CENTRO DE INVESTIGACION CIENTIFICA Y DE EDUCACION SUPERIOR DE ENSENADA

ESTUDIO DE ESTRUCTURA SOMERA (0 — 250 m) EN UN SECTOR DE LA FALLA SAN MIGUEL.

T E S I S

MAESTRIA EN CIENCIAS

JUVENTINO CAMACHO SAUCEDO

Ensenada, Baja California, Marzo de 1989.

RESUMEN de la Tesis de Juventino Camacho Saucedo, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS EN GEOFISICA con opción en SISMOLOGIA. Ensenada, Baja California, México. Marzo de 1989.

ESTUDIO DE ESTRUCTURA SOMERA (0 - 250 m)
EN UN SECTOR DE LA FALLA SAN MIGUEL.

Resumen aprobado por:

Dr. Cecilio J. Rebollar B.
Director de Tesis.

El propósito de este trabajo es delimitar la zona de falla y la atenuación sísmica, en el extremo noreste de uno de los segmentos de la falla San Miguel, que rompio en 1956 en una serie de sismos con magnitudes en la escala de Richter de 6.3, 6.4, 6.8 . Para este fin en noviembre de 1987 se efectuó un estudio de refracción sísmica mediante un convenio entre el Cento de Investigación Cientifica y Educación Superior de Ensenada y la Subdirección de Construcción de la Comisión Federal de Electricidad.

Se llevaron acabo cuatro líneas de refracción sísmica con una longitud de aproximadamente 10 km cada una formando una estrella en el sector más activo de la falla. Los extremos de cada línea se cubrieron con 48 geófonos de exploración equiespaciados a 30 metros, el resto con 8 sismógrafos autónomos. Para cada perfil de refracción se obtuvo una estructura mediante el modelado iterativo de trazado de rayos en dos dimensiones. Cada modelo muestra una capa superficial, de baja velocidad con espesor variable y una de alta velocidad. Los espesores de la capa superficial, material no consolidado, varian entre 10 y 150 metros con velocidades que van de 0.7 a 2.6 km/seg, las altas velocidades que varian entre 4.5 y 5.0 km/seg se correlacionaron con los afloramientos de gneiss y granito. En base a las velocidades estimadas en el modelado, se consideró un modelo de velocidades para la parte somera del área de estudio. En los perfiles A y B se detectó la zona de falla, la cual no tiene evidencias superficiales, sin

embargo, concuerda con la microsismicidad del área.

El factor de calidad estimado para la capa superficial del área Q_α, independiente de la frecuencia, se obtuvo usando la variación de la duración de la onda P con la distancia. El valor de la atenuación estimado es del orden de 40. Este valor promedio esta dentro del rango de variación para los materiales poco consolidados. En conclusión, los fuertes gradientes de velocidad se deben a materiales fracturados.

CENTRO DE INVESTIGACION CIENTIFICA Y DE
EDUCACION SUPERIOR DE ENSENADA

DIVISION DE CIENCIAS DE LA TIERRA
DEPARTAMENTO DE SISMOLOGIA

ESTUDIO DE ESTRUCTURA SOMERA (0 - 250 m)

EN UN SECTOR DE LA FALLA SAN MIGUEL.

T E S I S

que para cubrir parcialmente los requisistos necesarios para obtener el grado de MAESTRO EN CIENCIAS presenta:

JUVENTINO CAMACHO SAUCEDO

Ensenada, Baja California, Marzo de 1989.

TESIS APROBADA PARA SU DEFENSA POR:

Dr. Cecilio Javier Rebollar Bustamante, Director del Comité

Dra. Margarita López Martínez, Miembro del Comité

Dr. Antonio Uribe Carbajal, Miembro del Comité

Dr. Pratap Narayan Sahay Sahay, Miembro del Comité

Dr. José Luis Ochoa de la Torre, Miembro del Comité

Dr. Luis Munguía Orozco, Jefe del Departamento de Sismología

M.C. Francisco Suárez Vidal, Director de la División de Ciencias de la Tierra

M.C. Cuauhtémoc Nava Button, Director Académico

Tesis presentada en Marzo 30, 1989

DEDICATORIA

A mis padres y hermanos.

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Cecilio J. Rebollar Bustamante por su dirección en este trabajo

Al Ing. Juan Sánchez P. por sus valiosa participación en los trabajos de Geología.

Al Ing. Esteban Rivera G. por su aportación en el levantamiento Topografico.

A la Lic. Virginia Patricia Pérez C. por su ayuda en el mecanografiado de este trabajo.

Al Dr. Antonio Uribe Carbajal por su apoyo y participación en esta Investigación.

A todos los miembros del Comité de Tesis por sus Comentarios y Aseroramiento.

A mis profesores, compañeros y amigas.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1.	Localización del Sistema de Fallas San Miguel-Vallecitos. Se muestra el área estudiada por Hervy en 1985, con geología a detalle.	4
2.	Principales rocas de la Península de Baja California (tomado de Gastil, 1984).	9
3.	Localización de la actividad registrada durante octubre de 1983 en la Falla San Miguel. Los triángulos representan las estaciones registradoras. (tomada de Rebollar y Reichle, 1984).	14
4.	Perfil geológico de la línea B. Se muestra la posible zona de la traza de falla y los diferentes tipos de roca.	17
5.	Arreglo geométrico del estudio de refracción sísmica.	19
6.	Sismograma obtenido del equipo de refracción de 24 canales para el extremo noreste del perfil B.	20
7.	Perfil topográfico de la línea A. (a). perfil del PTA y (b). perfil del PTA'. Los diferentes tipos de rocas, observados en la superficie, se supone que se extienden a profundidad. Los triángulos indican los lugares ocupados por los equipos autónomos de refracción. Las cruces los lugares ocupados por los equipos de refracción sísmica de 24 canales.	24
8.	Perfil topográfico de la línea B. (a). perfil del PTB. (b). perfil del PTB'. Los diferentes tipos de rocas, observados en la superficie, se supone que se extienden a profundidad. Los triángulos indican los lugares ocupados por los equipos autónomos de refracción. Las cruces los lugares ocupados por los equipos de refracción sísmica de 24 canales.	25

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

Figura		Página
9.	Perfil topográfico de la línea C. (a). perfil del PTC. (b). perfil del PTC'. Los diferentes tipos de rocas, observados en la superficie, se supone que se extienden a profundidad. Los triángulos indican los lugares ocupados por los equipos autónomos de refracción. Las cruces los lugares ocupados por los equipos de refracción sísmica de 24 canales.	26
10.	Perfil topográfico de la línea D. (a). perfil del PTD. (b). perfil del PTD'. Los diferentes tipos de rocas, observados en la superficie, se supone que se extienden a profundidad. Los triángulos indican los lugares ocupados por los equipos autónomos de refracción. Las cruces los lugares ocupados por los equipos de refracción sísmica de 24 canales.	27
11.	Modelo de capas usado para detectar posibles errores en la adaptación del programa RAY84. (a) Tiempos de viaje de los rayos. Los triángulos corresponden a los tiempos de viaje calculados con el programa de trazado de rayos llamado "aproximación circular" (Madrid et al.,1983). Los cuadriláteros corresponden a los tiempos de viaje calculados con RAY84. (b) Modelo y trazado de rayos.	33
12.	Modelo inicial para la línea A. (a). Gráfica tiempo-distancia, (b). Modelo inicial calculado apartir de los datos de campo.	34
13.	Modelo inicial para la línea B. (a). Gráfica tiempo-distancia, (b). Modelo inicial calculado apartir de los datos de campo.	35
14.	Modelo inicial para la línea C. (a). Gráfica tiempo-distancia, (b). Modelo inicial calculado apartir de los datos de campo.	36
15.	Modelo inicial para la línea D. (a). Gráfica tiempo-distancia, (b). Modelo inicial calculado apartir de los datos de campo.	37

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

Figura | Página

16. Datos registrados en ambos extremos de la línea A. (a) Tiempos de viaje observados y calculados. Los triángulos representan los tiempos observados, los tiempos de viaje registrados con los equipos de papel ahumado tienen un error de lectura del orden de ± 0.05 segundos el cual se señala con su respectiva barra de error, y las cruces son los tiempos calculados. (b) Modelo estructural y trazado de rayos. Las velocidades se indican en kilómetros/segundo en la cima y base de cada capa. La máxima profundidad que se modeló en esta línea es de 350 metros. 39

17. Datos registrados en el extremo suroeste de la línea A. (a) Tiempos de viaje observados y calculados. Los triángulos representan los tiempos observados y las cruces son los tiempos calculados. (b) Modelo estructural y trazado de rayos. Las velocidades se indican en kilómetros/segundo en la cima y base de cada capa. En los primeros 200 metros los primeros arribos corresponden a rayos directos y entre los 200 y 1500 metros los arribos corresponden a rayos refractados en la roca ígnea. 40

18. Datos registrados en el extremo noreste de la línea A. (a) Tiempos de viaje observados y calculados. Los triángulos representan los tiempos observados y las cruces son los tiempos calculados. (b) Modelo estructural y trazado de rayos. Las velocidades se indican en kilómetros/segundo en la cima y base de cada capa. Los tiempos de viaje corresponden a rayos directos. 41

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
19.	Datos registrados en ambos extremos de la línea B. (a) Tiempos de viaje observados y calculados. Los triángulos representan los tiempos observados, los tiempos de viaje registrados con los equipos de papel ahumado tienen un error de lectura del orden de ± 0.05 segundos el cual se señala con su respectiva barra de error, y las cruces son los tiempos calculados. (b) Modelo estructural y trazado de rayos. Las velocidades se indican en kilómetros/segundo en la cima y base de cada capa. La máxima profundidad que se modeló en esta línea es de 250 metros.	43
20.	Datos registrados en el extremo suroeste de la línea B. (a) Tiempos de viaje observados y calculados. Los triángulos representan los tiempos observados y las cruces son los tiempos calculados. (b) Modelo estructural y trazado de rayos. Las velocidades se indican en kilómetros/segundo en la cima y base de cada capa.	44
21.	Datos registrados en el extremo noreste de la línea B. (a) Tiempos de viaje observados y calculados. Los triángulos representan los tiempos observados y las cruces son los tiempos calculados. (b) Modelo estructural y trazado de rayos. Las velocidades se indican en kilómetros/segundo en la cima y base de cada capa. En este extremo se observa un fuerte gradiente lateral en la velocidad debido a que este perfil cruza la zona de falla (heterogeneidad lateral).	45

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

Figura | Página

22. Datos registrados en ambos extremos de la línea C. (a) Tiempos de viaje observados y calculados. Los triángulos representan los tiempos observados, los tiempos de viaje registrados con los equipos de papel ahumado tienen un error de lectura del orden de ± 0.05 segundos el cual se señala con su respectiva barra de error, y las cruces son los tiempos calculados. (b) Modelo estructural y trazado de rayos. Las velocidades se indican en kilómetros/segundo en la cima y base de cada capa. En esta línea observamos un paquete de sedimentos de aproximadamente 100 metros de espesor. Las caracteristicas de esta capa se estimaron únicamente en el extremo noreste. Se infirieron hacia el extremo sureste debido a que en este extremo se registraron pocos tiempos de viaje. 47

23. Datos registrados en el extremo noroeste de la línea C. (a) Tiempos de viaje observados y calculados. Los triángulos representan los tiempos observados y las cruces son los tiempos calculados. (b) Modelo estructural y trazado de rayos. Las velocidades se indican en kilómetros/segundo en la cima y base de cada capa. En los primeros 250 metros los primeros arribos corresponden a los rayos directos y entre los 250 y 1500 metros los tiempos de viaje corresponden a rayos refractados en la roca ígnea. 48

24. Datos registrados en el extremo sureste de la línea C. (a) Tiempos de viaje observados y calculados. Los triángulos representan los tiempos observados y las cruces son los tiempos calculados. (b) Modelo estructural y trazado de rayos. Las velocidades se indican en kilómetros/segundo en la cima y base de cada capa. 49

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

Figura		Página
25.	Datos registrados en ambos extremos de la línea D. (a) Tiempos de viaje observados y calculados. Los triángulos representan los tiempos observados y las cruces son los tiempos calculados. (b) Modelo estructural y trazado de rayos. Las velocidades se indican en kilómetros/segundo en la cima y base de cada capa.	51
26.	Datos registrados en el extremo noroeste de la línea D. (a) Tiempos de viaje observados y calculados. Los triángulos representan los tiempos observados y las cruces son los tiempos calculados. (b) Modelo estructural y trazado de rayos. Las velocidades se indican en kilómetros/segundo en la cima y base de cada capa. Los tiempos de viaje corresponden a la onda directa.	52
27.	Datos registrados en el extremo sureste de la línea D. (a) Tiempos de viaje observados y calculados. Los triángulos representan los tiempos observados y las cruces son los tiempos calculados. (b) Modelo estructural y trazado de rayos. Las velocidades se indican en kilómetros/segundo en la cima y base de cada capa. El espesor de los sedimentos en este extremo se estimó de 150 metros. Los tiempos de viaje en los primeros 600 metros de este extremo corresponden a la onda directa y la energía que se registró en los siguientes 1000 metros correponde a la energía refractada en la roca ígnea.	53
28.	Ilustración esquematica de como se definió la duración del pulso. Los tiempos de viaje son graficados contra la duración del pulso.	56
29.	Gráfica del ancho del pulso sísmico contra tiempo de arribo para el extremo suroeste de la línea B. La recta es el ajuste por mínimos cuadrados. En este caso el valor de Q_α es de 34 y el coeficiente de correlación de 0.33, se consideró un valor de 1.0 para la constante C. La línea vertical indica el error estimado en la medición del pulso que es del orden de 0.005 segundos.	58

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

Figura Página

30. Gráfica del ancho del pulso sísmico contra tiempo de arribo para el extremo noroeste de la línea D. La recta es el ajuste por mínimos cuadrados. En este caso el valor de Q_α es de 50 y el coeficiente de correlación de 0.44, se consideró un valor de 1.0 para la constante C. La línea vertical indica el error estimado en la medición del pulso que es del orden de 0.005 segundos. 59

LISTA DE TABLAS

Tabla		Página
I.	Velocidades Promedio Estimadas para los diferentes tipos de rocas.	60

ESTUDIO DE ESTRUCTURA SOMERA (0 - 250 m) EN UN SECTOR DE LA FALLA SAN MIGUEL.

I. INTRODUCCION.

Los sismos se originan cuando el material de la corteza terrestre es incapaz de soportar los esfuerzos a los que está siendo sometida. Por lo que es necesario establecer el potencial sísmico de las estructuras geológicas, principalmente fallas activas. Usualmente las observaciones de aceleración en el campo cercano muestran una gran variación de un lugar a otro. Esto puede deberse a efectos de la fuente, de la trayectoria o ambos fenómenos a la vez. Los efectos de la fuente pueden ser: El patrón de radiación, las caídas de esfuerzos o fuentes múltiples entre otros. Por otro lado, los efectos de la trayectoria son: variaciones laterales de la densidad y geología local. Si el objetivo es estudiar la fuente sísmica, es necesario conocer la estructura y en particular la geología local; de aquí la importancia de este trabajo, donde principalmente nos concentramos en conocer la estructura somera en un sector de la Falla San Miguel.

La sismicidad del norte de Baja California está asociada

a numerosas fallas en la provincia sismotectónica de San Andrés. Esta se encuentra al oeste de la frontera entre las placas tectónicas del Pacífico y Norte América. En esta provincia se encuentra el sistema de fallas San Miguel-Vallecitos, en el cual se localiza el sitio objeto de esta tesis.

Las soluciones de los mecanismos focales para algunos sismos del sistema San Miguel-Vallecitos muestran movimiento lateral derecho, con rumbo noroeste en la parte central del sistema San Miguel (Rebollar y Reichle, 1987; González M. 1987).

El sistema de fallas San Miguel-Vallecitos, consiste en una serie de fallas en escalón que van de norte a sur. Estas fallas son: La falla Calabazas, La falla Vallecitos, La falla San Miguel y La falla Tres Hermanos.

La zona de fallas San Miguel-Vallecitos ha sido considerada durante los últimos 55 años como una de las zonas de mayor actividad sísmica dentro de la región de Sierras Peninsulares de Baja California. Varios sísmos moderadamente grandes (M=6.0 a M=6.8), han ocurrido en esta falla (Brune et al. 1979 ,Shor et al., 1958). Esta zona se caracteriza también por un alto grado de microsismicidad a lo largo de toda su extensión (Reyes et al. 1975; Johnson et al. 1976;

Rebollar y Reichle, 1987).

Un sector de la falla San Miguel se encuentra definido, principalmente, en base al desplazamiento superficial causado por los temblores de febrero 9 y 14 de 1956. Estos temblores ocasionaron una ruptura superficial de aproximadamente 20 kilómetros (Shor y Roberts, 1958).

La Falla San Miguel-Vallecitos (Fig.1), tiene una orientación N60W, con movimiento horizontal lateral derecho. Este movimiento pudo haber ocurrido durante el Mioceno Medio, contemporáneamente a las fallas de la margen continental (Moore, 1969). El movimiento a lo largo de la falla San Miguel incluye también una componente vertical (Gastil y Marshal, 1980).

La Falla San Miguel consiste de dos segmentos: Uno se extiende al lado este del valle San Rafael en la dirección noroeste y al sureste del valle San Salvador (Fig 1). El segundo se extiende del sureste del poblado el Mezquite y al este del Rodeo.

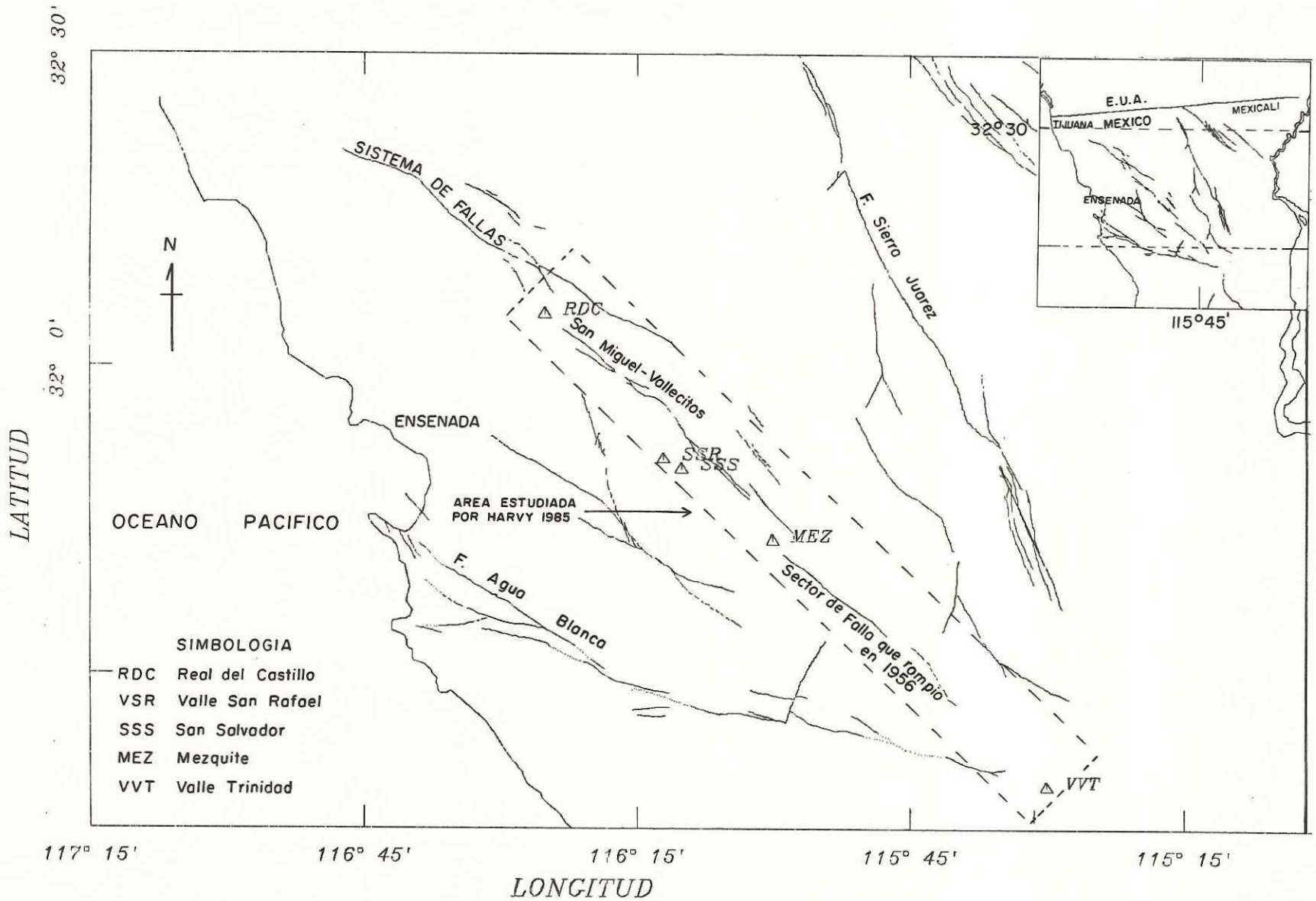


FIGURA 1. Localización del Sistema de Fallas San Miguel-Vallecitos. Se muestra el área estudiada por Hervy en 1985, con geología a detalle.

Dentro de los objetivos de este trabajo se encuentra delimitar la zona de falla en el extremo noroeste del segundo segmento de la Falla San Miguel. Para este fin se efectuaron cuatro perfiles de refracción sísmica en el área.

En noviembre de 1987 se realizó el trabajo de refracción somera (0-250 metros) tomando como punto central el rancho Agua Blanca. Este estudio se efectuó mediante un convenio entre el Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada y la Subdirección de Construcción de la Comisión Federal de Electricidad. El conocimiento de las estructuras y atenuación sísmica de la corteza terrestre nos suministra información para entender los efectos de sitio. Por lo tanto los objetivos principales de esta tesis, son el análisis de los datos de refracción, inferir las estructuras geológicas de esta área y calcular la atenuación sísmica en el área de estudio.

II. ESTUDIOS PREVIOS

II.1 Geología Regional.

Las rocas de la Península de Baja California, corresponden principalmente a dos períodos geológicos, el Mesozoico medio y el Cenozoico medio. El primero de ellos abarca desde el Jurásico hasta el Cretácico medio, al final de este se llevó a cabo el emplazamiento del batolito Peninsular, el cual modificó con profundas deformaciones estructurales (levantamientos y metamorfismos) la geología preexistente. El Cenozoico medio se caracterizó por la presencia de una amplia variedad de rocas volcánicas, un pequeño grado de metamorfismo y emplazamientos graníticos; este período, a diferencia del Mesozoico, fue de dilatación y culminó con el fracturamiento de la corteza, dando lugar a hundimientos e inclinación de bloques (Gastil et al. 1975). El emplazamiento batolítico del Mesozoico, permite dividir a las rocas de Baja California en dos intervalos: 1) el Prebatolítico, que incluye a todas las rocas que se formaron antes y durante el emplazamiento del batolito Peninsular, y 2) el Postbatolítico que incluye a todas aquellas que se formaron después.

II.2 Marco tectónico

Este resumen se concentra en la actividad tectónica a partir del Oligoceno, que es cuando se inició la colisión de la dorsal del Pacífico con la Placa de Norte América (Makenzie y Morgan, 1969). Esta dorsal dividía a la Placa Farallon (ahora extinguida) de la Placa del Pacífico. A partir del contacto de las Placas del Pacífico y Norte América se inicia un movimiento lateral derecho a lo largo del borde continental de Norte América, y que posteriormente, pudo haber ocupado la franja actual del sistema San Andrés y Golfo de California (Atwater, 1970).

Dentro de otras consideraciones cabe mencionar que la Península de Baja California se formó en el Mioceno cuando se inicia la actividad del sistema de fallas San Andrés. Sus principales provincias geológicas se pueden agrupar en varios cinturones de acuerdo a su edad y litología, (Gastil 1984).

El grupo de rocas de la margen continental está formado por rocas plutónicas del Triásico Tardío hasta el Cretácico Temprano. La costa noroeste es un arco volcánico que abarca del Jurásico hasta el Cretácico Medio. El eje de la península está cubierto de un tipo de sedimento (Flysch) derivado cratónicamente, con un mínimo de roca carbonatada con poco silicio. Estos sedimentos son del Cretácico Medio.

En la orilla este-central de la península (Canal de las Ballenas) se encuentran sedimentos de aguas profundas, estratos de silicio con rocas cristalinas carbonatadas y basaltos, la edad que se ha podido determinar para éstas rocas es del Devónico Inferior (período de la era paleozoica). El extremo noreste de la Península es un miogeosinclinal del Ordovícico Inferior y posiblemente de mayor antiguedad (Gastil 1984).

Los contactos estructurales y estratigráficos entre estos cinturones litológicos no estan muy bien definidos y son pocos los lugares donde se han determinado su edad. En base a estas consideraciones Gastil (1984) dividió la península en cinco Terrenos (Figura 2): I) Terreno del Borde Continental, II) Terreno del Arco Jurásico-Cretácico , III) Terreno Peninsular, IV) Terreno Ballenas, V) Terreno San Felipe. De acuerdo a esta subdivisión el área de estudio se encuentra dentro del terreno denominado Terreno Peninsular.

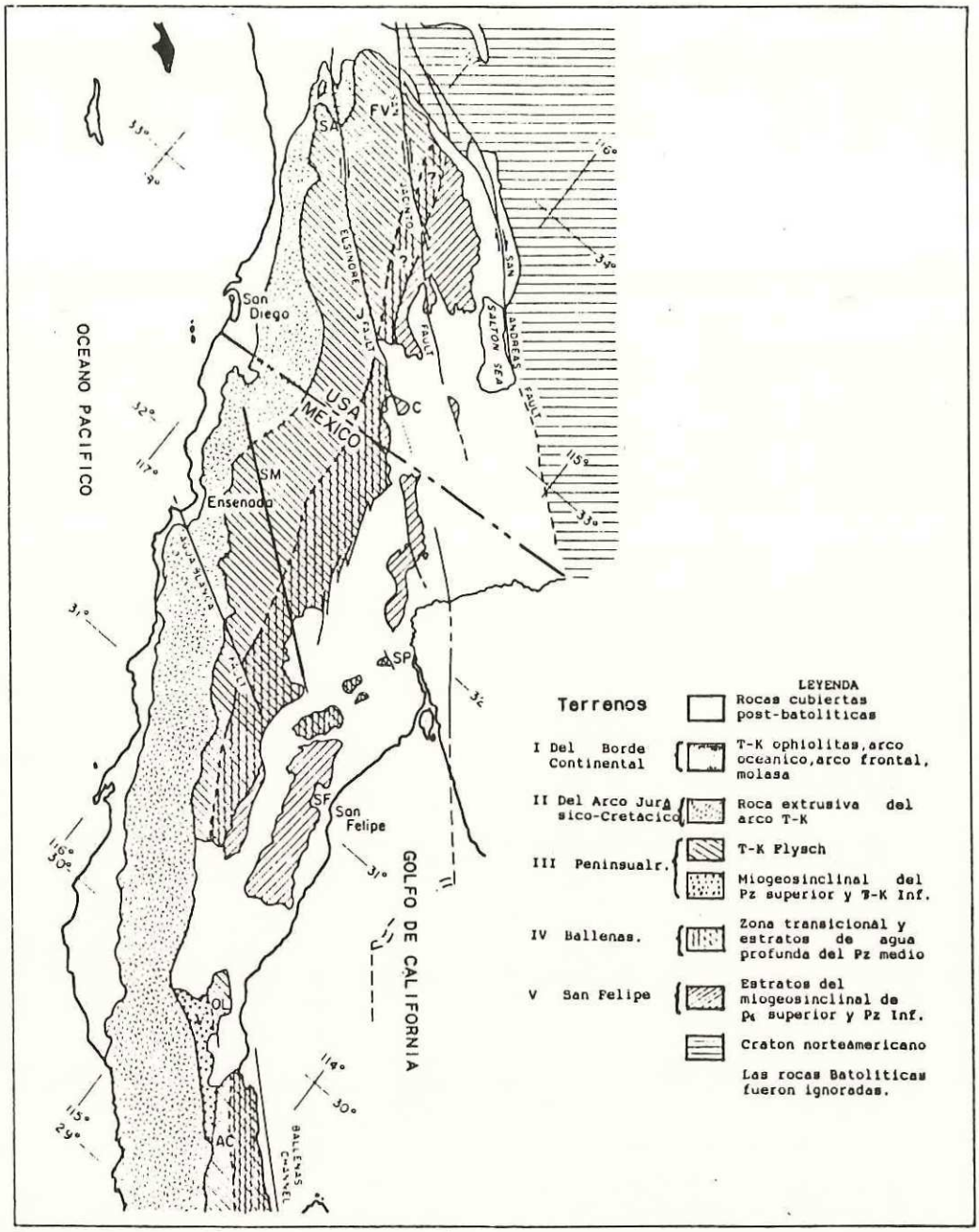


FIGURA 2. Principales rocas de la Península de Baja California (tomado de Gastil, 1984).

II.3 Litología de la zona de falla San Miguel.

A partir de 1979 la zona de falla San Miguel que comprende entre Real del Castillo y el Valle de la Trinidad fue objeto de estudios geológicos de detalle (Harvey, 1985). Este sector de la falla cubre una distancia de aproximadamente 100 km.

El sistema de fallas San Miguel consiste en seis grupos de fallas en escalón. Estas zonas de deformación cortan rocas del Pre-Cretácico , rocas batolíticas del Cretácico Tardío, conglomerados fluviales del Pre-Mioceno y rocas volcánicas del Cuaternario (Harvey, 1985).

Las fallas del sistema San Miguel desaparecen en el contacto con los batolitos de la cordillera peninsular . Estos cuerpos forman las columnas de las montañas axiales de la península de Baja California Norte. Los batolitos contienen rocas graníticas las cuales son principalmente tonalitas y granodioritas.

Harvey (1985) reconoce conglomerados de tres épocas (Plioceno, Mioceno y Oligoceno) a lo largo del sistema San Miguel. Estos conglomerados se desarrollaron junto a la falla San Miguel, al este del Valle San Rafael, y dentro de los Ranchos Agua Blanca (lugar objeto de este estudio) y del

Rancho Santa Catarina. Aunque estos depósitos sedimentarios estan bastante erosionados se puede distinguir uno de otro, basándose, principalmente, en el grado de compactación. Ninguno de estos depósitos ha sido fechado isotopicamente.

II.4 Sismicidad.

Los estudios de sismicidad realizados en el norte de Baja California, por diversos investigadores, indican que la mayor actividad se concentra a lo largo de las principales fallas. Reyes et al. (1975) reportan microsismicidad en la falla San Miguel con un rango de profundidades focales que varían entre 8 y 20 km. Por otra parte, Rebollar y Reichle (1987) analizaron la sismicidad detectada entre 1982 y 1984. La Figura 3 muestra la sismicidad registrada durante octubre de 1983. Su estudio se concentró, principalmente, en el sector sur de la falla San Miguel, el cual tiene las coordenadas 31 40'N, 115 40'W (punto central de nuestro experimento de refracción) en uno de sus extremos y se extiende 20 km con dirección sureste.

II.5 Estudios de atenuación.

Rebollar, (1984) y Rebollar et al. (1985) determinaron el valor del factor de calidad Q, independiente de la frecuencia y el valor de Qc(f) como función de la frecuencia. Determinaron valores de Q del orden de 300 para profundidades menores de 10 Km y Q del orden de 600 para profundidades mayores de 10 Km. Qc(f) fue calculado utilizando la teoría de ondas coda de Aki y Chouet (1975). Ellos encontraron que el valor de calidad Qc de las ondas coda es Qc(f) = (37

$f^{0.87}$) válido en el rango de frecuencias de 3 a 24 Hz. Finalmente, concluyen que Q se incrementa con la profundidad.

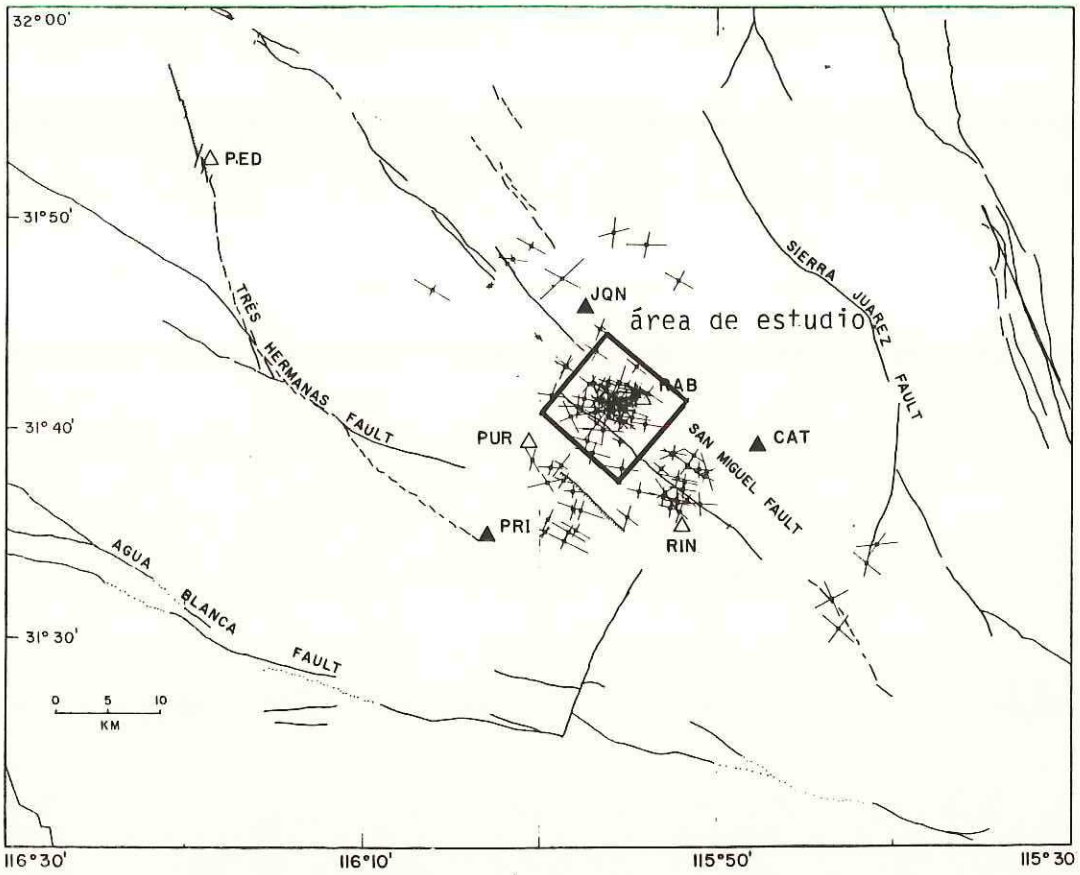


FIGURA 3. Localización de la actividad registrada durante octubre de 1983 en la Falla San Miguel. Los triángulos representan las estaciones registradoras. (tomada de Rebollar y Reichle, 1987).

III. DESCRIPCION DEL EXPERIMENTO

El experimento consistió de 3 etapas : 1). Levantamiento topográfico y perforación. 2). Geología Superficial. 3). Estudio de Refracción Sísmica.

III.1 Levantamiento topográfico.

Los trabajos de topografía fueron realizados por el grupo de Sismotectónica del CICESE y consistió en la localización y trazado de las líneas seleccionadas para el experimento, así como un levantamiento altimétrico a detalle de las mismas. Estos trabajos fueron realizados con un distanciómetro HP 3810 B (Equipo del CICESE). La principal finalidad de este levantamiento fue obtener un control de los accidentes topográficos, así como de la ubicación de las estaciones y de los puntos de tiro. Los perfiles topográficos obtenidos se muestran en el apéndice A.

La perforación fue realizada por la Comisión Federal de Electricidad. Se perforaron 8 barrenos, uno en cada extremo de las líneas, con profundidades que varían entre 7 y 15 metros.

III.2 Geología superficial.

El trabajo de geología fue realizado con el objeto de estudiar a detalle la zona de falla (Fig 4). Esta fue inferida en base a la microsismicidad detectada por Rebollar y Reichle (1987), y en foto-interpretación del área de estudio. El reconocimiento geológico permitió conocer las principales unidades litológicas y algunos datos estructurales (fisuras y foliaciones) que pueden relacionarse con el trazo de la falla. Las rocas predominantes son de tipo granitos, gneises, areniscas poco consolidadas y arenas (aluvión). Destaca también la presencia de diques de hasta 20 metros de ancho intrusionando al granito.

III.3 Estudio de refracción sísmica.

El uso del método de refracción sísmica es útil para detallar las discontinuidades en el subsuelo y es de gran ayuda en la exploración geofísica. La onda directa P, y la refractada Pn, constituyen los primeros arribos.

El método de refracción sísmica, consiste, en medir en puntos conocidos sobre la superficie de la tierra, los tiempos de viaje de las ondas sísmicas generadas por una fuente de energía controlada.

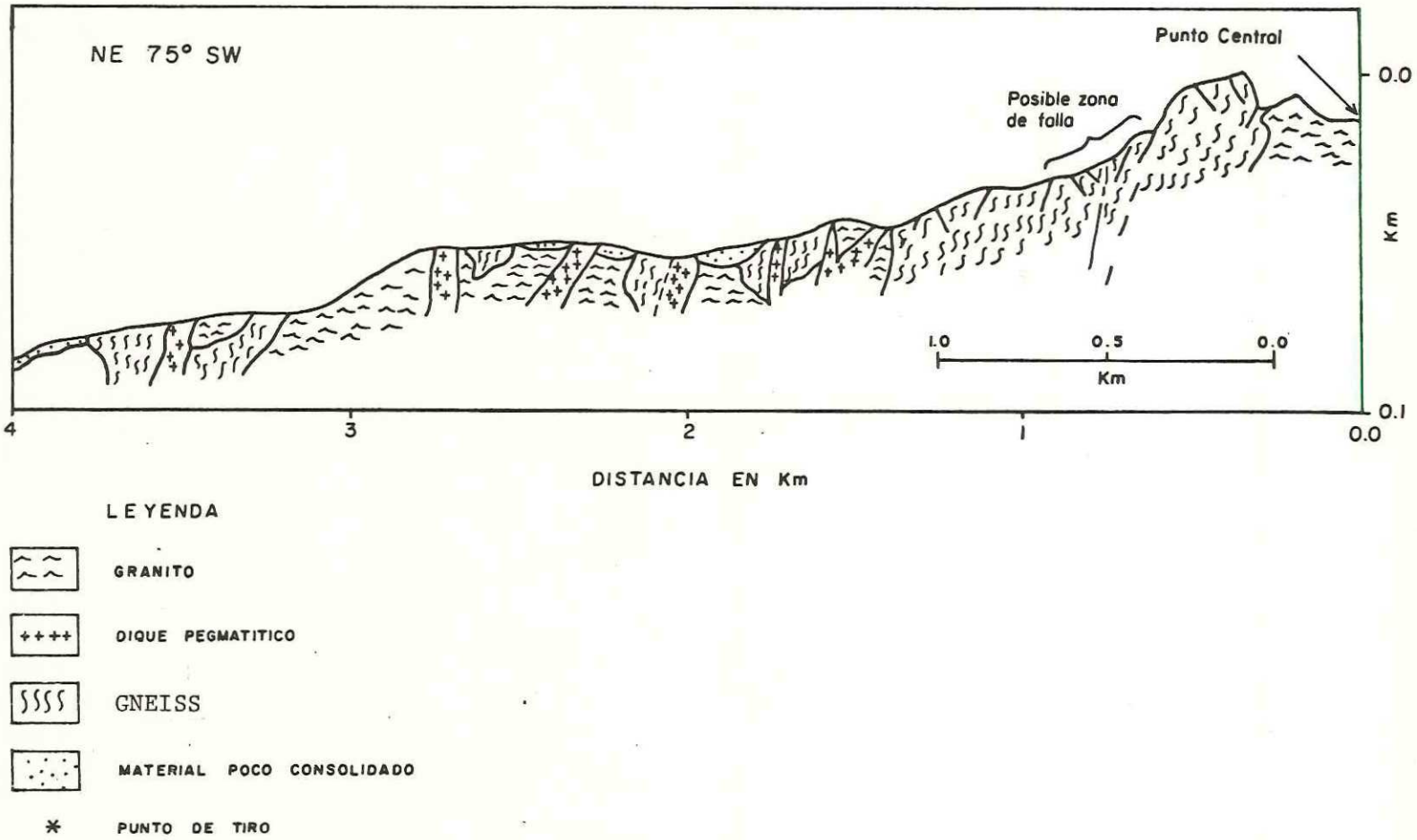
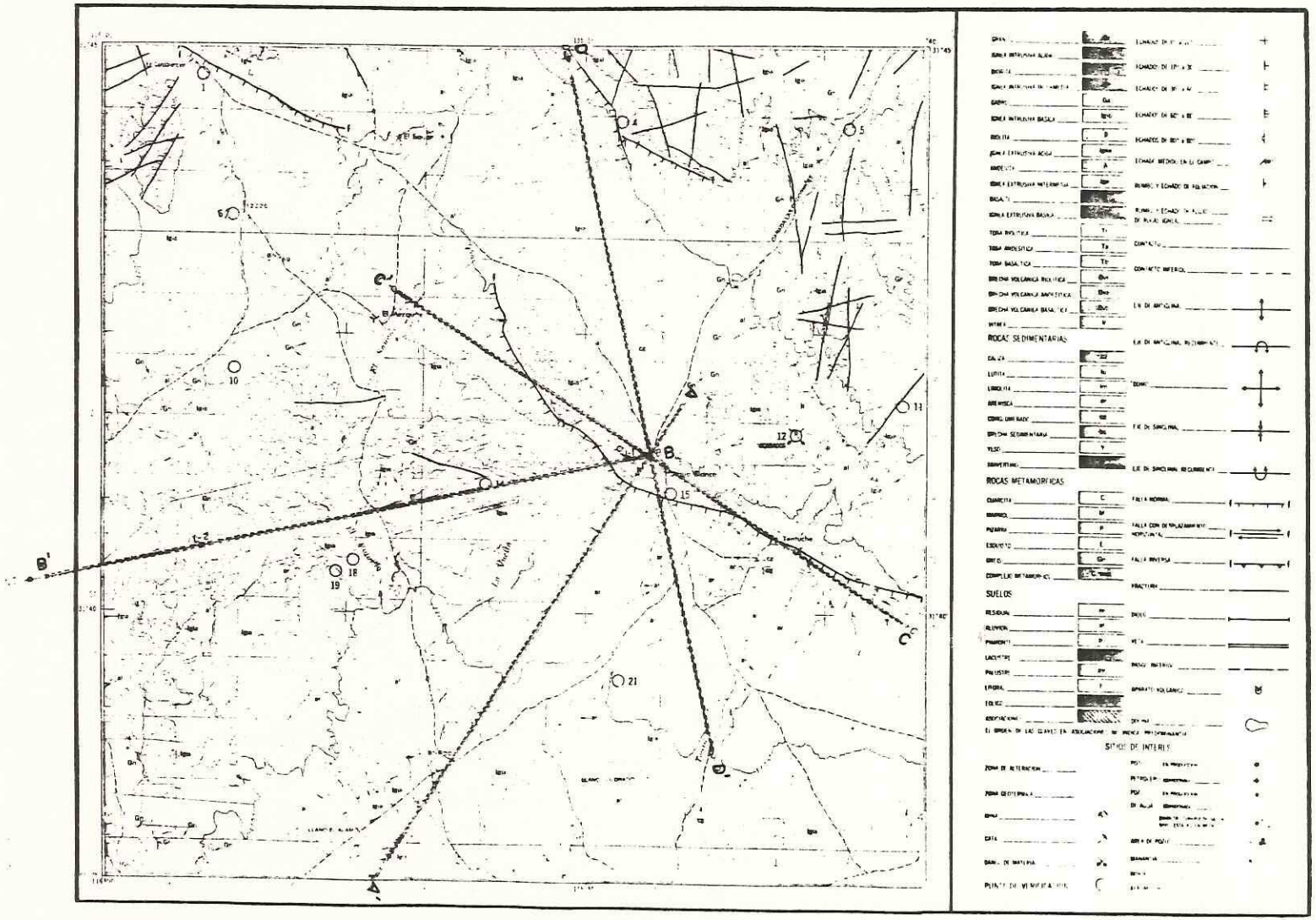


FIGURA 4. Perfil geológico de la línea B. Se muestra la posible zona de la - traza de falla y los diferentes tipos de roca.

La energía es detectada, amplificada y registrada por equipo especialmente diseñado para este propósito. Los datos que se obtienen con este método, son los tiempos de viaje y amplitud de la señal sísmica. Esta información tiempo-distancia es procesada para determinar la velocidad en función de la profundidad.

Los perfiles sísmicos de refracción que se realizaron en noviembre de 1987, forman geométricamente una estrella con centro en las coordenadas geográficas 31 41.28' de latitud norte y 115 54.22' de longitud oeste. Esta estrella la forman cuatro líneas con una longitud de aproximadamente 10 km cada una (Fig 5). El arreglo cubre un área aproximadamente de 78.5 km^2. El experimento consistió en generar la energía sísmica mediante la detonación de una carga de dinamita (≈20 Kg) en cada uno de los barrenos (puntos de tiro) ubicados en los extremos de las líneas. Esta energía fue registrada y grabada en forma analógica por una serie de sismógrafos colocados a lo largo de la línea. La Figura 6 muestra un sismograma obtenido, con el equipo de refracción sismica de 24 canales, del extremo noroeste de la línea B. Los sismógrafos autónomos se sincronizaron en tiempo de acuerdo con la señal de radio WWBV.



HEROES DE LA INDEPENDENCIA H11B24

FIGURA 5. Arreglo geométrico del estudio de refracción sísmica.

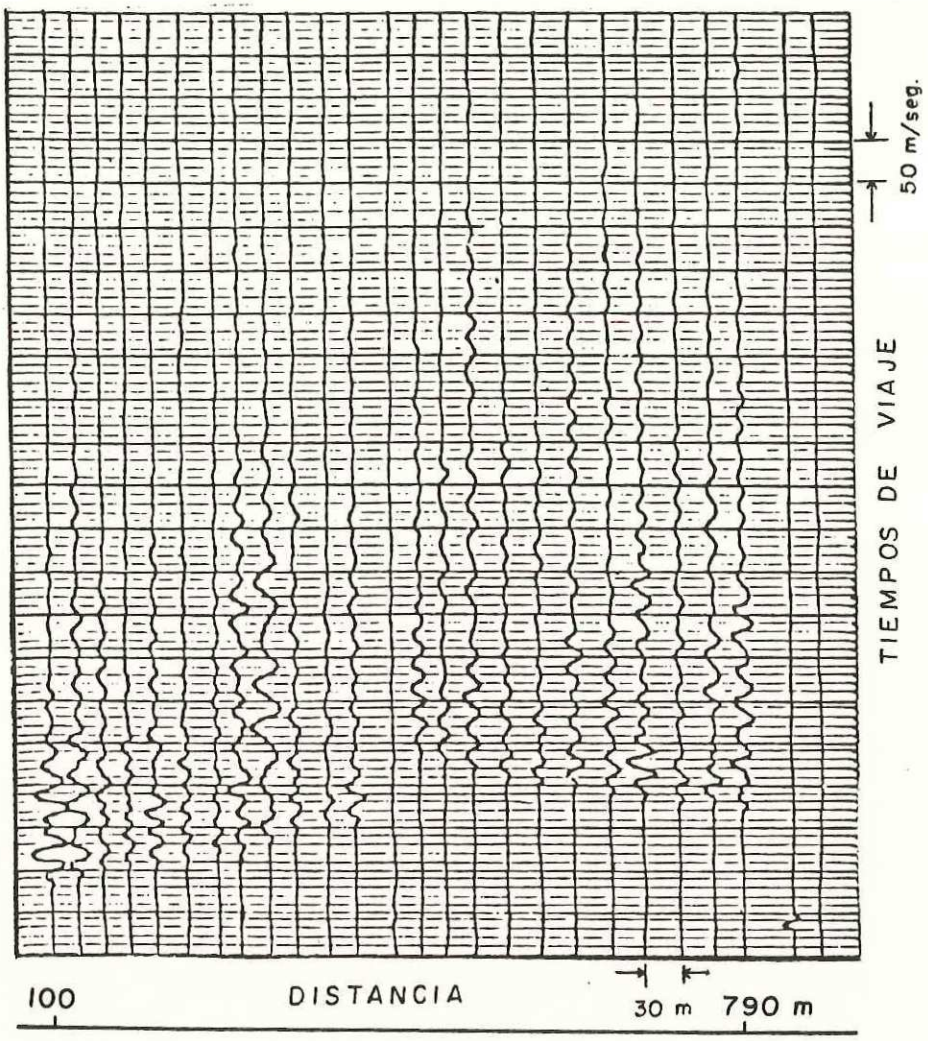


FIGURA 6. Sismograma obtenido del equipo de refracción de 24 canales para el extremo noreste del perfil B.

A continuación se presenta una descripción detallada de cada uno de los perfiles, señalando sus principales características. Estas incluyen: geología superficial, longitud de tendido, orientación, elevación topográfica y los puntos donde se colocaron los sismógrafos y geófonos.

PERFIL AA'

El perfil AA' (Fig 7) tiene una longitud de 9 Km y una orientación noroeste 30 suroeste. Los puntos de tiro (PT) se encuentran en los extremos de la línea. El punto de tiro PTA (extremo noreste) se perforó sobre granito y tuvo una profundidad de 11 metros. El punto de tiro PTA' (extremo suroeste) se perforó sobre granito alterado y tuvo una profundidad de 15 metros. A lo largo de la línea se colocaron los sismógrafos a diferentes distancias, como se muestra en la Fig 7. Los primeros 1510 metros de cada extremo de la línea, se cubrieron con 48 geófonos conectados a 2 sismógrafos marca SIE de 24 canales cada uno, conectados en paralelo. La separación entre los geófonos de refracción en todos los casos fue de 30 metros. El primer geófono del perfil quedó a 100 metros del PT, junto a un sismógrafo autónomo de papel ahumado. El resto de los detectores que cubren la línea son sismógrafos autónomos de papel ahumado. En esta línea destacan las rocas intrusivas (Granodiorita y

Granito), rocas metamórficas (Gneiss) y arenas.

PERFIL BB'

El perfil BB' (Fig 8), tiene una longitud de 10.232 km y una orientación noreste 75 suroeste. Los puntos de tiro (PT) se encuentran en los extremos de la línea. El Punto de tiro B (extremo noroeste) se perforó sobre granito sano y tuvo una profundidad de siete metros. Por otro lado el Punto de tiro B' (extremo sur) se perforó sobre granito alterado y tuvo una profundidad de 15 metros. A lo largo de la línea se colocaron ocho sismógrafos autónomos como se señalan en la Figura 8. En los primeros 1510 metros de cada extremo de la línea se colocaron los sismógrafos de refracción sísmica con los 48 geófonos. El reconocimiento geológico en esta línea permitió apreciar datos estructurales como fisuras y foliaciones que se pueden asociar con el trazo de la falla. Las principales unidades litológicas en este perfil son rocas de tipo intrusivo y gneisses (Fig 4).

PERFIL CC'

El perfil CC' (Fig 9), tiene una orientación noroeste 60 sureste con una longitud de 10 km, los puntos de tiro se

encuentran en los extremos de la línea a una profundidad de 15 metros, estos se perforaron sobre arenas poco consolidadas. La línea fue cubierta con ocho sismógrafos autónomos de papel ahumado y dos equipos de refracción sísmica de 24 canales distribuidos de igual manera que en las lineas AA' y BB'. Los tendidos de geófonos de refracción sismica se colocaron sobre aluvión.

PERFIL DD'

El perfil DD' (Fig 10) tiene una orientación noroeste 15 sureste y una longitud de 11.6 km. Los puntos de tiro se encuentran también en los extremos y tienen una profundidad de 15 metros, el barreno que se encuentra en el extremo noroeste se perforó sobre granito alterado y el del extremo sureste sobre arenas poco consolidadas. Los puntos donde se colocaron los sismógrafos se muestran en la Fig 10. Los geófonos fueron tendidos sobre aluvión.

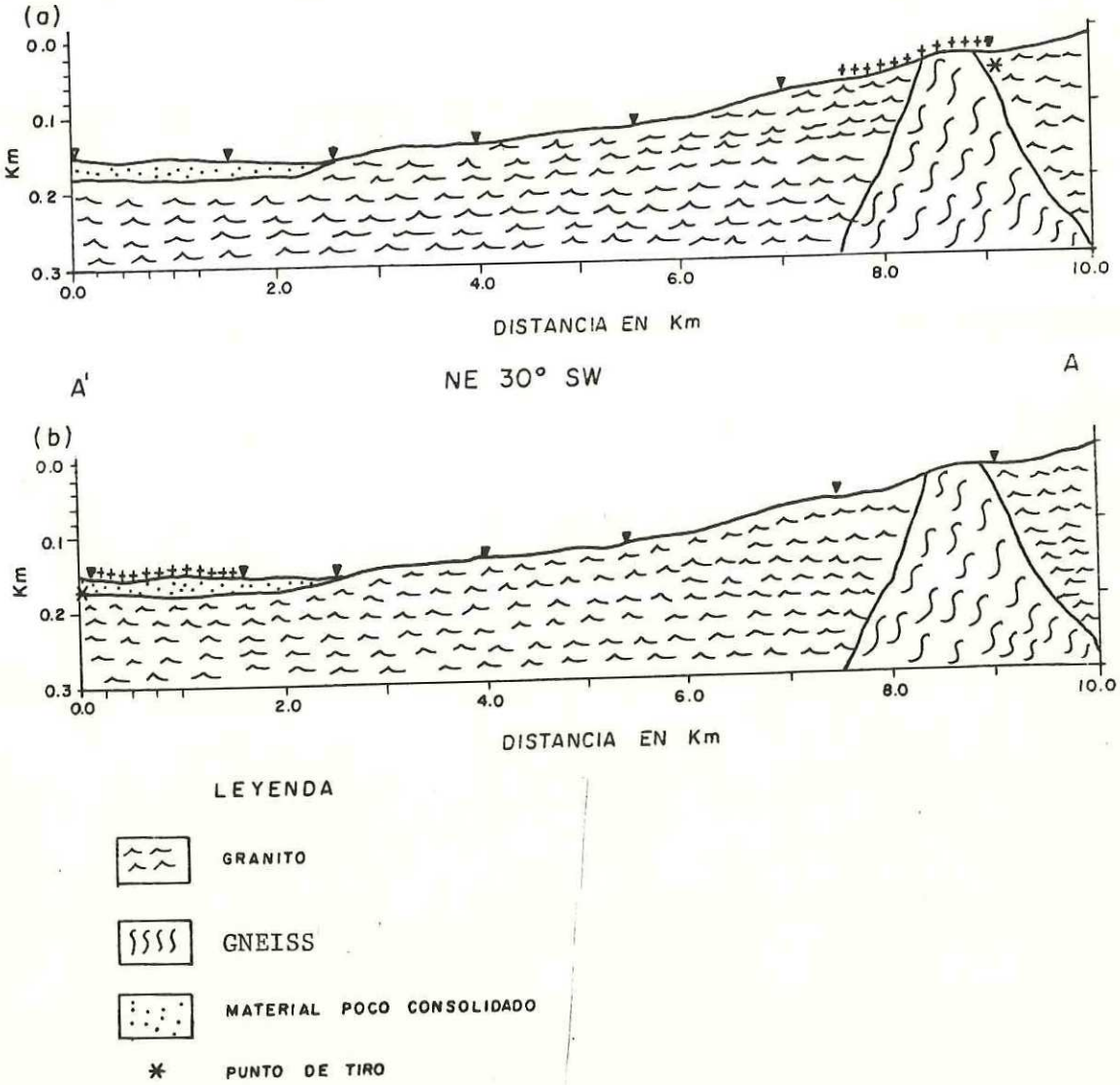
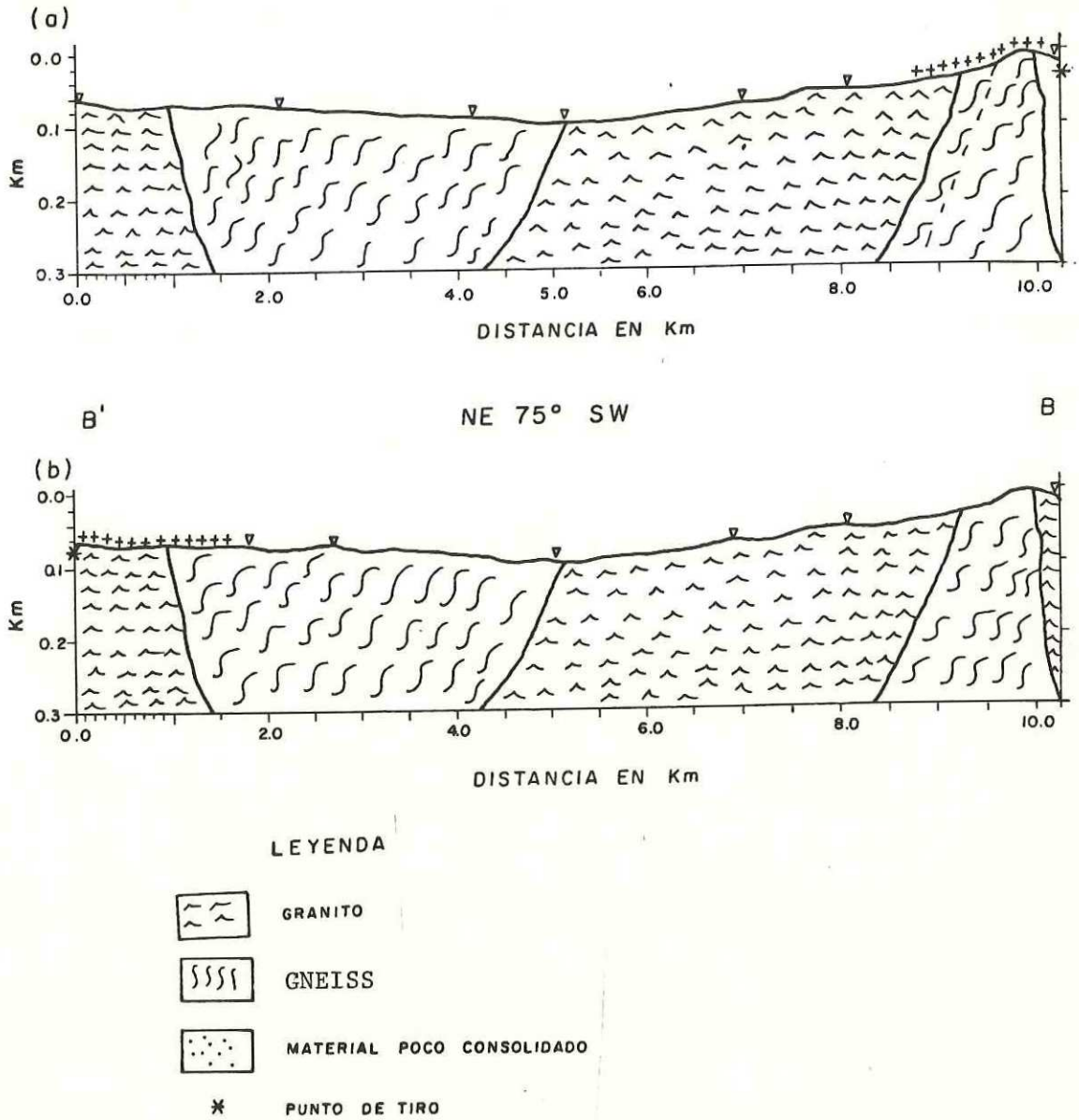
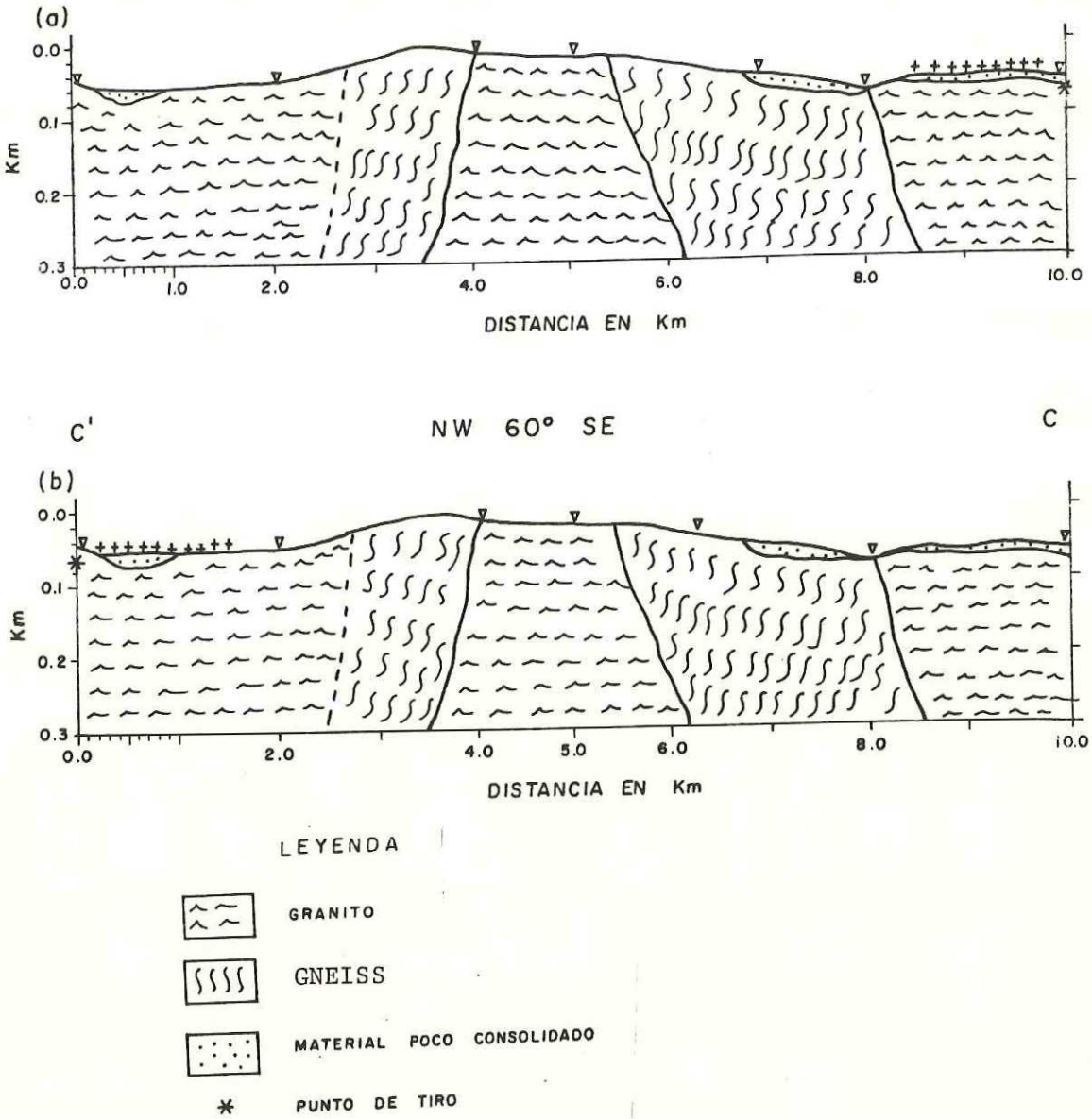


FIGURA 7. Perfil topográfico de la línea A. (a). perfil del PTA y (b). perfil del PTA'. Los diferentes tipos de rocas, observados en la superficie, se supone que se extienden a profundidad. Los triángulos indican los lugares ocupados por los equipos autónomos de refracción. Las cruces los lugares ocupados por los equipos de refracción sísmica de 24 canales.



FIGURB 8. Perfil topográfico de la línea B. (a). perfil del PTB. (b). perfil del PTB'. Los diferentes tipos de rocas, observados en la superficie, se supone que se extienden a profundidad. Los triángulos indican los lugares ocupados por los equipos autónomos de refracción. Las cruces los lugares ocupados por los equipos de refracción sísmica de 24 canales.



FIGURB 9. Perfil topográfico de la línea C. (a). perfil del PTC. (b). perfil del PTC'. Los diferentes tipos de rocas, observados en la superficie, se supone que se extienden a profundidad. Los triángulos indican los lugares ocupados por los equipos autónomos de refracción. Las cruces los lugares ocupados por los equipos de refracción sísmica de 24 canales.

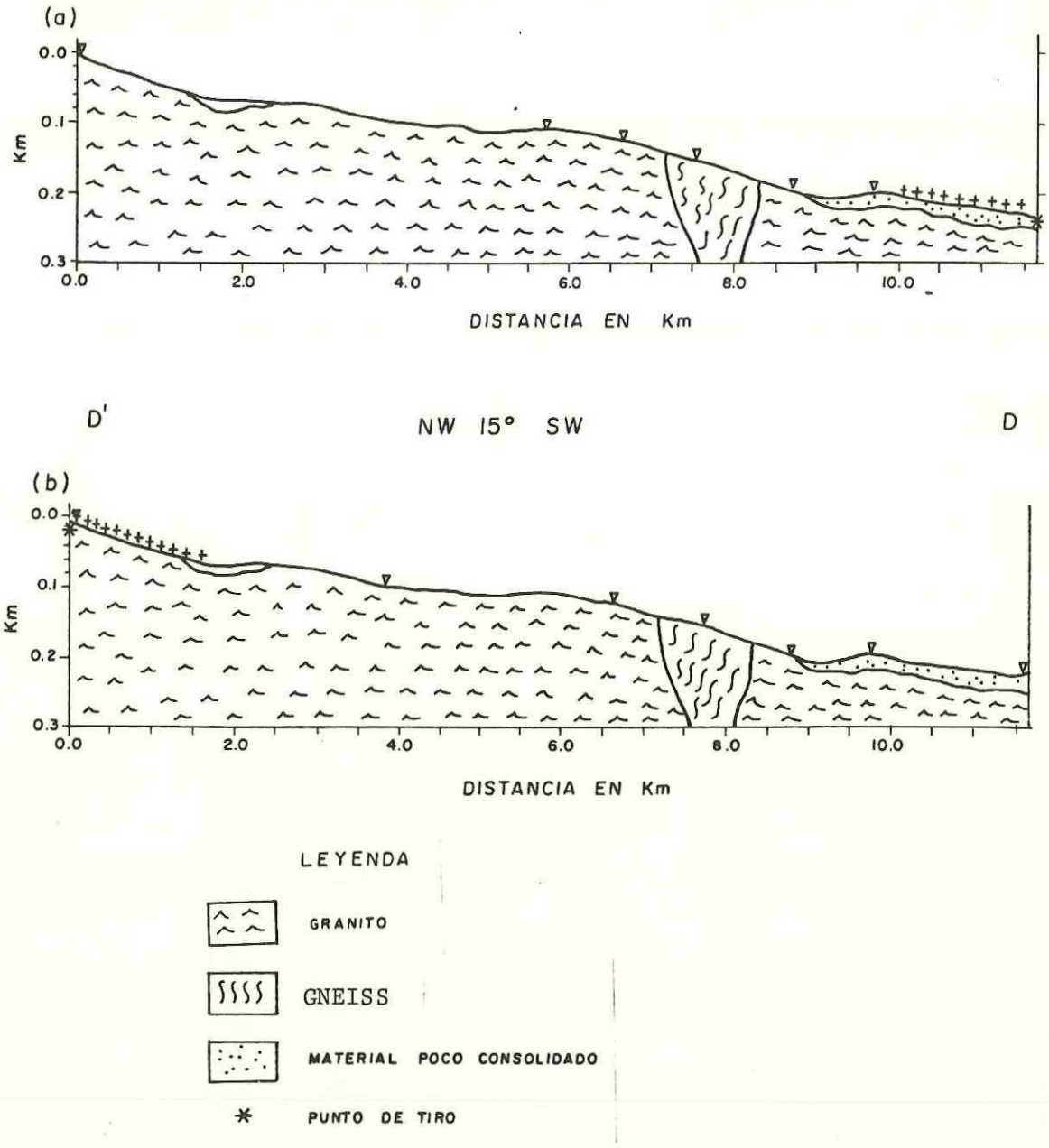


FIGURA 10. Perfil topográfico de la línea D. (a). perfil del PTD. (b). perfil del PTD'. Los diferentes tipos de rocas, observados en la superficie, se supone que se extienden a profundidad. Los triángulos indican los lugares ocupados por los equipos autónomos de refracción. Las cruces los lugares ocupados por los equipos de refracción sísmica de 24 canales.

IV. ANALISIS DE LOS DATOS

Para obtener un modelo estructural, se empleo la técnica de trazado de rayos en dos dimensiones. Con esta metodología la trayectoria del rayo y el tiempo de viaje de la onda sísmica son calculados mediante modificaciones sucesivas a un modelo inicial. Este es modificado hasta que el tiempo de viaje calculado se ajusta razonablemente con el tiempo de viaje observado. El modelo inicial es inferido en base a la geología y a un análisis preliminar de los datos con una técnica estándar (ver,por ejemplo, Dobrin,1976).

Para este estudio, en particular, se consideró un ajuste satisfactorio cuando las diferencias entre los tiempos de viaje calculados y los tiempos de viaje observados fueran menores o iguales a 0.010 segundos (que es aproximadamente el error de lectura).

El algorítmo que se uso para el trazado de rayos es RAY84 desarrollado por Luegtgert (1984). Este es una modificación de una técnica descrita por Cerveny et al. (1977). Este algoritmo calcula la propagación de rayos en medios heterogéneos en dos dimensiones.

Los modelos fueron definidos por dos o más interfases. Un par de interfases sucesivas describen una capa, en la cual

la velocidad es definida en términos de las velocidades especificadas en la cima y base de la misma. Puede ser heterogénea pero continua. Las discontinuidades en la velocidad ocurren en las interfases. El algoritmo de trazado de rayos calcula su propagación en las capas por medio de la integración de un sistema de ecuaciones diferenciales ordinarias de primer orden (Cerveny et al. 1977).

$$\frac{dx}{d\tau} = V(x,z)*\mathrm{Cos}\delta$$

$$\frac{dz}{d\tau} = V(x,z)*\mathrm{Sen}\delta \qquad (1)$$

$$\frac{d\delta}{d\tau} = -Vx*\mathrm{Cos}\delta + Vz*\mathrm{Sen}\delta$$

$$Vx = \frac{\partial V}{\partial x} \quad ; \qquad Vz = \frac{\partial V}{\partial z}$$

$$-\pi \leq \delta \leq \pi$$

Donde δ es el ángulo del rayo, X y Z forman el sistema de coordenadas, V es la velocidad en función de X y Z, y τ es el tiempo de viaje.

Suponiendo valores iniciales $Xo, Zo, \tau o$ y el valor de $V(x,z)$ los valores para X, Z, τ y δ son calculados por integraciones sucesivas del sistema de ecuaciones (1) sobre pequeños intervalos de tiempo.

Los contrastes litológicos son representados por discontinuidades en velocidad. Cuando una interface litológica es encontrada en el cálculo del rayo, se aplica la Ley de Snell y se continúa el cálculo. El paquete de programas (RAY84), se adaptó para ser utilizado en la PRIME 750 del CICESE, ya que la versión original es para una máquina VAX/VMS. Con el fin de identificar posibles errores en la adaptación de los programas, los tiempos de viaje calculados con este paquete, se compararon con los tiempos de viaje calculados con el programa que utiliza el método "aproximación circular" (Madrid et al., 1983). Este método se basa en una formulación analítica, lo que hace innecesario resolver el sistema de ecuaciones (1) y considera que las trayectorias de los rayos son círculos, descritos por la siguiente ecuación:

$$\left(X - \frac{Vo*Cot\theta}{b}\right)^2 + \left(Z + \frac{Vo}{b}\right)^2 = \left(\frac{Vo}{b}\right)^2 \qquad (2)$$

Donde θ es el ángulo de partida del rayo, b es el gradiente de velocidad, x y z son las coordenadas cartesianas y Vo es la velocidad. El tiempo de viaje para el rayo se obtiene de la siguiente manera:

$$T = \frac{1}{bp} \int SEC\theta \, d\theta \qquad (3)$$

donde p es el vector de lentitud. El modelo de capas que se

utilizó para identificar posibles errores en la adaptación del programa se muestra en la Figura 11. La diferencia en los tiempos de viaje entre los programas son del orden de $\pm$ 0.001 seg. Esta diferencia es despreciable para los fines de este trabajo.

IV.1 Obtención de los modelos

La obtención de un modelo para cada perfil se realizó por medio del análisis de la información obtenida en el campo, esto consistió en lo siguiente : a) Obtención de un modelo inicial. b) Refinamiento del modelo inicial.

Obtención del modelo inicial

El modelo inicial se obtuvo del análisis de los primeros arribos. Al perfil topográfico se le asoció la información geológica y velocidades aparentes calculadas de los perfiles de refracción sísmica. Las velocidades se calcularon como el inverso de la pendiente del segmento de la línea de regresión de los primeros arribos.

Los modelos iniciales consisten, básicamente, en una pequeña capa cuyo espesor varía de unos cuantos centímetros hasta aproximadamente 10 metros, ver Figuras 12, 13, 14 y 15. Estas capas se encuentran poco consolidadas y están

constituidas por areniscas o arenas cuyos espesores se calcularon de acuerdo a la siguiente expresión:

$$h = \frac{Ti*Vo}{2Cos(Sen^{1}\frac{Vo}{V_1})} \qquad (4)$$

Refinamiento del modelo inicial.

Este procedimiento consistió en refinar el modelo inicial mediante la ejecución de un número considerable de experimentos computacionales. Se modificaron los gradientes horizontales y verticales de velocidad, y espesores de la capa superior, hasta conseguir un ajuste satisfactorio entre los tiempos de viaje calculados, y los tiempos de viaje observados.

Este proceso se realizó resolviendo el problema directo, es decir, con los parámetros del modelo inicial se calculó la trayectoria del rayo. Los tiempos de viaje se graficaron en pantalla junto con el modelo y los tiempos observados. Este procedimiento permite comparar ambos tiempos (calculados y observados) y hacer los ajustes necesarios a los parámetros. El modelo modificado fue procesado nuevamente obteniéndose nuevos tiempos que se compararon con los tiempos observados. El proceso se continuó hasta obtener un modelo razonable, cuyos tiempos de viaje se ajustan a los observados de acuerdo a un criterio previamente establecido.

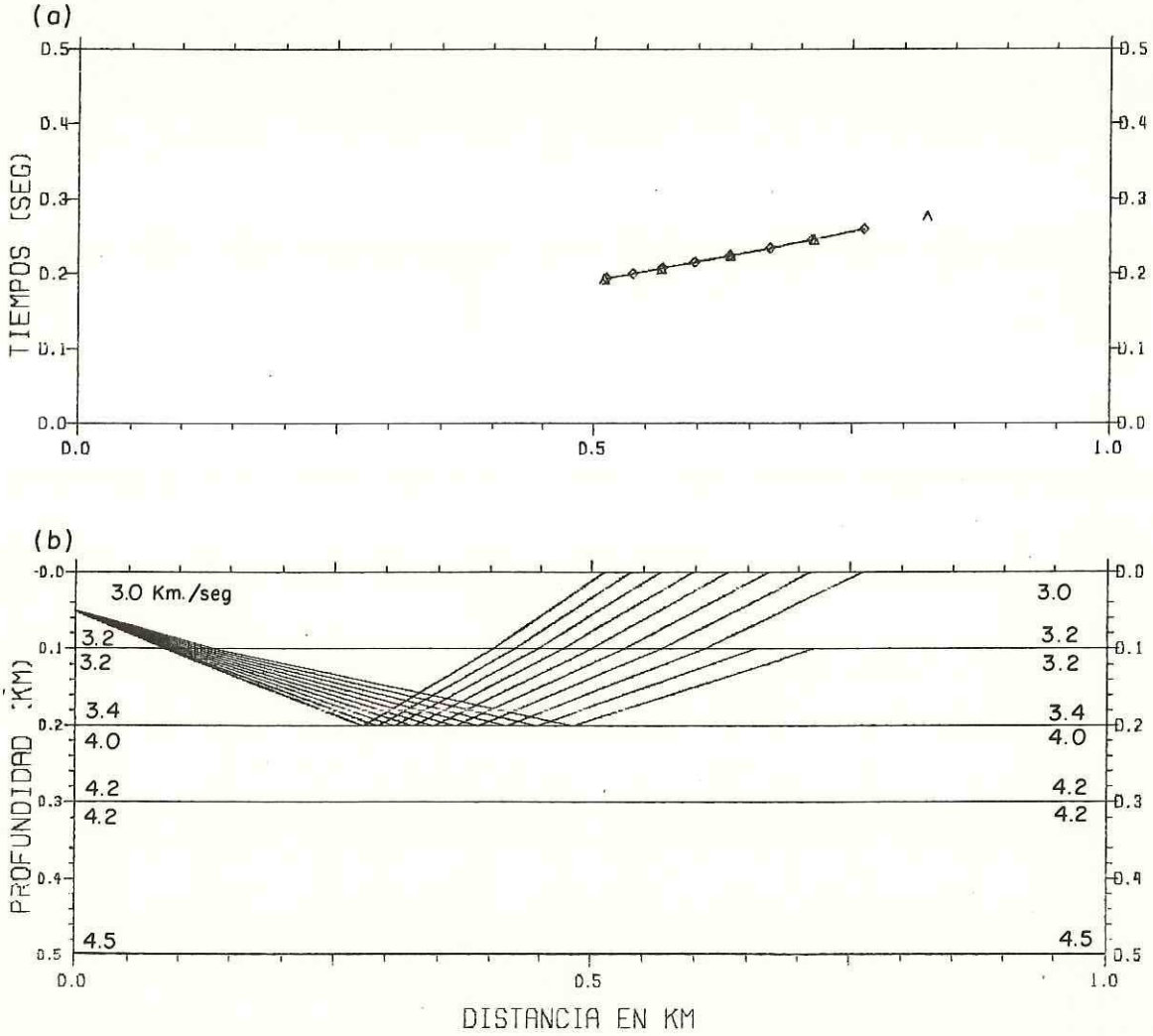


FIGURA 11. Modelo de capas usado para detectar posibles errores en la adaptación del programa RAY84. (a) Tiempos de viaje de los rayos. Los triángulos corresponden a los tiempos de viaje calculados con el programa de trazado de rayos llamado "aproximación circular" (Madrid et al.,1983). Los cuadriláteros corresponden a los tiempos de viaje calculados con RAY84. (b) Modelo y trazado de rayos.

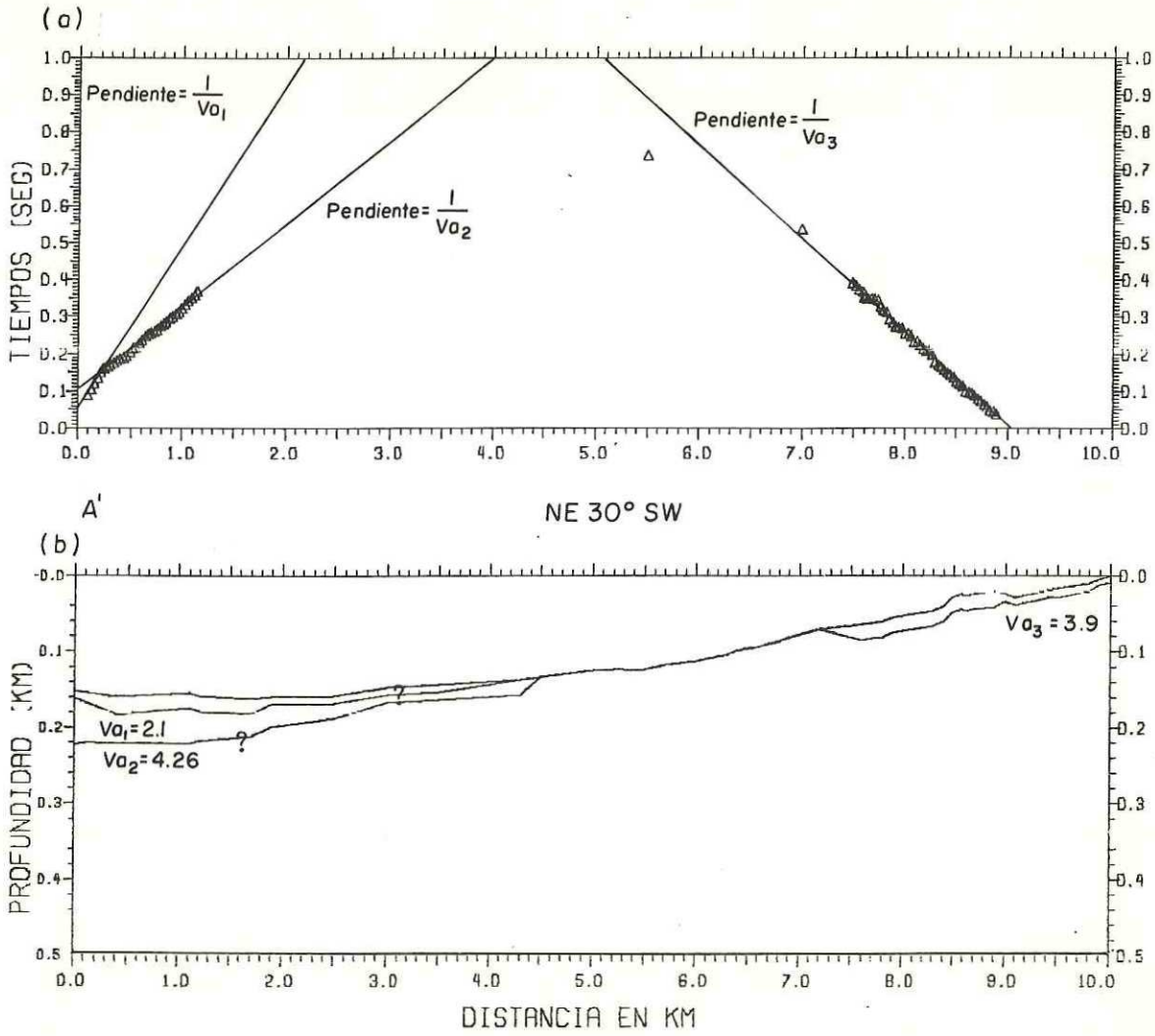


FIGURA 12. Modelo inicial para la línea A. (a). Grafica tiempo-distancia, (b). Modelo inicial calculado apartir de los datos de campo.

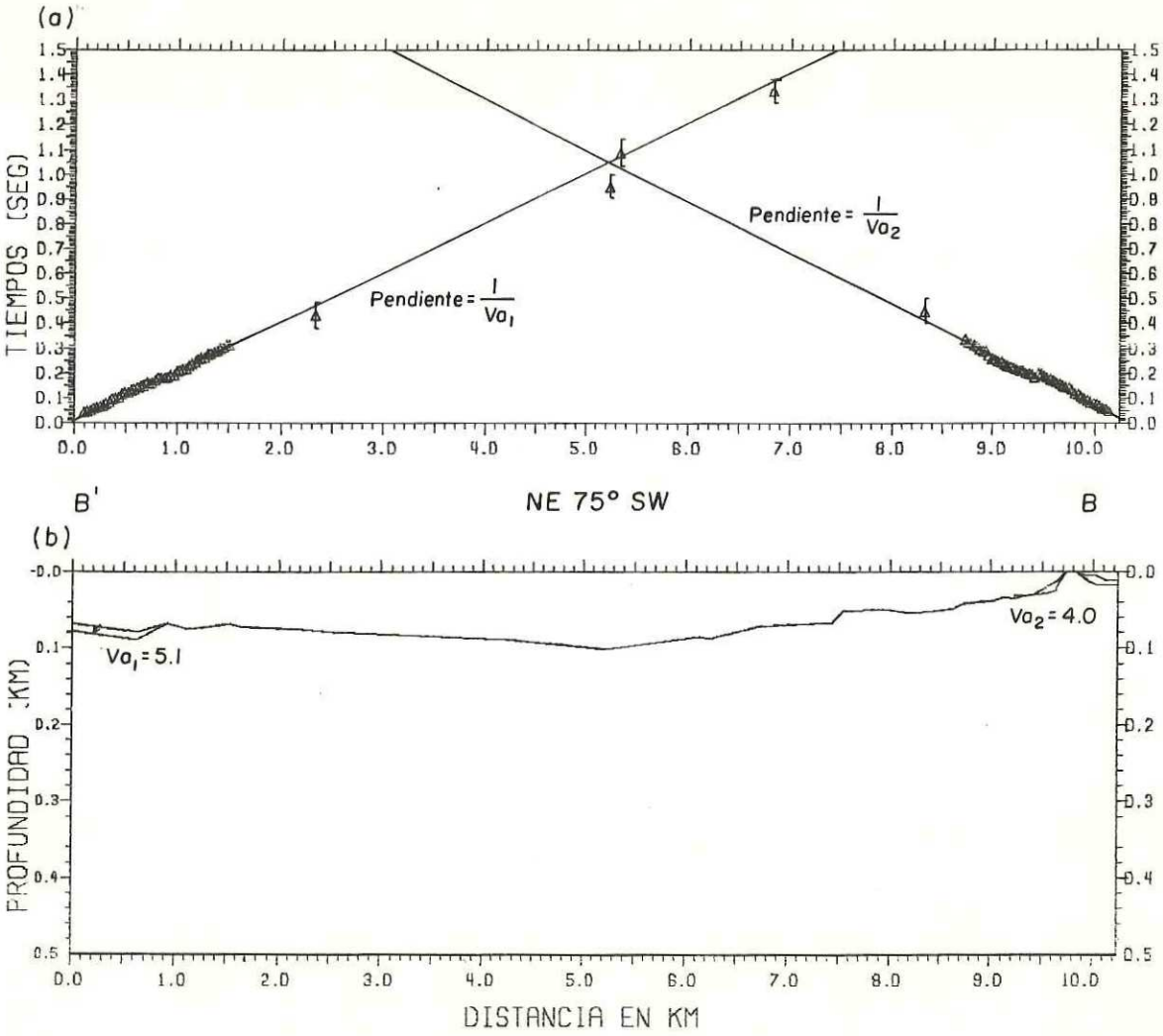


FIGURA 13. Modelo inicial para la línea B. (a). Grafica tiempo-distancia, (b). Modelo inicial calculado apartir de los datos de campo.

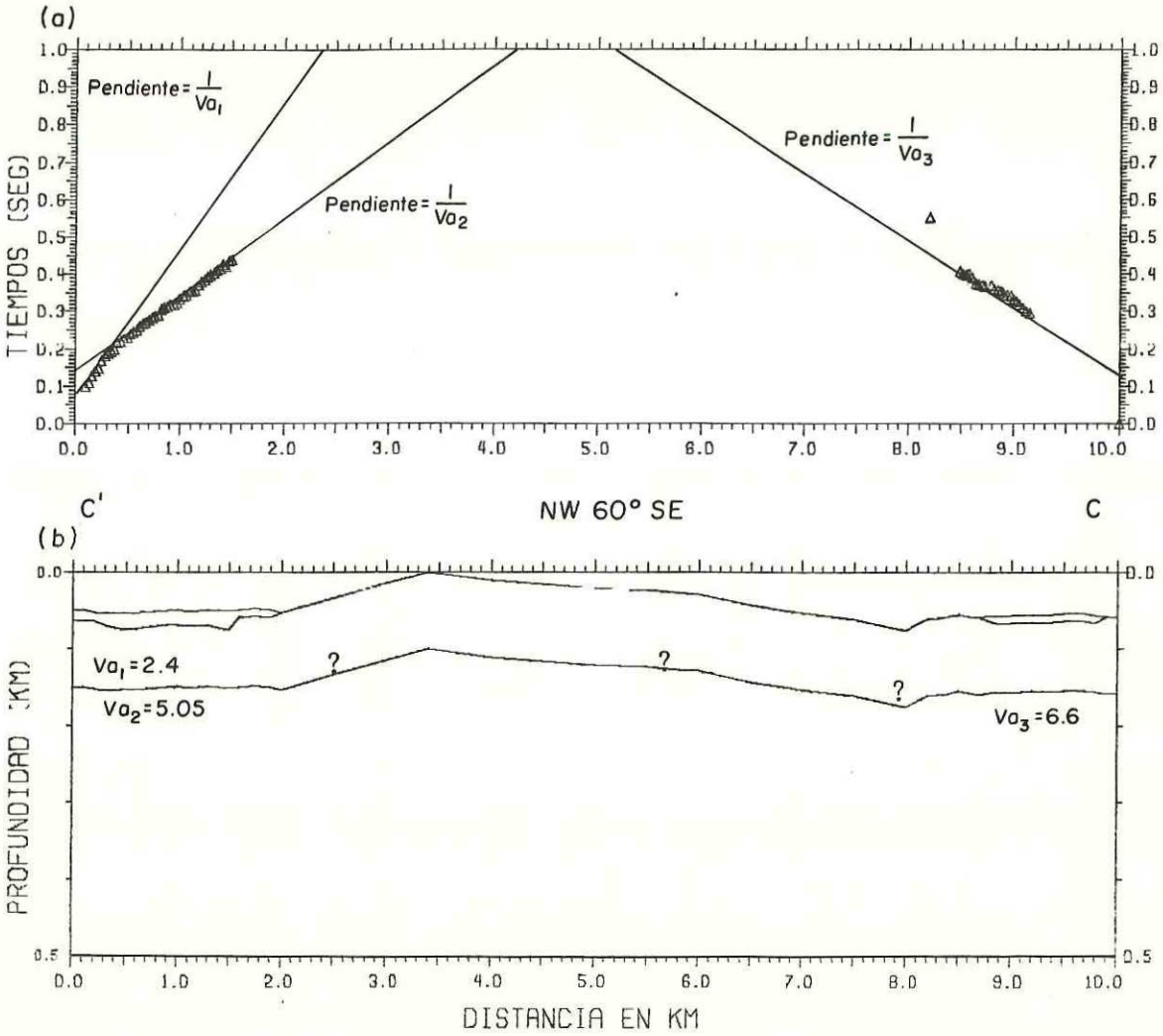


FIGURA 14. Modelo inicial para la línea C. (a). Grafica tiempo-distancia, (b). Modelo inicial calculado apartir de los datos de campo.

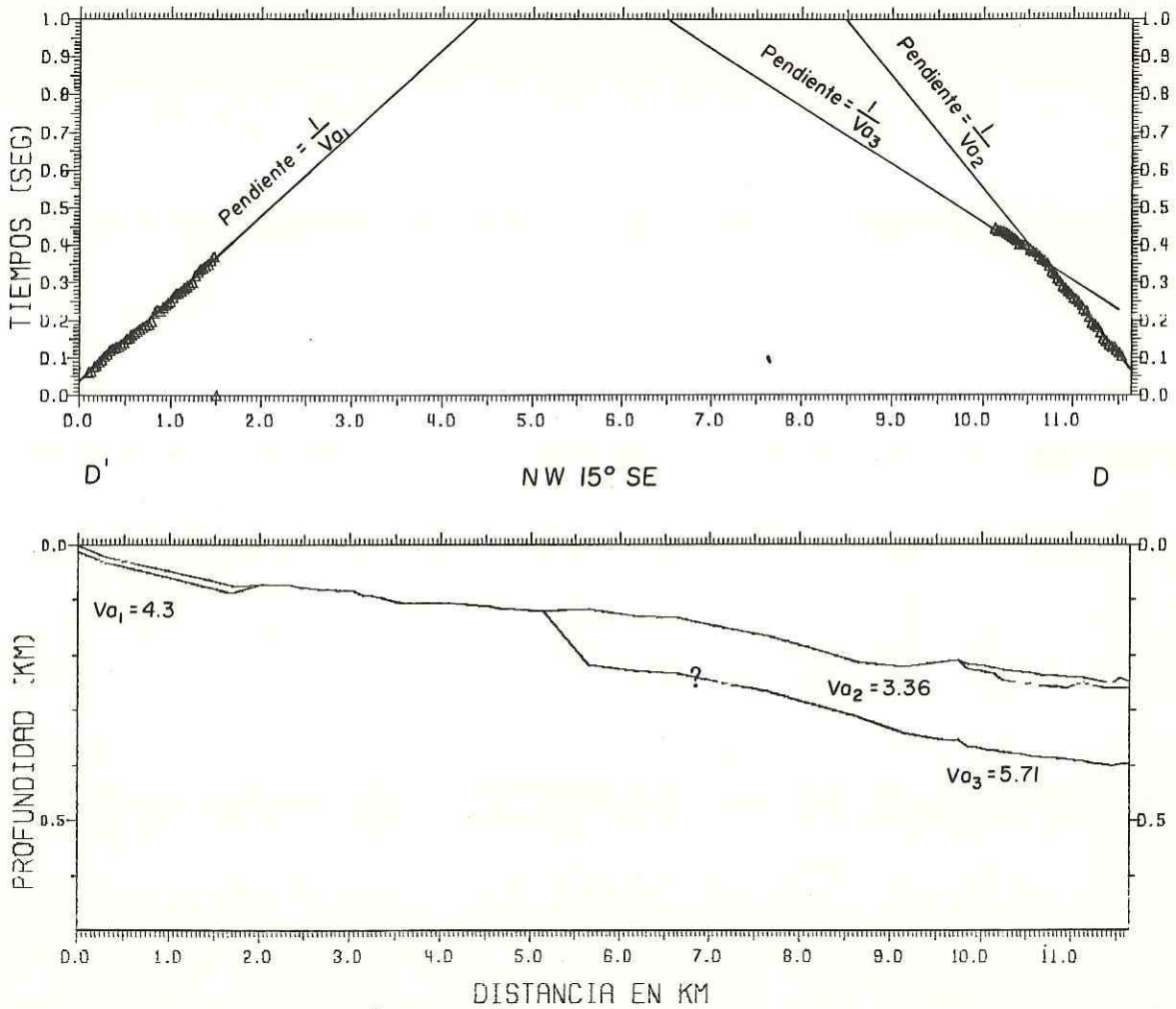


FIGURA 15. Modelo inicial para la línea D. (a). Grafica tiempo-distancia, (b). Modelo inicial calculado apartir de los datos de campo.

IV.2 Discusiones sobre los ajustes entre los tiempos calculados y observados para cada perfil.

PERFIL AA'

Los datos disponibles en este perfil nos permiten elaborar un modelo con tres capas (Figura 16). La primera corresponde a material suelto, con espesor que varia entre 4 y 10 metros y una velocidad promedio de 0.62 km/seg. La segunda corresponde a una capa de arena, poco consolidada de 30 metros de espesor y una velocidad promedio de 1.7 km/seg. Esta capa se encuentra en el extremo suroeste del perfil (Figura 17), la tercera corresponde a roca ígnea intrusiva y gneiss. En esta la velocidad aumenta con la profundidad en una forma continua y la variación lateral es pequeña. En el extremo suroeste del perfil, la tercera capa, tiene en la parte superior una velocidad promedio de 4.4 km/seg. La máxima profundidad que se modeló en este extremo es de 150 metros con una velocidad de 4.2 km/seg (Figura 18). En el extremo noreste (Punto Central) la cima tiene velocidades de 4.1 a 4.2 km/seg. La máxima profundidad modelada fue de 350 metros con una velocidad de 4.40 km/seg. Las diferencias entre los tiempos observados y los calculados son bastante aceptables ($\pm$0.010 seg) en ambos extremos del perfil.

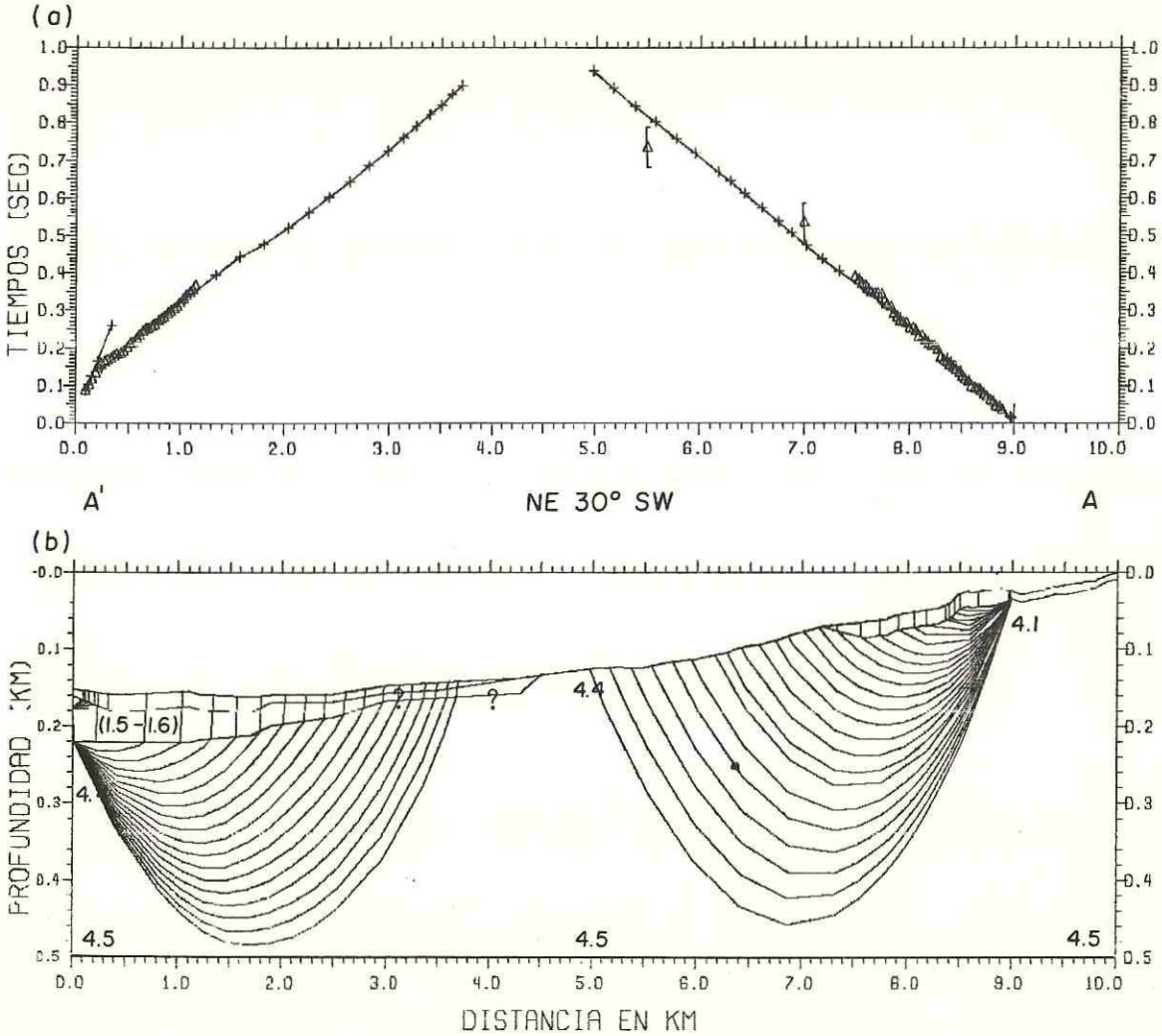


FIGURA 16. Datos registrados en ambos extremos de la línea A. (a) Tiempos de viaje observados y calculados. Los triángulos representan los tiempos observados, los tiempos de viaje registrados con los equipos de papel ahumado tienen un error de lectura del orden de ± 0.05 segundos el cual se señala con su respectiva barra de error, y las cruces son los tiempos calculados. (b) Modelo estructural y trazado de rayos. Las velocidades se indican en kilómetros/segundo en la cima y base de cada capa. La máxima profundidad que se modeló en esta línea es de 350 metros.

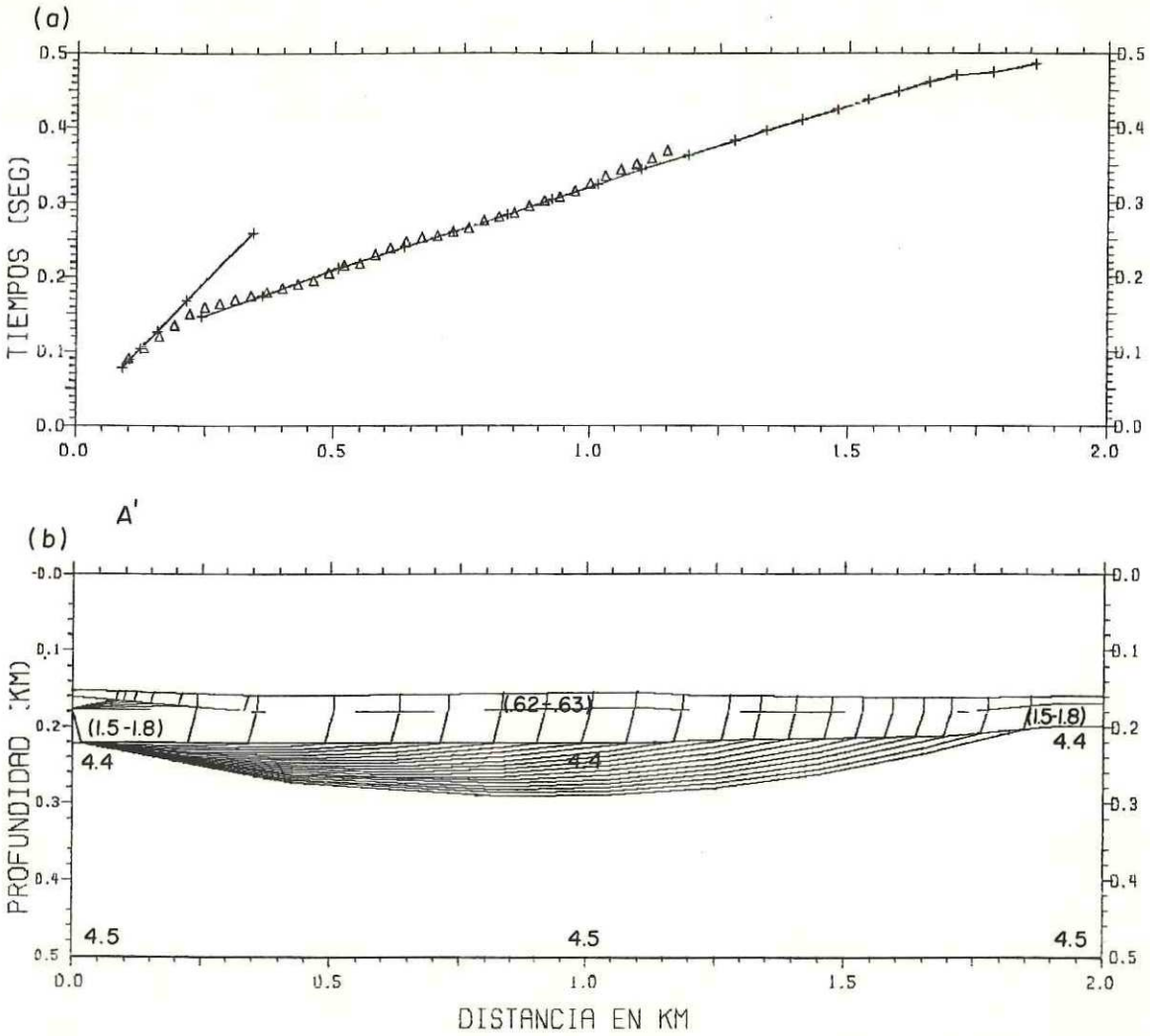


FIGURA 17. Datos registrados en el extremo suroeste de la línea A. (a) Tiempos de viaje observados y calculados. Los triángulos representan los tiempos observados y las cruces son los tiempos calculados. (b) Modelo estructural y trazado de rayos. Las velocidades se indican en kilómetros/segundo en la cima y base de cada capa. En los primeros 200 metros los primeros arribos corresponden a rayos directos y entre los 200 y 1500 metros los arribos corresponden a rayos refractados en la roca ígnea.

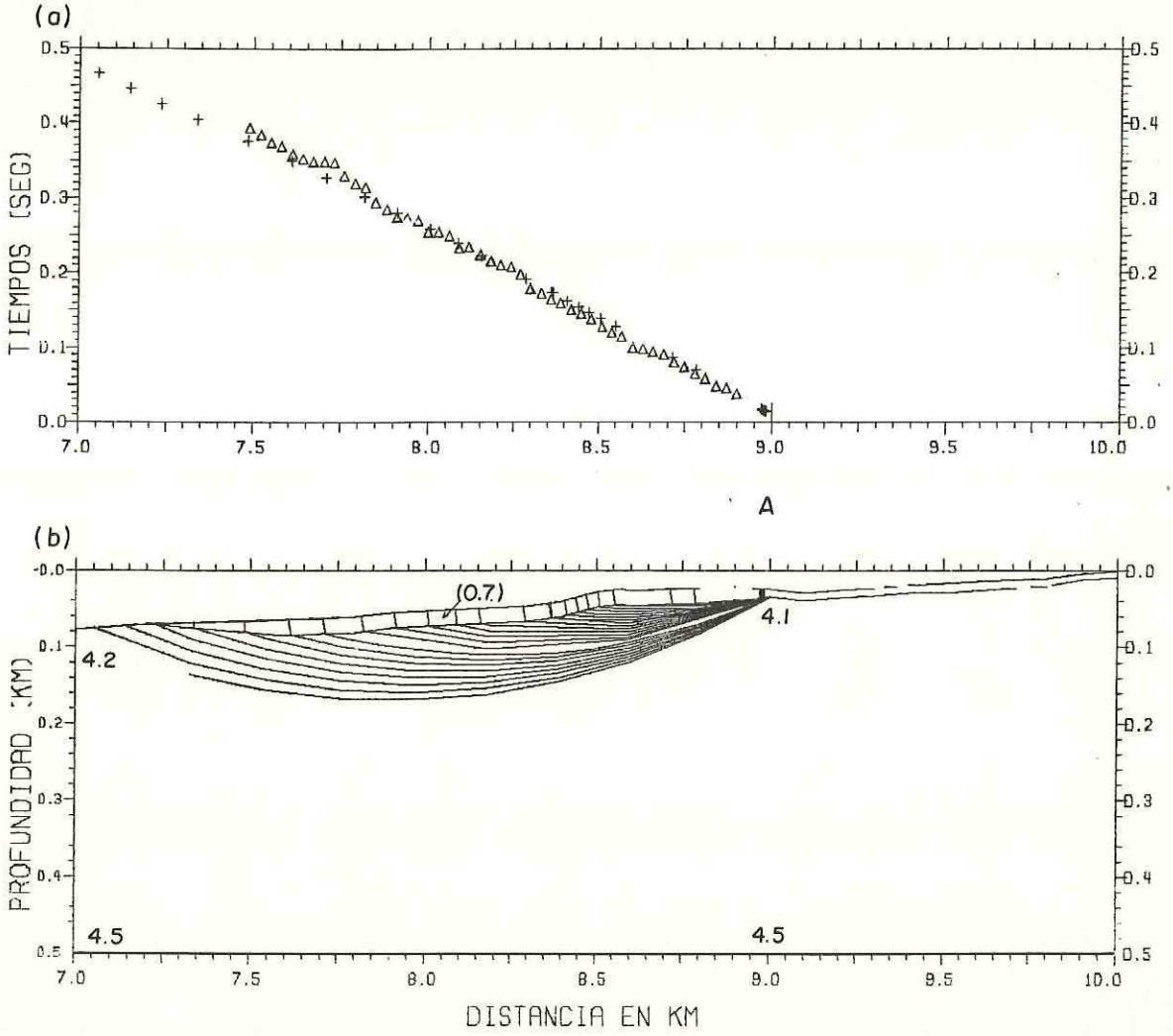


FIGURA 18. Datos registrados en el extremo noreste de la línea A. (a) Tiempos de viaje observados y calculados. Los triángulos representan los tiempos observados y las cruces son los tiempos calculados. (b) Modelo estructural y trazado de rayos. Las velocidades se indican en kilómetros/segundo en la cima y base de cada capa. Los tiempos de viaje corresponden a rayos directos.

PERFIL BB'

De los datos del perfil BB' se obtuvo un modelo que consiste de una sola capa en la cual se encuentran pequeñas porciones de arenas cuyos espesores no son mayores de 10 metros (Figura 19). Dicho horizonte consiste de rocas ígneas intrusivas y gneiss. En este modelo las velocidades de la parte superior en el extremo suroeste (Figura 20), varían entre 4.6 y 4.8, km/seg . La máxima profundidad calculada para este extremo es de 90 metros con una velocidad de 4.8 km/seg.

La cima del extremo noreste (Punto Central) tiene velocidades de 4.0., 3.7 y 4.8 Km/seg (Figura 21). Estos fuertes gradientes laterales en la velocidad son necesarios para obtener un buen ajuste entre los tiempos observados y calculados. El perfil cruza la zona de falla. La máxima profundidad modelada es de 250 metros con una velocidad de 4.8 km/seg.

La diferencia entre los tiempos observados y calculados son pequeñas, excepto en los sensores que se encuentran a 2 y 2.5 km del punto central. Estos puntos tienen diferencias de $\pm$0.02 seg. Estas diferencias las podemos asociar a una fuerte heterogeneidad lateral (disminución de la velocidad) en la zona de falla.

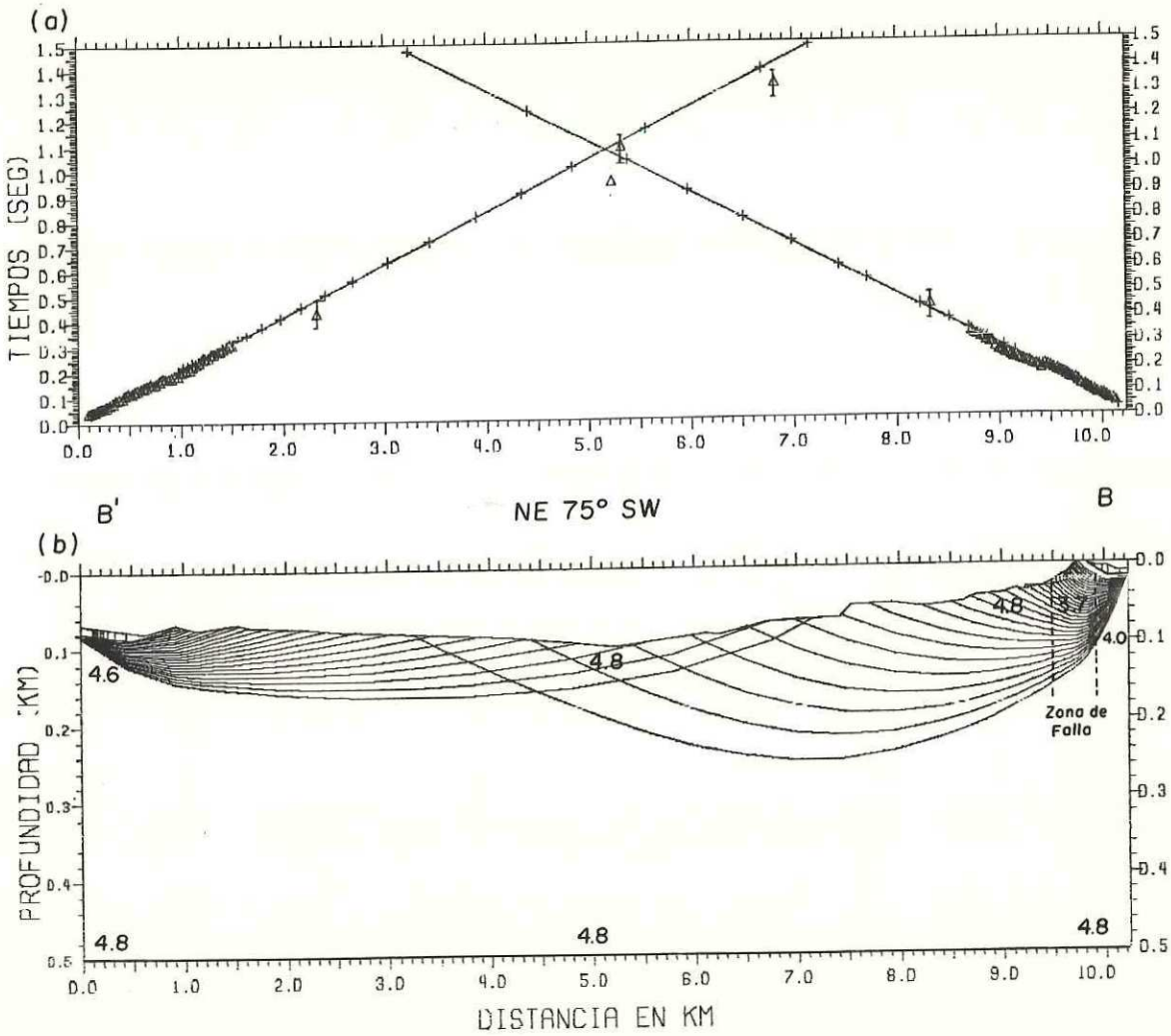


FIGURA 19. Datos registrados en ambos extremos de la línea B. (a) Tiempos de viaje observados y calculados. Los triángulos representan los tiempos observados, los tiempos de viaje registrados con los equipos de papel ahumado tienen un error de lectura del orden de ± 0.05 segundos el cual se señala con su respectiva barra de error, y las cruces son los tiempos calculados. (b) Modelo estructural y trazado de rayos. Las velocidades se indican en kilómetros/segundo en la cima y base de cada capa. La máxima profundidad que se modeló en esta línea es de 250 metros.

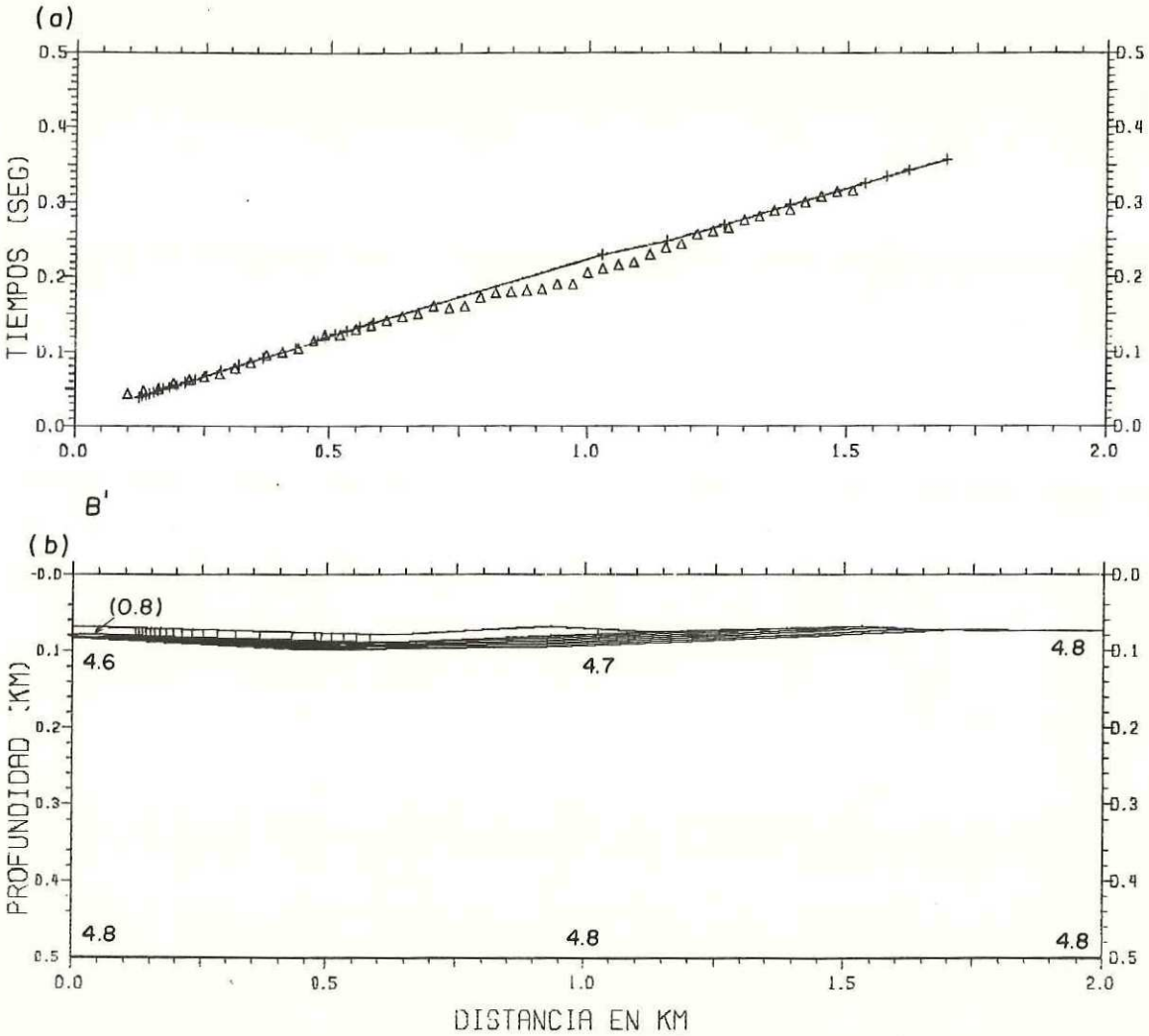


FIGURA 20. Datos registrados en el extremo suroeste de la línea B. (a) Tiempos de viaje observados y calculados. Los triángulos representan los tiempos observados y las cruces son los tiempos calculados. (b) Modelo estructural y trazado de rayos. Las velocidades se indican en kilómetros/segundo en la cima y base de cada capa.

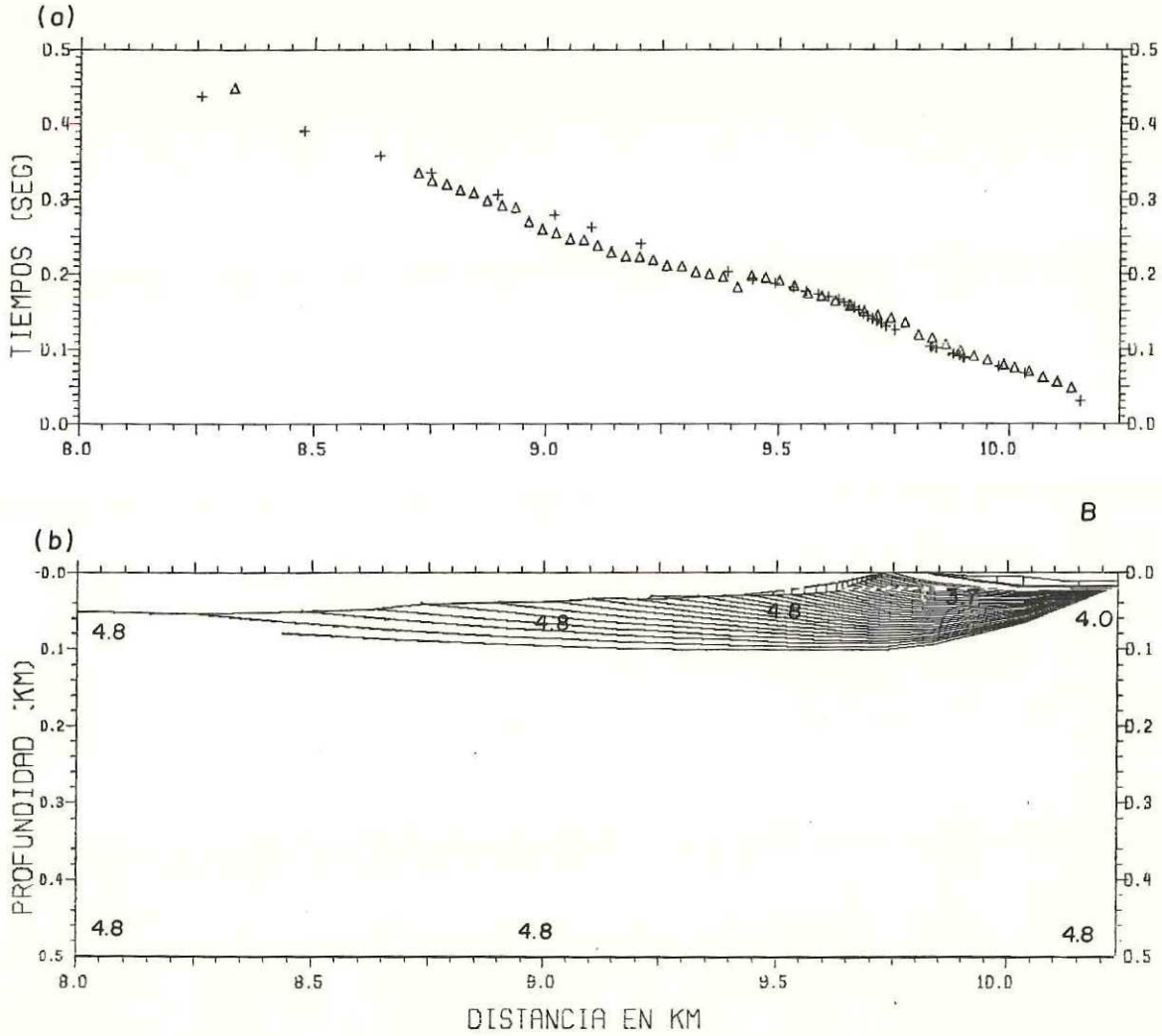


FIGURA 21. Datos registrados en el extremo noreste de la línea B. (a) Tiempos de viaje observados y calculados. Los triángulos representan los tiempos observados y las cruces son los tiempos calculados. (b) Modelo estructural y trazado de rayos. Las velocidades se indican en kilómetros/segundo en la cima y base de cada capa. En este extremo se observa un fuerte gradiente lateral en la velocidad debido a que este perfil cruza la zona de falla (heterogeneidad lateral).

PERFIL CC'

El modelo propuesto con los datos de este perfil (Figura 22), consta de tres capas: la primera es un relleno con un espesor que varía entre los ocho y diez metros y una velocidad promedio de 0.53 km/seg. La segunda corresponde a una capa de aluvión de 90 metros de espesor con una velocidad de 1.8 km/seg. Las características de dicho horizonte se estimaron únicamente en el extremo noroeste. Se infirieron hacia el extremo sureste, debido a que en esta dirección se registraron pocos tiempos de viaje. La tercera capa se correlacionó con rocas ígneas intrusivas y gneiss. En ésta capa la velocidad aumenta con la profundidad en una forma continua y las variaciones laterales son pequeñas. En el extremo noroeste de la línea (Figura 23), la tercera capa tiene velocidades de 4.60 y 4.66 km/seg y la máxima profundidad modelada es de 130 metros con velocidad de 4.7 km/seg. Hacia el extremo sureste (Figura 24), las velocidades son de 4.7 km/seg en la cima y en la base. Las diferencias entre los tiempos observados y calculados son bastante buenas en ambos lados del perfil ($\pm$0.010 seg).

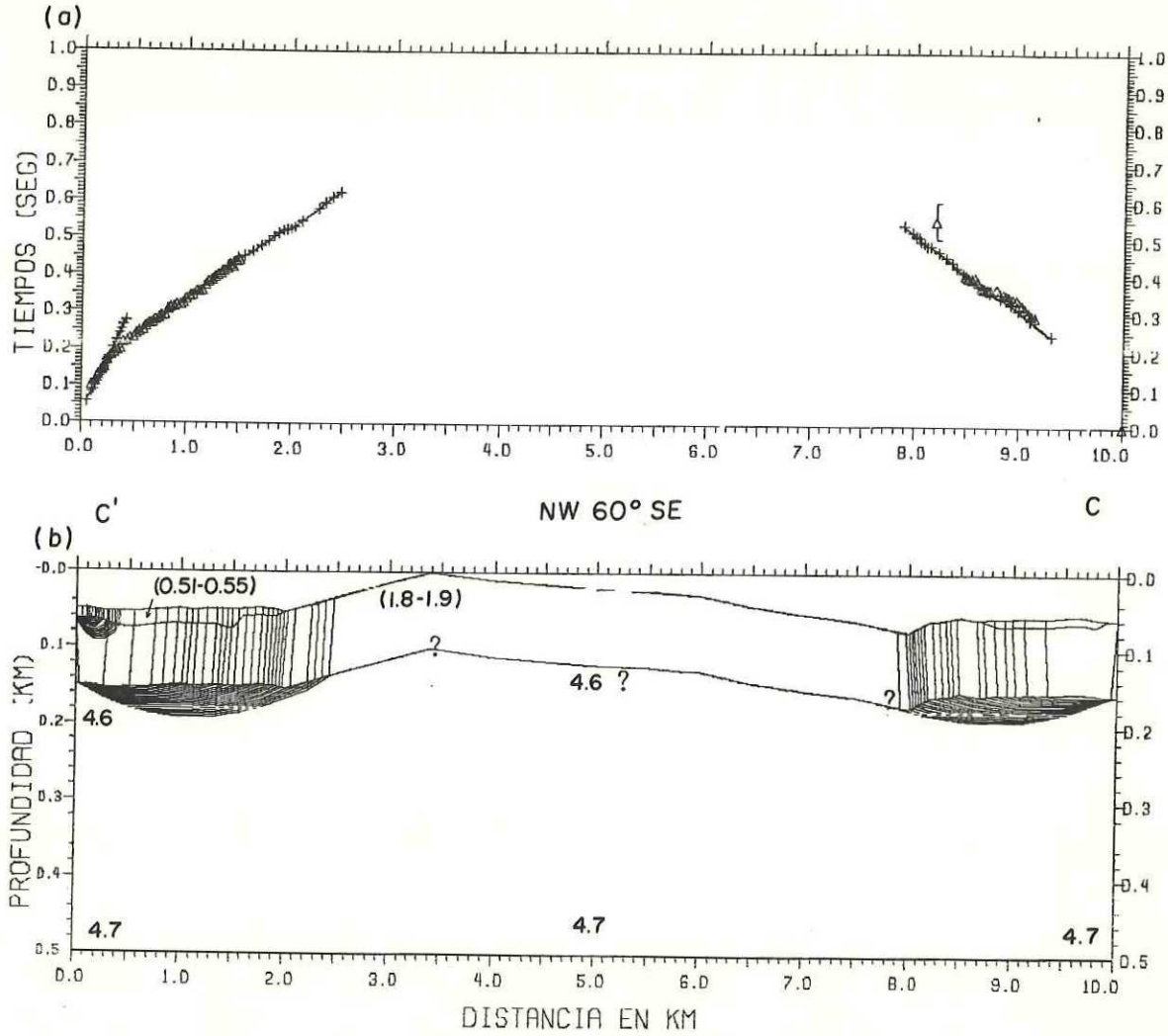


FIGURA 22.- Datos registrados en ambos extremos de la línea C. (a) Tiempos de viaje observados y calculados. Los triángulos representan los tiempos observados, los tiempos de viaje registrados con los equipos de papel ahumado tienen un error de lectura del orden de ± 0.05 segundos el cual se señala con su respectiva barra de error, y las cruces son los tiempos calculados. (b) Modelo estructural y trazado de rayos. Las velocidades se indican en kilómetros/segundo en la cima y base de cada capa. En esta línea observamos un paquete de sedimentos de aproximadamente 100 metros de espesor. Las caracteristicas de esta capa se estimaron únicamente en el extremo noreste. Se infirieron hacia el extremo sureste debido a que en este extremo se registraron pocos tiempos de viaje.

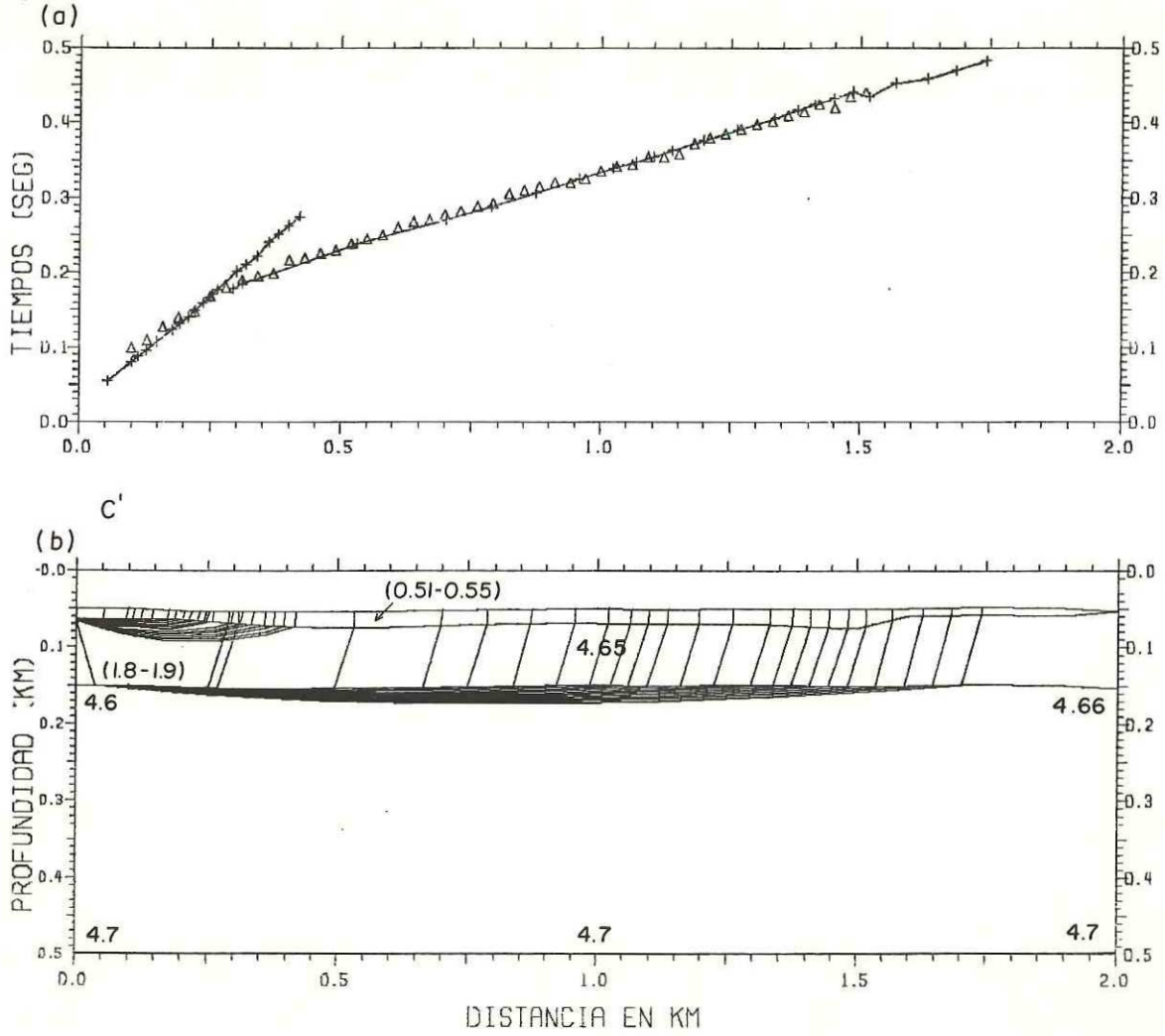


FIGURA 23. Datos registrados en el extremo noroeste de la línea C. (a) Tiempos de viaje observados y calculados. Los triángulos representan los tiempos observados y las cruces son los tiempos calculados. (b) Modelo estructural y trazado de rayos. Las velocidades se indican en kilómetros/segundo en la cima y base de cada capa. En los primeros 250 metros los primeros arribos corresponden a los rayos directos y entre los 250 y 1500 metros los tiempos de viaje corresponden a rayos refractados en la roca ígnea.

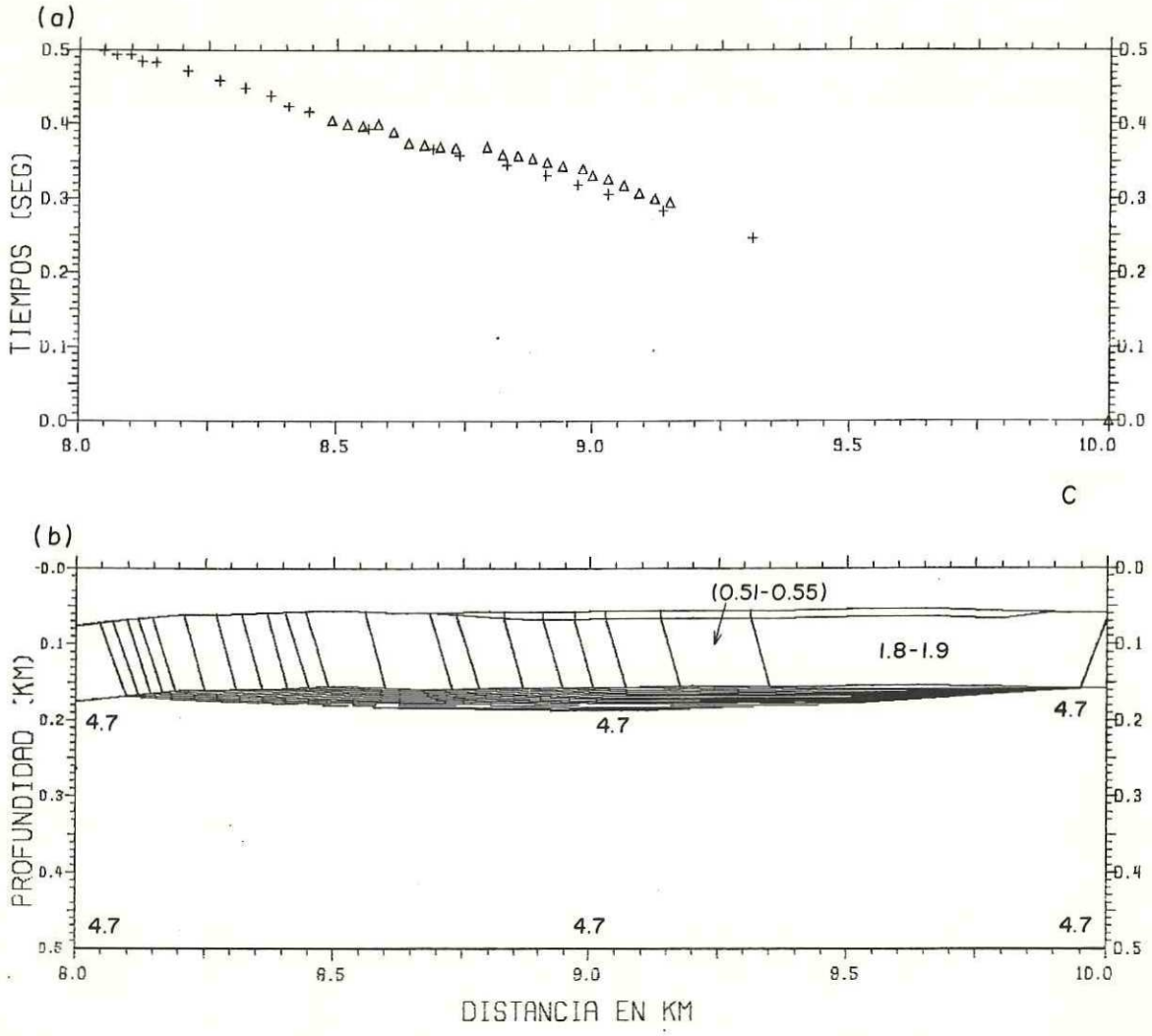


FIGURA 24. Datos registrados en el extremo sureste de la línea C. (a) Tiempos de viaje observados y calculados. Los triángulos representan los tiempos observados y las cruces son los tiempos calculados. (b) Modelo estructural y trazado de rayos. Las velocidades se indican en kilómetros/segundo en la cima y base de cada capa.

PERFIL DD'

Este modelo se construyó con 3 capas (Figura 25). La primera, es un pequeño paquete de relleno cuyo espesor varía entre 4 y 10 metros con una velocidad promedio de 0.6 Km/seg. La segunda es una capa de areniscas con espesor máximo de 150 metros y velocidad promedio de 2.4 Km/seg. Dicho horizonte se encuentra en el extremo sureste de la línea. La tercera, se correlacionó en su mayor parte con rocas ígneas intrusivas ácidas, sin embargo, también se encontraron rocas metamórficas (gneiss). En la tercera capa la velocidad aumenta con la profundidad en forma continua y las variaciones laterales son pequeñas. Hacia el noroeste del perfil (Figura 26), se observó que los tiempos registrados corresponden a la energía que se propagó superficialmente, es decir, en este caso la energía sísmica no penetró . En el extremo sureste (Figura 27), se observó que la energía registrada corresponde a la onda directa en los primeros 600 metros del perfil, la energía que se registró en los siguientes 1000 metros corresponde a la energía refractada en la roca ígnea. La velocidad promedio para la tercer capa de este modelo es de 4.5 Km/seg. Las diferencias entre los tiempos observados y calculados son bastante aceptables en ambos extremos ($\pm$0.010 seg).

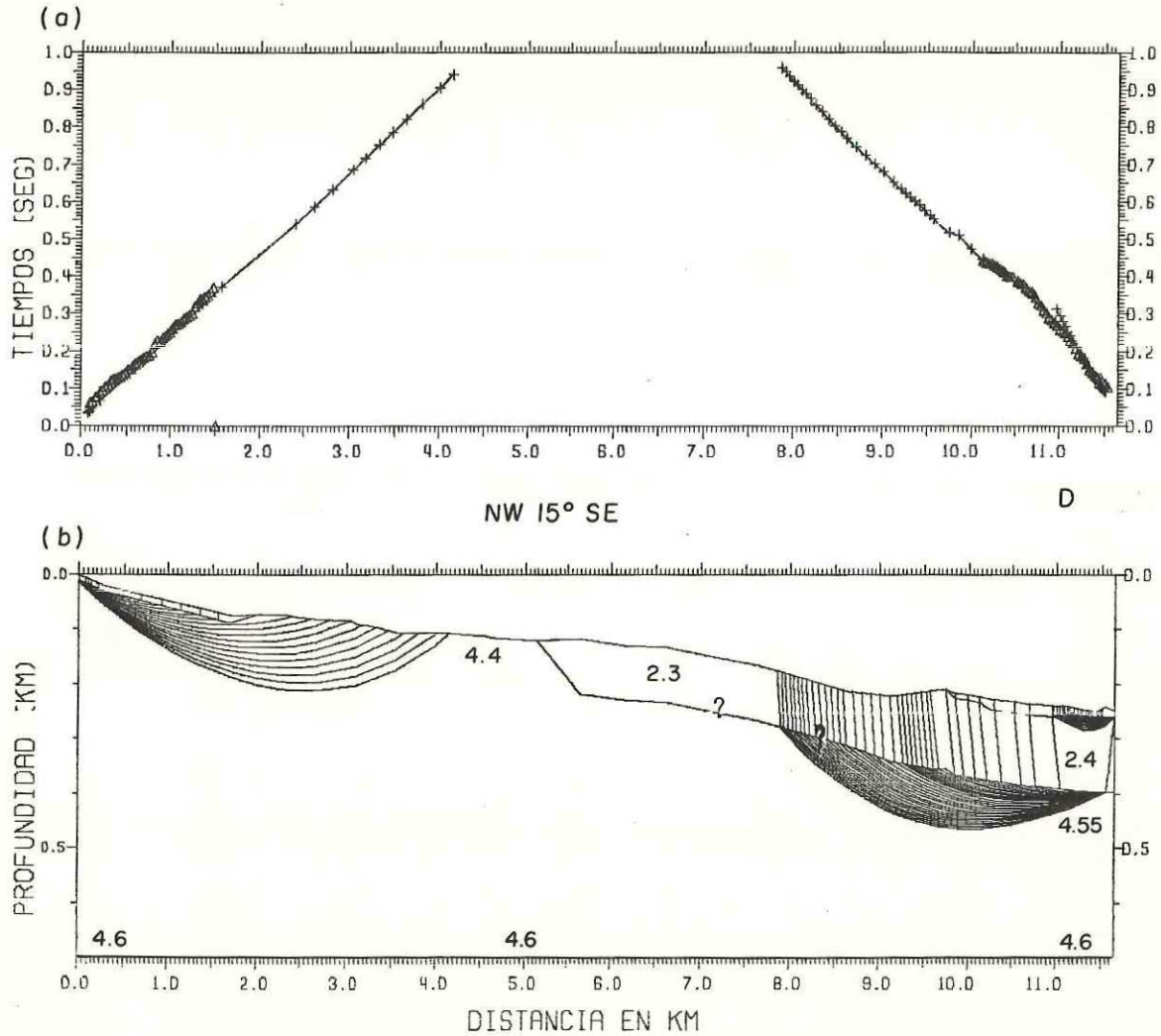


FIGURA 25. Datos registrados en ambos extremos de la línea D. (a) Tiempos de viaje observados y calculados. Los triángulos representan los tiempos observados y las cruces son los tiempos calculados. (b) Modelo estructural y trazado de rayos. Las velocidades se indican en kilómetros/segundo en la cima y base de cada capa.

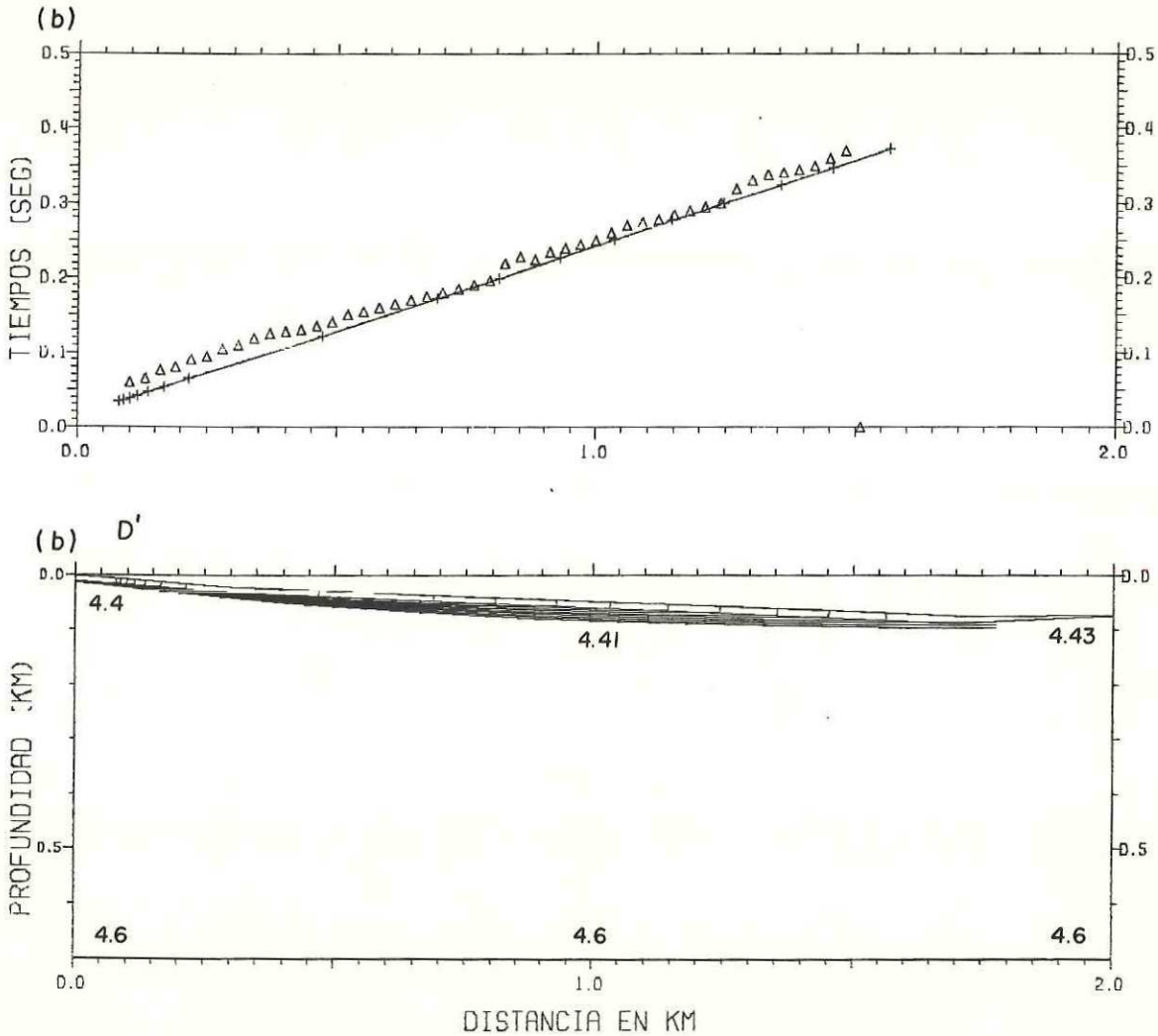


FIGURA 26. Datos registrados en el extremo noroeste de la línea D. (a) Tiempos de viaje observados y calculados. Los triángulos representan los tiempos observados y las cruces son los tiempos calculados. (b) Modelo estructural y trazado de rayos. Las velocidades se indican en kilómetros/segundo en la cima y base de cada capa. Los tiempos de viaje corresponden a la onda directa.

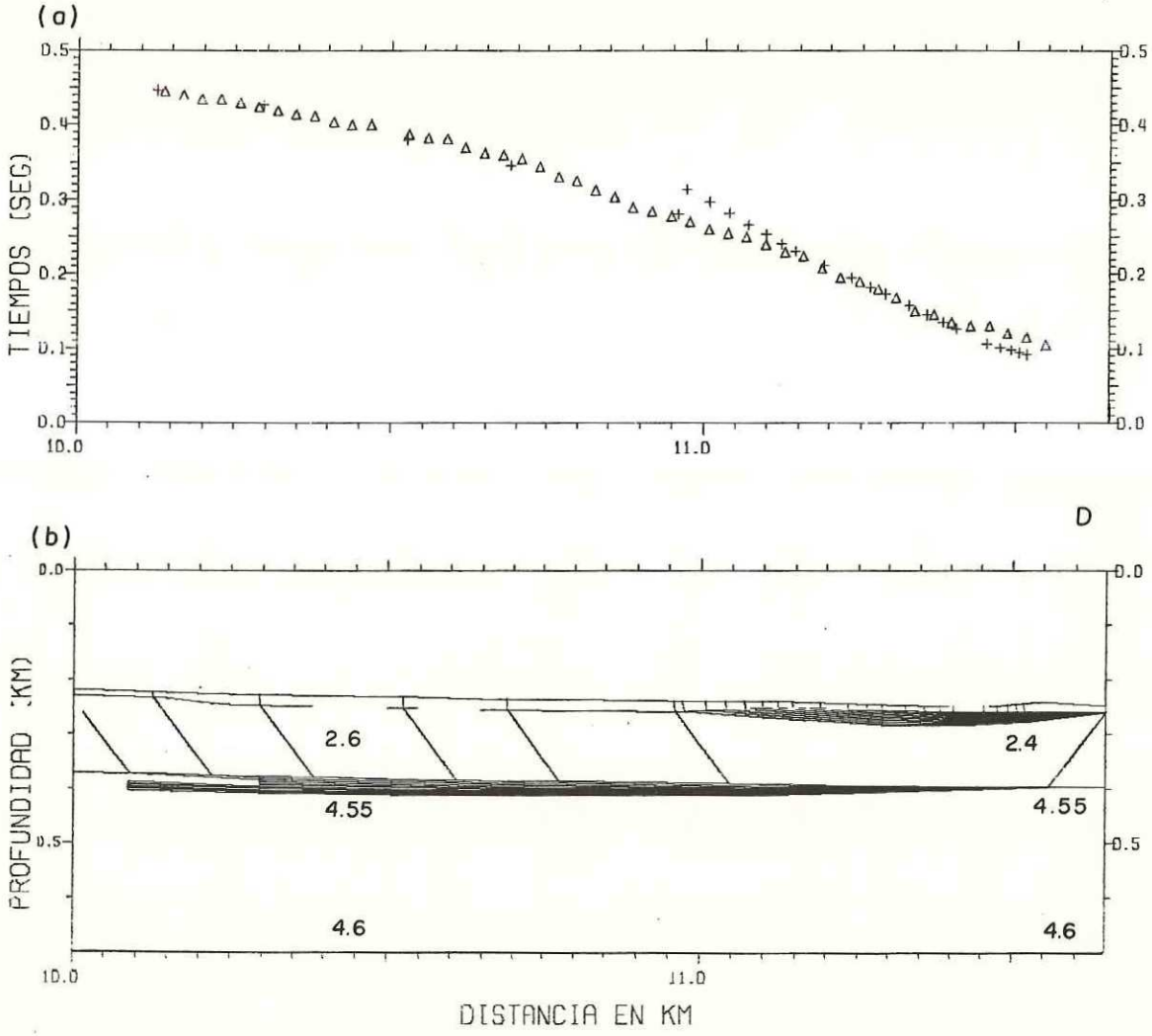


FIGURA 27. Datos registrados en el extremo sureste de la línea D. (a) Tiempos de viaje observados y calculados. Los triángulos representan los tiempos observados y las cruces son los tiempos calculados. (b) Modelo estructural y trazado de rayos. Las velocidades se indican en kilómetros/segundo en la cima y base de cada capa. El espesor de los sedimentos en este extremo se estimó de 150 metros. Los tiempos de viaje en los primeros 600 metros de este extremo corresponden a la onda directa y la energía que se registró en los siguientes 1000 metros correponde a la energía refractada en la roca ígnea.

V. Cálculo de la atenuación sísmica, Q-constante

Una amplia variedad de procesos físicos, asi como también de teorias empíricas de la pérdida inelástica de la energía sísmica en rocas, han sido utilizados para describir la atenuación de un pulso sinusoidal. Kjartansson (1979) demostró que el tiempo de viaje (T) y el ancho de un pulso (τ) que atravieza un medio inelástico es inversamente proporcional al factor de calidad Q del medio, es decir

$$\tau = C\frac{T}{Q} \qquad (5)$$

Donde C es una constante. La obtención de esta ecuación siguiendo el trabajo de Kjartansson (1979), se describe en el apéndice B. Esta relación fue obtenida empíricamente por Gladwin y Stacey (1974) en experimentos de laboratorio de propagación de pulsos en rocas. Por otro lado, la ecuación 5 se ha utilizado en la obtención de la atenuación sísmica independiente de la frecuencia en estudios de refracción somera Hatherly (1986), en la propagación de ondas sísmicas en los primeros 1500 metros de la corteza Hauksson et al. (1987) y en la investigación de la variación temporal de la atenuación sísmica antes y después de la ocurrencia de sismos Ohtake (1987).

Aún cuando el área donde se realizó el experimento de refracción es altamente heterogénea, es posible observar en los sismogramas la variación del ancho del pulso como función del tiempo de viaje. La figura 28 muestra graficamente la técnica utilizada.

En la medición del tiempo de arribo y duración del pulso, los errores son del orden de 0.005 seg. Esto se debe, principalmente, a los errores involucrados en la lectura del primer arribo en los registros analógicos. No fue posible efectuar este análisis en todas las líneas, debido a las diferentes ganancias utilizadas en cada tendido. Las gráficas ancho del pulso contra tiempo de viaje fueron realizadas en las lineas : B extremo suroeste (figura 29), y D extremo noroeste (Figura 30).Estos extremos se encuentran sobre aluvión. A cada uno de ellos se les ajustó una recta mediante un algoritmo de mínimos cuadrados (subrutina RLONE de la libreria IMSL, 1979). Los coeficientes de correlación obtenidos (0.58 y 0.66) son pequeños, de los cuales podemos concluir lo siguiente : 1) La correlación entre el ancho del pulso y el tiempo de viaje no es lineal, ó 2) Los errores involucrados en las mediciones son muy grandes.

Suponiendo que la ecuación 5 es válida para la región, de los valores de las pendientes, considerando C=1, obtenemos factores de calidad del orden de 34 ± 10 para el extremo

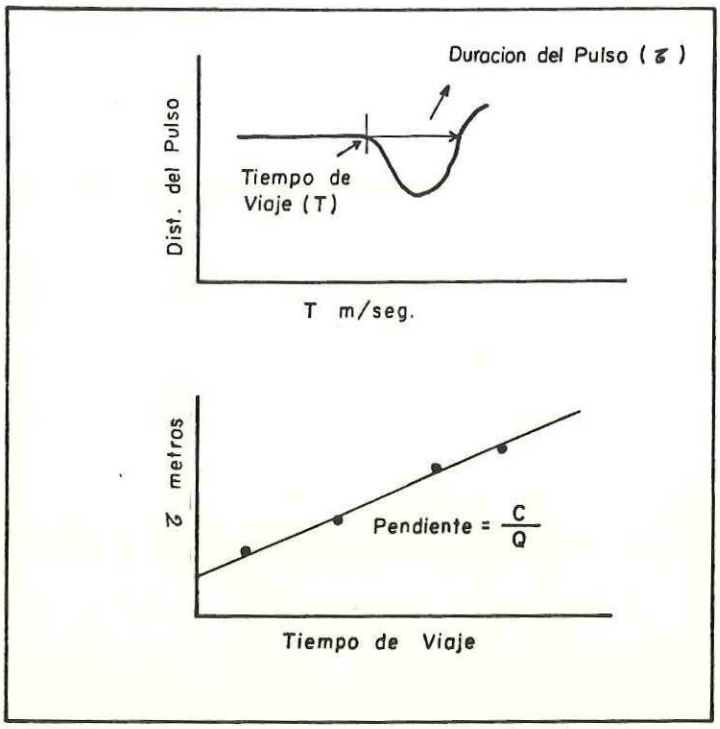


FIGURA 28. Ilustración esquemática de como se definió la duración del pulso. Los tiempos de viaje son graficados contra la duración del pulso.

suroeste de la línea B y de 50±10 para el extremo noroeste de la línea D. Estos valores, considerando los errores involucrados, están dentro de los valores típicos de sedimentos (22 - 100), Tullos y Reid (1969), McDonald *et al*. (1958).

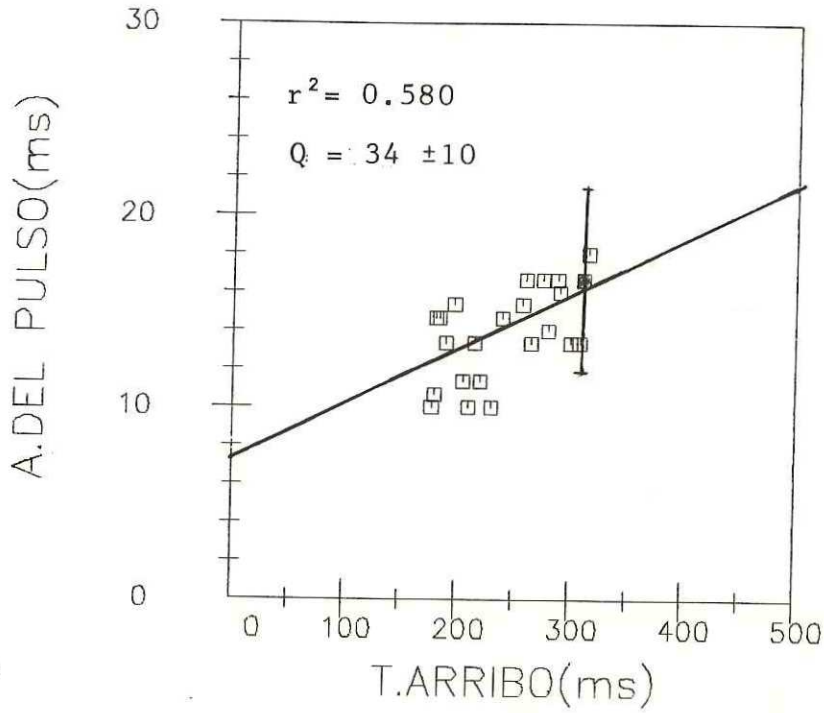


FIGURA 29. Grafica del ancho del pulso sísmico contra tiempo de arribo para el extremo suroeste de la línea B. La recta es el ajuste por mínimos cuadrados. En este caso el valor de Q_α es de 34 ± 10 y el coeficiente de correlación de 0.58, se consideró un valor de 1.0 para la constante C. La línea vertical indica el error estimado en la medición del pulso que es del orden de 0.005 segundos.

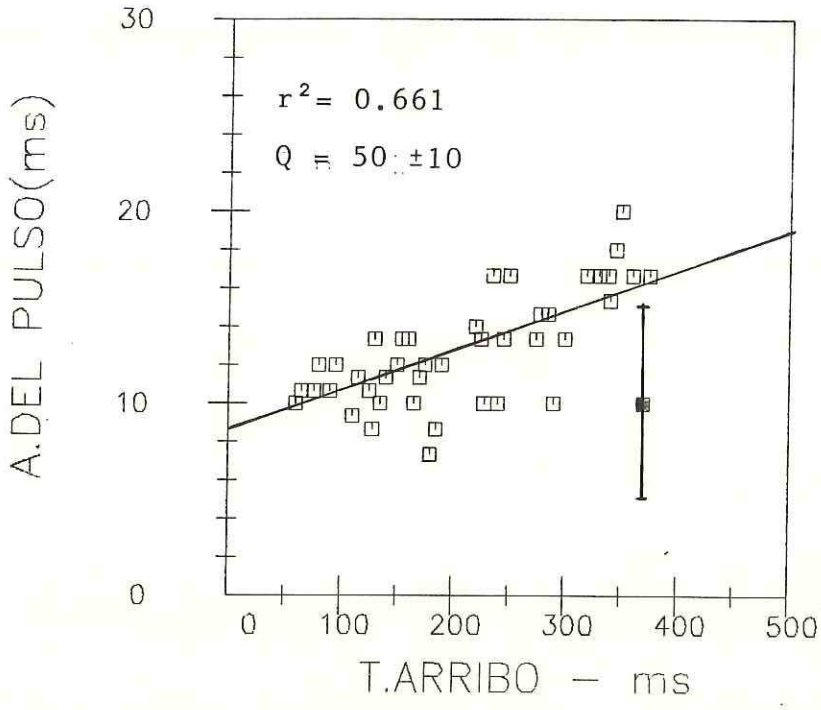


FIGURA 30. Grafica del ancho del pulso sísmico contra tiempo de arribo para el extremo noroeste de la línea D. La recta es el ajuste por mínimos cuadrados. En este caso el valor de Q_α es de 50±10 y el coeficiente de correlación de 0.66, se consideró un valor de 1.0 para la constante C. La línea vertical indica el error estimado en la medición del pulso que es del orden de 0.005 segundos.

TABLA I. Velocidades Promedio Estimadas para los diferentes tipos de roca.

Tipo de Roca	Velocidad (km/seg)
Relleno o Material suelto	1.5 - 2.5
Roca Ignea (granito)	4.6
Roca Metamórfica (Gneiss)	4.8

VII. Análisis de Resultados

Se calcularon modelos someros (0-250 metros) a partir de la información obtenida de los perfiles de refracción. Estos modelos concuerdan razonablemente con la geología superficial.

Para obtener los modelos de cada línea se consideraron, principalmente, evidencias geológicas y la interpretación preliminar de los datos de refracción. Los fuertes gradientes de velocidad producen canalización y concentración de la energía (Madrid et al. 1983), esto podría explicar las diferencias de velocidades que existen entre la línea A y B, cerca de la zona de falla.

Del análisis de los cuatro modelos obtenidos se observan variaciones laterales de velocidad de las ondas compresionales. Estas variaciones son producidas por los diferentes tipos de roca (cambios de densidad). Las heterogeneidades laterales en la superficie se pueden explicar por los diferentes grados de alteración que tienen las rocas provocadas por el intemperismo. En el extremo noreste del modelo B se observó el mayor contraste de velocidad, de 3.7 a 4.8 km/seg en una distancia de 70 metros (Fig 19). Esta anomalía se interpretó como la zona de falla.

En el modelo A, extremo noreste (Fig. 18), se observan las velocidades más bajas. Es posible distinguir la zona de falla, sin embargo, no se observa una variación tan fuerte de la velocidad como en el modelo B.

Los diferentes valores de la velocidad en la base de los modelos, se deben a una limitante del método utilizado, ya que no es posible ajustar un modelo que contenga una capa de baja velocidad en la cima (zona alterada) y una zona de alta velocidad en una distancia muy corta, esto produciría fuertes gradientes verticales que no existen. En base a los resultados se considera un modelo de velocidades para el área de estudio como un promedio de las velocidades obtenidas en el modelado (Tabla 1).

La característica más sobresaliente de estos modelos es la detección de la zona de falla en las secciones A y B. En esta área no se observan evidencias superficiales, sin embargo, concuerda con la microsismicidad registrada en el área (Rebollar y Reichle 1987). Las localizaciones epicentrales muestran que esta es la región más activa de la falla San Miguel.

Nava et al. (1985), efectuaron un par de perfiles de refracción en el sur de California y norte de Baja California, sus resultados indican una velocidad de la onda P

de 5.60 km/seg en los primeros 5 km de la corteza. La velocidad promedio para la onda P estimada en este trabajo para roca sana a 250 metros de profundidad, es de 4.6 km/seg. En base a estos resultados se sugiere un modelo con una capa superficial de 1 kilómetro de espesor aproximadamente con una velocidad de 4.6 km/seg y enseguida una capa para los 4 kilómetros siguientes de la corteza con una velocidad de 5.60 km/seg.

Los valores de Q obtenidos en este trabajo, son independientes de la frecuencia. Hatherly (1986) calculó el valor de la atenuación usando datos de refracción sísmica para diferentes estratos (sedimentos, roca poco consolidada y roca sana), concluye, que de las técnicas disponibles para estimar la atenuación con este tipo de datos, la medición del ancho del pulso es la técnica más adecuada. Los datos de atenuación complementan los de velocidad para deducir las propiedades de las rocas y a partir de éstas, estimar el fracturamiento. Ganley (1979) resume los valores de Q_α para diferentes rocas. Los valores para la arenisca varían entre 22 y 100, dependiendo del grado de humedad. Los valores de Q estimados en este trabajo, suponiendo que hay una relación lineal entre el ancho del pulso y el tiempo de viaje, son en promedio del orden de 40. Aún cuando este valor de Q tiene errores grandes, esta dentro del rango de materiales poco consolidados. Estos valores corresponden a lo que se ha

denominado areniscas y que pueden ser debidos a la zona intemperizada del granito.

VI. Conclusiones y Recomendaciones.

I.- Las bajas velocidades se deben a materiales fracturados y concuerdan con las estructuras geológicas, delineando así el ancho de la zona de falla (aproximadamente 70 metros).

II.- La estimación de espesores para los sedimentos se efectuó con modelos de capas no paralelas y gradientes verticales y horizontales, el máximo espesor para estos fue de 150 metros con variaciones suaves en los gradientes de velocidad.

III.- El modelo de velocidades de Nava et al. (1983), se mejora para el área estudiada, considerando la velocidad promedio estimada. En este trabajo, se propone el siguiente modelo: una capa superficial de aproximadamente 1 kilómetro de espesor con velocidad de 4.6 km/seg y en seguida una capa para los 4 kilometros siguientes de la corteza con una velocidad de 5.60 km/seg.

IV.- Se estimó el factor de calidad Q_α para los

materiales poco consolidados del área. Estos varían entre 34 $\pm$ 10 y 50 $\pm$ 10.

Se recomienda efectuar un perfil de refracción sísmica a lo largo de la línea B, en particular en el extremo noreste con el fin de obtener un perfil inverso que atraviese la zona de falla, y si es posible uno más sobre el extremo noroeste de la línea A con el propósito de delimitarla con más detalle. Los trabajos futuros en esta región deberán realizarse evitando atravesar los sedimentos. Los puntos de tiro deberán estar en roca sana para evitar la pérdida de energía por absorción.

Para complementar este trabajo, se sugiere grabar la información de los trabajos futuros en forma digital con el fin de efectuar un análisis de amplitudes. Utilizar la misma amplificación en cada tendido.

LITERATURA CITADA

AKI, K. and B. Chouet., 1975. Origin of coda waves: souce, attenuation, and acattering effects, J. Geophys. Res. 80: 3322-3342.

ATWATER, T., 1970, Implication of plate tectonics for the Cenozoico tectonic evolution of Western Nort American. Geol. Soc. of Am. 81: 3513-3536.

BRACEWELL, R., The Fourier Transform and Its Applications, 381 pp., McGraw-Hill, New York, 1965.

BRUNE, J.N., R.S. Simons, C. Rebollar, and A. Reyes, 1979. Seismicity and Faulting in Northern Baja California. Earthquakes and other Perils 83-100

CERVENY, V., Molotkov, I., A., and I. Psencik, 1977. Ray Method in Seismology, Universita Karlova, Praha, 1977.

DOBRIN M.B 1976. Introduction to Geophysical Prospecting 3rd ed. McGraw-Hill Book Co. , New York.

GANLEY, D.C. 1979. The seismic measurement of absorption and dispersion. Thesis Doctor of Philosophy. University of Alberta.

GASTIL, R. G., 1979. A conceptual hypothesis for the relation of differing tectonic terranes to plutonic emplacement. Geology, 7: 542-544.

GASTIL, R.G. and M. Marshal, 1980. The San Miguel Fault Zone, B.C., Mex: Sumaries of Technical Reports, Vol. X. National Earthquake Hazards Reduction Program. U.S.G.S

GLADWIN, M. T., and Stacey, F. D., 1974, Anelastic degradation of acustic pulses in rock: Phys. Earth Plan. Int., 8: 332-336

GONZALEZ, M. 1987. Estudio detallado del sismo de Pino Solo, B. C. Méx., del 8 de mayo de 1985. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada.

HARVEY, T.W., 1985. Geology of the San Miguel fault zone, northern Baja California, México. Thesis Degree Master of Science in Geology. Faculty of San Diego State University.

HATHERLY, P. J, 1986. Attenuation measurements on shallow seismic refraction data. Geophysics, 51: 250-254.

HAUKSSON, E., 1987. Seismotectonics of the Newport-Inglewood fault zone in the Los Angeles Basin, Southern California, Bull.Seism.Soc.Am. 77,539-561.

IMSL 1979. International Mathematical and Statistical Library Inc., 6th floor, GNB Building, 7500 Bellaire Blvd., Houston, TX. 77036 USA.

JOHNSON, T.L., J. Madrid and T. Koczynski, 1976. A study of Microseismicity in Northern Baja California, México. Bull. Seismol. Soc. of Am. Vol. 66, 1921-1929.

KJARTANSSON, F., 1979, Constante Q-Waves propagation and attenuation J. Geophys. Res., 84: 4737-4748.

LUEGTGERT, J., Interactive two-dimensional raytracing/Synthetic Seismogram Package., in: Manual RAY84., 1984.

MADRID, J. A. y C. Traslosheros., 1983. Un modelo sísmico preliminar del campo geotérmico de Cerro Prieto Baja California Norte. Geof. Int. Vol. 22-4.

MAKENZIE, D.P. and W.J. Morgan, 1969, Evolution of triple junction. Nature, 224: 125-133.

McDONAL, F.J.,F.A. Angona, R.L. Mills. R.L. Sengbush, R.G. van Nostrand, and J.E. White, 1958. Attenuation of shear and compressional waves in Pierre shale. Geophysics, 23, 421-439.

MOORE, D.G., 1969. Reflection Profiling Studies of the Baja California Continental Borderland: Structure and Cuaternary Turbidite Basins. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 107. 142

NAVA, F. A. and J. N. Brune, 1982. An earthqua-explosio reversed refraction line in the peninsular ranges of southern California and Baja California norte. Bull. Seism. Soc. Am., 72, 1195- 1206.

O'CONNELL, R. J., and B. Budiansky, Measure of dissipation in viscoelastic media, Geophys. Res. Lett., 5, 5-8, 1978.

OHTAKE, M., 1987. Temporal change of Q in focal area of 1987 western Nagan, Japan, earthquake as deried from pulse

width analysis, J, Geophys. Res. 92 , 4846-4852.

REBOLLAR, C. J. and Reichle, 1987.Analysus of the Seismicity detected in 1982-1983 in the Northern Peninsular Ranges of Baja California. Seismol. Soc. of Am. Bull., Vol. 77, pp 173-183.

REBOLLAR, C. J., C. Traslosheros., and R. Alvarez., 1985. Estimates of seismic wave attenuation in northern Baja California, Bull. Seism. Soc. Am. 75: 1371-1382.

REYES, A.J., J. Brune, T. Barker, L. Canales, J. Madrid, J. Rebollar and L. Munguia, 1975. A Microearthquake survey of the San Miguel Fault Zone, B.C. Mexico. Geoph. Res. Letters. Vol. 2, 56-59.

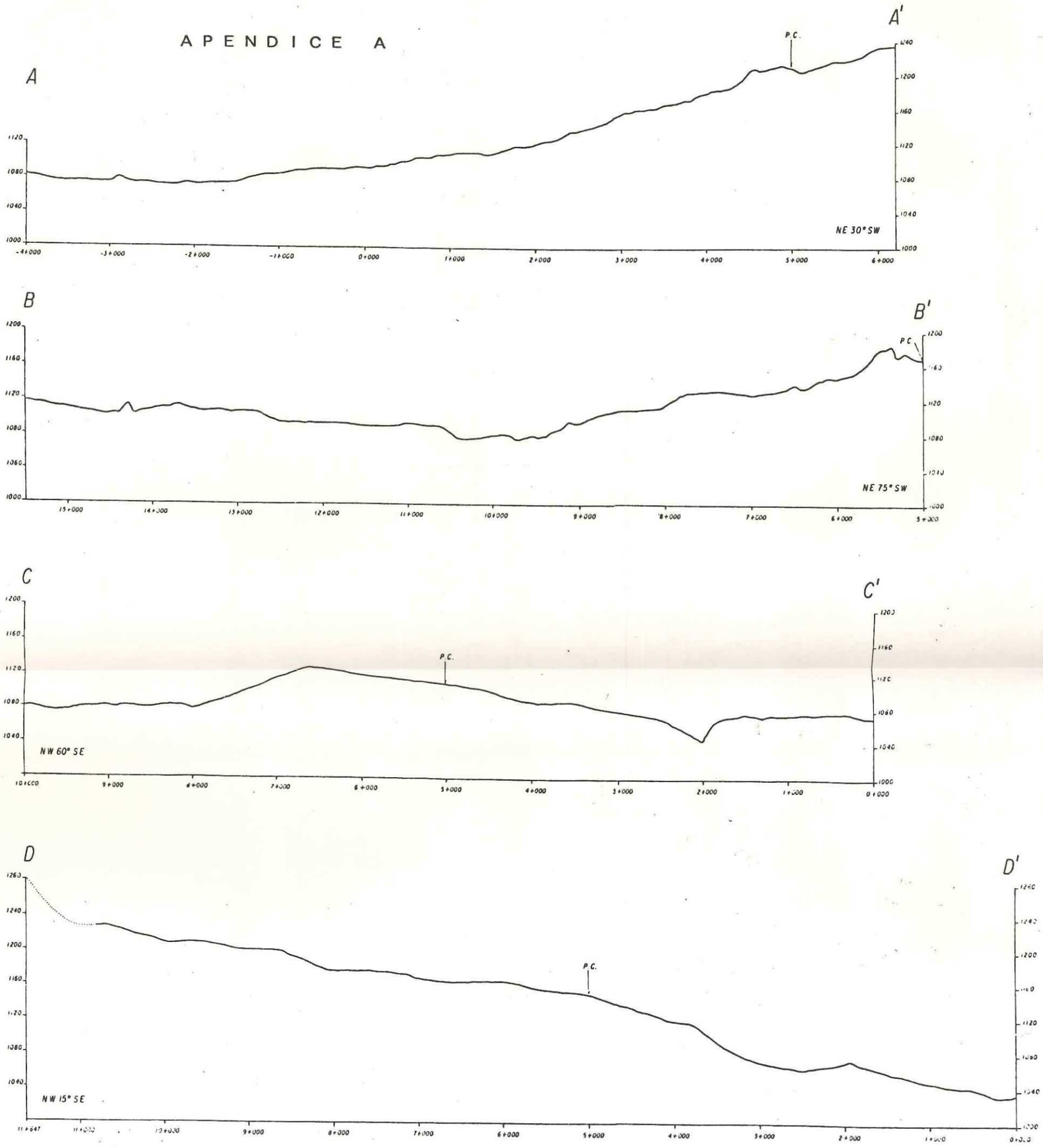
SHOR, G. and E. Roberts, 1958. San Miguel, B.C. Northern earthquakes of Februry, 1956 - a Field Report. Seismol. Soc. of Am. Bull. Vol. 48, 101-116.

STRICK, E., 1967. The determination of Q, dynamic viscosity and creep curves from waves propagation measurements, Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 13, 197-218.

TULLOS, Frank N. and Reid Alton., 1969. Seismic attenuation of gulf coast sediments, Geophysics, Vol. 34 516-528.

TURCOTTE D. L. 1982. Geodinamics Applications of Continoum Physics to Geological problems. New York Chichester Brisbane Toronto Singapure.

APENDICE A



0 1 2
(km.)
esc. horizontal

0 40 80
(m)
esc. vertical

SECCIONES PARA LA PROSPECCION SISMOLOGICA
DE LA FALLA SAN MIGUEL, B.C.

APENDICE B

O'Connell and Budiansky (1978) define Q como la razón de la energía promedio almacenada W y la energía perdida ΔW durante un ciclo de deformación sinusoidal:

$$Q = \frac{4\pi W}{\Delta W} \qquad (6)$$

Usando esta definición, Q esta relacionado al ángulo de fase entre esfuerzo y deformación δ, de acuerdo a (Strick, 1967)

$$\frac{1}{Q} = \tan\delta \qquad (7)$$

La relación entre esfuerzo y deformación de un material lineal puede ser expresado como

$$\sigma(t) = m(t) * \epsilon(t) \qquad (8)$$

$$\epsilon(t) = s(t) * \sigma(t) \qquad (9)$$

donde $\sigma(t)$ es el esfuerzo como función del tiempo, $\epsilon(t)$ es la deformación y m(t) y s(t) son funciones reales que son cero para valores negativos del tiempo. * es el operador de convolución. La combinación de 8 y 9 implica que

$$\delta(t) = m(t) * s(t) \qquad (10)$$

Cuando las relaciones de esfuerzo deformación se combinan con la ecuación de equilibrio, la ecuación de onda en una dimensión tienen una solución de la forma

$$U(t, x) = e^{i(\omega t - kx)} \qquad (11)$$

donde

$$k = \omega\left(\frac{\rho}{M(\omega)}\right)^{1/2} \qquad (12)$$

y ρ es la densidad del material, w es frecuencia angular y M(w) es la transformada de Fourier de m(t).

Ahora examinaré un caso particular de la relación esfuerzo-deformación, la cual considera Q independiente de la frecuencia, esto implicaría que la perdida de energía por ciclo es independiente de la escala del tiempo de la oscilación.

m(t) y s(t) son la derivada de las funciones de "Relaxation" y "Creep" (Turcotte y Schubert, 1982, pag. 338 y 331). Consideremos la función "Creep" de la siguiente forma

$$\Psi(t) \propto t^{b} \qquad (13)$$

La cual es lineal en una gráfica log-log. Kjartansson (1979) considero $\Psi(t)$ de la siguiente forma

$$\Psi(t) = \frac{1}{M_0\Gamma(1+2\gamma)}\left(\frac{t}{t_0}\right)^{2\gamma} \qquad t > 0 \qquad (14)$$
$$\Psi(t) = 0 \qquad t < 0$$

Donde Γ es aproximadamente uno, t_0 es un tiempo de referencia arbitrario y M_0 tiene dimensiones del módulo de rigidez. Derivando 14 obtenemos s(t). Tomando la transformada de Fourier de s(t) y sustituyéndola en la transformada de Fourier de la ecuación 10 obtenemos

$$M(\omega) = M_0\left(\frac{i\omega}{\omega_0}\right)^{2\gamma} = M_0\left|\frac{\omega}{\omega_0}\right|^{2\gamma} e^{i\pi\gamma\,\mathrm{sgn}\,(\omega)} \qquad (15)$$

donde

$$\mathrm{sgn}\,(\omega) = 1 \qquad \omega > 0$$
$$\mathrm{sgn}\,(\omega) = -1 \qquad \omega < 0$$

La ecuación 15 muestra que el argumento de M(w) y por lo tanto el ángulo de fase entre esfuerzo y deformación es

independiente de la frecuencia. De la definicion de Q (ecuación 7) obtenemos que

$$\gamma = \frac{1}{\pi}\tan^{-1}\left(\frac{1}{Q}\right) \approx \frac{1}{\pi Q} \qquad (16)$$

Para investigar la propagación de ondas con Q constante la ecuación 15 puede sustituirse en la solución de la ecuación de onda en una dimensión, ecuación 11

$$U(x,t) = \exp\left\{ i\omega t - i\omega\left[\frac{\rho}{M_0\left|\frac{\omega}{\omega_0}\right|^{2\gamma} e^{i\pi\gamma \operatorname{sgn}(\omega)}}\right]^{1/2} x \right\} \qquad (17)$$

Arreglando términos la solución de la ecuación de onda queda finalmente como

$$U(x,t) = \exp\left[i\omega t - i\frac{x\omega}{c} - i\frac{x\omega}{c}\tan\left(\frac{\pi\gamma}{2}\right)\operatorname{sgn}(\omega)\right] \qquad (18)$$

ó

$$U(t,x) = e^{-\alpha x} e^{i\omega(t - x/c)} \qquad (19)$$

Donde

$$c = c_0 \left| \frac{\omega}{\omega_0} \right|^{\gamma} \qquad (20)$$

$$\alpha = \tan\left(\frac{\pi\gamma}{2}\right) \operatorname{sgn}(\omega) \frac{\omega}{c} \qquad (21)$$

$$c_0 = \left(\frac{M_0}{\rho}\right)^{1/2} \Big/ \cos\left(\frac{\pi\gamma}{2}\right) \qquad (22)$$

Puesto que c es ligeramente dependiente de la frecuencia, Q constante no es exactamente equivalente a suponer que α es proporcional a la frecuencia.

La forma de onda que resulta al aplicar una delta de Dirac como función de la fuente, es la respuesta al medio. La trasformada de Fourier como respuesta al un impulso, b(t), la obtenemos omitiendo el término iwt en la ecuación 19, es decir,

$$B(\omega) = e^{-\alpha x} e^{-i\,\omega x/c} \qquad (23)$$

Sustituyendo 20 y 21 en 23, obtenemos

$$B(\omega) = \exp\left\{ -\frac{x\omega_0}{c_0} \left| \frac{\omega}{\omega_0} \right|^{1-\gamma} \left[\tan\left(\frac{\pi\gamma}{2}\right) + i \operatorname{sgn}(\omega) \right] \right\} \qquad (24)$$

La ecuación 24 la podemos expresar como

$$B(\omega) = B_1(\omega_1) \tag{25}$$

donde

$$\omega_1 = t_1\omega \tag{26}$$

$$t_1 = t_0\left(\frac{x\omega_0}{c_0}\right)^{\beta} \tag{27}$$

$$\beta = \frac{1}{1-\gamma} \approx 1 + \frac{1}{\pi Q} \tag{28}$$

Por lo tanto

$$B_1(\omega) = \exp\left\{-|\omega|^{1-\gamma}\left[\tan\left(\frac{\pi\gamma}{2}\right) + i\,\mathrm{sgn}\,(\omega)\right]\right\} \tag{29}$$

Del teorema de similitud (Bracewell, 1965, pag 101) la transformada de Fourier de B(t,w) está dado por

$$b(t, x) = \frac{1}{t_1} b_1\left(\frac{t}{t_1}\right) \tag{30}$$

Donde b(t,x) es la amplitud del pulso en el punto x al tiempo t. De esta relación podemos ver que en un material dado, el tiempo de viaje T el ancho del pulso τ y la amplitud b están relacionados de acuerdo a

$$T \propto \tau \propto \frac{1}{A} \propto \left(\frac{x}{c_0}\right)^{\beta} \tag{31}$$

La proporcionalidad entre el tiempo de viaje y el ancho del pulso lo podemos expresar como

$$\tau = C(Q)*\frac{T}{Q} \qquad (32)$$

En el desarrollo de esta expresión hemos supuesto linealidad, causalidad, inelasticidad, la cual esta expresada por las ecuaciones 8 y 9. Gladwin y Stacey (1974) investigando la propagación del pulso en rocas encontraron empíricamente una relación similar a la ecuación 32 dada por

$$\tau = \tau_0 + \frac{C*T}{Q} \qquad (33)$$

donde τ_0, es el ancho del pulso al tiempo t=0. El valor de C que ellos calcularon experimentalmente en rocas es 0.53 $\pm$ 0.04.