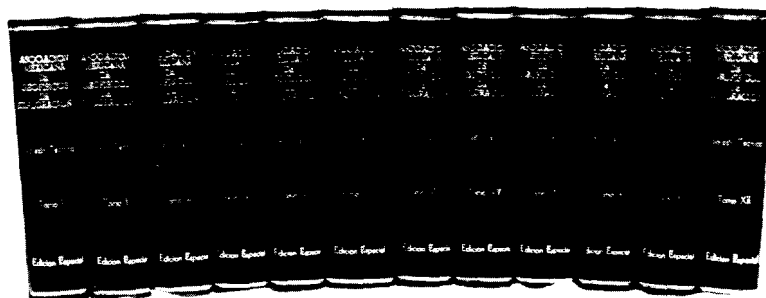


ASOCIACION MEXICANA DE GEOFISICOS DE EXPLORACION

Estimado Socio:

Tenemos a la disposición la colección completa en doce tomos del Boletín Técnico de nuestra querida Asociación, para mayor información con el M. en C. Rodolfo Marín Campos, a los Tels.: 567-82-61 (Directo) 587-29-77, 368-59-11 y 368-93-33, Exts.: 20355 y 20772 del Instituto Mexicano del Petróleo.



Presentación: Keratol o keratina
Colores: Azul, guinda, café, rojo o negro
Letras: Doradas o plateadas

Atentamente,

EL CONSEJO DIRECTIVO

Sumario

Página

- **EVIDENCIA SISMICA DEL CRATER DE IMPACTO DE
CHICXULUB.** **1**

*Antonio Camargo Zanoguera
Gerardo Suárez Reynoso*

- **TOMOGRAFIA SISMICA DE ATENUACION APLICADA
A DATOS SISMICOS DE POZOS.** **29**

*Arturo Malagón Montalvo
Jorge Mendoza Amuchástegui*

ASOCIACION MEXICANA DE GEOFISICOS DE EXPLORACION

CONSEJO DIRECTIVO

1993 –1994

Presidente	Ing. Raymundo Aguilera Ibarra
Vicepresidente	Ing. Francisco Rubén Rocha De la Vega
Secretario	Ing. José H. Salinas Altés
Tesorero	Ing. César Navarro Tafolla
Pro-Tesorero	Ing. Víctor A. Degollado Flores
Editor	Ing. Rodolfo Marines Campos
Coeditor	Ing. Efraín Méndez Hernández
Coordinador Ayuda Mutua	Ing. José G. Viveros Zúñiga
Subcoordinador Ayuda Mutua	Ing. Sergio García del Toro
Coordinación de Eventos Técnicos	Ing. Marcelino Olivares Dávalos
	Ing. Eduardo León Tapia
Coordinación de Eventos Sociales	Ing. Jorge R. Vera Sánchez
	Ing. Alfonso Berrios Navarro

PRESIDENTES DELEGACIONALES

Reynosa	Ing. Carlos Cantú Salinas
Tampico	Ing. Juan Maldonado Lezama
Poza Rica	Ing. Salvador Maldonado Cervantes
Coatzacoalcos	Ing. Luis Olivares Fonseca
Villahermosa	Ing. Juan B. Rivera Jácome
Cd. del Carmen	Ing. Arturo Pérez Galicia
Chihuahua	Ing. Enrique De la Rosa Santoscoy
Morelia	Ing. José Francisco Arrellano Guadarrama

VOCALES

IMP	Ing. Carlos Villegas Carrasco
IPN	Ing. Ernesto Filio López
UNAM	Ing. Andrés Tejero Andrade
EXTERIOR	Ing. Javier Núñez Ariza
JUBILADOS	Ing. Antonio Cordero Limón
INTERNACIONAL	Ing. Rubén D. Martínez Macías

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

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

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

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

EVIDENCIA SISMICA DEL CRATER DE IMPACTO DE CHICXULUB

*M. en C. Antonio Camargo Zanoguera**

*Dr. Gerardo Suárez Reynoso***

RESUMEN

La estructura de Chicxulub es un cráter de aproximadamente 170 km de diámetro interno, que se localiza al norte de Yucatán. Los estudios realizados demuestran que dicha estructura es el resultado de un impacto meteorítico. Puede ser la evidencia que apoye la hipótesis acerca del impacto de un cuerpo celeste sobre la Tierra, como el fenómeno que provocó las extinciones masivas del límite Cretácico Terciario.

Se han efectuado diversos estudios que aportan evidencia adicional de este fenómeno y sus efectos posteriores. Actualmente se cuenta con información sísmica que permite ampliar el conocimiento de la Estructura de Chicxulub, la cual muestra algunas de sus características más relevantes y aporta nuevas evidencias de su origen.

* Petróleos Mexicanos. Subdirección de Exploración, Marina Nacional 329, México D.F. 11311.

** Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, D.F. 04510.

ANTECEDENTES

En 1981, G. Penfield y uno de nosotros (A. Camargo) presentamos⁽¹⁾ la expresión magnética y gravimétrica de una estructura circular de aproximadamente 170 km de diámetro interno que parecía ser el resultado de un impacto meteorítico en el norte de Yucatán (figura 1). Desde entonces, se han realizado varios trabajos demostrando que la Estructura de Chicxulub es efectivamente un cráter de impacto (v.g.^{2 y 3}). El hecho de que este impacto meteorítico parece estar relacionado con las extinciones masivas que tuvieron lugar en el límite Cretácico Terciario^(4, 5) muestra la relevancia de esta estructura. El cráter es aparentemente la huella largamente buscada que apoya la hipótesis de Luis y Walter Alvarez y sus colaboradores⁽⁶⁾, quienes afirman que el impacto de un cuerpo celeste sobre la Tierra fue el mecanismo que provocó las extinciones masivas a finales del Cretácico.

Como elementos que aportan evidencia adicional de la presencia de este fenómeno y sus efectos posteriores, se han efectuado también otros trabajos que analizan los depósitos caóticos (tsunamitas) en afloramiento alrededor del Golfo de México y del Caribe^(7, 8); los campos gravitacional y magnético del área⁽⁹⁾, la geología de Yucatán, y el patrón regional de fracturas observado en las imágenes de satélite que parece estar relacionado a la presencia del anillo de cenotes^(10, 11). Además, el subsuelo ha sido estudiado por medio de muestras de núcleos y registros de pozo en perforaciones hechas por Petróleos Mexicanos (PEMEX) en el área^(12, 13).

Como contraparte, vale la pena mencionar que también se han realizado estudios que ponen en duda la edad de la estructura de Chicxulub y aún su mismo origen como cráter de impacto, y evidentemente su relación con las extinciones del límite K/T (v.g. ^{14, 15 y 16}).

Muchos de los estudios citados son puntuales y como consecuencia de ello el modelo del cráter que puede obtenerse con los datos existentes es

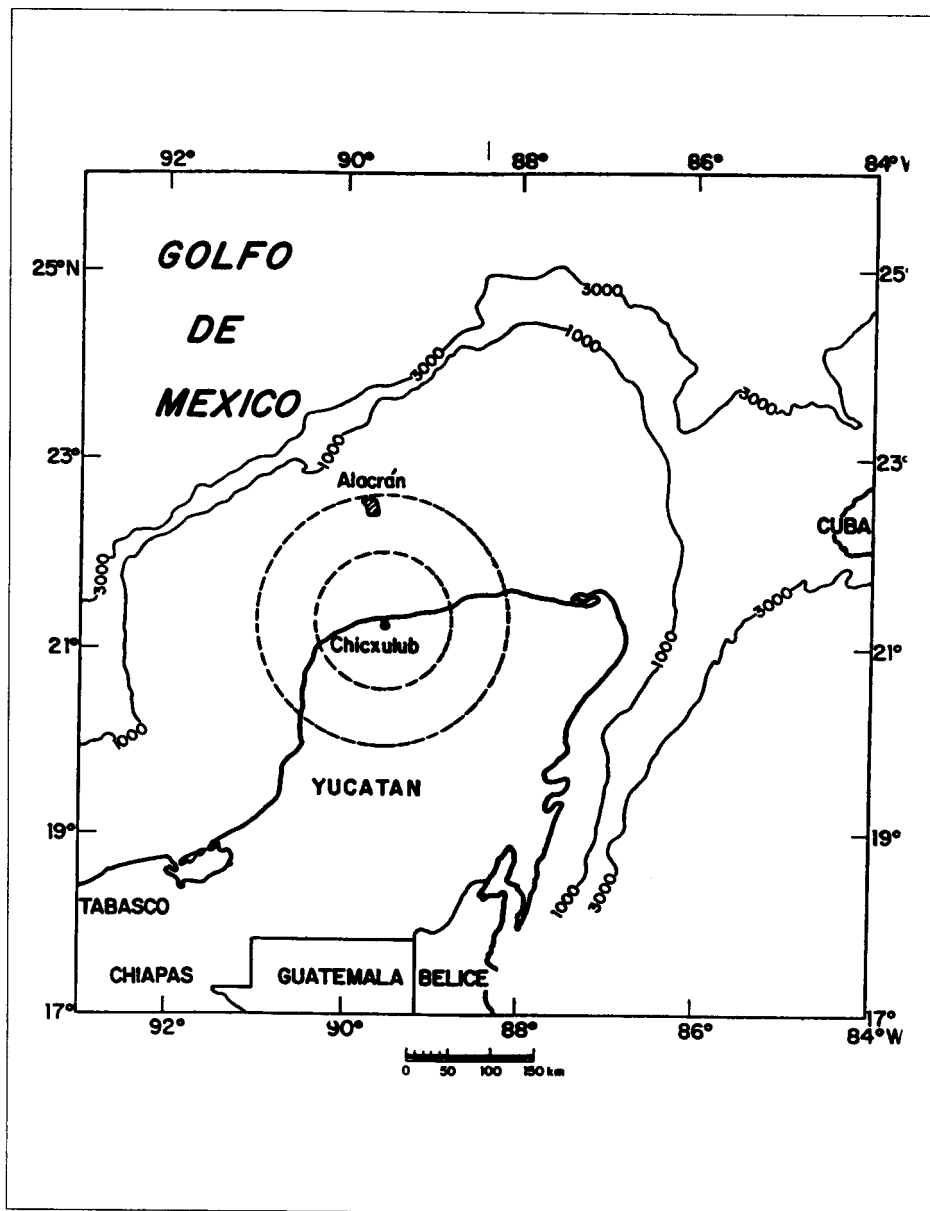


Fig. 1.- Cráter de Chicxulub, en la parte norte de la Península de Yucatán, México, hacia la porción media de la extensa plataforma de carbonatos, que también se extiende costa afuera. Su centro se localiza 11 km al oriente de Progreso. El círculo punteado, de 170 km de diámetro, corresponde a la curva envolvente de máximo gradiente en la anomalía de Bouguer.

aún incompleto. Actualmente, sin embargo, se cuenta con información adicional que permite ampliar el conocimiento de la estructura de Chicxulub, aportando nuevas evidencias morfológicas de su origen debido a un impacto meteorítico y mostrando algunas de sus características más sobresalientes. Esta nueva información corresponde a dos perfiles sísmicos de reflexión multicanal obtenidos en 1992 por PEMEX en la costa de Yucatán, con una longitud total de 416 km. Estos perfiles son complementarios a otros, también de PEMEX, obtenidos en 1978 más al norte de las nuevas líneas ⁽¹⁷⁾, y que también muestran claramente la presencia de una cuenca casi circular.

ADQUISICION SISMICA

Desde la primera etapa de la planeación del trabajo de adquisición en 1992, quedó claro que los perfiles sísmicos no podrían obtenerse a lo largo de una línea cercana al centro del cráter como era deseable, ya que el tirante de agua mínimo para la adecuada operación de la embarcación sísmica disponible era de 14 m. La plataforma de Yucatán es de pendiente muy suave y se extiende por más de 300 km hasta el Talud Continental (figura 1). Por tanto, la profundidad necesaria para el trabajo sísmico no se alcanza sino hasta una distancia de 25 a 30 km de la costa.

Los perfiles sísmicos D92RP001 y D92RP002 tienen 192 y 224 km de longitud respectivamente, siendo este último el más cercano a la costa y prácticamente paralelo a la misma. La figura 2 muestra la ubicación de los perfiles sísmicos con respecto a la anomalía de Bouguer, en donde es claro un máximo central. Alrededor de este máximo hay un mínimo semicircular que pasa al Sur de Mérida y por la población de Tixpeual. Más afuera, la zona de gradientes altos limita la parte interior del cráter en donde durante el Terciario se establece una cuenca de depósito. La Figura 2 muestra también la ubicación del perfil gravimétrico A-A' de orientación casi E-W, que pasa por el pozo Chicxulub 1, y a unos 10 km al Sur del centro del máximo de la anomalía; este perfil (figura 3) muestra claramente que en el área existe una zona de rocas de baja densidad, dominada por un núcleo central de alta densidad. Estos datos, como se verá adelante, son útiles para extrapolar a los perfiles de reflexión sísmica en el mar, muchos de los conocimientos del fenómeno obtenidos en tierra.

La anomalía magnética más relevante también queda circunscrita a un óvalo (figura 4) ligeramente más grande, externo al definido por el de los

SECCION GRAVIMETRICA

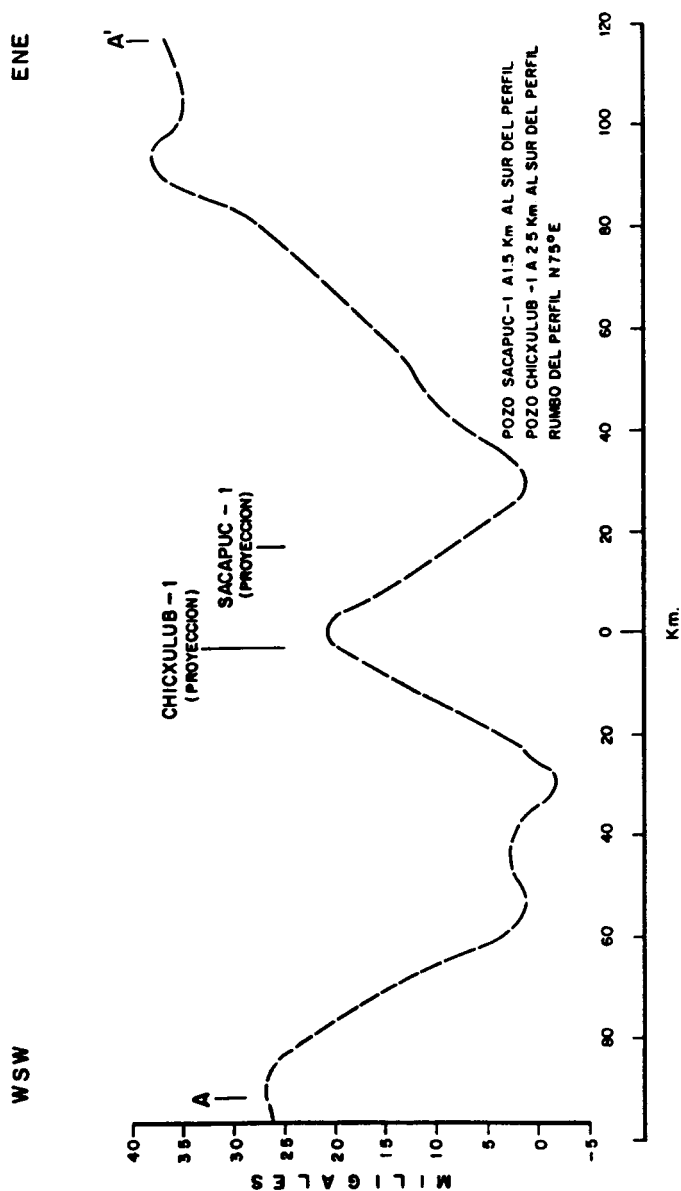


Fig. 3.- Perfil gravimétrico A-A' de 210 km de longitud de dirección sensiblemente E-W y que corta la anomalía de Chicxulub 10 km al Sur de su centro. Es clara la diferencia de masa en el cráter, excepto por el efecto positivo de la intrusión ígnea central.

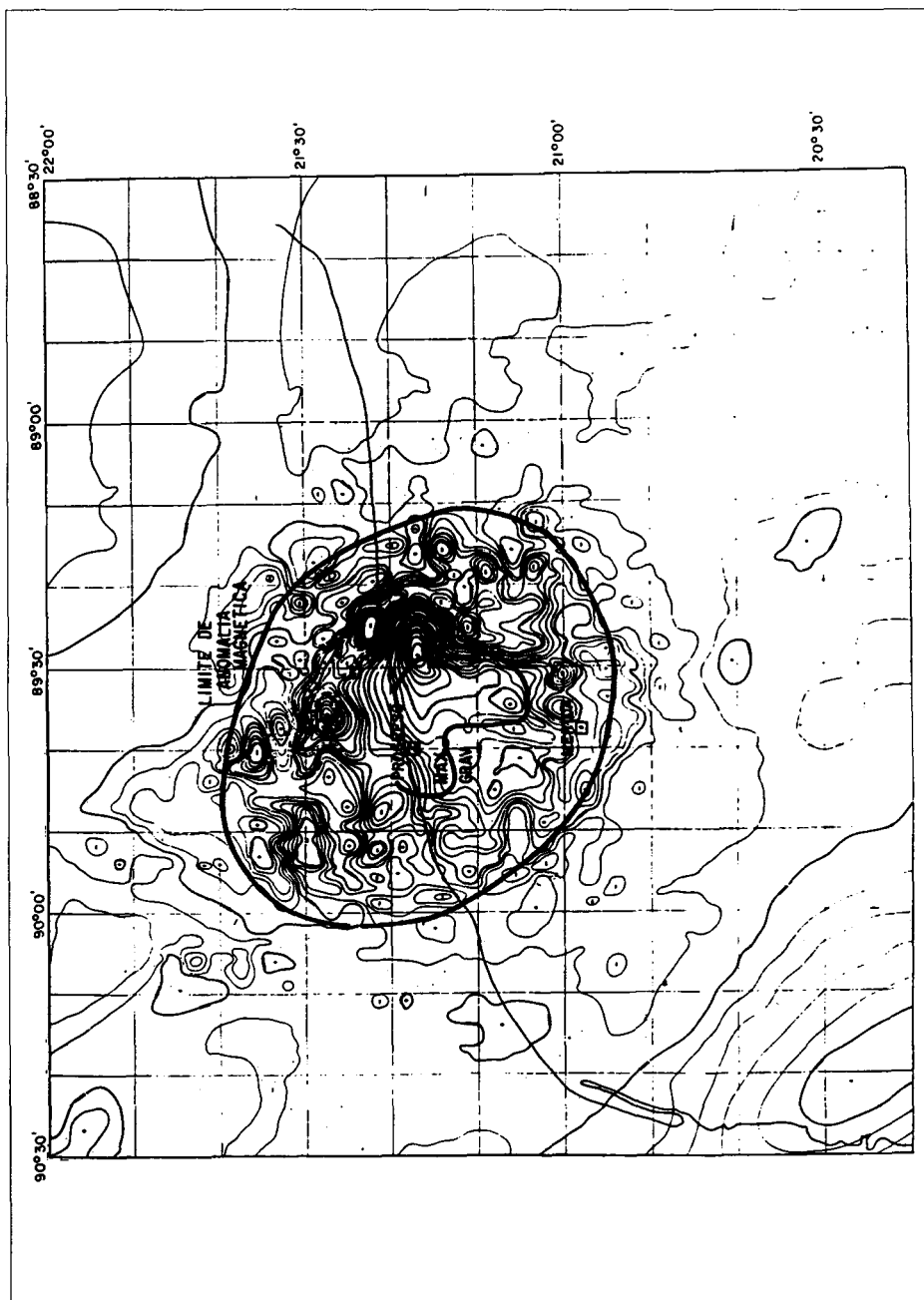


Fig. 4. – Anomalia magnética del campo total. La anomalía central alcanza más de 1000γ y es resultado del cuerpo ígneo del cráter.

mínimos gravimétricos, y separado de éste por unos 4 a 8 km. En la Figura 4 donde se muestra la anomalía magnética, también se delinea como referencia el máximo observado en las anomalías gravimétricas. Puede observarse que la anomalía gravimétrica muestra un desplazamiento respecto a la anomalía magnética principal. Ambos efectos corresponden aparentemente a un núcleo ígneo de alta densidad y susceptibilidad magnética.

Las tablas 1 y 2 son un resumen de los parámetros de adquisición de los perfiles sísmicos y de la secuencia de procesamiento de las nuevas líneas que, como puede observarse, incluye la migración. Tanto la adquisición como la secuencia de proceso están dentro de los estándares normales empleados en la industria petrolera para la prospección sísmica 2D.

TABLA 1
PARAMETROS DE ADQUISICION

Dirección de Tiro:

Línea D92RP001	—	263°
Línea D92RP002	—	76°
Sistema de grabación	—	DSS-240
Navegación	—	SYLEDIS
Intervalo de muestreo	—	2 ms
Longitud de grabación	—	8.0 s
Filtros de grabación	—	Bajo: 3 Hz; Alto: 160 Hz
Fuente de energía	—	Pistolas de aire, 4560 in ³ , 1900 lb/in ² , profundidad media 7.5 m
Cable	—	Longitud: 4475 m, 180 grupos, intervalo entre grupos: 25 m, profundidad media: 12 m. Configuración: 276 m (Canal 180) 4751 m (Canal 1)
Intervalo de tiro	—	25 m
Intervalo de punto de tiro	—	25 m
Apilamiento	—	9000%

TABLA 2

SECUENCIA DE PROCESAMIENTOS

1. Demultiplex
2. Filtro AntiAlias 0-90 Hz
3. Remuestreo hasta 4 ms
4. Recuperación de Amplitud
5. Supresión de primeros arribos
6. Deconvolución predictiva
Longitud: 200 m, intervalo 24 ms
7. Agrupamiento de trazas de CDP
8. Corrección de echado por distancia
9. Análisis de velocidad a intervalos de 1 km
10. Corrección de NMO
11. Segunda supresión de primeros arribos (después de NMO)
12. Compensación de ganancia por offset
13. Apilado
14. Deconvolución predictiva (2 filtros)
Longitud 320 m, intervalo 32 ms
15. Migración
16. Compensación estática por la profundidad del cable y arreglo de pistolas (+ 13 m)
17. Filtros variantes con el tiempo (5) de 10-65 Hz a 0 seg.
a 6-24 Hz a 4 seg.

La Figura 5 corresponde a la porción occidental de la línea D92RP002, tal como resultó del proceso original, con la secuencia descrita en la Tabla 2. Como se observa, la calidad de la información es buena y preserva en forma satisfactoria las altas frecuencias en el paquete de reflejos que se encuentra entre 1.3 y 1.5 s. Los fallamientos en este horizonte, que aparentemente corresponde a la cima del Cretácico Inferior, son claros al igual que el inicio de un paquete con escasos reflejos a 0.25–0.30 s y que corresponde a la cima del Cretácico Superior. Un tanto hacia el oriente de la misma línea (figura 6), se hace muy evidente un paquete de reflejos continuos de echados suaves y con algunas discordancias, que corresponden a la secuencia Cenozoica. La base de esta secuencia es también discordante y se sitúa en el contacto Cretácico–Terciario, cuyo perfil parece corresponder al de una superficie de erosión.

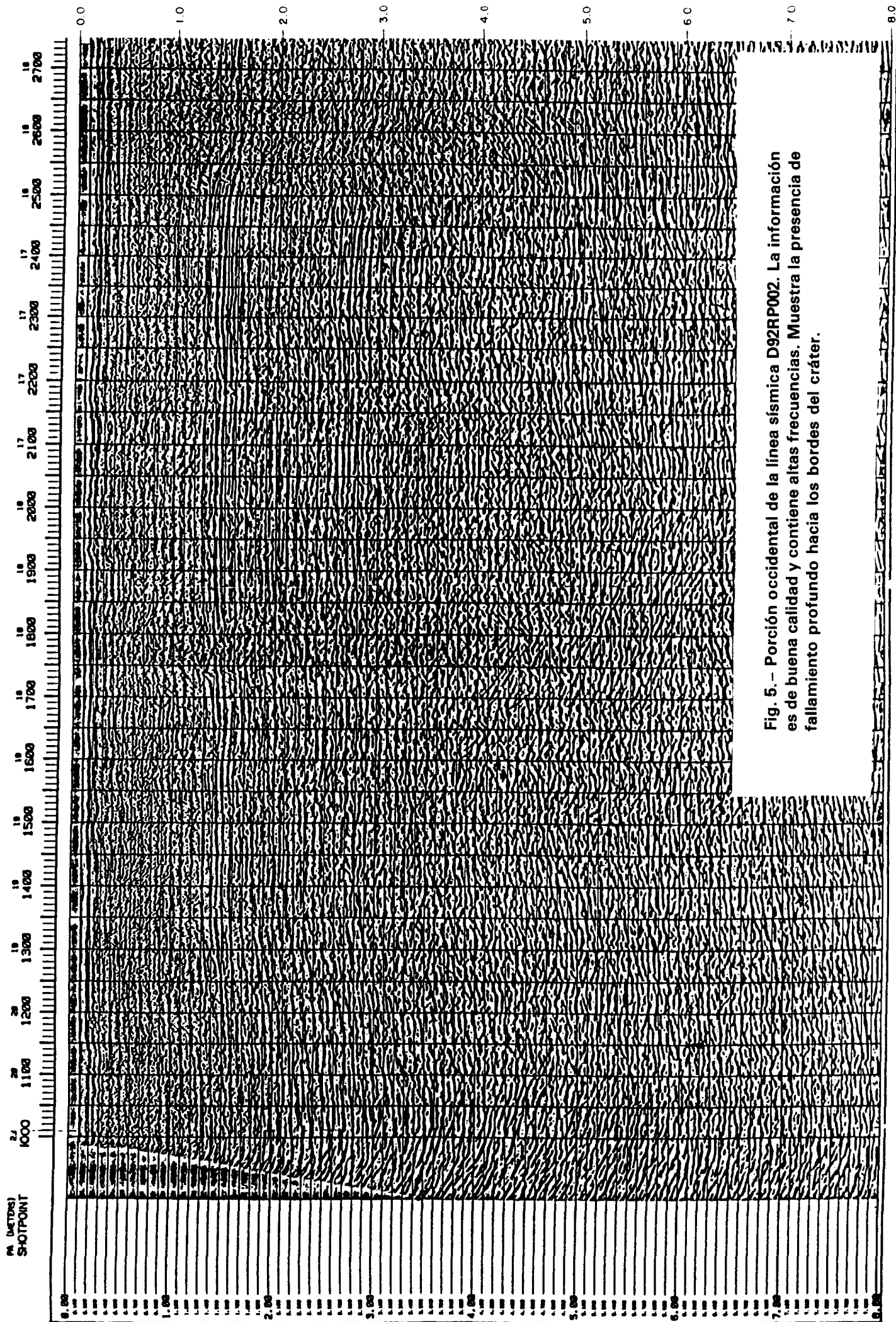
Las figuras 5 y 6, aunque muestran algunas características importantes del cráter de Chicxulub, no permiten una visión integral del mismo. Para lograr esto, se realizaron diferentes pruebas de compresión horizontal de los perfiles, eliminando trazas y aplicando filtraje pasa-banda hasta lograr la presentación de baja frecuencia (5–10–25–30 Hz) que se muestra en las figuras 7 y 8.

INTERPRETACION DE LOS PERFILES SISMICOS

Las figuras 7 y 8 corresponden a las líneas D92RP001 y D92RP002 respectivamente; ambas muestran un comportamiento sísmico similar. En la parte más somera de la sección se define con claridad una secuencia (S.I.) de reflejos continuos de alta frecuencia y de echado suave. En general, esta secuencia alcanza hasta un segundo de tiempo de reflejo en la parte central, y corresponde a las rocas Terciarias que rellenan el cráter y que se extienden por una distancia horizontal de aproximadamente 150 km en la línea D92RP002, entre los puntos 3350 y 9250. Esta secuencia tiene una velocidad relativamente baja, de aproximadamente 2500 m/s. El espesor de estos sedimentos Terciarios aumenta progresivamente hacia el centro de la cuenca alcanzando un espesor máximo de aproximadamente 1250 m, similar al encontrado en tierra en los pozos Chicxulub 1, Sacapuc 1 y Yucatán 6⁽¹⁸⁾.

La secuencia (S.I.) presenta ciclos de depósito muy uniformes en la cuenca de relleno. En ambos márgenes son visibles los depósitos progradantes hacia la cuenca. También se observa la presencia de una topografía irregular en su base, con depresiones y elevaciones locales que se fueron cubriendo con los depósitos Terciarios. En los depósitos más superficiales se observan también algunas discordancias. Asimismo, sobre los altos preexistentes en la frontera del Cretácico Terciario se encuentran estratos adelgazados respecto al espesor de los sedimentos que se observa en las depresiones. Existen indicaciones de actividad tectónica en la secuencia Terciaria, posiblemente ubicada a fines del Oligoceno y, manifestada por fallas en el punto 5200 de la línea D92RP001 y en el 6050 de la D92RP002, así como por un levantamiento visible, en el punto 6100 de la primera línea y que abarca la segunda hacia el punto 7400.

Es interesante notar que el espesor de la secuencia Terciaria se adelgaza localmente por aproximadamente 400 m en los extremos de la cuenca,



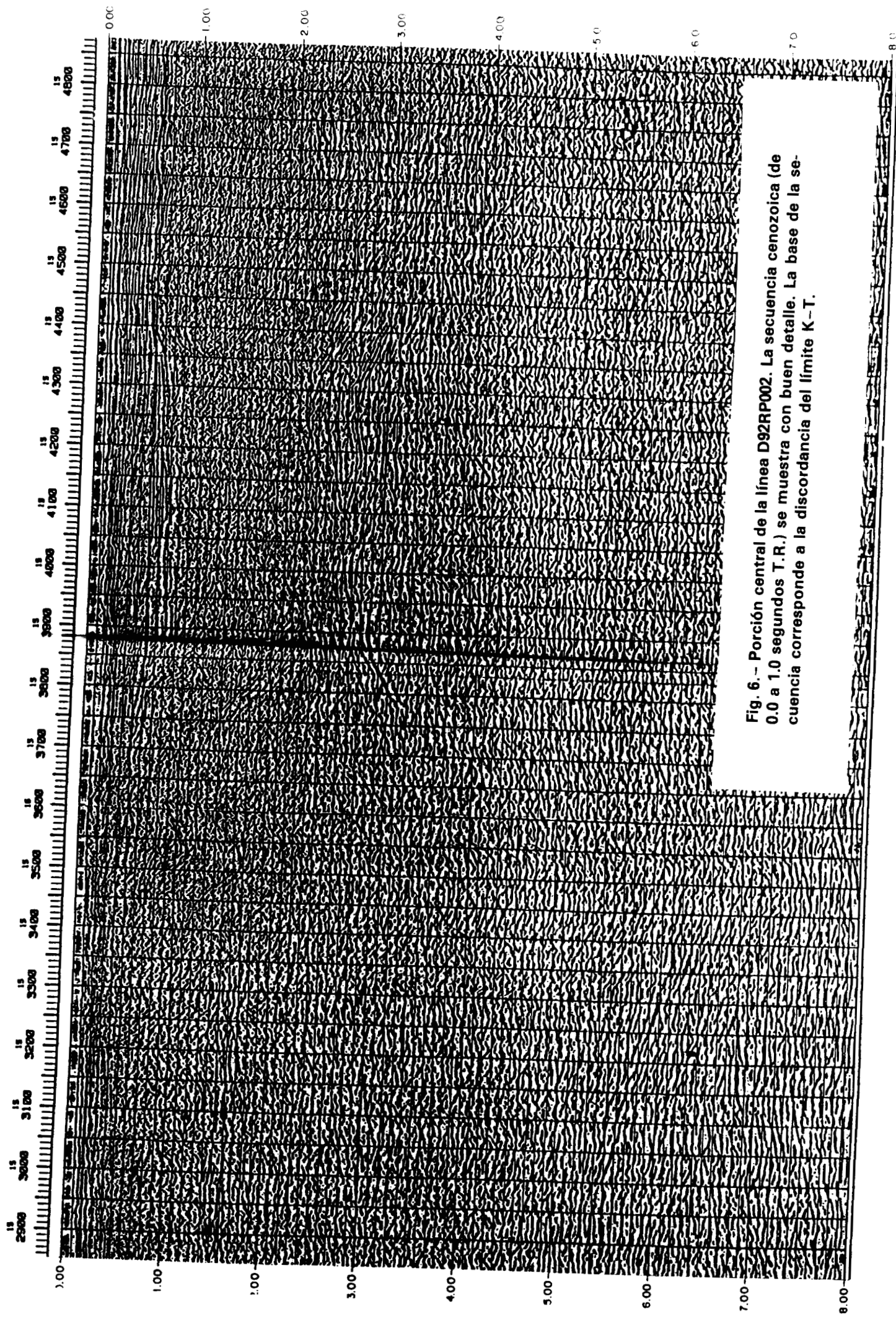


Fig. 6.- Porción central de la línea D92RP002. La secuencia cenozoica (de 0.0 a 1.0 segundos T.R.) se muestra con buen detalle. La base de la secuencia corresponde a la discordancia del límite K-T.

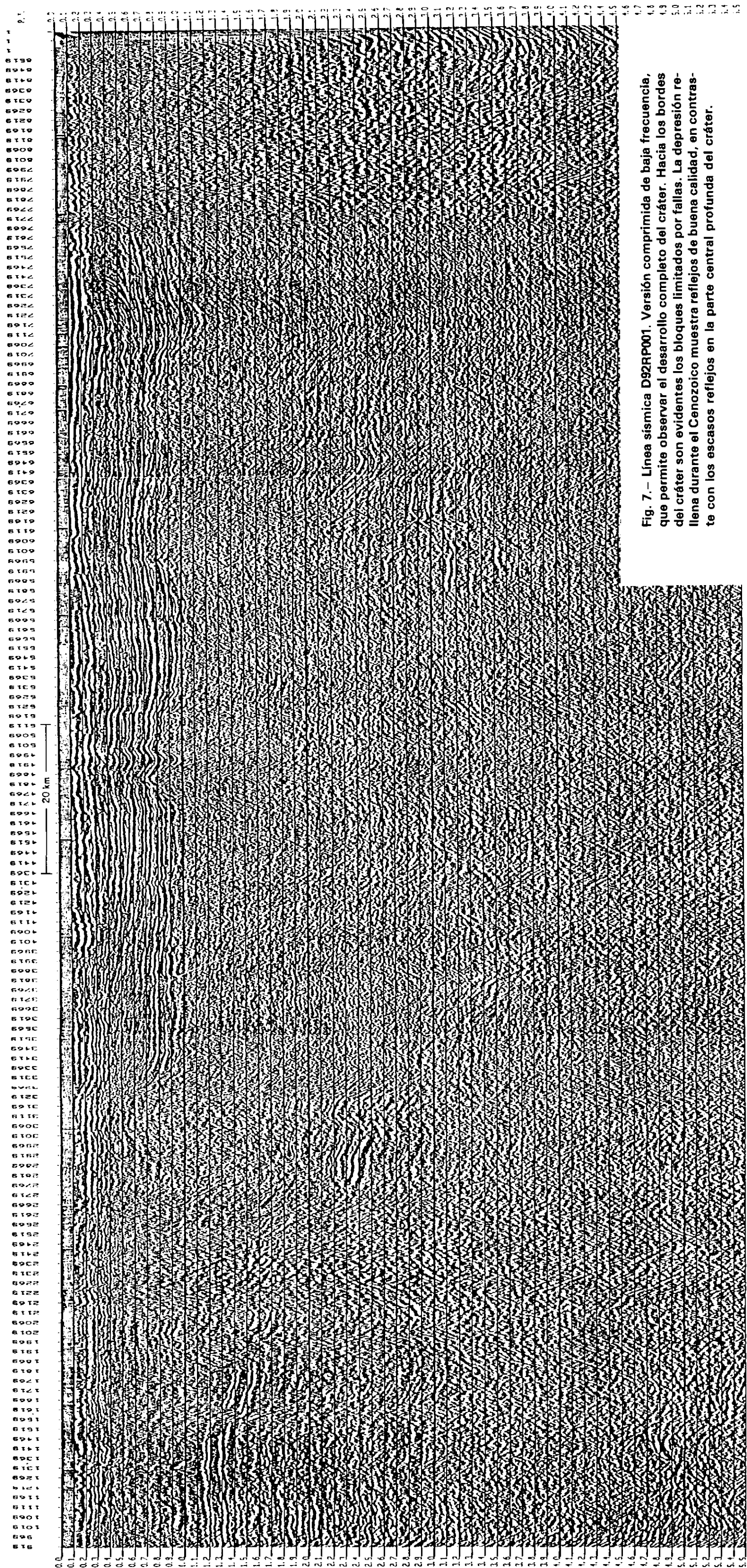


Fig. 7.- Línea sísmica D92RP001. Versión comprimida de baja frecuencia, que permite observar el desarrollo completo del cráter. Hacia los bordes del cráter son evidentes los bloques limitados por fallas. La depresión rellena durante el Cenozoico muestra reflejos de buena calidad, en contraste con los escasos reflejos en la parte central profunda del cráter.

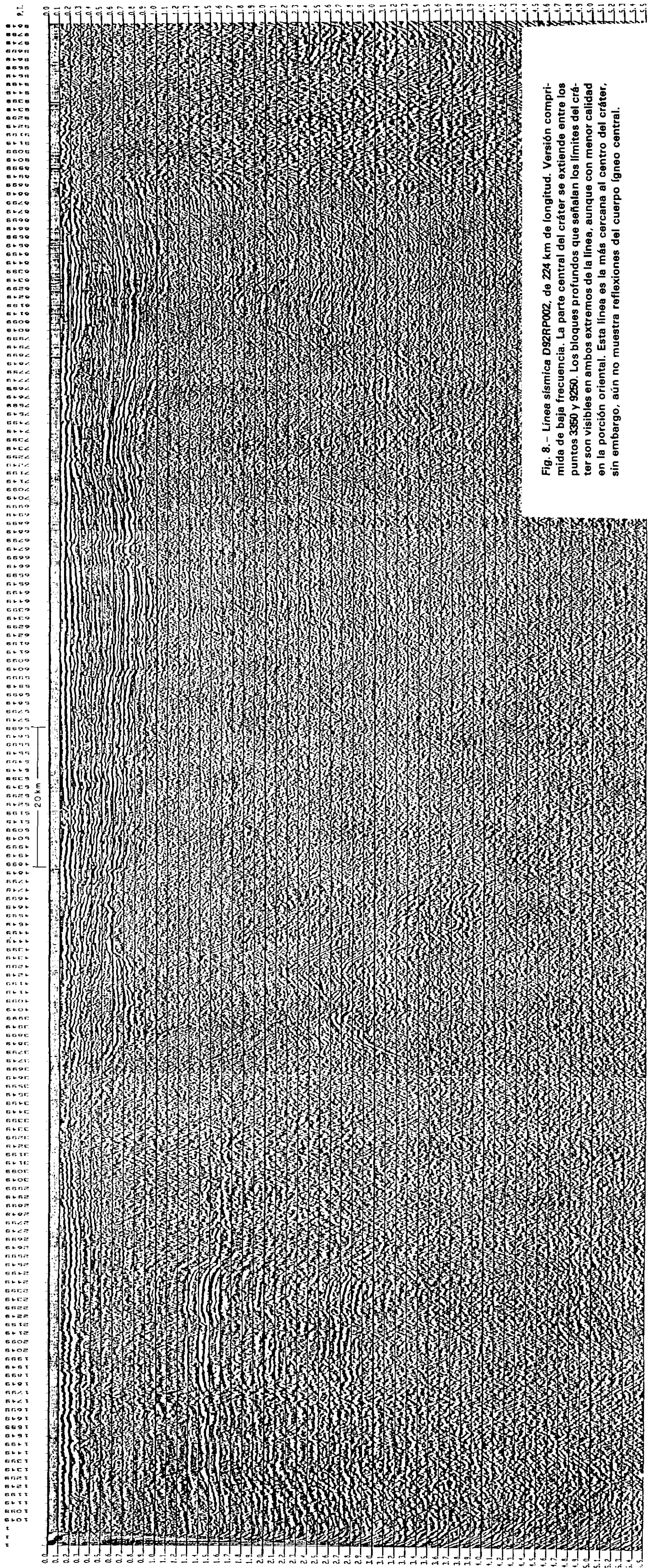


Fig. 8. – Línea sísmica D92RP002, de 224 km de longitud. Versión compri-
mida de baja frecuencia. La parte central del cráter se extiende entre los
puntos 3350 y 9250. Los bloques profundos que señalan los límites del crá-
ter son visibles en ambos extremos de la línea, aunque con menor calidad
en la porción oriental. Esta línea es la más cercana al centro del cráter,
sin embargo, aún no muestra reflexiones del cuerpo ígneo central.

debido a altos topográficos en la secuencia inferior. En la línea D92RP001 este alto topográfico es evidente en los alrededores del punto 3120. En la línea D92RP002, hay otros dos altos topográficos que adelgazan la secuencia Terciaria cerca de los puntos 4600 y 7400. Estos levantamientos están ubicados donde se observa el inicio de la anomalía gravimétrica positiva central. Estas elevaciones en la cuenca de depósito podrían ser la expresión topográfica del anillo central (peak ring) que se produce como parte del levantamiento posterior al impacto en las grandes estructuras producidas por impactos meteoríticos⁽¹⁹⁾.

La secuencia de depósitos Terciarios yace discordantemente sobre una secuencia S.II que se observa claramente desprovista de reflectores, excepto por algunos aislados entre los 1.5 y 1.8 segundos en la parte central de la sección. Esta secuencia tiene una velocidad media de aproximadamente 5500 m/s y corresponde a un espesor máximo de cerca de 2500 m. Una posible interpretación es que este reflector entre 1.5 y 1.8 s corresponde a la base de las rocas de estructura microcristalina que fueron fundidas como resultado del impacto (melt sheet). Estas rocas fundidas, que originalmente se interpretaron como una andesita, fueron encontradas en la base de los pozos Chicxulub 1, Sacapuc 1 y Yucatán 6, por debajo de los 1250 m de profundidad.

Subyaciendo a esta secuencia se encuentra un paquete de reflectores de baja frecuencia y buena continuidad que en el extremo occidental de ambas líneas se sitúa entre los 1.3 y 2.0 segundos, y cuya cima corresponde probablemente al Cretácico Inferior, esto es hacia el contacto Cenomaniaco/Albiano. Este paquete de reflejos (S. III) delinea la base del receptáculo que contiene las brechas, megabrechas y "melt-sheet" productos del impacto del meteorito. Las figuras 9 y 10 muestran la interpretación de las líneas sísmicas donde se observa claramente este paquete de reflectores.

Los reflectores de la secuencia III podrían interpretarse como grandes bloques generados por fallamiento normal y que caen escalonadamente hacia el centro del cráter, situándose cada vez a mayor profundidad. Hacia la parte central de la sección estos reflectores se pierden al alcanzar los 4 segundos de profundidad. En la sección D92RP002, sin embargo, se delinearán algunos reflejos aislados a 3.5 segundos en la parte central del cráter. La ubicación de las fallas en el contacto S.III, que limitan a los bloques hundidos, es muy clara en la porción occidental de ambas secciones,

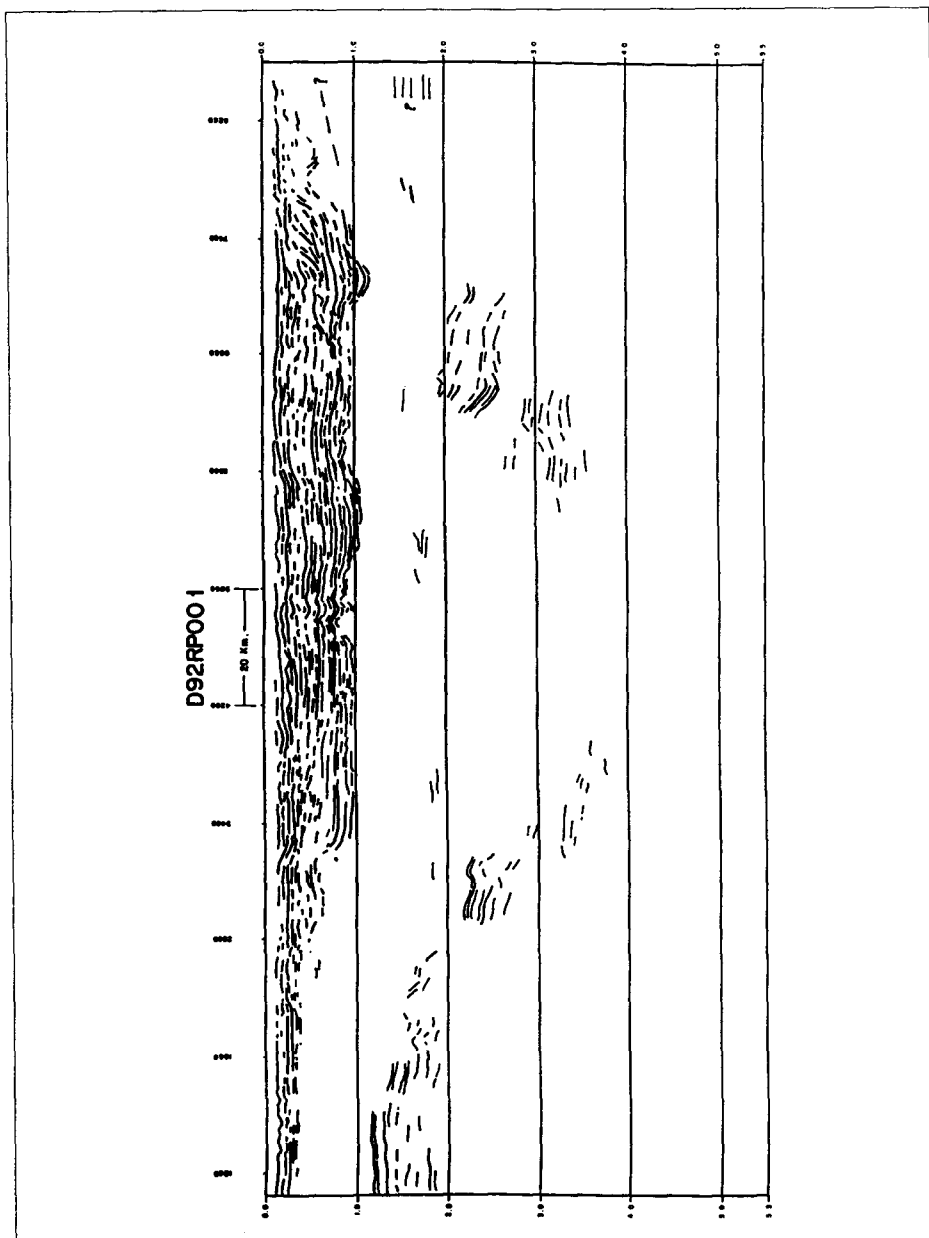


Fig. 9.- Interpretación de la línea D92RP001 (en su versión comprimida de baja frecuencia). La secuencia superior que corresponde al Cenozoico muestra una estructuración de cuenca de relleno, con progradaciones y discordancias locales.

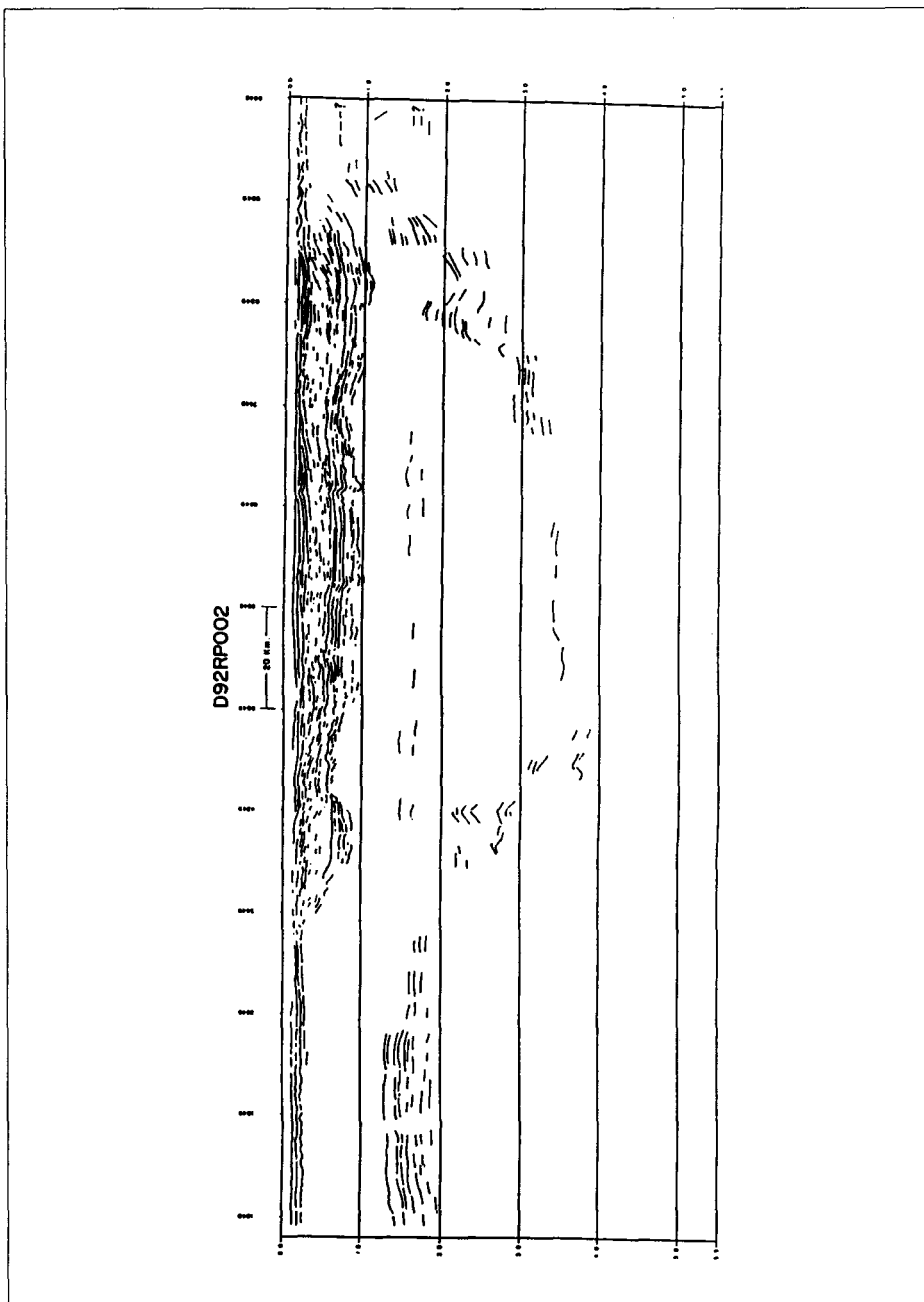


Fig. 10.— Interpretación de la línea D92RP002. El radio de la estructura, medido hasta la primera falla ubicada en el punto 1800 es de 110 km.

no así en la oriental. La primera falla sobre la línea 001 se ubica en el punto 1600 y la segunda en el 1950. Sobre la línea D92RP002, esto ocurre en los puntos 1800 y 2200 respectivamente. Hay además una falla muy conspicua en el punto 2550. El radio de la estructura medido hasta la primera falla ubicada en el punto 1800 de la línea D92RP002 es de 110 km; hasta la primera caída importante (punto 2550 en la línea D92RP002) el radio es de 85 km.

La profundización de S.III por debajo de los 2 segundos ocurre también por fallamiento normal en el punto 2700 de la línea D92RP001 y en el punto 3300 de la D92RP002 y en el 8600 de la parte oriental de este mismo perfil. El comportamiento de esta secuencia en la porción oriental de las líneas es menos claro. Aquí, aunque también están presentes los reflejos someros, no puede hacerse una delimitación de los mismos ya que los últimos 20 km de las secciones muestran información muy pobre a todos los niveles, debido posiblemente a imprecisiones en las correcciones estáticas por la presencia importante de bancos arrecifales en el fondo marino. Por otra parte, si la relación entre S.I y S.III en la parte oriental y occidental es la misma, esto podría significar que las líneas quedaron "cortas" en su extensión hacia el oriente, lo que daría lugar a que los bloques más someros y sus sistemas de fallas no se hubieran explorado adecuadamente.

Por debajo de la secuencia S.II no hay reflejos claros, con excepción de los encontrados a 3.5 segundos en el perfil D92RP002. Esta secuencia de casi 4 km de espesor sin reflectores y sin estructura, corresponde aparentemente a la brecha alogénica formada por el impacto de las secuencias de anhidrita y dolomita del Cretácico Superior.

Estas brechas fueron muestreadas claramente por los pozos Ticul 1 y Yucatán 1, 2, 4 y 5A. Estas rocas corresponden a una secuencia profundamente deformada y fracturada por las ondas de choque producidas por el impacto. La ausencia de coherencia sísmica se debe a la destrucción casi completa de los horizontes estratigráficos por las ondas de choque producidas por el impacto. De hecho, la parte central de los cráteres de impacto normalmente se distingue en los perfiles de reflexión sísmica como el sitio donde se presenta la mayor disrupción estratigráfica y consecuente ausencia de reflectores⁽²⁰⁾.

CONCLUSIONES

El modelo del cráter que resulta de esta interpretación es el que se muestra en la figura 11. La figura 12 muestra la relación entre las anomalías gravimétricas y magnetométricas y los eventos identificados en las secciones sísmicas. La profundidad de los eventos fue calculada a partir de la velocidad de apilamiento aplicada en el procesamiento original. Algunos problemas de inconsistencia entre análisis contiguos se resolvieron eliminando valores y sin promediar. El modelo se sitúa a lo largo del diámetro del cráter, cuyo centro aproximado se encuentra a 11 km al oriente de Progreso. Así, la depresión que se llena de roca Terciaria resulta ligeramente asimétrica y de aproximadamente 170 km de diámetro.

Hacia el centro, si persiste la integridad de los bloques, el Cretácico Inferior se profundizaría hasta 7 km, cuando fuera del cráter, en la región occidental se encuentra a 2500 m. Alternativamente, el efecto del impacto puede haber causado la disrupción y brechamiento de toda la porción profunda de la sección sedimentaria cercana al punto de impacto, por lo que el Cretácico podría no ser reconocible en estos bloques. De ser así, los reflejos aislados que se observan cayendo escalonadamente hacia el centro del cráter podrían ser reflejos sísmicos de la corteza inferior que fue localmente levantada. El Cretácico Superior y el Inferior adelgazan hacia el oriente, por lo que en el margen oriental del cráter el basamento es probablemente más somero. La figura 11 muestra también algunas características que no pueden comprobarse con las secciones sísmicas; estos eventos (el melt sheet, la megabrecha, etc.) se identifican por similitud con otros cráteres más estudiados⁽²¹⁾. La intrusión ígnea se define en sus dimensiones aproximadas mediante la magnetometría y la gravimetría⁽¹⁷⁾.

La presencia de la estructura hacia el norte había sido puesta en duda con base en los datos gravimétricos⁽²⁾. Sin embargo los perfiles sísmicos presentados aquí muestran claramente la presencia del cráter en el mar. Uno de los puntos aún en discusión es el diámetro máximo del anillo más externo de la estructura. Hildebrand *et al.* ⁽²⁾ interpretaron la presencia de un abrupto gradiente en las anomalías gravimétricas a una distancia de aproximadamente 100 km del centro del cráter como el anillo exterior del mismo. Sin embargo, Sharpton *et al.* ⁽⁹⁾ sugieren la presencia de un cuarto anillo que resultaría en un cráter con un diámetro total de ~ 300 km.

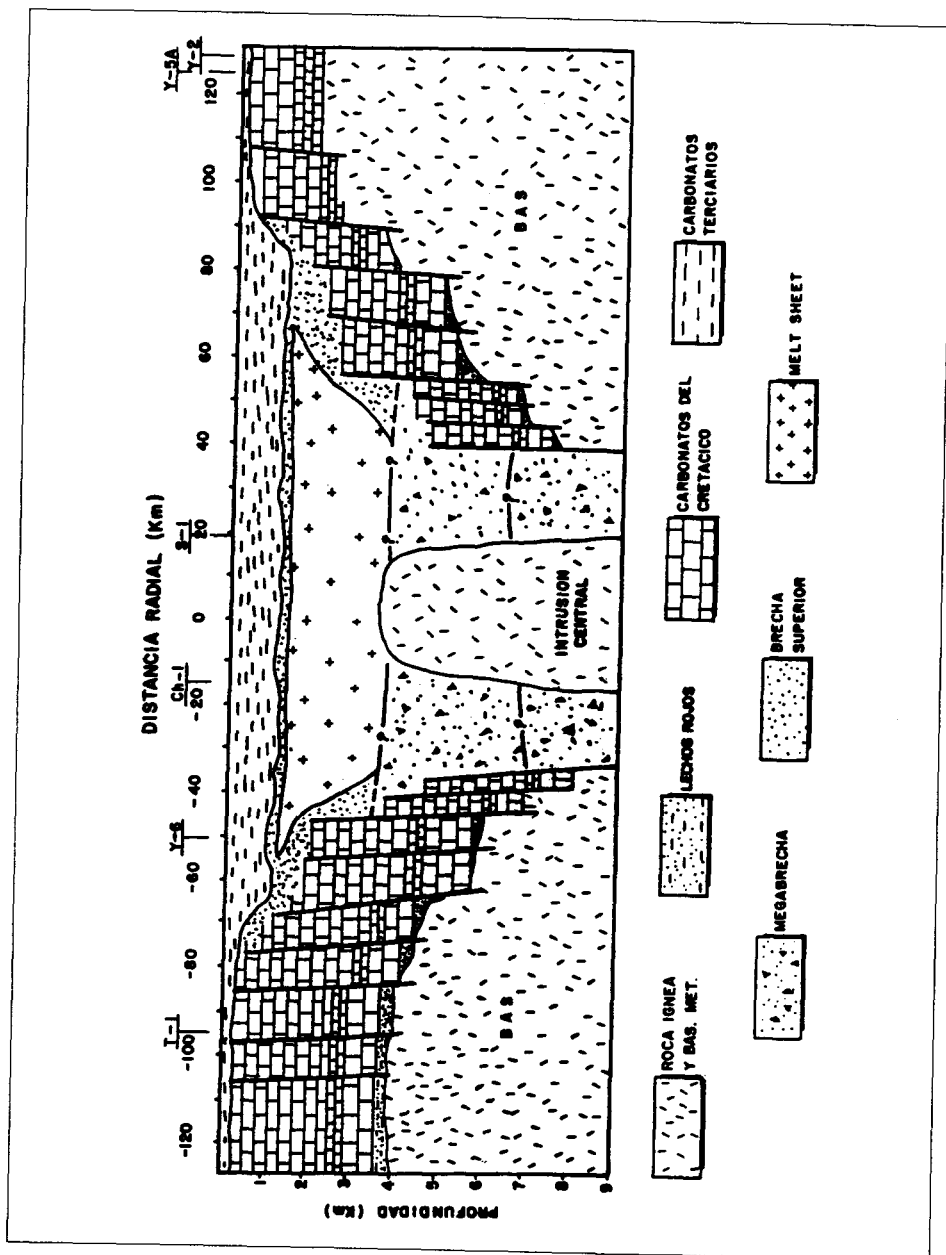


Fig. 11.- Modelo del cráter que resulta de esta interpretación. El modelo se ubica a lo largo del diámetro E-W del cráter, pasando por su centro aproximadamente 11 km al oriente de Progreso. Los pozos se ubican para comparación de acuerdo a una distribución radial.

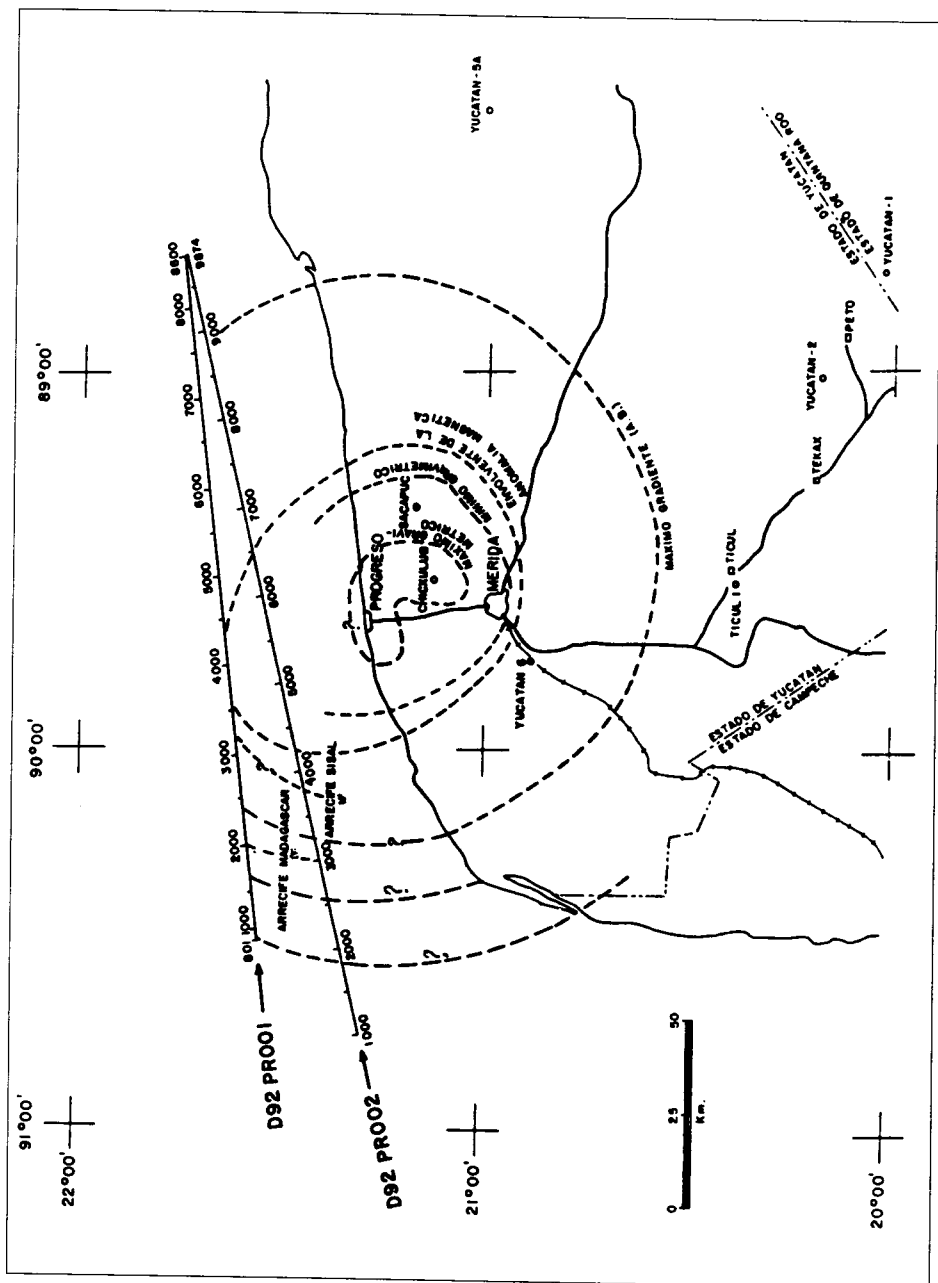


Fig. 12.- Relación entre las anomalías gravimétrica y magnetométrica y los principales eventos identificados en las secciones sísmicas. El diámetro del cráter transiente es de aproximadamente 170 km.

Los perfiles sísmicos muestran que la profundización del reflector S.III se da entre los anillos 2 y 3 (figuras 9 y 10), en los puntos 1520 y 2550 de las secciones D92RP001 y D92RP002, respectivamente. Hacia afuera de estos puntos, la secuencia muestra algunos rasgos de fallamiento normal que no refleja una extensa deformación ni un hundimiento importante. Estos límites pueden ser interpretados como los extremos del cráter transiente. La ubicación del cráter transiente entre el segundo y tercer anillo sería similar a lo observado en cráteres lunares multianillados (¹⁹ y ²²). De ser correcta esta interpretación, el diámetro del cráter transiente sería de ~ 170 km.

Los resultados obtenidos de cráteres de impacto en estructuras planetarias y en experimentos sugieren que el diámetro exterior de un cráter de impacto (D) es $D \sim Dt / (0.5-0.65)$, donde Dt es el diámetro del cráter transiente (¹⁹ y ²²). De acuerdo a estas observaciones el anillo más exterior del cráter de Chicxulub tendría un diámetro de ~ 300 km dando peso a las conclusiones alcanzadas por Sharpton *et al.* (⁹).

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la discusión y apoyo en la preparación de las secciones a los Ingenieros Juan Manuel Quezada Muñetón, Francisco Sánchez de Tagle, Alejandro Sandoval Solís, Antonio Torres Gallardo, Andrés García Mar, y a las Sritas, Magdalena Espinal y Enedina Martínez por su excelente trabajo de edición. Luis Marín y Virgil Sharpton discutieron con nosotros los resultados iniciales. Al Ing. Raúl González García, Subdirector de Exploración de Petróleos Mexicanos, por facilitar el uso del material técnico que aquí se presenta.

REFERENCIAS

1. Glen T. Penfield y A. Camargo Zanoguera: Definition of a Major Igneous Zone in the Central Yucatan Platform with Aeromagnetism and Gravity, Society of Exploration Geophysicists. Resúmenes del 51 Congreso Internacional, p. 37, Los Angeles, Cal. (1981).
2. A. R. Hildebrand, G.T. Penfield, D.A. Kring, M. Pilkington, A. Camargo Z., S.B., Jacobsen y W.V. Boynton: Chicxulub Crater: a Possible Cretaceous/Tertiary Boundary Impact Crater on the Yucatan Peninsula, México. *Geology*, vol. 19, pp. 867-871 (Septiembre, 1991).

3. V. L. *Sharpton, et al.*: New Links Between the Chicxulub Impact Structure and the Cretaceous-Tertiary Boundary, *Nature*, vol. 359, pp. 819-821 (October 29, 1992).
4. A. R. *Hildebrand*: The Chicxulub Impact Crater Was More Deadly Than All the K/T Volcanoes put Together; Conference and Abstract, AAPG Convention, Calgary, Canada (1992).
5. Swisher, C.C., et al.: Coeval 40 Ar/39Ar Ages of 65.0 Million Years Ago From Chicxulub Crater Melt Rock and Cretaceous-Tertiary Boundary tectites; *Science*, vol. 257, pp. 954-958 (1992).
6. Luis W. *Alvarez, Walter Alvarez, Frank Asaro y Helen V. Michel*: Extra-terrestrial cause for a Cretaceous-Tertiary Extinction; *Science*, vol. 208, No. 4448 (June 6, 1980).
7. A. R. *Hildebrand y W.V. Boynton*: Proximal Cretaceous-Tertiary Boundary Impact Deposits in the Caribbean; *Science*, vol. 248, pp. 843-846 (1990).
8. Jan *Smit, et al.*: Tektite Bearing, Deep Water Clastic Unit at the Cretaceous-Tertiary Boundary in Northeastern Mexico: *Geology*, vol. 20, pp. 99-103 (February, 1992).
9. V.L. *Sharpton, et al.*: Chicxulub Multiring Impact Basin: Size and Other Characteristics Derived From Gravity Analysis: *Science*, vol. 261, pp. 1564-1567 (September 17, 1993).
10. K.O. *Pope, A.C. Ocampo y C.E. Duller*: Mexican Site for K/T Impact Crater?: *Nature*, vol. 351 (May 9, 1991).
11. L. *Marín*: Field Investigations and Numerical Simulation of Ground Water Flow in the Karstic Aquifer of Northwestern Yucatán, México. Tesis doctoral, University Norte de Illinois (1990).
12. J.M. *Quezada-Muñetón, et al.*: The Chicxulub Impact Structure: Shock Deformation and Target Composition: Lunar and Planetary Science Conference Abstracts, vol. 23, pp. 1121-1122 (1992).
13. E. *Cedillo P. et al.*: Petrography and Chemistry of Chicxulub Melt Rocks, Yucatan Peninsula, México; *Geol. Soc. Amer. Abstracts with Programs*, vol. 24, No. 7, p. 4333 (1992).

14. *Gerta Keller y Enriqueta Barrera*: The Cretaceous/Tertiary Boundary Impact Hypothesis and the Paleontological Record, GSA Special Paper 247, pp. 563-575 (1990).
15. *W. Stinnesbeck, G. Keller y T. Adate*: K/T Boundary Deposits in Northeastern Mexico: Bolide Impact or Sea-Level Lowstand? in New Developments Regarding the K/T Event and Other Catastrophes in Earth History, LPI Contribution 825, Houston, Texas (February 9-12, 1994).
16. *A. Meyerhoff, et al.*: Chicxulub Structure: a Volcanic Sequence of Late Cretaceous Age, *Geology* (January, 1994).
17. *A. Camargo Z.*: Evidencias Geofísicas del Cráter de Impacto de Chicxulub; Academia Mexicana de Ingeniería, Trabajo de Ingreso, Palacio de Minería (February 18, 1993).
18. *E. López Ramos*, *Geología de México* (Third Edition), México City, UNAM.
19. *H.J. Melosh*: *Impact Cratering: A Geologic Process*, Oxford University Press, New York, 245 p. (1989).
20. *M. Pilkington and R.A.F.*: Grieve The geophysical signature of Terrestrial Impact Craters, *Rev. Geophys.*, vol. 30, pp. 161-181 (1992).
21. *Pilkington, M., A.R. Hildebrand, and C.O. Alemán*: Gravity and Magnetic Field Modeling and Structure of the Chicxulub Crater, *J. Geophys. Res.*, Submitted (1994).
22. *P.D. Spudis, B.R. Hawke, P.G. Lucey*: *J. Geophys. Res.*, 89, C197 (1984).

TOMOGRAFIA SISMICA DE ATENUACION APLICADA A DATOS SISMICOS DE POZOS

*M. en I. Arturo Malagón Montalvo**

*M. en C. Jorge Mendoza Amuchástegui**

RESUMEN

Con la idea de establecer una metodología para reconstruir imágenes de atenuación del subsuelo y relacionar dichas atenuaciones con la representación de la estructura geológica de un medio, se llevó a cabo un experimento con datos sísmicos, obtenidos de pozos productores de aceite en un yacimiento clástico somero en el sureste del estado de Texas, E. U. A. La adquisición de datos se llevó a cabo mediante tomografía de transmisión pozo a pozo. La profundidad máxima de ambos pozos fue de aproximadamente 1585 m y la zona de exploración tomográfica abarcó entre 1113.4 m a 1417.3 m dando intervalos de 303.9 la cual constituye un medio cuadrangular. Se usaron transductores piezoeléctricos idénticos para fuentes y detectores, conocido como "bender cilíndrico". Debido a la calidad de datos de campo, fue necesario realizar un análisis y acondicionamiento a partir de los datos correlacionados para incrementar la relación señal-ruido, con el objeto de diseñar una secuencia de proceso adecuada para enfatizar los eventos directamente transmitidos tanto de ondas P como de ondas S y aplicar algún criterio para determinar los tiempos de arribo de dichos eventos. Durante la reconstrucción tomográfica, el modelado directo de atenuación se realizó por un algoritmo eficiente de trazado de rayos rectos, realizando la inversión por medio de un algoritmo SIRT (Simultaneous Iterative Reconstruction Technique) usado para generar imágenes de atenuación de un medio entre dos pozos.

• Instituto Mexicano del Petróleo.

INTRODUCCION

La tomografía de tiempos de tránsito pozo a pozo, para producir imágenes de velocidad ha resultado ser un método efectivo de alta resolución (Ivansson, 1985). Un método similar ha sido usado para generar imágenes de atenuación. A partir de impactos que se producen en la superficie con objeto de generar un movimiento sísmico de origen elástico, ya sea mediante explosivos o elementos mecánicos, es posible generar una presión prácticamente instantánea, que en las cercanías del punto de impacto origina un pulso que se desplaza de acuerdo a las condiciones del subsuelo. Las ondas elásticas generadas por los impactos se atenúan rápidamente al desplazarse del punto de impacto observándose que la frecuencia aparente de la onda disminuye conforme aumenta el tiempo de desplazamiento.

Diversos estudios teóricos y prácticos (Sheriff and Geldart, 1991), han demostrado que la Tierra tiene un espectro de absorción para las ondas elásticas, y que el pulso sísmico generado en el punto de impacto al propagarse por la corteza de la Tierra, por efecto de la absorción, modifica su forma atenuando las componentes de alta frecuencia convirtiéndola en una "ondícula" de forma característica y definida que depende de la naturaleza del espectro de absorción de la Tierra. Se ha observado también que las vibraciones de alta frecuencia se transmiten menos efectivamente que las de baja frecuencia, y que además la absorción de las componentes de alta frecuencia aumenta conforme avanza la onda.

Un problema muy frecuente que se presenta en la sismología de exploración consiste en esta pérdida de amplitud que experimenta la señal sísmica al transmitirse en el subsuelo. Por lo que se pueden mencionar algunos factores que ocasionan este fenómeno, como son:

a) Divergencia Esférica.- La energía sísmica se propaga en frentes de ondas que para un medio perfectamente isotrópico son esferas. A medida que se expande la esfera del frente de onda, la concentración de energía por unidad de superficie o de densidad energética superficial disminuye

(Sheriff and Geldart, 1991). Como la amplitud de la energía captada por los geófonos es proporcional a la raíz cuadrada de la densidad energética superficial se puede demostrar que la amplitud de la energía sísmica disminuye con la longitud del camino recorrido o sea con la profundidad del reflector.

b) Atenuación Inelástica. – La pérdida de energía esta relacionada con el tipo de material que se atraviesa y se traduce en una absorción selectiva de las altas frecuencias. Las altas frecuencias son más rápidamente absorbidas que las frecuencias bajas, resultando en el alargamiento temporal de la ondícula sísmica y su consecuente pérdida de amplitud. La relación que describe este fenómeno está dada por:

$$A_x = A_0 e^{-\alpha x} \quad (1)$$

donde: A_x es la amplitud observada o calculada.
 A_0 es la amplitud inicial en la fuente.
 α es el factor de atenuación.

Las pérdidas por absorción de las ondas sísmicas que se propagan a través de un medio dispersivo se representa normalmente en términos de parámetros referidos a ondas sinusoidales. Una onda, que se propaga a través de un medio dispersivo compresiona sinusoidalmente a cada elemento del material y se decrementa en energía con la distancia de propagación. El parámetro Q que caracteriza el efecto de pérdida de energía por transmisión para dicha onda sinusoidal está definido por la ecuación diferencial.

$$\frac{2\pi}{Q} = \frac{-dET}{(Edt)} \quad (2)$$

donde: $-dE$ es la energía perdida por ciclo en un material con energía máxima al esfuerzo E.
 T es el periodo de la onda.
 t es el tiempo de propagación a través del medio.
 $2\pi/Q$ es la relación de la energía disipada en un ciclo, a la energía máxima almacenada durante ese ciclo.

Por lo tanto, a mayor valor de Q, tenemos menor absorción y a menor valor de Q, el efecto de absorción será mayor.

- c) Dispersión de energía en inhomogeneidades.
- d) Conversión de ondas compresionales (P) en ondas transversales (S).

El objeto de este estudio consistió en diseñar una metodología para Tomografía de Atenuación con la idea de producir tomogramas de alta resolución que puedan ser utilizados con información de superficie, para determinar las características de atenuación de un medio entre dos pozos con la finalidad de obtener imágenes de atenuación representativas de un medio discretizado entre el pozo fuente y el pozo receptor.

DATOS GEOLOGICOS

Los datos para realizar esta parte de este trabajo fueron obtenidos de un experimento realizado en un campo petrolero (productor), denominado Monahans, localizado en la Plataforma Central en la Cuenca Pérmica del Oeste de Texas, E.U.A (Fig. 1). Este campo pertenece a una cuenca compuesta de una secuencia de carbonatos marinos en plataforma, conocida como serie Leonardiana y presenta una variación lateral menor a los 600 m aproximadamente y cuya edad es del Pérmico. Estas secuencias están compuestas de anhidrita e interdigitización de areniscas y limolitas de origen eólico con un espesor menor o igual a 750 m, que se han acumulado en zona de plataforma de aguas someras en el oeste de Texas y Nuevo México durante el Pérmico medio (fig. 2). Originalmente la zona de interés del experimento de tomografía sísmica consistió en las formaciones Glorieta y Clear Fork superior, sin embargo, debido a obstrucciones en los pozos, la adquisición de datos se limitó a la formación San Andrés sobreyacente (Amuchástegui, et al., 1993).

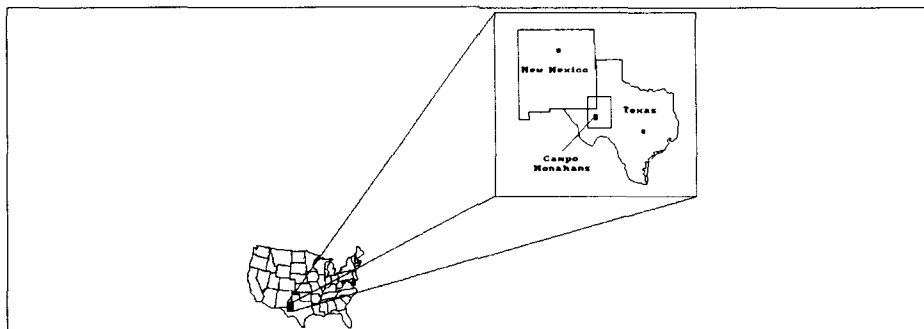


Fig. 1.– Croquis de localización del campo Monahans, zona en donde se obtuvieron los datos usados en este trabajo.

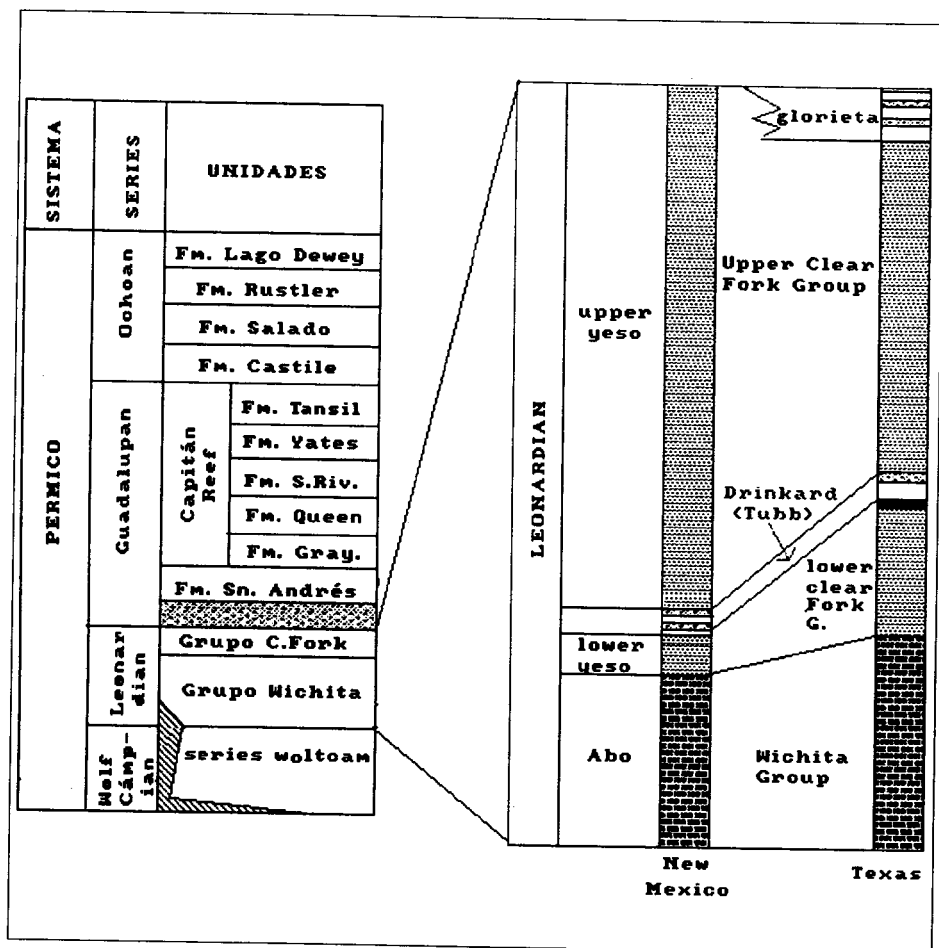


Fig. 2.- Modelo idealizado de las facies Leonard (Holtz, et al., 1992).

La formación San Andrés tiene un espesor promedio de 366 m, cuya edad es del Pérmico medio. Esta formación es una secuencia de rocas altamente cíclicas (cinco unidades cíclicas) debido a un proceso continuo de transgresión y regresión, compuesta de carbonatos y evaporitas.

En una área cercana del Sureste de Nuevo México, E.U.A., la parte inferior de la formación San Andrés, existen interdigitaciones de areniscas y limolitas de origen eólico característicos de grandes acumulaciones de hidrocarburos (Holtz, et al., 1992). La complejidad de estos depósitos es

el alto grado de heterogeneidad observados en las secuencias estratigráficas presentándose variaciones laterales y verticales de las facies ocasionadas por la combinación de los siguientes fenómenos.

- a) Sedimentación Cíclica.
- b) Paleo-Topografía.
- c) Diagénesis.

De esta manera la formación San Andrés proporciona una variedad de litología muy interesante para estudios geofísicos (Link, *et al.*, 1993). Bajo estas circunstancias, los estudios de tomografía estarían encaminados a obtener imágenes que ayudarían en la optimización de la exploración y recuperación de hidrocarburos dentro del campo petrolero.

La producción de aceite se concentra sobre una estructura anticlinal recumbente. La cantidad estimada de aceite *in situ* es de 83 MMbbl y la producción acumulada desde el inicio de la explotación del yacimiento es de 14.5 MMbbl, lo cual otorga una eficiencia únicamente del 17%.

ADQUISICION DE DATOS

La adquisición de datos se llevó a cabo mediante la tomografía de transmisión pozo a pozo (Fig. 3). La profundidad máxima de ambos pozos es de aproximadamente 1585 m, y la zona de exploración tomográfica comprende entre 1113.4 m a 1417 m, dando intervalos de 303.9 m, la cual constituye un medio cuadrangular. Las posiciones de las fuentes en el pozo emisor fueron de 1120.1 m a 1417 m con intervalos de 7.6 m. El rango de posiciones de los receptores fue de 1118.3 m a 1415.5 m, con intervalos de 7.6 m. Los registros construidos en campo fueron de detector común, dando la cantidad de 40 registros con 40 trazas cada uno, para una totalidad de 1600 trayectorias de rayos cruzados.

Se usaron transductores piezoeléctricos idénticos para fuentes y detectores. Este tipo de transductores se conoce como "bender cilíndrico" (Balog, *et al.*, 1988). La fuente consiste de dos elementos bender, mientras que el cable de detectores contiene tres transductores, de dos elementos bender cada uno, iguales a los de la fuente. La separación entre los receptores en el cable es de 3.05 m.

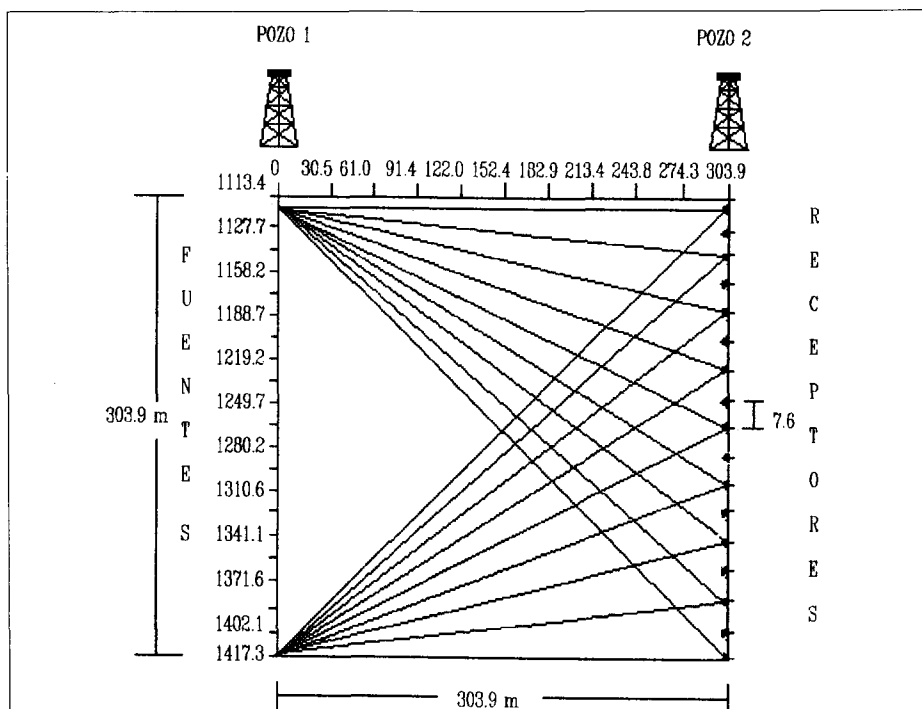


Fig. 3. – Disposición Geométrica (Pozo a Pozo) de Fuente-Receptor en la adquisición de datos.

El bender como fuente de emisión de energía acústica es capaz de generar desde señales monofrecuenciales hasta barridos de frecuencias límites superiores a los 3000 Hz (Mendoza *et al.*, 1992). En nuestro caso, la señal emitida consistió en un barrido lineal de frecuencias de 300 a 3000 Hz., la duración del barrido fue de 300 ms, con un intervalo de muestreo de 0.15 ms. La longitud de registro fue de 614 ms (4096 muestras), para las trazas no correlacionadas, mientras que el registro correlacionado en campo quedó con una longitud de 314.4 ms. Frecuencias de corte bajo y corte alto se establecieron en 250 y 300 Hz. respectivamente. Debido a las características litológicas del medio, fue posible la recepción de la señal con contenido de frecuencias superiores a 2400 Hz.

SECUENCIA DE PROCESO

Debido a la baja calidad de la relación señal-ruido en los datos de campo (Fig. 4.), fue necesario realizar un análisis y acondicionamiento a partir

de los datos correlacionados para incrementar la relación señal-ruido, con el objeto de diseñar una secuencia de proceso adecuada para enfatizar los eventos directamente transmitidos tanto de ondas p como de ondas s, y aplicar algún criterio para determinar los tiempos de arribo de dichos eventos. A continuación se menciona el proceso seguido (Mendoza, *et al.*, 1993) en los datos de campo hasta la obtención de una imagen de atenuación (Fig. 5).

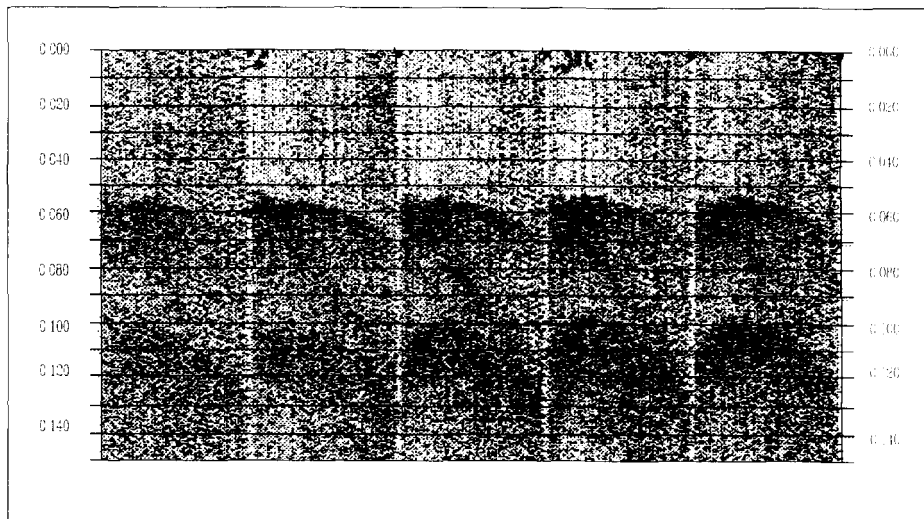


Fig. 4. – Registros de receptor común en los que se observa la fuerte influencia de ruido.

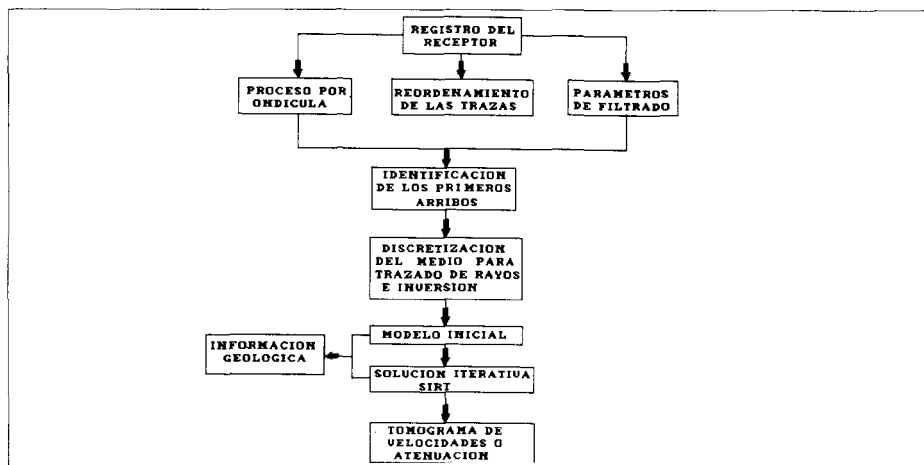


Fig. 5. – Secuencia de proceso realizado a los datos de campo hasta la obtención de una imagen tomográfica.

a) Conversión de formatos y Ordenamientos. En esta etapa se decidió transformar el formato SEG Y, con el cual se habían recibido las cintas de campo, a formato WES-4. La finalidad de lo anterior consistió en poder tener acceso al paquete de procesamiento de datos (WGC) del centro de procesamiento Geofísico del IMP, para lo referente a las partes de filtrado convencional de frecuencias y controles de amplitud. Los datos sísmicos de campo originalmente exhibían una geometría resultante de la optimización de tiempo de adquisición en pozos. Con el objeto de adecuar los datos a la geometría normal utilizada para tomografía sísmica la primera etapa de proceso consistió en corregir el orden de los registros de fuente común, así como revertir el orden de sus trazas constitutivas. De esta manera se obtuvieron registros de receptor común, con orden normal decreciente en profundidad, tanto para la fuente como el receptor.

b) Proceso por Ondícula. La finalidad de proceso por ondícula aplicado a datos tomográficos, fue la de remover el operador de correlación aplicado en campo. Esto por dos razones, primero hay que tener en cuenta que la correlación de las trazas se llevó a cabo usando como operador la señal eléctrica del barrido producida por el generador de funciones, la cual no corresponde a la firma acústica de la fuente (no linealidad de los elementos piezoeléctricos); y segundo como consecuencia de lo anterior, la ondícula resultante de la correlación no es simétrica y exhibe oscilación anticipada a los primeros arribos. Para poder eliminar las componentes de anticipación es necesario decorrelacionar las trazas, de tal manera que fuera posible determinar los primeros arribos mediante el uso de operadores que toman en cuenta la variación estadística de energía con respecto al tiempo.

c) Filtrado. Con el objeto de determinar efectivamente el ancho de banda en frecuencias de la señal sísmica de interés, se realizó un promedio de componentes espectrales de varias trazas. A partir de este promedio se detectaron componentes de ruido que sistemáticamente aparecían con alta amplitud tanto al principio como al final de la banda de frecuencias. La más significativa de las componentes de ruido es la de baja frecuencia relativa, el cual rebasaba un nivel de 75% del máximo amplitud normalizada del espectro. Este ruido de baja frecuencia causa gran enmascaramiento de la fase de llegada de los primeros arribos. El filtro inicial aplicado a los datos se diseñó para atenuar efectivamente las componentes de ruido aleatorio, pero buscando la preservación de la mayor parte del espectro de la señal sísmica de las ondas P y S.

La Fig. 6 muestra la sección sísmica procesada para mejorar la relación señal-ruido. Las siguientes etapas mencionan el proceso seguido hasta obtener una imagen tomográfica.

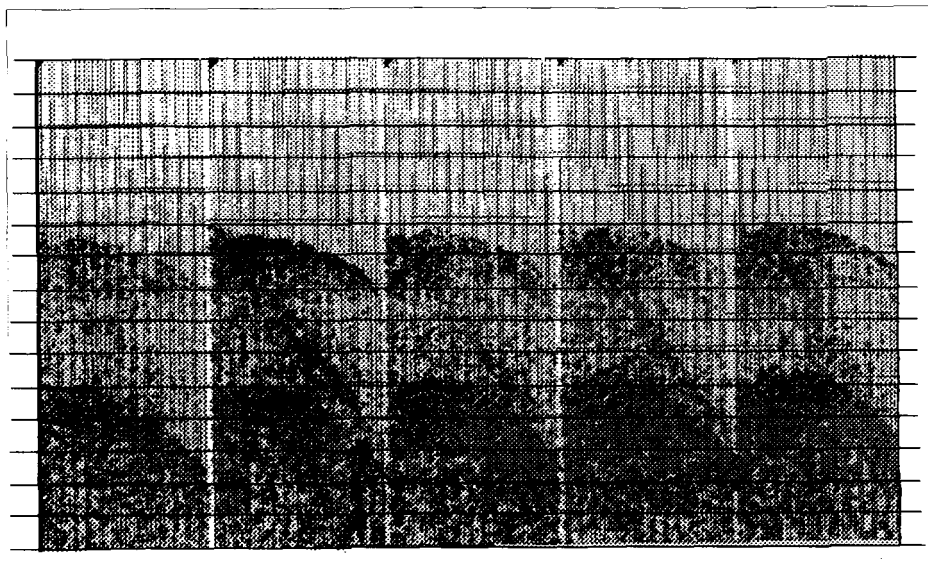


Fig. 6. – Registros de receptor común después del proceso enfocado a clarificar los eventos *p* y *s* directamente transmitidos.

d) Identificación de los primeros arribos. Se efectuó la etapa de determinación automática de tiempos de arribo de las señales transmitidas directamente a partir de la información de campo reordenada y procesada.

e) Discretización de un medio y trazado de rayos. Se generó la geometría del medio discretizado entre los pozos para realizar el trazado de rayos e inversión.

f) Generación de un Modelo Inicial. Se generó un modelo inicial como un medio estratificado a partir de información geológica.

g) Inversión. Se aplicó una técnica de reconstrucción numérica (SIRT), para la inversión de parámetros (amplitudes).

h) Imágenes Tomográficas Preliminares. Se obtuvieron imágenes tomográficas de atenuación preliminares.

MODELADO DIRECTO DE ATENUACION

Este consiste en obtener la solución del problema directo a través de la formulación de las ecuaciones de amplitudes para el trazado de rayos. El proceso seguido se menciona a continuación.

1. La reconstrucción del medio (entre fuentes y receptor), se divide en una matriz de x y y celdas o píxeles. A cada celda se le asigna un valor de factor Q (si se tienen datos sintéticos), de atenuación que puede ser constante. Los valores típicos de Q , discriminando la capa interemperizada, varían de 100 a 350.
2. Establecer las ecuaciones de las amplitudes para cada rayo que conecta una fuente, con un conjunto de receptores.
3. Cálculo de las coordenadas de intersección de cada uno de los rayos con las líneas verticales y horizontales de la malla.
4. Ordenamiento de las intersecciones de manera ascendente para las coordenadas x y el cálculo de la distancia entre las intersecciones reordenadas.
5. Cálculo de los índices de las celdas del coeficiente de atenuación a través de los cuales el rayo se está propagando y se calcula la amplitud parcial.
6. Finalmente la amplitud total de cada rayo se calcula como la sumatoria de todos los coeficientes de atenuación obteniéndose la amplitud total para cada rayo.

Este proceso se repite para cada una de las posiciones de la fuente. Posteriormente se realizará la inversión de las amplitudes observadas, con un algoritmo numérico denominado Técnica de Reconstrucción iterativa simultánea (SIRT).

RECONSTRUCCIONES TOMOGRAFICAS

Los primeros análisis tomográficos fueron realizados con la técnica SIRT (Simultaneous Iterative Reconstruction Technique) que utiliza el principio de la reconstrucción algebraica minimizando las diferencias entre las ampli-

tudes calculadas y observadas, ejecutando ajustes iterativos de atenuación en los datos a partir de todos los rayos simultáneamente. El algoritmo está basado en la siguiente expresión.

$$\nabla P_j^i = \frac{\nabla \alpha^i l_j^i}{\sum_i (l_j^i)^2} \quad (3)$$

donde: P_j^i es la proyección $\ln \frac{A_0}{A_i}$ en el rayo i para linealizar el problema de tomografía sísmica.

α^i es el coeficiente de atenuación en el rayo i .

l_j^i es la longitud del rayo i en el pixel j .

El factor de actualización a los valores de atenuación, tomando en cuenta todos los rayos simultáneamente está dado por:

$$\Delta P_j = \frac{1}{NN} \sum_{i=1}^{NN} \Delta P_j^i \quad (4)$$

donde: NN es el número de rayos intersectando el "j"ésimo pixel.

El algoritmo es válido bajo la suposición de rayos rectos y considerando una distribución de velocidades o atenuaciones con anomalías de bajo contraste (Ivansson, 1985).

INVERSION DE AMPLITUDES

Para el caso de tomografía de atenuación el proceso está dado a partir de la inversión de las amplitudes (Menke, 1984) que en forma continua se muestra con la siguiente relación.

$$A_i = A_0 \exp \left[- \int \alpha(x,y) dl \right], \quad (5)$$

donde: A_i es la amplitud observada.
 A_0 es la amplitud inicial.
 $\alpha(x,y)$ es el coeficiente de atenuación.
 dl es la diferencial de la longitud del rayo.

La proyección de la ecuación (4), se define entonces como:

$$P_k = \ln \frac{A_k}{A_0} = - \int_{R_x} \alpha(x,y) dl \quad (6)$$

Por lo tanto el problema de atenuación puede plantearse matricialmente como:

$$P_k = L\bar{\alpha} \quad (7)$$

donde: P_k es la proyección $\ln \frac{A_0}{A_i}$, para linealizar el problema de tomografía sísmica.
 D es una matriz de $n \times m$ conteniendo las longitudes de los rayos (i) para cada uno de los pixeles (j) del modelo.
 α es el coeficiente de atenuación (parámetros del modelo) de longitud m.

La solución para los parámetros del modelo, es decir el proceso de inversión, estará dado por:

$$\alpha = (L^T L)^{-1}_g L^T P_k \quad (8)$$

Para realizar la inversión de amplitudes se usó la técnica SIRT, basada en las siguientes suposiciones (Malagón, 1994).

- a) Se realizó un modelado de trazado de rayos rectos.
- b) Se asignó una amplitud inicial o de referencia en la fuente (10000).

- c) Se consideró una frecuencia dominante inicial en la fuente (1500 Hz.).
- d) Se calcularon valores en la frontera para hacer más lógica la convergencia del método.
- e) Se realizó un proceso de suavizado, para obtener imágenes de atenuación mejor definidas.

A partir de la ecuación (7), la solución del problema tomográfico se pudo aproximar de manera iterativa, determinando las amplitudes, tomando como base un modelo inicial, y agregándole después dichas amplitudes calculadas para obtener un modelo actualizado. En este caso, para tomografía de atenuación, en cada ciclo las amplitudes teóricas se calcularon mediante trazado de rayos rectos y el proceso de inversión se llevó a cabo usando una técnica de reconstrucción numérica (SIRT).

Partiendo de las suposiciones hechas, se creó un modelo en 2-D de las amplitudes determinadas para las ondas p, posteriormente se aplicó el proceso de inversión con la finalidad de obtener imágenes de atenuación, representativas de un medio discretizado entre el pozo fuente y el pozo receptor.

RESULTADOS

Los algoritmos anteriores fueron aplicados a datos sísmicos de pozos. A pesar de que se cuenta con datos reales, se trabajó con modelos sintéticos dado que se hicieron algunas suposiciones de datos, para poder aplicar el método de tomografía de atenuación.

Se realizaron dos experimentos (Malagón, 1994). El primer experimento se llevó a cabo usando un punto de suavizamiento, después de efectuadas 20 iteraciones (Fig. 7). Las imágenes muestran zonas de atenuación en donde la estructura no se encuentra bien definida. Además que en la iteración 10 se estabiliza el error es decir que ya no converge al error mínimo establecido de 0.0001. Por lo que el tomograma final en la iteración 10, se considera la imagen final que muestra las características geológicas del medio en estudio.

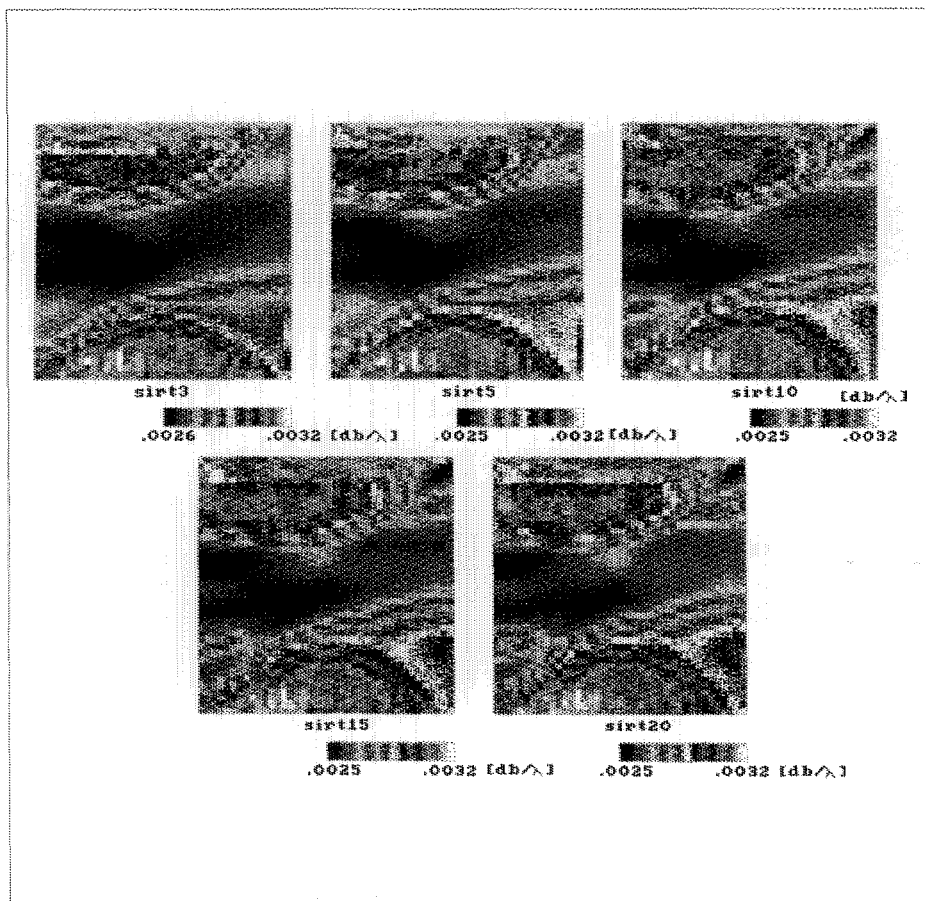


Fig. 7.- Tomogramas de Atenuación Obtenidos con SIRT en 20 iteraciones y con 1 punto de suavizamiento. (Malagón, 1994).

En el segundo experimento (Fig. 8), se muestran las imágenes de la segunda corrida del programa, en este caso se consideraron 3 puntos de suavizamiento y también se realizaron 20 iteraciones. Estas imágenes muestran una estructura de atenuación mejor definida que en el caso anterior y de igual manera se estabiliza el error de convergencia en la iteración 10, lo que indica que no es necesario tomar en cuenta las iteraciones posteriores, por lo que se puede decir que esta es la imagen que muestra las características del subsuelo.

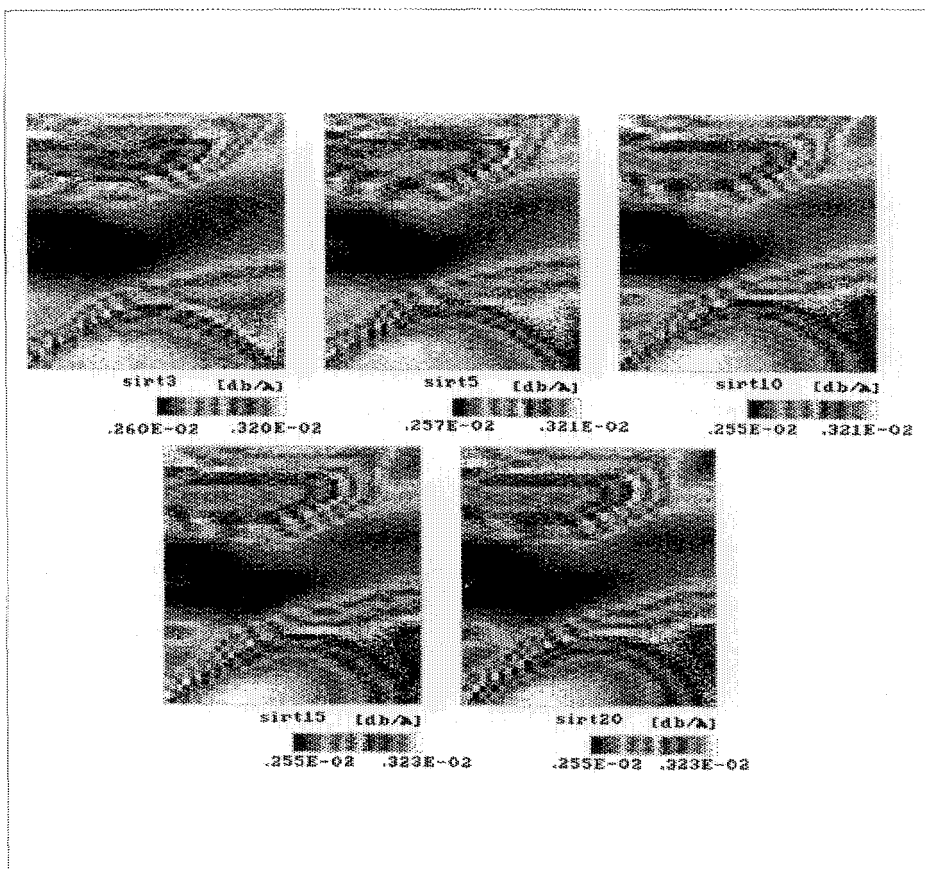


Fig. 8. – Tomogramas de Atenuación Obtenidos con SIRT en 20 iteraciones y con 3 puntos de suavizamiento. (Malagón, 1994).

Los tomogramas anteriores se obtuvieron utilizando una versión optimizada en tiempo de cómputo y eficiencia en los resultados del algoritmo SIRT aplicado en la fase II del proyecto de tomografía sísmica realizado en el Instituto Mexicano del Petróleo (Mendoza y Ramírez, 1992). En este caso se consideraron 10 iteraciones para la imagen final. Cabe mencionar que el nuevo programa de SIRT, tuvo una reducción en el tiempo de cómputo de 1 hr. por iteración, a 10 seg. por iteración, permitiendo así llevar a cabo mayor número de iteraciones en el proceso de inversión. Además el programa acepta la inclusión de restricciones de acuerdo a la geología de la zona en estudio y los datos de atenuación de pozo. De esta forma se

obtiene un modelo inicial mejor condicionado para realizar la inversión tomográfica.

INTERPRETACION GEOLOGICA

A partir de la iteración 5 las imágenes subsecuentes no sufrieron grandes variaciones, por lo que se decidió realizar la interpretación geológica a la imagen resultante de la iteración 10 (Fig. 9), ya que en las imágenes posteriores no se presentan variaciones de consideración, además de que el error de convergencia se estabiliza mostrándose imágenes sin grandes variaciones en sus rasgos característicos. En esta imagen podemos observar

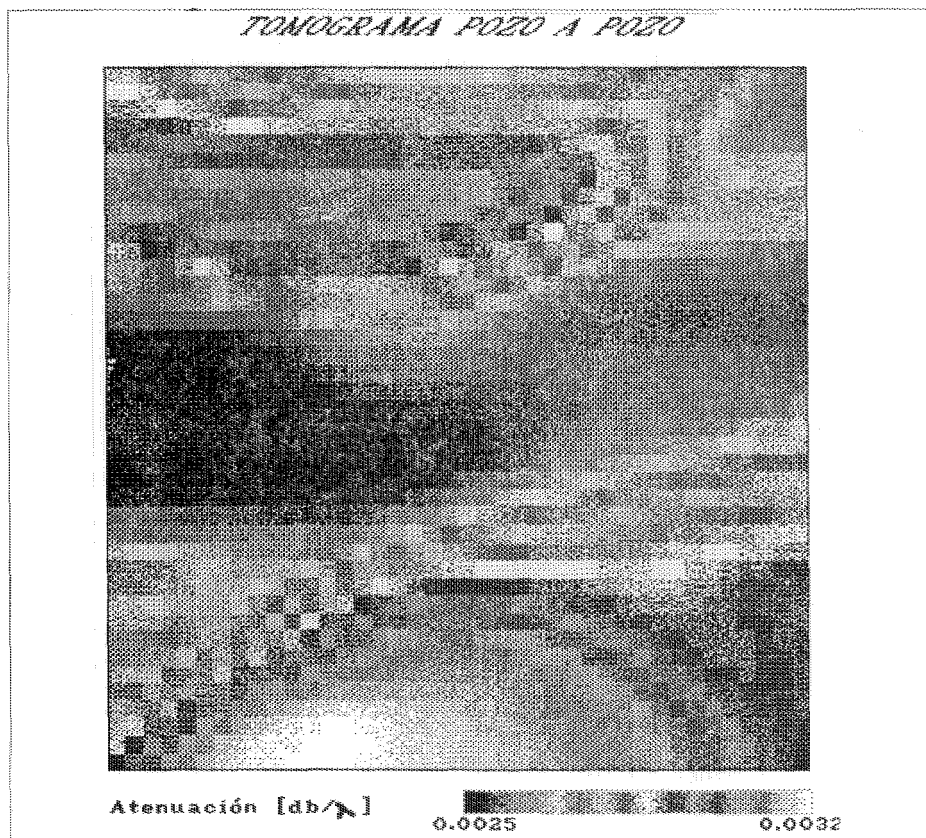


Fig. 9. – Tomograma de Atenuación Obtenido finalmente con una técnica SIRT en 10 iteraciones que representa las características geológicas del área en estudio. (Malagón, 1994).

que se trata de una secuencia estratificada, con una ligera inclinación, en donde se muestra una marcada heterogeneidad tanto lateral como vertical, esto debido a un proceso continuo de transgresión y regresión, siendo la causa principal de una sedimentación cíclica de la secuencia estratigráfica. En la parte baja del tomograma final obtenido a la profundidad de 1400 m aproximadamente, se observa un alto estructural posiblemente de un anticlinal, además de que se encuentran en esa zona los valores altos de atenuación, indicación posible del contenido de fluidos, pero no hay seguridad en afirmarlo, debido a que es una de las zonas de menor cubrimiento de rayos, por lo que la reconstrucción en esas zonas y en la parte superior del modelo se corre el riesgo de realizar una interpretación poco confiable, por lo que se recomienda usar conjuntamente las geometrías de VSP y Pozo a Pozo, para obtener un mejor cubrimiento de rayos en el área de estudio.

PERSPECTIVAS

La tomografía sísmica puede tener una mayor aplicación en áreas de Geofísica y Geología, pero se le puede dar más difusión y ser de mayor utilidad si se calculan nuevos parámetros para reconstruir imágenes como es la atenuación. Esto puede dar mayores expectativas hacia el futuro. En áreas como la Ingeniería Civil, la Tomografía Sísmica es de gran utilidad, para la detección de cavernas, fisuras, fracturamientos, formaciones poco consolidadas, etc. que pudieran ocasionar problemas en la construcción de estructuras, edificios, presas, plantas nucleares, etc.

La idea de determinar una metodología para el proceso de tomografía de atenuación es obtener un método que ayude a determinar imágenes de atenuación con modelo sintéticos. Esto es debido a que no se cuenta con los valores de campos, como son: frecuencia inicial y la amplitud de referencia en la fuente, por lo que se tuvieron que hacer suposiciones de estos datos. A partir de datos conocidos como la velocidad, se calcularon los valores del factor Q de atenuación y los valores de amplitud máxima y mínima. Con esta información va a ser posible obtener imágenes de atenuación probada con datos sintéticos, pero ya vamos a contar con una metodología establecida.

Con la tomografía de atenuación se podrán resolver problemas de atenuación con mayor precisión, por lo que será fundamental para determi-

nar características como: porosidad, estructuras con contenido de fluidos, variaciones tanto laterales como verticales desde el punto de vista litológico. Así como la interpretación y caracterización de yacimientos.

CONCLUSIONES

De los resultados obtenidos se puede concluir que la tomografía de atenuación, es útil para obtener imágenes de alta resolución para representar anomalías de atenuación dentro de un medio en estudio; las cuales se pueden relacionar con las variaciones laterales y verticales (cambios de facies) del subsuelo, por lo que esta técnica y con la tomografía de tiempos de tránsito puede ser aplicada para la solución de problemas como detección y monitoreo de yacimientos, así como la caracterización de yacimientos.

Para tomografía de atenuación se han tenido que hacer ciertas restricciones principalmente para el funcionamiento de la técnica de reconstrucción iterativa simultánea, en donde se han establecido valores límites para hacer más lógica la convergencia del método. De los resultados obtenidos con tomografía de atenuación se puede concluir, que se obtendrán buena resolución en las imágenes reconstruidas, cuando el programa SIRT contenga una subrutina de suavizamiento, ya que permite definir mejor la estructura de atenuación. De los resultados se observa que son muy satisfactorios, ya que con la técnica utilizada se pueden observar las variaciones laterales como verticales de una secuencia estratigráfica, así como los cambios de facies presentados por la ciclicidad en la sedimentación, además fue posible identificar rasgos estructurales como la localización de una posible estructura anticlinal que se podría considerar como almacenadora de hidrocarburos, por encontrarse en esta zona valores altos de atenuación, posibles indicadores del contenido de fluidos.

Es de esperarse que estudios de alta resolución pueden ser utilizados, conjuntamente con sísmica de superficie e información Geológica, para la selección de nuevas localizaciones de perforación dentro de este campo petrolero.

REFERENCIAS

1. Balogh, W. T. Owen, T.E. y Harris, J.M.: New Piezoelectric Transducer for Hole-tohole Seismic Applications: 58th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstract, pp. 155-157 (1988).
2. Ho-Liu P. Kanamori, H. and Robert W Claton: Applications o Attenuation Tomography to Imperial Velley and Coso Indian Wells Region, Southern California. Journal of Geophysical Research, vol. 93, No. 89, pp. 10501-10520 (1988).
3. Ho-Liu, P., Montagner, J. and Kanamori, H.: Comparasion of Iterative Backproyection in Inversion and Generalized Inversion Without Block: Case Studies in Attenuation Tomography: Geophys, J.R. Astr. Soc. 97, pp. 19-29 (1989).
4. Holtz M.H., S.C. Ruppel and C.R. Hocott: Integrated Geologic and Engineering Determination of Oil-Reserve-Growth Potential in Carbonate Reservoirs. JPT pp. 1250-1257 (November, 1992).
5. Ivansson, S.: A study of methods for tomographic velocity estimation in the presence of low-velocy zones. Geophysics, vol. 50, No. 6, pp. 969-988 (1985).
6. Link, C.A., McDonald, J.A. y Ebrom, D.A.: Vp/Vs analysis using cross-hole seismic data: 63rd Ann. mtg. and Internat, Expo. Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstract, 723-726, (1993).
7. Malagón, M.A.: Inversión de Datos Sísmicos Usando Técnicas de Reconstrucción Tomográfica. Tesis de Maestría en Exploración de Recursos Energéticos del Subsuelo. Facultad de Ingeniería, UNAM, (1994).
8. Mendoza A. Jorge y Ramírez C.L.: Tomografía Sísmica. Fase II. Reporte final del proyecto CAO-1201. Instituto Mexicano del Petróleo. Para Pemex (Inédito), (1992).
9. Mendoza Amuchástegui J., Curtis A. Link y Hua-Wei Zhou: Tomografía Sísmica de Pozo a Pozo en un yacimiento clásico somero. Memorias, V Simposium de Geofísica A.M.G.E., (1992).

10. Mendoza, A.J., Ramírez, C.L. y Del Valle G.R.: Tomografía sísmica. fase III: Reporte final del proyecto CAC-2101. Instituto Mexicano del Petróleo. Para Pemex. (Inédito), (1993).
11. Menke, W.: The resolving power of Cross-Borehole Tomography: Geophys. Res. Lett., vol. 11, 105-108, (1984).
12. Peterson E. Jhon, Bjorn, N.P. Paulasson ad Thomas V. Mc. Evely: Aplicación de algebraic Reconstruction Techniques to Crosshole Seismic Data: Geophysics, vol. 50, No. 10, 1566-1580, (1979).
13. Sheriff, E.R. and Geldart P.L.: Exploración Sismológica, vol. I y II. Ed. Limusa, (1991).

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

