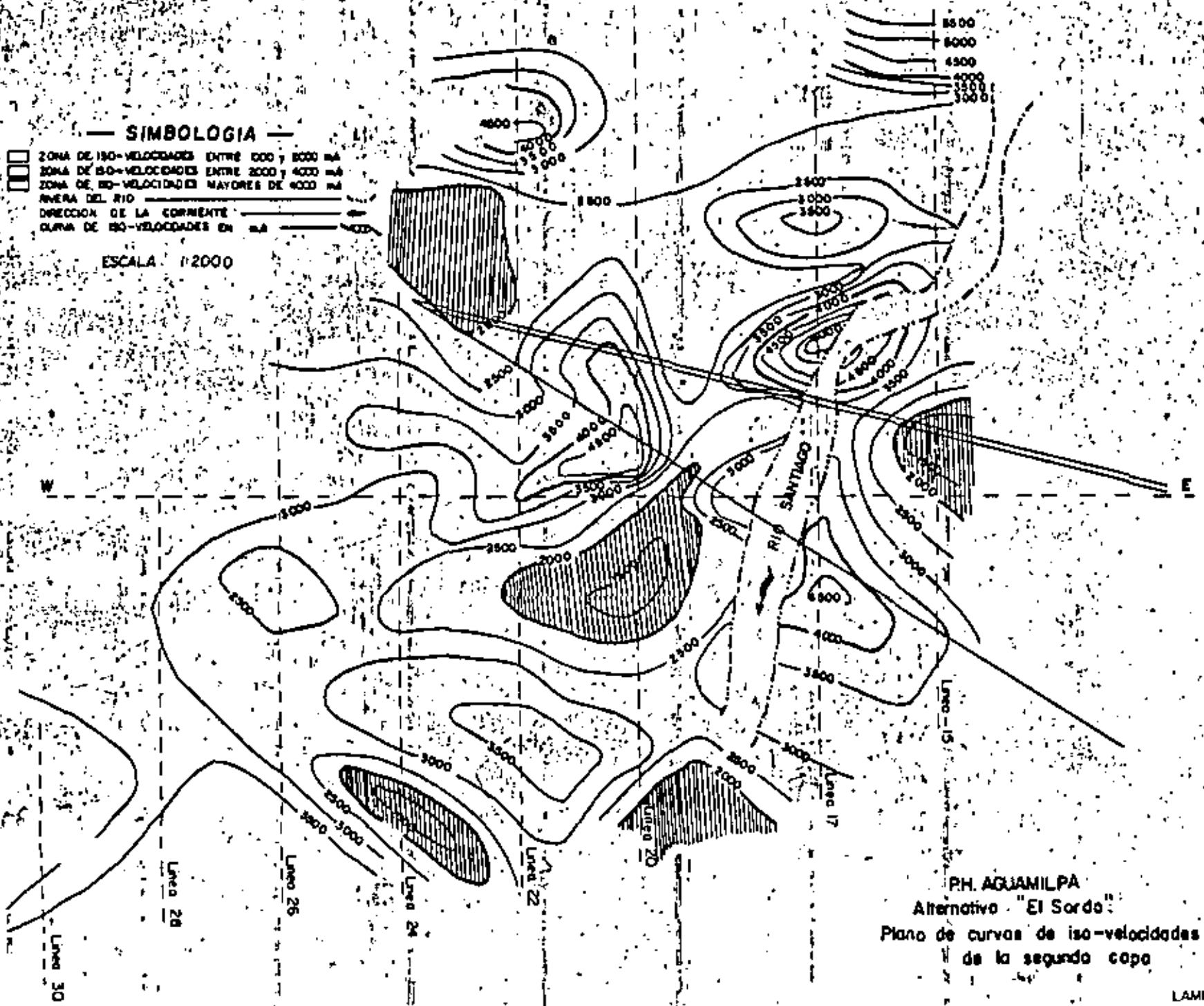
P.H. AGUAMILPA
ALTERNATIVA "EL SORDO"
PLANO DE CURVAS DE ISORRESISTIVIDAD
DE LA PRIMERA CAPA

LAMINA — B

— SIMBOLOGIA —

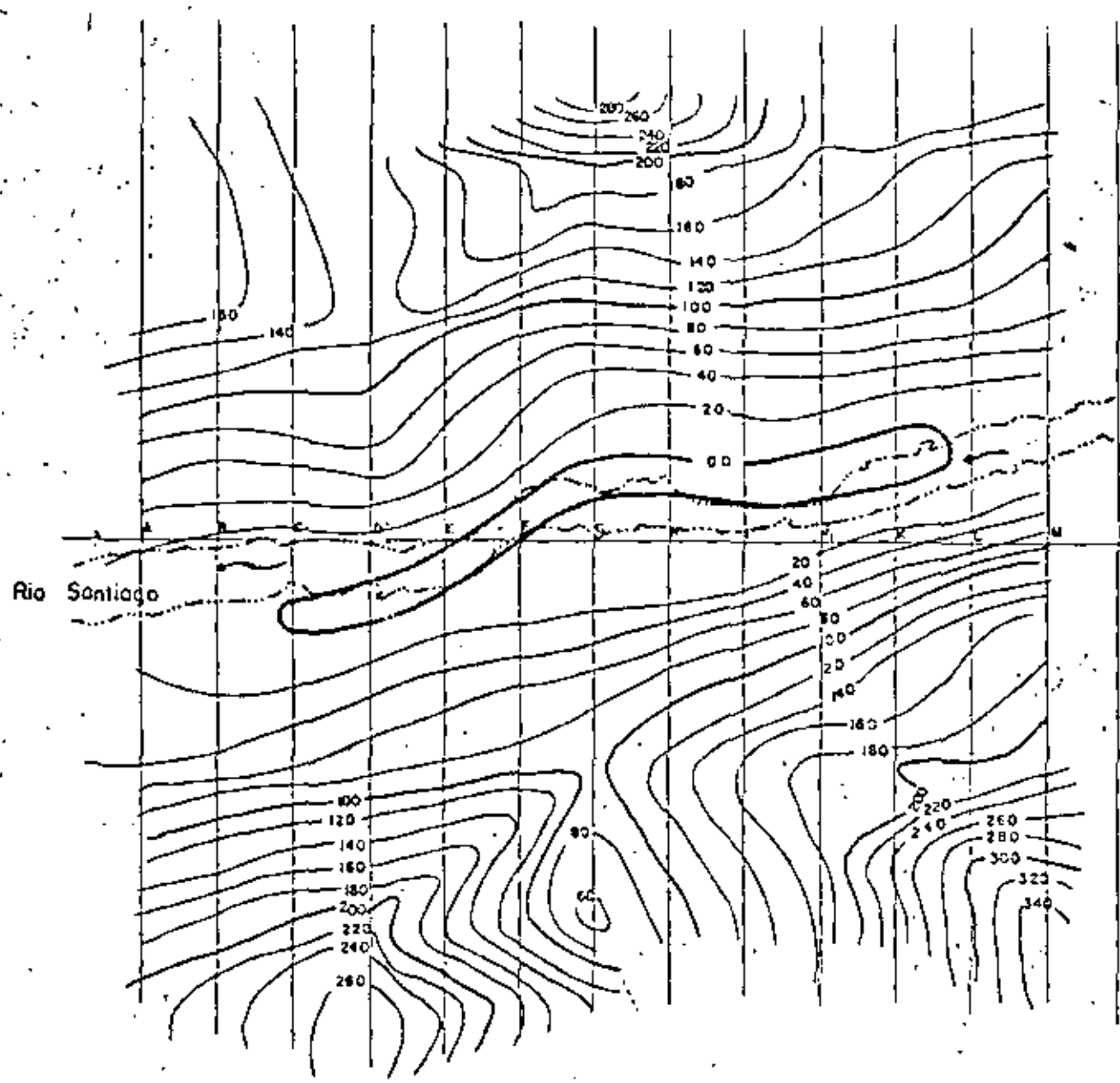
-  ZONA DE ISO-VELOCIDADES ENTRE 1000 Y 2000 m/s
-  ZONA DE ISO-VELOCIDADES ENTRE 2000 Y 4000 m/s
-  ZONA DE ISO-VELOCIDADES MAYORES DE 4000 m/s
-  RIVERA DEL RIO
-  DIRECCION DE LA CORRIENTE
-  CURVA DE ISO-VELOCIDADES EN m/s

ESCALA 1:2000



PH. AGUAMILPA
Alternativo "El Sordo"
Plano de curvas de iso-velocidades
de la segunda copa

19



Rio Santiago



- SIMBOLOGIA**
- Zona de cotas menores a m.s.n.m.
 - Zona de cotas entre 0 y 100 m.s.n.m.
 - Zona de cotas mayores de 100 m.s.n.m.
 - Ribera del rio
 - Direccion del rio
 - Curva de iso-profundidad en m.

PH. AGUAMILPA
 Alternativa "Aguamilpa"
 Configuración de techo de la roca
 de alta resistividad



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

METODOS SISMICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA

**INTRODUCCION A LA ADQUISICION Y PROCESAMIENTO DE
DATOS SISMICOS
(INTRODUCTION TO SEISMIC DATA ACQUISITION AND PROCESSING)**

JULIO, 1981

INTRODUCTION TO SEISMIC DATA ACQUISITION AND PROCESSING

Seismic exploration is a geophysical technique which enables a geophysicist at the earth's surface to sense the subsurface geologic structures below him without actually penetrating the earth. The records of the measurements can be formed into cross-sections which graphically represent the geologic structures. This is economically important because oil and gas are often found near certain types of structures.

There are two basic methods used in seismic exploration, refraction and reflection. The refraction method measures the depths and velocities of structures based on the arrival times of the fastest strain waves travelling through them. The reflection method detects structures from the reflections of strain waves which they cause.

Refraction surveys cover territory faster than reflection surveys, but with less detail. Most seismic crews use the reflection method to delineate possible petroleum reservoirs as accurately as possible. All explanations given here refer to the reflection method.

Seismic theory is based on the propagation of strain waves through matter. Any force applied to an object will cause the object to exhibit some molecular deformation or strain. When the force changes, the strain changes, but not instantaneously. If a force applied to one surface of an object is removed, the strain will be released at the point of application first and elsewhere in the object later. The release of strain will spread into a homogeneous object three dimensionally as a growing hemisphere. This can be viewed as the propagation of a three dimensional strain wave. The energy stored in the original deformation spreads out in the expanding wavefront. Each portion of the wavefront contains the amount of energy proportional to its part of the spherical surface area.

Strain waves occur as compressional and shear types. Compressional waves change the molecular displacement along the same axis as the wave propagation. Shear

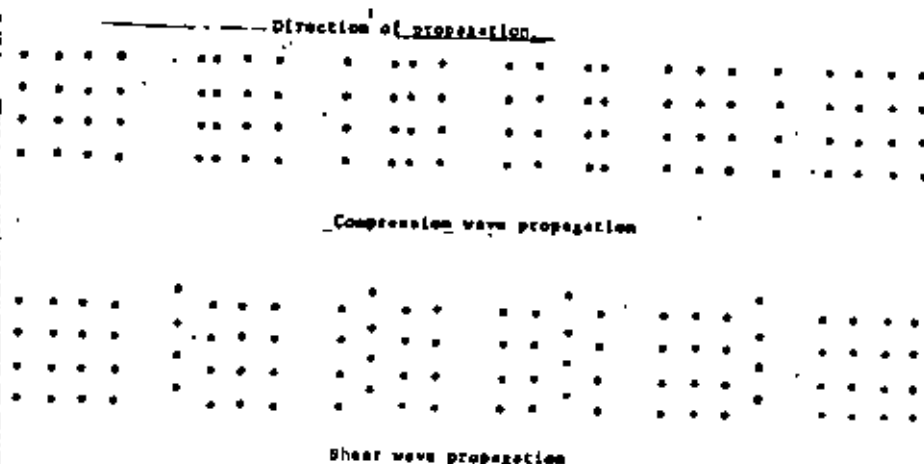


FIG. 1, WAVE PROPAGATION

waves displace molecules at right angles to the axis of propagation. Each wave has a velocity depending on physical constants of the matter involved. Compression waves are always faster and are the type usually used in seismic work.

A wave moving through any medium can be described by its wavefront at any time or by selected ray paths. A ray path is the path followed by a point on successive wavefronts. In a homogeneous medium a ray path is a straight line away from the source of the disturbance, e.g. a radius for a point source. In a variable medium, the ray path may curve as the wave changes speed. All rays pass through each wave front perpendicularly so the wavefront geometry is always 90° from the ray geometry.

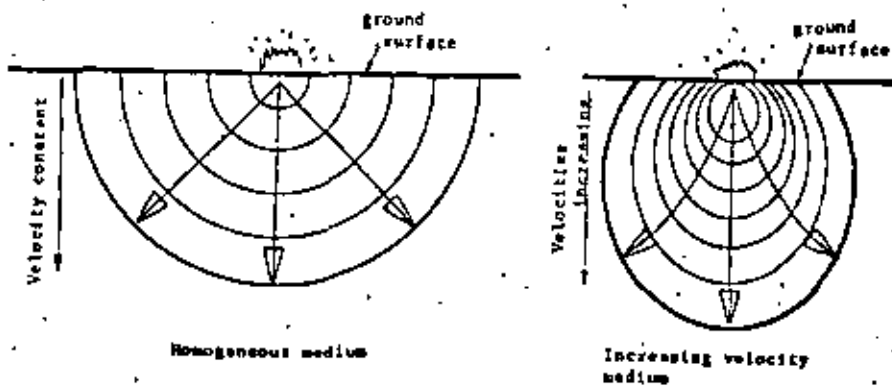


FIG. 2. WAVEFRONTS AND RAY PATHS

When a strain wave encounters a sudden change in the physical parameters of the host matter, as at an interface, part of the wave is transmitted across, refracted, and part reflected back. The angle of refraction is a function of the seismic velocities of both media and the angle of incidence.

When the velocity increases across the boundary, the wave is refracted away from the normal. It refracts towards the normal when the velocity decreases.

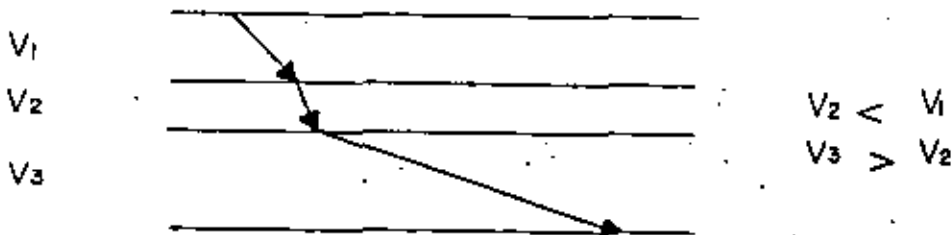


FIG. 3. REFRACTION THROUGH LAYERED MEDIA WITH DIFFERING VELOCITIES

By Snell's Law the reflected wavefront travels away from the interface at the same angle that the incident wavefront approached, i.e. the angle of incidence equals the angle of reflection. The ray, remaining perpendicular to the wavefront, also

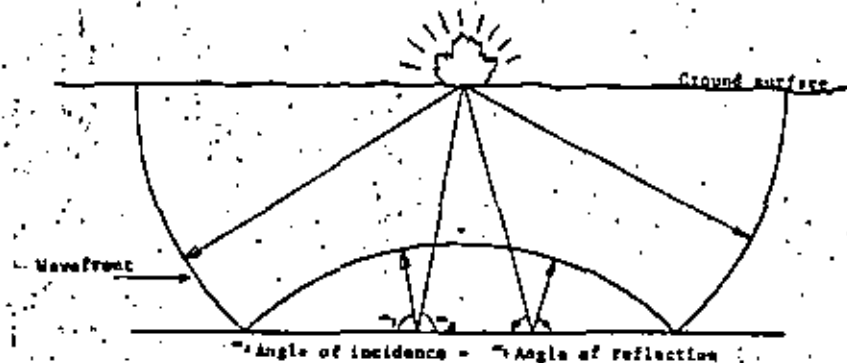


FIG. 4. REFLECTED WAVEFRONT AND RAY PATHS

obeys Snell's Law. This relation determines a unique reflected ray path from the source of the disturbance to each point on the surface. The situation is symmetric about the point of reflection on the interface and thus fixes the point as halfway between the source and receiver points.

Seismic exploration begins with the application of some time varying force to the earth. A good source for a sharp high energy impulse, is an explosion. An explosion sends a large amplitude compressional wave into the earth in all directions. If this wave encounters a rock interface, some of the energy will pass through and some will be reflected back to the surface. A ground motion sensor (geophones)

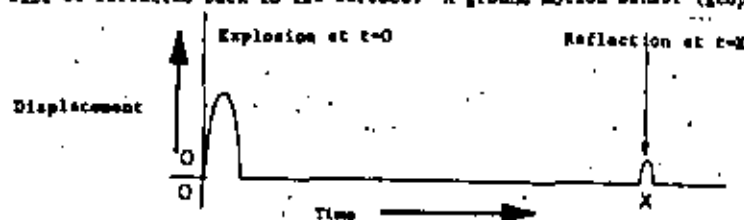


FIG. 5. DISPLACEMENT VS TIME DUE TO EXPLOSIVE IMPULSE AND REFLECTION

placed near the explosion, will sense the original wave and, some time later, the reflection. A record of ground motion versus time would have a large peak representing the direct arrival and a smaller peak later for the reflection. A series

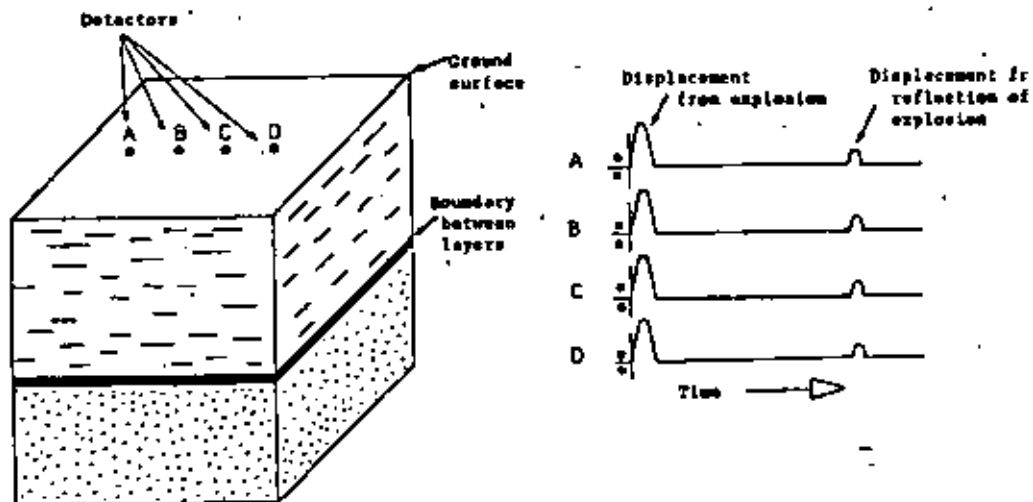


FIG. 6. DISPLACEMENT VS TIME FROM 4 EXPLOSIONS

of such records (traces) taken along a line on the surface over a horizontal sub-surface interface, would have the reflection peaks fall on a straight line. If the records are oriented with the time axis increasing downward, each record can graphically represent its own ground position. The horizontal nature of the interface is indicated by the horizontal alignment of the reflections. If the interface were at some irregular or sloping depth, the reflection alignment would be irregular or sloping likewise. These features may show false depths and angles due to differing path geometries, but simple low-slope features common in geology are represented well.

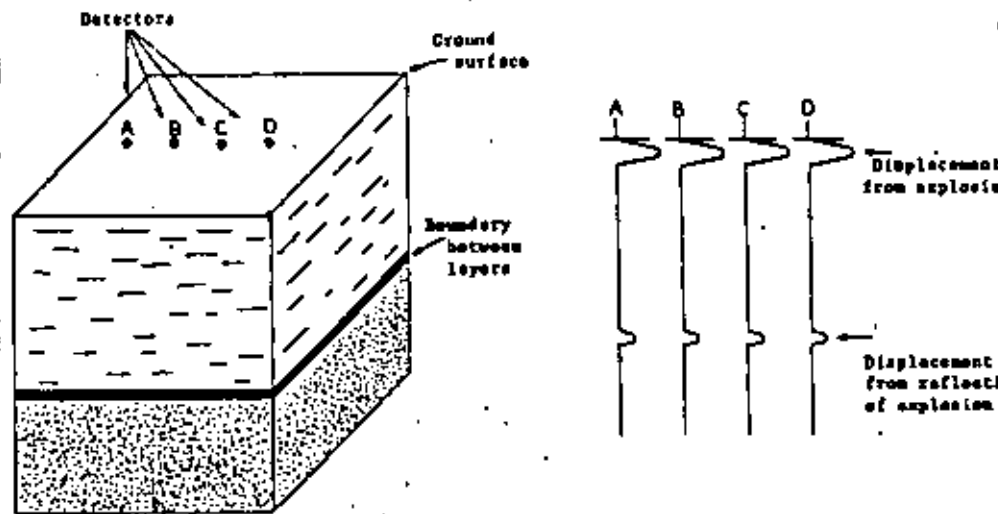


FIG. 7. DISPLACEMENT VS TIME FROM 4 EXPLOSIONS WITH EACH RECORD PLACED TO REPRESENT ITS GROUND POSITION

If several geophones are spread along a surface line over a horizontal interface and simultaneously record the ground movements from a single explosion, their

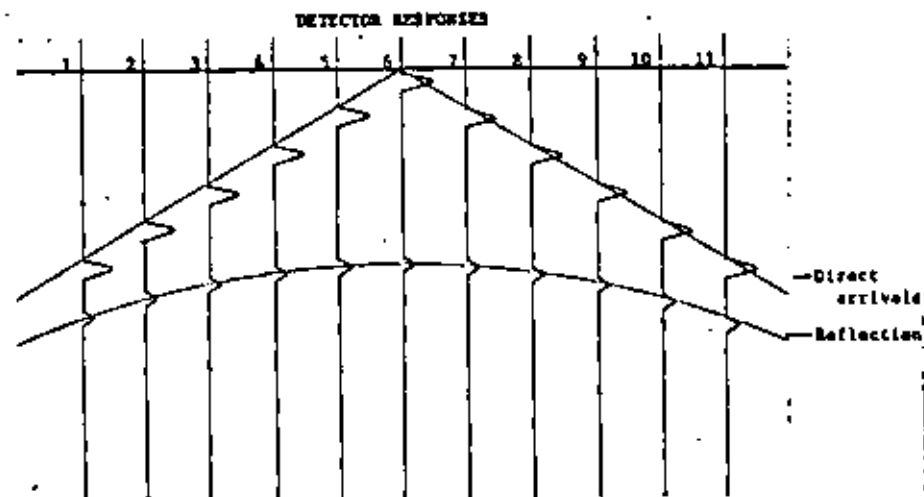


FIG. 8. DISPLACEMENT VS TIME FROM ONE EXPLOSION WITH 11 EVENLY SPACED DETECTORS

output would look like fig. 9. The waves had to travel farther to get to the outer geophones and thus arrive later on the record. The direct arrivals all fall along a straight line while the reflections form a curve. The direct arrivals occur

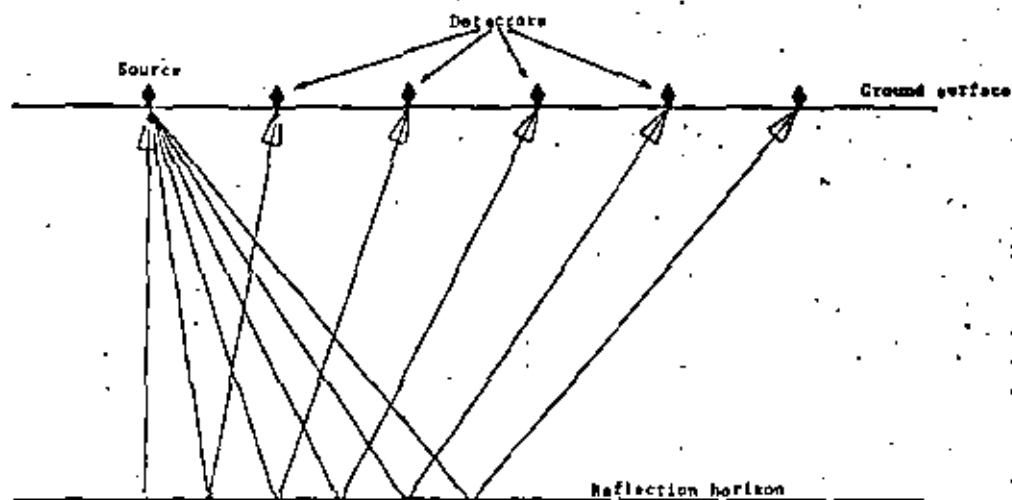


FIG. 9. REFLECTION TRAVEL PATHS

at fixed intervals because each arrival has traveled one more geophone spacing. The reflections have no such regularity; near the explosion, the paths do not vary much, but as the geophones get farther out, the path difference approaches the geophone interval.

Knowing the approximate path difference and estimating the velocity in the surface layer, a time correction can be computed for the outer geophones. This correction represents the additional time needed by a distant geophone over the time at the near source geophone. It is an estimate of the additional time needed because of the increased path length. Subtracting the correction from the reflection times

DETECTOR RESPONSES

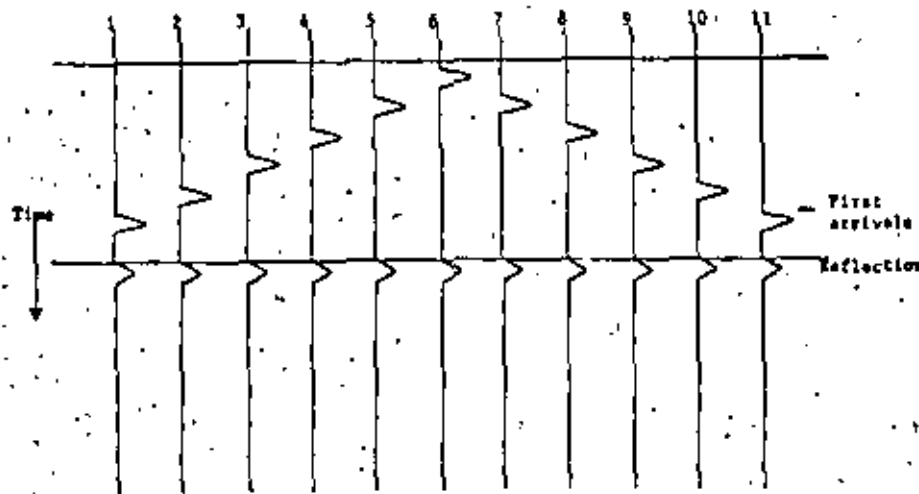


FIG. 10. DETECTOR RESPONSES FROM FIG. 9 WITH PATH LENGTH CORRECTIONS APPLIED

should cause the reflections to align horizontally when the interface is actually horizontal. The alignment again directly represents the interface; an irregular alignment indicates the irregularity of the interface. This is called the normal moveout or NMO correction.

The NMO correction can be calculated similarly for multi-layered earth models with the additional complication that the waves are refracted across each boundary where the velocity changes. For each reflector there is still a unique reflection path from the source to each point on the surface but the path may bend at every interface. The path length is a function of the different velocities, the depths to those velocities and the incident angle of the wave. The interval path lengths divided by the interval velocities determine the arrival time of the reflection.

The difference between the arrival time at a distant geophone and that at the near geophone assuming horizontal strata, is the correction. This is subtracted from the arrival time of the reflection at the distant geophone moving it up on the seismogram. This correction must be calculated for every arrival at every distance from the source. Each arrival has penetrated the layers to a different depth and therefore is the product of a different set of velocities and will get a different correction. They are largest for near surface reflections at distant geophones. Since the correction varies with arrival time, it is termed a dynamic correction.

When a line of geophones is placed on uneven terrain, the arrival times will vary according to the geophone elevation. Arrivals at higher elevations have longer

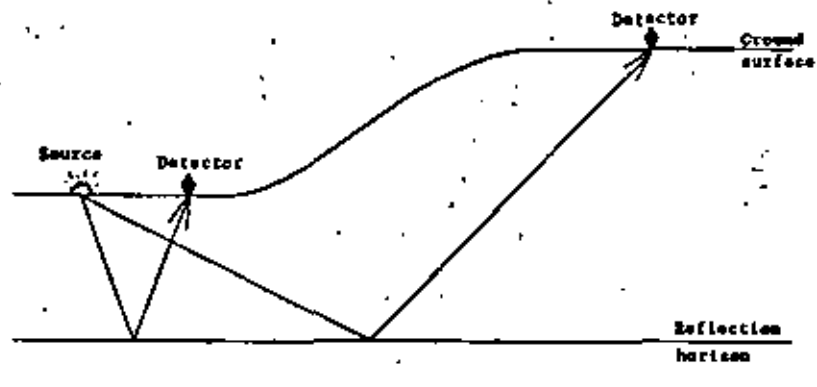


FIG. 11. TRAVEL PATH LENGTH VARIATIONS DUE TO ELEVATION DIFFERENCES

travel paths and must be elevation corrected. Source points for different seismograms on uneven terrain must be elevation corrected to provide compatibility between the seismograms. To correct each trace, the geophone's deviation from some reference plane plus the source point's deviation is divided by the near surface velocity. The reference plane can be any convenient near surface elevation. This correction factor is subtracted from the arrival times on each trace shifting the entire trace up or down. Since the correction depends only on the velocity and elevation, not time, it is a static correction.

The elevation and NMO corrections improve the seismogram considerably but it may still be a poor representation of the true structure. Some of the remaining problems which degrade the seismogram are:

1. large amplitude surface waves
2. extraneous ground movements (noise)
3. multiple reflected waves and other effects which are coherent with respect to a single source-receiver configuration but are not valid reflections, e.g., secondary surface waves, and diffraction effects
4. localized low transmission areas
5. steep dip of subsurface structures

These problems cannot be solved by simple correction factors. They have forced the development of new techniques for collecting and processing seismic data.

Large amplitude waves which travel along the surface are generated by seismic sources. These are not compressional or shear waves but waves which exist only along media boundaries, such as the air-surface boundary. These waves can completely obscure reflections arriving at the same time. Since they travel along the surface, different phases are present at different distances from the source.

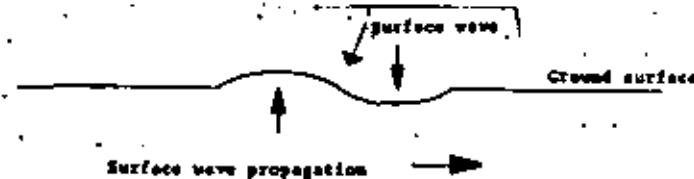


FIG. 12A. SURFACE WAVE

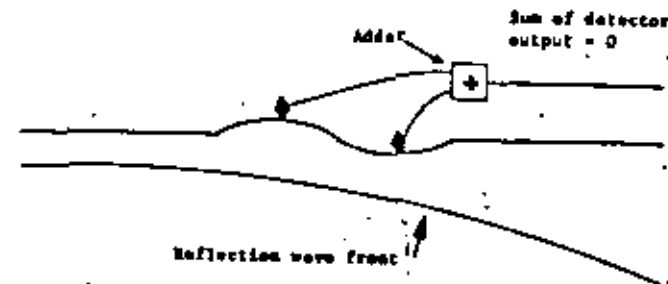


FIG. 12B. DETECTORS POSITIONED TO CANCEL SURFACE WAVE

One geophone will be receiving an upward ground movement while half a wavelength away the ground will be moving down. If two geophones are placed half a wavelength apart and their output is summed, they will cancel much of the surface wave effect. Reflections received at the two geophones will be almost in phase since they will be traveling upward with a nearly plane wavefront. To lessen the effect of various wavelengths, groups of geophones may be connected together. Any surface wave less than twice the length of the group and greater than the geophone interval, will be partially cancelled. However, as the group length increases, the tendency to smear near surface reflections increases. Near surface reflections from thin beds will add together slightly out of phase and lower resolution. Optimum spread can be chosen depending on surface waves present, depth of interest, and resolution needed. Multiple energy source points can be laid out with similar results.

Extraneous ground movements, caused by wind, surf, vehicles, and machinery, can mask weak reflections in some areas. This seismic noise is random with respect to reflections adding to some and subtracting from others. When several seismograms are produced at the same location, the reflections will occur at the same times on each, even though they may be masked. If the traces from each geophone

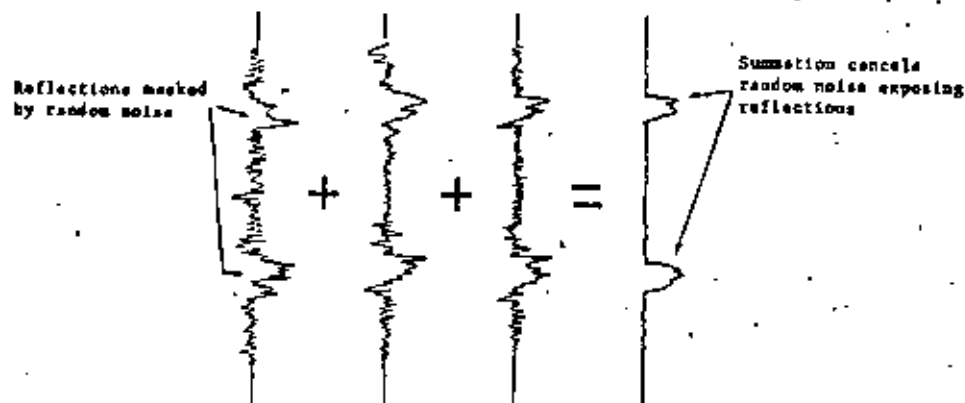


FIG. 13, TRACE SUMMATION TO INCREASE SIGNAL/NOISE RATIO (COMPOSITING)

are summed, the reflections will add together while the random noise will tend to cancel. The seismogram constructed from these summed traces will have an increased signal to noise ratio and should show better detail than any one raw seismogram*. Summing seismograms from one location is known as vertical stacking or compositing. When a seismic source is initiated at the earth's surface, not only is the original signal partially reflected at each interface, each reflection is partially reflected on its return to the surface. These doubly reflected waves travel back into the earth and cause new reflections from each boundary starting the process over again. Numerous multiples may be present late in a seismogram. The multiple reflections

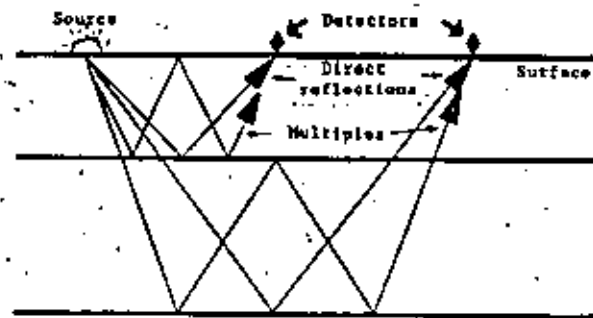


FIG. 14. PATHS OF SOME MULTIPLY REFLECTED WAVES

which finally return to the surface always return later than single reflections from the same interface because their paths are longer. They appear to indicate some deeper interface. The energy drops off quickly with each additional refraction/reflection split in the course of a multiple but it has likewise dropped off for real reflections from deeper layers.

*Any number of seismograms can be summed to lower the noise level as far as desired.

S/N increases in proportion to square root of number of traces.

To separate multiple reflections from single reflections it must be noted that multiples have spent more time in shallow layers than single reflections returning at the same time. In a single trace, this fact is of no use. However, over an entire seismogram, it becomes significant. Reflections fall on a curve determined

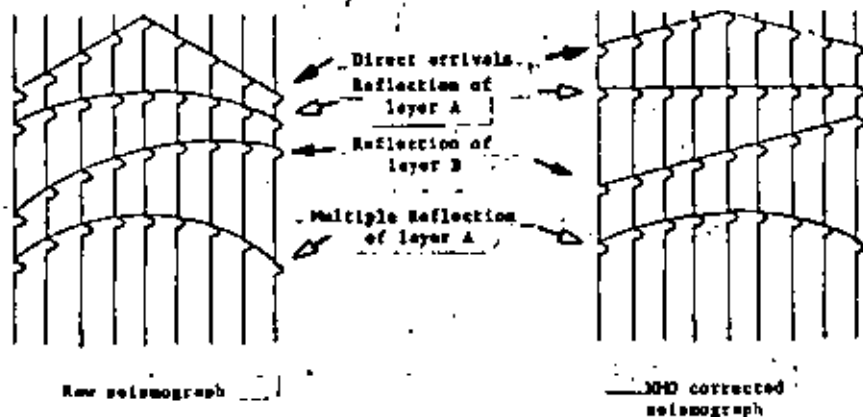


FIG. 15. ARRIVAL ALIGNMENTS OF SIMPLY AND DOUBLY REFLECTED WAVES

by the velocity function through the layers which they have traversed. Multiples spend a longer than expected time in shallow usually lower velocity layers and thus change their velocity function and their curvature to reflect a lower average level velocity. When a seismogram is NND corrected, the multiples, with their anomalous velocity functions, will not be properly aligned. A multiple from a horizontal interface will not align horizontally, it will still retain some curvature.

In an area of totally horizontal strata, the traces of an NND corrected seismogram can be summed together, adding properly aligned reflections and cancelling misaligned multiples. A single trace would result which would indicate only real reflectors. However, if sloping reflectors are present, the singly reflected arrivals would tend to cancel also. This is due to different traces indicating the depths below different locations. When several overlapping but offset seismograms are produced in an area, traces can be selected which represent the reflections below the same point. Correcting and summing these traces will add

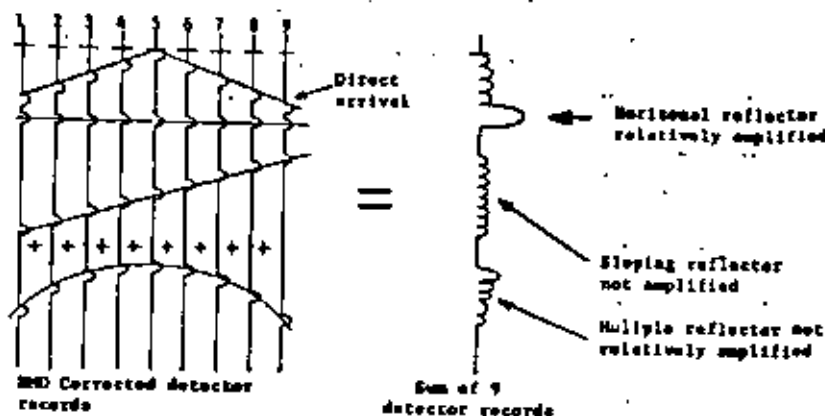


FIG. 16. REFLECTOR ALIGNMENTS AND COMMON SOURCE SUBTRACTION

reflections and cancel multiples. A seismic cross-section composed of these summed traces will have stronger real reflections.

To select traces which reflect off the same point on an interface, the travel path geometry must be determined. For horizontal boundaries reflection points are half-way between the source and receiver. Thus source-receiver pairs centered above a point on an interface should contain reflections off of that point. The distance

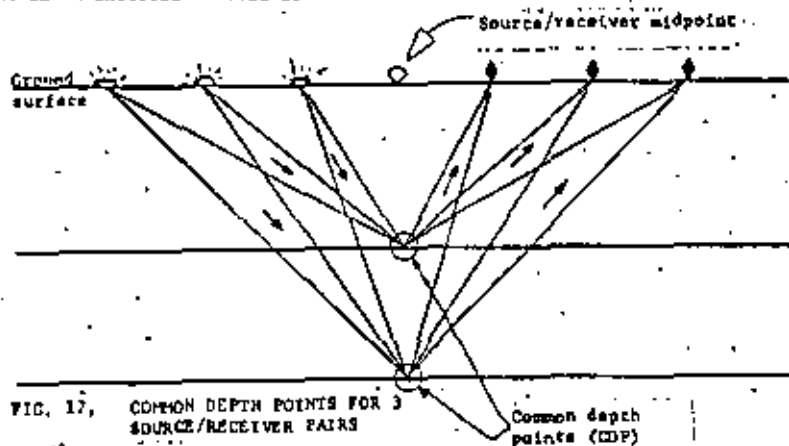


FIG. 17, COMMON DEPTH POINTS FOR 3 SOURCE/RECEIVER PAIRS

between the two doesn't affect the geometry of the situation. Also, the geometry is equivalent regardless of depth. In the case of multiple horizontal layers, the travel paths become complicated but the symmetry is preserved; the reflection points are still below the midpoint. The arrivals on the traces indicate the depths to the boundaries in the column below the midpoint. Only sloping boundaries shift the reflection point; it shifts upslope some amount depending on the degree of slope. However, since most geologic boundaries are of relatively low slope compared to cable length, the reflection point is still approximated by the geophone-source midpoint. Thus source-receiver pairs centered on the same point, have common depth points (CDP's).

When traces with common depth points and different ranges are NMO corrected and summed, the multiples will not align and will add out of phase, partially cancelling each other. The once reflected signals will add in phase and undergo a relative

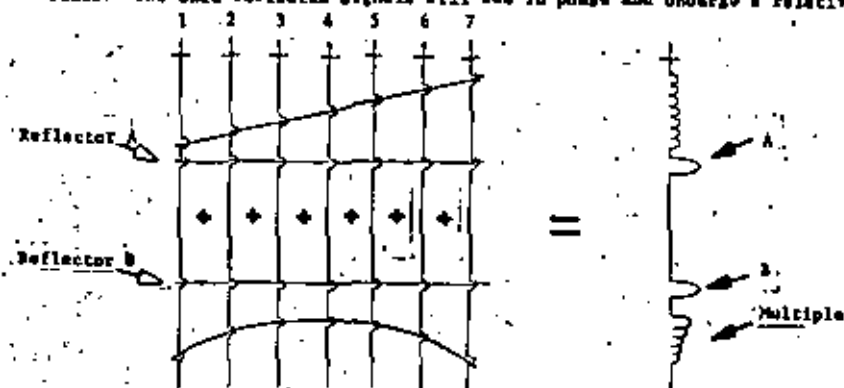


FIG. 18, SUM OF 7 NMO CORRECTED COMMON DEPTH POINT TRACES (CDP STACK)

amplification. Summing traces from different locations is known as horizontal stacking.

Resorting traces into groups with common depth points is CDP gathering. Each group is the gather for a single CDP. Any effect which is coherent with respect to one source-line configuration but moves out from the source with a velocity function other than the chosen estimate, will be partially cancelled by CDP horizontal stacking. Two other common coherent effects are secondary surface waves and diffractions.

Secondary surface waves originate when near surface seismic anomalies transform incident body waves into surface waves radiating out from the anomaly. The anomaly becomes a secondary source. The waves move out from this source and will not align when corrected for move out from the primary source.

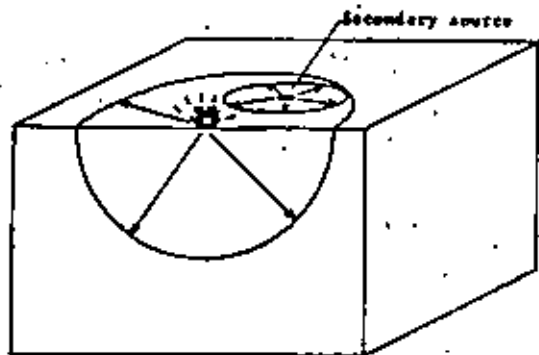


Fig. 19. SECONDARY SOURCE WAVE PROPAGATION

Diffractions occur at any sharp geologic corner or edge, such as a fault block. The incident waves at the edge are transformed into new waves radiating out in all directions. The NMO correction will not align these either.

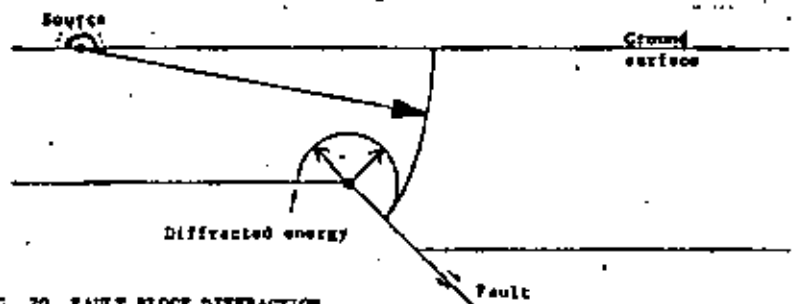


FIG. 20. FAULT BLOCK DIFFRACTION

Several common geologic materials, such as salt and gypsum, attenuate seismic waves quickly. Waves emerging from beds of these substances have too little energy to give good reflections. This leaves a shadow zone of random noise below areas of low transmission. When several seismograms are produced across such an area, the shadow will shift for each. CDP stacking will add traces in the shadow on one record to traces with good data on another. The random noise should cancel out and reveal the structure everywhere but right under the low transmission area.

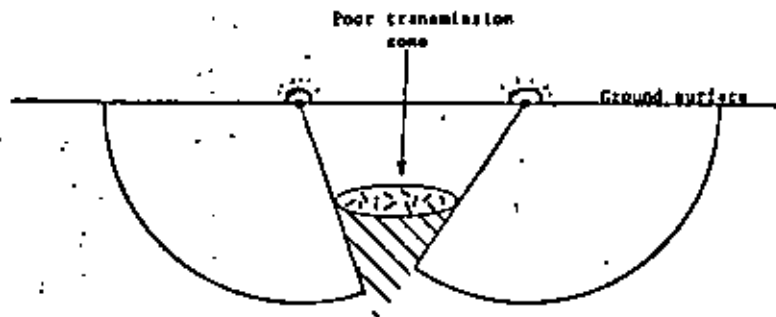


FIG. 21. SHADOW AREA CAUSING LOCALLY POOR TRANSMISSION

The CDP stacked section using the previously outlined corrections and procedures is the basic tool used by geophysicists to locate possible petroleum reservoirs. It condenses all the information collected in the reflection survey into one cross-section through the earth. It shows the position, size and shape of the geologic structures below the survey better than any other method.

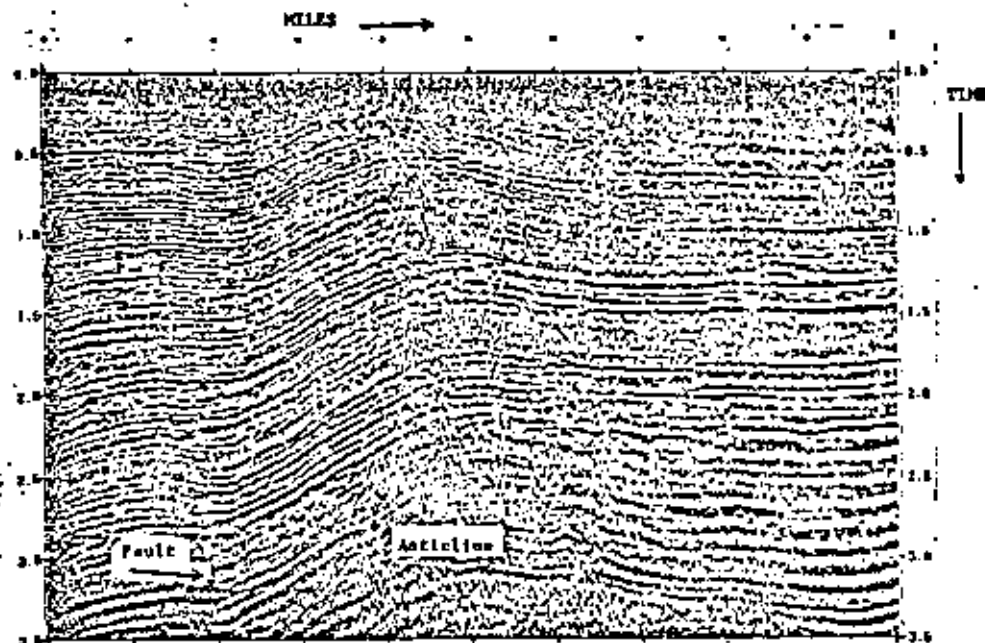


FIG. 22. STRUCTURED CROSS-SECTION PRODUCED BY CDP STACKING

The use of explosives to generate seismic impulses is sometimes impossible due to ground conditions or nearby populated areas. To get around this problem and to provide an energy source with controlled properties, the vibroseis technique has been developed. This technique dispenses with explosives and introduces a time varying force into the earth with specially designed vibrator trucks. Any wavetrain (sweep) of variable frequency and amplitude, within equipment limits, can be input to the earth. The wavetrain will reflect off each boundary as a single pulse would. Each geophone will record the sum of the overlapping direct and reflected wavetrains at its ground position. The trace produced by each geophone is a complex interaction of the numerous reflections and is usually indecipherable to an observer. However, each trace can be cross-correlated with the original known wavetrain to produce a correlated trace. Cross-correlation is the statistical technique

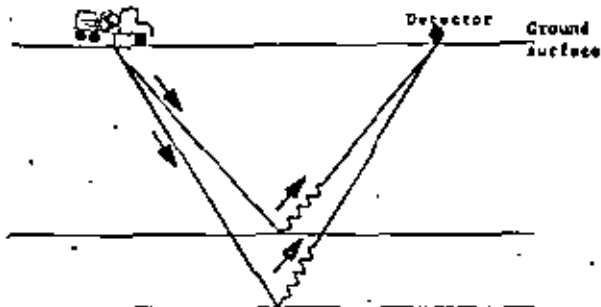


FIG. 23. WAVETRIN REFLECTING OFF OF TWO BOUNDARIES

to quantitatively measure the similarity between two functions. The cross-correlation versus time forms the correlated trace which can be interpreted the same as a normal impulsive source trace; high values indicate strong reflections, negative values indicate inverted reflections or rebounds from previous movements.

The total energy put out by vibrators is much less than that of explosives, so several trucks in formation may put out the same signal simultaneously to increase the power. If the seismogram is still too noisy, the trucks may send repeated sweeps to vertically

stack the signals. Some surface wave cancellation is effected by having multiple trucks, but more can be obtained if the trucks move between each sweep of a vertically stacked seismogram. The average position of the trucks is considered the

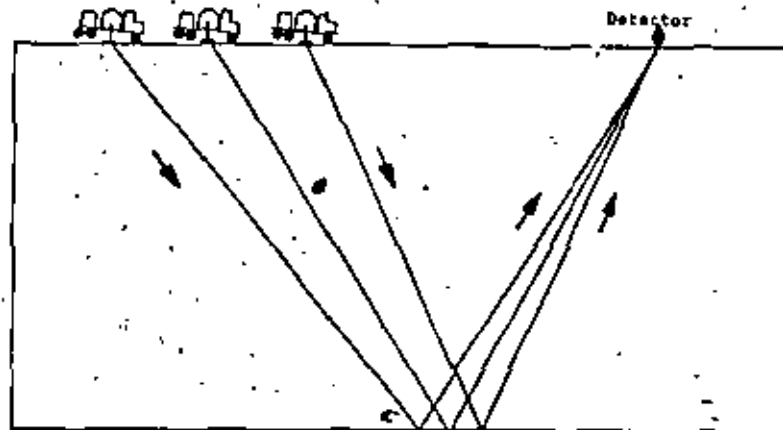


FIG. 24. VIBRATOR TRUCKS SENDING SIMULTANEOUS SWEEPS

source point of each sweep, the average source point for multiple sweeps is source point for the seismogram.

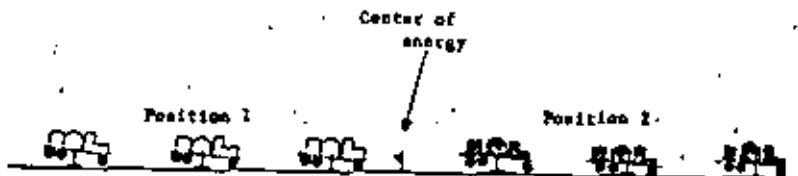


FIG. 25. TRUCKS DEMONSTRATING AVERAGE OF 2 VIBRATING POSITIONS

VELOCITY ANALYSIS

The velocity function in an area can be determined from seismic reflection data by two methods, velocity panels or a velocity spectrum. A set of velocity panels tests all velocities at all arrival times. A velocity spectrum measures the coherence along different velocity induced moveout curves at each arrival time. The output from both require a careful interpretation to pick out the proper velocities.

To create a set of velocity panels, a group of adjacent CDP gathers is chosen from somewhere in the line, a range of possible velocities present in the column is determined and the velocity increment is chosen. Each gather in the group is then NMO corrected with the lowest velocity in the range for all arrival times in the column, stacked and recorded. The velocity is then incremented and the gathers are corrected, stacked and recorded with the new velocity. Each group of gathers stacked with one velocity is a panel. When all velocities in the range have been used, the panels are plotted out adjacently for interpretation.

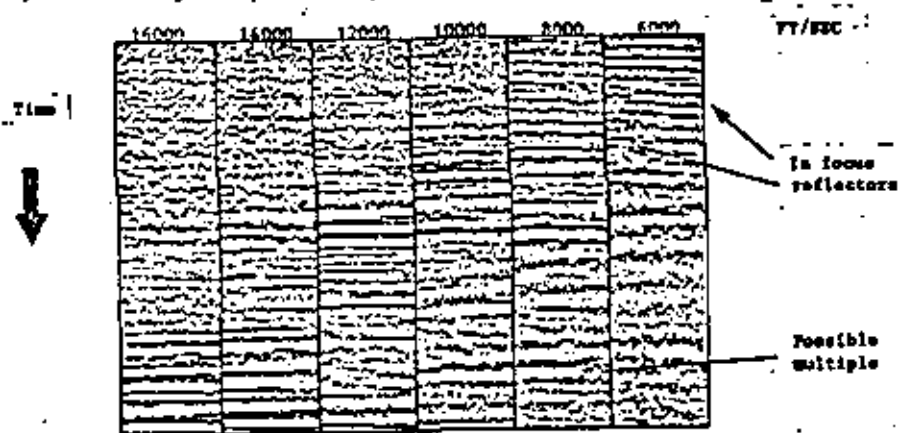


FIG. 26, CONSTANT VELOCITY PANELS

If the velocity for a panel is actually the average travel velocity at some arrival time in that panel, the reflections at that time should have the proper NMO correction and should align. At arrival times with other average velocities, the NMO correction

Velocity Analysis (cont.)

will be wrong in that panel and the reflections should not align but should be randomly scattered. The areas with proper NMO correction should stand out with coherent alignment as if in focus. Each area of focus can be recorded as a point on the velocity versus arrival time function. Intermediate points can be interpolated. Since the velocities are not independent but are average velocities to successively deeper layers, the focused areas will not be random but should follow some simple path through the panels. Velocity usually increases with depth because of increased compaction and lithification so most functions will start with slow shallow layers and build to fast deep ones. Occasionally velocities other than the correct one will cause some alignment, so focused areas away from the focused path should be examined closely.

To construct a velocity spectrum, a CDP gather, a velocity range and increment, and an arrival time increment must be chosen. At each incremental arrival time down the near source trace, the coherence between short windows centered along moveout curves for each velocity is calculated. The coherence is then plotted versus velocity as a trace for each arrival time. The areas of maximum coherence should align across the traces forming some simple path since the average velocities are not independent. This path is the average velocity versus arrival time function.

EQUIPMENT

Geophones convert ground movements to small electrical voltages by magnetic induction. Each geophone has a coil of wire suspended by a spring so that the coil hangs over a magnet and can move vertically in the magnetic field. As the ground motion moves the geophone, the inertia of the coil will cause it to lag behind and thus move relative to the magnetic field. The coil moving through the magnetic field causes an induced voltage to appear at the coil leads. The voltages from all the geophones on the string add electrically and indicate the total motion along the string. The voltage or signal from each string passes through an amplifier which boosts the signal and transmits the amplified signal down the cable to the next array terminal.

The array terminal is a battery powered electronic device connected in series with the cable between each sixteen geophone strings. It receives commands from the recording truck and performs several sampling and data transmission functions. Upon command it samples the voltages from the next sixteen strings simultaneously and sets a digital bit to one or zero for each to indicate a positive or negative voltage. The bits are held until another command orders the terminal to send them. The data from the first terminal on the line are sent to the truck while the data from every other terminal on the line have moved one terminal towards the truck. The data shift down one terminal for each repetition of the command. The data are received in the truck by the compositor.

The compositor is a computer input/output device that responds to programmed commands and in turn commands the terminals to sample or transmit their data along the cable. It can sample from specific terminals on the line at various rates, pull the data in from the cable, demultiplex, and composite or vertically stack the data onto a magnetic disc. A magnetic disc is a high speed, large capacity computer storage device. When the data have the requisite number of composites, they may be passed to the FFT

Equipment (cont.)

if they are vibroseis data to be correlated, or stored on the auxiliary disc for transmission to magnetic tape or plotter.

The FFT or Fast Fourier Transform is a hard wired version of a fast algorithm for determining the discrete Fourier transform of a series of samples. It also has the capacity to use the transforms in the calculation of cross-correlations. This method of calculating the cross-correlation between two series is extremely fast and results in considerable time savings when correlating vibroseis data. The correlated output from the FFT is stored on the auxiliary disc.

The data on the auxiliary disc, whether uncorrelated impulse data or correlated vibroseis data, is then transferred to magnetic tape and optionally to the electrostatic plotter. The magnetic tape holds the seismogram in a form which can be input to later processing. The electrostatic plotter displays the data for observer feedback.

FIELD PROCEDURE

The seismic field consists of a cable system which is strung out with the surveyor. The surveyor lays the line out as specified, marking each source location, geophone group location and array terminal location on the ground and recording the positions and elevations of each. The geophones are put in or on the ground in the specified group pattern by the linemen (juggies). Cable is laid from the recording truck to the geophones and geophones, amplifiers, and array terminals are connected. If explosives are to be used as the energy source, holes are drilled to a prescribed depth, and the charges are placed and tamped. If vibrators are to be used, they are checked for proper phasing between the units and positioned at the first source point. The seismic observer positions the recording truck, connects it to the line and tests the truck and the line. The electronic components in the truck are tested with the aid of several computer programs which exercise them and check or display their output. The line is tested by the data acquisition program, which interrogates each successive array terminal on the line to check for cable continuity and proper terminal response. The linemen check connections and replace equipment if malfunctions are detected. When all components check out, the observer signals the shooters to connect the first charges if explosives are being used. He then starts the data acquisition program which initiates the energy sources, receives data from the array terminals, demultiplexes, vertically stacks the data, cross-correlates if necessary, writes onto magnetic tape and plots the data. The observer monitors the plots for proper geophone response and expected reflection coherency. Locations may be redone if the seismogram shows poor quality. After each seismogram, the vibrators or shooters move up to their next position.

The observer may activate geophones at the end of the line and deactivate those at the beginning to preserve approximately the same source-line configuration as the source moves along. This is called a rollalong and is done at regular intervals.

Field Procedures (cont.)

As each reel of magnetic tape is filled, it is dismounted, labelled and put aside for later processing.

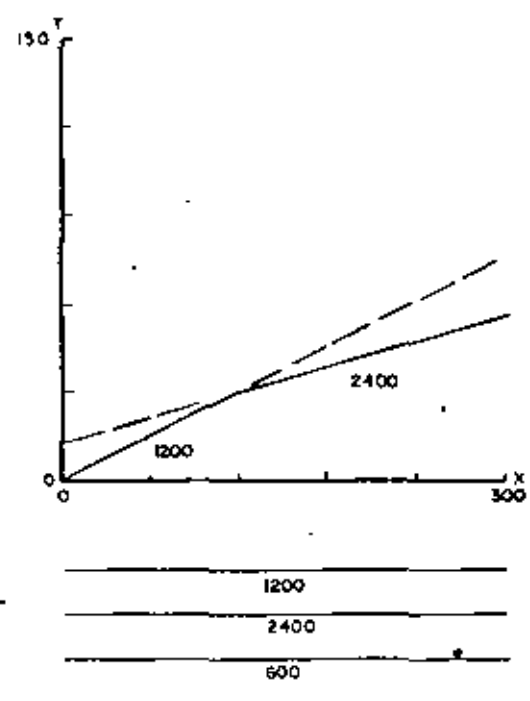
Data acquisition continues as long as daylight and environmental conditions allow. The equipment may be picked up or left down at the end of each day depending on the area. The recording truck is driven to the field office for night processing.

The night processors prepare CDP stacked sections of the data in a six step process:

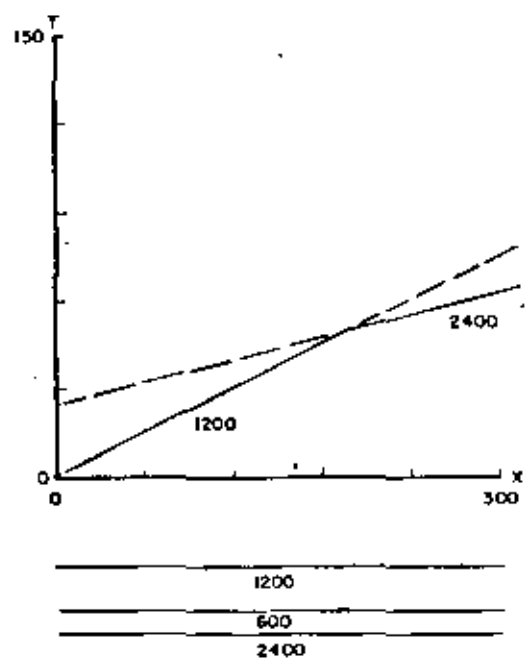
1. The relative source and receiver positions are described on tape (PT100).
2. The elevation corrections and editing are done (ESP100).
3. The traces are gathered by CDP (CDP100).
4. The velocity function in the area is determined from seismic data (VW100).
5. The traces are sorted by CDP and horizontally stacked (CSF100).
6. The stack is plotted (PLT100).

Additionally, the section may be filtered to remove those frequencies with little usable information. When the line is complete and the stacked section prepared, the raw data and the processed section are sent to the client for interpretation.

a) EFECTO DE VELOCIDAD INVERTIDO (SEGUNDA - TERCERA CAPA)

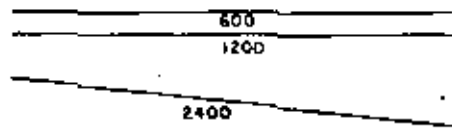
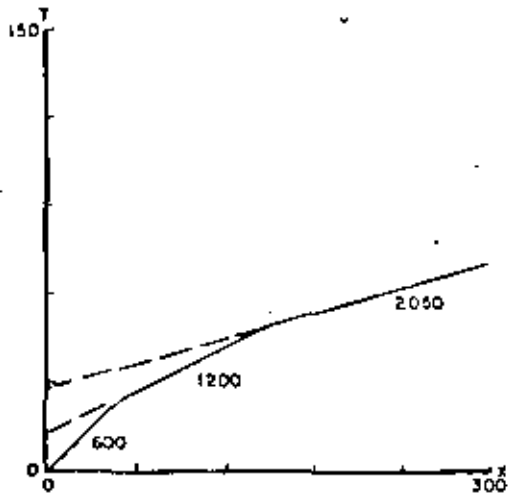


b) EFECTO DE VELOCIDAD INVERTIDO (PRIMERA - SEGUNDA CAPA)

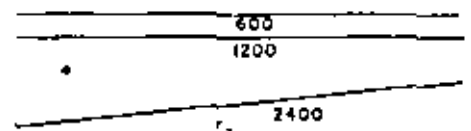
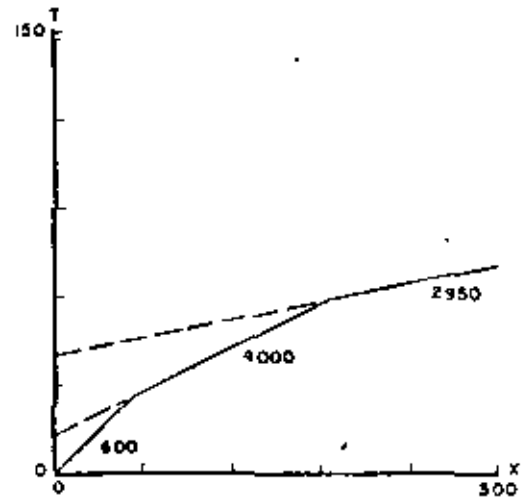


TRES CAPAS

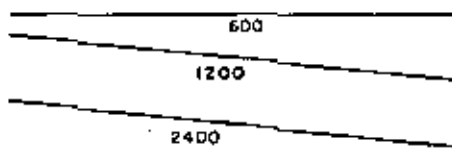
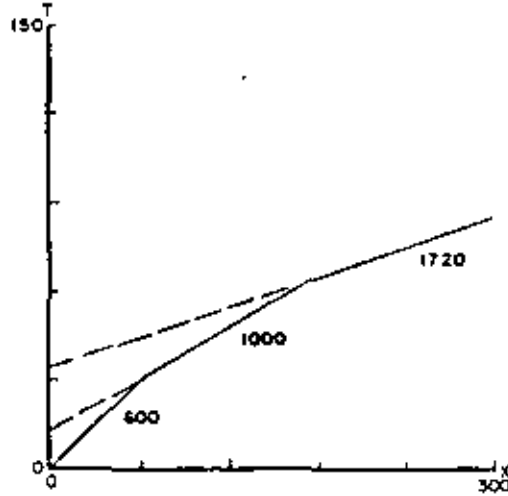
a) CAMINO PENDIENTE ABAJO



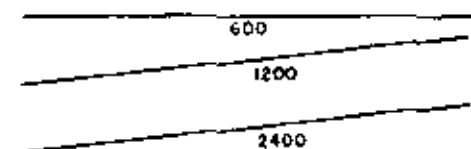
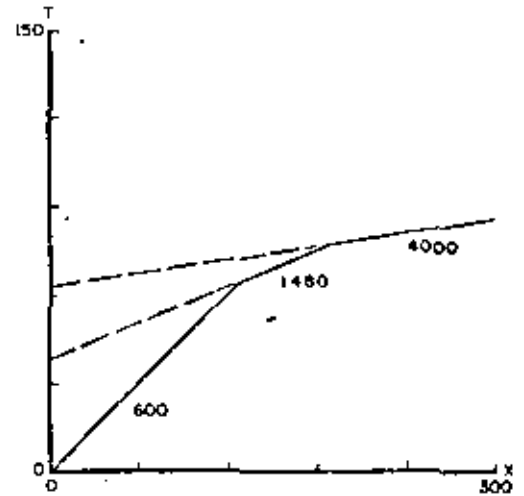
b) CAMINO PENDIENTE ARRIBA



a) CAMINOS PENDIENTES ABAJO

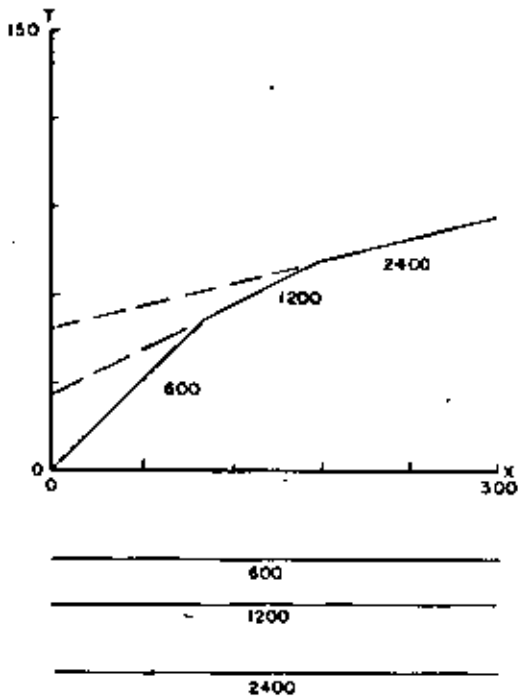


b) CAMINOS PENDIENTES ARRIBA

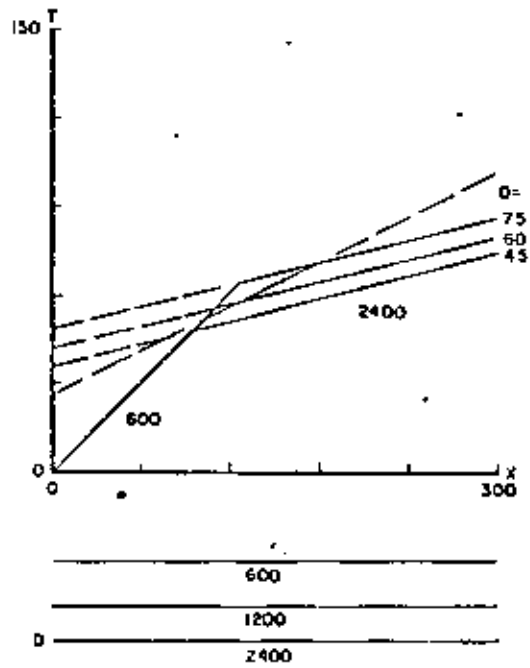


CAPAS INCLINADAS (ANGULO = 6°)

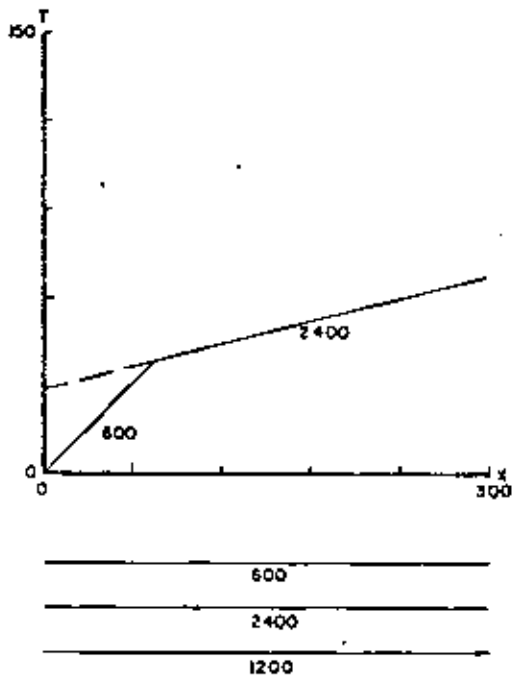
a) NORMAL



b) EFECTO DE POTENCIA VARIABLE DE SEGUNDA CAPA



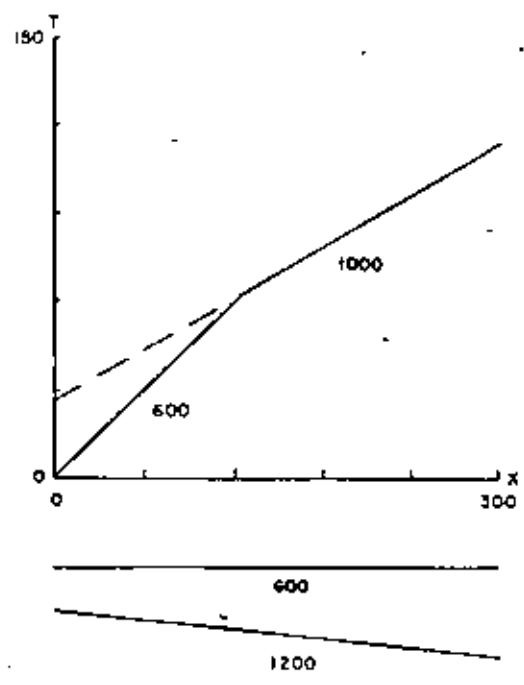
c) EFECTO DE VELOCIDAD INVERTIDO (SEGUNDA-TERCERA CAPA)



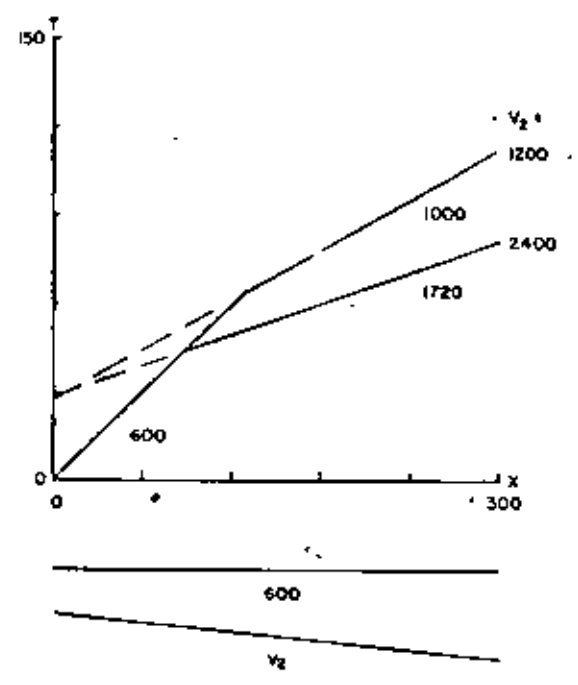
TRES CAPAS

(DOS CAPAS CAMINO PENDIENTE ABAJO)

a) NORMAL

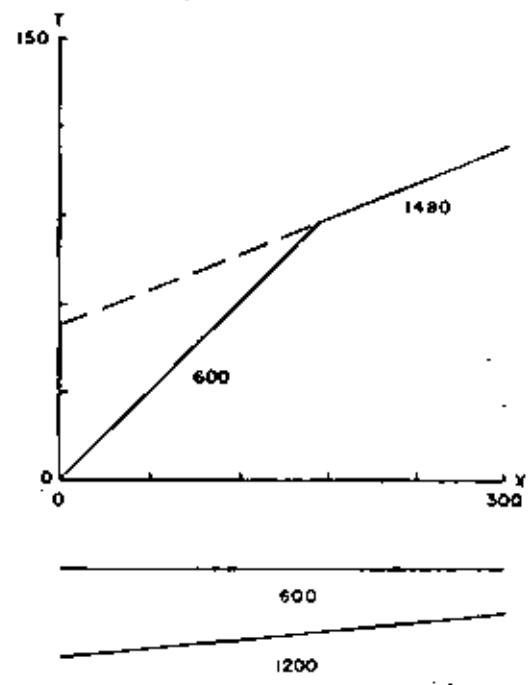


b) EFECTO DE VELOCIDADES DIFERENTES

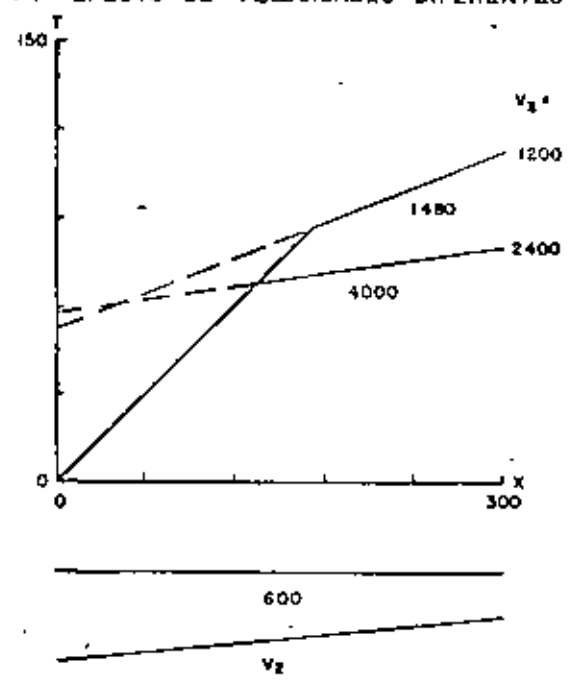


(DOS CAPAS CAMINO PENDIENTE ARRIBA)

a) NORMAL

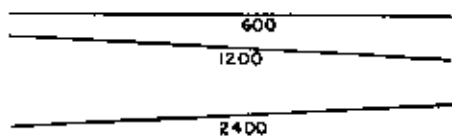
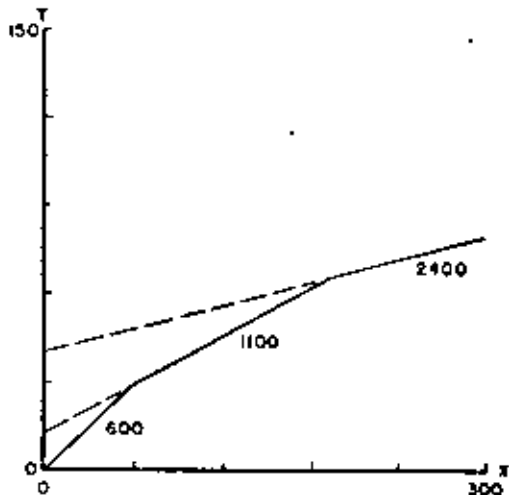


b) EFECTO DE VELOCIDADES DIFERENTES

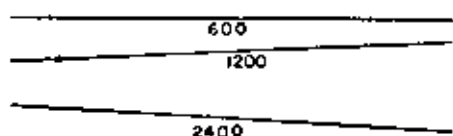
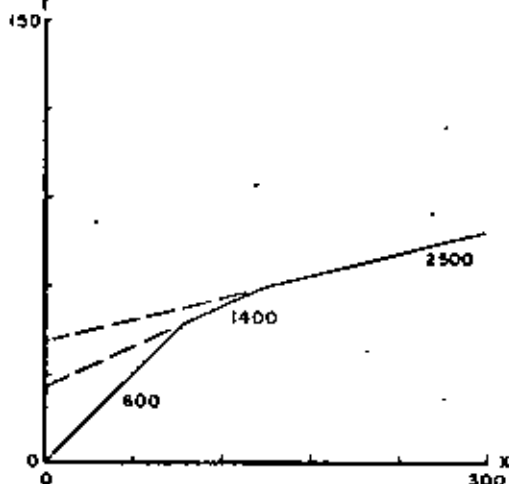


CAPAS INCLINADAS (ANGULO = 6°)

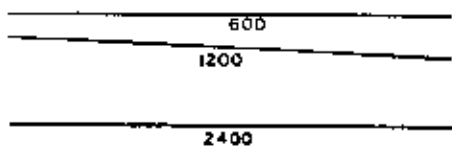
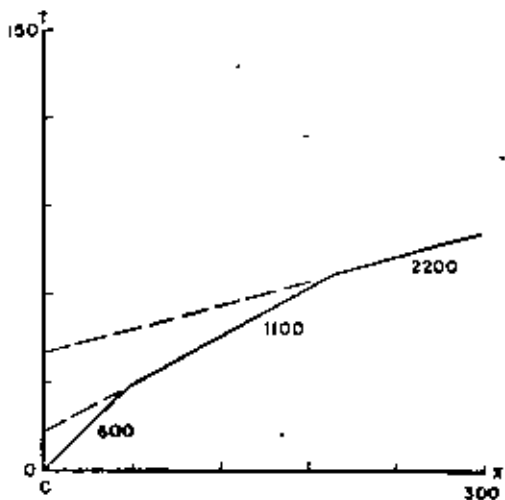
a) CAMINO PENDIENTE ABAJO



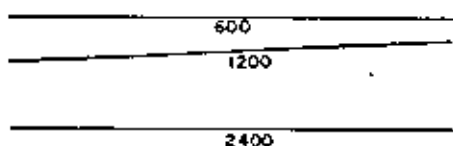
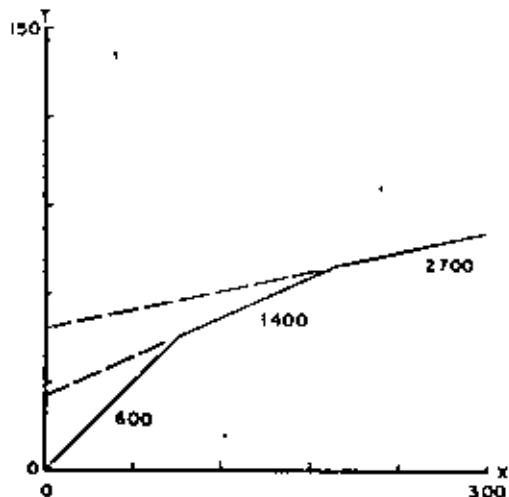
b) CAMINO PENDIENTE ARRIBA



a) CAMINOS PENDIENTES ABAJO

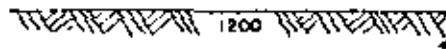
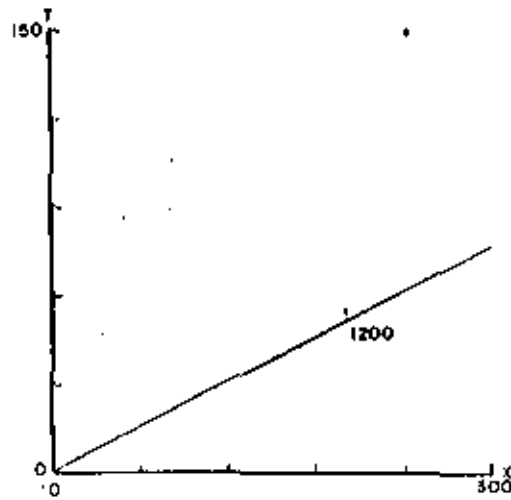


b) CAMINOS PENDIENTES ARRIBA

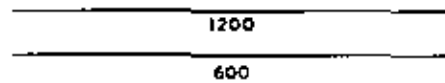
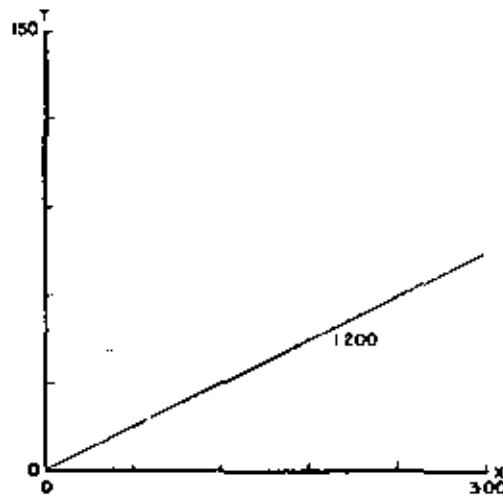


CAPAS INCLINADAS (ANGULO = 3°)

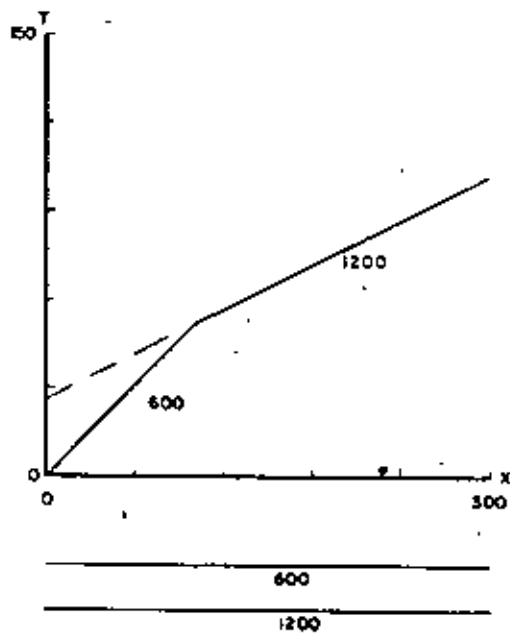
UNA CAPA UNIFORME



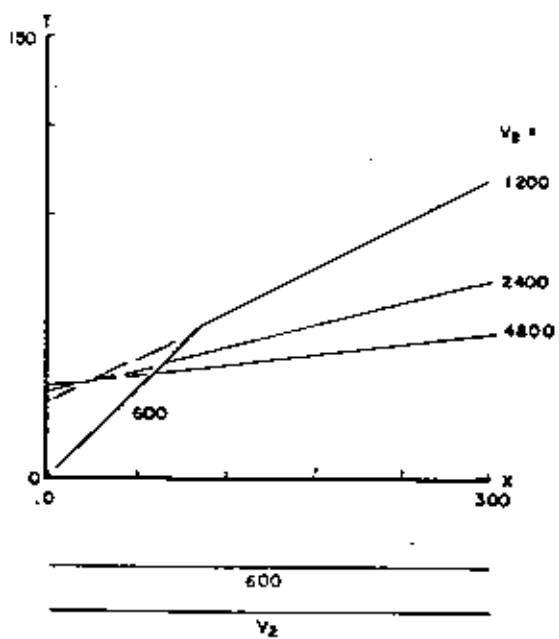
DOS CAPAS (VELOCIDAD INVERTIDA)



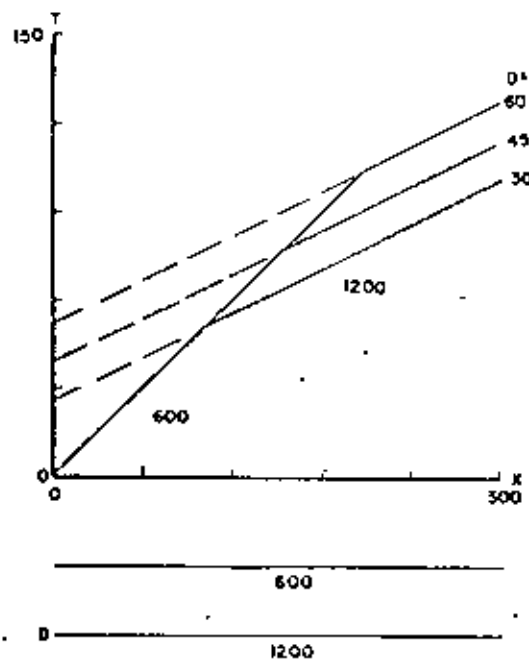
a) NORMAL



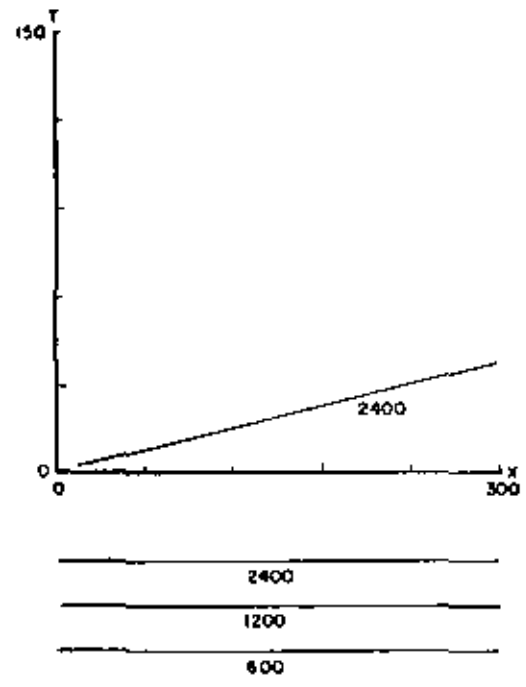
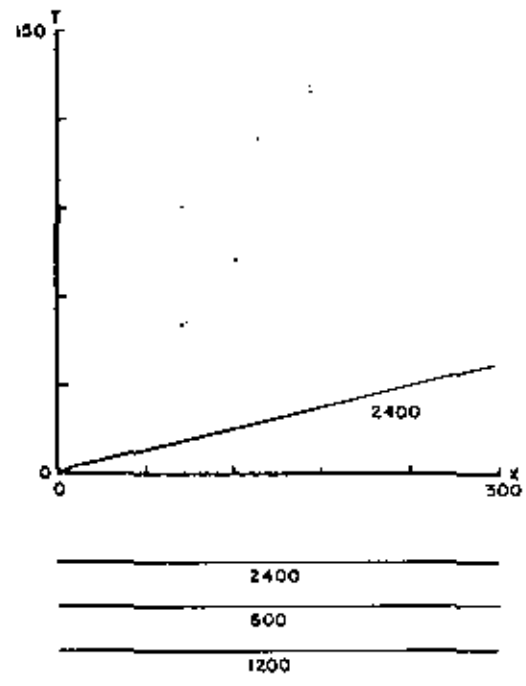
b) EFECTO DE VELOCIDADES DIFERENTES



c) EFECTO DE PROFUNDIDADES DIFERENTES

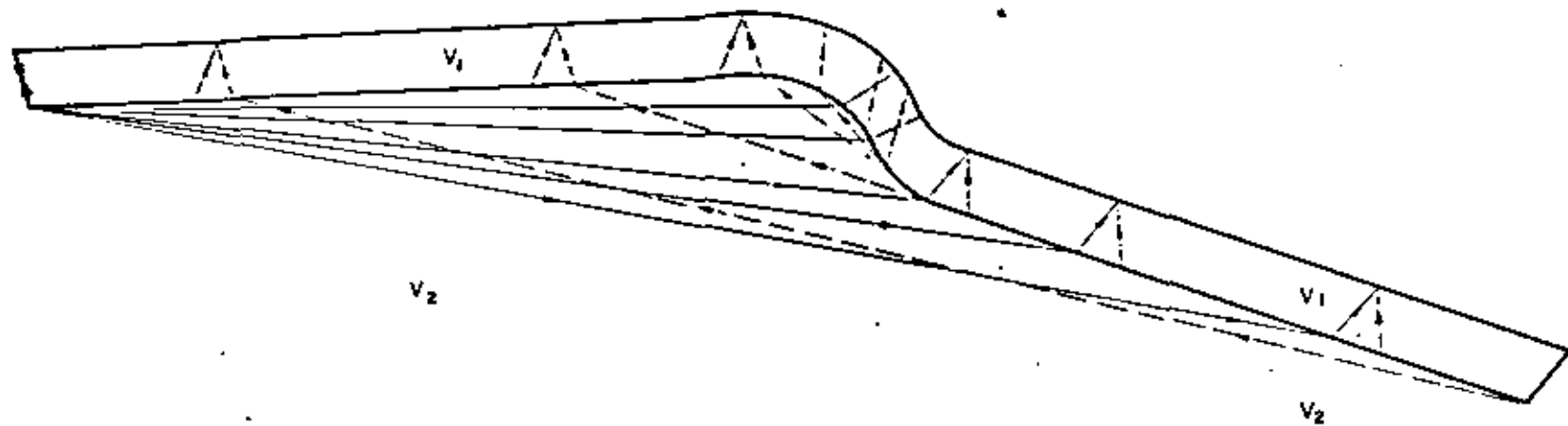
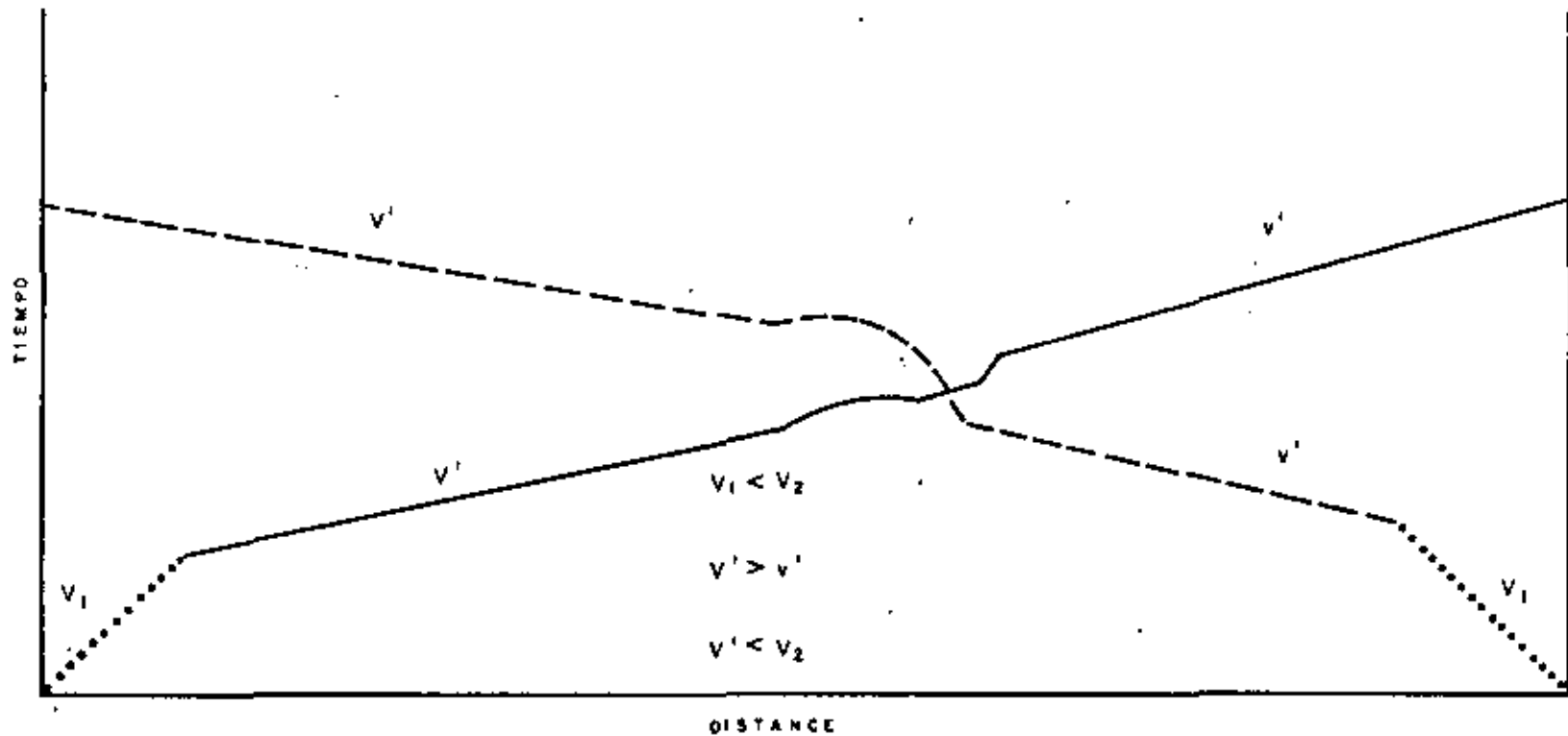


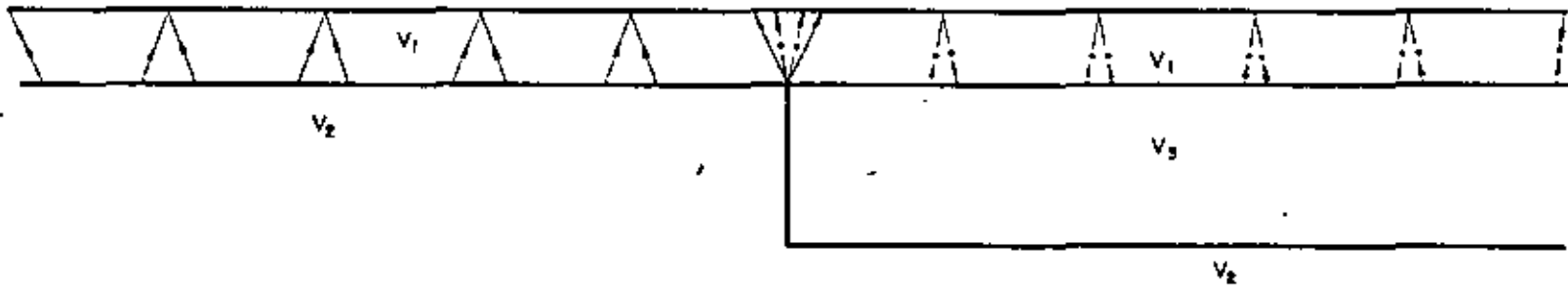
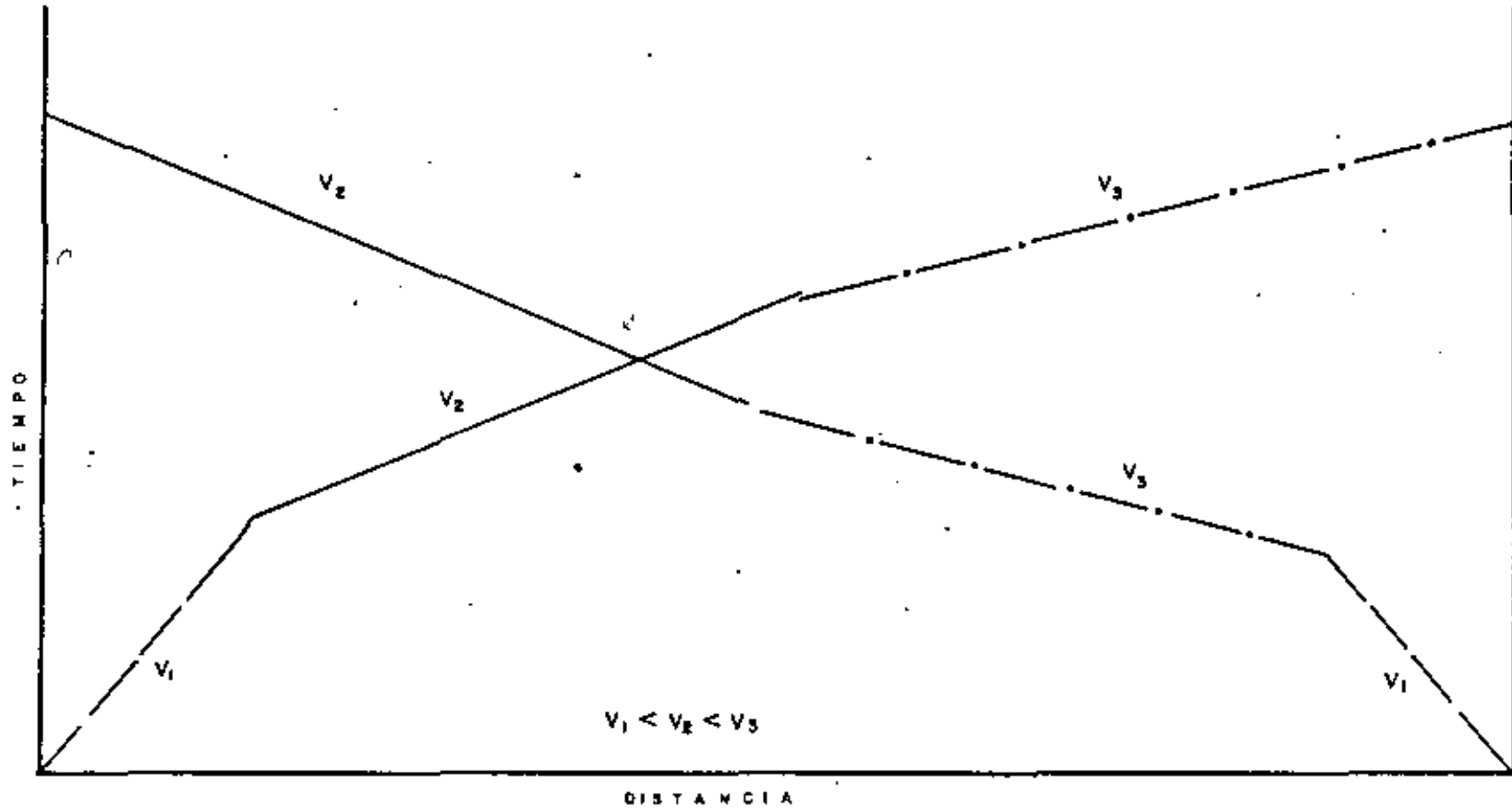
DOS CAPAS

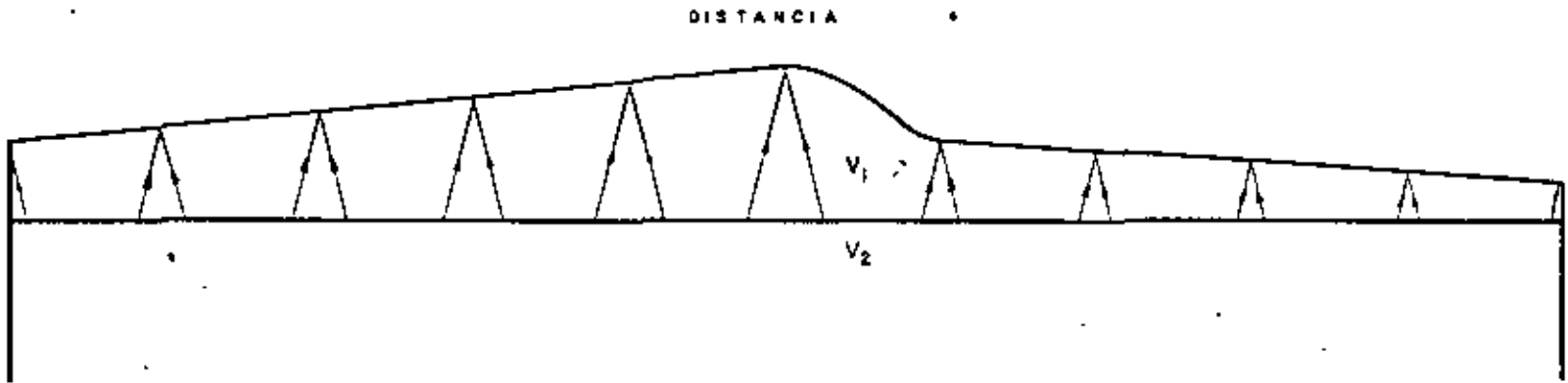
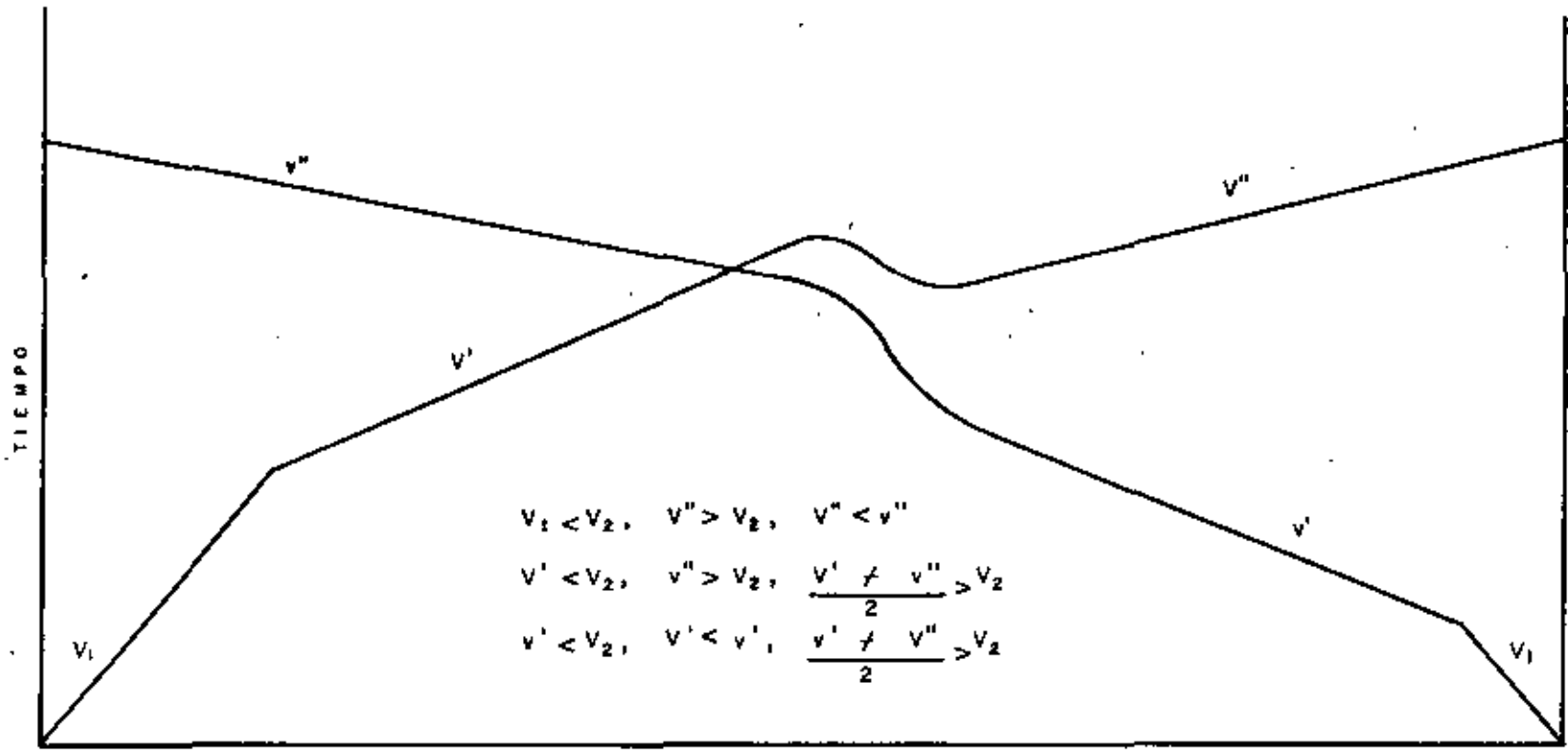


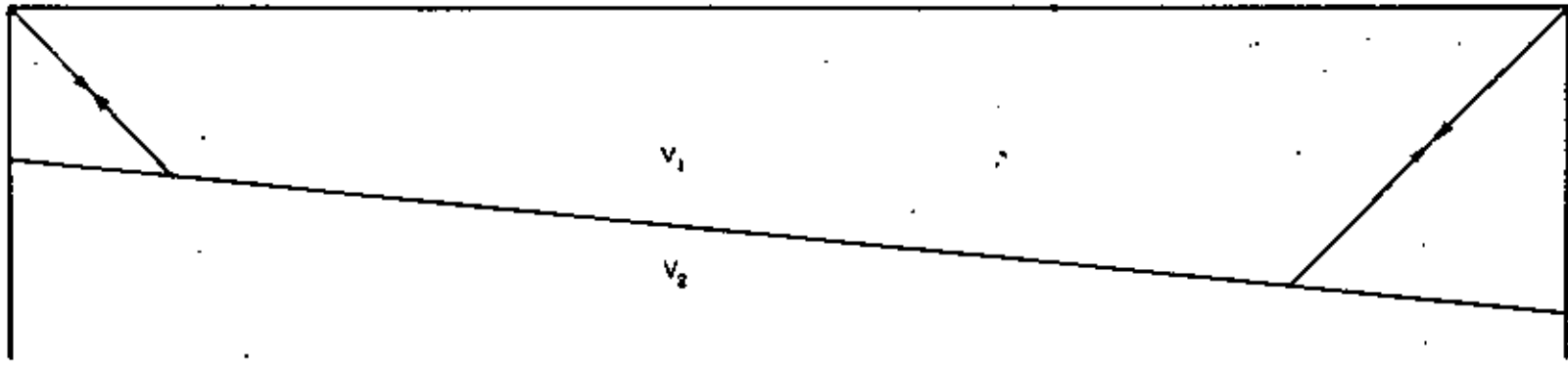
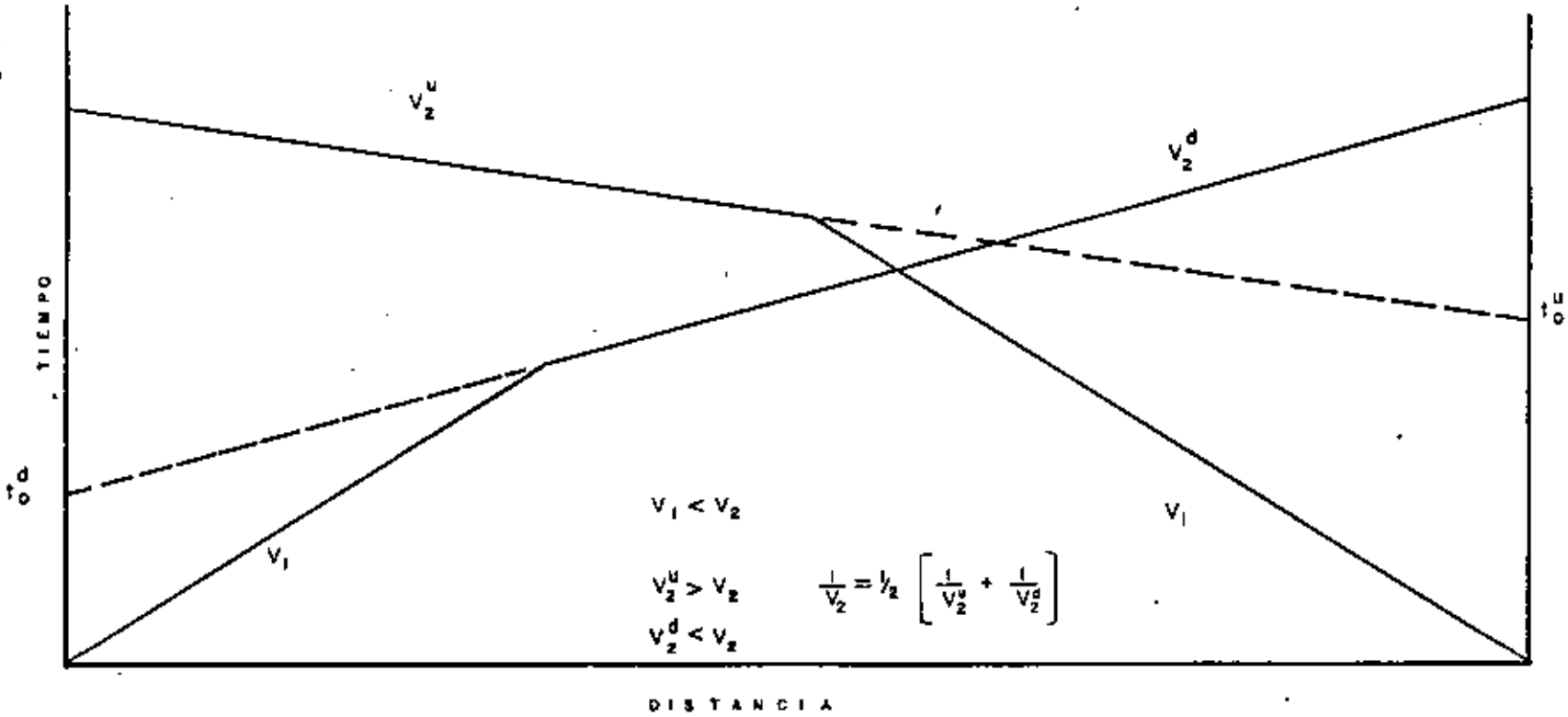
TRES CAPAS

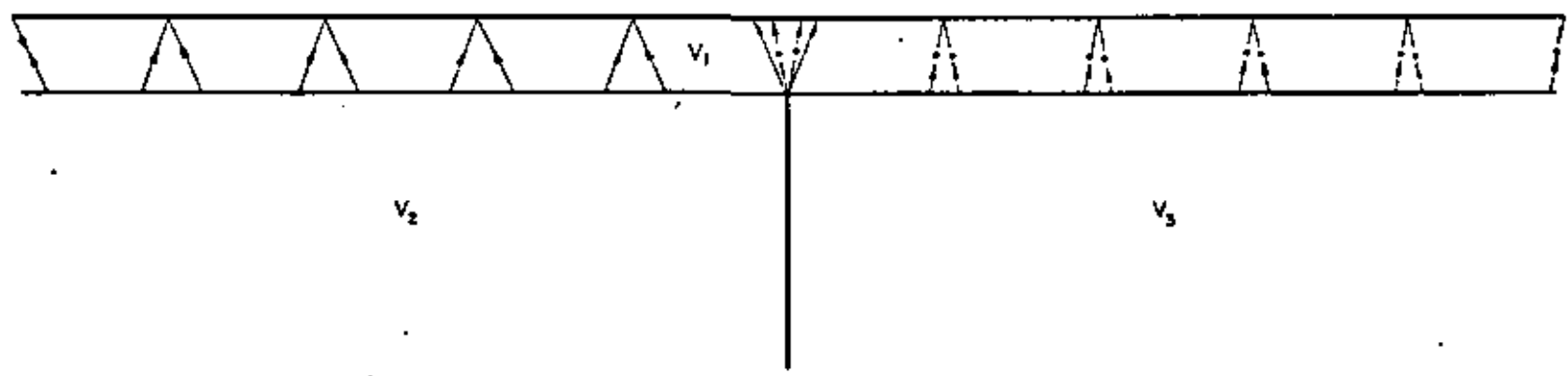
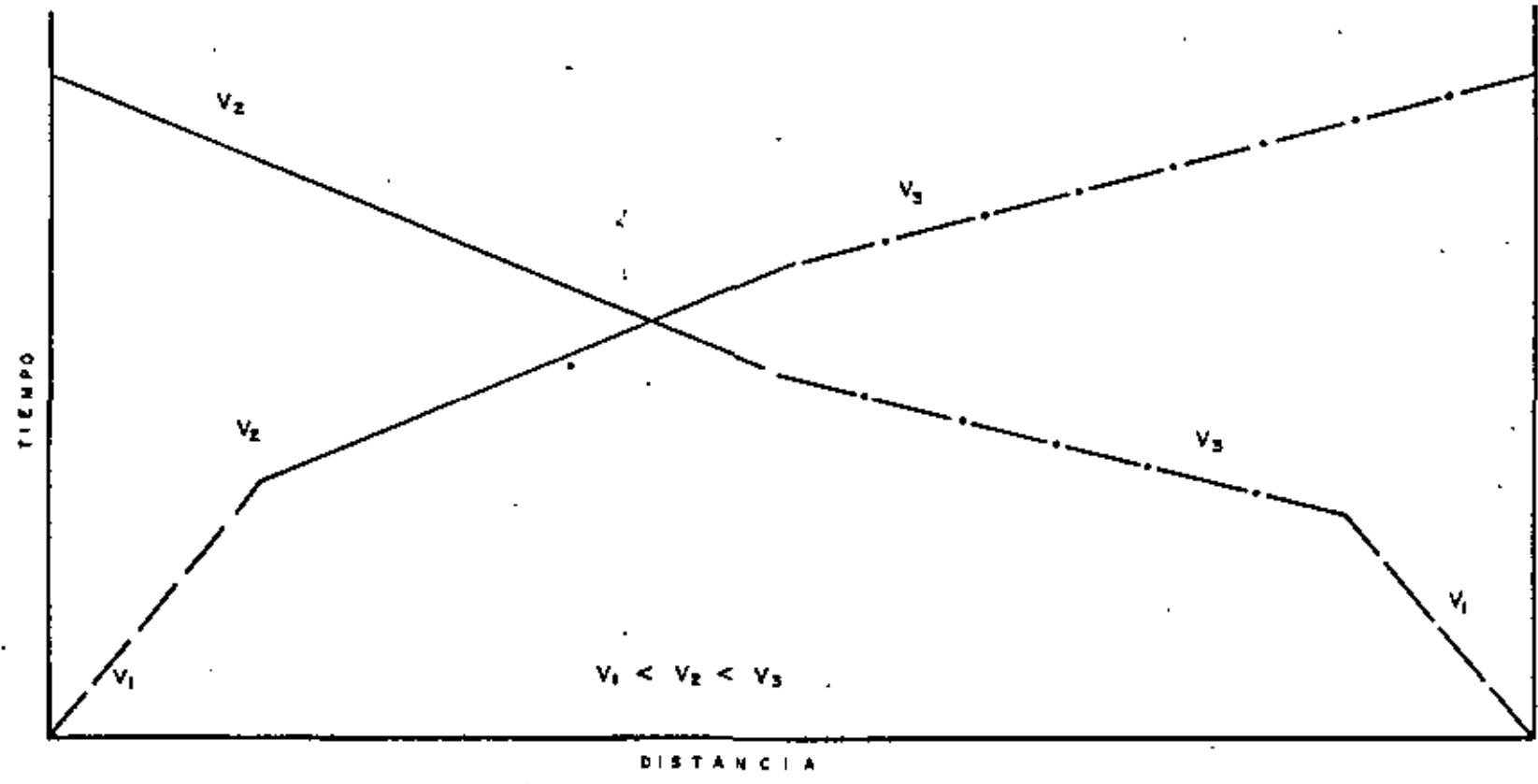
35

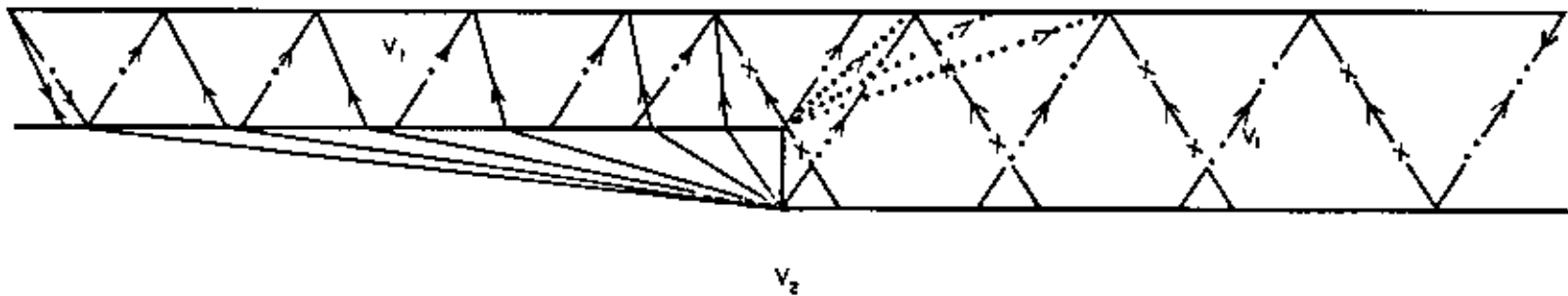
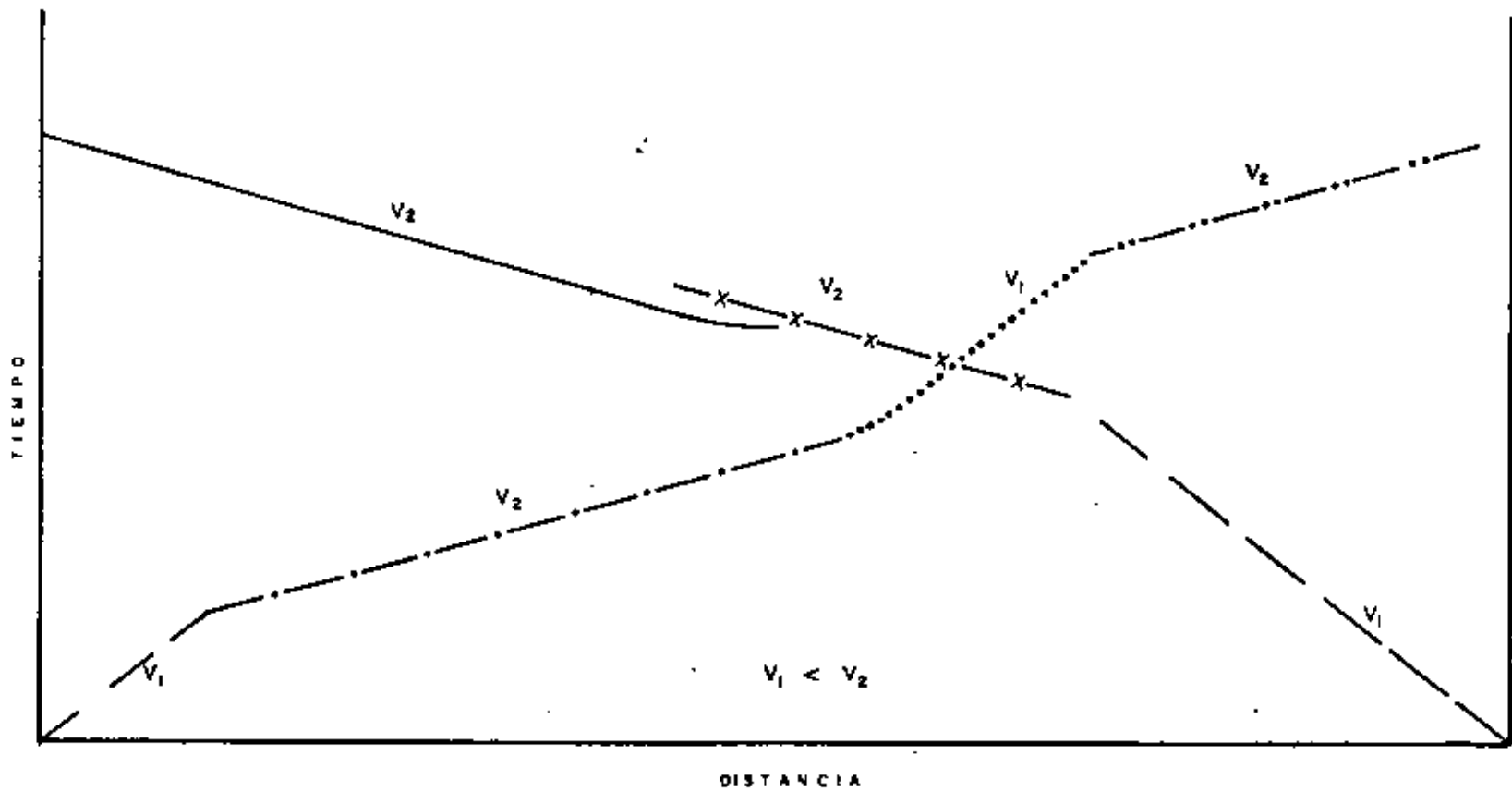


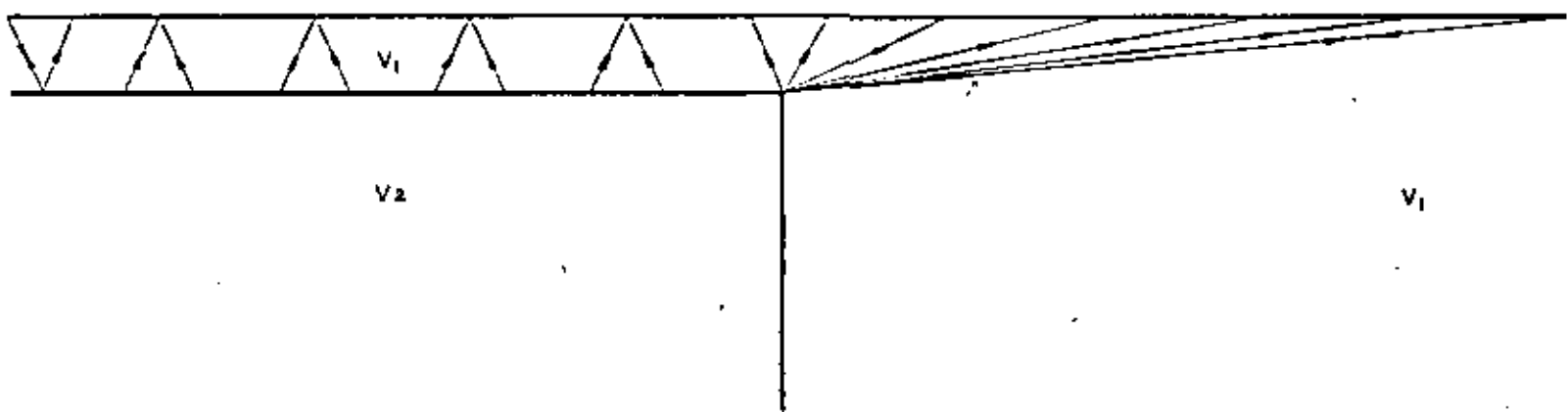
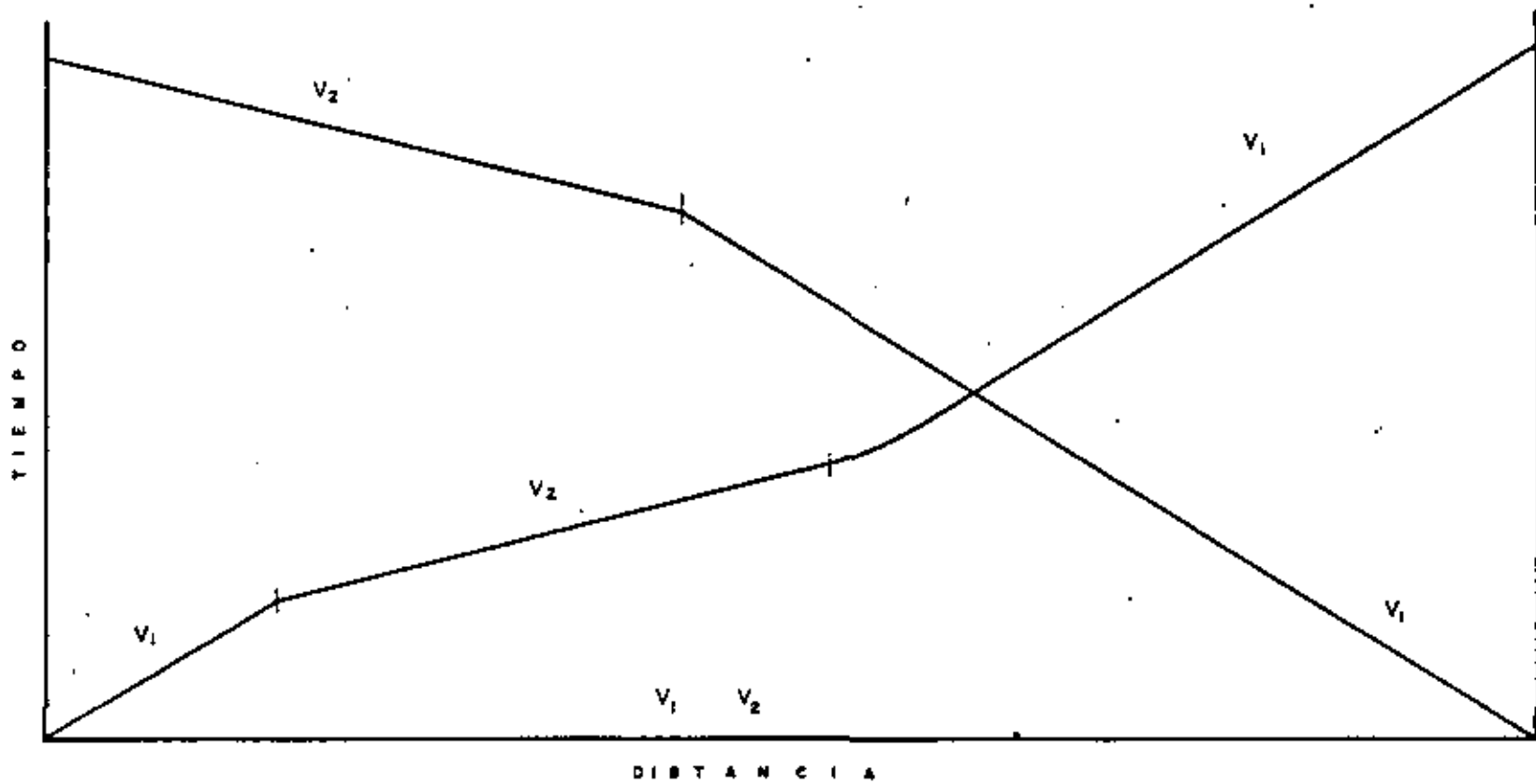




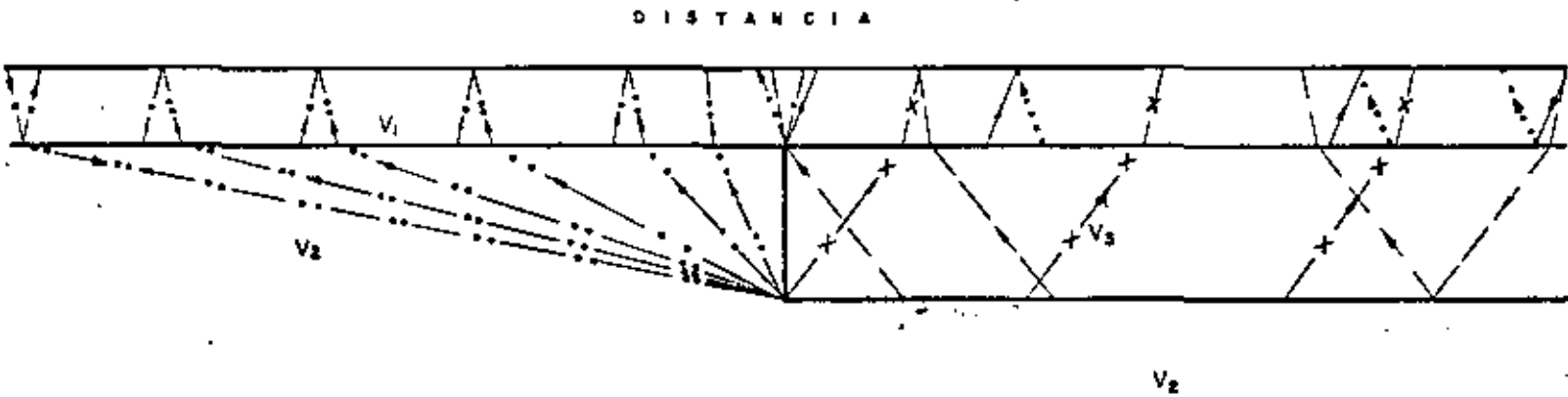
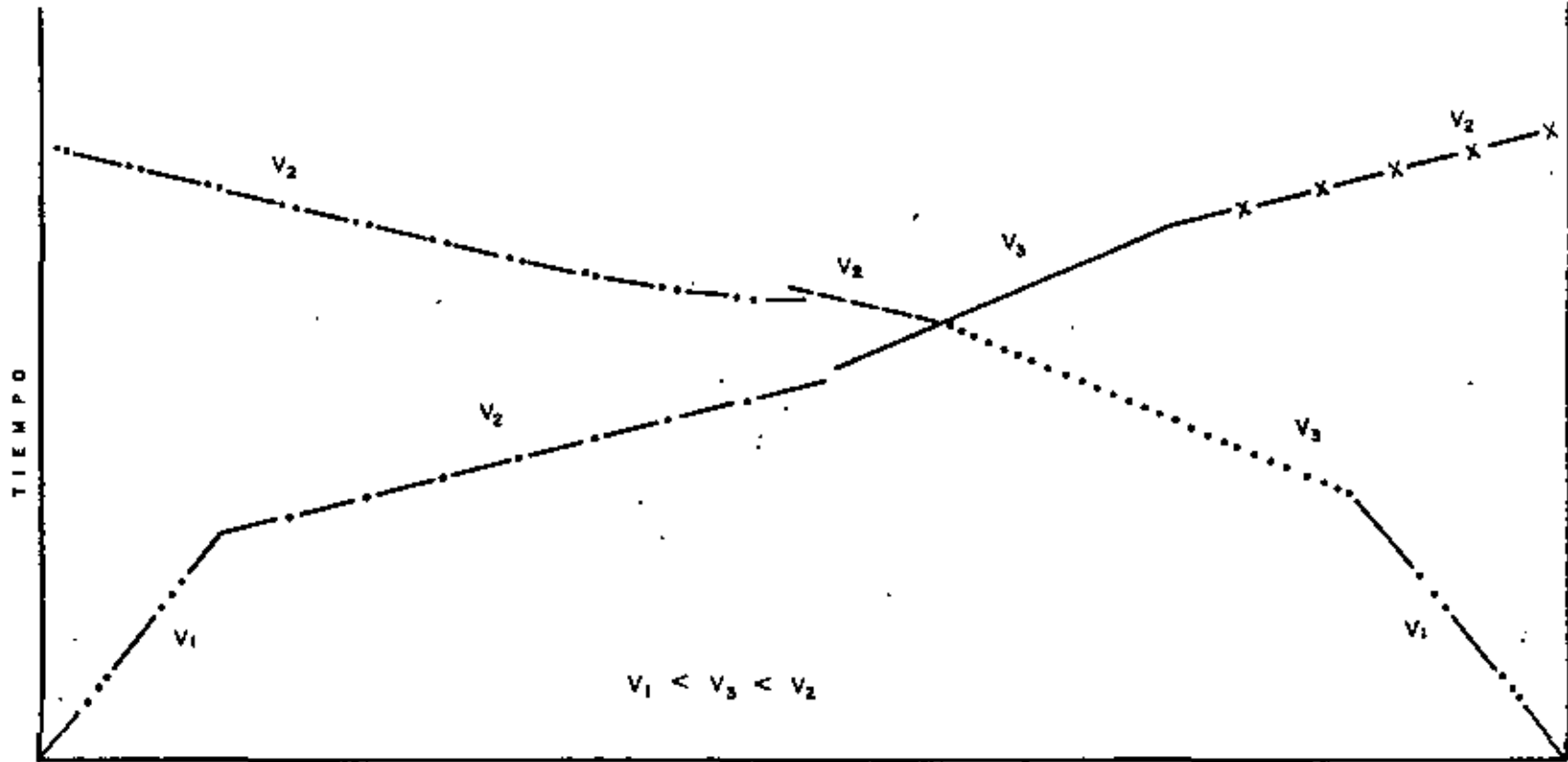




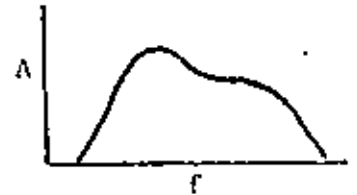




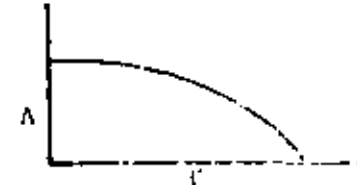
42



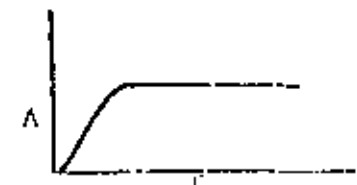
Source: Earth-Baseplate, falling weight, or detonation of explosive, does not respond the same to all frequencies.



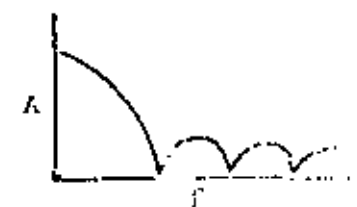
The Earth attenuates higher frequencies. Attenuation depends upon bed spacing, type of geology, etc.



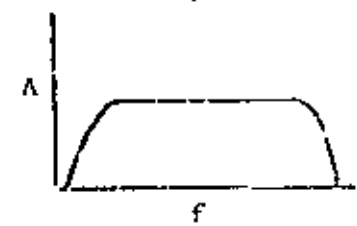
The Geophone is a lo cut filter. Usually 3 DB down at it's natural frequency.



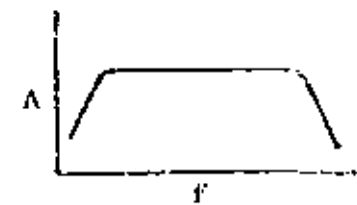
The Geophone Array (or Source Array) is a hi-cut filter to all signals other than vertically traveling signals.



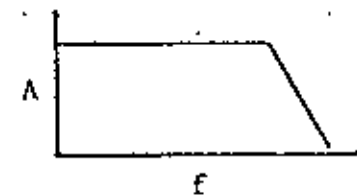
A.C. Amplifiers fall off at each end of the seismic spectrum.



Electronic Filters serve as a controlled spectrum band pass. They are used to remove some of the noise from the seismic signals.



The Sampling Rate limits the Hi-frequency response of the recording system.



The Correlation Process eliminates all frequencies outside the spectrum of the Index (Pilot) signal.





DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.

METODOS SISMICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA

Microtemblores y Zonas Geotermicas

Julio ..
1981

INTRODUCCION

Microtemblores han sido observados en la vecindad de las principales zonas geotermicas del mundo. En donde se dispone de informacion detallada, existe una relacion estrecha entre microtemblores y actividad geotermica. Los microtemblores son generados por la relajacion de deformaciones, inducidas por esfuerzos tectonicos regionales, cuyo modo es el deslizamiento instantaneo a lo largo de fallas y fallas en muchas areas geotermicas, parece ser que proveen zonas de alta permeabilidad que permite la conveccion de calor a la superficie.

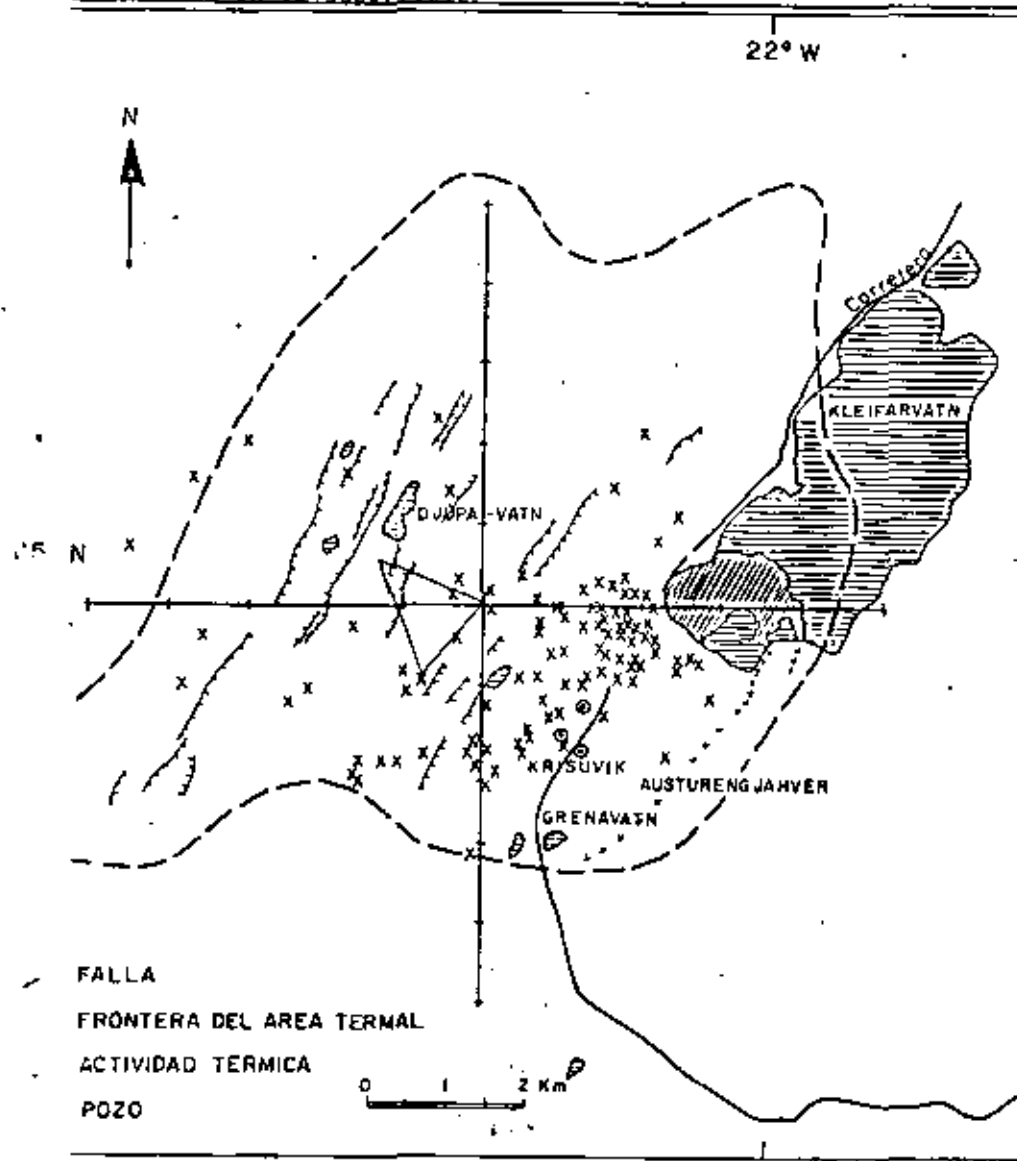
Los microtemblores no deben confundirse con microsismos, los anteriores se refieren a un cuasi-continuo ruido ambiental registrado por los sismometros y generados principalmente por tormentas atmosfericas, particularmente en el mar y por condiciones locales. Los primeros se refieren a temblores pequenos y discretos, con rango de magnitud local (M_l) de -2 a 4. Temblores con magnitud (Richter) mayor a 4 pueden ser generalmente localizados con datos de los sismografos de tipo estandar situados alrededor del mundo. Tales eventos cuando ocurren a profundidades someras pueden causar danos menores estructurales.

Microtemblores tan pequenos como magnitud -2 pueden ser localizados con datos de sismografos de alta ganancia (10**6) localizados en un area a pocos kilometros (10 Km) de la fuente en campos geotermicos. Actividad alta de microtemblores coincide con zonas de alto ruido sismico, con una correlacion adicional entre profundidad focal y amplitud del ruido. Esto constituye una limitacion al umbral minimo de deteccion de microtemblores, y obliga a reducir la ganancia de los sismografos por tanto como 60db en algunos casos.

Ruido sismico no asociado a tormentas atmosfericas, se encuentra en zonas geotermicas. Nicholls y Reinhart (1967) registraron ruido sismico generado por geysers y manantiales calientes en Nevada, Yellowstone Wyoming y Nor-este, Sur-este Islandia. Iyer (1971) encontro que los niveles de ruido sismico eran mayores cerca de las areas geotermicas que en las regiones exteriores. Este ruido puede estar relacionado a actividad hidrotermal subterranea, poros calientes, o aun posiblemente a la amplificacion de microsismos en las capas de baja rigidez dentro de las areas geotermicas, su naturaleza no se ha establecido con certeza.

En las areas geotermicas mayores del mundo, conocidas y/o en explotacion los estudios de microtemblores han demostrado (Ward, 1972):

1) La mayor actividad de microtemblores tiene sus epicentros confinados principalmente a la region de mayor alteracion termica en la superficie.





ii) Las profundidades focales ocurren entre 2 y 6 km.

Fig. 1 Localización de temblores en el área Geotermal de Krisuvik, 25 Km al Sur-SurOeste de Reykjavik, Islandia. Los números son profundidades hipocentrales redondeadas. Los temblores fueron localizados usando el área tripartita que se muestra al sur de Djuparath. La línea punteada muestra la extensión de la alteración termal observada en la superficie.

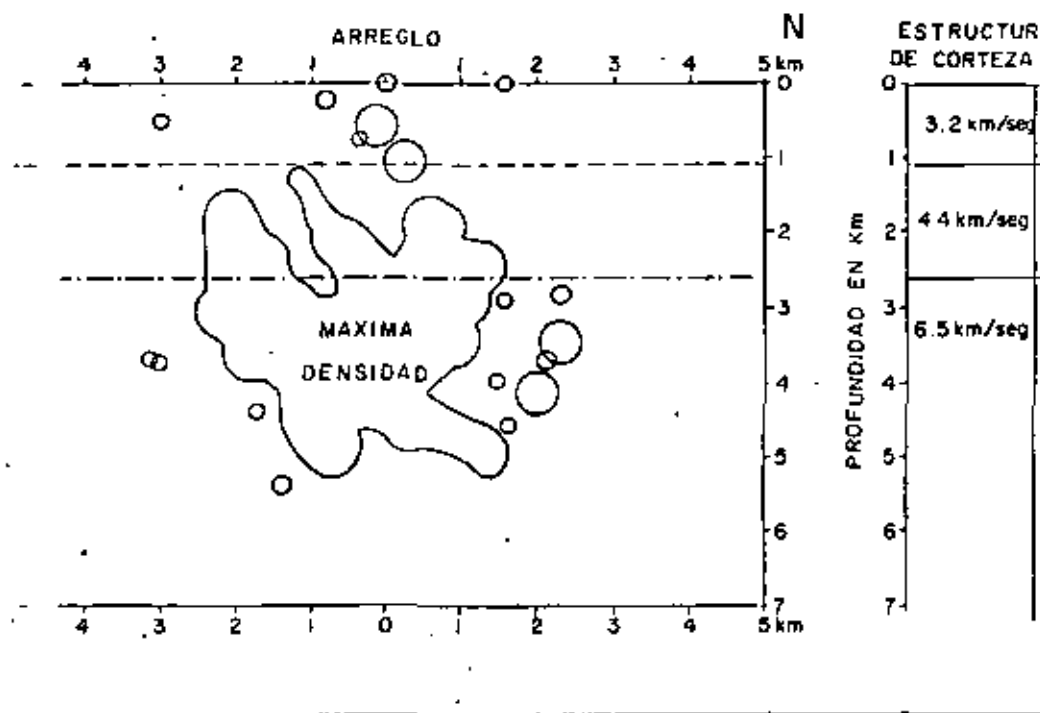


FIG. 2a

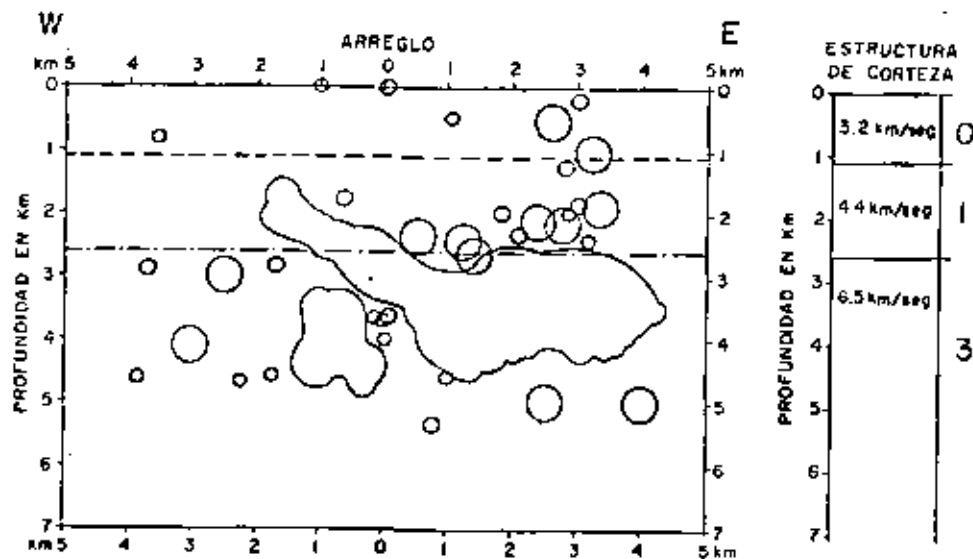


FIG. 2

Fig. 2 Hipocentros de temblores en Krasivik proyectados sobre las secciones verticales Norte-Sur y Este-Oeste a lo largo de los ejes de la Figura 1. La estructura de Corteza es de PALMASON.

(iii) Temblores de magnitud mayor a 5.2 no ocurren en zonas geotérmicas. El área de superficie de falla que se desliza durante un temblor puede ser más o menos del orden de 200 Km ± 2 para un evento de magnitud 5, y 1000 m ± 2 para un evento de magnitud 0 (McL. 9logA) -6.7 Myrs y Drane 1968).

(iv) Temblores en áreas geotérmicas asociadas a centros de dispersión muestran una componente predominante de afollamiento normal.

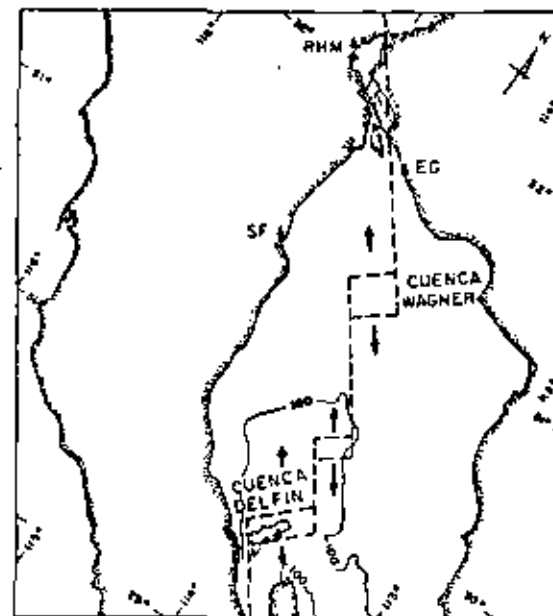


FIG. 3

Fig. 3 Mapa batimétrico del extremo Norte del Golfo de California, modificado de Fisher y Autors (1964). Las cuencas orientadas aproximadamente hacia el Nor-Este son posibles centros de dispersión, las líneas batimétricas alongadas hacia el Nor-Oeste muestran los segmentos de fallas transformadas. Las estaciones locales y las localizaciones de anjambres se muestran en la figura, junto con dos mecanismos focales obtenidos por Sykes (1968).

El modo normal de liberación de energía tectónica elástica es en enjambres, en la cual la energía sísmica es liberada sobre un período de varios días o meses durante muchos eventos. (Thatcher y Brune 1971).

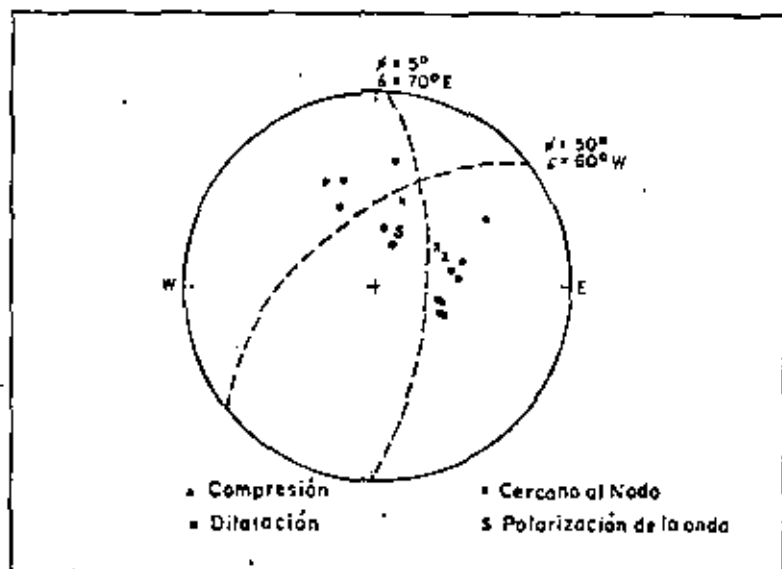


FIG. 4

Fig. 4 Mecanismo focal del Enjambre del Golfo cuenta Wagner ocurrido en Marzo 20, 08, 17, 41, 9. La proyección del hemisferio inferior de la esfera focal construido con la estructura de velocidades por Jeffreys-Bullen. El mecanismo focal indica una falla normal con rumbo a 60°E y echado de 50°. El movimiento sobre la falla tiene una fuerte componente de movimiento lateral derecho.

v) En zonas geotérmicas asociadas a fallas transformadas, los temblores tienen una componente predominante de asallamiento lateral.

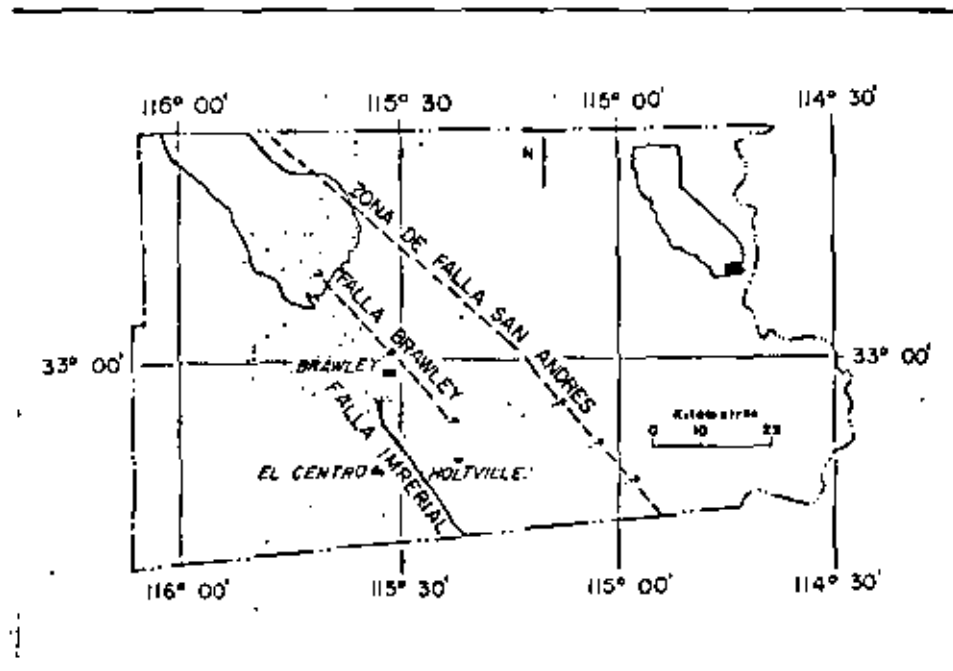
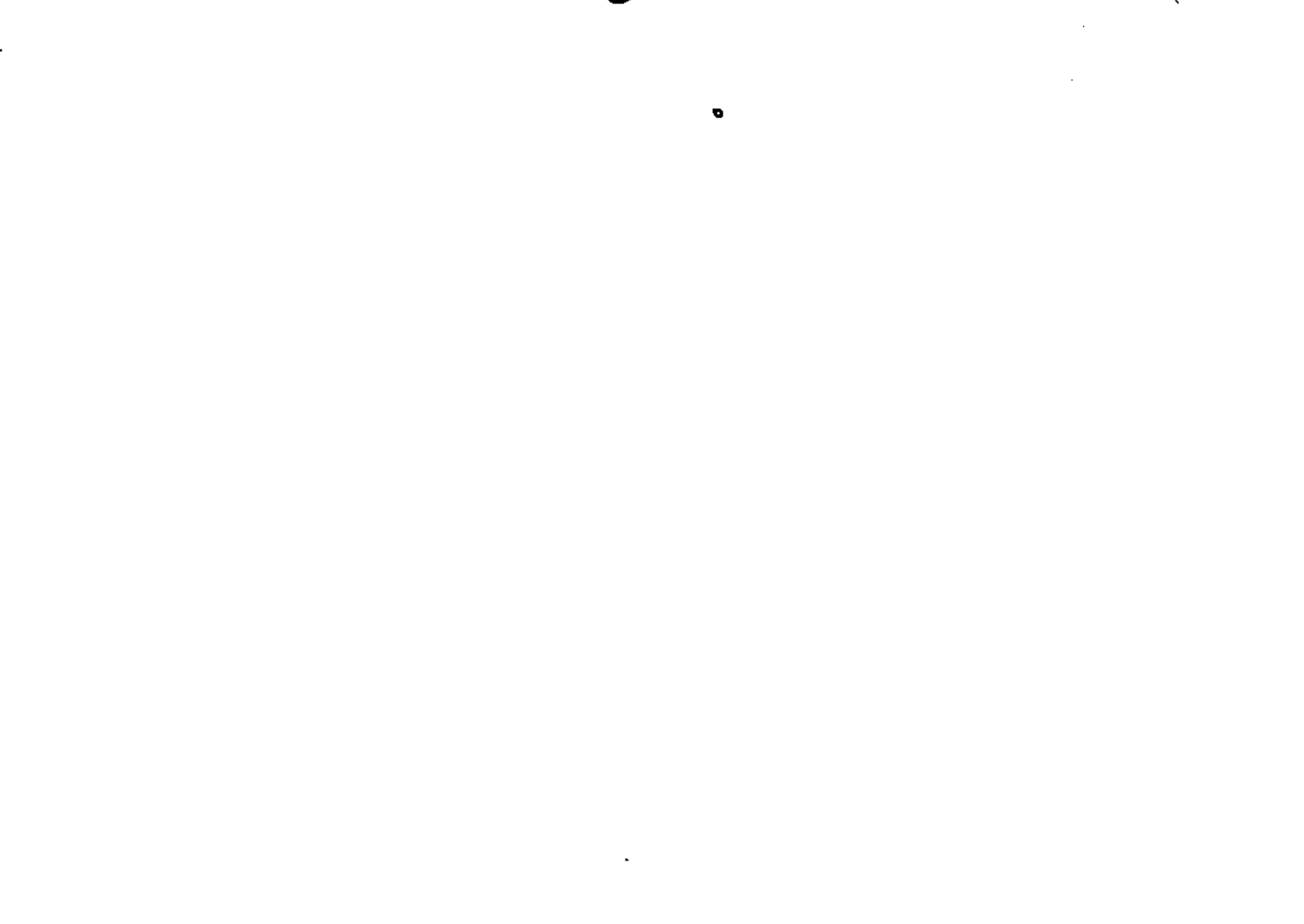


FIG. 5

Fig. 5 Mapa mostrando la localización del Valle Imperial, Sur de California, el rectángulo sombreado muestra el área de estudio de microtemblores, incluyendo la anomalía geotérmica de la Mesa. Los puntos indican la localización de epicentros reportados por CALTEC de 1961 a 1971. Obsérvese que el área geotérmica no se encuentra en la vecindad del sector a que une la Falla Brawley con la Falla Imperial. El sistema forma una Falla Transformada de Coseo (Falla Transcurrente - Falla Normal - Falla Transcurrente). El rumbo de la Falla Normal no es perpendicular a la Falla Transcurrente). El Campo Geotérmico de la Mesa se encuentra en una región que posiblemente es extensión de la Falla Brawley. El mecanismo focal de dos eventos en el área de la Mesa indican una falla transcurrente, Falla Mesa.



v) La alta permeabilidad debido a fracturamiento, puede extraer por convección partes del contenido de calor de la fuente (Intrusiones Magmáticas) y regresarlo a la superficie como agua termal o vapor natural. (Ward y Jacob, 1971).

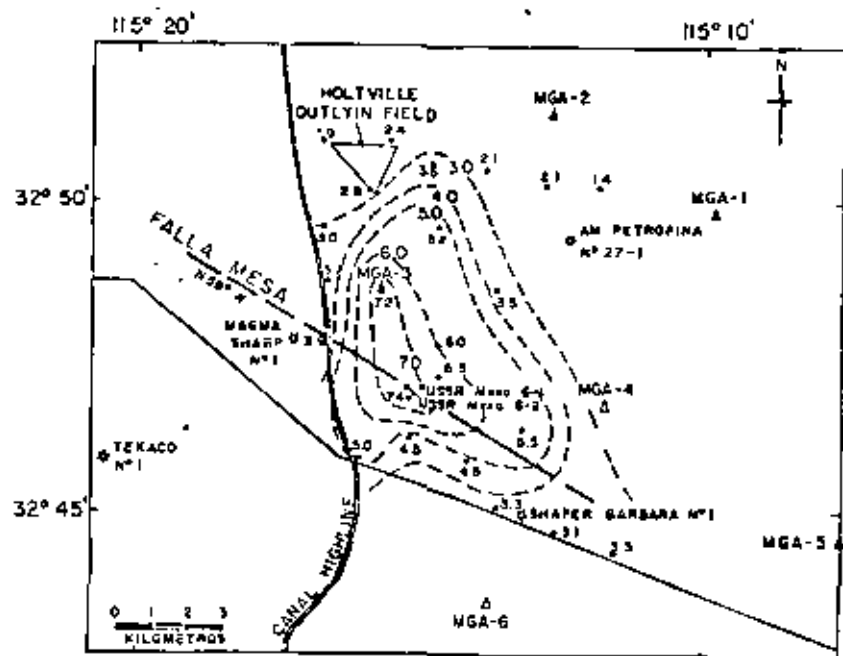


FIG. 7

Fig. 7 Mapa de Flujo térmico de la Anomalia Geotermal de la Mesa. Los contornos son Iso-Flujos de intervalos a 10 cal/cm²-seg (Combs y Swanberg, 1977). Obsérvese la localización de la red presente de sismógrafos. Obsérvese que el máximo de la Anomalia de Flujo Térmico tiene una tendencia casi-normal a la Falla Mesa y que las líneas de Iso-Flujo se deforman en la dirección de ésta. Esto sugiere que la alta permeabilidad de la Falla Mesa permite la convección de calor de la fuente a la superficie. La fuente de calor está muy posiblemente asociada a intrusiones profundas inducidas por esfuerzos tectónicos tensionales asociados al movimiento lateral derecho de las Fallas Brawley-Imperial. Estos esfuerzos tensionales actúan en el sector que une ambas fallas.

El modo de liberación de energía sísmica es la secuencia Evento principal, réplicas sobre un período de varios días. (Lombs y Bradley 1977).

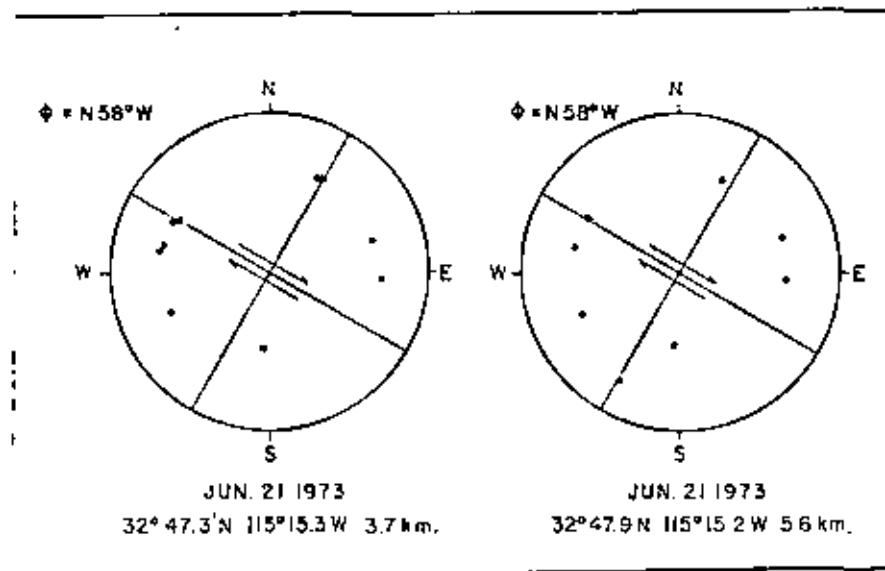


FIG. 6

Fig. 6 Mecanismos Focales de dos microtemblores ocurridos en la Falla Mesa (Fig. 7). Los círculos abiertos representan dilataciones, los círculos cerrados representan compresiones proyectadas sobre el hemisferio inferior. Los datos son de la red mostrada en la Figura 7 y también de las redes del USGS y del CIT. Obsérvese que el mecanismo de estos temblores indica una falla transcurrente con el mismo rumbo N58°W que la Falla Mesa. Las profundidades focales son de 3.7 Km y 5.6 Km obtenidas con primeros arribos de la onda P. Las profundidades son del mismo orden que las obtenidas recientemente con la Red del CICESE instalada en el Campo Geotérmico de Cerro Prieto, utilizando primeros arribos de la onda P (5 sismómetros verticales) y primeros arribos de la onda S (2 sismómetros horizontales).

LOCALIZACION DEL SISMOMETRO

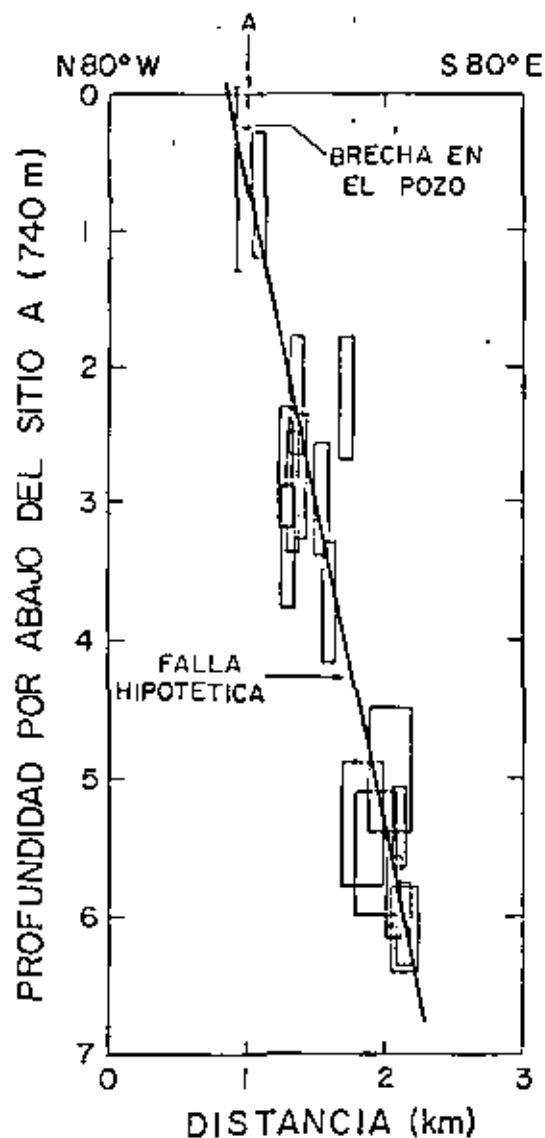


FIG. 8

Fig. 8 Hipocentros de temblores proyectados sobre un plano vertical con rumbo $S80^{\circ}E$ a travez del Area Geotérmica de Ahuachapán, 70 Km al Oeste-Noroeste de San Salvador, el Salvador. Los rectángulos representan la precisión aproximada en la localización. La falla hipotética indicada, se sugiere de la distribución de hipocentros. Obsérvese que el pozo cruza la falla.

vii) Existe evidencia en Islandia (Ward y Bjornsson, 1971) de que los campos geotérmicos mayores ocurren en segmentos de centros de dispersión de corteza oceánica que conectan segmentos mayores de Fallas Transformadas. Lo cual es consistente con la ocurrencia de enjambres en las crestas del Pacífico del Este, y del Atlántico. (Sykes, 1970).

Existe considerable evidencia de que la inyección de fluidos al exceder la presión normal hidrostática aumenta la ocurrencia de microtemblores y de que modificando ésta aparentemente modifica la ocurrencia de microtemblores (Rayleigh et al. 1971). El mecanismo más aceptado para este efecto de fluidos sobre temblores involucra la presión de poro. Si T es el esfuerzo cortante sobre el plano de falla, μ es la resistencia intrínseca, S_n el esfuerzo normal a través del plano de falla, P la presión de poro, y u el coeficiente de fricción, entonces

$$T = T_0 + u (S_n - P)$$

EL efecto de aumentar la presión de poro es pues reducir la resistencia friccional al deslizamiento por decrecimiento de los esfuerzos normales a través de la falla. De esta forma la posibilidad de aumentar la actividad sísmica en áreas geotérmicas donde la permeabilidad es lo suficientemente baja para que la extracción de fluido o su inyección pueda aumentar la presión del reservorio, o la presión de poro, por encima del valor local hidrostático, es alta.

La corteza en áreas geotérmicas puede muy bien ser debilitada por efectos físicos o químicos del agua o presión de fluidos. De acuerdo con este modelo, la probabilidad de registrar microtemblores en zonas geotérmicas es substancialmente mayor que la probabilidad de registrarlos en áreas adyacentes. Esta diferencia en probabilidades resulta simplemente del hecho de que Enjambres son mas o menos continuos en tiempo que secuencias de réplicas. En consecuencia la localización precisa de microtemblores constituye una herramienta valiosa en la localización de fallas activas de alta permeabilidad, que permiten la convección de calor del reservorio a la superficie, o la inyección de fluidos al reservorio.

LOCALIZACION DE HIPOCENTROS

El hipocentro de un temblor es el lugar más probable de inicio donde las deformaciones tectónicas de largo tiempo son liberadas

en forma de energía sísmica. El epicentro es la proyección sobre la superficie terrestre del hipocentro. Los epicentros son más estables frente a variaciones de primer orden en la estructura elástica del modelo utilizado en su localización, y son controlados por las dimensiones y geometría del arreglo de sismógrafos. Profundidad focal, y tiempo de origen, están directamente relacionados, y son sensibles a la geometría de la red y al modelo estructural utilizado.

Los tiempos de arribo de la onda sísmica, están controladas por las componentes de alta frecuencia de las ondas de cuerpo P y S (compresional P, y de corte S), las cuales viajan a lo largo de la trayectoria de mínimo tiempo de recorrido (Fuente-Receptor) de la onda P y S están relacionados linealmente por la razón de velocidades de la onda P y de la S (α/β respectivamente) esto es:

$$t_s = \alpha/\beta t_p \dots\dots\dots 1$$

donde t_p tiempo de recorrido de la onda P, t_s tiempo de la onda S. Esta relación es válida en todos los casos en que a lo largo de la trayectoria del rayo α/β es constante. (Kisslinger y Engdahl, 1973). La razón esta relacionada a la razón de Poisson como:

$$\sigma = (m^2 - 2) / 2(m^2 - 1) \dots\dots\dots 2$$

$$m = \alpha/\beta$$

de la ecuación 1 se tiene que si efectuamos la lectura directamente de los sismogramas (t_p en la componente vertical, t_s en la componente horizontal), entonces:

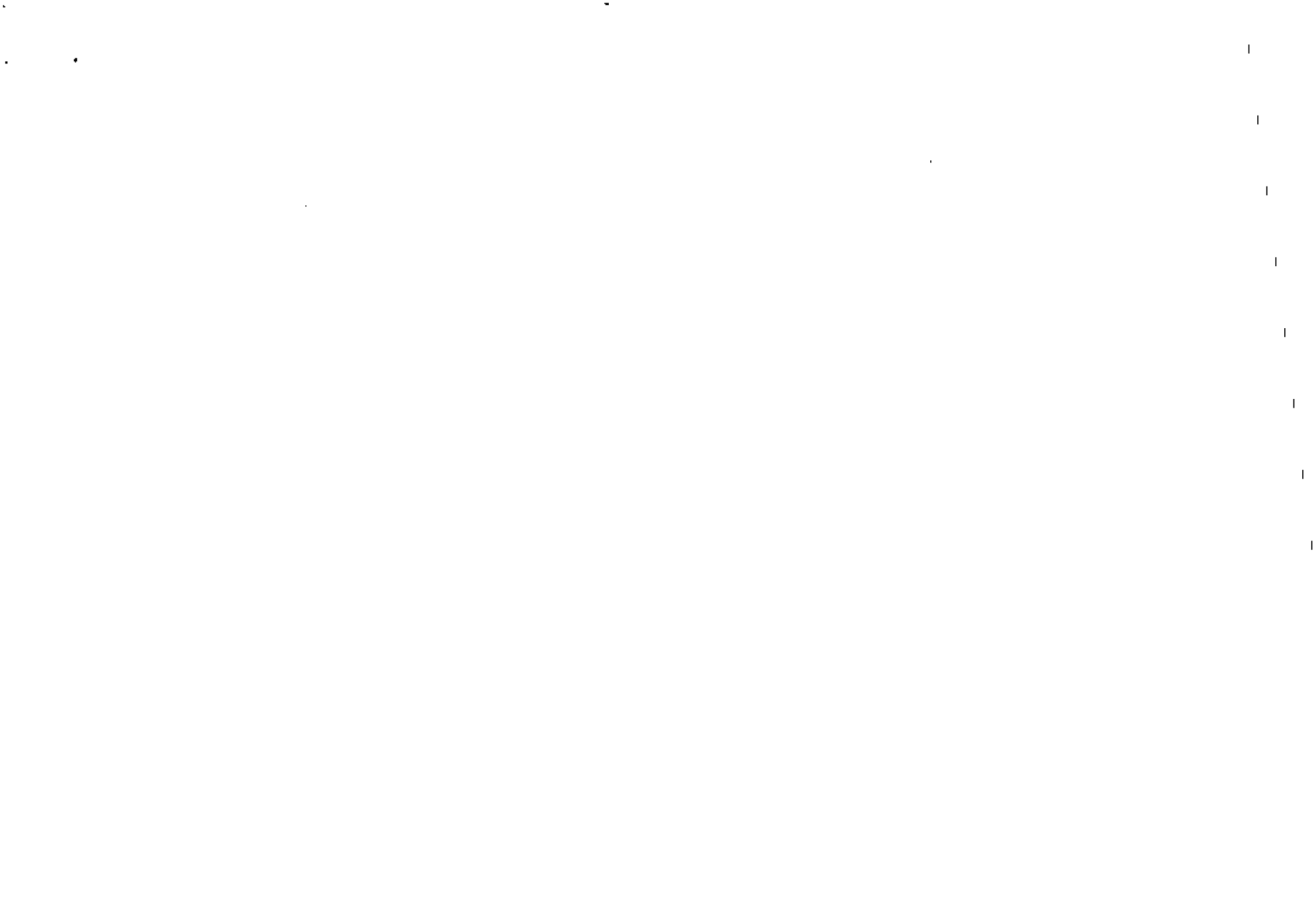
$$t_s - t_p = (m-1)t_p = (m-1)(t_p - t_0) \dots\dots\dots 3$$

La ecuación 3 nos permite calcular los tiempos de origen (t_0) directamente de los datos, cuando estos tienen significado estadístico, esto es:

$$t_0 = (m-1)t_p - (t_s - t_p) \dots\dots\dots 4$$

La ecuación 4 se aplica cuando un mismo evento es registrado en dos o más estaciones y la desviación no excede en un factor de 2 a los errores en la lectura de tiempo de arribo (t_p tiempo de arribo de la onda P, t_s tiempo de la onda S, $t_0 - t_p = t_s - t_p$).

Cuando se efectúa el cálculo de m (diagrama de Wadatti) para un



conjunto de eventos localizados y registrados en un zona geológica de características similares, se puede obtener un valor del módulo de Poisson para la región, cuyo significado estadístico está determinado por la calidad de los datos.

INTERPRETACION DEL DIAGRAMA DE WADATTI

Estudios recientes del significado del diagrama de Wadati para la determinación de la velocidad de la onda S en función de la velocidad de la onda P, y la relación de la razón α/β al módulo de Poisson σ , han ocasionado que un gran número de investigadores estudien las variaciones temporales de σ , especialmente en la detección de indicios premonitores para la predicción de temblores (Aggarwal et al. 1973), y para la determinación de condiciones de saturación profunda de fluidos o vapor en la corteza terrestre. Un mayor énfasis se ha enfocado en estudios regionales de zonas de interés utilizando redes sismográficas locales, con componentes verticales y horizontales.

El efecto de saturación en la velocidad de las rocas de baja porosidad ha sido estudiado por Nur y Simmons (1969). Los resultados indican que las velocidades α y β son significativamente más bajas a presiones atmosféricas que a presiones de unos cuantos kilobars para rocas secas con porosidad en la forma de fracturas, ésta presión usualmente se alcanza a profundidades someras en la corteza terrestre (gradiente litostático $dp/dz=300$ bars/Km). Cuando las fracturas están llenas de agua la disminución en velocidad es más significativa para la velocidad de las ondas compresionales α . En contraste, la velocidad de la onda de corte β no es afectada por la presencia de fluidos, bajas velocidades persisten a baja presión.

La presencia de la fase fluída es común en rocas porosas en la tierra. Este constituye uno de los factores ambientales que deben considerarse cuando se realizan mediciones in situ de velocidades sísmicas. Presión, Temperatura, y composición son factores que influyen grandemente la velocidad de las ondas compresionales y de corte.

El efecto de la presión de poro sobre las velocidades en especímenes saturados bajo presión puede explicarse bajo los

siguientes argumentos: Cuando la presión de poro es igual a la presión externa, la configuración de poros y fracturas permanece inalterada de su configuración inicial. El aumento de la presión externa, afecta ligeramente la velocidad de la muestra. Si la presión de poro es pequeña, las fracturas se cierran bajo esfuerzos externos y la velocidad aumenta con el esfuerzo.

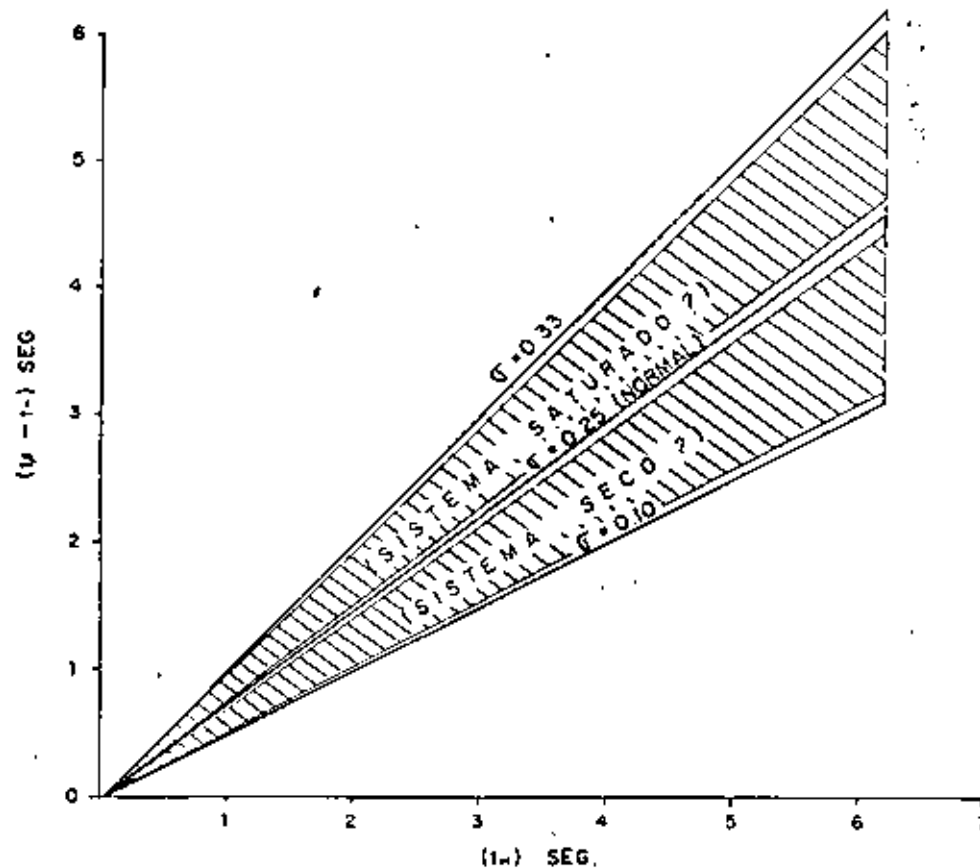
Efecto de presión sobre la razón de Poisson en muestras de rocas secas y saturadas.

Rocas secas poseen valores muy pequeños y aún negativos de la razón de Poisson a baja presión. Rocas saturadas poseen valores anormalmente altos a baja presión. A presiones altas en ambas condiciones, el valor efectivo es cercano al valor intrínseco.

Cuando se dispone de datos de buena calidad y alta resolución en tiempo de arribo (sistemas con respuesta pico a 1 seg. registro digital, y sismómetro horizontal orientado apropiadamente), es posible obtener un valor de la razón de Poisson con significado estadístico, el cual en principio nos indicaría si el sistema en estudio está dominado por roca seca o saturado de líquido ($\sigma < 0.25$, $\sigma > 0.25$, respectivamente) Fig. 9. Sin embargo, otras consideraciones deberán tomarse en cuenta, tales como, la absorción de onda sísmicas en el medio. Un mayor estudio sobre el comportamiento de sistemas dominados por vapor o fluidos es necesario para comprender la dependencia de en dichos sistemas.

Fig. 9 Diagrama Hipotético de Wadatti, deducido de observaciones experimentales en condiciones de laboratorio en rocas secas y saturadas de vapor. El diagrama se puede construir a partir de los tiempos relativos $t_s - t_p$ y t_p . Valores de $\sigma > 0.25$ indican que la onda S está retrasada respecto a el tiempo de arribo esperado, y viceversa.

DIAGRAMA DE WADATI



$$t_p - t_s = \left(\frac{c}{\beta} - 1\right) t$$

$$\bar{c} = \frac{m^2 - 2}{2(m^2 - 1)} \text{ modulo de Poisson}$$

$$m = \frac{\alpha}{\beta}$$

VELOCIDAD DE FASE. Consideremos un medio elástico semi-infinito, con velocidad de propagación de ondas compresionales $\alpha(x)$ y de ondas de corte $\beta(x)$. En general α y β son funciones de la profundidad. Supongamos que en el punto $(0, h)$ se genera una perturbación al tiempo t_0 . Si consideramos como primera aproximación que la velocidad de propagación de la onda en el medio es constante, cada punto sobre el frente de onda se mueve a la misma velocidad $\alpha(\beta)$ en la dirección normal al frente de onda (rayo) Fig. 10, en este caso el frente de onda es esférico. En general cada punto del frente se mueve con la velocidad α y en la dirección de la normal local del punto en consideración. El frente de onda se deforma consecuentemente.

Fig. 10 Curva Distancia-Tiempo de recorrido para un semi-espacio con velocidad constante de 6 Km/seg para la onda compresional P. La pendiente dt/dx determina el inverso de la velocidad de fase \bar{c} , la cual es la velocidad horizontal con que se mueve la fase del frente de onda (punto s en la figura). Obsérvese que la curva es asintótica a una línea con pendiente $1/\bar{c}$ seg/Km. i es el ángulo que el rayo hace con la vertical (ángulo de partida).



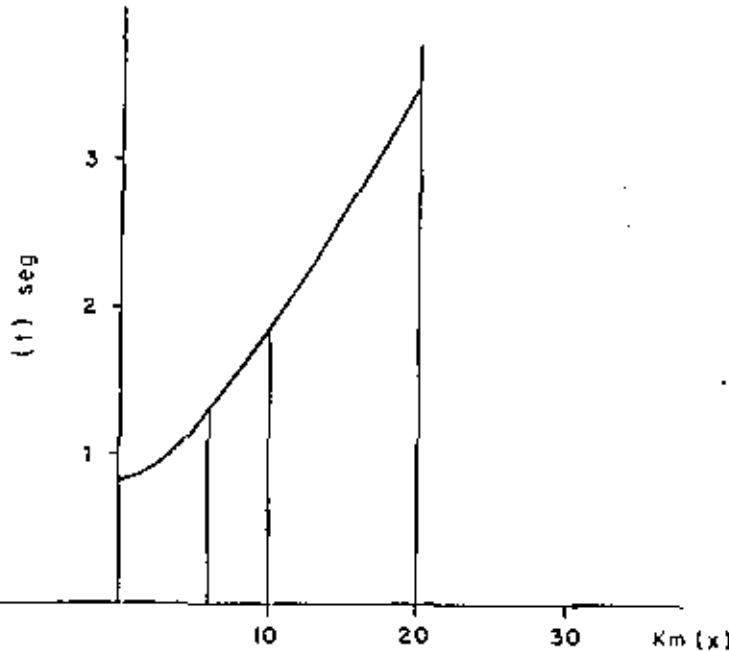


FIG. 10

La componente de la velocidad en la dirección horizontal, se denomina velocidad de fase (C). Si consideramos un instante diferencial de tiempo dt durante el cual la componente horizontal del frente de onda viaja a una distancia dx = c dt, y una distancia radial dr = ω dt. Tenemos (Fig. 10),

$$dr/dx = \omega/c = x/r = \text{seni} \dots\dots\dots 5$$

$$\text{de donde } c = \omega/\text{seni} = dx/dt \dots\dots\dots 6$$

De las relaciones anteriores vemos que la velocidad de fase está determinada por la pendiente inversa de la curva de tiempo de recorrido, y depende inversamente del seno del ángulo que el rayo hace con la vertical al dejar la fuente.

Para un medio estratificado arbitrariamente (Fig. 11). Donde la velocidad v (z) es función de la profundidad, el tiempo que tarda el rayo en recorrer una distancia R, que podemos aproximar por un segmento de línea recta será:

$$t = R/v(z), \quad R = \text{SQRT}(z^2 + r^2), \quad v(z) = \alpha(z) \text{ ó } \beta(z) \dots\dots\dots 7$$

En un intervalo de tiempo diferencial dt, el rayo recorre una distancia horizontal diferencial dx, y una distancia diferencial dz de 7 se tiene derivando parcialmente con respecto a z, z.

$$dt = (dt/dx) dx + (dt/dz) dz \dots\dots\dots 8$$

Por la ley de Snell $\text{Sen } i(z)/v(z) = p = 1/C = \text{constante}$, donde P es el parámetro del rayo y es una constante para cada rayo que parte de la fuente con un ángulo i(h) con la vertical. Substituyendo 6 en 8 se tiene:

$$dt = p dx + (dt/dz) dz \dots\dots\dots 9$$

como p es constante, integrando esta expresión tenemos:

$$t = px + \int (dt/dz) dz \dots\dots\dots 10$$

la integral sobre z se toma sobre la componente vertical de la trayectoria del rayo. De 7 tenemos:

$$(dt/dz) = r/v(z)R = \text{cosen}(z)/v(z) \quad \text{de 6 se tiene:}$$

$$\text{cosen}(z) = \text{SQRT}[1 - (pv(z))^2] \quad \text{substituyendo en 9 se tiene:}$$

$$t = px + \int 1/v(z) \text{SQRT}[1 - (pv(z))^2] dz \dots\dots\dots 9.1$$

la ecuación 9.1. nos da el tiempo de recorrido del rayo, desde

la fuente (o,h) a cualquier punto (x,z). Es interesante notar que en el punto más profundo de penetración del rayo (x,zm), $i(zm)=90$ grados. Entonces:

$$p = 1/v(zm) = 1/c \quad \text{ó} \quad c = v(zm)$$

esto es, la velocidad de fase es igual a la velocidad del punto de mayor penetración del rayo.

Fig. 11 Curva Distancia-Tiempo de recorrido para un semi-espacio donde la velocidad varía con la profundidad como se muestra. La curva se construye variando el ángulo $i(h)$ a intervalos de $1/10$ de grado, el valor de p se obtiene consecuentemente de la ecuación 6. Los valores de t y x se obtienen substituyendo p en:

$$t = \int 1/v(z) \sqrt{1 - [pv(z)]^2} dz$$

$$x = \int \frac{pv(z) dz}{\sqrt{1 - [pv(z)]^2}}$$

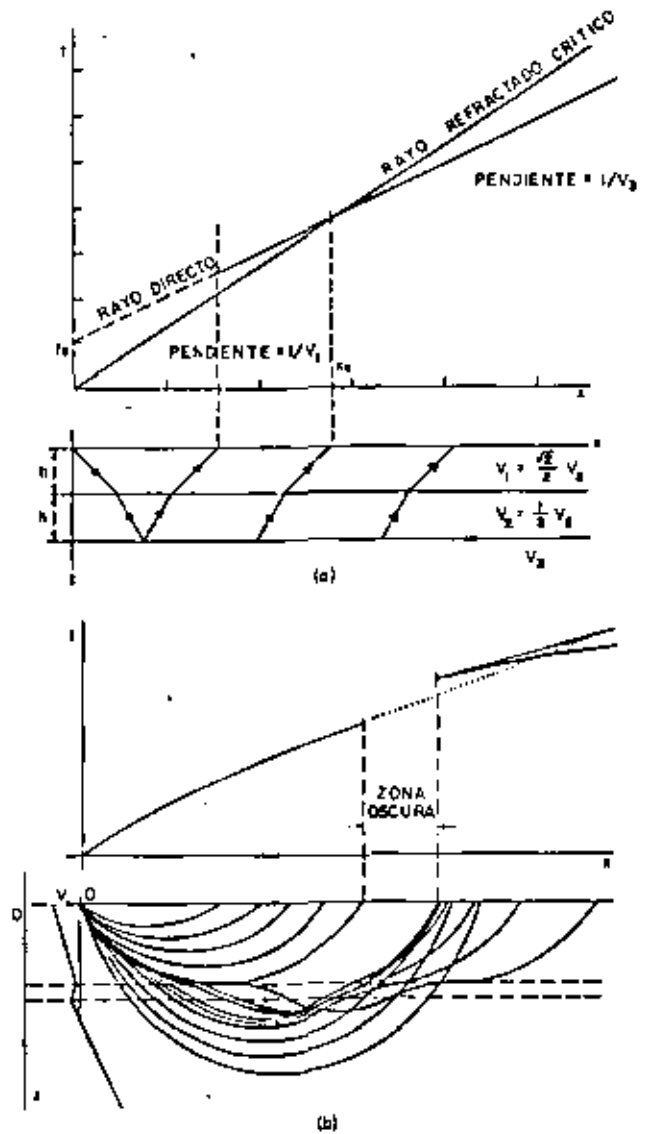


FIG. 11

Discusión.- Dada una distribución de velocidades $v(z)$, la curva de tiempo de recorrido determinada por 9.1, nos permite obtener en cualquier punto $(x,0)$ la velocidad de fase directamente de la pendiente inversa $[c=(dt/dx)]$, la cual nos indica el punto de mayor penetración que alcanza el rayo para recorrer la distancia horizontal x . La velocidad de fase nos permite conocer la velocidad con que la fase del frente de onda sobre la superficie $z=0$ se mueve, esto es: a distancias cortas dt/dx es pequeña y las fases se mueven rápidamente, conforme nos alejamos de la fuente, la velocidad de fase adquiere asintóticamente la velocidad del semi-espacio cuando $v(z)=\text{constante}$.

Para un semi-espacio donde la velocidad es función de la profundidad la relación $c=v(h)/\text{sen}i(h)$ nos indica que a distancias cortas $i(h)$ es pequeña, c es grande y dt/dx pequeña, conforme $i(h)$ aumenta c disminuye dt/dx aumenta hasta que $i(h) \sim 90^\circ$ en donde $c=v(h)$ y la curva $t-x$ tiene su punto de inflexión, $dt/dx = 1/v(h)$, a distancias mayores dt/dx varía de acuerdo con la distribución profunda de velocidades del medio.

Dado un arreglo de sismógrafos y la localización exacta de una fuente profunda, la distribución de observaciones (t_i, x_i) , donde $i=1, n$, nos permite proponer modelos de velocidad $v(z)$, ajustando modelos por secciones de la curva (t_i, x_i) que predigan los tiempos de corrido a lo largo de la trayectoria del rayo. Dado un modelo estándar de velocidades es posible calcular los porcentajes de variación de velocidades en zonas anormales, utilizando un arreglo conveniente de sismógrafos, que nos permitan calcular dt/dx experimentalmente.

Esta técnica se ha utilizado para conocer la estructura profunda del campo Geotérmico 'The Geysers' en California.

LOCALIZACION DE EPICENTROS Y ESTIMACION DE LA PROFUNDIDAD FOCAL

Dado un conjunto de tiempos de arribo $\{T(I), Z(I), (I=1, n, N)$ donde $T(I)$ = tiempo de arribo de la onda P, $Z(I)$ = tiempo de arribo de la onda S, n = número de observaciones, $(N$ = número de estaciones), observados con un conjunto de sismógrafos distribuidos apropiadamente. Supongamos que disponemos de tiempos $t_k - t_p = Z-T$ en algunas de las estaciones, la relación $t_p = (Z-T)/(m-1)$ nos define una isocrona con origen en la estación, el hipocentro se encuentra en cualquier punto sobre la isocrona. La intersección de las isocronas asociadas al conjunto $\{p(j), (j=1, k, M)$ de tiempos de recorrido nos define la localización del hipocentro. Cuando el número de observaciones

M es igual o menor que 3 la solución tiene poco significado estadístico. Para $M \geq 3$ la solución es de buena calidad.

10. CASO Supongamos que no tenemos corrección de tiempo en los registros, pero disponemos de tiempos $Z-T$ en tres estaciones:

Est	(T-Z)
1	1.7
2	3.2
3	2.4

De la relación $t_p = (Z-T)/(m-1)$ (eq. 3) podemos calcular la distancia radial R la que se encuentra el hipocentro de la estación: Supongamos que a primera aproximación consideramos un modelo de velocidad constante. Normalmente $v = 6.0$ Km/seg. representa un buen promedio de velocidades en la corteza, cuando no existe información sobre la existencia de sedimentos profundos o los epicentros ocurren en la capa granítica. En este caso la distancia radial será $R = \alpha t_p$.

$$R = \alpha(Z-T)/(m-1)$$

El valor comunmente observado para $m=(\alpha/\beta) = 1.73$, substituyendo valores se tiene:

$$R = 6.0 (Z-T)/(1.73-1) = 8.2 \times (Z-T) \dots 11$$

por lo tanto tenemos:

Est	Z-T(seg)	R(Km)
1	1.7	14
2	3.1	25
3	2.4	20

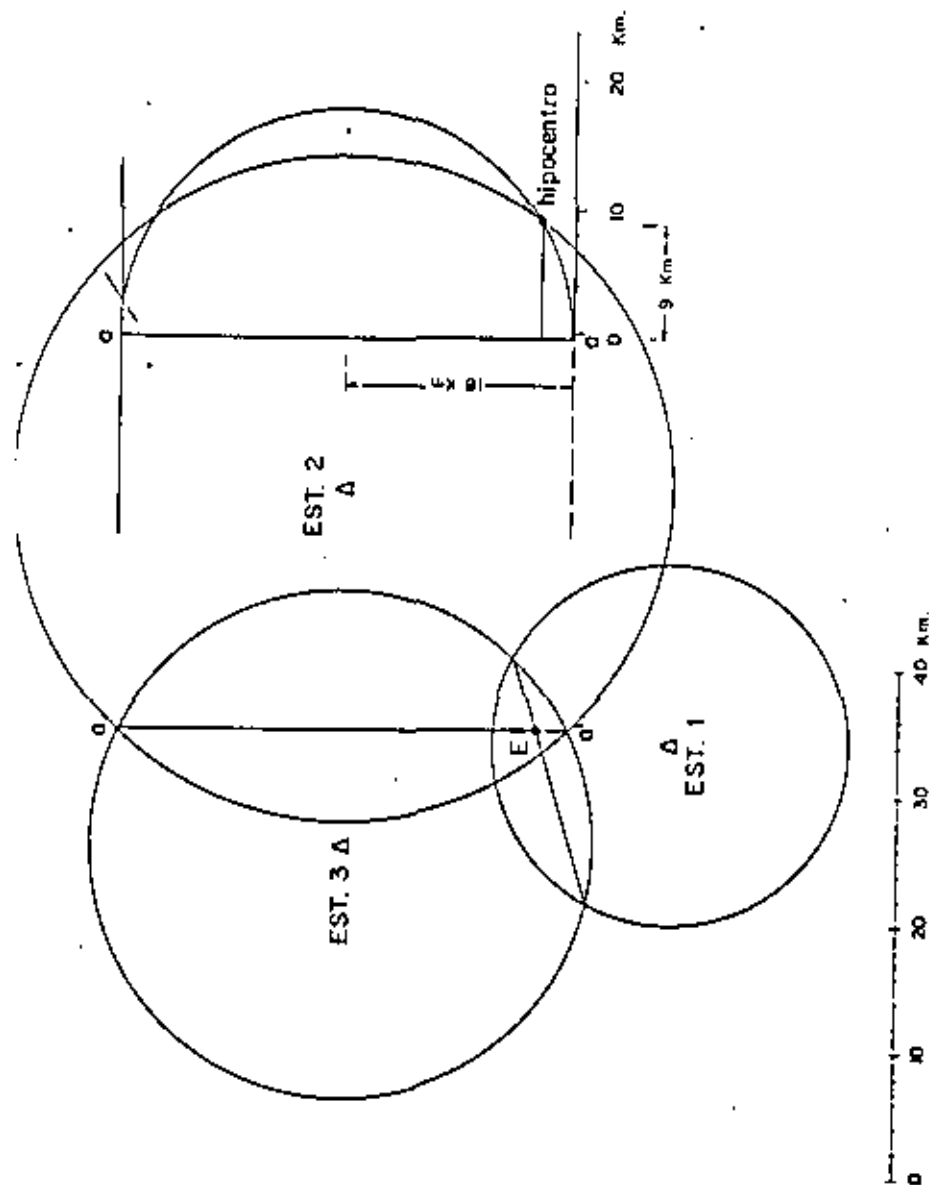
Con centro en cada estación trazamos una circunferencia de radio R . Fig. 12 en profundidad nos representa una semi-esfera. La intersección de las semi-esferas es una semi-circunferencia, el hipocentro se encuentra sobre cualquier punto de la semi-circunferencia, a lo largo de la línea a-a', la máxima profundidad será igual al radio de la circunferencia y se

localiza sobre la perpendicular que pasa por el centro de la misma. En el ejemplo el radio es de 18 km. La intersección de la semi-esfera de radio R1 con la circunferencia nos define unívocamente el epicentro y su profundidad focal. (Fig. 12). $h=9$ km. En este caso vemos que el tiempo de origen queda indeterminado.

Fig. 12 Localización Gráfica de Epicentros y estimación de profundidades focales utilizando solo datos Z-T en tres estaciones. El radio de las esferas está dado por

$$R = (\bar{Z}-T) \cdot 8.2 \text{ (Km)}$$

La línea $a-a'$ representa la circunferencia formada por la intersección de las esferas con centro en las estaciones 2 y 3. La línea que corta a $a-a'$ se define similarmente. El punto de intersección E define el epicentro. El segmento aa' que se muestra en el extremo derecho de la figura es la proyección vertical de la circunferencia $a-a'$. El Hipocentro se muestra.





2a. CASO Supongamos que disponemos de corrección de tiempo en todas las estaciones y solo 2 datos de Z-T:

Est.	T	Z-T
1	2.3	
2	4.2	3.1
3	3.3	2.4

En este caso los tiempos relativos, con respecto a la estación de arribo más temprano (est 1), nos determina la distancia relativa. Puesto que disponemos de tiempos - T en las estaciones 2 y 3, podemos determinar la distancia radial a la estación 1

$$R_1 = (Z-T)_j * 8.2 + (T_j - T_1) * 6$$

para cualquier estación j con arribos Z-T.

La distancia más probable a la estación 1 será igual a el promedio de las observaciones

$$\bar{R}_1 = \text{SUMA}_{(j=1, k)} R_1 = \text{SUMA}_{(j=1, k)} ((Z-T)_j * 8.2 + (T_j - T_1) * 6)$$

Est. N	T	Z-T	(T-T ₁) /	(R-R ₁)	R	\bar{R}	tp	\bar{T}_0
					14			
2	4.2	3.1	1.9	11.4	25	4.3	-0.1	
3	3.3	2.4	1.0	6.0	20	3.4	-0.1	

$$R = 14 \text{ Km.}$$

El tiempo de origen será igual al valor promedio de los tiempos de arribo menos los tiempos de recorrido (T - tp), donde el tiempo de recorrido está dado por:

$$tp = (Z-T) / 0.73 = 1.4 * (Z-T).$$

La localización de evento es similar al caso 2.

3a. CASO Supongamos que no disponemos de corrección de tiempo para las estaciones, que deseamos localizar un evento para el cual solo se dispone de tiempos Z-T en dos estaciones. En este caso referimos una de las estaciones a cero corrección de tiempo y los eventos estarán referidos al tiempo de esta estación. Supongamos que disponemos de un buen número de tiempos Z-T en cada registro de c/u de las estaciones excepto para las condiciones del evento en consideración.

El tiempo de arribo T es igual a: $T = t - CT$, Donde t es el tiempo de arribo leído con respecto a la marca del minuto más proxima, CT, es la corrección de tiempo de la estación. Puesto que las estaciones en general no están sincronizadas, La marca del minuto no ocurre simultáneamente en las estaciones.

$$\text{Sea: } (Z-T)(I, J), t(I, J), I=1, n, J=1, k$$

Un conjunto de tiempos S-P, y tiempos observados (sin corrección de tiempo) del evento I en la estación J, (N=número de eventos, K=número de estaciones), Supongamos que la estación I=1 tiene cero corrección de tiempo. De (3) se tiene:

$$TP(I, J) = 1.4 D(I, J) \dots \dots \dots 12$$

con $TP(I, J)$ = tiempo de recorrido del evento I a la estación J

$$D(I, J) = (Z-T)(I, J)$$

con referencia a la estación I=1 se tiene:

$$TP(I, J) - TP(I, 1) = 1.4 (D(I, J) - D(I, 1)) \dots \dots \dots 13$$

Sea $T(I, J)$ = tiempo de arribo del evento I a la estación J entonces,

$$T(I, J) = t(I, J) - CT(I, J) \dots \dots \dots 14$$

donde $CT(I, J)$ = corrección de tiempo para la estación J con referencia al evento I.

$$\text{Puesto que } T(I, J) - T(I, 1) = TP(I, J) - TP(I, 1) \dots \dots \dots 15$$

$$\text{y por hipótesis } CT(I, 1) = 0, I=1, N \dots \dots \dots 16$$

entonces substituyendo 15 en 13, y usando 14 y 16 se tiene

$$t(I, J) - CT(I, J) - t(I, 1) = 1.4 (D(I, J) - D(I, 1))$$

de donde

$$CT(I, J) = (t(I, J) - t(I, 1)) - 1.4(D(I, J) - D(I, 1)) \dots 17$$

El valor esperado de la corrección de tiempo será igual al valor promedio pasado de las estimaciones $CT(I, J)$. entonces:

$$CT(J) = 1/N \sum_{I=1}^N CT(I, J) \dots 18$$

Una vez que se tiene el valor esperado de la corrección de tiempo $CT(J)$ para la estación J , procedemos a la localización del hipocentro como se discute en el caso 2.

4b. CASO Supongamos que disponemos de correcciones de tiempo en cada estación y solo tres tiempos de arriba. $T_1=2.3$, $T_2=4.2$, $T_3=3.3$

ESTACION	T	T-T1	R (2seg)	R (3seg)
1	2.3		16	25
3	3.3	1.0	22	31
2	4.2	1.9	27	36

En este caso, supongamos que disponemos de información adicional de eventos registrados durante el periodo de información, que nos indican que los tiempos T característicos en la estación 1 es de 2 a 3 segundos. Las distancias radiales características serán (Ec. 11):

$$16 \text{ km} < R < 25 \text{ km} \quad (R \text{ distancia probable}).$$

Supongamos $R=16$ km, con este valor de R calculamos las distancias radiales a las estaciones 2,3, y se procede a calcular el hipocentro según el caso 1.

En la figura se muestra un diagrama que muestra los diferentes epicentros probables, todos ellos consistentes en las observaciones. Observamos que conforme el rango de T esperados aumenta, los epicentros emigran a lo largo de la línea indicada cada vez a mayor profundidad. Obsérvese que las variaciones en distancia epicentral son menores que las de profundidad a lo largo de la línea de migración.

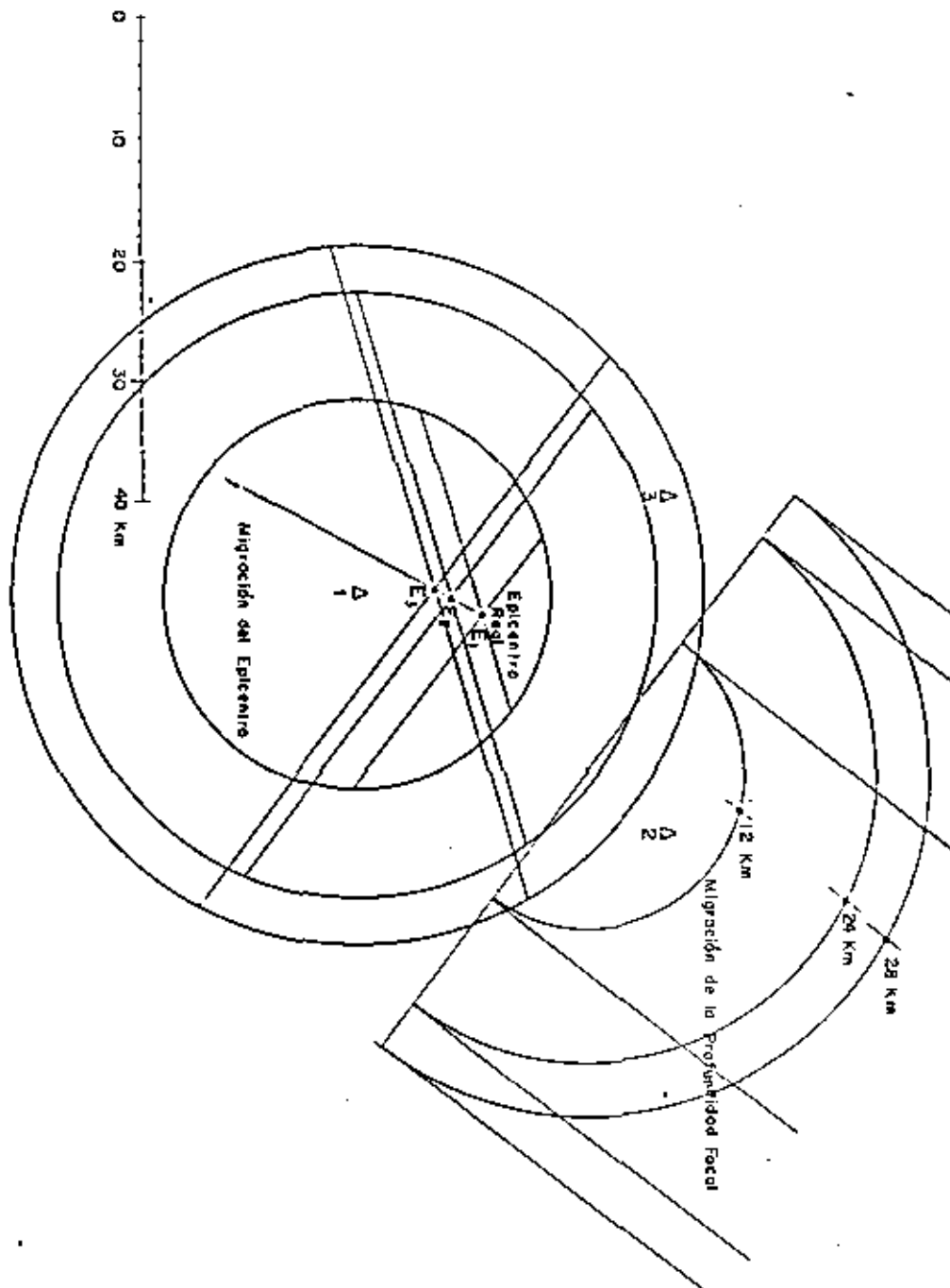


DIAGRAMA DE INESTABILIDAD EN LA LOCALIZACION DE HIPOCENTROS



50. CASO. Supongamos que tenemos una cuarta estación, correcciones de tiempo, y únicamente los tiempos de arribo T de la onda P (Fig.). $T_1=2.3$, $T_2=4.2$, $T_3=3.3$, $T_4=4.0$

TABLA I

ESTACION	T	T-T ₁	R(1)	R(2)	R(n)	T	T ₀
1	2.3	0.0	25	18	14	2.3	0.0
3	3.3	1.0	31	24	20	3.3	0.0
4	4.0	1.7	35	28	24	4.0	0.0
2	4.2	1.9	36	29	25	4.2	0.0

En este caso procedemos como en el caso 4 para proponer un epicentro de prueba, entonces: $14 < R < 25$ procediendo según el caso 1 vemos en la Fig. 14 que la distancia de prueba $R=25$, define tres puntos de intersección a, b, c, del ejemplo del caso 4 se ve que al aumentar o disminuir la distancia de prueba, mueve las líneas de intersección paralelamente, analizando la Fig. 14 vemos que si se disminuye la distancia R las intersecciones se mueven en la dirección que se indica en la Fig. 14 ($R <$) y eventualmente los puntos de intersección a, b, c, convergen a un punto. Supongamos $R=18$, con este valor las intersecciones a, b, c, definen un área más pequeña, si disminuimos gradualmente R, las intersecciones a, b, c, convergen a $a_n=b_n=c_n$, que es la solución buscada, las distancias hipocentrales $R_i(K)$ ($i=1,4$, $K=1,n$, i =estación, K =Késima iteración) convergen a $R_i(n)$. El epicentro más probable es E con una profundidad focal de 9 km. Los tiempos de recorrido y de origen se muestra en la tabla I.

Los ejemplos discutidos ilustran los procedimientos gráficos que se emplean comúnmente, en el análisis preliminar de estudios de sismicidad local, esto es cuando las dimensiones características de la red de sismógrafos es del orden de 20 km. Este análisis es útil ya que nos permite evaluar la calidad de los datos, y la confiabilidad de los algoritmos numéricos utilizados comúnmente en sismología.

METODO ITERATIVO DE LOCALIZACION

El ejemplo anterior ilustra gráficamente el método iterativo de localización. El algoritmo numérico para efectuar las

iteraciones que gradualmente converjan a una solución probable, se describe brevemente a continuación.

Sea (X_i, Y_i, T_j) $i=1, n$, $j=1, K < n$, donde (X_i, Y_i) son las coordenadas geográficas de la estación, T_j son los tiempos de arribo de la onda P a la estación i , n = número de estaciones, K = número de observaciones.

Supongamos que (X_0, Y_0, z_0, T_0) representan las coordenadas y tiempo de origen de un hipocentro de prueba. Sea $T_j = t_j - T_0$ ($j=1, K$) los tiempos de recorrido observados respecto al tiempo de origen propuesto T_0 , sea $R_j = T_j - t_j(p_j, v)$ el residual, esto es: la diferencia entre el tiempo de recorrido observado y el tiempo de recorrido calculado en base de un modelo de velocidades $v=v(z)$. $P_j = \text{sen} Q_j(h) \text{sen} j / v(h)$, es el parámetro del rayo. $Q_j(h)$ es el ángulo con respecto de la vertical, con que el rayo deja la fuente.

Si el epicentro de prueba, es el epicentro real, entonces los residuales R_j deberán ser iguales o aproximadamente cero (a la segunda cifra significativa). En general $R_j \neq 0$; nuestro problema es pues proponer un nuevo epicentro de prueba que minimice la desviación estándar de los residuales en el sentido de mínimos cuadrados, esto es:

$$\sigma = \text{SQRT}(1/K \text{ SUMA}(I=1, K) (R(I))^2) = \text{mínimo} \dots\dots\dots 19$$

σ representa un hiperboloido en el espacio (X, Y, Z, T) , deseamos calcular el punto (X_0, Y_0, Z_0, T_0) donde σ es un mínimo.

Sea (X, Y, Z, T) un nuevo hipocentro tal que

$$R_j(X, Y, Z, T) \cong 0.0 \dots\dots\dots 20$$

$$\text{con } X = X_0 + \delta X_0, Y = Y_0 + \delta Y_0, Z = Z_0 + \delta Z_0, T = T_0 + \delta T_0$$

Efectuando un desarrollo en series de Taylor alrededor de X_0, Y_0, Z_0, T_0 a primer orden y aplicando (20) se tiene:

$$R_j(X_0 + \delta X_0, Y_0 + \delta Y_0, Z_0 + \delta Z_0, T_0 + \delta T_0) = R_j(X_0, Y_0, Z_0, T_0) + dR_j/dX_0 \delta X_0 + dR_j/dY_0 \delta Y_0 + dR_j/dZ_0 \delta Z_0 + dR_j/dT_0 \delta T_0 \dots\dots 21$$

donde:

$$dR_j/dX_k = dR_j/d\Delta_j \delta \Delta_j / X_k \quad , K=1, 2, \dots\dots\dots 22$$

$$\Delta_j = \sqrt{X_j^2 + Y_j^2}$$

$$dR_j/dT_0 = d(T_j - t_j(p_j, v))/dT_0 = -1$$

$$dR_j/dh = d(T_j - t_j(p_j, v))/dh = -dt_j/dh = \text{cos} Q_j(h) / v(h) \quad (\text{Kungia, 1975})$$

$$d\Delta_j/dX = X/\Delta_j = \text{sen} Z_j, \quad d\Delta_j/dY = Y/\Delta_j = \text{cos} Z_j$$

Substituyendo en (21) tenemos:

$$(R_j = R_j(X_0, Y_0, Z_0, T_0))$$

$$R_j = P_j(\Delta_j, v) \text{sen} Z_j DX_0 + P_j(\Delta_j, v) \text{cos} Z_j DY_0 - \text{cos} Q_j(h) / v(h) \delta h + \delta T_0$$

$$j=1, k \dots\dots\dots 23$$

El sistema de ecuaciones (23) se puede escribir en forma matricial como:

$$\begin{bmatrix} P_1 \text{sen} Z_1 & P_1 \text{cos} Z_1 & -\text{cos} Q_1 / v & 1 \\ P_2 \text{sen} Z_2 & P_2 \text{cos} Z_2 & -\text{cos} Q_2 / v & 1 \\ \dots\dots\dots & \dots\dots\dots & \dots\dots\dots & \dots\dots\dots \\ P_k \text{sen} Z_k & P_k \text{cos} Z_k & -\text{cos} Q_k / v & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} DX_0 \\ DY_0 \\ DZ_0 \\ DT_0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} R_1 \\ R_2 \\ R_3 \\ \dots\dots\dots \\ R_k \end{bmatrix} \dots\dots\dots 24$$

El sistema de ecuaciones (24) nos permite calcular el vector (DX_0, DY_0, DZ_0, DT_0) el cual nos da una mejor aproximación al epicentro que minimiza σ . En el método actual de cálculo se resuelve el sistema para DX_0, DY_0 , manteniendo fijo DZ_0, DT_0 esto permite tener un sistema bien condicionado. Los residuales resultantes se minimizan para DZ_0, DT_0 .

Cuando se dispone de información $(Z=1)$, el tiempo de origen puede ser determinado directamente de estos datos, lo cual reduce el número de variables del sistema y permite mayor estabilidad numérica. Del sistema de ecuaciones (23) podemos ver que a distancias muy cortas

$$Q_j(h) \sim 0.0 \text{ y por lo tanto } P_j \sim Q_j / v(h), dt/dh \sim 1/v(h)$$

y en este caso la matriz esta bien condicionada para DZ_0 , para distancias intermedias donde $dt/d\Delta$ tiene su punto de inflexión (Fig. 10, 11), $dt/d\Delta \sim 1/v(h)$, $dt/dh \sim 0.0$ y el sistema está mal condicionado para dh . Para distancias grandes el primer arribo es la onda críticamente refractada en la capa de mayor contraste de velocidades (usualmente $v^B.O.$), y

$$dt/d\Delta = 1/B.O., \quad dt/dh = 0.08 \text{seg/Km}$$

y el control de profundidades es pobre.

VARIACIONES DE LA PROFUNDIDAD FOCAL CON RESPECTO A LA INCERTIDUMBRE EN EL MODELO DE VELOCIDADES.

Cuando se realiza un estudio local de microtemblores, el arreglo de estaciones selecciona en forma tal que se logre el mayor control en la localización de epicentros. Esto se logra encerrando el área en estudio con la distribución de estaciones y estaciones interiores para lograr un mayor control en profundidad focal. En este caso es posible demostrar, realizando un análisis detallado de los valores característicos de la matriz $D=M^T M$, donde M es la matriz del sistema 24, y M^T es la matriz transpuesta de M, que los epicentros son invariantes a primer orden (respecto a las dimensiones de la red) frente a variaciones de primer orden en el modelo de velocidades. La demostración está fuera del alcance de este trabajo

Para ilustrar el efecto de la incertidumbre en profundidad focal supongamos que:

Dado un cambio de velocidades $Dv/v=cte.$ a lo largo de la trayectoria del rayo el tiempo total de recorrido del rayo no cambia, así como tampoco la distancia epicentral. Entonces

$$dt=dt/dv \cdot Dv + dt/dh \cdot Dh = 0.0 \dots\dots\dots 24$$

Johnson y Gilbert (1972) han demostrado que si $Dv/v=cte.$ a lo largo de la trayectoria del rayo entonces $dt=-t \cdot Dv/v$, donde t es el tiempo de recorrido a lo largo de la trayectoria no perturbada. Dv/v es el cambio fraccional en velocidad a lo largo de la trayectoria del rayo. E substituyendo los valores para dt/dv y dt/dh en (25) se tiene

$$-t Dv/v - \cos Q(h)/v(h) Dh = 0.0 \text{ por lo cual}$$

$$Dh = -v(h)t/\cos Q(h) \cdot Dv/v \dots\dots\dots 25$$

Puesto que en la derivación de (25) por hipótesis $dt=0.0$ Entonces la derivación estándar de la localización no cambia. Por lo tanto (25) nos permite evaluar la variación de la profundidad con respecto a incertidumbres en el modelo.

La ecuación (25) nos indica que si la velocidad decrece en un 5 % ($=Dv/v$), a distancias cortas ($v(h)=6 \text{ Km/seg}$, $\cos Q(h)=.9$)

$$dh = -6.7.9 \cdot 0.05 \cdot t = -.33 \cdot t (\text{km}) = 0.3 \text{ km. } (t=1\text{seg}), = 1.6 \text{ km. } (t=5\text{seg})$$

Esto es la profundidad focal, deberá aumentar para mantener el mismo tiempo de recorrido y distancia epicentral. Este ejemplo nos ilustra el efecto de la incertidumbre en profundidad focal debido a la incertidumbre en el modelo de velocidades. En general la incertidumbre en el modelo es menor al 5 %.

ERRORES DE LOCALIZACION

Los errores de localización de hipocentros deben de ser evaluados cuidadosamente, puesto que una desviación estándar de la localización $\neq 0.00$ puede carecer y en general carece de significado estadístico.

Errores Típicos.

1.- Localización de estaciones, usualmente $DX=.05 \text{ km}$ (con mapas topográficos 1:50,000)

$$R1 = P \cdot DX = .07 \cdot .05 = .00$$

2.- Error en la corrección de tiempo. Usualmente $\approx .05 \text{ seg.}$ para una velocidad de tambor de 2 mm/seg

$$R2 = 0.05 \text{ seg.}$$

3.- Error de lectura de tiempos de arribo. Usualmente $\approx .1 \text{ seg.}$

$$R3 = 0.1 \text{ seg.}$$

Cuando el período del sismometro es de 1 cps, la velocidad del tambor 2 mm./seg. y el arribo es impulsivo.

4.- Error por incertidumbre en el modelo de velocidades. Usualmente

$$0.10 < \delta t < 0.25$$

5.- Error por efectos de capas sedimentarias en la vecindad de la estación no incluidas en el modelo de velocidades. En este caso $dt=dh/4.0 \text{ SQRT}(1-(4./6.)^{**2})=0.34*dh$ donde dh =espesor de sedimentos, y hemos supuesto que su velocidad es 4.0 Km/seg.

$$.34 \text{seg} < dt < .60 \text{seg} \quad (1. \text{km} < dh < 2. \text{km})$$

Tomando en cuenta estos errores. La desviación estandar de la localización con significado estadístico comparada con una desviación de 0.00 para un sistema libre de errores será (suponiendo una estimación estandar de las estimaciones de 0.1 seg. en los errores).

$$\sigma^2 = (0.0 + (0.05)**2 + (.1)**2 + (0.25)**2 + (0.6)**2) / 5 = 0.10$$

$$\sigma = (R_1^2 + R_2^2 + R_3^2 + R_4^2) / (5) * (.01) = 0.87$$

Por lo tanto una desviación estandar en la localización de =0.93 seg. tiene significado estadístico.

De lo anterior observamos que el efecto de los sedimentos en el error estandar de la localización es el más fuerte de todas. Para disminuir este, es usual realizar explosiones de calibración para estimar su efecto, y tomarlo en cuenta en el modelo. En este caso $\sigma = 0.49$ seg.

Si suponemos que existe control en todas direcciones en el epicentro se tiene con $DX_0=DY_0=Dr$ (sup $dh=0, dt=0$) substituyendo en la ecuación (23) y (19) suponiendo $\sigma=0.44$ seg.

$$0.44 = dr \text{ SQRT}(1/N * 0.1 (P_1**2 + \dots + P_n**2))$$

$$0.44 = dr * P / 0.1 \quad (\text{suponiendo } P_1 = \dots = P_n)$$

$$dr = 6.0 = 0.44 * 0.10 \quad (\text{a distancias cortas})$$

$$30.3 \text{ Km.}$$

El error en la profundidad focal será (suponiendo $dr=0.01$)

$$0.9 = dh * \cos \theta(h) / 0.1 * v(h) = 1.51 dh$$

$$dh = 0.6 \text{ km. Error en la determinación focal.}$$

$$dr = 3 \text{ km. Error en la determinación Epicentral}$$

Todas las consideraciones anteriores nos permiten evaluar a primer orden la calidad de las localizaciones de Microtemblores. Un análisis más completo lo discute Dyllan (1976). El algoritmo numérico MICRO, da estimaciones de la chi-cuadrada de

la localización basada en la calidad de la matriz de datos M.

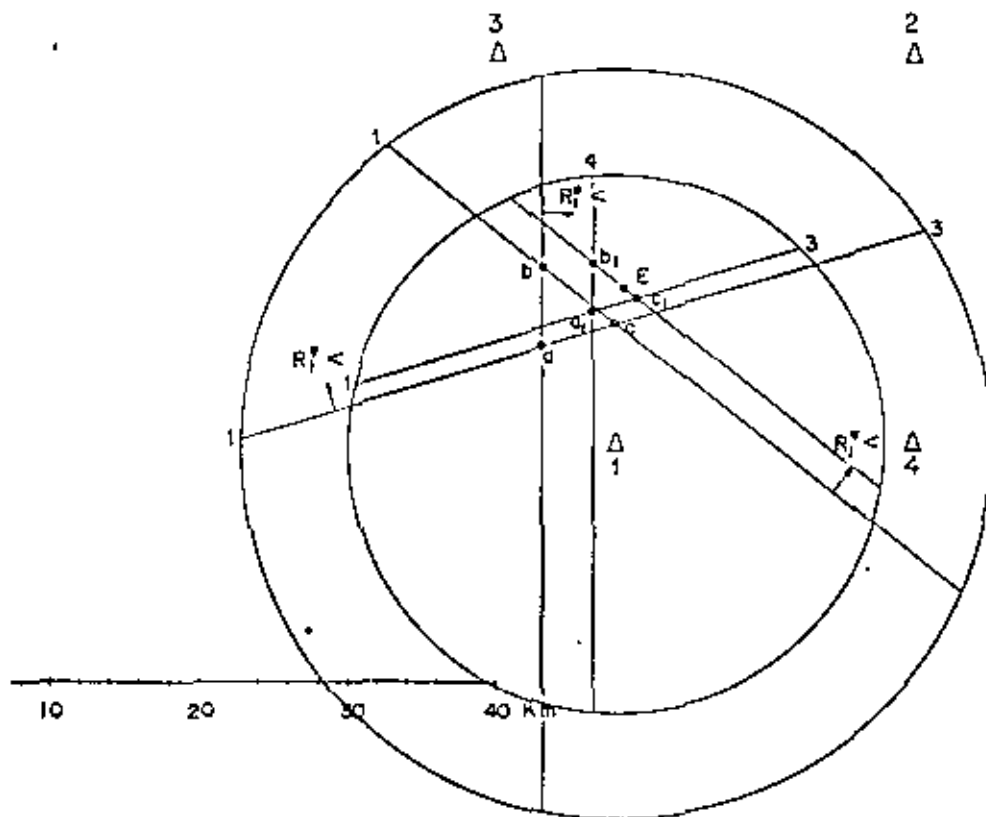


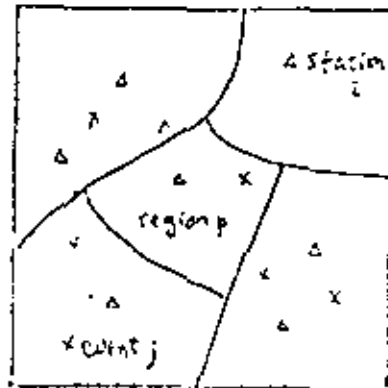
FIG. 14



HOW TO ANALYZE SEISMOGRAMS OF LOCAL EARTHQUAKES?

by Keiiti Aki

(1) A few definitions:



A given area is divided into several regions:

$p = 1, 2, \dots, P$

Station is marked by Δ and designated by

$i = 1, 2, \dots, I$

Event is marked by x and designated by

$j = 1, 2, \dots, J$

(2) All the seismograms are filtered by a band-pass filter with band width Δf and center frequency f . The RMS amplitude of the output of filter for station i is written as $A_i^j(f/t)$ at t measured from the origin time of the earthquake j . In particular, the maximum of $A_i^j(f/t)$ for the P-wave group is written as $A_i^j(f/t_p)$ and that for the S-wave group as $A_i^j(f/t_s)$. The response of filter, that is, the ratio of RMS amplitude (at f) to the ground displacement (including the seismograph magnification) is $Mag(f)$ for the i 'th station.

(3) The simplest subject is the coda waves, because they can be written as

$$A_i^j(f/t) = Site(coda, i, f) \cdot Source(coda, j, f) P(f/t) \dots (1)$$

where,

- $Site(coda, i, f)$ is the local site effect of station i on coda waves.
- $Source(coda, j, f)$ is the source effect of source j on coda waves, and
- $P(f/t)$ is the coda decay curve.

Usually in the form of $t^{-n} \exp(-\frac{\pi f t}{Q_{coda}(f)})$ where $Q_{coda}(f)$ is the Q-factor for coda waves.

$P(f/t)$ may be a more complex function of t .

The important thing here, is that $P(f/t)$ is independent of station and source.

Equation (1) can be written as

$$\log A_i^j(f/t) = \log Site(coda, i, f) + \log Source(coda, j, f) + \log P(f/t) \dots (2)$$

The assumption of independence of $P(f/t)$ on i or j can be tested by determining $\log P(f/t)$ for, say, $i = 1$ and $i = 2$ separately, and see if they agree.

From a set of data ($i = 1, \dots, I$ and $j = 1, \dots, J$) measured at $t = t_1, t_2, \dots, t_T$, we have $I \times J \times T$ equations of the form (2). The unknowns, $P(f/t)$, $Site(coda, i, f)$, $Source(coda, j, f)$ are only $T + I + J$. Therefore, a least squares method can be used if

$$I + J + T < I \times J \times T \dots (3)$$

(4) The above analysis gives the following results:

- (a) The calibration curve of coda waves: $P(f/t)$. $Q_{coda}(f)$ is known to be roughly the same as $Q_s(f)$, and give the general average attenuation property of the area.
- (b) $Site(coda, i, f)$ is known (see Tsujiura, Bull. Earthquake Research Institute, 1978) to be the average of $Site(S, \theta, i, f)$ over various direction θ . $Site(S, \theta, i, f)$ is the Site effect on S waves at station i at frequency f when S waves arrive from the direction θ . We write this:

$$Site(coda, i, f) \approx \langle Site(S, \theta, i, f) \rangle_{\theta} \dots (4)$$
- (c) $Source(coda, j, f)$ is known to be the average of $Source(S, \theta, j, f)$ over various direction θ . $Source(S, \theta, j, f)$ is the Source effect on S waves at station j at frequency f when S waves radiate to the direction θ .

The absolute values of the functions $P(f/t)$, $Site(coda, i, f)$ and $Source(coda, j, f)$ are undetermined because of unknown effects of scattering. However, the dependence of $P(f/t)$ on t , or $Q_{coda}(f)$ can be uniquely determined; the relative site effects $Site(coda, i, f)/Site(coda, 0, f)$ to a standard station 0 ; the relative source effects $Source(coda, j, f)/Source(coda, 0, f)$ to a standard event

$$\frac{Source(coda, j, f)}{Source(coda, 0, f)}$$

Q can be also uniquely determined. These quantities are useful for earthquake engineering micro-ionation, attenuation, and stress drop estimation.

(5) Next step is to determine $Q_s(f)$ for S-waves averaged for the entire region. We assume that the amplitude of S-waves corrected for filter-seismograph-response has the following form:

$$\frac{A_s^i(f/t_{ij})}{Mag(f)} = Site(S, \theta_{ij}, i, f) Source(S, \theta_{ij}, j, f) \frac{\exp(-\frac{\pi f X_{ij}}{Q_s(f) \beta})}{X_{ij}} \dots (5)$$

where θ_{ij} indicates the direction between source j and receiver i , X_{ij} the distance between them, $Q_s(f)$ is the Q-factor of S-waves, and β is the velocity of S-waves.

Let us divide (5) by

$$Site(coda, i, f) \cdot Source(coda, j, f)$$

which had been obtained from equation (2). Then, we have

$$\frac{A_s^i(f/t_{ij})}{Mag(f) \cdot Site(coda, i, f) \cdot Source(coda, j, f)} = \frac{Site(S, \theta_{ij}, i, f)}{Site(coda, i, f)} \cdot \frac{Source(S, \theta_{ij}, j, f)}{Source(coda, j, f)} \cdot \frac{\exp(-\frac{\pi f X_{ij}}{Q_s(f) \beta})}{X_{ij}} \dots (6)$$

Multiply equation (6) by X_{ij} and taking logarithm, we have

$$\log \left[\frac{A_s^i(f/t_{ij}) \cdot X_{ij}}{Mag(f) \cdot Site(coda, i, f) \cdot Source(coda, j, f)} \right] = \log S_{ij} - \frac{\pi f X_{ij}}{Q_s(f) \beta} \dots (7)$$

We shall assume here that average of $\log S_{ij}$ over many i and j , for which $|x_{ij} - x| < \Delta x$, will smooth out its directional dependence. In other words, after the average, the left-hand side depends on x only through the factor $\frac{\pi f x}{Q_s(f) \beta}$. With this assumption, we have

$$\left\langle \log \left[\frac{A_s^i(f/t_{ij}) \cdot X_{ij}}{Mag(f) \cdot Site(coda, i, f) \cdot Source(coda, j, f)} \right] \right\rangle_{|x_{ij} - x| < \Delta x} = \text{const.} - \frac{\pi f x}{Q_s(f) \beta} \dots (8)$$

Thus, plotting the left-hand of equation (8) against x , the slope gives $\frac{1}{Q_s(f)}$.

(6) Once the $Q_s(f)$ is found for various frequencies, we can obtain the absolute source spectrum for S-waves.

For an unbounded, homogeneous, isotropic medium (see Brune (1970) for correction free surface effect),

$$\frac{A_s^j(f/r_{ij}) \exp(-\frac{\pi f X_{ij}}{Q_s(f) \beta})}{2 \rho \beta^3 Mag(f)} = \frac{c |\dot{M}_s(f)|}{4 \pi \rho \beta^3 X_{ij}} \dots (9)$$

where ρ is the density, $0 < c < 1$ is a geometrical factor, and $|\dot{M}_s(f)|$ is the moment rate spectral density. $|\dot{M}_s(f)|$ gives seismic moment.

It is recommended to collect the smallest, closest events which show the simplest wave form that justify the application of equation (9), and average them to eliminate the directional effect over events sharing a limited range of magnitudes. The plot of $\log |\dot{M}_s(f)|$ vs $\log f$ will give the corner frequency and stress-drop for the average of these simplest earthquakes.

(7) We now combine the above result with the relative source effect $S(coda, j, f)$ obtained in (4)(c), to derive the scaling law of S-wave source spectra [that is, how the spectra grow with earthquake magnitude, see Aki (1967)]. Choose the event group of previous section as the reference event 0, and the source spectra for event j may be given as

$$\frac{Source(coda, j, f)}{Source(coda, 0, f)} \cdot |\dot{M}_0(f)| \dots (10)$$

Plot the above ratio (10) against f for various regions separately, to find any local, regional variations in the scaling law. The scaling law would give the estimate of stress drop and the scale length of fault zone heterogeneities (Chouet et. al., 1978, Rautian & Khalaturin, 1978).

(8) Next, divide the whole area in to regions. Assign unknown $Q_s(f)$ value for each region, such as $Q_s(f, p)$ for region p .

Instead of equation (7), formulate the following equation:

$$\log \left[\frac{A_i^j(t/t_s) \cdot X_{ij}}{Mag(f) \cdot Site(coda, i, f) \cdot Source(coda, j, f)} \right]$$

$$= \log Q_{ij} - \frac{\pi f}{\beta} \sum_p \frac{X_{ij}(p)}{Q_s(f, p)}$$

where, $x_{ij}(p)$ is the length of portion of wave path (between source j and station i) lying in region p .

Equation (10) may be solved for $Q_s(f, p)$, by putting

$$\log Q_{ij} = \delta + \epsilon_{ij}$$

and minimizing the sum of the squares of random errors ϵ_{ij} in equation (10).

This gives the attenuation of S-waves for various regions separately.

(9) The steps (5) through (8) can be applied to P waves by changing

$$A_i^j(t/t_s) \rightarrow A_i^j(t/t_p)$$

$$Site(S, \theta_{ij}, i, f) \rightarrow Site(P, \theta_{ij}, i, f)$$

$$Source(S, \theta_{ij}, j, f) \rightarrow Source(P, \theta_{ij}, j, f)$$

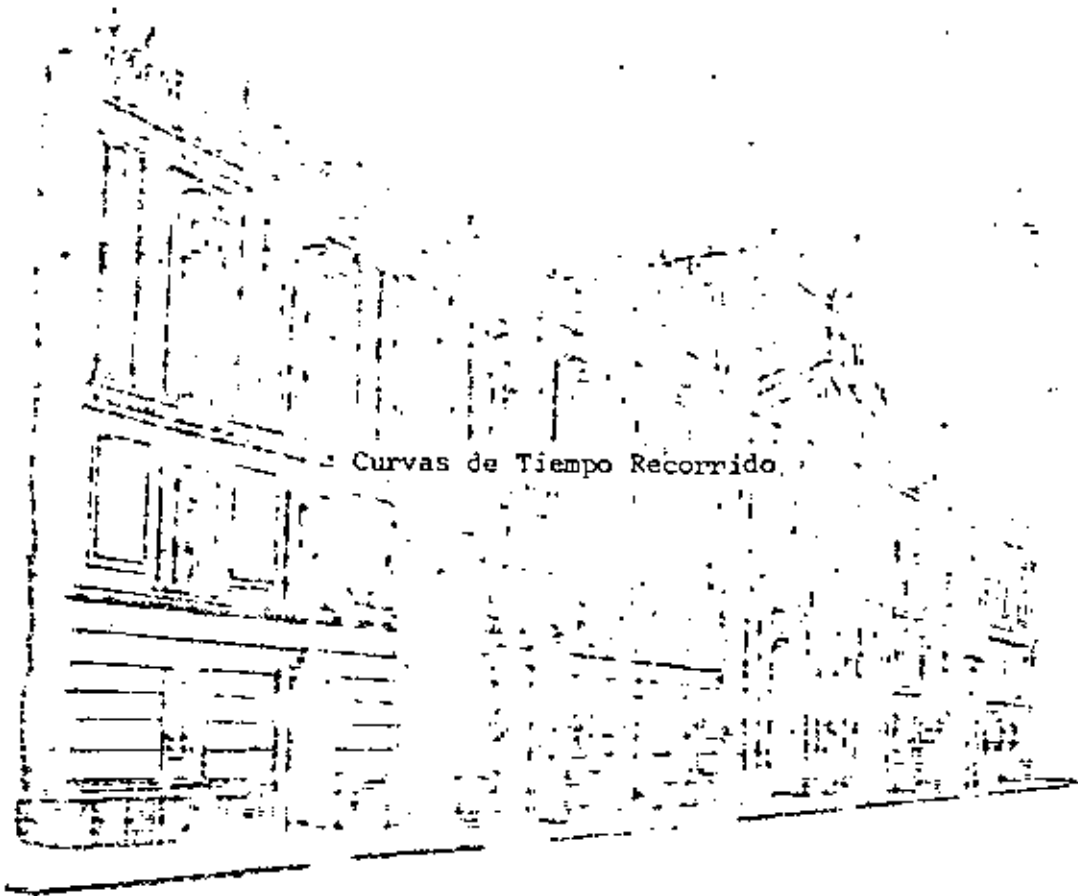
$$Q_s(f) \rightarrow Q_p(f)$$

and $\beta \rightarrow \alpha$.



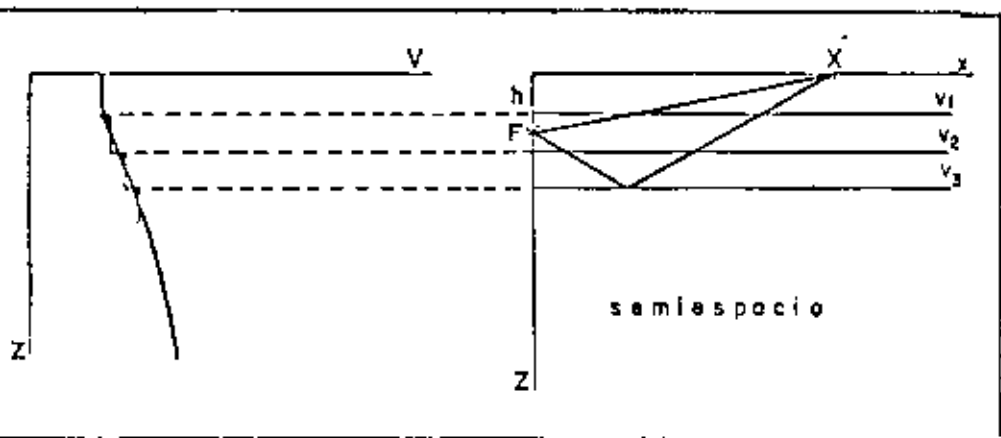
**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA - U.N.A.M.**

METODOS SISMICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA



Julio 1981

El tiempo de recorrido de una onda sísmica depende de las velocidades de ondas de cuerpo del medio que atraviesa. Ninguna razón existe para suponer que el medio está dividido en capas de velocidad homogénea, pero por conveniencia, un perfil continuo de velocidad $V = V(Z)$ se acostumbra aproximar por un conjunto de capas (planas o esféricas), puesto que hasta muy recientemente, los métodos matemáticos disponibles para la generación de sismogramas sintéticos hacían esto indispensable.



Una onda sísmica originada en F puede seguir diferentes caminos, definidos todos por el principio de Fermat, que nos dice que el tiempo de recorrido para la trayectoria debe ser un extremo (máximo o mínimo).

Comencemos considerando un modelo de tres capas como el de la figura 15. Por simplicidad, consideraremos que el foco del evento está en el semiespacio, que las capas son horizontales y que tienen el mismo espesor, entonces, el tiempo para la onda es:

$$T = s_1/v_1 + s_2/v_2 + s_3/v_3 \dots\dots\dots 26$$

donde s_1 , s_2 , y s_3 son los segmentos que define el rayo al atravesar las capas. Por geometría analítica elemental:

$$s_1 = \sqrt{(x-x_1)^2 + h^2}, \quad s_2 = \sqrt{(x_1-x_2)^2 + h^2}, \quad s_3 = \sqrt{x_2^2 + (Z-2h)^2} \dots\dots\dots 27$$

puesto que el tiempo tiene que ser máximo o mínimo

$$\partial/\partial x_i T(x_1, x_2, X, Z) = 0 \dots\dots\dots 28$$

Tomando derivadas respecto a X y X

$$-(x-x_1)/v_1 s_1 + x_1-x_2/v_2 s_2 = 0 \dots\dots\dots 29$$

$$-x_1-x_2/v_2 s_2 + x_2/v_3 s_3 = 0$$

que se pueden reordenar, poniendo:

$$(1/v_1 s_1 + 1/v_2 s_2) x_1 - 1/v_2 s_2 (x_2) = 1/v_1 s_1 (X) \dots\dots\dots 30$$

$$-1/v_2 s_2 (x_1) + (1/v_2 s_2 + 1/v_3 s_3) x_2 = 0$$

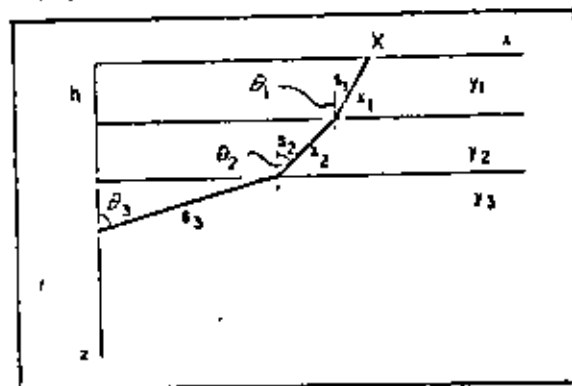
estas ecuaciones se pueden poner en forma matricial

$$A \underline{x} = \underline{b} \dots\dots\dots 31$$

donde (el superíndice T significa transpuesto)

$$\underline{x}^T = (x_1, x_2), \quad A_{ij} = 1/v_1 s_1 + 1/v_2 s_2 \delta_{ij} \quad i=1$$

$$\underline{b}^T = (1/s_1 v_1 (X), 0), \quad A_{ij} = -1/v_2 s_2 \quad i=\max(1, j)$$



La solución iterativa-autoconsistente de estas ecuaciones arroja un vector $\underline{x}^* = (x_1^*, x_2^*)$ que es la solución para la

trayectoria. Variando X en (30), uno obtiene las trayectorias para diferentes distancias y puede construir una curva de tiempo de recorrido para un modelo dado. Estos resultados pueden ser comparados con observaciones para aquellas regiones donde la estructura es bastante conocida para otros metodos.

Reordenando las ecuaciones (29), podemos escribir

$$x_1 - x_2 / s_1 v_1 = x_1 - x_2 / s_2 v_2$$

$$x_1 - x_2 / s_1 v_1 = x_2 / s_3 v_3$$

o equivalentemente:

$$\text{sen } \theta_1 / v_1 = \text{sen } \theta_2 / v_2 = \text{sen } \theta_3 / v_3 \dots 32$$

la cantidad

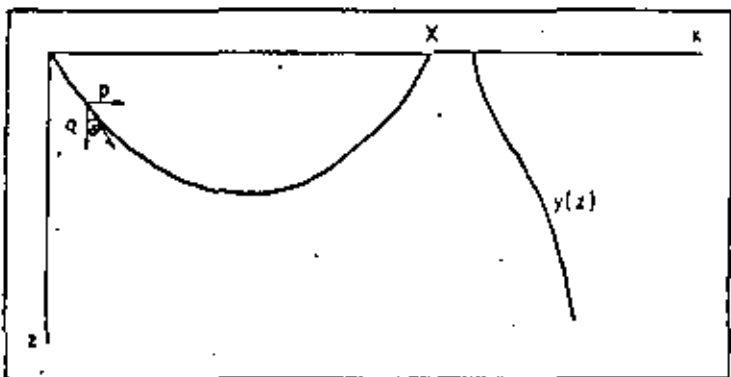
$$p = \text{sen } \theta / v \dots 33$$

se denomina 'parametro de rayo', y define una trayectoria.

Cuando aumentamos el número de capas indefinidamente, de manera que $h \rightarrow 0$, obtenemos:

$$p = \text{sen } \theta(z) / v(z) \dots 34$$

En este caso, la trayectoria no tiene cambios abruptos:



Para un medio con distribución continua de velocidad $V(z)$, tendremos:

$$T = \int_{z_1}^{z_2} ds / v(z) \dots 35$$

donde

$$ds = dz \sqrt{1 + p^2 / q^2}, \quad q = \sqrt{1 / v^2(z) - p^2}$$

i. e. $T = \int_{z_1}^{z_2} dz / q v^2(z) \dots 36$

tanto que la distancia es:

$$X = \int_{z_1}^{z_2} dx = \int_{z_1}^{z_2} p / q dz \dots 37$$

de (36):

$$T = p \int_{z_1}^{z_2} p / q dz + \int_{z_1}^{z_2} q dz \dots 38$$

la función $Z(p) = \int_{z_1}^{z_2} q dz$ es la fase de la onda. De (38) vemos que:

$$p = dT / dx \dots 39$$

Esta cantidad ha sido usada por diferentes investigadores para generar sismogramas sintéticos (Wiggins & Madrid, 1974, Wiggins, 1975, Chapman, 1977). La formulación puede extenderse fácilmente a capas inclinadas con pendientes variables. La función $Z(p)$ ha sido usada por Bessonova (1976) para invertir datos de ondas de cuerpo.

La diferencia entre los tiempos observados y los predichos por la teoría y el modelo se llaman los 'residuos'. Pongamos:

$$(T_{obs} - T_{calc}) = dTi = \partial Ti / \partial p_j (dp_j) \dots 40$$

donde dTi es el residual para la i -ésima estación y p_j es el j -ésimo parametro del modelo. En general, los parametros son las coordenadas epicentrales del evento y las velocidades de las capas. Poniendo:

$$dTi = y_i, \quad p_j = x_j, \quad \partial Ti / \partial p_j = A_{ij}$$

(40) queda:

$$Y = AX \dots 41$$

entonces formalmente, (41) se pueda invertir si A es conocida

$$\underline{X} = A^{-1} \underline{Y} \dots\dots\dots 42$$

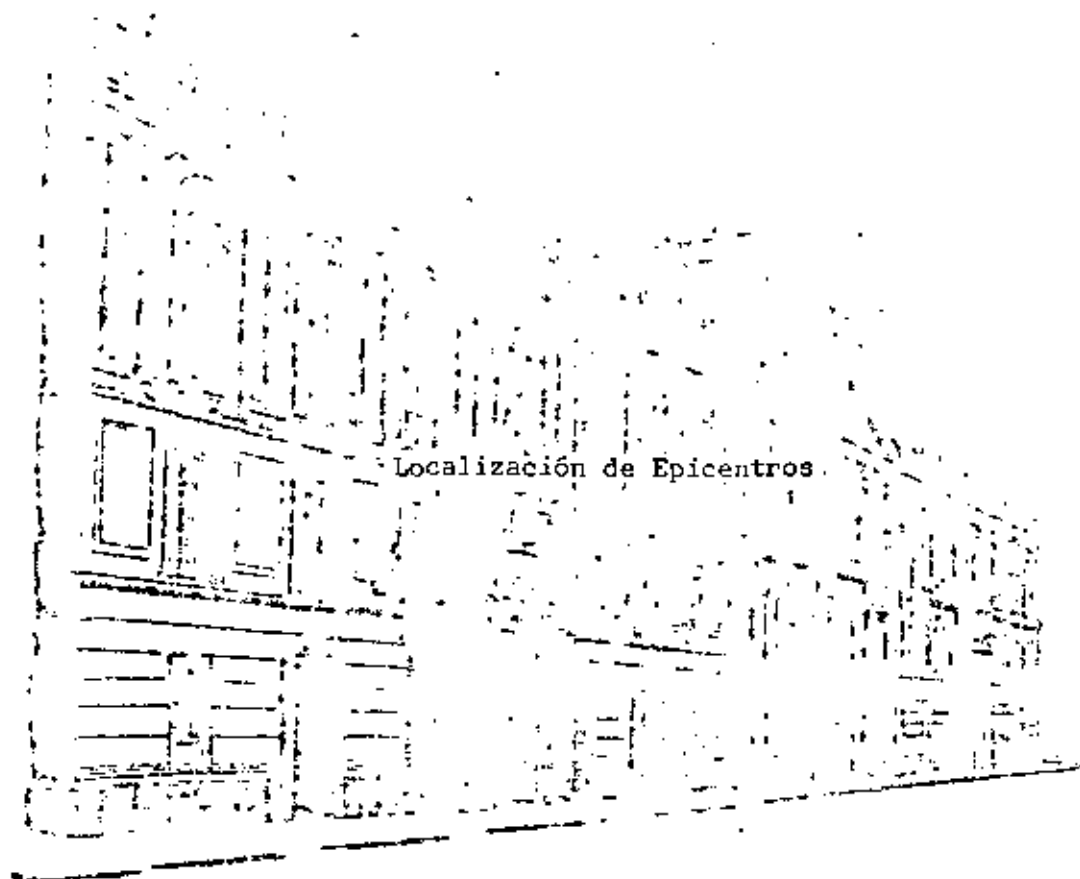
esto es posible si el número de observaciones es igual al número de estaciones y si A es no singular. Si no es ese el caso, diferentes métodos deben usarse. La obtención de \underline{X} implica que el modelo puede ser reparametrizado. El proceso puede continuarse hasta que los residuales sean mínimos, u optimizados.

Las ventajas de los métodos expuestos residen en el hecho de que proporcionan herramientas para investigar la estructura de regiones de interés, como zonas de subducción. El conocimiento de estas estructuras ayuda en la elaboración de criterios de estimación de regímenes térmicos en fronteras de placas.



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

METODOS SISMICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA



Julio

1981

se muestra en la figura 1.

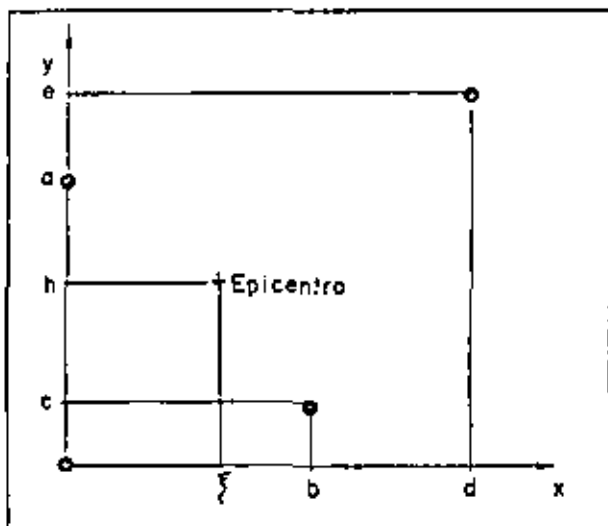


FIG. 1

Los cuadrados de las distancias entre estaciones y foco son:

$$\xi^2 + \eta^2 + h^2 = d_1^2 \dots\dots\dots 1$$

$$\xi^2 + (\eta-a)^2 + h^2 = d_2^2 \dots\dots\dots 2$$

$$(\xi-b)^2 + (\eta-c)^2 + h^2 = d_3^2 \dots\dots\dots 3$$

$$(\xi-d)^2 + (\eta-e)^2 + h^2 = d_4^2 \dots\dots\dots 4$$

Donde h es la profundidad focal.

Las ecuaciones que relacionan tiempos de llegada y distancia son:

$$t_i - t_0 = Z_i / 7.32 = d_i$$

en general $t_i - t_0 = Z_i / 7.32 = d_i \dots\dots\dots 5$

Notése que conociendo Z_i (t_s menos t_p) y t_i se puede calcular el tiempo de origen t_0 .

MÉTODOS NUMÉRICOS PARA LA LOCALIZACIÓN DE EPICENTROS

1. Fundamentos.

Los métodos numéricos para la localización de epicentros parten de nociones muy sencillas. La fórmula fundamental es distancia igual a velocidad por tiempo

$$d = v(t-t_0) \dots\dots\dots 1$$

para el caso de un semiespacio infinito de velocidad constante. Siendo d la distancia entre el foco y la estación y t el tiempo de arribo y t_0 el tiempo de origen de la señal. Los datos con que contamos para efectuar la localización son los tiempos de llegada de la onda 'P' t_p y la diferencia entre el tiempo de llegada de la onda 'S' menos el tiempo de llegada de la onda 'P', Z . En general los subíndices se referirán a la estación en que se hace la medición. Si α es la velocidad de las ondas P y β la velocidad de las ondas S se tiene

$$Z = t_s - t_p = d(1/\alpha - 1/\beta) = d/\alpha(\beta-1)$$

Usaremos $\alpha/\beta = \sqrt{3}$, pues es un valor muy cercano al real en la mayoría de los casos, entonces

$$Z = .732 d/\alpha \dots\dots\dots 2$$

Para simplificar las ecuaciones, todos los tiempos se multiplicarán por la velocidad α , de tal manera que los tiempos se medirán en unidad de longitud, esto es:

$$t \longleftrightarrow t\alpha$$

Aparte de simplificar las ecuaciones, esta convención tiene la ventaja de producir mejores resultados numéricos.

2. Métodos para semiespacio, usando 3 y 4 estaciones.

Vamos a usar un sistema de referencia de modo que la estación (1) esté en el origen y la estación (2) en el eje de las Y, como

Hay 4 incógnitas que tenemos que calcular ξ , η , h y t_0 , por lo que es necesario tener 4 mediciones (por lo menos). Para obtener Z_i se necesitan dos mediciones.

Vamos a considerar varios casos, dependiendo de la información que se posee.

CASO 1

Se conocen los intervalos P-S

$$Z_1, Z_2 \text{ y } Z_3$$

Las ecuaciones son (1), (2) y (3), pues con (5) se puede calcular

$$d_1, d_2 \text{ y } d_3$$

Restando la ecuación (2) de la ecuación (1) se tiene

$$2a\eta - a^2 = d_1^2 - d_2^2$$

O sea,

$$\eta = (d_1^2 - d_2^2 + a^2) / 2a \quad \dots \quad 6$$

Y sustrayendo (3) de (1) se tiene:

$$2b\xi - b^2 + 2c\eta - c^2 = d_1^2 - d_3^2$$

O sea,

$$\xi = (d_1^2 - d_3^2 + b^2 + c^2 - 2c\eta) / 2b \quad \dots \quad 7$$

La ecuación (6) nos da η y la ecuación (7) nos da ξ por tanto de la ecuación (1) podemos calcular h , esto es:

$$h = \sqrt{d_1^2 - \xi^2 - \eta^2} \quad \dots \quad 8$$

Y el tiempo de origen se calcula con la ecuación (5).

$$t_0 = t_1 - d_1 \quad \dots \quad 9$$

En caso que se conozca solamente un Z_i y todos los t_i , se calcula primero t_0 con la ecuación (5) y entonces los d_i se calculan con la ecuación (9) y se procede igual que cuando se conocen tres Z_i .

En caso de que $b=0$, esto es que las tres estaciones estén alineadas, (7) no puede usarse; éste es un caso particular que debe evitarse pues ξ no puede calcularse con éste arreglo de estaciones.

CASO 2

Se conoce t_0 en cuatro estaciones.

Este es un problema más complicado, pero muy importante, pues en muchas ocasiones es muy difícil reconocer el arribo de la onda S.

En este caso las ecuaciones pertinentes son:

$$(t_1 - t_0)^2 = \xi^2 + \eta^2 + h^2 \quad \dots \quad 10$$

$$(t_2 - t_0)^2 = \xi^2 + (\eta - a)^2 + h^2 \quad \dots \quad 11$$

$$(t_3 - t_0)^2 = (\xi - b)^2 + (\eta - c)^2 + h^2 \quad \dots \quad 12$$

$$(t_4 - t_0)^2 = (\xi - d)^2 + (\eta - e)^2 + h^2 \quad \dots \quad 13$$

Ecuación (1) menos ecuación (2) nos da:

$$(t_1 - t_0)^2 - (t_2 - t_0)^2 = \eta^2 - (\eta - a)^2$$

$$(t_1 - t_2)(t_1 + t_2 - 2t_0) = 2a\eta - a^2$$

Despejando a $2t_0$

$$2t_0 = t_1 + t_2 - K(2\eta - a) \quad \dots \quad 14$$

Donde

$$K = a / (t_1 - t_2) \quad \dots \quad 15$$

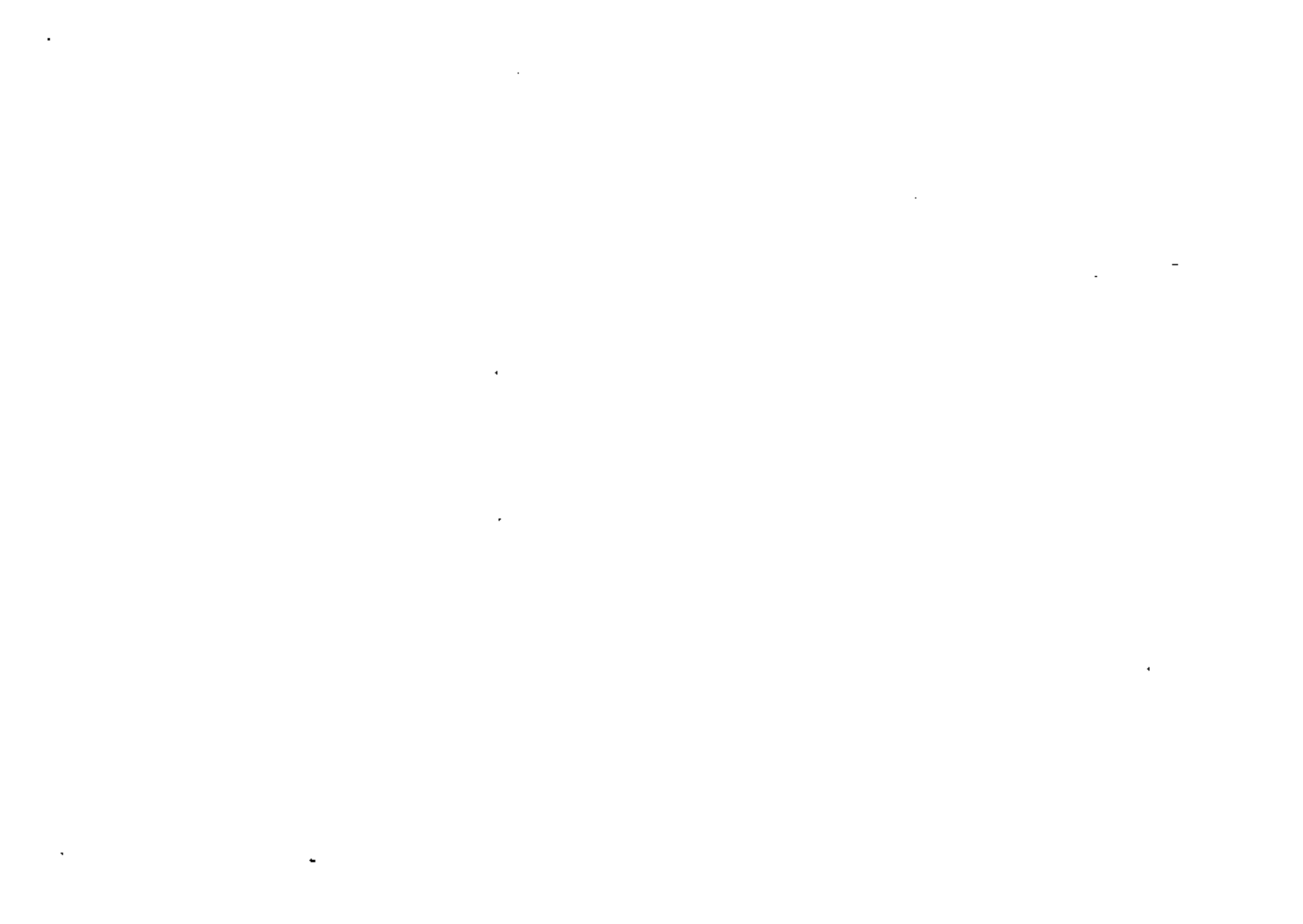
Sustrayendo las ecuaciones (3) y (4) de la ecuación (1) obtenemos las ecuaciones

$$(t_1 - t_3)(t_1 + t_3 - 2t_0) = 2b\xi - b^2 + 2c\eta - c^2$$

$$(t_1 - t_4)(t_1 + t_4 - 2t_0) = 2d\xi - d^2 + 2e\eta - e^2$$

Substituyendo $2t_0$ dado por la ecuación (15)

$$(t_1 - t_3)(t_3 - t_1 + 2K\eta - Ka) = 2b\xi - b^2 + 2c\eta - c^2$$



$$(t_1 - t_4)(t_4 - t_2 + 2k\eta - ka) = 2d\xi - d^2 + 2e\eta - e^2$$

Si definimos

$$k_1 = (t_1 - t_3)(t_3 - t_2 - ka) + b^2 + c^2 \dots\dots\dots 16$$

$$k_2 = (t_1 - t_4)(t_4 - t_2 - ka) + d^2 + e^2 \dots\dots\dots 17$$

Y el sistema de ecuaciones en ξ y η es:

$$2b\xi + 2[c - k(t_1 - t_3)]\eta = k_1 \dots\dots\dots 18$$

$$2d\xi + 2[e - k(t_1 - t_4)]\eta = k_2 \dots\dots\dots 19$$

El determinante del sistema de ecuaciones es

$$D = 4b[e - k(t_1 - t_4)] - 4d[c - k(t_1 - t_3)] \dots\dots 20$$

Y la solución esta dada por:

$$\xi = 2/D [e - k(t_1 - t_4)]k_1 - 2/D [c - k(t_1 - t_3)]k_2 \dots 21$$

$$\eta = -2/D dk_1 + 2/D bk_2 \dots\dots\dots 22$$

Las ecuaciones (21) y (22) nos dan las coordenadas del epicentro (ξ , η). Una vez conocido η se puede calcular h mediante la ecuación (14) y finalmente b se calcula con la ecuación (10). En estos cálculos es necesario calcular las constantes k , k_1 , D , k_2 y k_3 , definidas por las ecuaciones (15), (16), (17) y (20).

Notése que no es estrictamente necesario usar (10) para calcular h , sino que también pueden usarse (11), (12) y (13). Es conveniente usar la ecuación que corresponde a la estación más cercana al epicentro. La razón es que cuando la diferencia entre dos números es pequeña, (comparada con los números), se pierde precisión en el resultado. De hecho la profundidad focal no puede estimarse apropiadamente a menos que se tenga una estación cercana al foco.

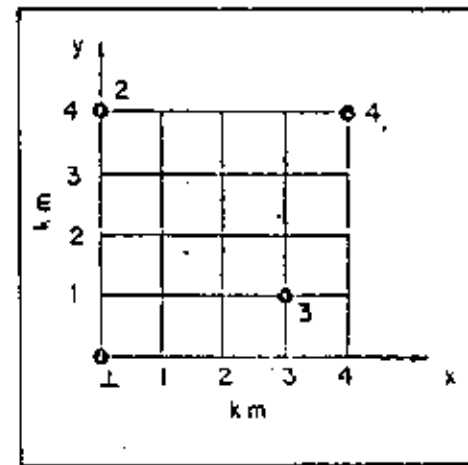
EJEMPLO

Calcular las coordenadas del epicentro, donde las estaciones están localizadas como lo muestra la figura (2). Los tiempos de

llegada son: $t_1 = 1.6$ seg. $t_2 = t_3 = t_4 = 1.37$ seg.

La velocidad es

$$v = 6 \text{ Km/seg.}$$



De la figura obtenemos:

$$a = 4$$

$$b = 3$$

$$c = 1$$

$$d = 4$$

$$e = 4$$

Además

$$t_1 < t_2 = t_3 = t_4$$

$$t_1 = 9.6 \text{ Km. } t_2 = t_3 = t_4 = 8.24 \text{ Km.}$$

De la ecuación (15)

$$k = 9/t_1 - t_2 = 4/9.6 - 8.24 = 2.91$$

De las ecuaciones (16) y (17)

$$k_1 = (t_1 - t_2)(t_2 - t_2 - ka) + b^2 + c^2$$

$$k_1 = (9.6-8.24)(8.24-8.24-4*2.94) + 3^2 + 1^2 = -6$$

$$k_2 = (t_1 - t_4)(t_4 - t_2 - ka) + d^2 + a^2$$

$$k_2 = (9.6-8.24)(8.24-8.24-4*2.94) + 4^2 + 4^2 = 16$$

De la ecuación (20) el determinante es:

$$D = 4 (b[c-k(t, -t_4)] - d[c-k(t, -t_3)])$$

$$D = 4 (3[4-2.94(9.6-8.24)] - 4[1-2.94(9.6-8.24)])$$

$$D = 48$$

$$E = 2/D (c-k(t, -t_4))k_1 - 2/D(c-k(t, -t_3))k_2$$

$$E = 2/48 (4-2.94*1.31)(-6) - 2/48(1-2.94*1.31)*16$$

$$E = 2 \text{ Km.}$$

$$n = -2/D dk_1 + 2/D bk_2$$

$$n = -2/48*4(-6) + 2/48*3*16 = 3 \text{ Km.}$$

De la ecuación (14)

$$2t_0 = 9.6+8.24-2.94(2.3-4) = 12$$

$$t_0 = 6 \text{ Km.}$$

Como los tiempos están multiplicados por la velocidad α hay que dividir entre $\alpha = 6 \text{ Km/seg}$ por tanto $t_0 = 1 \text{ seg}$

EJERCICIO

Calcular la profundidad focal h.

EJERCICIO

Calcular los parámetros focales para el arreglo del ejemplo, pero los tiempos de arribo son $t_1 = 1.62 \text{ seg.}$, $t_2 = t_3 = t_4 = 1.41$

seg.

3. Métodos para semiespacio con mas de 4 estaciones.

Igual que en el inciso 2 las coordenadas de la estación j serán (x_j, y_j) y el tiempo de llegada es t_j . Las coordenadas del foco son (ξ, η, h) y el tiempo de origen es t_0 . Vamos a suponer que tenemos una función T, teórica o empírica que aproxima el tiempo de viaje entre la fuente y la estación. Dicha función dependerá solamente de la distancia relativa, esto es:

$$t_j - t_0 \approx T(x_j - \xi, y_j - \eta, h) \dots\dots\dots 1$$

donde el símbolo \approx significa 'aproximadamente igual a'. Por ejemplo en el caso homogéneo

$$T(x_j - \xi, y_j - \eta, h) = 1/\alpha \sqrt{(x_j - \xi)^2 + (y_j - \eta)^2 + h^2} \dots\dots\dots 2$$

En casos más complejos, como el de velocidad continuamente variable en un modelo de capas horizontales, la función T puede ser una función dada por un programa de computadora, por curvas dibujadas en papel o por una tabla de valores, los cuales deberán ser interpolados. La función T generalmente de una forma muy débil de la profundidad h por lo que en muchos casos se considera que no hay dependencia.

La ecuación (1) nos indica que hay un error que no permite establecer la igualdad. Sea dicho error definido como:

$$e_j = t_0 + T_j - t_j \dots\dots\dots 3$$

Y el criterio para estimar ξ, η, h y t_0 es el de mínimos cuadrados. Esto es, escogemos los parámetros que minimicen

$$E = \text{SUMA}(j=1, N) (e_j)^2 = \text{SUMA}(j=1, N) (T_j + t_0 - t_j)^2 \dots\dots\dots 4$$

donde N es el número de mediciones que se tienen. El problema no es lineal con respecto a los parámetros focales, pues T_j no es lineal, por lo tanto usaremos el método iterativo de Newton para minimizar E.

Para entender el método vamos a definirlo para un problema unidimensional. Sea éste el de minimizar $I = [f(x)]^2$.



Supóngase que x_n es una aproximación de la solución. El método consiste en aproximar la función por los primeros dos términos de la serie de Taylor desarrollada en x_n . Entonces

$$f(x_n + \Delta x) \approx f(x_n) + f'(x_n)\Delta x + \dots$$

Suponiendo que la aproximación lineal es válida, se minimiza con respecto a Δx , por tanto

$$\begin{aligned} \partial I / \partial \Delta x &= \partial / \partial \Delta x [f(x_n) + f'(x_n)\Delta x]^2 = 0 \\ 2[f(x_n) + f'(x_n)\Delta x] f'(x_n) &= 0 \\ \Delta x &= -f(x_n) / f'(x_n) \end{aligned}$$

Con este valor de Δx , la nueva aproximación deberá ser $x_{n+1} = x_n + \Delta x$ o sea:

$$x_{n+1} = x_n - f(x_n) / f'(x_n) \dots \dots \dots 5$$

La cual es la ecuación que nos permite encontrar una secuencia que converge a la solución.

EJEMPLO

Encontrar el mínimo de la funcional $I = (x^2 - a)^2$.

Para valores positivos de a , la solución es $I = 0$ y $x = \sqrt{a}$.

Se tiene: $f(x) = x^2 - a$; $f'(x) = 2x$

Por tanto usando la ecuación (5)

$$\begin{aligned} x_{n+1} &= x - (x^2 - a) / 2x \\ x_{n+1} &= 1/2 (x + a/x) \end{aligned}$$

Sea $a=2$ y $x_0=1$.

$$\begin{aligned} x_1 &= 1/2 (x_0 + a/x_0) = 1/2 (1 + 2/1) = 1.5 \\ x_2 &= 1/2 (1.5 + 2/1.5) = 1.417 \\ x_3 &= 1/2 (1.417 + 2/1.417) = 1.41421 \end{aligned}$$

En solo tres iteraciones el valor x_3 es la raíz de dos, correcto hasta la 5 decimal. La convergencia es cuadrática, esto es en cada iteración dos nuevas cifras serán correctas.

El método de Newton para funciones de varias variables se basa en la expansión de Taylor para funciones de varias variables. La expansión para el error queda:

$$e_j = t_0 + \Delta t_0 + T_j + \partial T_j / \partial \xi (\Delta \xi) + \partial T_j / \partial \eta (\Delta \eta) + \partial T_j / \partial h (\Delta h) + \dots 6$$

donde $T_j = T(x_j - \xi, y_j - \eta, h)$ y $\Delta t_0, \Delta \xi, \Delta \eta$ y Δh son los incrementos que nos darán una mejor aproximación a partir de la aproximación anterior.

Se observa que el problema ha sido linealizado con respecto a los variables $\Delta t_0, \Delta \xi, \Delta \eta, \Delta h$.

Se define

$$c_j = -t_0 - T_j + t_j \dots \dots \dots 7$$

de modo que la ecuación (6) queda

$$e_j = \Delta t_0 + \partial T_j / \partial \xi (\Delta \xi) + \partial T_j / \partial \eta (\Delta \eta) + \partial T_j / \partial h (\Delta h) - c_j$$

En forma matricial podemos escribir

$$\begin{bmatrix} e_1 \\ e_2 \\ e_3 \\ \vdots \\ e_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & \partial T_1 / \partial \xi & \partial T_1 / \partial \eta & \partial T_1 / \partial h \\ 1 & \partial T_2 / \partial \xi & \partial T_2 / \partial \eta & \partial T_2 / \partial h \\ 1 & \partial T_3 / \partial \xi & \partial T_3 / \partial \eta & \partial T_3 / \partial h \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & \partial T_n / \partial \xi & \partial T_n / \partial \eta & \partial T_n / \partial h \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta t_0 \\ \Delta \xi \\ \Delta \eta \\ \Delta h \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} c_1 \\ c_2 \\ c_3 \\ \vdots \\ c_n \end{bmatrix}$$

En notación matricial

$$e = A \Delta u - c \dots \dots \dots 8$$

donde A es la matriz de derivadas parciales y Δu es el vector de incógnitas $(\Delta t_0, \Delta \xi, \Delta \eta, \Delta h)$.

La solución al problema de mínimos cuadrados dado por la ecuación (8) es:

$$\Delta u = (A^T A)^{-1} A^T e \dots \dots \dots 9$$

el superíndice T denota transposición.

En esencia el método consiste de los siguientes pasos:

1. Escoger una aproximación inicial del vector de parámetros definido como

$$y_0 = \begin{bmatrix} x_0 \\ y_0 \\ z_0 \\ h_0 \end{bmatrix} \quad y \leftarrow y_0$$

Usualmente se empieza suponiendo que el foco está en la estación más cercana y que t_0 es el tiempo de llegada a dicha estación.

2. Se calcula la matriz A (note que A depende de la solución aproximada) y se calcula el vector z .

3. Por medio de la ecuación (9) se calcula el vector de corrección w .

4. Si la norma de w ($\|w\| = \sum w_i^2$) es menor que cierta tolerancia el problema está resuelto y se usa $y \leftarrow y + w$ y se termina el algoritmo. (RETURN)

5. La norma de w es muy grande, por tanto se usa $y \leftarrow y + w$ y se regresa al paso (2). (GO TO 2)

Los cinco pasos anteriores representan la esencia de casi todos los métodos para la localización de parámetros focales, pero casi todos usan variantes pues los problemas numéricos llegan a ser muy importantes, especialmente cuando no hay una distribución azimutal uniforme de estaciones, o cuando todas las estaciones son lejanas. El programa MICRO, desarrollado por Ray Bulland de U.C.E.D., es probablemente el mejor que hay con respecto al tratamiento numérico de la minimización. Es bien sabido que la matriz $A^T A$ es muy mal condicionada y por tanto su inversión es numéricamente inestable en una gran mayoría de los casos difíciles mencionados anteriormente. Es preferible resolver el problema por el método de Colub, que no forma el producto $A^T A$ y el cual es numéricamente muy estable. Otro detalle introducido en MICRO usa un método adaptivo para darle mayor o menor peso a los renglones de la matriz A . Las estaciones con altos residuales cuentan menos que las otras. Otro programa muy usado para localización es el HIPO71 desarrollado por el Servicio Geológico de los E.U. 'USGS'. Es un programa muy general, pero no está tan cerca al 'Estado del Arte' como el programa de Bulland.

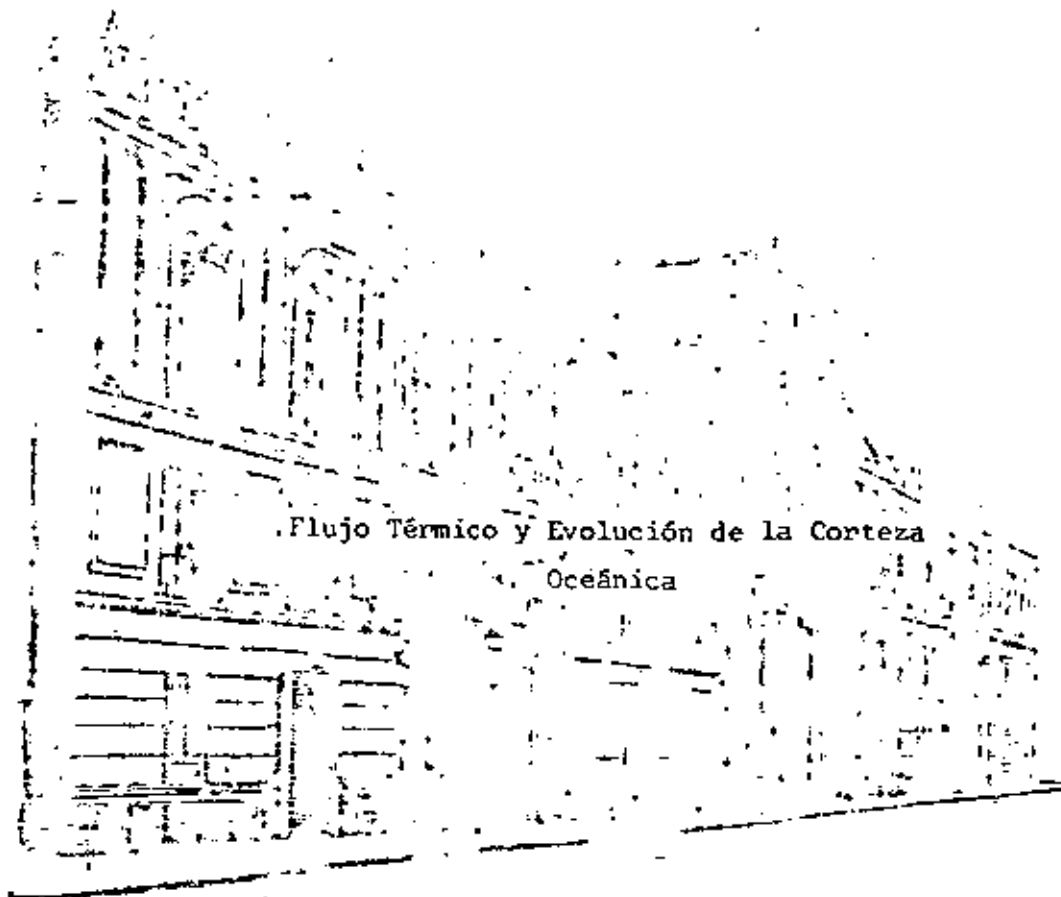
El artículo de Bulland (1976) explica con gran detalle la estructura algorítmica del programa MICRO, así como da una de las mejores bibliografías que hay al respecto.

Hay un método nuevo debido a Lomnitz (1977) que promete ser mucho más rápido y probablemente más estable. Dicho método minimiza los errores en las distancias en vez de los errores en el tiempo, lográndose que el problema sea lineal y por lo tanto no hay necesidad de hacer iteraciones, al menos cuando se está cerca de la solución.



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

METODOS SISMICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA



Julio

1981



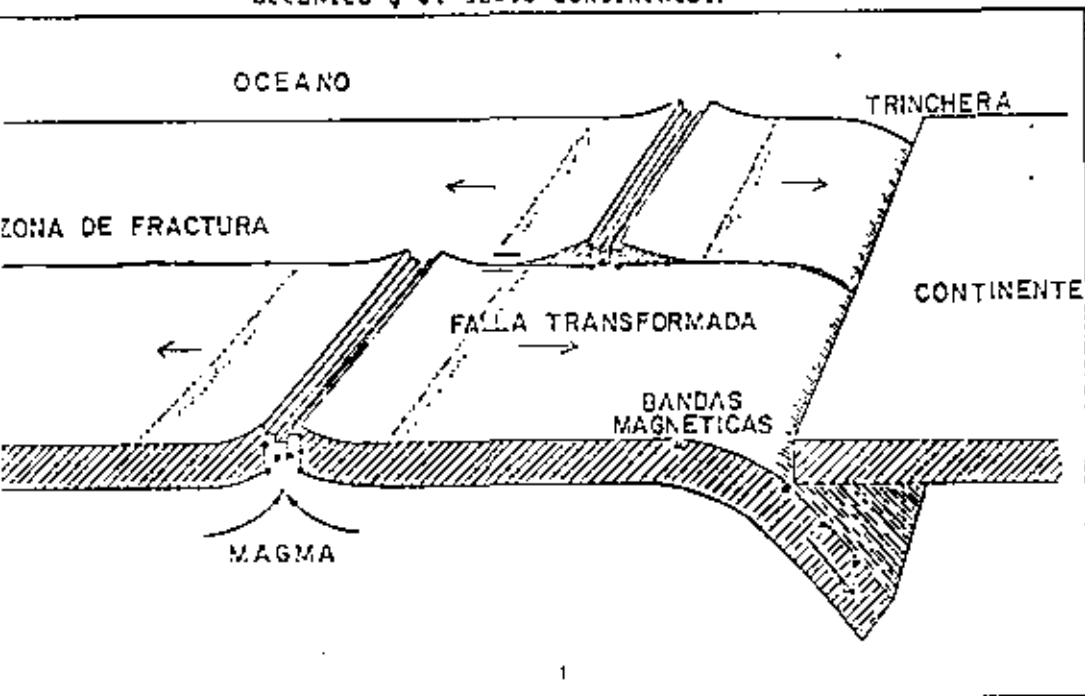
FLUJO TERMICO Y EVOLUCION DE LA CORTEZA OCEANICA

INTRODUCCION

Litosfera Oceánica

La década de los 60 ha contemplado el nacimiento de una nueva teoría acerca del movimiento del fondo oceánico. La teoría está fundamentada en una amplia variedad de hipótesis y observaciones que incluyen los siguientes tópicos:

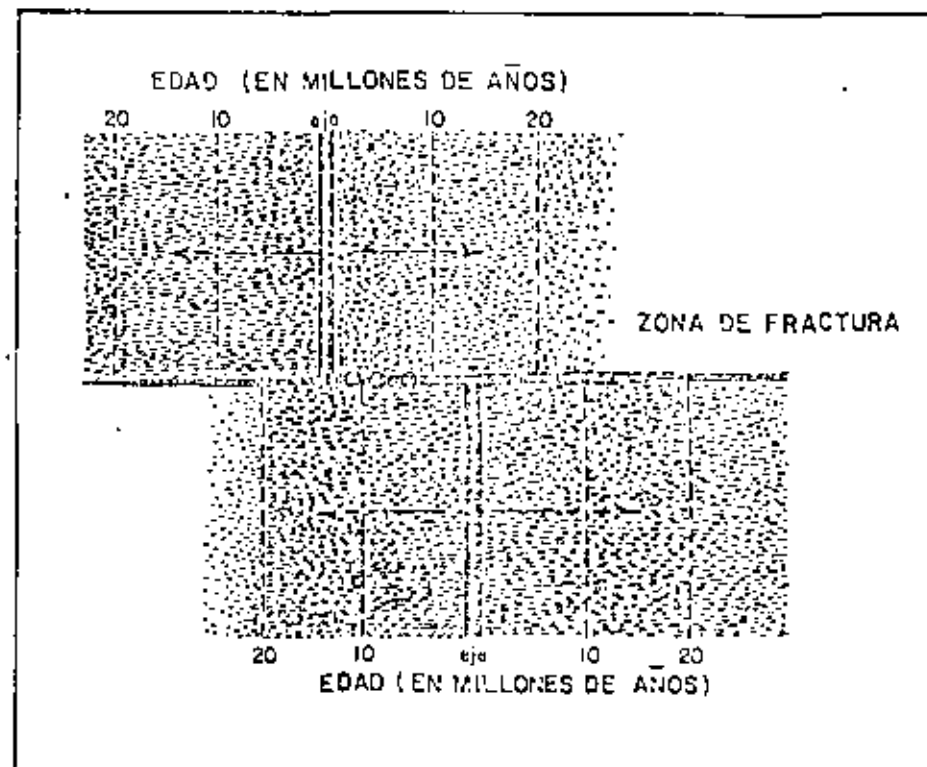
- Topografía del suelo oceánico
- Distribución de sedimentos
- * Ocurrencia de terremotos y presencia de fallas
- * Estructura del interior de la tierra
- * Inversiones del campo geomagnético
- * Flujo de calor
- * Convección en el manto
- * Evidencia fósil (Paleontología) de la deriva de los continentes.
- * Diferencia de edades entre el suelo oceánico y el suelo continental.



1

Alrededor de 1962, H. Hess, de Princeton, para explicar la asombrosa poca edad del suelo oceánico respecto al continente, propuso que el suelo oceánico podría estar en movimiento convectivo que forzaba al material del interior a emerger en los riscos oceánicos, desparramarse hacia afuera del risco y desaparecer en las trincheras. El problema era que varios océanos no tienen trincheras, como en el caso del Pacífico, en donde la hipótesis funcionó bien.

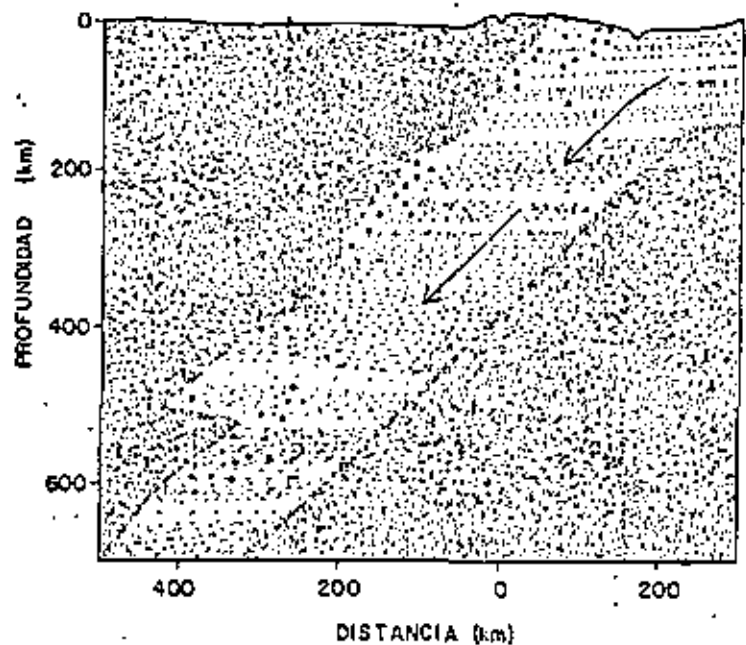
También en 1960, Mason, Raff y Vaquier descubrieron un patrón regular de bandas en la intensidad del campo magnético (frente a California) orientadas de norte a sur y corriendo en una dirección aproximadamente perpendicular al risco.



2

En 1963, F. J. Vine y D. H. Matthews, de Cambridge usando la reciente confirmación de las inversiones del campo magnético, sugirieron que si el material surgía de los rascos y se alejaba, al enfriarse se magnetizaría en la dirección del campo magnético entonces presente, exhibiendo polaridades alternadas.

Para 1965, había una cantidad suficiente de datos y programas para el análisis. El resultado de este análisis fue la llamada "Tectónica de Placas". Las contrapartes dinámicas de los centros de esparramiento necesitó de muchas observaciones. Estas regiones se denominaron "Trincheras" o Zonas de Subducción, y están caracterizadas por terremotos a profundidad.



De gran importancia en la elaboración de estas ideas fue el concepto de falla transformada, junto con sus implicaciones, debido a J. T. Wilson, de Toronto.

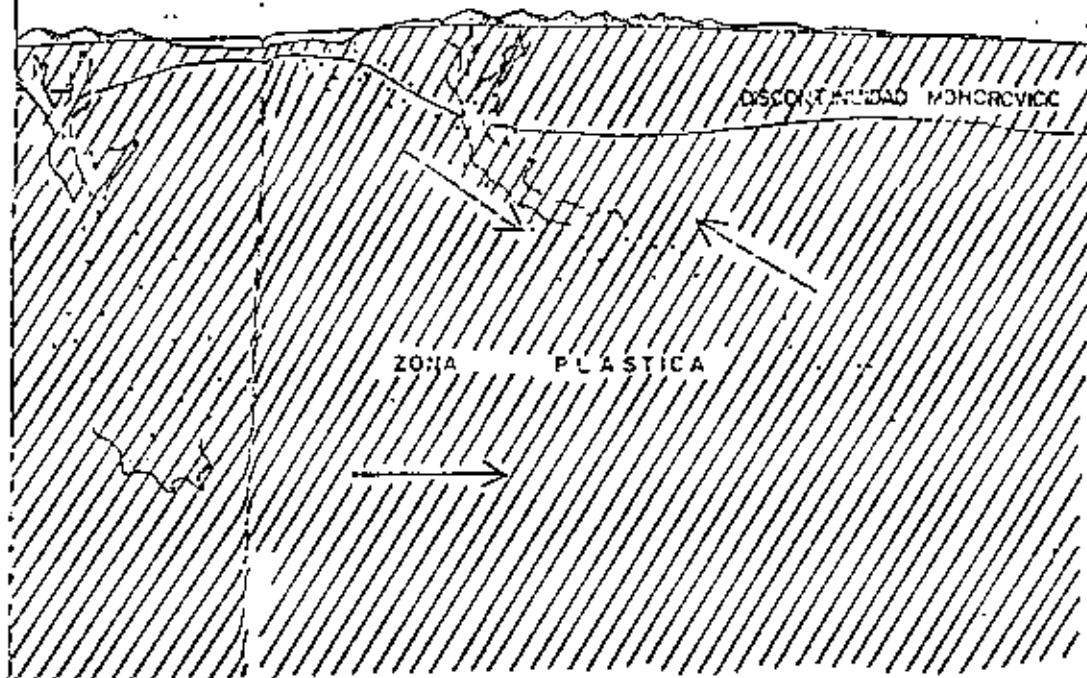
I. - ZONIFICACION ELASTICA.

En 1926, B. Gutenberg (Caltech) sugirió que las ondas sísmicas atraviesan una región donde su velocidad es menor y sufren fuerte atenuación (zona de baja velocidad). Considerando focos a diferentes profundidades, pudo establecer criterios para estimar el espesor de la zona, observando las amplitudes atenuadas dentro de la "Zona de Sombra".

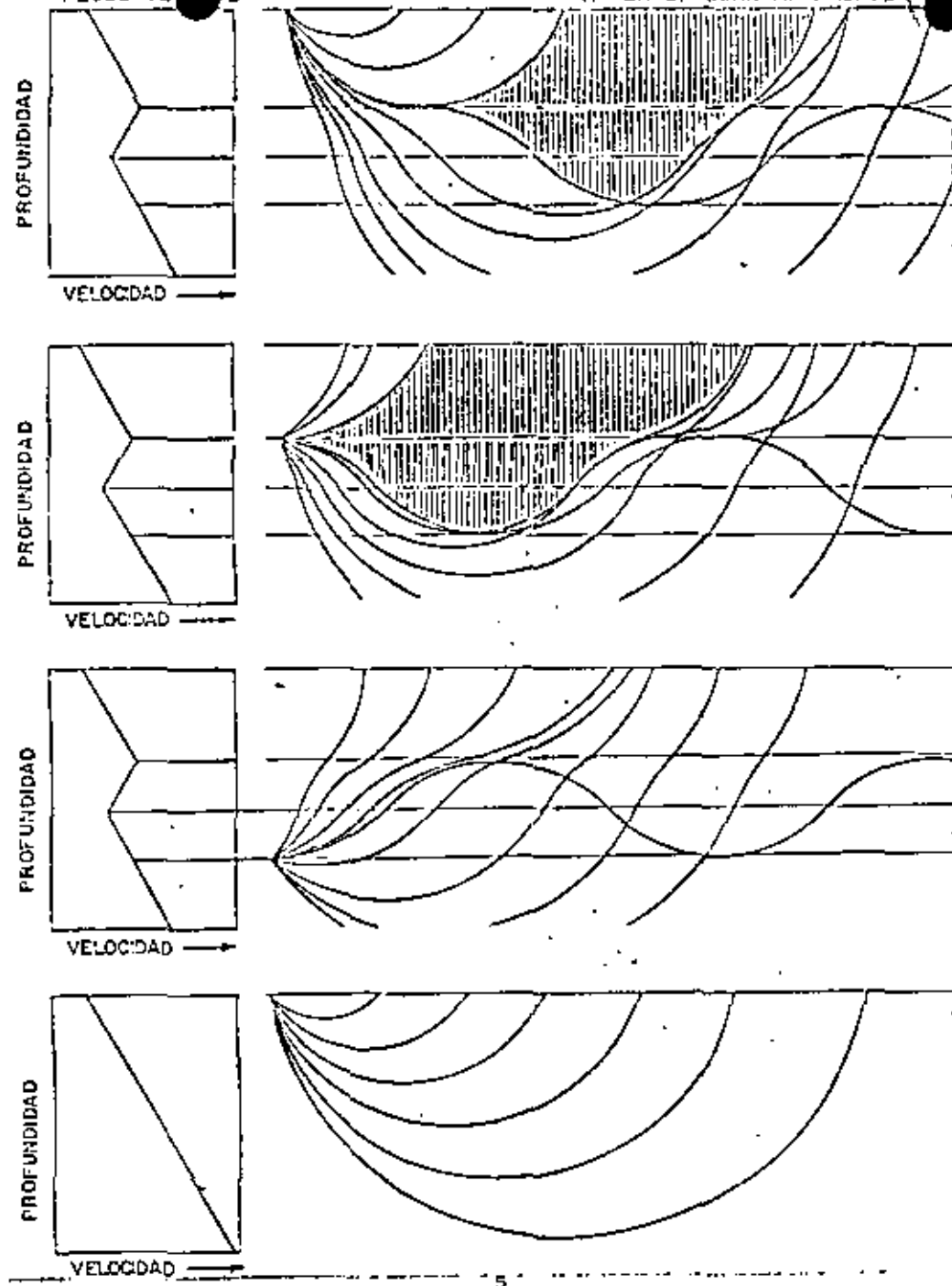
Gutenberg concluyó que la zona plástica estaba centrada en aproximadamente 150 km. de profundidad. Estudios posteriores indicaron que alcanzaba entre 80 y 250 km. En esta zona, la temperatura de la roca se aproxima al punto de fusión. Actualmente se acepta la siguiente zonificación:

Litosfera 100 km.
Astenosfera 100 km. - 250
etc.

La importancia de la astenosfera reside en el hecho de que provee el material donde nadan las placas, que están constituidas por la litosfera, y en que fundamenta las principales hipótesis sobre el vulcanismo.



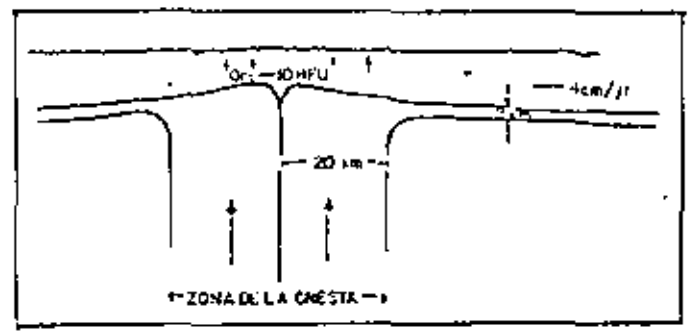




II.- CREACION Y EVOLUCION DE LA LITOSFERA OCEANICA.

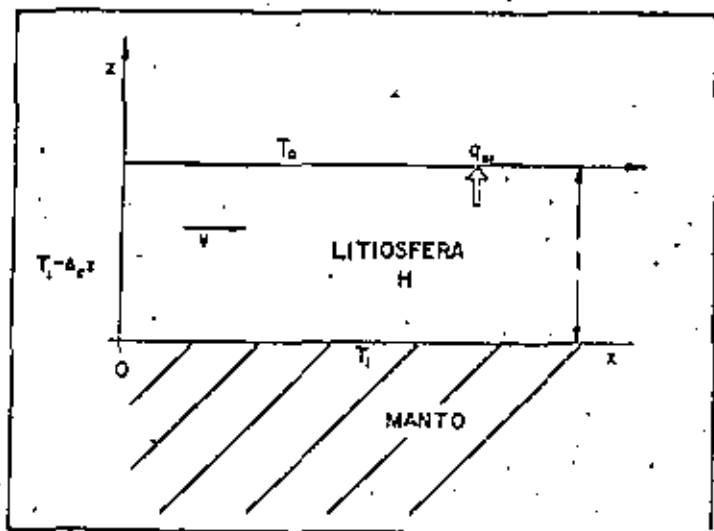
La creación de la litosfera oceánica se debe al levantamiento de masa de material de la astenosfera a lo largo de los riscos midoceánicos. Este material empuja al material anterior y lo obliga a desplazarse lateralmente.

Puesto que la astenosfera tiene una temperatura cercana al punto de fusión de la roca, el material que emerge está muy caliente. Al entrar en contacto con el agua se comienza a enfriar relativamente rápido mientras se aleja del risco, hasta que eventualmente su temperatura cae abajo del punto de Curie, y sus dipolos magnéticos se orientan (la energía térmica es suficientemente pequeña) con el campo terrestre.



El flujo de calor promedio en océanos y continentes es aproximadamente de 1.5 HFU. En los riscos midoceánicos, esta cantidad es ~ 10 HFU en la zona central. La zona crestal es de aproximadamente 40 km de ancho. En esta zona el flujo de calor es más alto, y desciende con la distancia al risco. Un modelo de la litosfera oceánica en el proceso de creación tendría que explicar este comportamiento, igual que la topografía del suelo oceánico, la estructura térmica de las placas oceánicas, la gravedad observada sobre las placas (sobre la zona crestal la anomalía gravimétrica se encuentra que es negativa), la zonificación química y otros parámetros.





El modelo más simple ha sido dado por McKenzie (1967). En este modelo, la placa está representada por una barra de espesor cuyo material se mueve con velocidad v . Las condiciones de frontera son:

$$T = T_s \text{ en } z = 0, \quad T = 0 \text{ en } z = L \quad \dots \dots \dots 1$$

y la ecuación a resolver es la ecuación de difusión:

$$\rho C_p (\partial T / \partial t + v \cdot \nabla T) = \text{div}(k \nabla T) + H \quad \dots \dots \dots 2$$

donde ρ es la densidad del material, C_p el calor específico a presión constante, T la temperatura, K la conductividad térmica y H las fuentes radiactivas contenidas en la placa. Puede escribirse:

$$\rho C_p v \partial T / \partial x = K (\partial^2 T / \partial x^2 + \partial^2 T / \partial z^2) \quad \dots \dots \dots 3$$

si se supone que $\partial T / \partial t = 0$ (estado estacionario) y $H = 0$ (no calor radiogénico). Esta ecuación tiene la siguiente solución:

$$T' = 1 - z' \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2(-1)^{n+1}}{n\pi} \exp\left[\left(\frac{Pe}{2} - \left(\frac{Pe}{4} + n^2 \pi^2\right)^{1/2}\right) x'\right] \text{Jsen}(n\pi z') \quad \dots \dots \dots 4$$

donde $T' = T/T_s$, $X' = x/L$ y $Z' = z/L$, y
 $Pe = \rho C_p v L / K$

es el número de Peclet, y da una medida de la magnitud relativa de transferencia de calor por convección a transferencia de calor por conducción. Si H no es despreciado, la solución ha sido dada por Sclater & Francheteau (1970)

$$T' = (1 - z') (1 + Bz') + \sum_{n=1}^{\infty} A_n \exp\left[\left(\frac{Pe}{2} - \left(\frac{Pe}{4} + n^2 \pi^2\right)^{1/2}\right) x'\right] \text{Jsen}(n\pi z') \quad \dots \dots 5$$

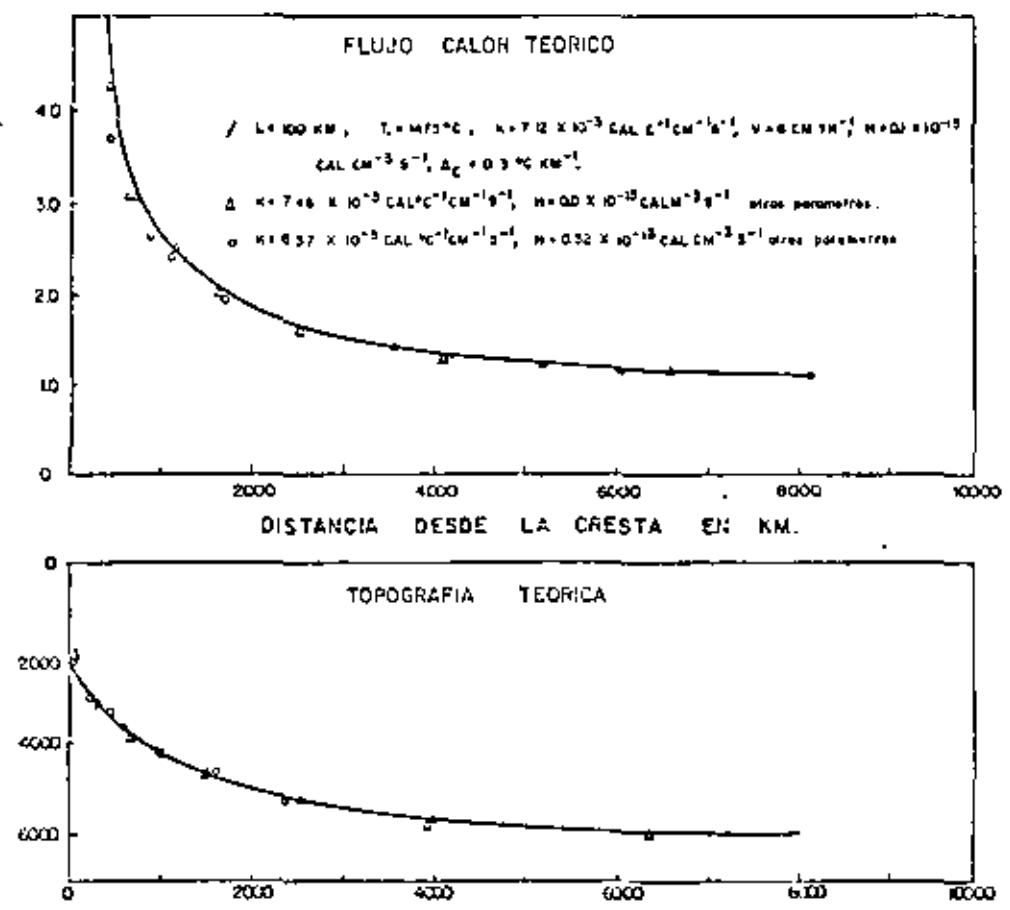
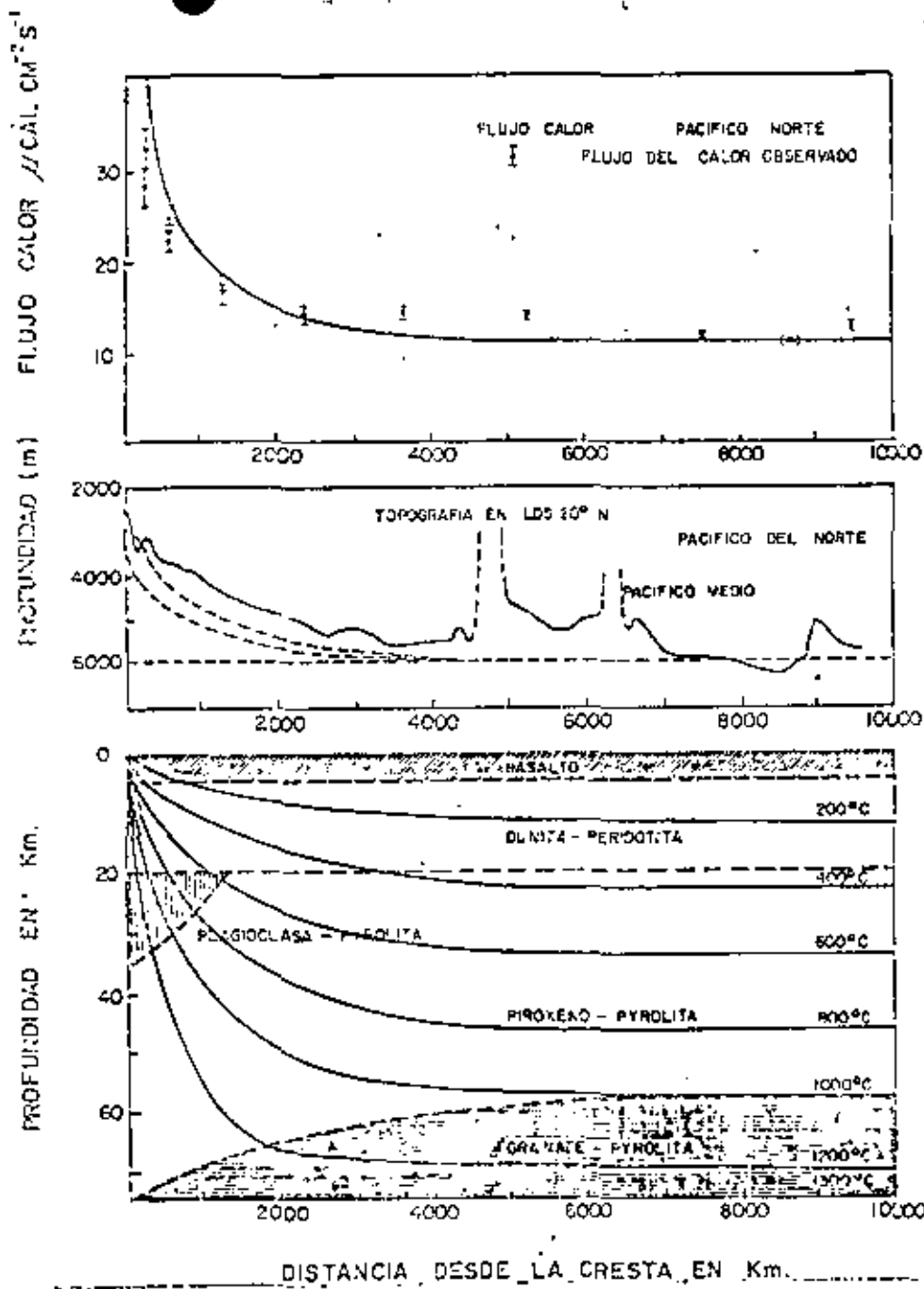
donde
 $B = HL/2Kt$, $A_n = 2(-1)^{n+1}/n\pi \left(1 - \frac{L_0}{T_s} - 4B/n^2\pi^2(1 - (-1)^n)\right) \dots \dots 6$

y Δ es un gradiente adiabático de temperatura supuesto válido. El flujo de calor se calcula entonces:

$$q = -K(\partial T / \partial z)_{z=L} = K T_s / L [1 + B + \gamma A_n \exp(-T_s^2 / Pe L)] \dots \dots \dots 7$$

Sclater y Francheteau han repetido los cálculos incluyendo un cambio de fase en un modelo isostático (Fig. (a)), que les permite determinar la elevación de la litosfera debido a expansión térmica.

Las figuras 10 (a) muestran una comprobación entre el flujo de calor teórico y el observado para el Pacífico Norte para una litosfera con $L = 75$ Km. La fig. 10 (b) es una comprobación entre la topografía teórica y la medida, y la 10 (c) muestra el modelo con la ionificación química. La placa se supone moviéndose a razón de 5 cm/año. Las curvas que convergen al origen son las isotermas.



Mediciones de Flujo Térmico

El flujo de calor se obtiene a través de la ecuación

$$q = -K \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=z_0} \dots \dots \dots B$$

con K = conductividad térmica. En general $K = K(T)$. Dos métodos han sido ampliamente usados, y los técnicos de medición han sido revisados ampliamente por Langseth (1965).



La conductividad térmica se mide por un método transiente, usando una aguja fina en muestras de sedimentos. La conductividad observada de los sedimentos oceánicos no varía mucho, con una media de $1.98 \text{ kcal/cm seg}^\circ\text{C}$ y $SD = 0.22$. La confiabilidad de los datos requiere correcciones por topografía, cambios climáticos en el pasado, sedimentación, variaciones locales en la radioactividad, variaciones de K e intrusiones recientes posibles.

El flujo de calor en los riscos oceánicos dio al principio fuerte apoyo a la idea de convección en el manto, pero conforme mas mediciones fueron tomadas, algunas dificultades se presentaron. Entre las más importantes están:

1.- Los perfiles a través de riscos mostraban un comportamiento muy disperso cerca de las crestas, aún en la topografía relativamente lisa de la cresta del Pacífico del Este.

2.- No todos los flujos altos de calor están asociados a riscos, y en algunas regiones de flujo de calor anómalo la transición a una región con diferente régimen es bastante abrupta.

Estas dificultades han llevado a hipótesis muy complejas respecto a la distribución de corrientes de convección en tiempo y espacio, la banda relativamente estrecha y variable de alto flujo de calor en la mayor parte de los riscos se ha intentado interpretar como producida por convección somera, quizá con intrusiones magnéticas cerca de la superficie. Otra interpretación, por Langseth (1967) es que el estado convectivo en algunos riscos se ha rejuvenecido recientemente, después de un largo período de inactividad.

Los modelos mas recientes incluyen efectos de calor latente debidos a las relaciones de fusión entre basalto y peridotita, o el calor debido al movimiento vertical diferencial de las fases líquida y sólida (hacia arriba y hacia abajo) cuando ha tenido lugar una fusión parcial por la caída de presión. Los resultados no difieren mucho de los obtenidos con modelos más simples.

Cortaza Oceánica

¿Cuál es el proceso de evolución de la cortaza oceánica?

¿Cómo se comporta la cortaza en la frontera de placas?

Cualesquiera que sean estos procesos, su estudio se debe hacer a través de sus manifestaciones superficiales y de muestras colectadas a profundidad.

Estudios geoquímicos y petrologicos de estas muestras proveen datos sobre su composición y estado, y estudios de refracción sísmica ayudan en la interpretación de la estructura elástica.

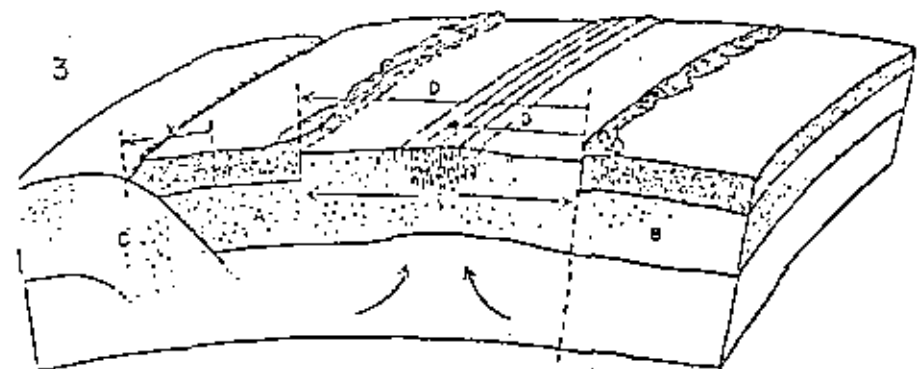
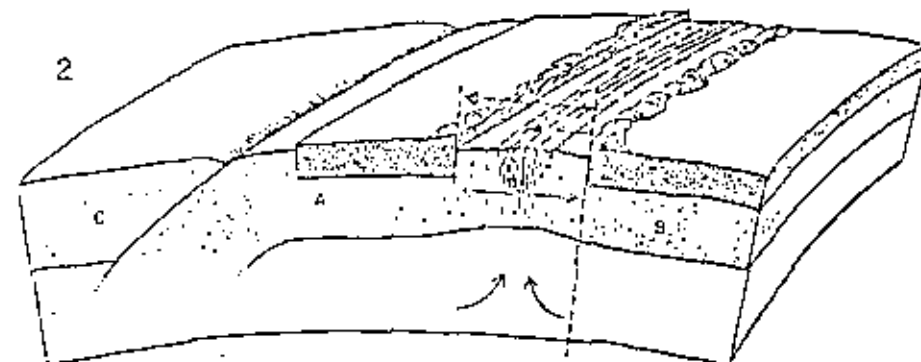
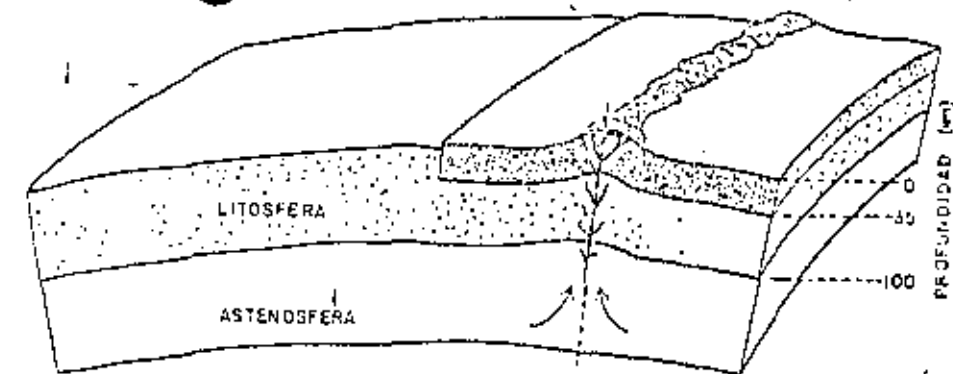
Dos tipos de lugares se consideran importantes cuando se analizan muestras:

1) Riscos en dispersión lenta, de topografía abrupta, y $< 3 \text{ cm/año}$, generalmente caracterizadas por cordilleras de montañas corriendo a ambos lados (Fig. 10).

2) Riscos en formación rápida y $> 3 \text{ cm/año}$, donde la información sobre la naturaleza de la cortaza es más limitada. Muestras de la región (1) son comparadas con la región (2) y esta información es correlacionada a través de la información sísmológica de (1) y (2). En el valle las anomalías magnéticas están confinadas en una región estrecha, mientras que la actividad sísmica parece estar confinada a la frontera de placas.

La estructura obtenida después de muchos experimentos de refracción sísmica en los océanos consiste de una capa sedimentaria bajo la cual hay una cortaza ígnea compuesta de dos capas, la segunda o "basamento" o capa transicional y la tercera o "capa oceánica". El basamento tiene una velocidad promedio de $5.07 \text{ km/seg} \pm 0.63$ (onda de cuerpo) y un espesor promedio de 1.71 ± 0.75 .

La capa oceánica tiene velocidad $6.69 \text{ km/seg} \pm 0.26$ pero su espesor es variable: 4.86 ± 1.42 . Bajo la capa oceánica, la velocidad de la discontinuidad de Mohorovicic (abajo del risco) es de $8.15 \pm 0.33 \text{ km/seg}$. El espesor de la cortaza es 6.5 km .



13

Las características fundamentales de las tres capas son las siguientes:

Sobre el risco, los sedimentos pelágicos y orgánicos predominan y están sujetos a metamorfismo de contacto y a procesos hidrotermales. Al alejarse del centro de dispersión el suelo oceánico es más profundo y puede alcanzar el nivel de compensación de carbonato, donde los residuos más calcáreos se disuelven, y los sedimentos son del tipo "lechos rojos". En las cuencas, el sedimento es terrígeno y los fenómenos de transporte de sedimento controlan la morfología de las cuencas. El basamento parece tener un espesor de 1-2 km, independientemente de la rapidez de espesamiento, pero hay dudas sobre el hecho de que este espesor o la velocidad de onda sísmica puedan aumentar al disminuir la rapidez de espesamiento. La velocidad sísmica puede ser variable. La parte superior de esta capa, consistente de flujos basálticos contiene las fuertes anomalías magnéticas responsables de las lineaciones observadas por Vine y Matthews.

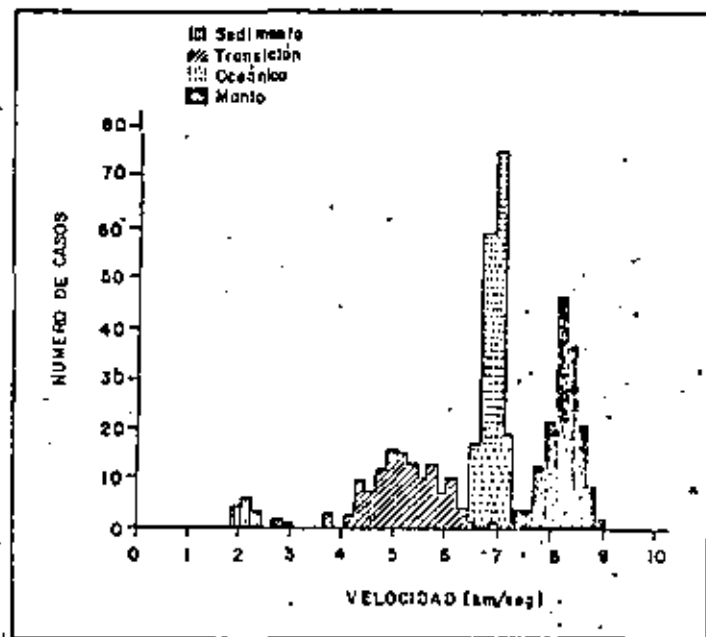
La capa oceánica en cambio, si muestra un engrosamiento progresivo con la edad, de un valor 3.5 km hasta 5 km a más, mientras la velocidad sísmica en su parte alta no cambia significativamente (6.7 ± 0.24 km/seg). Su parte baja parece consistir de material con mayor velocidad sísmica (7.3 km/seg), al menos en las cuencas.

El hecho de que la capa oceánica se engrosa fuera de la frontera de acreción es una prueba definitiva de que el Moho migra hacia abajo en regiones donde su velocidad sísmica es normal. El cambio progresivo de material del manto a material de corteza, toma lugar en condiciones de baja temperatura, atectónicas.

El material que forma la corteza oceánica es creado en una zona estrecha (10 km) alrededor de la frontera de placas. Esto se demuestra por el hecho de que la corteza adquiere un espesor ya de 4 km, muy cerca del eje del risco. Las anomalías magnéticas están contenidas en la capa de la capa basáltica, de aproximadamente 200-400 m. Esta capa magnética es creada en la zona estrecha de intrusión y los disturbios tectónicos o magnéticos fuera del eje no la afectan.

El histograma de la Fig. (11) muestra la buena definición de las velocidades en la parte más alta de la corteza oceánica y en el Moho, y una definición pobre del basamento.





Las observaciones en refracción sísmica son fundamentalmente los primeros tiempos de arribo en los sismogramas. Sin embargo, debido a la presencia de sedimentos muy gruesos, algunas veces no se detectan arribos del basamento. Los modelos de corteza oceánica son finalmente interpretados en términos de capas planas homogéneas. Estos modelos, sin embargo, no son útiles en regiones de topografías abruptas. En algunas regiones, en cambio es posible hacer interpretaciones en términos de segundos arribos.

Esta región se caracteriza también por alta actividad sísmica intermitente en forma de "enjambres" localizadas en las crestas del risco. Los terremotos de estos enjambres no parecen tener un evento principal. Sykes (1970) ha sugerido que pueden estar asociadas a procesos magmáticos o hidrotermales.

Sobre la frontera de la placa en proceso de acreción, se sabe muy poco de actividad microsísmica, o del estado de

esfuerzos. Los estados de esfuerzos reportados de Islandia y Perú indican que los esfuerzos son compresiones, pero no es posible aún decir si esto implica que las placas están bajo compresión hacia afuera de los márgenes en acreción, o centros de dispersión.

Finalmente, esto nos conecta con el problema más escabroso de la tectónica de placas: el mecanismo que le da origen. Si el movimiento de las placas se debe a convección en el manto, ¿qué es lo que genera esta convección, y en qué condiciones?

$$\mu = (\frac{1}{2}\alpha^2/\beta^2 - 1)/(\alpha^2/\beta^2 - 1) \dots \dots \dots (1)$$

$$E = \gamma\alpha^2(1 + \mu)(1 - 2\mu)/144g(1 - \mu) \dots \dots \dots (2)$$

$$E = \gamma\beta^2(1 + \mu)/72g \dots \dots \dots (3)$$

Here α , β , γ , and g are in ft-lb-sec. units and E is in lb/sq. in. Poisson's ratio is seen to depend only on the ratio of the velocities; this dependence is shown graphically in Fig. 1. The expressions for E , on the other hand, involve in each case a function of μ and the magnitude of the appropriate velocity squared. These functions of μ are plotted in Fig. 2. The increasing downward slope of the lower curve in this figure, with increasing μ , shows that an error in the value of μ adopted in equation (2) is more serious the greater the true value of μ . For example, to take values which are mentioned again later, if $\mu = 0.27$ were assumed when, in fact, $\mu = 0.41$, the estimate of E would be 85% too large—an error which might conceivably have serious consequences. But Fig. 1 shows that when the ratio of the velocities is used the accuracy with which large values of μ are determined is better than that for small values. This approach is thus especially useful for rocks with inferior elastic properties. (The upper curve of Fig. 2 shows that an error in the assumed value of μ would be relatively unimportant if E were being calculated from a measured shear velocity.)

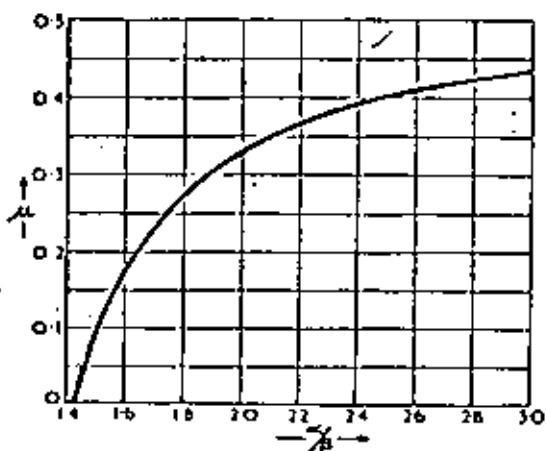


Fig. 1. Theoretical variation of Poisson's ratio with the ratio of seismic velocities

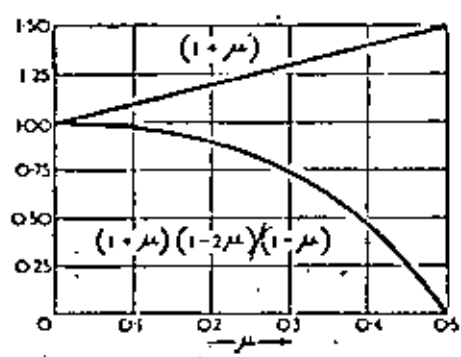


Fig. 2. Variations of $(1 + \mu)(1 - 2\mu)/(1 - \mu)$ and $(1 + \mu)$, to show the effect of errors in μ on calculated values of E (see equations (2) and (3)).

For the more compact rocks μ commonly lies between 0.10 and 0.30, and the functions of μ in equations (2) and (3) may, to a fair approximation, be each taken as constant. Moreover, seismic velocity tends to increase with density, and since the range of variation of α^2 (or β^2) is much greater than that of γ one may expect the Young's modulus to be defined at least approximately by the velocity. Few actual measurements of α and E for the same rock seem to have been made. The data taken by Brown and Robertshaw (1953) from Reich (1930) are not of the required kind. Reich compiled a table of E and α for a large number of rocks, but his values of α were calculated from formulae such as those given above; in some cases he even calculated E , the original measurements having been concerned with some other elastic constant. For these calculations, Reich assumed $\mu = 0.27$. Nevertheless, it appears on theoretical grounds that the method of estimating E from α may be applicable at many sites, and it is surprising that more effort has not been made to obtain an independent check of values estimated in this way.

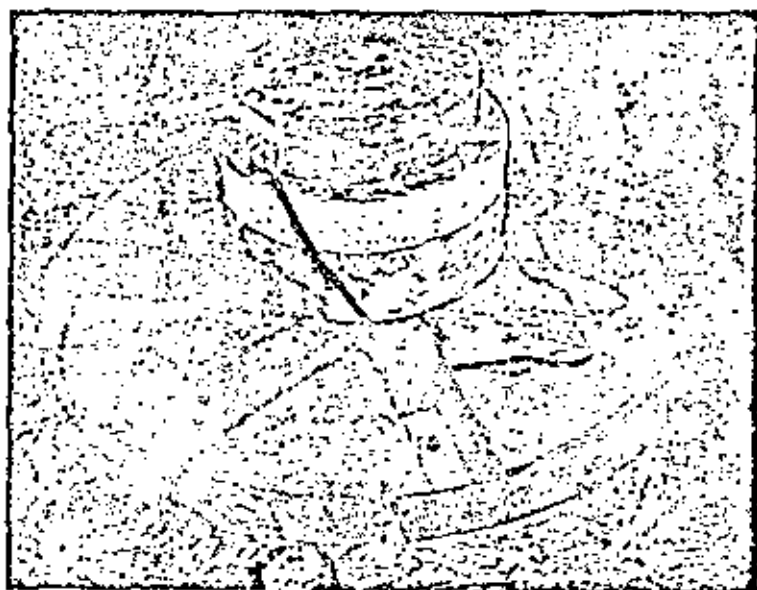


Fig. 3. Vibrator used as source of compressional and shear waves; the base is 4 ft in diameter



Fig. 4. Excavated abutment in ignimbrite at Whakamara, New Zealand

For less compact rocks, however, the compressional velocity is quite inadequate as a guide to Young's modulus, for when Poisson's ratio is large, as has already been mentioned, an underestimate of its value may result in a serious overestimate of Young's modulus. The compressional velocity in water itself is about 5,000 ft/sec., and it is perhaps unwise to apply the method to rocks having velocities below 10,000 ft/sec.. Here again, observations of shear waves would be of superior value since this type of wave does not travel in water at all. But to obtain a reliable estimate of Young's modulus for such rocks it seems essential to determine Poisson's ratio rather than to assume it.

MEASUREMENT OF THE SEISMIC VELOCITIES

Compressional waves are the type used in seismic prospecting. They are usually generated by exploding a buried charge of dynamite, though enough energy for observations over short distances may be obtained from sledge-hammer blows or from a falling weight. These latter sources also generate shear waves, but not usually in a form suitable for the measurement of velocity. The compressional waves arrive first and are thus easily identified and timed. Shear waves travel more slowly, and unless their amplitude is relatively large they are apt to be confused with compressional waves which take longer paths. Further, impact sources usually produce a prolonged vibration, so that a succession of arriving waves tend to merge with one another instead of remaining distinct. Thus, the opportunity to measure shear velocities in the field does not often arise.

Shear waves have, however, been generated in a satisfactory form during recent experiments with a mechanical source. This source, which was designed to assist fundamental studies of seismic propagation, operates on a principle similar to that of the loudspeaker. Driving current is obtained from accumulators and flows through a system of rotary and relay switches, which can be so adjusted that the resulting seismic impulse is of the desired frequency and duration (Evison, 1953). Motion is imparted to the rock over a circular area 4 ft in diameter, either by anchoring the vibrator with bolts of the expanding-shell type or by seating it on a layer of mud. The latter method is illustrated in Fig. 3.

Both types of wave may be observed with the same detecting instrument. Waves sufficiently brief for the present purpose have their dominant frequency about ten times higher than is usual in seismic prospecting. For this reason a crystal detector was preferred to the standard moving-coil geophone. A practical advantage of using high frequencies is the possibility of excluding unwanted vibrations produced by pumps, drills, and the usual constructional activities. Such noises are predominantly of low frequency and were eliminated by means of high-pass electrical filters. After amplification the signals were recorded by a standard seismic camera, the records from which may be read, with the help of a travelling microscope, to an accuracy of one ten-thousandth of a second.

The measurement of seismic velocities is most readily carried out upon waves travelling directly from source to detector. In an ideal medium the compressional wave causes movement of the ground solely in the direction of travel, and the shear wave in directions perpendicular to this. In actual ground this distinction seldom holds good, and identification of the waves is in practice based on observed relations between travel-time and distance. There is little risk of confusion, however, since compressional and shear waves are the only types that can travel through a body of rock, and their velocities are always in the ratio of roughly 2 to 1. If observations are made on an outcrop allowance must be made for the occurrence of special surface waves. In principle the method is also applicable to buried strata by the use of refracted waves.

MEASUREMENTS IN IGNIUMITE AND CONCRETE

Experiments to determine Poisson's ratio and Young's modulus from the two seismic velocities have been carried out on a dam site at Whakamaru, on the Waikato River, New

Zealand. The Waikato, which is being developed as a major source of power, flows through a region of volcanic deposits. At Whakamaru, as at other dam sites, the foundation rock is a welded tuff known as ignimbrite which, when tested in the laboratory by the standard compression method, yields small and variable values of the secant modulus and exhibits a large hysteresis effect.

Convenient access to the interior of the rock at Whakamaru was given by inspection tunnels in the right abutment, which is shown in Fig. 4. The vibrator was installed at a point about 120 ft from the abutment face, and the detector was plugged into a series of holes in the floor of another tunnel running at right angles to the first. With this arrangement the waves traversed a fairly undisturbed portion of rock. Twelve observations were made at distances varying from 16-62 ft; a record obtained at 35.2 ft is reproduced in Fig. 5. The measured velocities, the density, and the calculated elastic constants were as follows:

Ignimbrite $\nu/\beta = 2.4$

$$\alpha = 6,500 \text{ ft/sec. } \left(1781 \frac{\text{m}}{\text{sec.}} \right) \quad \beta = 2,500 \text{ ft/sec. } \left(762 \frac{\text{m}}{\text{sec.}} \right) \quad \gamma = 122 \text{ lb/cu. ft. } \left(1.96 \frac{\text{ton}}{\text{m}^3} \right)$$

Hence:

$$\mu = 0.41 \quad E = 460,000 \text{ lb/sq. in. } \left(32270 \frac{\text{kg}}{\text{cm}^2} \right)$$

The method has also been applied to concrete. Observations at distances up to 170 ft were made in an inspection gallery in a completed section of the Whakamaru dam. The vibrator was used as a source of shear waves, and compressional waves were obtained from sledge-hammer blows. The results were as follows:

Concrete $\nu/\beta = 1.65$

$$\alpha = 11,700 \text{ ft/sec. } \left(3564 \frac{\text{m}}{\text{sec.}} \right) \quad \beta = 7,100 \text{ ft/sec. } \left(2164 \frac{\text{m}}{\text{sec.}} \right) \quad \gamma = 137 \text{ lb/cu. ft. } \left(2.2 \frac{\text{ton}}{\text{m}^3} \right)$$

Hence:

$$\mu = 0.21 \quad E = 3,600,000 \text{ lb/sq. in. } \left(253322 \frac{\text{kg}}{\text{cm}^2} \right)$$

If Reich's (1930) assumption $\mu = 0.27$ had been adopted in these cases, instead of measuring the shear velocity, the greatly exaggerated value $E = 860,000 \text{ lb/sq. in.}$ would have been obtained for ignimbrite and the slightly reduced value $E = 3,200,000 \text{ lb/sq. in.}$ for concrete.

Standard unconfined compression tests on ignimbrite from the vicinity of the seismic observations gave $E = 140,000 \text{ lb/sq. in.}$ at zero stress and $E = 210,000 \text{ lb/sq. in.}$ at 100-400

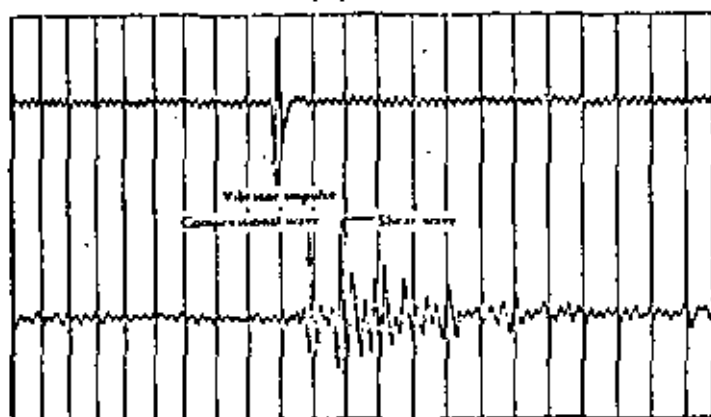


Fig. 5. Record of seismic waves detected in ignimbrite at 35.2 ft from the vibrator. Timing lines are recorded at intervals of 0.01 sec.



lb/sq. in. stress. Similar tests on the concrete gave the value 3,250,000 lb/sq. in. Thus, for a material such as concrete with a fairly large Young's modulus, the seismic method seems to agree well with the compression test; but a large discrepancy between the two methods appears in the case of the ignimbrite. No doubt this discrepancy was largely due to non-elastic effects which, whilst not altering the seismic velocities, would increase the deformation of a specimen under static compression and reduce the apparent modulus accordingly. The significance of such effects is least at small compressions, but then the apparent modulus tends to be further reduced by an uneven distribution of the load upon the specimen. The seismic method involves very small stresses and is believed to indicate the true elastic modulus.

NON-ELASTIC DEFORMATIONS

In designing dams on rocks such as ignimbrite, it may prove desirable to allow for non-elastic as well as elastic deformations. Observed non-elastic effects in rock appear to fall into two categories. Permanent deformation due to the closing of fissures has been detected as an initial diminution of the apparent Young's modulus when the walls of pressure tunnels are tested under hydrostatic load (Jaeger, 1955). Similar indications have been obtained by the method of testing with a hydraulic jack, also used in tunnels (Mayer, 1953). This type of deformation may be reduced by grouting, and in practice measures will usually be taken to eliminate fissures in the foundations by this means.

There remains the possibility that an unfissured or thoroughly grouted rock may flow plastically or deform by one of the other non-elastic mechanisms commonly found in natural solids. Some such mechanism seems to have been responsible for the small apparent values of Young's modulus for ignimbrite given by the compression tests. Values so obtained are unlikely, however, to provide a satisfactory measure of how the rock will behave as a foundation, since the conditions imposed on the rock in situ differ so widely from those in the laboratory. It would seem desirable to aim at studying elastic and non-elastic effects separately rather than attempting to derive a single composite modulus, especially as non-elastic deformation involves time as an essential factor.

Laboratory methods for the measurement of non-elastic properties could perhaps be devised in which the in-situ conditions were simulated. Tests of a large body of the rock in situ would be in some ways preferable, however, as is the case with elastic measurements. It is possible that a useful relation may be found between the non-elastic properties of a rock and the rate at which seismic waves are absorbed in travelling through it. Valuable empirical knowledge can, of course, be obtained from measurements of the actual settlement that occurs in the course of dam construction and thereafter.

CONCLUSION

The experiments illustrate the use of the seismic method to determine the Poisson's ratio and Young's modulus of rock in situ. The values obtained by this method relate to a large body of the rock and are not influenced by non-elastic effects. The method is especially useful when Poisson's ratio cannot safely be assumed, as may often be the case for rocks which have small values of Young's modulus. A simplified model of the vibrator here described could be designed for the special purpose of generating the necessary shear and compressional waves.

ACKNOWLEDGEMENTS

The Author is indebted to the Engineer-in-Chief, New Zealand Ministry of Works (Mr C. W. O. Turner) for facilities provided during the experiments, for making available the results of the compression tests, and for approving the publication of data relating to the Whakamaru site. Mr A. T. Proffitt gave many kinds of assistance on the site. The Author also wishes to thank his colleagues in the Department of Scientific and Industrial Research,



New Zealand, especially Mr P. H. Barker and Dr S. H. Hall, who participated in the experimental work. The photographs, Figs 3 and 4, were taken by Mr P. H. Barker.

REFERENCES

- BROWN, P. D., and J. ROBERTSHAW, 1953. "The in-situ measurement of Young's modulus for rock by a dynamic method". *Géotechnique*, 3: 263.
- EVISON, F. F., 1953. "An improved electromechanical seismic source tested in shattered rock". *N. Z. J. Sci. Tech.*, B35: 4.
- JAEGER, C., 1955. "Present trends in the design of pressure tunnels and shafts for underground hydro-electric power stations". *Proc. Instn Civ. Engrs.* 4 (No. 2): 116.
- MAYER, A., 1953. "Les Propriétés Mécaniques des Roches" ("The mechanical properties of rocks"). *Géotechnique*, 3: 329.
- REICH, H., 1930. "Handbuch der Experimentalphysik" ("Handbook of Experimental Physics"). *Wein/Harms—Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig*. 25: 3: 17.
-





**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

METODOS SISMICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA

-A N E X O S-

Dr Clark Davenport

Julio, 1981

DESCRIPCIÓN	V ₁ (m ³)	V ₂ (m ³)	Cont. Carbon (t)	Densidad (g/cm ³)
ACERO	5140-6500	2618-3230	0.24-0.34	
ANACLITA FIBROSA	420-660	2500	0.23-0.42	3.19
ASAR-ASAR	100	30	0.45	
AGUA	1450			1.0
AIRE	234			1.29 x 10 ⁻³
ALBITA	6100	3430	0.30	2.09
ALUMINIO	2205	2820-3000	0.30-0.40	
ARCILLAS SECAS	600-1200			
ARCILLAS HÚMEDAS	1500-2000			
ANDESITA	5230	2730	0.31	
ANFIBOLITA	6090	3900	0.20	3.12
ANHIDRITA	3000-4000			
ANORTOSITA	6300-6500	3500	0.30	2.78
ARCILLA	500-2600	350-590	0.22-0.46	
AREIA	200-200	100-500	0.33-0.47	
ARENISCA	1400-4300	3400		
ARCELITA	5400	1990	0.25	
ARCOS GLACIARES	45-1930	335	0.40	
ASALTO	5500-6700	3000	0.35	
ATONCITITA	7400	4450	0.21	3.28
BAJITA	4100-6000	1900-3000	0.23	2.4-2.7
BAJITA (CARBONIFERA)	2000-3300			
BAJITA (ORDOVIZIANA)	4070(I)-5320(II)			
BAJA METEORIZADA	300-900	(150)	(0.33)	
BAJULOSA	3790	1710	0.30	
BAJULOSA	4700-5100	1910-2550	0.30-0.41	
BAJULOSAS	2500-5000			
BAJULOSA	2100-4200	1100	0.31-0.40	
BAJULOSA	5600	2710	0.35	2.0
BAJULOSA DE VENTANA	6800	3200	0.35	
BAJULOSA	5700-6100	3400	0.27	2.25

DESCRIPCIÓN	V ₁ (m ³)	V ₂ (m ³)	Cont. Carbon (t)	Densidad (g/cm ³)
CUARZODIORITA	8300	3390	0.15	2.67-2.73
CUARZOMONZONITA	5200	2700-3100	0.25	2.64
CUARZOCALCITA	6150			2.74
DIABASA	580-7100	3600	0.33	3.0
DIORITA	5980	3000	0.31	
DIORITA	3200-6500	1800-3800	0.32-0.24	2.8
DUNITA	700-8000	3680-4500	0.33-0.30	3.26-3.70
ECLOGITA	6500-8000	4000-4300	0.21-0.30	3.39-3.53
ESQUISTOS CLORITICOS	2300	3270	0.27	2.8
ESQUISTOS MICACEOS	5700			2.8
ESQUISTOS TALCOSES	4900			2.9
GABRO	5700-6800	3400-3800	0.19-0.31	3.0
GABRO-DIORITICO	5000			
GABRO GRANULITICO	6000	3500	0.24	
GOMA	1000	27	0.5	
GRANATE	5100	3030	0.17	3.70
GRANITO	1000-2000	2100-3200	0.31-0.28	2.65
GRANODIORITA	4400-4900	3100	0.12	2.70
GRAUVAQUA	5400			2.69
GRAVA	500-1500			
HERCINICITA	6900			3.37
HIELO	2000-5000			0.918
HIELO	4000			
ISOCALCITA	6100	3100	0.32	3.14
JADEITA	7600-8400	4600	0.20	3.10-3.35
LAVA	2500-4000			2.60
LIMO	500-1800			
LIMONITA (SISTEMA)	1075	840	0.33	
LOESS	900-600			
MAGNESIO	5780	3000	0.30	
MAGNESITA	7000	4070	0.25	2.8
MAGNETITA	5500			
MARGA	1300-3000			
MARSHAL	4700-5900	2020-3000	0.2-0.28	

MATERIA	V_p (ms ⁻¹)	V_s (ms ⁻¹)	Grav. (g)	Densidad (g/cm ³)	Material	V_p (ms ⁻¹)	V_s (ms ⁻¹)	Grav. (g)	Densidad (g/cm ³)
ROCA SUDAMARINIZADA (ROCA Y CALIZA)	3150-6510				1				
MARMOLEADO	6800			2.6					
QUARTZOLITA	7200	3850	0.30	3.0					
MARMOLEO COMPACTO	1500-2700	900-1300	0.22-0.35						
MARMOLEO SUELO	200-800								
GRANITO	5200-7500			2.65					
MARBLITA	6210-6600	3500	0.27	2.92					
GRANITITA	7800-8400								
DIABASO	1300-1400								
PIROXENITA	6800			3.25					
PIRARRA	2300-4700	2900	0.19						
(CARBONIFERO) (SLATE)	5490			2.73					
ROCA CON PIROXENITA	3590-5500								
PLASTICO	2340	1500	0.10-0.18						
MARFIL	2550	1275	0.33						
ALUMINIO			0.45						
ROCA CUARZIFERA	4870-5330								
ROCA ARTIFICIAL	320-600								
RESINA	2443	1020	0.40						
ROCA CLASICA CONSOLIDADA Y/O LIMPIADA, PERO FLEGADA	1500-3700			2.0-2.2					
ROCA CLASICA EN ZONA OSCURAS	3100-6200			2.5-2.8					
ROCA CLASICA NO CONSOLIDADA	300-1300			1.5-2.2					
ROCA CLASICA FIGURAS Y METEORITOS	1900-4000								
ROCA IGNEA	4600-7000	2120-4000	0.29-0.26	2.4-3.0					
ROCA METAMORFICA	4600-6200			2.7-3.0					
ROCA VERDE (GREENSTONES)	4000-5500								
SAL (SALT ROCK)	4000-6500	2000-3200	0.33-0.34						
SERPENTINA	3800(I)-4600(II)	3120-3610		2.6-2.8					

MATERIA	V_p (ms ⁻¹)	V_s (ms ⁻¹)	Grav. (g)	Densidad (g/cm ³)
TACONITA	4300-6300			
ROCA VOLCANICA	1300-2500			
ANALITA	5100			2.76
TRACONITA CONSOLIDADA	5400	3050		0.27
TRACONITA SUELO	2160	830		0.40
TRACONITA	7300			
TRACONITA	2000-5500			

TABLE 15 (Continued)
RESISTIVITIES OF MATERIALS FOUND IN THE OUTER
CRUST OF THE EARTH

Minerals and Ores	Resistivity ohm-cm
Slate	$6 \times 10^4 - 8 \times 10^4$
Soil	$2 \times 10^2 - 1 \times 10^3$
Unconsolidated and recent formations (marls, clays, sands, alluvial de- posits, etc.)	$5 \times 10^2 - 1 \times 10^4$
Anhydrite	$10^4 - 10^5$
Arsenopyrite	2×10^4
Bornite	$0.5 - 5 \times 10^4$
Calcite	$> 10^4$
Chalcocite	$0.1 - 6 \times 10^4$
Chalcopyrite	$1.5 \times 10^2 - 3.5 \times 10^3$
Chalcopyrite-Hematite	5.5
Chalcopyrite-Sphalerite	1
Chalcopyrite-Pyrrhotite	< 0.1
Chromite	$1 \times 10^3 - 2 \times 10^4$
Coal (Bituminous)	$6 \times 10^3 - 10^4$
Coal (Anthracite)	$1 \times 10^3 - 2 \times 10^4$
Coal (Lignite)	$9 \times 10^2 - 2 \times 10^4$
Cobalt Iron	5×10^3
Copper	$1.5 \times 10^4 - 1.5 \times 10^{11}$
Copper-Iron	67
Covellite	< 0.1
Cuprite	3×10^4
Diamond	1×10^{11}
Galena	$3 \times 10^3 - 2 \times 10^4$
Galena-Sphalerite	$6 - 10^4$
Graphite	$8 \times 10^3 - 6$
Hematite	$5 \times 10^3 - 10^4$
Hematite (specular)	0.4
Limonite	$1 \times 10^3 - 1 \times 10^4$
Magnetite	$0.6 - 5 \times 10^3$
Marcasite	$1 - 3.5 \times 10^4$
Meteoritic iron (oxidized)	$> 10^4$
Mica	$9 \times 10^4 - 9 \times 10^7$
Molybdenite	$0.1 - 5 \times 10^3$
Nickel	$1 \times 10^4 - 1.5 \times 10^{11}$
Nickel-Cobalt	$5 \times 10^3 - 6 \times 10^3$
Pyrite	$5 \times 10^3 - 1 \times 10^4$
Pyrite-Chalcopyrite	< 0.1
Pyrite-Pyrrhotite	< 0.1
Pyrolusite-Psilomelane (mixed)	0.5
Pyrrhotite	$5 \times 10^3 - 5.0$
Quartz	$> 10^4$
Rock Salt	$3 \times 10^3 - > 10^4$
Serpentine	$2 \times 10^3 - 3 \times 10^4$
Siderite	7×10^4
Sphalerite	$1.5 \times 10^3 - 1.5 \times 10^4$
Stibnite	$> 10^4$
Sulphur	$> 10^4$
Wulfenite	$1 \times 10^3 - 1 \times 10^4$

TABLE 20
APPROXIMATE RANGE OF VELOCITIES OF LONGITUDINAL
WAVES FOR REPRESENTATIVE MATERIALS
FOUND IN THE EARTH'S CRUST

A. Classification According to Material			
Material	Velocity*		
	Ft./Sec.	M./Sec.	
Weathered surface material	1,000—2,000	305—610	
Gravel, rubble, or sand (dry)	1,500—3,000	468—915	
Sand (wet)	2,000—6,000	610—1,830	
Clay	3,000—9,000	915—2,750	
Water (depending on temperature and salt content)	4,700—5,500	1,430—1,680	
Sea water	4,800—5,000	1,460—1,530	
Sandstone	6,000—13,000	1,830—3,970	
Shale	9,000—14,000	2,750—4,270	
Chalk	6,000—13,000	1,830—3,970	
Limestone	7,000—20,000	2,140—6,100	
Salt	14,000—17,000	4,270—5,190	
Granite	15,000—19,000	4,580—5,800	
Metamorphic rocks	10,000—23,000	3,050—7,020	
Ice	12,050		

B. Classification According to Geologic Age			
Age	Type of Rock	Velocity	
		Ft./Sec.	M./Sec.
Quaternary	Sediments (various degrees of consolidation)	1,000—7,500	305—2,290
Tertiary	Consolidated Sediments	5,000—14,000	1,530—4,270
Mesozoic	Consolidated Sediments	6,000—19,500	1,830—5,950
Paleozoic	Consolidated Sediments	6,500—19,500	1,980—5,950
Archeozoic	Various	12,500—23,000	3,810—7,020

C. Classification According to Depth †			
	0—2000 ft. (0—600 M.)	2000—3000 ft. (600—900 M.)	3000—4000 ft. (900—1200 M.)
	Ft./Sec.	Ft./Sec.	Ft./Sec.
Devonian	13,300	13,400	13,500
Pennsylvanian	9,500	11,200	11,700
Permian	8,500	10,000	
Cretaceous	7,400	9,300	10,700
Eocene	7,100	9,000	10,100
Pleistocene-to-Oligocene	6,500	7,300	8,100

* The higher values in a given range are usually obtained at depth.

† Data from B. B. Weatherby and L. Y. Faust, *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 19 (1935) 1.

3

TABLE 9-4. VELOCITIES IN SEDIMENTARY AND METAMORPHIC ROCKS

These are field and laboratory measurements as indicated. Faust [16] concludes that shale and sandstone show systematic correlation with depth and age. Faust's average velocity data based on 1 million feet of section in 500 Canadian and American well surveys are summarized in Figure 9-1. Average sand velocity exceeds average shale velocity by about 0.1 km/sec. Limestone velocity does not show as definite a correlation with depth and age but is very sensitive to the extent of crystallization. Because of porosity effects, the velocity in sedimentary rocks never reaches the intrinsic value of the components. Unlike the case of igneous rocks, it is virtually impossible to eliminate porosity effects by application of pressure [84].

Material	Velocities in km/sec		Remarks*	Reference
	V_p	V_s		
Sandstone-Shale, U.S. and Canada				
Tertiary	2.1-3.5	..	f; see Fig. 9-1; Average sand velocity exceeds shale by about 0.1 km/sec. Velocity range for depth range 0.3-3.6 km. depth 0.3-2.1 km.	36
Cretaceous	2.4-3.9
Pennsylvanian	2.9-4.4
Ordovician	3.3-4.5
Sandstone	1.4-4.3	13, 20, 21, 22, 23, 25, 27, 63
Sandstone conglomerate				
Australia	2.4	..	f	4
Limestone				
Soft	1.7-4.2	..	f and l	22, 32, 33, 31, 34, 35, 39, 82
Hard	2.8-6.4	..	f and l	14, 20, 21, 86, 35, 37, 41, 67
Solenhofen, Bavaria	5.97	2.88	l	7
Solenhofen, Bavaria	..	2.75	l	30
U.S. Midcontinent and Gulf Coast	3.4-6.1	..	f	29, 31
Argillaceous; Texas	6.03	3.03	l; 50 bars; \perp to bedding	29
Argillaceous; Texas	5.71	3.04	\perp to bedding	..
Dolomite; Pennsylvania	5.97	..	f	14
Cement rock; Pennsylvania	7.07	..	f	14
Crystalline; Texas, New Mexico, Oklahoma	5.67-6.40	..	f; depth 1-3 km	36
Dense; Sochi, USSR	5.90-7.00	3.03-3.59	f	86
Salt, carnallite, sylvite	4.4-6.3	..	f	13, 24, 29, 35, 39
Caprock (salt, anhydrite, gypsum, limestone)	3.5-5.5	..	f	35, 39, 40, 41
Anhydrite				
U.S. midcontinent and Gulf Coast	4.1	..	f	29
Bashkir and Tatar, USSR	5.00	2.67-2.98	f	86
Gypsum				
U.S. and Germany	2.0-3.5	..	f	29, 41, 42
Chalk	2.1-4.2
U.S., Germany and France	2.1-4.2
Austin, Tex.	2.58	1.07 SV	f, \perp bedding	34, 35, 44, 46
Austin, Tex.	3.05	1.13 SH	f, \parallel bedding	..
Slate				
Everett, Mass.	4.27	2.86	l	30
Shale and slate	2.3-4.7	..	f	4, 20, 22, 24, 32, 34, 45
Hornfels slate	3.5-4.4	..	f	4

TABLE 9-4. Continued

Material	Velocities in km/sec		Remarks*	Reference
	V_p	V_s		
Magnetite ore				
Ukraine (USSR)	5.50	..	f; $V_p/V_s \sim 1.67-1.72$	86
Dolomite	3.5-6.9	..	f and l	28, 38, 6
Marble				
Japan, Korea, Italy	3.75-6.94	2.02-3.86	l; range 46 samples	17
Danby, Vt.	5.78	3.22	average 46 samples	..
Danby, Vt.	5.87	2.82	l; 70 bars	..
Quartzite				
West Virginia	6.1	..	f	15
Cheshire	6.0	..	l; 90 bars	7
Chlorite schist				
Framingham, Mass.	4.89	3.27	l	30
Amphibolite schist				
Ukraine, USSR	4.2	2.5	f	86
Gneiss				
Wisconsin	6.71	..	f	28
New Hampshire	3.54-4.60	..	f	85
Ukraine, USSR	3.50	..	f; $V_p/V_s \sim 1.75-1.94$	86
Spain	5.15-7.50	..	f	39
New York, Massachusetts, Quebec	..	3.43-3.61	l; 4000 bars, 5 samples	74
Wet clay				
USSR (6 locations)	1.50-1.65	..	f; $V_p/V_s \sim 4.5-13.7$	86
Clay				
Baltic Shield (Leningrad)	1.20-2.50	..	f; $V_p/V_s 2.08-8.5$	86
Impermeable argillaceous clay	2.00	.59	f	..
Sand				
Baltic Shield and Caucasus	.60-1.85	..	f; $V_p/V_s \sim 3.0-3.5$	86
Soil	.11-2.0	..	f; $V_p/V_s \sim 1.7-2.0$	86
Volcanic tuff				
New Zealand	2.16	.83	f	88

* f = field determination; l = laboratory determination

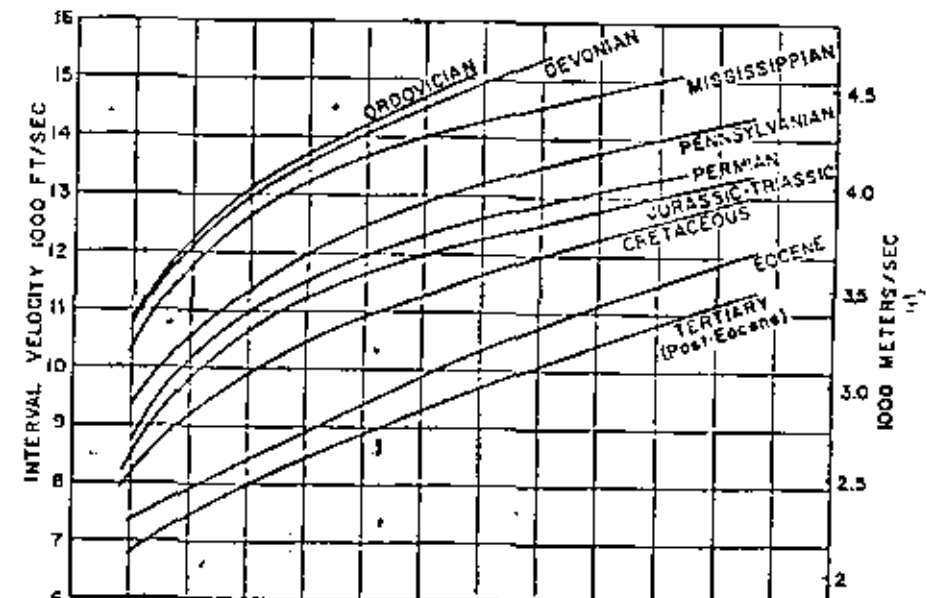




TABLE 9-5. WAVE VELOCITIES IN UNCONSOLIDATED SEDIMENTS

Water saturation is a significant factor influencing compressional velocity but having no effect on shear velocity. Nafe and Drake [78] have developed theoretical-empirical velocity depth curves (Fig. 9-2) which fit a wide variety of laboratory and field measurements on submarine sediments.

Material	Velocity in km/sec		Remarks*	Ref.
	V_p	V_s		
Alluvium	.5-2.0 3.0-3.5	..	f ; near surface f ; depth 2000 meters	3, 39, 45
Clay	1.1-2.5	..	f	4, 26, 34, 46, 47
Diluvium	.7-1.8	..	f	23, 34, 39
Embankments and fill	.4	..	f	39
Loam	.8-1.8	..	f	4, 21
Loess	.3-.6	19, 46
Sand				
loose	.2-2.0	..	f	3, 10, 19, 23, 29, 32, 34, 39, 41
loose	1.0	.4	f ; above water table	43
loose	1.8	.5	f ; below water table	43
calcareous	.8	..	f	42
wet	1.5-1.5	..	f	41, 68
Weathered layer	.3-.9	..	f	29
Glacial				
till	.43-1.04	..	f ; unsaturated	28
till	1.73	..	f ; saturated	28
sand and gravel	.38-.50	..	f ; unsaturated	28
sand and gravel	1.67	..	f ; saturated	28
River, Bay	1.1-1.8	48, 49
Suboceanic	over 1.6	over .6	f and l ; see Figure 2	78
Shallow water fine-grained; off San Diego, Calif.	1.46-1.68	..	in situ ultrasonic measurement sea water	50

* f = field determination; l = laboratory determination

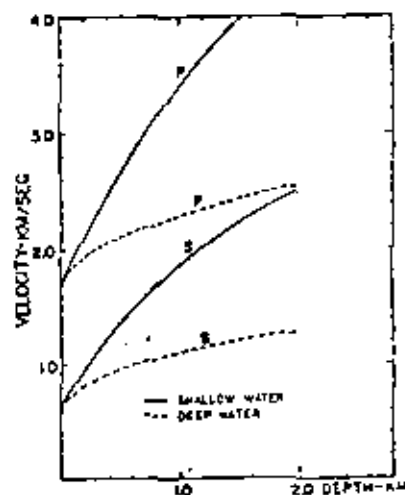


Figure 9-2. Wave velocities in submarine sediments [after Nafe and Drake, 78]

TABLE 9-6. WAVE VELOCITIES IN WATER, ICE, AND PETROLEUM

Material	V_p	V_s	Ref.
Fresh water			
0° C	1.404	..	51, 52
5°	1.439
13°	1.470
15°	1.477
18.5°	-1.485
25°	1.509
35°	1.534
Sea water	See Figure 9-4	..	53
Function of pressure, temperature and salinity	See Reference	..	56, 76
Atlantic and Pacific Ocean—typical vertical profiles	See Figure 9-5	..	54, 55
Arctic pack ice	2.59-2.79*	1.49-1.56	59
1.01-3.49
Glacier ice (Fig. 9-5)			
firm to iced-firm	1.0-4.0	..	60
iced-firm and blue ice;			
T = 0° C	3.6-3.8	1.6-1.7	60
T = 30° C	4.0	1.8-1.9	60
Permafrost	3.50	1.66-2.02	86
Lake ice	3.3-3.5	..	61
Petroleum	1.326-1.395	..	57
23° C	1.275	..	58

* This is longitudinal plate velocity as distinct from compressional wave velocity in infinite medium.

Compressional and shear velocities in various materials have been compiled by Molotova and Vassil'ev [86]. Their results are reproduced in Table 9-7.

TABLE 9-7. COMPRESSIONAL AND SHEAR VELOCITIES IN VARIOUS METALS AND MATERIALS [86] (σ is Poisson's ratio)

Material	Values of V_p/V_s and σ in materials		
	V_p , m/sec	V_p/V_s	σ
Aluminum	7050	2.35-2.50	.39-.40
Window glass	6790	2.08	.350
Aluminum	6320	2.04	.344
Steel	6150-6300	2.17-2.32	.36-.386
Steel	5940	1.84	.29
Iron	5920	1.83	.287
Iron	5837	1.79	.274
Copper	4820-5960	2.1-2.6	.35-.41
Glass	5800	1.73	.25
Magnesium	5780	1.89	.30
Birch (lengthwise)	5000	6.6	.486
Copper (sheet M-1)	4660	2.01	.336
Lead	..	3.34	.45
Bakelite	3460	1.73-1.75	.25-.26
Cellulose	3590	2.10	.358
Concrete	3560	1.65	.21
Fused quartz glass	..	1.55-1.62	.14-.19
Plexiglas	2550	2.0	.33
Resin	2443	2.4	.395
Plastic	2340	1.5-1.6	.10-.18
Rubber	1040	38.6	.5
Agar-agar	100	3.3	.45

TABLE 45
ELASTIC MODULI OF MINERALS
(at atmospheric pressure)

MINERAL	COMPRESSIBILITY $\times 10^4$	YOUNG'S MODULUS $\times 10^{10}$
<i>Feldspar:</i>		
Orthoclase	1.63	8.23
<i>Pyroxenes & Amphiboles:</i>		
Augite	1.07	(13)
Olivine	0.85	...
<i>Mica:</i>		
Phlogopite	2.34	5.00
<i>Other Minerals:</i>		
Quartz	2.70	5.12
Pyrite	0.71	19.5
Magnetite	0.54	25.2
Calcite	1.39	9.90
Gypsum	2.5	5.51
Rock salt	4.12	3.35
Ice	13.7	(1)

TABLE 46
ELASTIC MODULI OF ROCKS

ROCK	LOCALITY	INVESTIGATOR	COMPRESSIBILITY $\times 10^4$	YOUNG'S MODULUS $\times 10^{10}$
Igneous Rocks				
Quincy granite	Massachusetts	Leet	2.23	4.3
Tishomingo granite	Oklahoma	Born & Harding	1.03	3.29 (field) 4.55 (lab.)
Diorite		Adams & Williamson	1.42	...
Gabbro		"	1.23	10.8
Norite	Ontario	Zisman	1.65	8.05
<i>Extrusives</i>				
Andesite		Adams & Gibson	4.3	6.9
Diabase		Zisman	1.45	10.2
Basalt	Maine	Adams & Gibson	1.36	10.15
<i>Volcanic Glasses</i>				
Obsidian		"	2.56	(4)
Metamorphic Rocks				
Quartzitic slate (Archean)		Adams & Gibson	2.08	6.65
Gneiss		Zisman	2.07	3.29
Chloritic slate		Adams & Gibson	1.97	7.6
Quartzite (Triassic)		"	1.58	7.34
Graywacke (Devonian)		"	1.82	7.8

TABLE 46—Concluded
ELASTIC MODULI OF ROCKS

ROCK	LOCALITY	INVESTIGATOR	COMPRESSIBILITY $\times 10^4$	YOUNG'S MODULUS $\times 10^{10}$	
Sedimentary Rocks					
Sandstone					
Sandstone (Triassic)		Adams & Gibson	13.5	1.02	
Sandstone (Tertiary)		"	8.35	1.65	
Weathered sandstone (Tertiary)	California	Heiland	...	0.25	
<i>Limestones and Anhydrites:</i>					
Limestone	S. W. Persia	Richards	2.90	5.3-5.6	
Limestone (Devonian)		Adams & Gibson	1.70	8.15	
Anhydrite	S. W. Persia	Richards	1.69	7.2-7.4	
Unconsolidated Formations					
ROCK	LOCALITY	INVESTIGATOR	RICHARDS MODULUS $\times 10^{10}$	YOUNG'S MODULUS $\times 10^{10}$	POISSON'S RATIO
Overburden (river deposits)	Los Angeles, Calif.	Heiland	0.010	0.030	0.45
Loess (dry)	Leine Valley, Germany	Hamspeck	0.011	0.033	0.44
Gravel	Werra Valley, Germany	"	0.0059	0.017	0.47

TABLES 47-52
VELOCITIES OF LONGITUDINAL WAVES

TABLE 47
WEATHERED SURFACE LAYER, AIR, WATER

FORMATION	LOCALITY	INVESTIGATOR	LONGITUDINAL WAVE VELOCITY	
			m./sec.	ft./sec.
Weathered surface layer (Pleistocene)	E. Alberta, Canada	Heiland	169-305	555-1000
Dry surface sands	California	Rieber	330	1083
Air			$330.8 + 0.60t$	$1089 + 0.22t$
Weathered layer	E. Colorado	Pugh	325-1690	1069-5515
Loess	Jena, Germany	Meissner & Martin	375-400	1230-1312
Dry surface soil	California	Rieber	600	1969
Weathered surface rocks	Oklahoma	Goldstone	610	2000
Loam (wet)	Australia	Edge & Laby	761	2497
Water (fresh)	1435	4703
Water at 14°C. at 20 m	Germany	Bauerman	1475	4840
Water (sea)	1480-1490	4856-4880

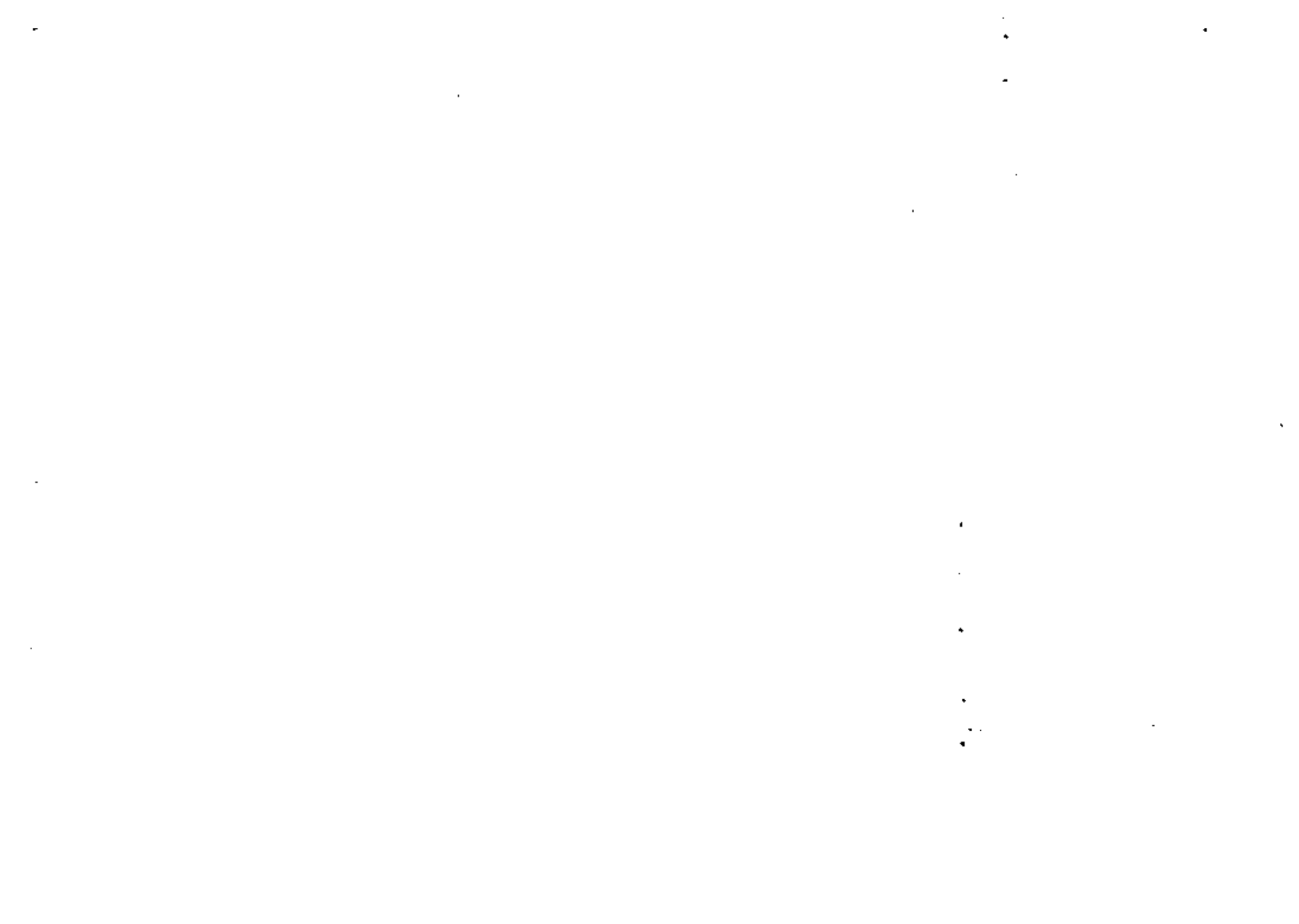


TABLE 48
ALLUVIUM, DILUVIUM—GLACIAL DRIFT

FORMATION	LOCALITY	INVESTIGATOR	LONGITUDINAL WAVE VELOCITY	
			m./sec.	ft./sec.
Alluvium	Spain	Siferiz	550-650*	1805-2139*
Tertiary alluvia	Str. Gibraltar	Devaux	800-1500	2625-4921
Alluvium	Dias Lake, Calif.	Gutenberg	900	2953
Alluvium	Owens Valley, Calif.	Buwalda & Wood	1000	3250
Alluvium at depth	Spain	Siferiz	1100-2300	3609-7743
Diluvium	Sperenberg, Germany	Reich & Schweydar	855-1011	2805-3317
Diluvial sands (wet)	Kummersdorf, Germany	Reich	1430	4692
Diluvial sands (wet)	San Joaquin Valley, Calif.	Rieber	1650-1950	5414-6309
Glacial drift	E. Alberta	Heiland	484-503	1558-1667
Glacial drift	N. Germany	Barsch & Reich	1700	5579

* Round figures such as these indicate values by investigator.
 † These figures are the equivalent in feet (from conversion tables). Investigators in countries using metric systems usually give velocities in m./sec.; those in countries using the English system, in ft./sec.

TABLE 49
SANDS, CLAYS, MARLS

FORMATION	LOCALITY	INVESTIGATOR	LONGITUDINAL WAVE VELOCITY	
			m./sec.	ft./sec.
Sands and Clays				
Dune sand	Denmark	Brockamp	500	1640
Cemented sand	Australia	Edge & Laby	852-975	2795-3200
Sandy clay	"	"	975-1160	3200-3806
Pure sands	Gibraltar	Devaux	1000	3250
Cemented sandy clay	Australia	Edge & Laby	1160-1280	3806-4200
Clayey sands	Gibraltar	Devaux	1400	4593
Miocene sands and clays (wet)	N. Germany	Reich	1600-1700	5250-5578
Oligocene clays	Jueterbog, Germany	Angenheister	1900	6234
Marls				
Eocene marls	N. Germany	Reich	1800	5908
Marl	Gibraltar	Devaux	2000-2500	6562-8202
Marl	Spain	Siferiz	2000-3800	6562-12467
Eocene marls	Gibraltar	Devaux	2100	7874
Calcareous marl	Spain	Siferiz	3000-4700	9843-15420

TABLE 50
SANDSTONES AND SHALES

FORMATION	LOCALITY	INVESTIGATOR	LONGITUDINAL WAVE VELOCITY	
			m./sec.	ft./sec.
Ribstone Creek sandstone (Upper Cretaceous)	E. Alberta	Heiland	931-1130	3055-3708
Tertiary sands & shales	Los Angeles Basin	Wood & Richter		
0-200 m			1000±	3230±
200-320 m			1900	6234
320-500 m			2100	6900
500-1650 m			2900	9514
1650-? m			3500	11483
Sandstone	Gibraltar	Devaux	2000	6562
Middle Bunt sandstone (Triassic)	Jena, Germany	Meissner & Martin	2000-2800	6562-9187
Pennsylvanian sandstone, shales, and limes	Oklahoma	Goldstone	2130	6989
Sandstone conglomerate	Australia	Edge & Laby	2400	7874
Upper Miocene (in part)	Texas Gulf coast	Barton	2400-2700	7874-8858
Middle Eocene	Gulf coast	"	4200±	13780±

TABLE 51
LIMESTONE, GYPSUM, ANHYDRITE, CHALK, SALT

FORMATION	LOCALITY	INVESTIGATOR	LONGITUDINAL WAVE VELOCITY	
			m./sec.	ft./sec.
Limestone	Island of Djerba	Ceccaty & Jabiol	1,000-1,103	3,280-3,619
Cretaceous limestone	France	Maurin & Eljé	2,140	7,021
Carboniferous limestone	N. Germany	Barsch & Reich	3,000-3,800	9,841-11,812
Gypsum	Spain	Siferiz	3,100	10,171
Soft limestone	Gibraltar	Devaux	3,200-3,600	10,500-11,812
Gypsum	Spain	Siferiz	3,350-3,600	10,991-11,812
Limestone* surface velocities	Locations in Miss., La., Tex., N. Mex., Okla., Kan., Colo., and Penn.	Weatherby & Faust		
Cretaceous (Edwards)		"	3,352	11,000
Pennsylvanian (Belle City)		"	4,572	15,000
Mississippian (Mayes)		"	3,810	12,500
Devonian (Hunton)		"	4,267	14,000

TABLE 51—Concluded

LIMESTONE, GYPSUM, ANHYDRITE, CHALK, SALT

FORMATION	LOCALITY	INVESTIGATOR	LONGITUDINAL WAVE VELOCITY	
			m/sec.	ft./sec.
Ordovician (Viola)	Locations in Miss., La., Tex., N. Mex., Okla., Kan., Colo., and Penn.	Weatherby & Faust	5,000	16,700
			5,303	17,400
Anhydrite	Spain	Siferis	3,400-4,400	11,155-14,436
Zechstein gypsum	Sperenberg, Germany	Schweydar & Reich	3,500	11,453
			4,000 across bedding plane	13,430
Arbuckle limestone (Cambro-Ordovician)	Tishomingo, Okla.	Weatherby, Born, & Harding	5,320 along bedding plane	17,430
				8,400
Leesport lime	Pennsylvania	Ewing	8,400	20,998
Chalk	Denmark	Brockamp	2,200	7,218
Pecan Gap chalk (Cretaceous)	Texas	Barton	3,000-3,600	9,843-11,812
		"	3,020-4,200	9,963-13,750
Chalk (subsurface)	Texas	"	3,600-4,200	11,812-13,780
			4,200	13,780
Austin chalk (Cretaceous)	Texas	Brockamp	4,200	13,780
Chalk	Austria	Brockamp	4,200	13,780
Salt	Rhoen, Germany	Meissner	4,450	14,600
			4,500	14,785
Salt in 710 m depth (= 2,300 ft.)	Jueterbog, Germany	Angenheister	4,500	14,785
Salt and anhydrite (Triassic)	Texas	Barton	4,720-5,200	15,486-17,060
Rock salt of domes	Spain	Siferis	5,000-7,000	16,405-22,067
Salt beds	"	"	5,300-6,300	17,388-20,670
Salt beds	"	"	5,500	18,045
Salt beds	"	"	5,500-5,900	18,045-19,358
Salt beds	"	"	5,700-6,950	18,702-22,803
Salt beds	"	"	6,200-7,700	20,342-25,264

TABLE 52
IGNEOUS AND METAMORPHIC ROCKS

FORMATION	LOCALITY	INVESTIGATOR	LONGITUDINAL WAVE VELOCITY	
			m/sec.	ft./sec.
Igneous Rocks	Gibraltar	Devaux	4,000	13,124
			4,570-5,230	14,830-17,150
Granite	Tishomingo, Okla.	Weatherby, Born, & Harding		
Rønne granite	Denmark	Brockamp	4,800	15,749
Quincy granite	Massachusetts	Leet & Ewing	4,000±20	16,273±66
Westerly granite	"	"	5,000±40	16,405±131
Rockport granite	Yosemite Valley, Calif.	Gutenberg, Buwalda, & Wood	5,080±10	16,667±33
Granite	Massachusetts	Leet	5,100-5,400	16,733-17,717
Rockport granite	Denmark	Brockamp	5,140	16,864
"Geotreiter" granite	Venezuela	Allen	5,150	16,897
Igneous basement	Gibraltar	Devaux	5,460	17,914
Crystalline rock	Australia	Edge & Laby	5,500	18,045
Granite	San Gabriel	Wood & Richter	5,630	18,472
Granite facies	Dum to Pasadena, Calif.		3,670	18,603
Igneous basement (not defined)	Venezuela	Allen	6,510	21,259
Granodiorite	Australia	Edge & Laby	4,570	14,933
Basalt	California	Rieber	3,600	11,811
Metamorphics	Alabama Hills, Calif.	Gutenberg, Buwalda, & Wood	3,100	10,170
Crystalline gneiss and schist	Australia	Edge & Laby	3,200-3,500	10,500-11,483
Hard slate	"	"	3,500-4,420	11,493-14,501
Hornfels slate	Denmark	Brockamp	4,000	13,124
Green slate	Spain	Siferis	4,500-5,000	14,764-16,405
Slates (Cambrian)	N. Germany	Harsch & Reich	5,000	16,405
Slate and quartzite	Spain	Siferis	5,150-7,500	16,896-24,606
Massive gneiss				

* Rock types arranged in order of decreasing acidity.

TABLE 53
ELASTIC VELOCITIES OF TRANSVERSE WAVES

FORMATION	LOCALITY	INVESTIGATOR	TRANSVERSE WAVE VELOCITY	
			m/sec.	ft./sec.
Tishomingo granite	Tishomingo, Okla.	Weatherby, Born, & Harding	2,130-2,420	7,000-7,950
Rockport granite	Massachusetts	Leet	2,700	8,858

TABLE 64—*Concluded*
RESISTIVITIES OF ROCKS WITH CONDUCTIVE MINERAL
IMPREGNATIONS

Rock	LOCALITY	INVESTIGATOR	RESISTIVITY IN OHM-CM														
			Good Conductors				Intermediate Conductors										
			10 ⁻²	10 ⁻³	1	10	10 ²	10 ³	10 ⁴	10 ⁵	10 ⁶	10 ⁷	10 ⁸	10 ⁹			
Limestone with lenses of hematite	Algeria	Schlumberger								1.2							
Sericite slate with pyrite	Quebec	Gilchrist								10							
Hornblende with graphite and pyrite	Bavaria	Hunkel												3.5			
Hornblende syenite with magnetite	"	"															1

TABLE 65
RESISTIVITIES OF IGNEOUS & METAMORPHIC ROCKS

Rock	LOCALITY	INVESTIGATOR	Dis.	Freq.	RESISTIVITY IN OHM-CM												
					Intermediate Conductors												
					10 ⁻²	10 ⁻³	1	10	10 ²	10 ³	10 ⁴	10 ⁵					
<i>Specimens</i>																	
Diabase	Idaho	Sandberg	3							3.1							
Granite	Bavaria	Hunkel	3													1	
Devonian slate	Harz	Ebert								2							
"	"	"										6.5					
Porphyry, actinolose	S. Australia	Edge & Laby		100						3							
Serpentine	Bavaria	Lee & Keys								3							
Diorite	Bavaria	Hunkel	3									1					
Gabbro	Mineville	Lee & Boyer		D.C.								1.0				1.4	
Garnet gneiss	Bavaria	Hunkel	3									2					
Hornblende gneiss	Mineville	Lee		D.C.											1-6		
Gray-biotite gneiss	"	Lee & Boyer		D.C.											4		
Syenite	Bavaria	Hunkel	3													1	
<i>In Situ</i>																	
Graphitic schist	Normandy	Schlumberger		16	1	1											
Schists	Missouri	Poldini			2	6											
Hard calc. schist	Belgian Congo	Geoffroy & Charrin			2	1.1											
Mica schist (hard packed)	Washington, D. C.	Gish & Rooney		16						1.3							
Quartz porphyry (slightly altered)	Newfoundland	Kihlstedt								3.4							

TABLE 65—*Concluded*
RESISTIVITIES OF IGNEOUS & METAMORPHIC ROCKS

Rock	LOCALITY	INVESTIGATOR	Dis.	Freq.	RESISTIVITY IN OHM-CM												
					Intermediate Conductors												
					10 ⁻²	10 ⁻³	1	10	10 ²	10 ³	10 ⁴	10 ⁵					
Keweenaw lavas	Michigan	Hotchkiss, et. al.		10-15						1.2			4.4				
Greenstone	"	Rooney		16									1.1				
Porous trap-rock	"	"		16						1.6							
Pre-Cambrian Granite	Sweden	Sundberg											3-6				
"	Washington, D. C.	Gish & Rooney		16									6				
Slightly altered syenite	Ontario	Kihlstedt		200									2.4				
"	"	"		200									3.7				
Massive vein quartz	"	"		200										2			
Diabase	Michigan	Rooney		16						4.5							
Serpentine	Ontario	Kihlstedt		200						2.1							
"	"	"		200						5.3							

TABLE 66
RESISTIVITIES OF CONSOLIDATED SEDIMENTS*

Rock	LOCALITY	INVESTIGATOR	Dis.	Freq.	RESISTIVITY IN OHM-CM												
					Intermediate Conductors												
					10 ⁻²	10 ⁻³	1	10	10 ²	10 ³							
<i>Shales and Slates</i>																	
Chattanooga shale (Dev.)	Cent. & south Illinois	Hubbert		50						2						1.4	
Shale & glacial drift	"	"		50						5							
Nonesuch shale	Houghton Co., Mich.	Hotchkiss, et. al.		10-15									1.8				
Shale	W. Hancock, Mich.	Rooney		60												2	
Slate	"	Lee, Joyce, & Boyer		0											6.4		
Clay (wet)	Jugoslavia	Loehberg & Stern		D.C.									2.1				

* Electrode spacing in four-terminal method, in feet.

^b Determined in the field.

TABLE 66—Continued
RESISTIVITIES OF CONSOLIDATED SEDIMENTS

Rock	LOCALITY	INVESTIGATOR	Dip	FRSQ. α^*	RESISTIVITY IN OHM-CM								
					10 ¹	10 ²	10 ³	10 ⁴	10 ⁵	10 ⁶			
Grinnell argillite	N ¹ sec. 23, T32N R20W, Flathead Co., Montana	Erdmann	dip 32°	16	10								
					20		1.7						
					30	9.6	1.1						
					10	8.7							
					20	7.4	1.1						
Grinnell argillite	(Water's Edge)	"	dip 32°	16	10								
					20		1.3						
					30	1.4	8.0	8.2	7.7				
Argillite (Missoula group); pre-Cambrian, thin-bedded, platy argillite; resembles Grinnell	Sec. 27, T 32N R20W, Flathead Co., Montana	"	dip 31°	16	10								
					20		1.4						
					30	1.5	1.6						
					40	1.4							
					50	1.5							
Conglomerates													
Great conglomerate outcrop	Eagle Harbor, Mich.	Hotchkiss, et. al.		10-15									
Calumet & Hecla conglomerates	Michigan	Rooney		60					2	1.3			
Sandstone													
Eastern sandstone	Michigan	Hotchkiss, et. al.		10-15					3.5	1.2			
Eastern sandstone	"	Rooney		18					4.3				
Muschelkalk ss. (Triassic)	Lorraine	Schlumberger		16					7				
Sandstone (Tertiary Oligocene); soft, friable; extremely fine grained ss.; pale green to yellowish and buff; contains thin beds of lignite	Coal Creek Road, Flathead Co., Montana	Erdmann	dip - almost 0	16	10					8.8			
					20		9.8				6.2		
					30		6.7				4.8		

TABLE 66—Concluded
RESISTIVITIES OF CONSOLIDATED SEDIMENTS

Rock	LOCALITY	INVESTIGATOR	Dip	FRSQ. α^*	RESISTIVITY IN OHM-CM							
					10 ¹	10 ²	10 ³	10 ⁴	10 ⁵	10 ⁶		
Armorican ss. compact Siliceous-Ordovician	Normandy	Schlumberger									1	
	Switzerland	Koenigsberger									4	
Ferruginous sandstone (Jurassic)	Lorraine	Schlumberger		16						6		
	Algeria	"		16							1.2-4	
Limestone Muschelkalk ls. (Triassic)	Lorraine	"		16							1.3	
	Lorraine	"		16							3-4	
Limestone with lenses of hematite	Lorraine	"		16							3-4	
	Lorraine	"		16							3-4	
Muschelkalk oolitic ls. (Triassic)	Lorraine	"		16							3-4	
	Lorraine	"		16							3-4	
Limestone	Mississippian (Missouri)	Poldini		16							3-4	
	Mississippian (Missouri)	Poldini		16							3-4	
Siyeh ls., hard homogeneous, dark bluish-gray, siliceous magnesium ls.; pre-Camb.	SW cor. sec. 5 T29N R18W Flathead Co., Montana	Erdmann	dip 54°	16	10						6.8-1.4	
					20							1.5
					30							1.4
					10							3.6
					20							5.4
Conglomerates												
Great conglomerate outcrop	Eagle Harbor, Mich.	Hotchkiss, et. al.		10-15	10						6.8	
					20						1.5	
					30						1.4	
Calumet & Hecla conglomerates	Michigan	Rooney		60	10						3.6	
					20						5.4	
					30						7.9	
Sandstone												
Eastern sandstone	Michigan	Hotchkiss, et. al.		10-15	10						6.6	
					20						6.9	
					30						6.1	
Eastern sandstone	"	Rooney		18	10						8.1	
					20							
					30							

TABLE 67
RESISTIVITIES OF UNCONSOLIDATED FORMATIONS (MOSTLY QUATERNARY)

FORMATION	LOCALITY	INVESTIGATOR	α^*	FRSQ.	RESISTIVITY IN OHM-CM						
					10 ¹	10 ²	10 ³	10 ⁴	10 ⁵	10 ⁶	
Marls	Germany	Schlumberger		16							1-1.2
Marl & gypsum	Algeria	"		16							1-3
Marl & gypsum	Lorraine	"		16							5
Jarnisy marls	"	"		16							7
Marls	"	Geoffroy		16							

* Electrode spacing in four-terminal method, in feet.

TABLE 67—*Concluded*
RESISTIVITIES OF UNCONSOLIDATED FORMATIONS (MOSTLY
QUATERNARY)

FORMATION	LOCALITY	INVESTIGATOR	a'	FREQ.	RESISTIVITY IN OHM-CM													
					10 ¹	10 ²	10 ³	10 ⁴	10 ⁵	10 ⁶								
Clay																		
Clays with Mg salts	Australia	Rooney		16	1-2													
Clay (wet)	Palestine	Lochnberg		D.C.	5-4													
Boulder clay (no gravel)	Montana	Erdmann	10			2.1												
			20			2.3												
Marine clay	Ontario	Hawkins				3.6												
Dry clay	New Jersey	Feldman		40 mc. ^b		5.1												
Wet clay	"	"				8												
Boulder clay (wet)	Montana	Erdmann	20				1.1											
Alluvium and Silt																		
Alluvium (moist)	Montana	"	10			2.3												
Silt (dry)	"	"	5			2.0												
			10			1.3												
			20			1.4												
Glacial out-wash (dry)	Washington (state)	"	10				1.3											
" " "	"	"	10				1.6											
" " "	"	"	10				2.1											
Fluvio glacial till (wet)	"	"	20				8.4											
			40				5.7											
			60				4.9											
			100				3.9											
Glacial River gravel (wet)	Connecticut	Leonardon					5											
" " "	Montana	Erdmann	10				1.2											
" " "	"	"	10				1.4											
Yellow river sand (3.3% moisture)		Sundberg					1.7											
Yellow river sand (0.85% moisture)		"					8.3											
Stream gravel (wet)	Montana	Erdmann	10				3.3											
			15				3.3											
			20				3.2											
River gravel (wet)	Colorado	"	10				4.8											
			10				5.5											
			10				4.8											
			10				8.9											

^b mc. = megacycles = 10⁶ cycles.

on specimens in the laboratory; this is followed by a tabulation of resistivities determined on the same group of rocks *in situ*. The remaining tabulations give resistivities of consolidated and unconsolidated sedimentary rocks, determined in the field, and of oil bearing formations, most of them measured by electrical logs.

TABLE 68
RESISTIVITIES OF OIL FORMATIONS^a

FORMATION	LOCALITY	INVESTIGATOR	RESISTIVITY IN OHM-CM																
			10 ¹	10 ²	10 ³	10 ⁴	10 ⁵	10 ⁶	10 ⁷	10 ⁸									
Oil sand—fair	Salt Dome, Hull, Texas	Deussen & Leonardon	4																
Oil sand—good	"	"		1.8															
Lower oil formation (daily av. 30 tons)	Tintea	Koenigsberger	6																
Upper oil formation (2000 to 60 tons)	"	"		1.5-7															
Heavy saturated oil sand	Seminole field, Oklahoma	Schlumberger & Leonardon		9-1.1															
Associated beds	"	"	5.6																
Very productive sands	Maracaibo Dist., Venezuela	"	7.8																
Same as.; no oil, H ₂ O saturated	"	"	5																
Oil sands, much oil	Grozny Dist., Russia	"		2.2															
Sand (dry)	"	"	2.5																
Productive formations	"	Koenigsberger		5-8															
Same, with shows	"	"	6																
Oil horizon, 320 tons per day	Dacian field, Rumania	Deussen & Leonardon	4																
Oil horizon, 110 tons per day	"	"	2																

^a Most of these were measured by electrical logs.

TABLE 69
DIELECTRIC CONSTANTS—MINERALS AND OTHER SUBSTANCES
ε' = apparent dielectric constants; ε₀ = true dielectric constants, e.s.u.

MATERIAL	LOCALITY	INVESTIGATOR	FREQ. CYCLES	DIR.	ε'	ε ₀
Elements or Substances						
Ice		Pohl				3.2
Petroleum		Various authors				2.07-2.14
Water		"				81
Minerals						
Sulfur		Schmidt	4 × 10 ⁴	3 cryst. axes		3.60; 3.9-4.7
Quartz		"	4 × 10 ⁴	⊥; 3 cryst. axes		4.3-48
Gypsum		"	4 × 10 ⁴	3 cryst. axes		5.0; 5.1; 9.9

TABLE 69—*Concluded*
DIELECTRIC CONSTANTS—MINERALS AND OTHER SUBSTANCES
 ϵ' = apparent dielectric constants; ϵ_0 = true dielectric constants, c.s.u.

MATERIAL	LOCALITY	INVESTIGATOR	FREQ. CYCLES	DIR.	ϵ'	ϵ_0
Rock salt		Schmidt	4×10^4			5.6
Anthracite		Ambronn				5.6-6.3
Anhydrite		"				6-7
Dolomite		Schmidt	4×10^4	: 1 cryst. axes		6.8; 7.0
Siderite		"	4×10^4	"		6.9; 7.9
Barite		"	4×10^4	3 cryst. axes		7.7; 7.6; 12.2
Augite		"	4×10^4	"		6.9; 7.1; 8.5
Calcite		"	4×10^4	: 1 cryst. axes		8.0; 8.5
Sphalerite		Rubens				8.3
Muscovite		Poole				9
Limonite		Löwy				10-11
Cassiterite		Rubens				12.7
Hematite		Löwy	4×10^4			25

TABLE 70
DIELECTRIC CONSTANTS—ROCKS AND FORMATIONS
 ϵ' = apparent dielectric constants; ϵ_0 = true dielectric constants, c.s.u.

MATERIAL	LOCALITY	INVESTIGATOR	FREQ.	DIR.	ϵ'	ϵ_0
Marble		Fleming				6
Granite (dry)	Germany	Löwy				8
Limestone	"	Stern				8-12
Diorite	"	Löwy				8.5
Sandstone (dry)	"	"				9-11
Syenite	"	"				12
Basalt	"	"				12
Porphyry	"	"				9-10
Gneiss	France	"				14
Mica schist	Germany	Stern				16
Schist	"	Löwy				16-17
Chalk (mois. 24%)	Baldock, Eng.	Smith-Rose	10 mc.*		21	
Dark fibrous loam (mois. 60%)	Rugby, Eng.	"	10 mc.		54	
Soil (mois. 3.6%)	Teddington, Eng.	"	10 mc.		1	
Dry river sand		Fleming				2-3
Dry clay		"				2-5
Dry clay (stone chips)	Netcong, N. J.	Feldman	long wave		1.5	7-10
			20 mc.			7-10
			30 mc.			7-10
			40 mc.			7-10
			10 mc.			8-10
Soil (mois. 11%)	Teddington, Eng.	Smith-Rose				11
Sandy loam	Holmdel, N. J.	Feldman	10 mc.			11
Sandy loam	"	"	20 mc.			11
Dry topsoil	"	"	10 mc.			15

* mc. = megacycles

TABLE 70—*Concluded*
DIELECTRIC CONSTANTS—ROCKS AND FORMATIONS
 ϵ' = apparent dielectric constants; ϵ_0 = true dielectric constants, c.s.u.

MATERIAL	LOCALITY	INVESTIGATOR	FREQ.	DIR.	ϵ'	ϵ_0
Dry topsoil	Holmdel, N. J.	Feldman	40 mc.			12
			30 mc.			13
			20 mc.			14.5
Soil (mois. 17%)	Teddington, Eng.	Smith-Rose	10 mc.		17-20	
Dry clay	Holmdel, N. J.	Feldman	40 mc.			19.5
			30 mc.			22
			20 mc.		0.5	23.5
			10 mc.			26.5
Loam & clay (mois. 15%)	Rugby, Eng.	Smith-Rose	10 mc.		21	
Chalk (mois. 26%)	Baldock, Eng.		10 mc.		38	
Wet topsoil	Holmdel, N. J.	Feldman	20 mc.			23
			30 mc.			23
			40 mc.			23
Subsoil (wet)	"	"	20 mc.			28
			30 mc.			28
			40 mc.			28
Wet clay	"	"	20 mc.			29
			10 mc.			32
Blue clay (mois. 23%)	Rugby, Eng.	Smith-Rose	10 mc.		29	
Blue clay (mois. 25%)	"	"	10 mc.		46	
Daventry soil (moist)	Daventry, Eng.	Ratcliffe & White	3 mc.			39
Clay and sand (mois. 21%)	Rugby, Eng.	Smith-Rose	10 mc.		42	
Cambridge soil (moist)	Daventry, Eng.	Ratcliffe & White	2 mc.			43
Loam & clay (mois. 33%)	Rugby, Eng.	Smith-Rose	10 mc.		43	
Clay & sand (mois. 25%)	"	"	10 mc.		48	

III. SELF-POTENTIAL METHOD

A. GENERAL

The self-potential method is the only electrical method which uses a *natural* field, that is, one supplied by *spontaneous* electrochemical phenomena. All other electrical methods use artificial electric fields.

The electrical activity of ore bodies and the potentials associated with (1) concentrations of metals in placers, (2) the corrosion of pipe lines, (3) the movement of underground waters, and (4) foundation boundaries all arise from concentration differences of electrolytic solutions in contact

Material	Density (liver): g/cm ³	Maj vol succ. % x 10 ⁶ (S)	Electrical Resistivity ρ ohm-m (wetted rocks)	Elect. Anisotropy λ _{el}	Electrochemical polariz. per second	Thermal conductivity K watt/m/deg	Thermal anisotropy λ _{th}	Velocity of compressional waves V m/s
Albite			3 · 10 ² - 5 · 10 ³			2.0		
Ammonium chloride	2.70	22.1	2.9 · 10 ⁻⁸			220		6300 - 7100
Andesite	2.60 (2.55 - 2.65)	3 · 10 ³ - 6.3 · 10 ⁴	4.5 · 10 ⁴			2.89 (2.55 - 3.80)		5230
Anhydrite	2.89 (2.82 - 2.93)	-14.1	10 ⁹			5.35 (4.89 - 5.73)	0.94	4500 (3500 - 6500)
Anorthosite	2.73 (2.54 - 2.92)	500 - 1000				1.75 (1.70 - 1.66)		5400 - 6600
Argentite	7.2 - 7.4		1.7 · 10 ⁻³					
Arsenopyrite	5.9 - 6.2	1690 - 2960	10 ⁻⁴ - 10 ¹					
Basalt	2.98 (2.90 - 3.05)	2.50 · 10 ² - 10.5 · 10 ⁴	10 ² - 10 ⁴			1.47 - 2.18		
Bauxite	2 - 2.55		2 · 10 ² - 6 · 10 ³					
Bornite	5.0 (4.9 - 5.3)		1.6 · 10 ⁻⁶ - 6 · 10 ⁻³					
Braunite	4.8		10 ⁻¹ - 1					
Calcite	2.70 (2.60 - 2.80)	-12.7 fc -12.4 lc	5 · 10 ¹²			4.16 fc 3.51 lc		
Castorite	6.8 - 7.0		4.5 · 10 ⁻⁴ - 10 ⁴					
Chalcocite	5.5 - 5.8		10 ⁻⁴ - 4 · 10 ⁻²					
Chalcovite (polycrystalline)	4.25	375 - 1500	3 · 10 ⁻⁵ - 5 · 10 ⁻²			(0.4)		
Chalk	1.94 - 2.23	0				(0.92)		7100 - 4200
Chalybite (see siderite)								
Chromite	4.5 - 4.8	7.5 · 10 ³ - 12 · 10 ⁵	10 ⁶		3.3 · 10 ⁻⁴ - 3.3 · 10 ⁻²			
Cinnabar	8.1		2 · 10 ⁷					
Clays	1.5 - 2.5	50 - 630	10 - 100					1800 (1100 - 2500)
Coal								
Anthracite	1.3 - 1.5	(0)	10 ⁻² - 1	2.00 - 2.55		0.21		
Low, bitu- minous, peking	1.1 - 1.2	-25 - +25	10 ⁻² - 10 ⁴					
Justite	6.0 - 6.5		10 ⁻³ - 10 ⁻¹					
Lepidolite	8.96	-8.5	1.72 · 10 ⁻⁸			384		4820 - 5900
Corundum	4.7		3 · 10 ⁻⁷ - 8 · 10 ⁻⁵					
Dapite								
Tertiary	2.35 - 2.45		(2 · 10 ⁴)					
Pre-cambrian	2.67							
Diabase	2.88 (2.80 - 3.11)	6.30 · 10 ² - 25.0 · 10 ⁴	3 · 10 ² - 4.8 · 10 ⁷			2.20 (2.10 - 2.32)		5800 - 6600
Diamond	3.51	-19.5 - -23.0	5 · 10 ¹² - 2.7 · 10 ¹⁶			120 - 180		
Diorite	2.81 (2.68 - 2.96)	190 - 60 · 10 ³	2.8 · 10 ⁴ - 2.0 · 10 ⁶		0.026 - 0.23	2.48 (2.10 - 3.42)		5780
Dolerite	2.8 - 3.3	3.0 · 10 ² - 8.8 · 10 ⁴				7.01 (1.65 - 2.28)		
Dolomite	2.80 (2.75 - 2.85)	-12.5 - +44	3.5 · 10 ² - 5.0 · 10 ³		0.030 - 0.25	4.6 (4.0 - 5.0)	1.10	3500 - 5900
Dunite	3.26 (3.20 - 3.31)					(4.8)		
Ecolite	3.39 (3.34 - 3.45)							(8000)
Eurgrite	3.39 (3.34 - 3.45)		2 · 10 ⁻⁴ - 10					
Gabbro	2.98 (2.85 - 2.92)	0 - 75000	10 ⁵ - 10 ⁸		10 ⁻⁴ - 10 ⁻²	2.15 (2.0 - 2.3)		6450 - 6700
Gaena	7.6	-33	2.6 · 10 ⁻⁵ - 6 · 10 ⁻¹		10 ⁻⁴ - 10 ⁻²			
Madocite	5.9		10 ⁻⁶ - 10 ⁻⁴					
Glacial till (see moraine)								
Gneiss	2.70 (2.66 - 2.73)	0 - 3300	10 ³ - 7 · 10 ⁴			2.7 (1.9 - 3.2)		4700 (3500 - 7500)
Granite	2.67 (2.52 - 2.82)	10 - 85 (without Fe ₂ O ₄) 25 - 5 · 10 ⁴ (with Fe ₂ O ₄)	10 ³ - 2 · 10 ⁴		0.030 - 0.57	3.3 (2.8 - 3.8)		5000 (4750 - 6000)
Granodiorite	2.72 (2.67 - 2.78)					3.0 (2.6 - 3.5)		4750 (4600 - 4880)
Graphite (single crystal)	2.3	-224 - -608 fc -6.4 - 79.2 lc	3.8 · 10 ⁻⁷ - 10 ⁻⁶ fc 2.8 · 10 ⁻⁵ - 10 ⁻² lc					
Greywackes	2.55 - 2.75		4 · 10 ³ - 10 ⁵					
Gypsum	2.31 - 2.33	-12.5				(1.3)	0.64	7000 - 3500

Material	Density (Wet) g/cm ³	Mag volume, % x 10 ⁶ (SI)	Electric Resistivity ρ ohm-m (wetted rock)	Elect. Anisotropy λ _{el}	Electrochemical potential, μV/second	Thermal conductivity K watt/m/deg	Thermal anisotropy λ _{th}	Velocity of compressional waves V m/s
Hornblende Single crystal (impure)	0.1		6 - 14.0 10 ⁻³ Ω-c 4 - 6.4 10 ⁻³ Ω-c			12.1 Ω-c 14.8 Ω-c		
Compaction	5.1	4.2 10 ² - 10 ⁴	10 ⁻³ - 10 ⁴		1.5 - 35	10.5		
Halite (see Rock Salt)								
Hollandite	4.95		2 10 ⁻³ - 10 ⁻¹					
Hausmannite	4.7 - 4.8	1660						
Ice	0.92	-8.0	4.7 10 ⁵			(2.17)°C		3400
Ilmenite	4.44 - 5.0		10 ⁻³ - 4				1.73	
Labradorite (see Anorthosite)								
Lead	11.3	-17.1	21 10 ⁻⁸			35		
Limestone	2.70 (2.58 - 2.80)	50 - 880 (Pure) 10 - 25 10 ³ (with magt.)	10 ² - 10 ⁵	1.0 - 1.14	0.030 - 0.25	2.5 (2.0 - 3.0)		5800 (3400 - 7000)
Loam	1.15 - 1.43 (dry)	(380)	20 - 160			0.21 (0.15 - 0.37)		1000 (800 - 1800)
Loess	(1.61)	(250)						400 (300 - 600)
Magnetite	2.9 - 3.1	25 - 140	very high				1.10	
Magnetite Single crystal	5.2	15 10 ⁶	5 10 ⁻⁶ - 10 ⁻³			(5.0)		
Polycrystalline	4.9 - 5.2 (5.1)	15 10 ⁶	10 ⁻⁶ - 7 10 ⁴			(5.3)		
Ore	variable	7.1 10 ⁴ - 14.2 10 ⁶	10 ⁻² - 10 ²					5500
Malachite	3.9 - 4.5	430						
Manganite	4.7 - 4.4	3750 - 6300	1.8 10 ⁻² - 5 10 ⁻¹					
Marble	2.75		10 ⁴ - 10 ¹⁰			2.8 (2.4 - 2.9)		5800 (3750 - 6940)
Marl (Trias.)	2.42 (2.40 - 2.44)	(125)	12 - 40			1.47 (0.91 - 2.22)		
Mica	2.8		10 ¹¹ - 10 ¹⁵				5.84	
Molybdenite	4.92		7.6 10 ⁴					
Monzonite quartz m.	2.64	0 - 500	10 ³ - 5 10 ³		0.075 - 0.23	(3.0)		
Muscovite	1.8 - 2.0	0	10 ² - 2 10 ³		0.3 - 3			1000 - 2700
Norite	2.98 (2.72 - 3.02)		10 ³ - 10 ⁴			2.7 (2.30 - 3.1)		6200
Obsidian								
Rhyolitic	2.33 - 2.41		very high			(1.38)		
Trachytic	2.43 - 2.47							
Oil	0.6 - 0.9		very high					1275 (22°C)
Olivine	3.18 - 3.57		10 ³ - 10 ⁴					
Fenslignite	4.6 - 4.5		10 ⁻⁶ - 10 ⁻⁵					
Peridotite (fresh)	3.15 - 3.28		3 10 ³					
Phyllite	2.74 (2.65 - 2.80)	0 - 1200				4.9 (4.0 - 5.8) 2 layering 3.3 (2.7 - 3.7) 1 layering 9.6 (UO ₂ crystal)		
Pyroblende	9 - 8.7							
Porphyrite	2.75 (2.69 - 2.87)		10 ⁻¹ - 5 10 ⁴		0.03 - 0.57			
Psilomelane	0.2 - 4.3	3370	6 10 ⁻² - 6 10 ⁻³					
Pyrite								
Single crystal	5.1		10 ⁻⁵ - 10 ⁻²			(37.2)		
Polycrystalline	4.9 - 5.02	35 - 60	10 ⁻⁵ - 1					
Ore	variable	100 - 5000	10 ⁻⁴ - 10					
Pyrolusite	4.7 - 5.0	1630	1.5 10 ⁻³ - 30					
Pyroxenite	3.10 - 3.32					(3.8)		
Pyrrhotite								
Single crystal	4.6						1.14	
Polycrystalline	4.5 - 4.7	10 ⁴ - 25 10 ⁴	2 10 ⁻⁶ - 1.6 10 ⁻⁴			(5.7)		



1000
1000
1000
1000
1000

1000
1000
1000
1000
1000

1000
1000
1000
1000
1000

1000
1000
1000
1000
1000

1000

1000
1000
1000
1000
1000

1000
1000
1000
1000
1000

1000
1000
1000
1000
1000

DIRECTORIO DE ASISTENTES
METODOS SISMICOS EN LA EXPLORACION
GEOTECNICA

1. Salvador García Arana
Auxiliar de la Jefatura de Mecánica
de Rocas
Comisión Federal de Electricidad
El Caracol
Guerrero.
Van Dick 113-k.
Mixcoac
México 19, D F
563 84 53
2. Justa Alicia Brito Castrejón
Comisión Federal de Electricidad
Oklahoma 85, piso 2
México 18, D F
543 44 35
Rosa Carransí 7
Col Molino de Rosas
México 19, D F
593 42 02
3. Manuel Díaz Molinari
Comisión Federal de Electricidad
Oklahoma 85, piso 2
México 18, D F
543 44 35
Sidar y Rovirosa 155-D-9
Unidad Kennedy
México 9, D F
768 17 78
4. Guadalupe Hansen Rubio
Investigador de Geología
Instituto de Investigaciones Nucleares
Zitacuaro 14
Col Condesa
México 11, D F
515 64 03
Manuel González 174-A-403
Tlatelolco
México 3, D F
583 06 98
5. Augusto Hernández Ochoa
Comisión Federal de Electricidad
Oklahoma 85, piso 2
México 18, D F
543 44 35
Oyamel 627
Torreón Jardín
Torreón, Coah
383 69
6. Roboam León Sánchez
Jefe de Departamento
Facultad de Ingeniería
Cd Universitaria
México 20, D F
550 00 40
Cerro San Antonio 221 bis
Col Campestre Churubusco
México 21, D F
7. Rosendo Matus Guerra
Jefe de Brigada
Secretaría de Agricultura y Recursos
Hidráulicos
Sierra Gorda 23
Lomas de Chapultepec
México 10, D F
520 70 25
Edificio 75, entrada C, depto 202
Unidad Cuicilahuac
México 16, D F

8. Salvador Paulino Oidor Yoqui
Proyectita
Secretaria de Agricultura y Recursos
Hidráulicos
Ignacio Ramirez 20, piso 2
México 4, D F
566 26 59

Av Sonora 201-3
Col Hipódromo
México 11, D F
584 84 11

9. Marco Antonio Reyes Carrillo
Investigador de Geofísica
Zitacuaro 14
Col Hipódromo Condesa
México 11, D F
515 64 03

13 de septiembre No. 22 - 102
Col Escandón
México 18, D F
516 70 61

10. Abraham Rivera Ramirez
Secretaria de Agricultura y Recursos
Hidráulicos
Sierra Gorda 23
Lomas de Chapultepec
México 10, D F
520 70 25

Calle 7 Lote 12 Manzana A
Col Ampliación Guadalupe
México 14, D F

11. Armando Rodriguez Silva
Supervisor de la Sección de Geotecnia
Secretaria de Agricultura y Recursos
Hidráulicos
Fray Pedro de Gante 23, piso 2
Col Cimatario
Querétaro, Qro
432 39

12. Fidencio Romero Martínez
Comisión Federal de Electricidad
Oklahoma 85, piso 2
México 18, D F
543 44 35

Vicente Suárez 33-3
San Juan Bosco
San Juandel Río, Qro

13. Jaime Alberto Ruiz Reyes
Comisión Federal de Electricidad
Oklahoma 85
México 18, D F
543 44 35

Romero 19
Col Niños Heroes
México 13, D F
579 02 03

