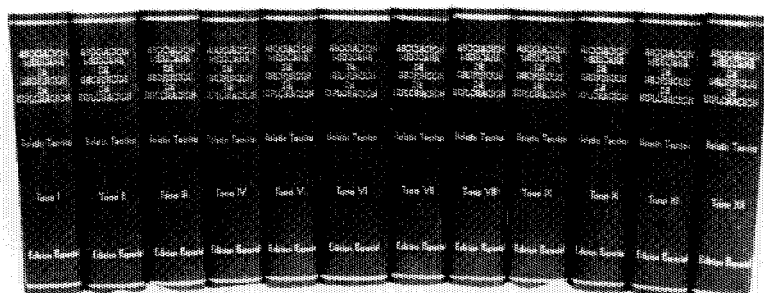


ASOCIACION MEXICANA DE GEOFISICOS DE EXPLORACION

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, 368-93-33, 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

Boletín de la

ASOCIACION MEXICANA DE GEOFISICOS DE EXPLORACION

Sumario

Página

- COMPARACION DE DIFERENTES METODOS DE FILTRADO
PARA LA ATENUACION DE RUIDO SISMOLOGICO . 1

Rubén Darío Martínez

- INVERSION GRAVIMETRICA EN EL AREA DE
XOCHIMILCO - CHALCO . 25

*Pedro T. Gómez Cabrera
René E. Chávez Segura*

ASOCIACION MEXICANA DE GEOFISICOS DE EXPLORACION

CONSEJO DIRECTIVO

1993-1994

Presidente	Ing. Raymundo Agulera 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 Marín Campos
Coeditor	Ing. Efraín Méndez Hernández
Coordinador Ayuda Mutua	Ing. Ing. José G. Viveros Zuñiga
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 Fco. Arellano 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.

COMPARACION DE DIFERENTES METODOS DE FILTRADO PARA LA ATENUACION DE RUIDO SISMOLOGICO**

Dr. Rubén Darío Martínez*

RESUMEN

Existen varios métodos de filtrado en procesamiento de datos para atenuar ruido sísmológico. Los más conocidos son filtrado $f-k$ (frecuencia - número de onda horizontal) filtrado $f-X$ (frecuencia - distancia), filtrado $\tau-p$ clásico, filtrado $\tau-p$ hiperbólico, filtrado $\tau-p$ diversificado y el más antiguo y usado: el apilamiento promedio de trazas de sismogramas formados por familias de punto reflejo común (PRC) después de la corrección dinámica.

Comparaciones de los métodos mencionados usando datos sintéticos y de campo revelan que las técnicas más efectivas para la atenuación de ruido sísmológico son la de filtrado $\tau-p$ diversificado y $\tau-p$ hiperbólico, esta última siendo la menos eficaz. Estos dos métodos funcionan bien en presencia de ruido complejo tales como la onda de aire, ondas superficiales, ruido transitorio y en general trazas aisladas ruidosas. El método de filtrado $\tau-p$ diversificado ataca particularmente bien con componentes de alias, no así los métodos de filtrado $f-k$, $f-X$ y $\tau-p$ clásico.

INTRODUCCION

La atenuación de ruido sísmológico antes del apilamiento es vital para alcanzar la resolución requerida que permita lograr los objetivos geológicos, ya sean estructurales o estratigráficos en cualquier prospecto. La atenuación de ruido es también importante antes de la aplicación de procesos tales como: la corrección de desplazamiento por buzamiento ("Dip Moveout"), migración de datos antes del apilamiento, análisis de amplitudes contra distancia ("AVO"), deconvolución, etc.

*Western Geophysical

** Presentado en el VI Simposium de Geofísica de la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración, 13 al 15 de Abril de 1994 .

Existen muchas técnicas de filtrado útiles para la atenuación de ruido antes del apilamineto; entre estas destacan: filtrado f-k (frecuencia - número de onda horizontal) (Embree et al, 1963, Sengbush y Foster, 1968), filtrado f-X (frecuencia - distancia) por mínimos cuadrados (Russell, et al ., 1990), filtrado f -X (filtrado de predicción) (Canales, 1984, Gulunay, 1986), y el apilamiento tradicional de punto de reflejo común (PRC).

Menos usadas han sido las técnicas de filtrado τ -p clásico (Phinney et al., 1981) y filtrado τ -p hiperbólico (filtrado de velocidad variable con el tiempo) (Noponen and Keeney, 1986).

Recientemente, se propuso el filtrado τ -p diversificado (Martínez et al., 1993) el cual explota los beneficios del filtrado τ -p hiperbólico y emplea la técnica de ampliamiento diversificado durante la suma de energía, a lo largo de diferentes buzamientos.

En este artículo hago una breve exposición de los diferentes métodos enunciados arriba y enfatizo sus beneficios y limitaciones. Posteriormente, hago una comparación de la efectividad de los mismos usando datos sintéticos y de campo.

BREVE DESCRIPCION DE LOS METODOS DE FILTRADO

Filtrado f-k (frecuencia - número de onda)

La técnica de filtrado f-k o filtrado de velocidad ha sido usada durante muchos años. El método está basado en la transformada doble de Fourier que está dada en forma discreta por la expresión:

$$g(f,k) = \sum_{X=0}^{N_x} \sum_{T=0}^{N_t} F(X,T) \exp[-i2\pi(kX/N_x + fT/N_t)] , \quad (1)$$

donde F es el sismograma de campo , X es la distancia fuente receptor, T es el tiempo de viaje, i es el número imaginario ($\sqrt{-1}$) , k es el número de onda horizontal, f es la frecuencia temporal, N_x es el número de canales, N_t es el número de muestras en tiempo, y finalmente g, es la transformada doble de Fourier de la función F.

Una vez que los datos de campo han sido transformados al dominio f-k, la operación de filtrado, en su forma más simple, se lleva a cabo mediante la multiplicación por ceros con las regiones del plano f-k no deseadas.

El método de filtrado f-k tiene limitaciones cuando los datos no están muestreados uniformemente en el espacio y cuando el fenómeno de alias espacial está presente en los eventos sísmicos (ruido o señal). Algunos procedimientos son usados para reducir las componentes de alias (tales como la aplicación de filtros " notch " en el dominio f-k) pero desafortunadamente, el espectro de frecuencias de la señal es generalmente afectado.

La figura 1 muestra un diagrama f-k en el cual se ilustra la región de la señal y la posición de tres componentes de ruido (N_1 , N_2 , y N_3). Nótese que la componente de alias del ruido N_1 cruza prácticamente a la mitad del espectro de frecuencias temporales, mientras que la componente de alias del ruido N_2 aparece en la porción superior derecha del plano f-k, afectando únicamente una pequeña parte de la región de la señal. La componente de alias del ruido N_3 no aparece dentro del plano f-k debido a su alta velocidad aparente, lo cual indica que está muestreado adecuadamente. En consecuencia, la eliminación del ruido N_1 requeriría un filtro del tipo "notch" para la atenuación de su componente de alias, afectando así ciertas frecuencias del espectro, lo cual no es deseable .

Por otro lado, el método de filtrado f-k no produce buenos resultados cuando los datos están contaminados por ruido transitorio. Esto es debido a la naturaleza de mezclado de la transformada espacial en k, el ruido transitorio se dispersa después del filtrado contaminando las trazas adyacentes a la traza ruidosa como resultado del mezclado.

Filtrado f-X (frecuencia - distancia)

Existen dos métodos de filtrado f-X que son usados para la atenuación de ruido. El primero está basado en el modelado de eventos y el segundo utiliza filtrado de predicción.

El primero emplea exponenciales complejas para modelar el ruido coherente, el cual es eliminado al no considerarse en la transformada f-X inversa. Hay varias maneras de hacer éste modelado: lineal, parabólico e hiperbólico. En este artículo me concentro en el método lineal por mínimos cuadrados mediante la transformación de datos del dominio f-X al dominio f-p, donde p significa buzamiento, parámetro del rayo o parámetro de Snell.

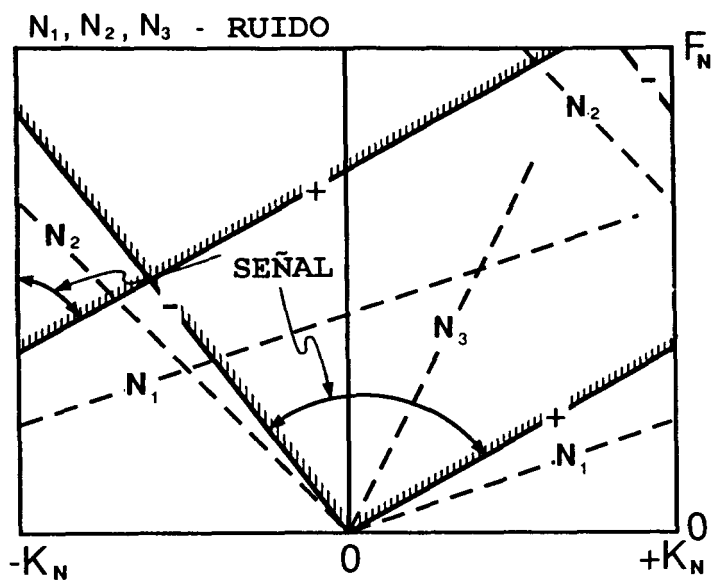


Fig. 1.- El espectro f-k muestra los ruidos que se repiten en diferentes frecuencias temporales como resultado del fenómeno de alias. F_N y K_N son las frecuencias temporal y espacial de Nyquist.

El método de filtrado f-X consiste en transformar el sismograma de campo $F(X, T)$ en sus componentes principales de buzamiento. Primeramente los datos son transformados del dominio (X, T) al dominio (f, X) de tal manera que la ecuación que modela los eventos está dada por:

$$g(f, p) = \sum_{X=0}^{N_x} F(f, X) \exp(i2\pi fp) , \quad (2)$$

donde F es el sismograma de campo en el dominio (f, X) , X es la distancia fuente - receptor, f es la frecuencia temporal, i es el número imaginario, p es la componente de buzamiento, y g es el sismograma en el dominio (f, p) . Obsérvese que la ecuación (2) se puede formular como un problema de mínimos cuadrados donde las incógnitas de las ecuaciones son las trazas p 's. Este sistema de ecuaciones se resuelve para cada frecuencia f . Esto hace al método un poco caro pero muy preciso (Thorson y Claerbout, 1985).

También se puede observar que mediante la transformada inversa de Fourier de la función $g(f, p)$ se puede obtener el sismograma en el dominio τ - p pero logrado en una forma optimizada. Es decir, este registro τ - p no es igual en resolución al que se puede calcular usando la transformada τ - p clásica la cual analizaremos más adelante.

El método de filtrado f-X por mínimos cuadrados proporciona una alternativa a la técnica de filtrado f-k por que no es sensible a variaciones en el muestreo espacial; pero sin embargo sufre del fenómeno de alias y de abertura limitada en las altas y bajas frecuencias respectivamente. Estos problemas se traducen en singularidades presentes en el operador (exponencial compleja en la ecuación 2) previniendo que la inversión de la matriz sea estable y por consecuencia afectando los resultados finales (Gulunay 1990).

El segundo método de filtrado f-X, que usa filtrado de predicción, es únicamente efectivo para atenuar ruido incoherente. Sin embargo, ha sido usado exitosamente para la atenuación de ruido marino coherente. En este caso, el proceso se ejecuta en dos pasos: uno en el dominio del receptor y otro en el dominio del tiro. En el dominio del receptor el ruido deja de ser coherente y es allí donde los filtros de predicción atenúan más efectivamente dicho ruido (Huaién et al., 1989).

No incluyo en esta evaluación al método de filtrado f-X con filtros de predicción debido a que su aplicación está limitada a la atenuación de ruido incoherente.

Filtrado τ -p clásico

La transformada τ -p clásica (Phinney et al., 1981) ha sido usada para atenuar ruido en los datos de campo. Esta transformada es lineal y está basada en la relación de tiempo de viaje (T), distancia fuente - receptor (X), parámetro del rayo o buzamiento (p) y el tiempo de inintercepción a la distancia $X=0$ (τ); esta relación es :

$$T = \tau + pX, \quad (3)$$

La ecuación (3) es una línea recta. Esto implica que un evento o muestra en el dominio (X, T) puede ser transformado al dominio (τ -p) mediante la relación (3). Sin embargo, la reconstrucción del campo de ondas o sismograma de campo en el dominio (τ -p) requiere la suma o contribuciones de todas las posibles trayectorias lineales, ésto es, la transformada τ -p está dada por:

$$g(\tau, p) = \sum_{X=0}^{N_X} F(X, \tau + pX), \quad (4)$$

donde F es el sismograma de campo y g es la transformada τ -p de F. La ecuación (4) implica una suma de muestras a lo largo de todas las trazas del sismograma para un rango de buzamientos (p) a todos los tiempos (T) y distancias (X).

Esta transformada tiene esencialmente las mismas limitaciones de las transformadas f-k y f-X (por mínimos cuadrados), y adicionalmente genera eventos espurios o ruido numérico al regresar al dominio (X, T) debido a que no tiene un inverso exacto. Los eventos espurios son producto de la abertura limitada en espacio (distancias X mínima y máxima). La ecuación (4), en teoría, asume que el sismograma de campo tiene un número infinito de canales para que la transformada pueda tener un inverso exacto. Esta suposición no es realista puesto que los datos de campo se registran con un número finito de canales.

En la figura 2, se muestra como los elementos lineales e hiperbólicos aparecen en el dominio τ -p. Nótese que los eventos lineales e hiperbólicos se transforman en puntos y elipses respectivamente. Esto nos da la oportunidad de atenuar ruidos que son lineales, simplemente editando los eventos puntuales en el dominio τ -p. Al efectuar la transformada inversa para realizar al dominio (X,T) únicamente los elementos hiperbólicos (por ejemplo reflexiones) aparecerán quedando los elementos lineales (por ejemplo ruido) atenuados.

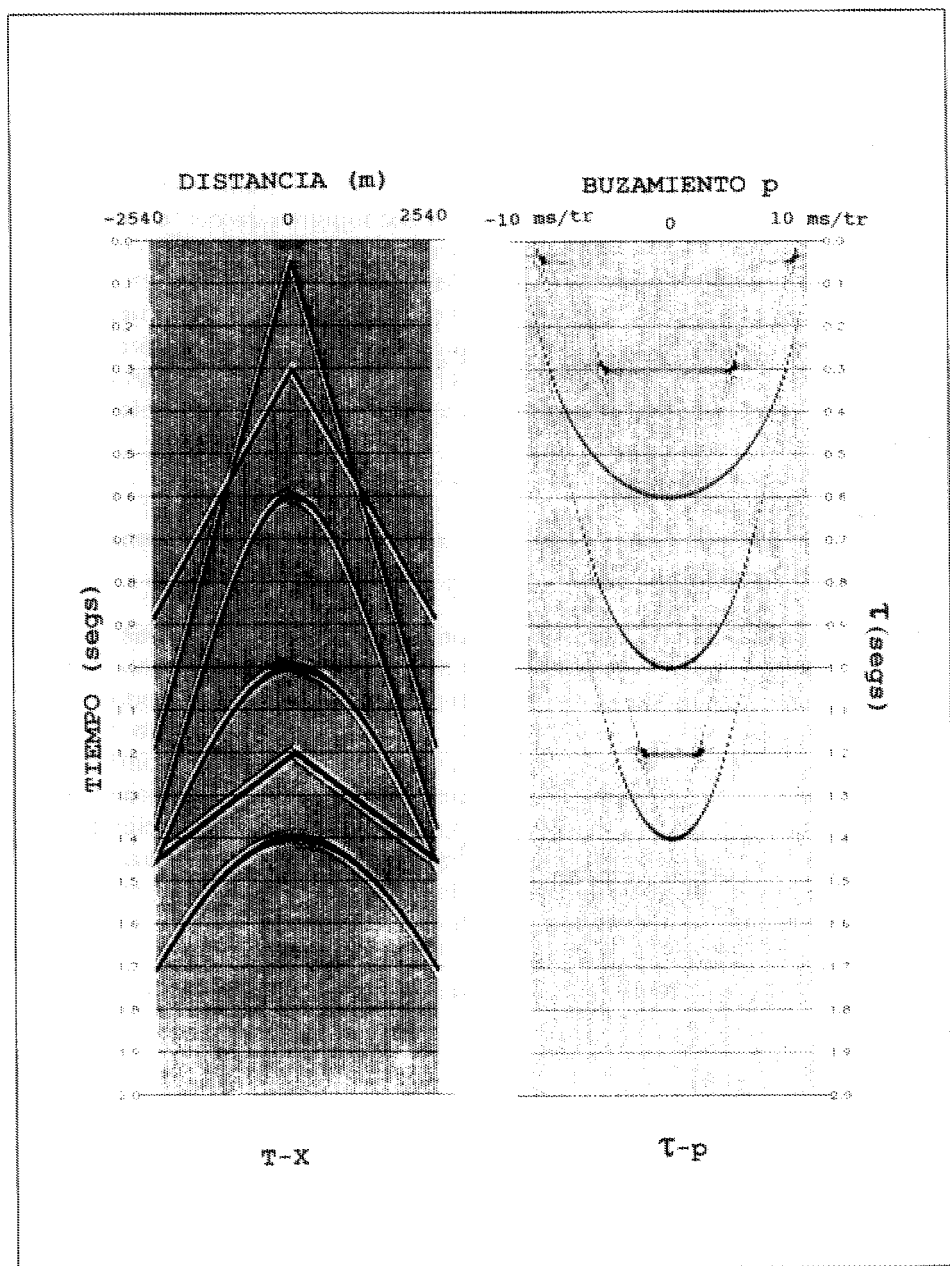


Fig. 2.- Ilustración de la transformada τ - p clásica. En la izquierda se muestra el registro sintético T-X que es la entrada a la transformada. En la derecha se muestra el resultado en el dominio τ - p .

Filtrado τ -p hiperbólico

Algunas modificaciones a la transformada τ -p clásica se han suscitado con el propósito de reducir los problemas de eventos espurios arriba mencionados. Una modificación muy interesante y práctica es la de realizar filtrado τ -p hiperbólico. Este consiste en seleccionar ventanas en el sismograma de campo como se ilustra en la figura 3. Estas ventanas se diseñan variables con el tiempo T y distancia X en base a una función de velocidad válida para el prospecto o área. Asumiendo que los eventos de reflexión son hiperbólicos, la información de velocidades se utiliza para localizar aquellos puntos en las hipérbolas, a diferentes tiempos de viaje (T) y distancias (X), cuyas tangentes sean iguales; éstas serán definidas como los valores de p , basándose en el principio de que para una hipérbola:

$$\frac{dT}{dX} = p$$

que es la derivada del tiempo con respecto a la distancia o el inverso de la velocidad aparente.

Toda la energía existente dentro de las ventanas antes mencionadas (líneas punteadas externas en la figura 3), se suma o apila con un rango muy limitado de buzamientos (muy pequeño en comparación con el empleado en la transformada τ -p clásica) y se estima la amplitud promedio. Esto permite obtener una traza p cuyos contribuyentes son eventos hiperbólicos exclusivamente. Se puede intuir que este procedimiento atenúa ruidos y minimiza el problema del fenómeno de alias que es la principal limitación de los métodos de filtrado f -k, f -X y τ -p clásico. Para obtener las demás trazas p , las ventanas se mueven a diferentes regiones del sismograma de campo, todo esto dictado por la función de velocidad proporcionada.

Matemáticamente la transformada τ -p hiperbólica se podría escribir como:

$$\begin{aligned} X &= X_2 \\ g(\tau, p) &= \sum F(X, \tau + pX) \quad p_{\min} \leq p \leq p_{\max}, \quad (5) \\ X &= X_1 \end{aligned}$$

donde las distancias X y buzamientos p están constreñidos por la información de velocidades (figura 3).

Es necesario hacer notar que este método funciona bastante bien en presencia de ruidos coherentes e incoherentes, no así, en presencia de ruidos transitorios. Estos últimos aparecen mezclados en diferentes trazas contaminando buena información con mala.

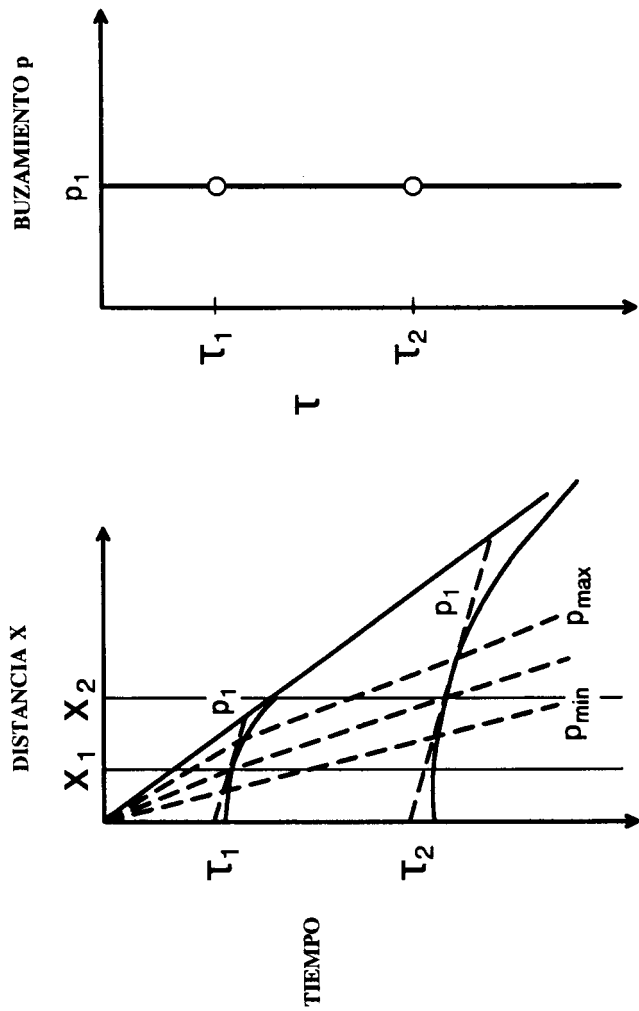


Fig. 3.- Proceso de filtrado τ -p hiperbólico.

Filtrado τ -p diversificado

Una extensión del método de filtrado τ -p hiperbólico, es la de hacer la suma de energía con la técnica de apilamiento diversificado y no con el apilamiento promedio que es el que se usa en las transformadas τ -p clásica y τ -p hiperbólica. Esta extensión se ha denominado la transformada τ -p diversificada (T τ pD) .

Esta transformación consiste en aplicar escalares calculados a partir de los datos mismos a las trazas con el objeto de normalizar la energía dentro de una ventana de tiempo. La energía normalizada en el sismograma de campo se procesa a través de la transformada τ -p hiperbólica. Los escalares son igualmente procesados con el propósito de efectuar la recuperación correcta de las amplitudes.

Lo anterior se puede expresar matemáticamente de la siguiente forma:

$$g(\tau, p) = \frac{N(\tau, p) \sum_{X=X_1}^{X=X_2} F(X, \tau + pX) / F_a^2(X, \tau + pX)}{\sum_{X=X_1}^{X=X_2} 1 / F_a^2(X, \tau + pX)} , \quad (6)$$

donsde F es el sismograma de campo, $1/F_a^2$ son los escalares calculados en forma variable con el tiempo T y distancia X ; N es el factor de recuperación de amplitudes y, g representa los datos en el dominio τ -p. Cabe hacer notar que el factor N es una función variable en el plano τ -p debido a la variación en tamaño en las ventanas diseñadas para el filtrado τ -p hiperbólico.

Esta transformada nos da la oportunidad de atenuar ruidos coherentes, incoherentes y transitorios. Estos últimos son atenuados con éxito debido a la inclusión de la suma diversificada en la transformada dada por la ecuación (6), no así con los métodos descritos anteriormente. Además, las características de amplitud y fase de los datos se recuperan satisfactoriamente.

COMPARACION DE LOS METODOS DE FILTRADO CON SISMOGRAMAS SINTETICOS

Los cinco métodos arriba mencionados fueron evaluados con datos sintéticos. En la figura 4-a presento un sismograma contaminado con ruido coherente,

incoherente y transitorio. Este sismograma fue procesado primeramente con el método f-k. Aclaro que para minimizar los efectos del ruido transitorio (eventos espurios en forma de mezclado de energía), apliqué a los datos ganancia automática antes de la transformada directa. Después de la transformada inversa, es decir, después del filtrado de velocidad, removí la ganancia automática para la recuperación de las amplitudes relativas.

Los resultados del filtrado de velocidad f-k los muestro en la figura 4-b. Es indudable que los ruidos coherente e incoherente han sido reducidos, no así el ruido transitorio. El ruido coherente remanente corresponde a la componente de alias. Esto último representa la mayor limitación del método f-k como lo mencioné en la sección anterior.

El método de filtrado f-X por mínimos cuadrados, fue también evaluado con los datos sintéticos y el resultado es el que se muestra en la figura 4-c. Se puede observar que este resultado es similar al obtenido con el método de filtrado f-k, es decir, la componente de ruido coherente con el fenómeno de alias no fue atenuada, así mismo, el ruido transitorio también permaneció. La ganancia directa e inversa durante la transformación fue igualmente aplicada como en el caso del filtrado de velocidad.

La figura 4-d muestra el resultado obtenido usando la transformada τ -p clásica. Este resultado es menos satisfactorio que el de los dos casos anteriores. El ruido transitorio fue mezclado de tal manera que el resultado final aparece con una gran cantidad de eventos espurios. Esta transformada muestra limitaciones similares o peores a las transformadas f-k y f-X. En este caso, no se aplicó ganancia directa e inversa como en los casos anteriores (f-k y f-X).

El método de filtrado τ -p hiperbólico, mejora el resultado antes obtenido con la transformada τ -p clásica (figura 4-e). Sin embargo, la amplitud de la componente de alias del ruido coherente hace que el método no atenúe satisfactoriamente dicha energía, observándose remanencias importantes. En cuanto al ruido transitorio, éste se mezcla reduciendo la resolución final del sismograma (figura 4-e).

Finalmente, en la figura 4-f presento el resultado obtenido con la transformada τ -p diversificada. Este resultado es entre todos, el mejor. La razón principal radica en el empleo del apilamiento diversificado en la transformada τ -p en lugar del apilamiento promedio, que es el usado en las transformadas τ -p clásica y filtrado τ -p hiperbólico.

La transformada τ -p diversificada muestra ser bastante estable en presencia de los tres tipos de ruidos: coherente, incoherente y transitorio.

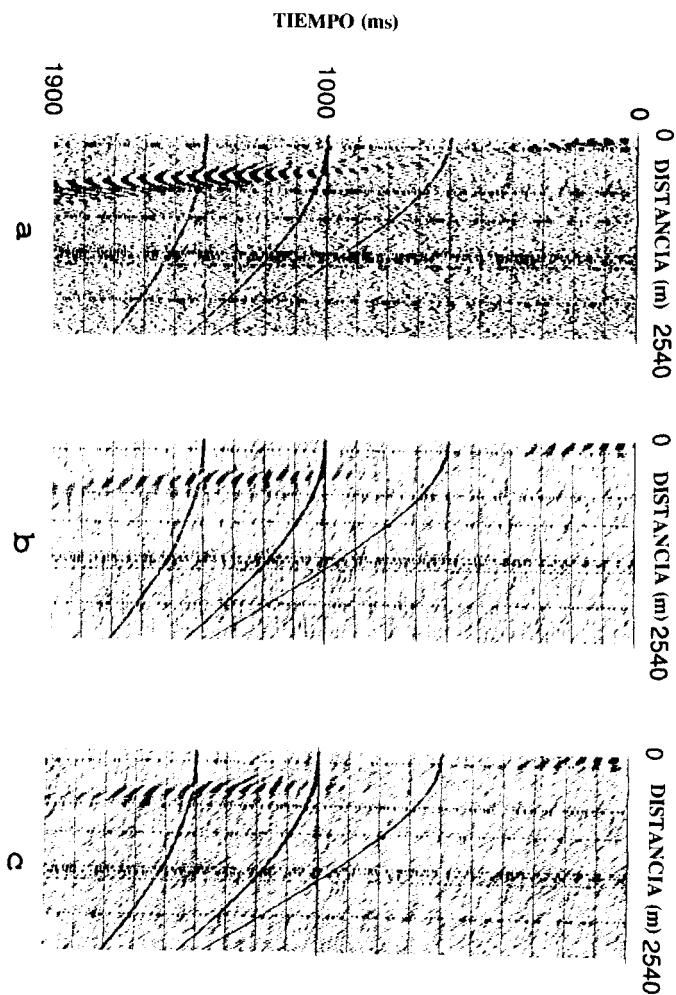


Fig. 4.- a) Datos crudos de entrada a las transformadas directas e inversas, b) Salida después del filtrado f-k, c) Salida después del filtrado f-X.

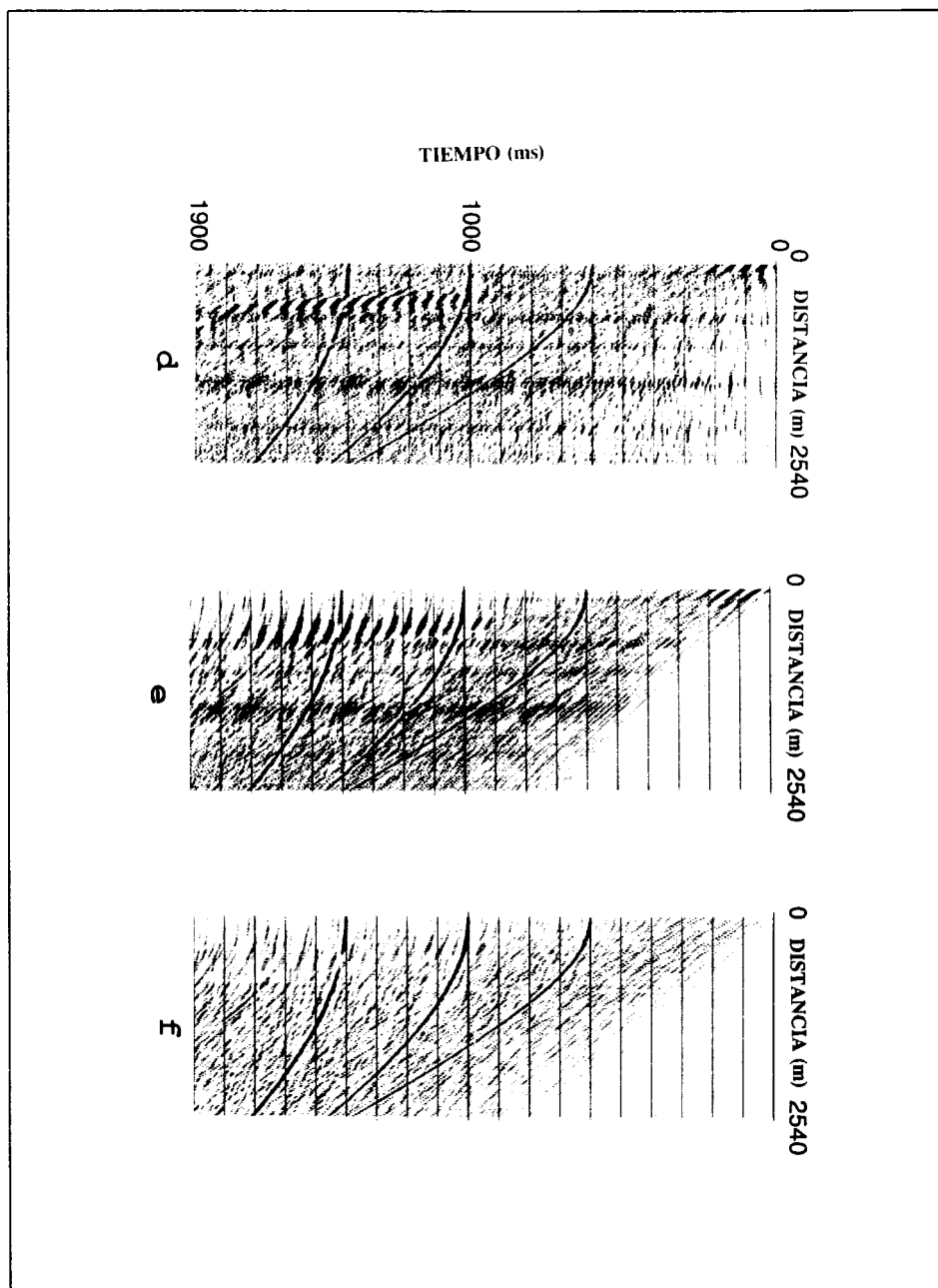


Fig. 4.- Salidas después del filtrado: d) τ -p clásico, e) τ -p hiperbólico, f) τ -p diversificado.

COMPARACION DE LOS METODOS DE FILTRADO CON DATOS DE CAMPO

Se procesó un tramo de una línea marina para comparar los diferentes métodos de atenuación de ruidos. En la figura 5-a muestro un sismograma de la línea sin ningún proceso que intente mejorar la relación señal a ruido. Se pueden observar ruidos coherentes particularmente relacionados con vibraciones en el cable marino. También se observan algunas trazas ruidosas aisladas. El objetivo es tratar de extraer información de eventos de reflexión entre los dos y seis segundos de grabación. Los sismogramas con la aplicación de tres de los cinco procesos arriba mencionados, se muestran en las figuras 5-b, 5-c, y 5-d.

Posteriormente, se hizo un apilado de toda la línea empleando los datos procesados con las cinco técnicas de atenuación de ruidos descritas anteriormente. La secuencia de procesamiento aplicada fue la siguiente: corte de primeras entradas, remuestreo de 2 a 4 milisegundos, atenuación de ruidos, recuperación de la amplitud relativa, análisis de velocidades, corrección dinámica y apilamiento. Hago notar que el apilamiento usado en todos los casos fue promedio. La única diferencia en cada secuencia ilustrada radica en el método para atenuar los ruidos. No se aplicó intencionalmente ningún tipo de deconvolución, para basar el análisis de los resultados exclusivamente, en la efectividad de cada método para atenuar ruidos.

Los resultados son: sin ningún proceso de atenuación de ruido (figura 6); con filtrado f-k (figura 7); con filtrado f-X por mínimos cuadrados (figura 8); con filtrado τ -p clásico (figura 9), con filtrado τ -p hiperbólico (figura 10) y finalmente con filtrado τ -p diversificado (figura 11).

Es claro que los resultados obtenidos con la transformada τ -p diversificada son los mejores. Sin embargo, los otros cuatro métodos presentan resultados mejores que el del apilado promedio sin ningún proceso de atenuación de ruidos (figura 6). En el apilado promedio se observan ruidos coherentes contaminando los reflejos profundos y trazas ruidosas que no fueron atenuadas. Estas últimas puede inducir "sonrisas" después del proceso de migración de datos. Es de notarse que la τ -pD pudo editar este tipo de ruido transitorio en forma automática y eficiente.

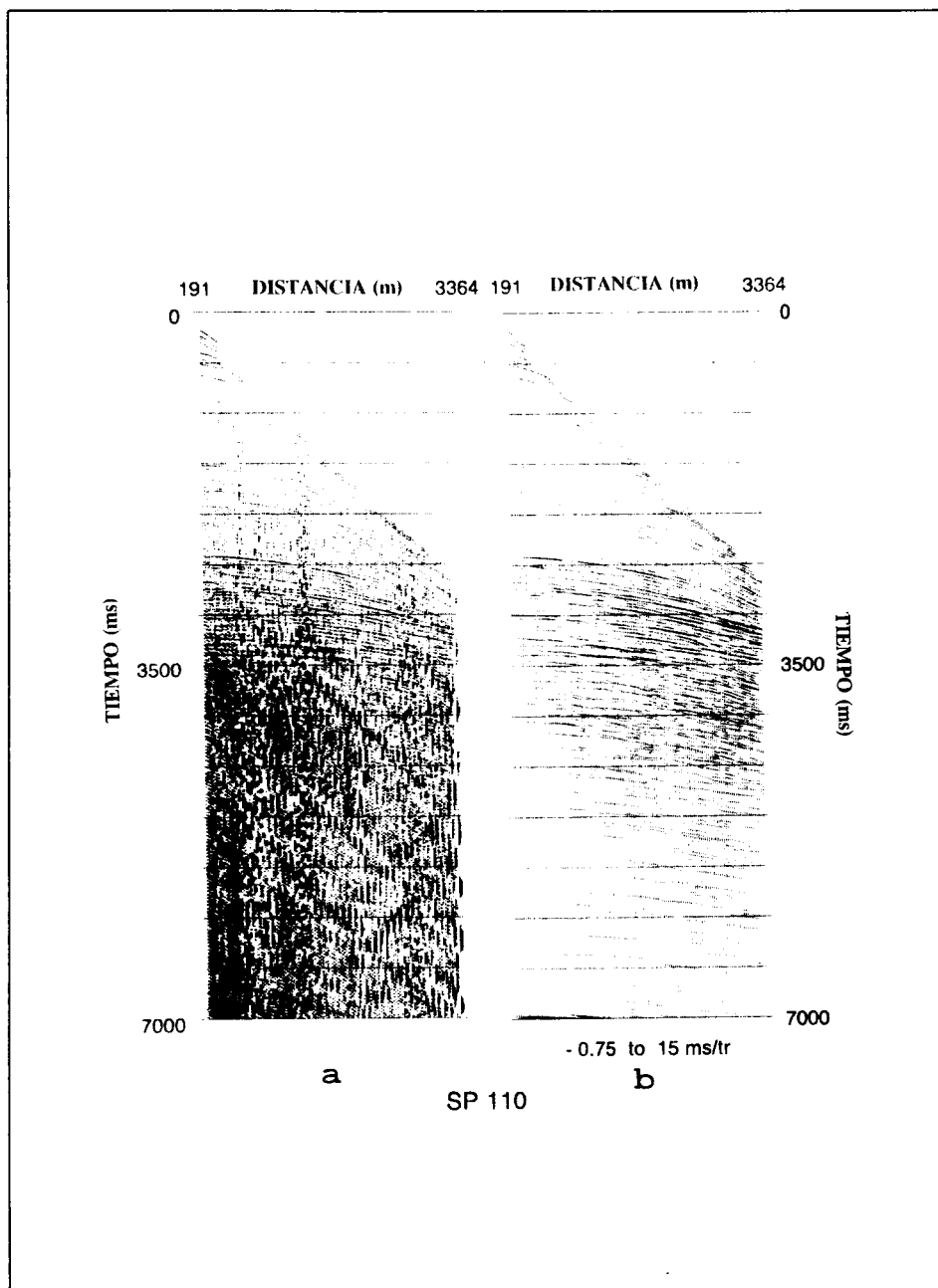


Fig. 5.- Ilustración de registros marinos: a) Datos crudos, b) Datos después del filtrado τ -p diversificado.

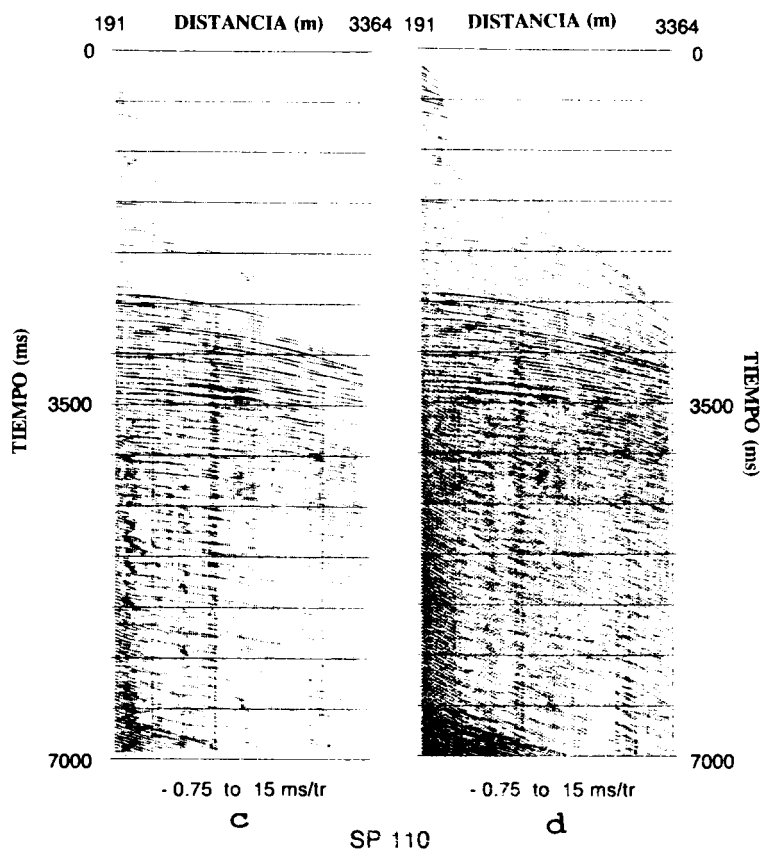


Fig. 5.- Ilustración de registros marinos: c) Datos después del filtrado f-k, d) Datos después del filtrado f-X por mínimos cuadrados.

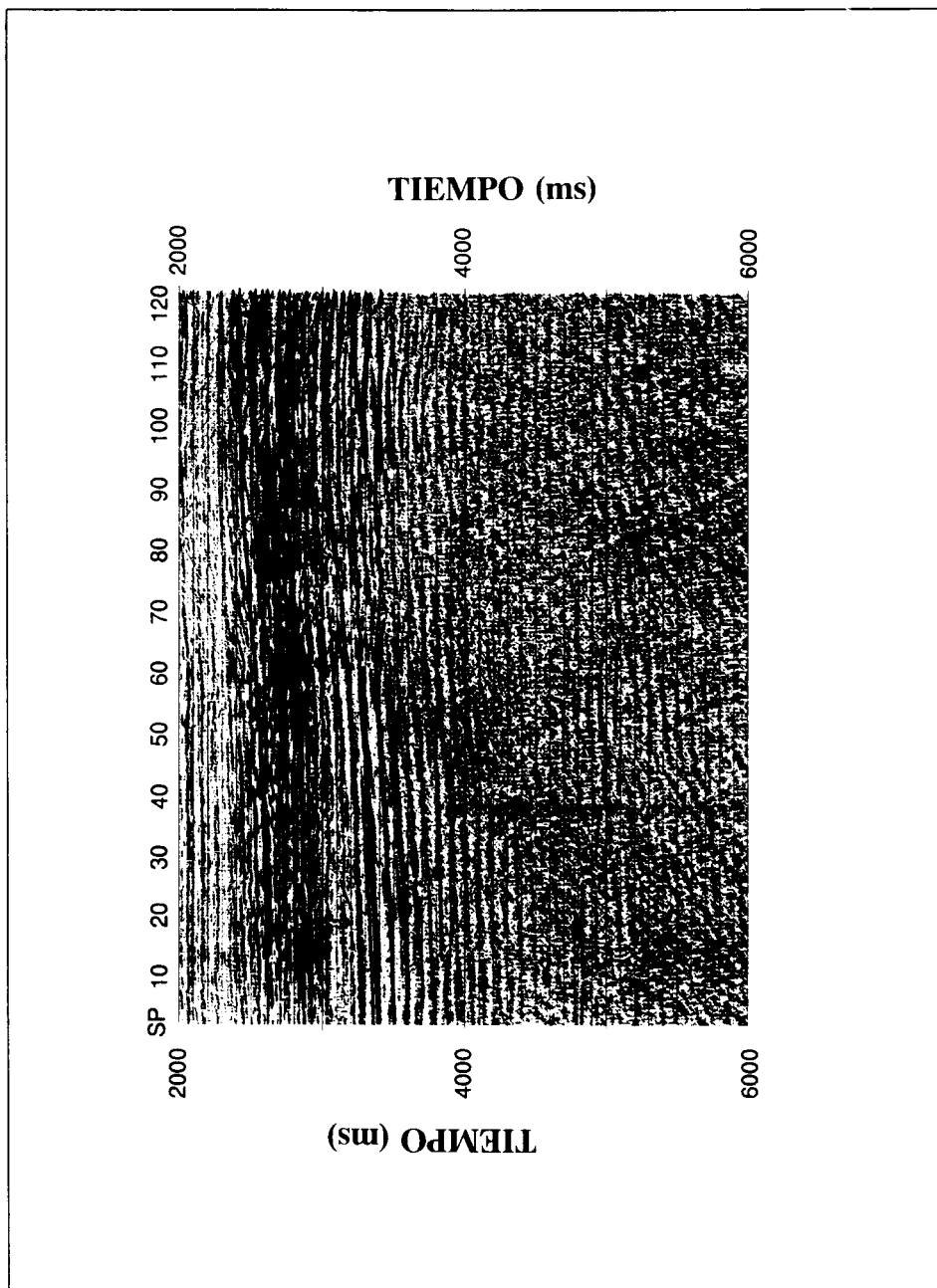


Fig. 6.- Datos apilados crudos: Ningún método de atenuación de ruido ha sido aplicado.

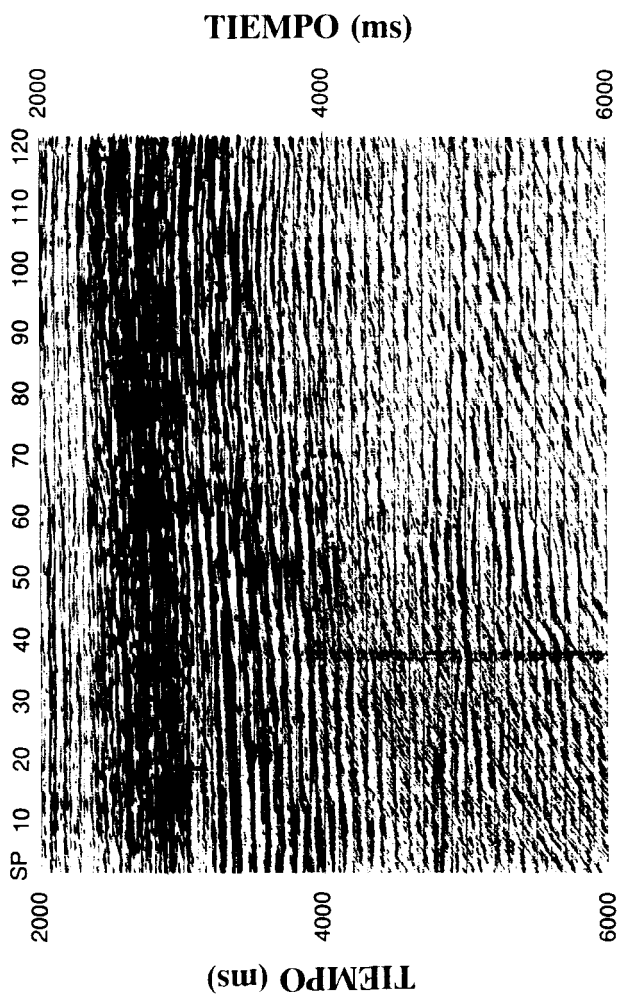


Fig. 7.- Datos apilados con el filtrado f-k realizado antes del apilamiento.

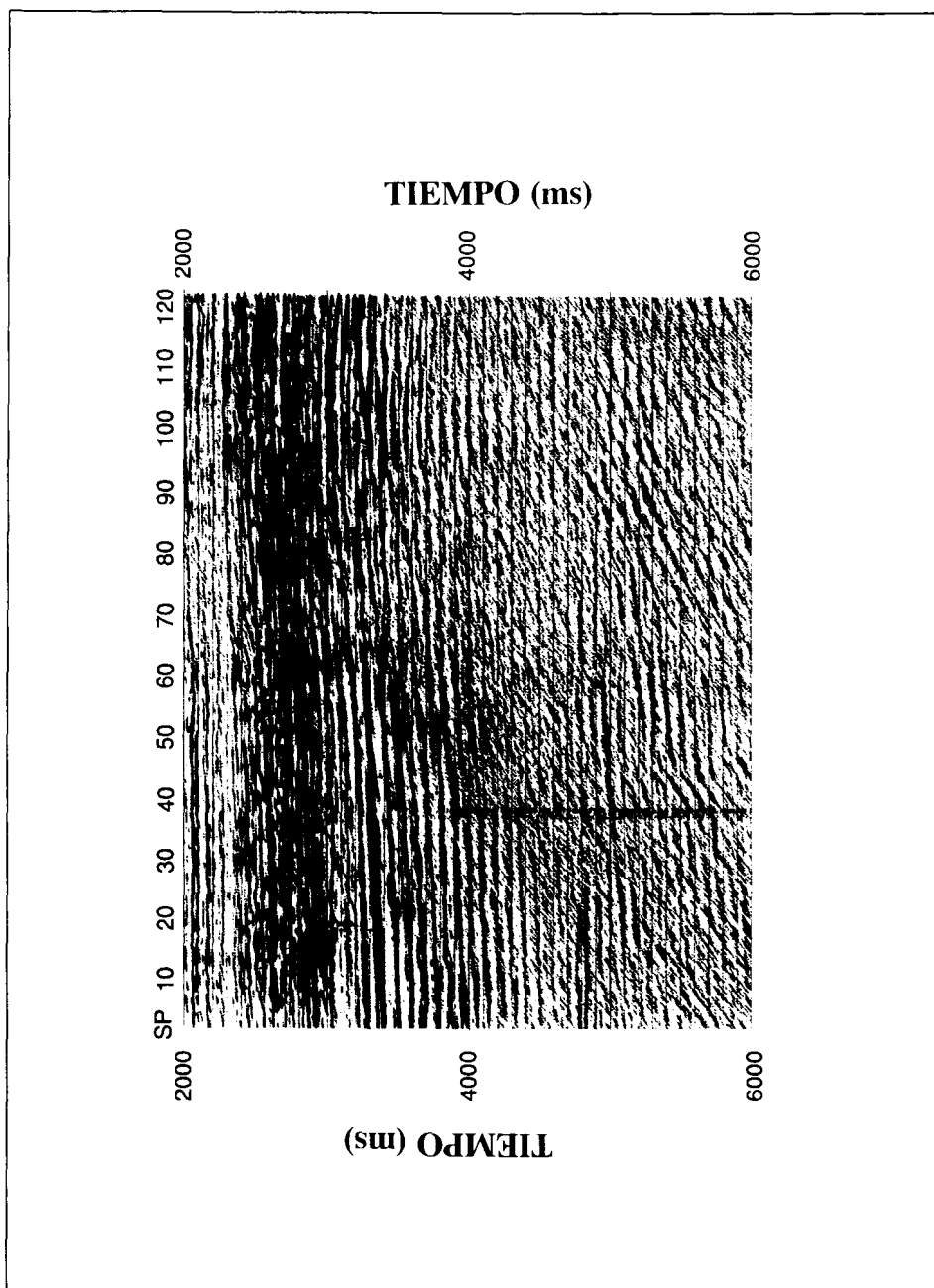


Fig. 8.- Datos apilados con el filtrado f-k por mínimos cuadrados realizado antes del apilamiento.

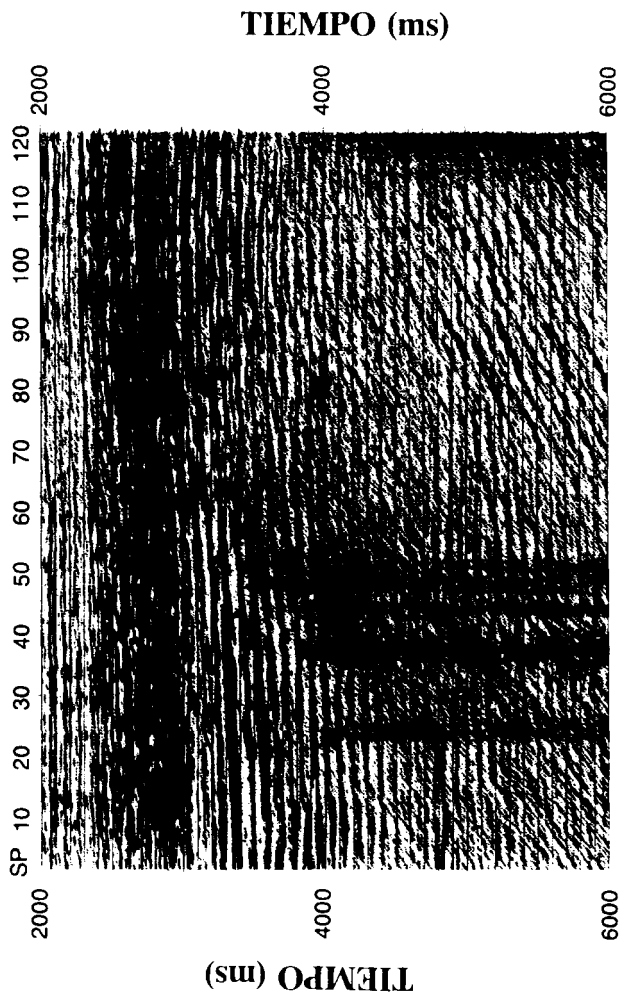


Fig. 9.- Datos apilados con el filtrado τ -p clásico realizado antes del apilamiento.

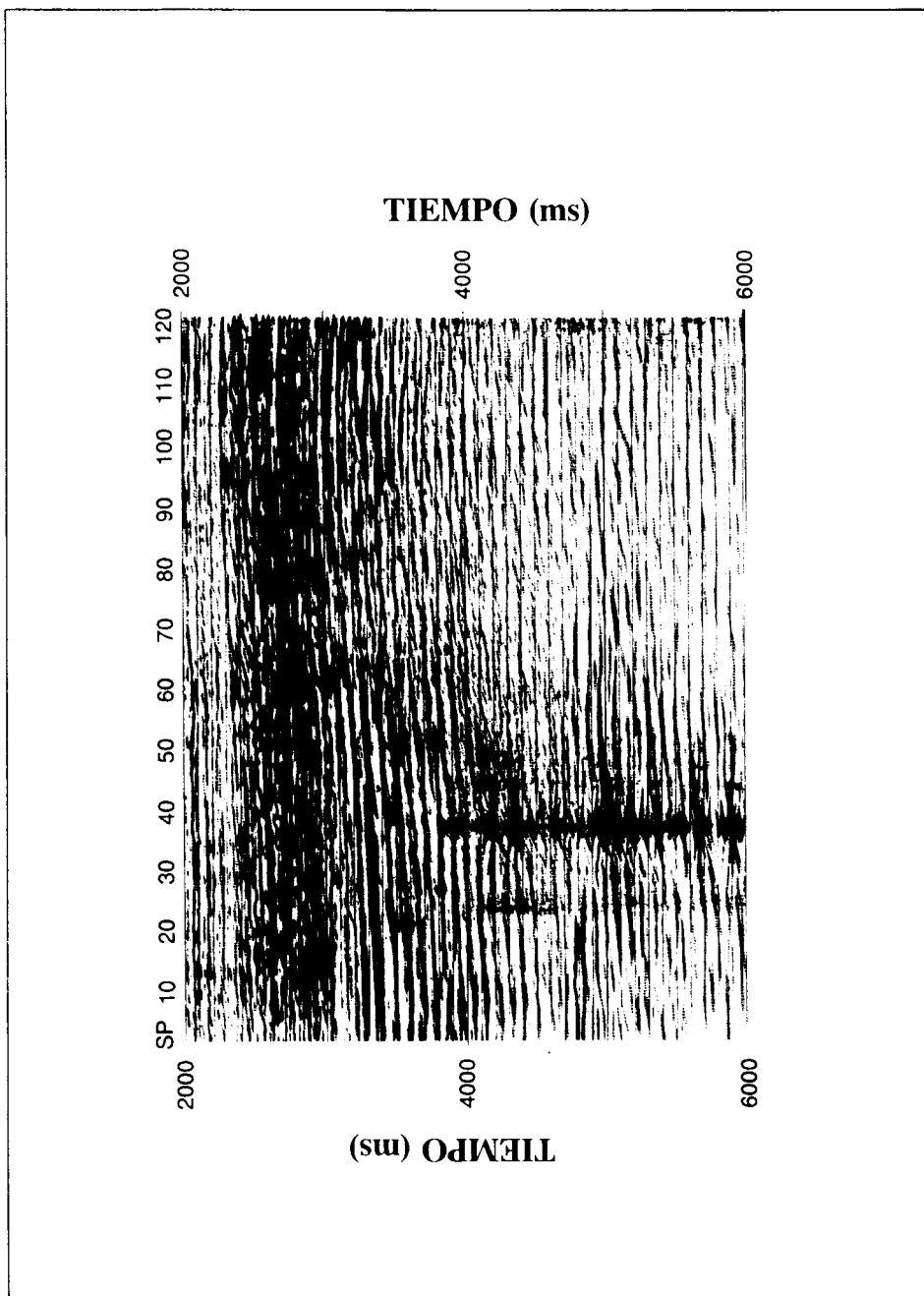


Fig. 10.- Datos apilados con filtrado τ -p hiperbólico realizado antes del apilamiento.

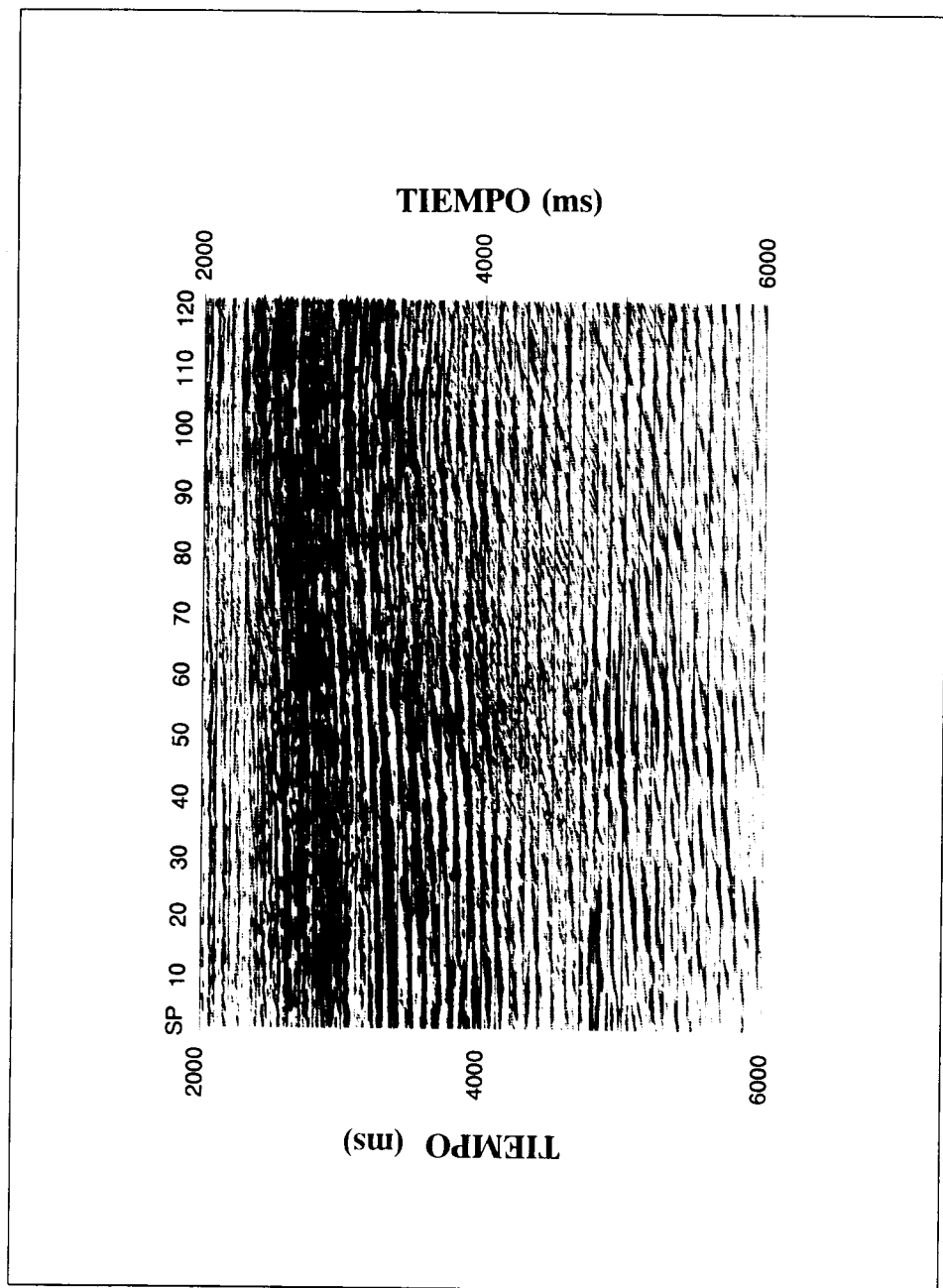


Fig. 11.- Datos apilados con el filtrado τ -p diversificado realizado antes del apilamiento.

CONCLUSIONES

Basado en los resultados de esta evaluación se puede concluir que los métodos de filtrado f-k, f-X, τ -p clásico, y τ -p hiperbólico atenúan ruido en forma parcial. Los ruidos transitorios y ruidos con componentes de alias no son atenuados adecuadamente por las técnicas antes mencionadas.

La transformada τ -p diversificada, $T_{\tau pD}$, mostró, en ésta evaluación ser superior a los otros cuatro métodos atenuando exitosamente los tres tipos de ruidos clásicos: coherente, incoherente y transitorio. Al mismo tiempo, se demostró que reduce eficientemente la componente de alias del ruido. Es necesario aclarar que éste método, $T_{\tau pD}$, no elimina la energía con componentes de alias, simplemente la atenúa para dar lugar a secciones más útiles para la interpretación de datos y mejorar la eficiencia de aquellos procesos aplicados antes del apilamiento.

REFERENCIAS

Canales, L.L., 1984, Random noise reduction: presentado en la 54va. Reunión Anual de la SEG, Atlanta, Georgia.

Embree, P., Burg, J.B., and Backus, M.M., 1963, Wide-band filtering- the "pie slice" process: Geophysics, V.28, p. 948-947.

Gulunay, N., 1986, Fxdecon and complex Wiener prediction filtering: presentado en la 56va. Reunión anual de la SEG Houston, Texas.

Gulunay, N., 1990, f-X domain least squares τ -p and τ -q presentado en la 60a. Reunión Anual de la SEG, San Francisco, California.

Huaian, W., Guangxin, L., Hinz, C.E., Snyder, F.F.C., 1989, Attenuation of marine coherent noise: A processing case history in the East China sea: Presentado en la 59va. Reunión anual de la SEG, Dallas Texas.

Martínez, R.D., Masters, J.R., and Fryar, D., 1993, Prestack noise attenuation using the diversity τ -p transform: Presentado en la 63va. Reunión Anual de la SEG, Washington, D.C.

Monk, D.J: and Cowan, P.B., 1992, Approach to optimum slant stack and its application as a seismic noise attenuator: Presentado en la 62va. Reunión Anual , New Orleans, Louisiana.

Nopone, I., Keeney, J., 1986, Attenuation of waterborne coherent noise by application of hiperbolic velocity filtering during the τ -p transform: Geophysics, V.51, no1, p. 20 - 33.

Phinney, R.A., ROy Chowdhury K., Frazer, N.L., 1981, Transformation and Analysis of record sections: J. Geophys. Res., V.86 no B1, p. 359 - 377.

Russell, B., Hamson, D.,and Chun, J., 1990, Noise elimination and the Radon Transform: The leading edge, October,1990.

Sengbush, R.L. and Foster M.R., 1968, Optimum multichannel velocity filters: Geophysics, V. 33 no 1, p. 11 - 35.

Thorson; J.R., and Claerbout, J.F., 1985, Velocity-stack and slant-stack stochastic inversion: Geophysics, V. 50, no 12 p. 2727 - 2741.

INVERSION GRAVIMETRICA EN EL AREA DE XOCHIMILCO-CHALCO

M. en I. Pedro T. Gómez Cabrera*

Dr. René E. Chávez Segura**

RESUMEN

Se presenta un método para determinar la distribución geométrica de la masa que produce determinada anomalía gravitacional, este método sigue los planteamientos desarrollados por Parker (1973), quien determina la expresión para calcular el efecto gravimétrico de una capa bidimensional no plana y de densidad constante, y por Oldenburg (1974), el cual plantea un procedimiento iterativo para calcular la forma de un cuerpo perturbador, de la anomalía gravitacional, basándose en un rearrreglo de la fórmula por Parker.

La inversión solo es válida si existe convergencia, y ésta se asegura al aplicarle al proceso de los datos un filtro de suavizamiento. El diseño del filtro se hace a partir del espectro de potencia de los datos gravimétricos. La ambigüedad se puede reducir si se utilizan todos los datos geológicos y geofísicos disponibles.

El método se aplicó a los datos gravimétricos del área de la Cuenca Xochimilco-Chalco, para determinar la profundidad a la base de los sedimentos lacustres, se presentan dos modelos alternativos, en los que únicamente se varía el filtro de suavizamiento, estos resultados nos muestran que la profundidad se encuentra del orden de los 500 m., lo cual coincide con los datos del pozo Tulyehualco-1. Trabajos previos indican que los sedimentos lacustres de esta área sobre una secuencia de flujos basálticos proceden de erupciones de los volcanes cercanos.

* Subgerencia de Integración e Interpretación, Petróleos Mexicanos, Zona Sur.

** Instituto de Geofísica, UNAM, México, D.F.

INTRODUCCION

La finalidad de cualquier interpretación geofísica es la de obtener un modelo geológico que sea razonable, el intervenir los datos, en este caso los gravimétricos, nos permiten determinar la topografía de la masa de un cuerpo que produce determinada anomalía gravitacional. Con el tratamiento de los datos gravimétricos transformándolos del dominio del número de onda, se puede analizar la información desde otro punto de vista, a través de las frecuencias incluidas en las observaciones. El uso de la transformada rápida de Fourier (Cooley and Tuckey, 1965) nos permite manejar una gran cantidad de datos, y su tiempo de proceso es mínimo.

La inversión de datos de potencial de campo en el dominio de Fourier, más que en el dominio espacial es apropiado para la interpretación de grandes conjuntos de datos.

Los métodos de inversión han sido desarrollados tanto en el dominio espacial como en el dominio de las frecuencias.

Los métodos de inversión en el dominio espacial dividen el subsuelo en un número de prismas verticales de profundidad infinita. La profundidad a las cimas de estos prismas son determinados por mínimos cuadrados (Cordell and Herdenson; 1968; Gerard and Debeglia, 1875; Chai and Hinze, 1988).

Dentro de los métodos que utilizan la transformada rápida Fourier se pueden citar a : Parker (1973) para el algoritmo directo, Oldenburg (1974), Díaz-Navarro (1977) que utiliza el concepto de estrato equivalente, Pilkington y Crossley (1986), Granser (1987a,b) que introduce una función exponencial para la relación profundidad-densidad, Abdoh et al. (1990), Guspí (1992) que realiza una inversión no iterativa. Otra clase de procedimientos es la que estima la profundidad a la cima de la fuente del análisis espectral, y se basa en que la pendiente obtenida del espectro de frecuencia es proporcional a la cima del cuerpo (Spector and Grant, 1970; Trietel et al., 1971; Green, 1972; Dimitriadis et al. 1987).

Una ventaja del método propuesto, sobre los realizados en el dominio espacial, es la suavidad de los resultados, lo cual es un comportamiento deseable en muchas situaciones geológicas.

El presente trabajo tiene como objetivos principales mostrar las bases teóricas de una manera sencilla, y por otra parte realizar una aplicación práctica en la Cuenca Xochimilco-Chalco.

TEORIA

Considérese un sistema de coordenadas cartesianas x - y . El potencial gravitacional debido a una capa de contraste de densidad constante, limitado abajo por el plano horizontal $z = 0$ y arriba por la superficie $z = h(x)$, a una posición r_0 está dada por:

$$a(r) = G\rho \int_D dS \int_0^{h(r)} \frac{1}{|r-r_0|} dz, \quad (1)$$

donde G es la constante gravitacional de Newton, ρ es el contraste de densidad, y z es positiva hacia arriba. El método de Parker (1972) para el rápido cálculo de la anomalía gravitacional resulta de la aplicación de la transformada de Fourier a la ecuación (1), la cual después de algunas manipulaciones (Gómez-Cabrera, 1993) obtenemos:

$$F[\Delta g(x)] = -2\pi G\rho e^{-|k|z_0} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(x)], \quad (2)$$

donde $F[\]$ denota la transformación de Fourier, $\Delta g(x)$ es la anomalía gravitacional, k es el número de onda de la función transformada y z es la altura del plano de observación.

Tomando $n = 1$ en la suma infinita y rearreglando los términos obtenemos:

$$F[h(x)] = \frac{F[\Delta g(x)]e^{|k|z_0}}{2\pi G\rho} - \sum_{n=2}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(x)], \quad (3)$$

Esta ecuación se utiliza de forma iterativa para calcular $h(x)$ de la siguiente manera: la determinación más reciente de $h(x)$ es usada para evaluar la parte derecha de la ecuación (3); la transformada de Fourier de esta función da un valor actual de la topografía. El procedimiento continúa hasta que se alcanza algún criterio de convergencia o un número de iteraciones establecido.

Sobre la ecuación (3) aún no se tiene control de la convergencia para encontrar $h(x)$. La cuestión de esta convergencia es complicada por el hecho de que el lado derecho de la ecuación (3) es una función no lineal del modelo $h(x)$. El término $e^{|k|z_0}$ nos trae serios problemas en la convergencia y formalmente no existe solución, a menos que $F[\Delta g(x)]$ se atenúe más rápidamente que la exponencial. El término $F[\Delta g(x)]e^{|k|z_0}$ es numéricamente equivalente a la continuación hacia abajo una distancia z_0 , esto significa que estaremos realizando la continuación a través de la fuente de material, pero este hecho nos conducirá a resultados falsos, porque las componentes de alta frecuencia, comunmente

asociados a ruido en los datos, o errores de truncamiento en la transformación de Fourier, son multiplicados por factores exponenciales excesivamente grandes. Se ha encontrado que la aplicación directa del procedimiento interpretativo comunmente resulta en una solución divergente, que se caracteriza por oscilaciones de altos números de onda.

Como sea, los problemas que involucran continuación hacia abajo de datos de potencial de campo, usualmente provee excelentes resultados sólo cuando los datos continuados son suavizados. En el caso de problemas gravimétricos este suavizamiento puede ser físicamente realístico, ya que las anomalías de longitud de onda corta son más fácilmente generadas por estructuras cercanas a la superficie que a profundidad. Si lo que se requiere es invertir una anomalía gravitacional y se cree que la fuente se encuentra a considerable profundidad, entonces es justificable un filtro de corte, para eliminar la información de onda corta, la cual es probablemente causada por estructuras cercanas a la superficie. Esta oscilación de alta frecuencia puede ser eliminada por la multiplicación del lado derecho de la ecuación (3) por un filtro pasa bajos B(k), el cual pasa todas las frecuencias hasta "Fr" y elimina las posteriores a "Fc", esto último nos sirve para reducir el fenómeno de Gibbs.

El filtro escogido en este trabajo es el de tipo Hanning, el cual está dado por la siguiente expresión:

$$B(k) = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} 1 & k/2\pi < Fr \\ 1 + \cos \left(\frac{k-2\pi F_c}{2(F_r-F_c)} \right) & Fr \leq k/2\pi \leq F_c \\ 0 & k/2\pi > F_c \end{bmatrix}$$

donde Fr es la frecuencia de rechazo y Fc es la frecuencia de corte, estas se eligen a partir del espectro de potencia de los datos de la anomalía (ver figura 1).

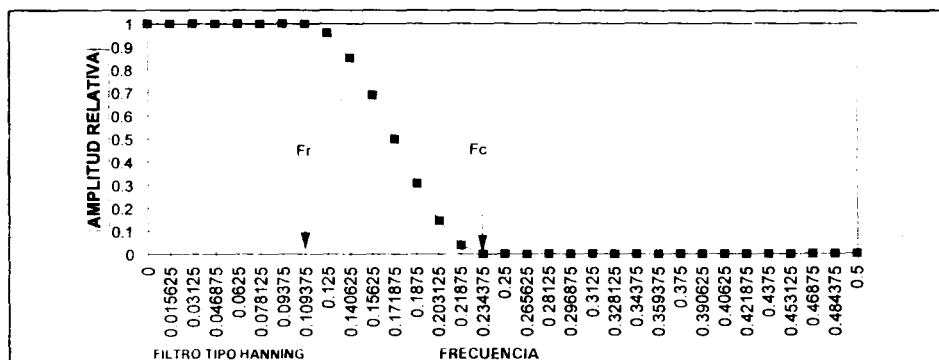


Fig. 1.- Representación gráfica del filtro tipo Hanning, mostrando las frecuencias de rechazo Fr y de corte Fc.

También se puede utilizar el criterio de Granser (1986), el cual es:

donde M es un límite de $h(x)$.

$$F_c \leq \frac{1}{2\pi M} \ln 2$$

Note que la frecuencia de corte F_c depende sólo indirectamente sobre la actual anomalía gravimétrica Δg , ρ y z_0 . Estos parámetros influyen directamente sobre la función del relieve topográfico $h(x)$, la cual puede encontrarse en la anomalía de gravedad observada (Skeels, 1947). Por el conocimiento de los efectos de estos parámetros, se considera que el primer término del lado derecho de la ecuación (3) es aproximado al concepto de estrato equivalente (Grant and West, 1965). En la práctica el concepto de estrato equivalente puede ser usado para estimar M , que en sí se aproxima a la profundidad obtenida a través del método de Spector y Grant (1970).

Desafortunadamente, como sucede con otros problemas en la teoría del potencial, la solución es no única, ya que una anomalía de campo gravitacional puede ser reproducida por diferentes distribuciones de masa, sin embargo, se puede realizar una interpretación muy significativa si se usan datos sísmicos y datos geológicos de perforaciones de pozos, los cuales restringirán el rango de posibles modelos.

La ambigüedad del problema de inversión gravimétrica, resulta de la existencia de dos parámetros libres, r y z_0 , además involucrándose el parámetro del filtro $B(k)$.

APLICACION

La Cuenca de Xochimilco-Chalco.

Localización y Marco Geológico del área.

La cuenca de Xochimilco-Chalco se encuentra localizada al sur de la Ciudad de México (figura 2). Posee un relleno sedimentario de depósitos fluviales y clásticas aluviales. La región contiene evidencias de vulcanismo reciente en sus alrededores. La cuenca Xochimilco-Chalco está limitada al norte por la Sierra de Santa Catarina, al este por la Sierra Nevada, al oeste por la Sierra de las Cruces y la cuenca de la misma Ciudad de México, y hacia el sur por el Sistema Chicinautzin.

La altura promedio de la cuenca sobre el nivel del mar es de 2 250 m. para los ex-lagos de Xochimilco y Chalco, y está formada por sedimentos lacustrinos,

los cuales pertenecen al período Holoceno-Pleistoceno. Tales rocas sedimentarias están constituidas por arcillas bentónicas, pómez, cenizas volcánicas, arenas finas y limo.

De acuerdo a Mosser (1978), la cuenca se abrió hacia el sur antes del Plioceno, y drenó en esa dirección. Cuando la cuenca cerró hacia el fin del Plioceno por la Sierra Chichinautzin, se formaron diferentes lagos dentro del área (como Xochimilco, Texcoco, etc.). El material aluvial se encuentra estratificado con cenizas volcánicas, distribuidas a lo largo de las márgenes de la cuenca.

Marco Tectónico.

La cuenca de México posee una historia geológica intensa, marcada por las actividades tectónica, volcánica y sedimentológica que se han desarrollado a lo largo del tiempo.

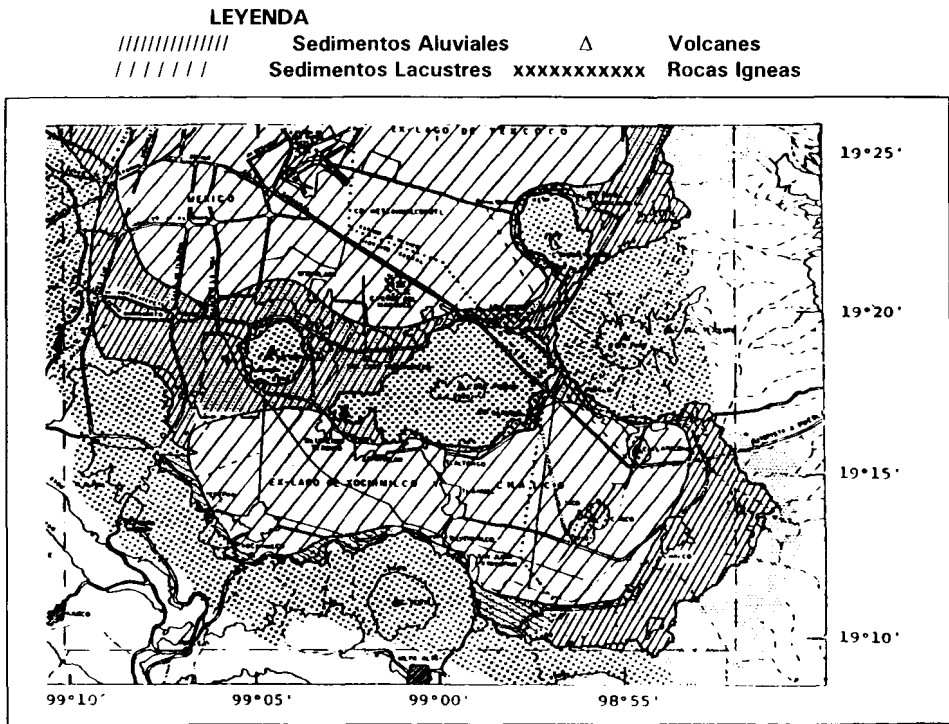


Fig. 2.- Plano geológico y de localización de la Cuenca Xochimilco-Chalco (Tomado de Mosser, 1978).

En la porción central del Eje Neovolcánico se han reconocido varias fases del vulcanismo ocurridas a partir del Oligoceno. Una de ellas ocurrió a finales del Mioceno y dió origen a la Sierra de las Cruces, Río Frío y Nevada, obstruyendo en gran medida el drenaje hacia el oriente y poniente del Valle de México. La dirección de estas estructuras fué NE-SW, a su vez produciéndose fracturamientos simples perpendiculares a éstas (Mosser, 1974).

Durante el Plioceno una nueva actividad volcánica con derrames de andesitas basálticas produce el cierre del valle en su parte Norte. Asociados a estas manifestaciones volcánicas se presentan depósitos volcánicos epiclásticos que se acumularon durante el Plio-Cuaternario como potentes abanicos aluviales conocidos por la formación Tarango. Estos depósitos alcanzan espesores cercanos a los 650 m. en algunos sitios del subsuelo de la cuenca.

En el Pleistoceno nuevos impulsos tectónicos con manifestaciones volcánicas iniciaron la última fase volcánica que trae como consecuencia la formación de la Sierra Chichinautzin. La formación de esta Sierra ocasionó el cierre del Valle de México e interrumpió el drenaje natural hacia la cuenca del Río Balsas. Las erupciones de la Sierra de Chichinautzin se han producido durante los últimos 700 000 años, cuyas manifestaciones volcánicas presentan una orientación E-W (Mosser, 1978).

Las modificaciones que sufrió la cuenca fueron extraordinarias, ya que se formaron grandes abanicos de grava y arena en las desembocaduras de los ríos, de tal suerte que la parte central se fue rellenando de sedimentos limo-arenosos interestratificados con suelos y cenizas volcánicas provenientes de las erupciones de volcanes localizados hacia el Sur. Tiempo después se desarrollaron los grandes lagos en las partes centrales (México, Texcoco, Xochimilco, Zumpango y Chalco). Por otro lado durante las épocas glaciales de los últimos 100 000 años, debido a la abundante precipitación se formaron cuerpos de agua importantes, los cuales variaban en extensión, de acuerdo con el aporte de lluvia y las condiciones climáticas imperantes (Mosser, 1978).

Como respuesta a los procesos climáticos, volcánicos y tectónicos, el sistema de lagos ha sufrido grandes variaciones a través del tiempo. En la figura 3 se muestra parte de su evolución. Así, de acuerdo a las descripciones de la época (1521), en períodos de lluvias los cinco lagos se unían en el denominado lago de la Luna (Alvarez, 1993).

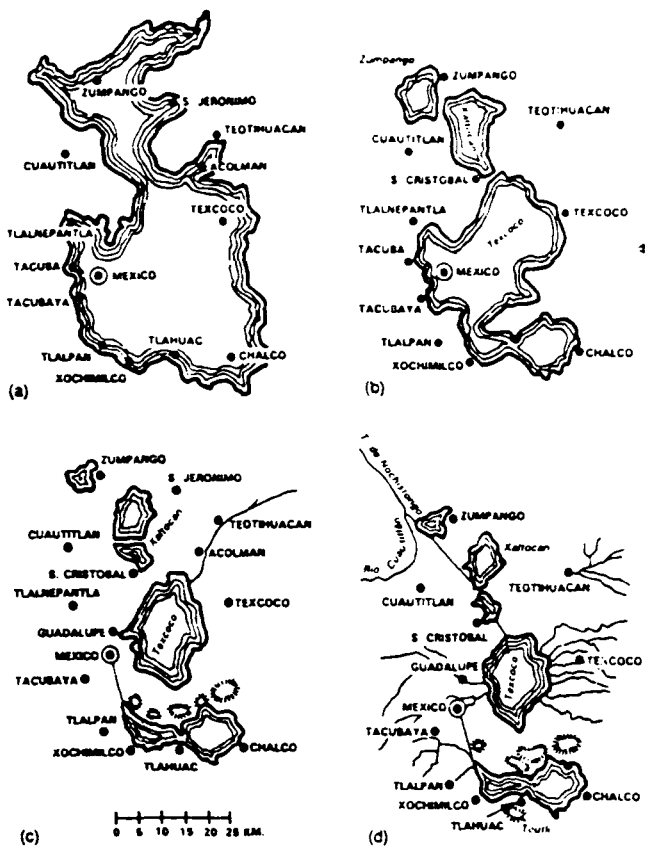


Fig. 3.- Evolución de los Lagos de la Cuenca de México (Bribiesca, 1960).
a) Pleistoceno. b) Siglo XVI. c) Principios del Siglo XIX. d) 1889.

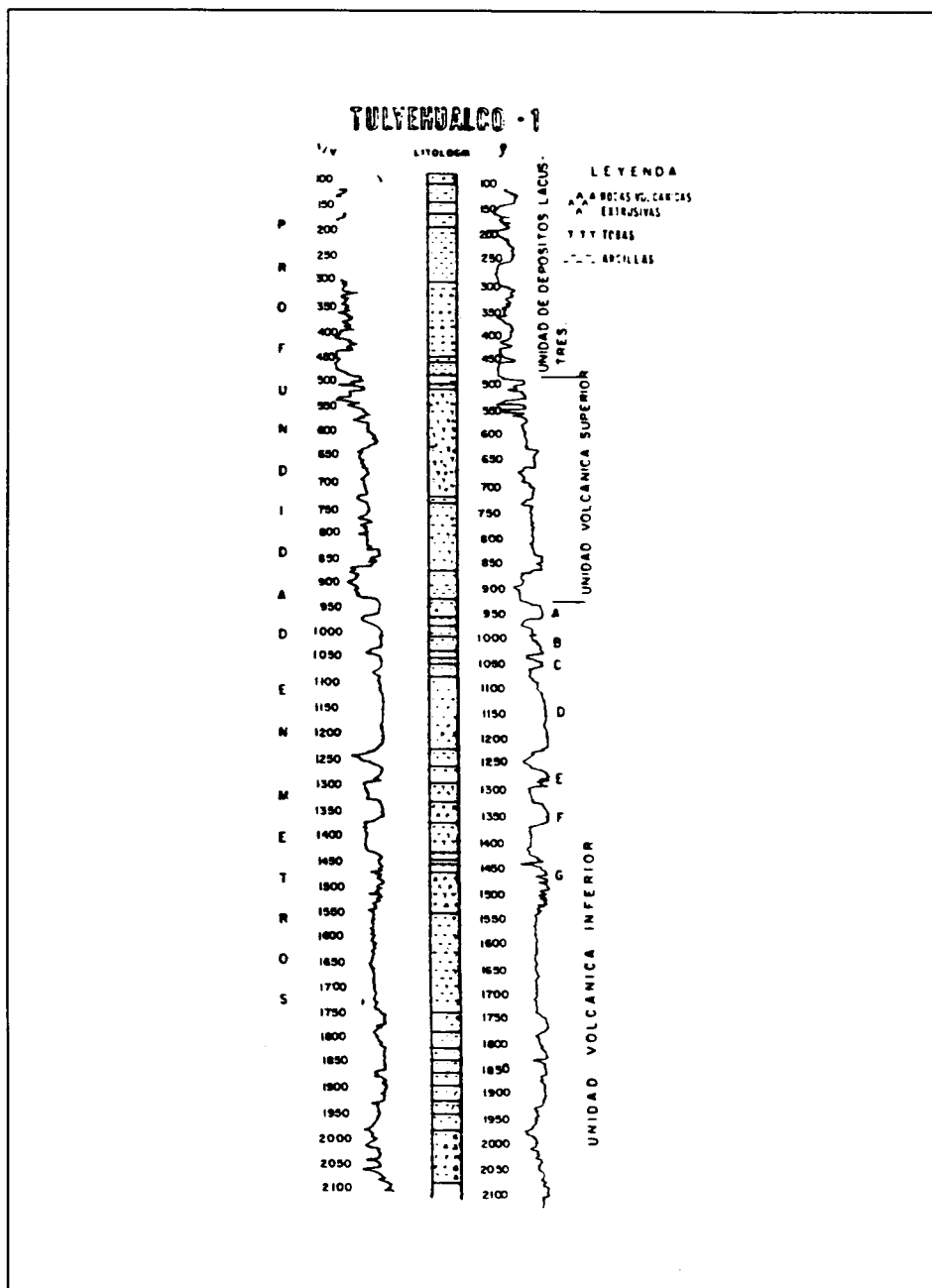
Geología del Subsuelo.

En el área de estudio se encuentra el pozo Tulyehualco-1, perforado por PEMEX como parte del proyecto de investigación del comportamiento de la Cuenca de México (Pérez-Cruz, 1988), el cual alcanza una profundidad de 3200m., en el se observa una gran variedad de litologías, que incluye: arcillas lacustres, arcillas arenosas, arcillas tobáceas, arenas, conglomerados tobáceos, conglomerados volcánicos, brechas volcánicas, basaltos, andesitas, brechas calcáreas y calizas marinas.

De acuerdo a Pérez-Cruz (1988), esta variedad de litologías se pueden dividir de manera general en cuatro unidades, las cuales serían de las más antigua a la más reciente: una unidad de rocas calcáreas del Cretácico, denominada aquí Unidad de Calizas del Cretácico (UCC); la segunda unidad constituida por productos volcánicos efusivos (basaltos y andesitas) y productos piroclásticos (tobas y brochas), llamada en este caso Unidad Volcánica Inferior (UVI); la tercera se establece como Unidad Volcánica Superios (UVS); constituida principalmente por rocas piroclásticas (conglomerados, brechas y tobas), con mucho menor porción de rocas efusivas (basaltos), y por último la cuarta unidad formada por depósitos arcillosos lacustres, aquí llamada Unidad de Arcillas Lacustres (UAL).

En la figura 4 se presenta la columna geológica del pozo Tulyehualco-1, en donde el espesor de la Unidad de Depósitos Lacustres tiene un espesor de 490 m. La Unidad Volcánica Superior queda comprendida entre el Plioceno y el Cuaternario, y con un espesor de 440 m. Las letras marcadas de la A a la G representan las respuestas entre los registros sónicos de porosidad y de densidad compensada a algunos cuerpos de rocas efusivas; el cuerpo A define la entrada a la Unidad Volcánica Inferior. Con la ayuda de estos registros se puede determinar claramente el contacto entre la Unidad Volcánica Superior y la Unidad de Depósitos Lacustres.

Pérez-Cruz (1988) realizó una interpretación sísmica apoyada en los trabajos de sismología de reflexión realizadas por Petróleos Mexicanos en la Cuenca del Valle de México en 1986 y 1987, sus resultados se pueden ver en la figura 5, en donde se muestra una configuración sísmico-estructural, tanto en tiempo como en profundidad. En esta figura se puede ver la localización del pozo Tulyehualco-1, la zona trabajada en este caso se encontraría aproximadamente en la porción más al sur de este mapa, aquí llamada la depresión de Tulyehualco, en donde estará el mayor espesor de los sedimentos lacustres. Como se mencionará después, la profundidad estimada por el pozo y los estudios de sismicidad concuerdan muy bien con los resultados obtenidos en el presente trabajo.



**Fig. 4.- Columna estratigráfica del Pozo Tulyehualco-1
(Tomado de Pérez Cruz, 1988).**

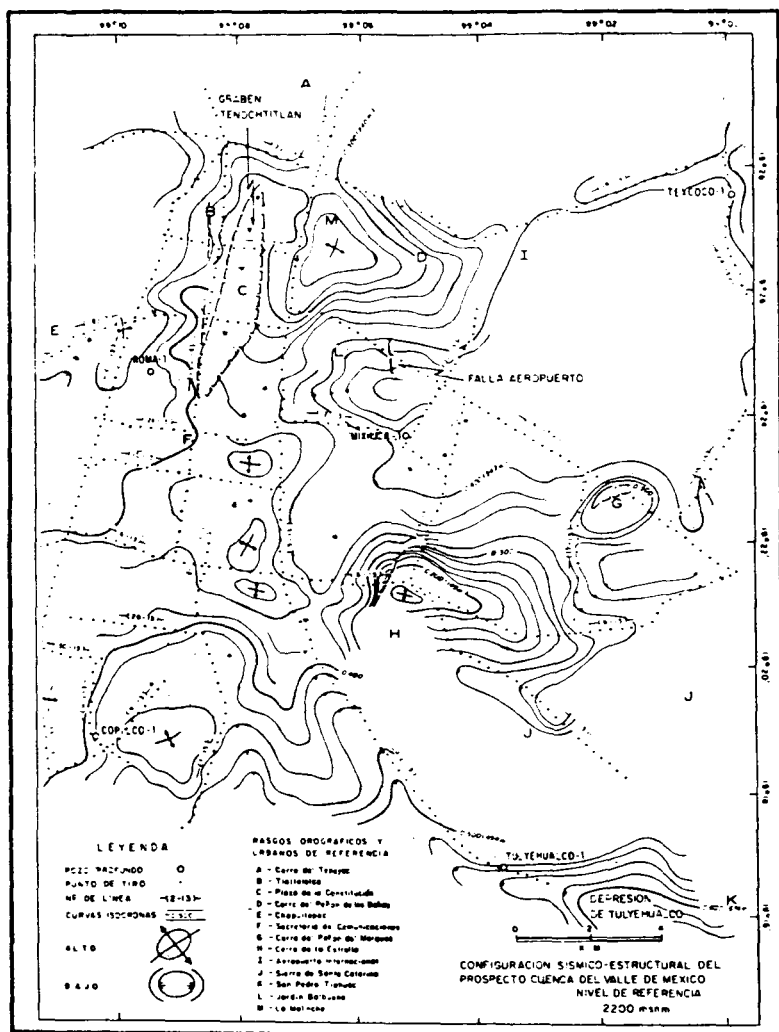


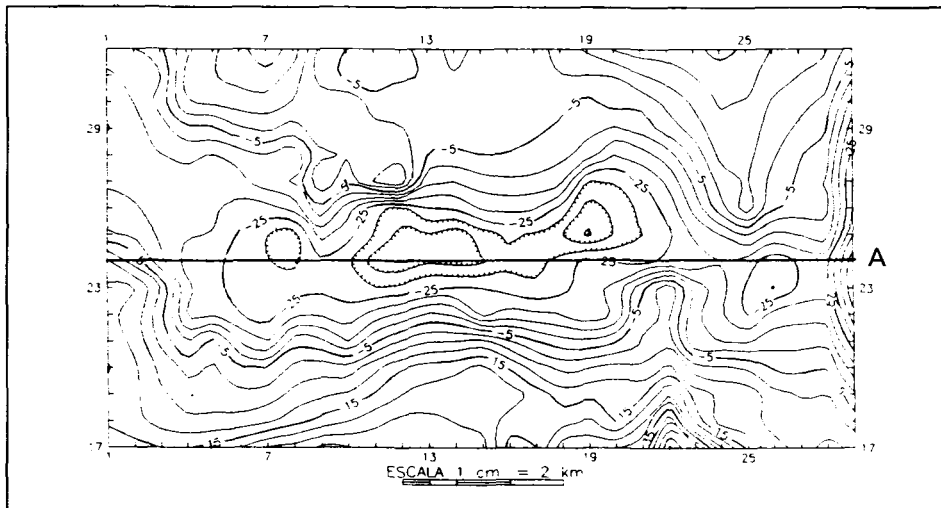
Fig. 5.- Configuración Sísmico-Estructural de la Unidad Volcánica Superior (Tomado de Pérez Cruz, 1988).

Antecedentes Gravimétricos.

Se llevó a cabo un levantamiento gravimétrico durante los años cincuentas, para conocer más acerca del comportamiento de la Cuenca de México, y la distribución de las rocas ígneas a profundidad (Mosser, 1978). Los resultados iniciales evidencian que los altos gravimétricos encontrados en el área reflejan las regiones donde las rocas son más densas y someras que las promedio dentro de la cuenca. Por otro lado, los bajos gravimétricos corresponden a depresiones, donde las formaciones piroclásticas y lacustrinas presentan un mayor espesor. Tales consideraciones nos permiten definir cuatro principales subcuencas: México, Texcoco, Teotihuacan y Xochimilco-Chalco (Hernández Moedano, 1954).

La figura 6 es la anomalía residual de la cuenca Xochimilco-Chalco, la cual fué obtenida por Chávez y Flores (1990), a partir de una separación regional-residual en el dominio de las frecuencias, distinguieron y separaron las bajas frecuencias de las altas, y diseñaron filtros apropiados para resaltar las características geológicas de los sedimentos de la cuenca.

Hernández Moedano (1957) encontró una serie de estructuras inclinadas en dirección N-S, de la sub-cuenca de México hacia la máxima depresión de la sub-cuenca de Xochimilco-Chalco. Recientes estudios realizados en el área permitieron (Lescano et al., 1987) definir un alto gravimétrico dentro de la subcuenca de Texcoco hacia el norte, asociado a una estructura ígnea somera.



Con el fin de establecer los filtros apropiados para el proceso de inversión, se procedió a graficar el espectro de potencia. Se seleccionaron los filtros con: $Fr = 2/32$ y $Fc = 12/32$ y también el de $Fr = 4/32$ y $Fc = 8/32$. El mejor resultado se obtiene con los últimos dos parámetros, debido a que de acuerdo a dicha gráfica, este es el ancho de banda óptimo, pues permite el paso de frecuencias bajas, las cuales corresponden a la geometría de la cuenca. Se determinó también una profundidad de referencia $z_0 = 300$ m, basado en el análisis de profundidad (Spector y Grant, 1970) de la gráfica del espectro de potencia en función de la frecuencia angular para esos valores de Fr y Fc .

Resultados.

Se efectuaron dos inversiones de los datos gravimétricos para cada uno de los filtros seleccionados, los resultados se muestran en las figuras 7 y 8, el primero resultó por la aplicación de un filtro de tipo Hanning con: $Fr = 2/32$ y $Fc = 12/32$. En base a los resultados del pozo Tulyehualco-1 y a la configuración sísmico-estructural realizada por Pérez Cruz (1988), se hizo un promedio para así aplicar una profundidad de referencia de 300 m. y un contraste de densidad de 0.4 gr/cm^3 . Este contraste de densidad se obtuvo a partir de una optimización de datos de gravedad, de acuerdo al estudio realizado por Chávez y Flores (1990).

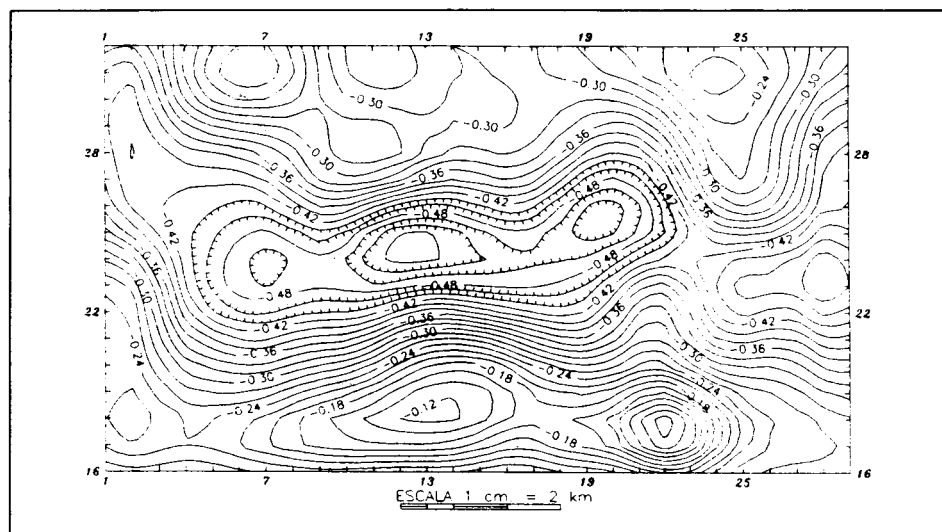
Dentro del esquema iterativo, el criterio de convergencia que se utilizó fue de que el proceso terminara cuando la diferencia RMS entre dos sucesivos valores de $h(x)$ fuera menor a 0.5 m. , lográndose esto con tan solo dos iteraciones, lo que indica que se obtuvo rápidamente.

En el resultado de la primera inversión (figura 7) se observa claramente la figura de la cuenca, esta inversión se obtuvo tan solo con dos iteraciones, la profundidad máxima calculada fue aproximadamente de 547 m. , el intervalo de configuración es de 0.020 km.

En la figura 8 se encuentra el resultado de la segunda inversión con un filtraje de $Fr = 4/32$ y $Fc = 8/32$, los demás parámetros fueron idénticos a la inversión anterior, la profundidad máxima calculada fue de 560 m. básicamente es la misma forma que el resultado anterior solo que se profundiza un poco más.

Los dos modelos obtenidos presentan la misma fisonomía, sólo varía un poco en las profundidades, por lo que se puede hacer una interpretación geofísica sobre cualquiera de ellas. Por lo tanto, en el resultado se aprecia claramente una depresión que concuerda con el mínimo gravimétrico visto en la anomalía resi-

dual, esta depresión tiene una orientación prácticamente E-W, pero cortado abruptamente hacia el E por lo que se puede crear una falla, la que además estaría relacionada con la presencia de los volcánes Xico y Tlapacoya (ver figura 2).



muestra los resultados de la comparación. Las diferencias dentro de las anomalías calculadas y observadas son mínimas, pues la máxima diferencia se encuentra del orden de cinco unidades gravimétricas, y esto al borde derecho de la sección, las diferencias son debidas a que durante el proceso de inversión se filtraron los datos, de tal manera que la anomalía calculada es un poco más suave.

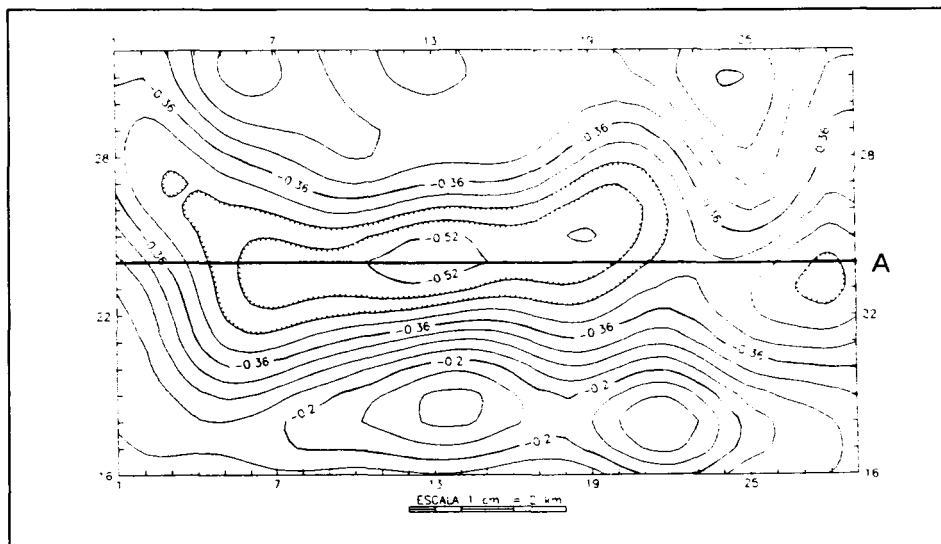


Fig. 8.- Modelo topográfico del subsuelo obtenido con el filtro (4/32, 8/32).

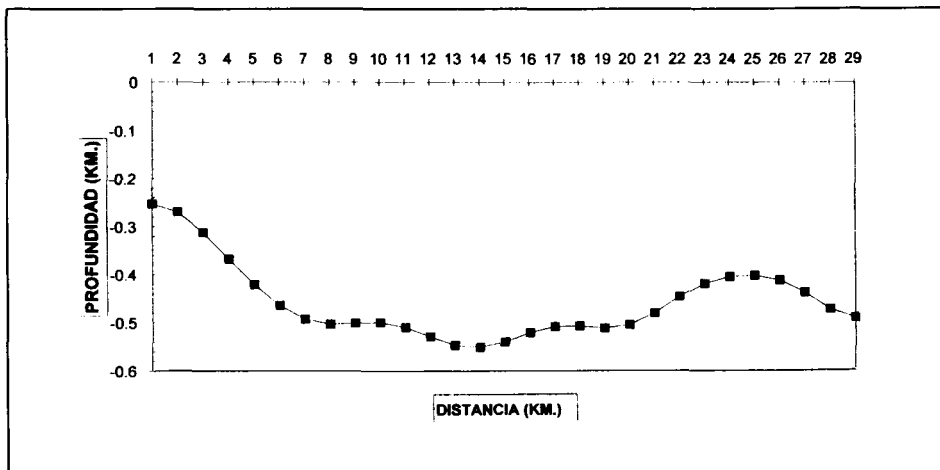


Fig. 9.- Perfil topográfico de la base de los sedimentos lacustres.

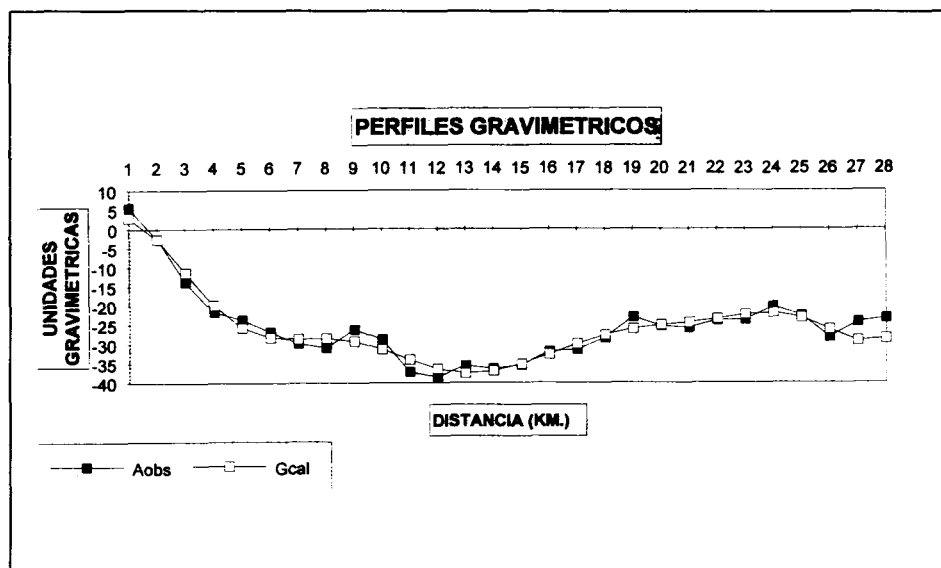


Fig. 10.- Comparación de las anomalías Observadas y Calculadas.

CONCLUSIONES

Debido a que el método utiliza la transformada rápida de Fourier, el algoritmo de Cooley-Tuckey exige que el número de datos sea una potencia de dos, sin embargo ésta no representa problema alguno ya que para completar una malla de datos se puede rellenar con ceros, esto no afectaría a los resultados de la inversión.

El método propuesto es apropiado para determinar modelos del subsuelo con relieve suaves, tales como cuencas sedimentarias, imposibilitándose para delimitar cuerpos con relieves topográficos muy abruptos.

La ambigüedad se reduce si se toman en cuenta todos los datos geofísicos y geológicos disponibles .

La aplicación de un filtro para bajas es necesaria para asegurar la convergencia del proceso iterativo y para eliminar el fenómeno de Gibbs, el diseño se puede hacer con la ayuda del espectro de potencia, de donde además se puede estimar la profundidad de referencia z_0 .

La rapidez del método es de suma importancia, porque se pueden realizar muchos procesos en poco tiempo y por lo tanto se puede escoger de acuerdo a la experiencia cual resultado fué el mejor para un área determinada.

Una ventaja del método de inversión tridimensional es que la malla de datos de salida es del mismo tamaño que la malla de datos de entrada, evitándose la pérdida de información lateral, como sucede con otros métodos que utilizan un sistema de ventaneo.

En cuanto a la aplicación se comprueba con datos de pozos que los resultados fueron muy satisfactorios.

REFERENCIAS

Abdoh A., Cowan D. and Pilkington M., 1990; 3D gravity inversion of the Cheshire Basin; *Geophysical Prospecting* 38, 999-1011.

Alvarez J., Estudios de la estructura superficial de los sedimentos lacustres en el valle de Chalco por sísmica de refracción; Tesis de Maestría, Inst. Geof., UNAM, México.

Benhumea M. y Vázquez A., 1988; Estudios geofísicos del Valle de México; Subd. de construcción, Dep. de Estudios Geofísicos, C.F.E., 60p.

Chai Y. Hinze W.J., 1988; Gravity inversion of an interface above which the density contrast varies exponentially with depth; *Geophysics*, Vol. 53, No. 6 p. 837-845.

Chávez R.E. and Flores E.L., 1990; Interpretation of Gravity Data from the Xochimilco-Chalco Basin, (Preliminar Results); *Revista Geofísica*, Núm. 30, p. 125-135

Cooley J.W and Tuckey J.W., 1965;an algorithm for the Machine calculation of Complex Fourier Series; *Maths. of Computation*, Vol.19, No.90, p. 297-301.

Cordell L. and Henderson R.G., 1968; Iterative three-dimensional solution of gravity anomaly data using a digital computer; *Geophysics*, Vol.33, p.596-601.

Díaz N.R., 1978; Inversión de anomalías gravimétricas; *A.M.G.E.*, p.1-27.

Dimitriadis K . , Tselentis G.A. y Thanassoulas K, 1987; A Basic Program for 2-d Spectral Analysis of Gravity data Source-Depth Estimation; Computers and Geosciences, V.13,p.549-560.

Gerard A. and Debeglia N., 1975; Automatic Three-Dimensional Modeling for the Interpretation of Gravity or Magnetic Anomalies; Geophysics, Vol.40, No.6, p.1014-1034.

Gómez-Cabrera P.T., 1993 Modelación de cuencas sedimentarias mediante un proceso de inversión gravimétrica en el dominio de Fourier; Tesis de Maestría, Div. Est. Pos. Fac. Ing., UNAM, México.

Granser H., 1984; Gravity effect calculation of two and three dimensional bodies by numerical integration: Arch. Met. Geophys. Biocl., Ser. A.33 p.229-238.

Granser H., 1986; Convergence of iterative gravity inversion: Geophysics, Vol.51, p.1146-1147.

Granser H., 1987; Three-Dimensional interpretation of gravity data from sedimentary basins using an exponential density-depth function; Geophysics. Prospecting 35, 1030-1041.

Granser H., 1987; Nonlinear inversion of gravity data using the Schmidt-Linchenstein approach; Geophysics, Vol.52, No.1, p. 88-93.

Grant F.S. and West G.f., 1965, Interpretation theory in applied geophysics; New York, McGraw-Hill Book Co., Inc.

Green A.G., 1972; Magnetic Profile analysis; Geophys. J.r. Astr. Soc., 30 p.393-403.

Guspí F., 1993; Noniterative nonlinear gravity inversion; Geophysics, Vol.58, No. 7, p. 935-940.

Hernández-Moedano G. y Graüel., 1954; Levantamiento gravimétrico en el Valle de México; Informe Técnico para el INIC, 30 p.

Lescano M.L., González J y Chávez R.E., 1987; Análisis de las anomalías de campo potencial de la región del Ex- Lago de Texcoco, México; Revista Geofísica Núm. 27, p.43-73.

Lines L.R. and Trietel S., 1984;Totorial: A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems; Geophys. Prosp. Vol.32, p.159-186.

Mosser F., 1978; *Geología del relleno cuaternario de la Cuenca de México: en el Subsuelo y la Ingeniería de Cimentaciones en el Area Urbana de Valle México*; *Memorias del SMMS*, 1978, p.9-15.

Oldenburg D.W., 1974; The inversion and interpretation of gravity anomalies; *Geophysics*, Vol. 39 No.4 p.526-536.

Parker R.L., 1972; The Rapid Calculation Of Potential anomalies; *Geophys. J.R. astr. Soc.*,31, p. 447-455.

Pérez-Cruz G., 1988; *Estudio sismológico de reflexión del subsuelo de la Cd. de México*; Tesis de Maestría, Div. Est. Pos. Ing., UNAM.

Pilkington M. and Crossley D.J., 1986; Determination of crustal interference topography from potential fields; *Geophysics*, Vol.51, No.6, p. 1277-1284.

Skeels D.C., 1974; Ambiguity in Gravity interpretation; *Geophysics*, Vol.12, p. 43-56.

Spector A. and Grant F.s., 1970; Statical models for interpreting aeromagnetic data; *Geophysics*, Vol.35, p.293-302.

Treitel S., Clement W.G. and Kaul R.K., 1971., The spectral determination of depths to burried magnetic basement rock; *Geophys. J.R. Astr: Soc.*,24 p.415-428.

Impreso en
I.J. & Imagen & Color

