

01179
3
205

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO

FACULTAD DE INGENIERIA

MODELACION DE CUENCAS SEDIMENTARIAS MEDIANTE

UN PROCESO DE INVERSION GRAVIMETRICA

EN EL DOMINIO DE FOURIER

POR:

PEDRO TOMAS GOMEZ CABRERA

TESIS

PRESENTADA A LA DIVISION DE ESTUDIOS DE

POSGRADO DE LA

FACULTAD DE INGENIERIA

DE LA

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

COMO REQUISITO PARA OBTENER

EL GRADO DE

MAESTRO EN INGENIERIA

(EXPLORACION)

CD. UNIVERSITARIA

1993

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

**MODELACION DE CUENCAS SEDIMENTARIAS MEDIANTE
UN PROCESO DE INVERSION GRAVIMETRICA
EN EL DOMINIO DE FOURIER**

PEDRO TOMAS GOMEZ CABRERA

**CD. UNIVERSITARIA
1993**

INDICE

| | página |
|--|--------|
| RESUMEN..... | 1 |
| I.- INTRODUCCION..... | 3 |
| II.- MODELADO DIRECTO..... | 7 |
| II.a.- Proceso no iterativo..... | 8 |
| II.b.- Proceso iterativo..... | 11 |
| II.b.1.- Convergencia de la Serie..... | 15 |
| II.b.2.- Comparación con el método de Talwani..... | 17 |
| III.- MODELADO INVERSO BIDIMENSIONAL..... | 19 |
| III.a.- Proceso no iterativo..... | 20 |
| III.a.1.- Modelado de un Triángulo..... | 22 |
| III.a.2.- Modelado de un Prisma..... | 25 |
| III.a.3.- Modelado de una Cuenca..... | 29 |
| III.b.- Proceso iterativo..... | 31 |
| III.b.1.- Convergencia de la serie..... | 33 |
| III.b.2.- Modelado de una Protuberancia.. | 36 |
| III.b.3.- Ejemplo, Mount Desert Rock.... | 40 |
| IV.- MODELADO INVERSO TRIDIMENSIONAL..... | 44 |
| IV.a.- Proceso no iterativo..... | 45 |
| IV.a.1.- Modelado de una Esfera..... | 48 |
| IV.b.- Proceso iterativo..... | 51 |
| IV.b.1.- Comparacion con el método de Análisis Espectral..... | 52 |
| V.- APLICACION DEL METODO A CASOS REALES..... | 57 |
| V.a.- La Cuenca de Xochimilco-Chalco..... | 58 |
| V.a.1.- Localización y Marco Geológicc.... | 58 |
| V.a.2.- Marco Tectónico..... | 58 |
| V.a.3.- Geología del Subsuelo..... | 62 |
| V.a.4.- Antecedentes Gravimétricos..... | 64 |
| V.a.5.- Resultados..... | 67 |
| V.b.- El Golfo de Huamuxtitlán..... | 71 |
| V.b.1.- Localización del Area..... | 71 |
| V.b.2.- Fisiografía..... | 71 |
| V.b.2.- Estratigrafía..... | 74 |
| V.b.3.- Marco Tectónico..... | 77 |
| V.b.4.- Antecedentes Geofísicos..... | 78 |
| V.b.5.- Resultados..... | 86 |
| VI.- CONCLUSIONES..... | 90 |
| BIBLIOGRAFIA..... | 93 |
| APENDICE..... | i |

RESUMEN

La finalidad de cualquier interpretación geofísica es la de obtener un modelo geológico que sea razonable, el invertir los datos, en este caso los gravimétricos, nos permite 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 espacio al 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 nos permite manejar una gran cantidad de datos, y su tiempo de proceso es mínimo.

En este trabajo se presenta un planteamiento de los aspectos matemáticos fundamentales necesarios para la comprensión del método, tanto para el modelado directo como para el inverso.

El algoritmo directo, el cual nos es de utilidad para para determinar la respuesta gravimétrica de una topografía suave no plana, es comparado con el método tradicional de Talwani, en tal comparación la diferencia es mínima

El modelado inverso bidimensional no iterativo se comprueba con tres ejemplos teóricos: un triángulo, un prisma y una cuenca, los resultados son por demás satisfactorios. Para el caso del modelado inverso bidimensional iterativo se hace un análisis por medio de la anomalía gravitacional de una protuberancia. Para este ejemplo se estudia la convergencia del método, el uso de filtros de suavizamiento y la ambigüedad en la modelación. Además se hace una aplicación a un caso real, en donde se realiza una inversión de un perfil gravimétrico perpendicular a la margen continental, con el propósito de encontrar la profundidad del Moho.

El proceso inverso tridimensional no iterativo se ejemplifica por medio del efecto gravimétrico de una esfera, el modelo obtenido da un buen ajuste a la topografía del modelo original. El modelado inverso tridimensional iterativo es comparado con el método de análisis espectral. Este método se lleva a cabo por medio de ventaneo y para cada ventana obtiene el espectro de potencia, de la cual a partir de la pendiente estima la profundidad. Como resultado proporciona una malla más pequeña que la de entrada, los puntos en los que se obtiene la profundidad están muy espaciados y por lo tanto muy difícil de configurar. El método aquí propuesto tiene más ventajas, ya que es más rápido, se obtiene una malla de salida del mismo tamaño que la de entrada, evitando así la pérdida de información lateral y su configuración es adecuada.

Como una primera aplicación es el método es usado en la Cuenca Xochimilco-Chalco, para determinar la profundidad a la base de los sedimentos, 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 perforado por Petroleos Mexicanos. Trabajos previos indican que los sedimentos lacustres de esta área descansan sobre una secuencia de flujos basálticos procedentes de erupciones de los volcanes cercanos.

La anomalía de Bouguer del Área de Huamuxtitlán, Gro. se utilizó para la segunda aplicación del método de inversión tridimensional iterativa en el dominio del número de onda, en esta región se han tenido muchos problemas para determinar la profundidad de basamento. En este trabajo se proponen dos modelos alternativos, uno tiene un nivel de profundidad un poco más somero que el otro, pero en general tienen parecida la distribución geométrica. Los principales rasgos que se observan es un alto topográfico con orientación N-S, y al lado de éste un eje de una depresión, cuya máxima profundidad se encuentra al norte de Huamuxtitlán.

CAPITULO I

INTRODUCCION

I.- INTRODUCCION.

Los mapas y perfiles de Anomalías de Bouguer son la combinación de dos efectos fundamentales, uno conocido como Regional, que se caracteriza por componentes de baja frecuencia, el otro efecto, conocido como residual, que es resultado de anomalías someras, formado por componentes de alta frecuencia.

El interés de invertir los datos de anomalías gravimétricas es para determinar la naturaleza de la distribución de la masa que podría dar como resultado el campo gravimétrico anómalo observado en la superficie.

La interpretación de anomalías gravimétricas generalmente involucra el problema de encontrar un cuerpo, el cual sea responsable de la anomalía en estudio.

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.

El problema de la inversión de datos gravimétricos consiste en determinar, a partir de una anomalía obtener la forma de la masa de densidad constante, la cual produciría la anomalía en estudio.

Los primeros intentos de inversión se basaron en métodos de ensayo y error, en el cual la forma de una estructura inicial se fué modificando hasta obtener la atracción gravitacional, esto se realizaba por medio de gráficas, y se ajustaba al campo observado (Skeels, 1974).

Posteriores intentos se centraron más en la automatización del esquema de perturbación gravitacional (Bott, 1960; Corbató, 1965; Tanner, 1967; Negi y Garde, 1969). En este caso, el cuerpo perturbador es aproximado por un conjunto de prismas rectangulares de densidad constante, y entonces se calcula el campo gravitacional. Los residuos entre los campos calculado y observado se usan para

ajustar las alturas de estos rectángulos, el número de ajustes necesarios se calculan resolviendo un conjunto de ecuaciones normales (Corbató, 1965).

El método anterior tiene varios problemas, el primero es que el modelo obtenido es un conjunto de prismas rectangulares, lo cual geológicamente no tiene sentido, el segundo problema es asegurar la probable estabilidad y convergencia de dos tipos de esquemas de iteración, dependiendo sobre que superficie, superior o inferior del cuerpo perturbador se considera fijo o conocido (Tanner, 1967).

Todos estos métodos descritos se llevaron a cabo en el dominio del espacio. Sin embargo Parker (1972) desarrolla un esquema iterativo para determinar la anomalía gravitacional causada por una capa bidimensional no plana, aprovechando para esto las ventajas de la transformada rápida de Fourier, dejando en claro que este método es computacionalmente más eficiente que calcular el campo gravitacional por medio de un conjunto de prismas, las cuales sus contribuciones son calculadas separadamente y sumadas.

Posteriormente, Oldenburg (1974) hace un rearrreglo del algoritmo de Parker (1972), para obtener la forma del cuerpo perturbador que da origen a la anomalía, permitiendo el manejo de grandes cantidades de datos.

Por su parte Díaz Navarro (1975) desarrolla un método para obtener el modelo topográfico de una capa de material de densidad constante, este proceso no es iterativo, pero se puede considerar como un modelo inicial.

El método de inversión sólo es válido si converge, Oldenburg (1974) encontró empíricamente, que después de un filtraje adecuado se aseguraba la convergencia. Granser (1986) lo demostró analíticamente.

Los principales objetivos de este trabajo son los de plantear las bases teóricas para la comprensión del método de inversión gravimétrica en el dominio del número de onda, la elaboración de programas de computación que sean de utilidad para poder modelar directa o inversamente los datos gravitacionales de alguna área en particular, y por último la aplicación del método tanto en cuerpos sintéticos como a casos reales.

El objetivo principal de este trabajo es el de diseñar algunos programas que sean de utilidad para poder modelar ya sea directa o inversamente los datos de alguna área en particular.

Para esto, en el capítulo II se trata el problema directo, tanto en su forma no iterativa como iterativa, y se da un ejemplo para comparar este método con el tradicional de Talwani, en tales resultados la diferencia es mínima.

El modelado inverso bidimensional es apuntado en el capítulo III, para probar el proceso no iterativo se dan 3 ejemplos teóricos, en esta parte se destaca también la utilidad de la gráfica de espectro de potencia, esto con la finalidad de determinar la profundidad de referencia y el diseño del filtro, y para el proceso iterativo se hace un análisis detallado por medio de una estructura sintética como es el caso de una protuberancia, además se hace una inversión para determinar la profundidad de la interface entre el manto superior y la corteza terrestre.

En el capítulo IV vemos el caso de inversión tridimensional, el método no iterativo se prueba con una esfera, y para el proceso iterativo se hace una comparación con el método de Análisis Espectral (Dimitriadis et al., 1987).

En el capítulo V se realizan dos aplicaciones más en forma de casos reales del proceso de inversión tridimensional iterativa, en el primero caso, el área elegida fué la cuenca Xochimilco-Chalco, en donde el interés radica en determinar el espesor de los sedimentos lacustres. La segunda aplicación fué la de invertir la anomalía de Bouguer de el área de Huamuxtitlan para determinar la profundidad a que se encuentra el basamento, o lo que es lo mismo, determinar el espesor de la columna sedimentaria.

Por último, las conclusiones son expuestas en el capítulo VII.

Se anexa un apéndice para la explicación de el uso de los programas desarrollados.

CAPITULO II

MODELADO DIRECTO

II.- MODELADO DIRECTO.

II.a.- Proceso no iterativo.

La componente vertical de la atracción gravimétrica en cualquier punto, con coordenadas (x,y,z) debida a un cuerpo que ocupa un volumen está dado de acuerdo a la ley de gravitación universal de Newton

$$a(x,y,z) = G \cdot \iiint_V \frac{\rho(x',y',z')(z-z')dx'dy'dz'}{[(x-x')^2+(y-y')^2+(z-z')^2]^{3/2}} \quad (1)$$

donde G es la constante de gravitación universal y $\rho(x',y',z')$ es el contraste de densidad en cualquier punto localizado dentro del volumen que ocupa la estructura geológica.

Para el caso de dos dimensiones, se hace la suposición de que el cuerpo anómalo se extiende al infinito en la dirección y-, entonces el perfil coincide con la dirección X'-X (fig. 1) y la fórmula (1) se reduce a:

$$a(x) = 2G \iint \frac{\rho(x',y')z' dx' dz'}{(x-x')^2+z'^2} \quad (2)$$

Debido a que el perfil gravimétrico es finito en longitud, y con el fin de evitar problemas de convergencia en la solución, se hace la suposición de que el espesor de la masa anómala es nula fuera de la región definida entre -x(-) y +x(+). La base de la formación está definida por una profundidad constante Z_0 , su cima varía con la distancia X y está definida por la función d(x). Ahora si consideramos la densidad constante se obtiene que

$$a(x) = 2G\rho \int_{-x}^{x+} dx' \int_{d(x')}^{Z_0} \frac{z' dz'}{(x-x')^2+z'^2} \quad (3)$$

Integrando con respecto a z tenemos

$$\int_{d(x')}^{Z_0} \frac{z' dx'}{(x-x')^2+z'^2} = \frac{1}{2} \ln \left[(x-x')^2 + z'^2 \right]_{d(x')}^{Z_0} = \frac{1}{2} \ln \left[\frac{(x-x')^2+Z_0^2}{(x-x')^2+d(x')^2} \right]$$

Sustituyendo esta última integral en la ec. (3)

$$a(x) = G\rho \int_{-\infty}^{\infty} dx' \ln \frac{(x-x')^2+Z_0^2}{(x-x')^2+d(x')^2} \quad (4)$$

Ahora definimos $h(x') = Z_0 - d(x')$, y lo sustituimos en la ec. (4)

$$a(x) = G\rho \int_{-\infty}^{\infty} dx' \ln \frac{(x-x')^2+Z_0^2}{(x-x')^2+[Z_0-h(x')]^2} \cong -G\rho \int_{-\infty}^{\infty} dx' \ln \left[1 - \frac{2Z_0h(x')}{(x-x')^2+Z_0^2} \right] \quad (5)$$

siempre y cuando $h(x') \ll Z_0$.

Desarrollando la integral anterior en una serie de Taylor y conservando los términos lineales en $h(x')$, ya que estamos considerando que $h(x') \ll Z_0$.

$$a(x) = 2G\rho Z_0 \int_{-\infty}^{\infty} \frac{h(x') dx'}{(x-x')^2+Z_0^2} \quad (6)$$

Esta integral tiene la forma de la integral de convolución que se estudia en sistemas lineales. De acuerdo con esta teoría el proceso de convolución en el dominio espacial es equivalente a la multiplicación en el dominio de la frecuencia.

La ecuación equivalente a (6) en el dominio de la frecuencia requiere la aplicación de la transformada de Fourier a la ecuación. Por lo tanto, la transformada de Fourier unidimensional de una función $h(x)$ se define como:

$$F[h(X)] = \int_{-\infty}^{\infty} h(X) e^{-ikx} dx \quad (7)$$

Aplicando la transformada de Fourier a la ecuación (6) obtenemos:

$$F[a(x)] = 2G\rho Z_0 \cdot F[h(x)] \cdot F\left[\frac{1}{x^2 + Z_0^2}\right] \quad (8)$$

Para tratar de llevar un buen orden, se desarrollará esta expresión por partes, por lo que se harán las siguientes definiciones

$$F[a(x)] = A(k)$$

$$F[h(x)] = H(k)$$

$$F\left[\frac{1}{x^2 + Z_0^2}\right] = S(k)$$

sustituyendo estas igualdades en la ecuación (8) obtenemos la siguiente expresión

$$A(k) = 2G\rho Z_0 \cdot H(k) \cdot S(k) \quad (9)$$

Ahora se evalua S(k)

$$S(k) = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{x^2 + Z_0^2} e^{-ikx} dx$$

dado que esta integral es una función par, entonces se puede expresar como

$$S(k) = 2 \int_0^{\infty} \frac{1}{x^2 + Z_0^2} \cdot \cos kx \cdot dx$$

$$S(k) = \frac{\pi}{Z_0} e^{-|k|Z_0} \quad (10)$$

Sustituyendo lo anterior en la ecuación (9) obtenemos la siguiente expresión

$$A(k) = 2\pi G\rho \cdot e^{-|k|Z_0} H(k) \quad (11)$$

Esta expresión es la que produce la anomalía gravimétrica en el dominio de Fourier.

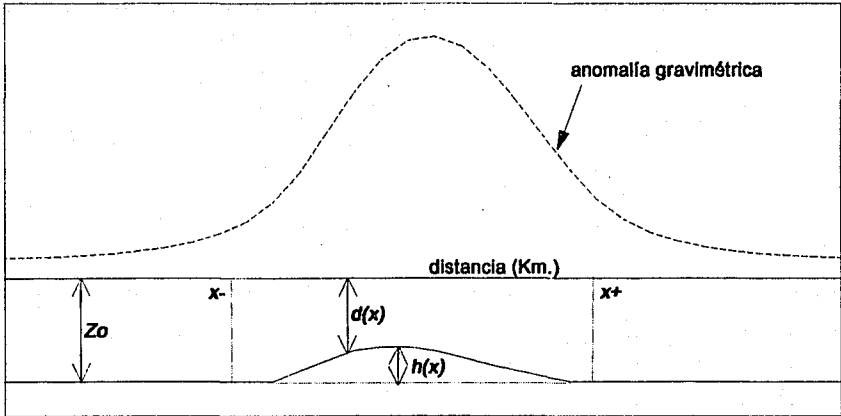


Fig. 1 Perfil topográfico y gravimétrico.

II.b.- Proceso iterativo.

Por su parte Parker (1973) desarrolla un algoritmo para determinar la anomalía gravimétrica provocada por una capa de material no plana y no uniforme, utilizando una serie de transformadas de Fourier.

Estableciendo un sistema de ejes cartesianos con el vector Z verticalmente ascendente. La transformada de Fourier bidimensional de una función $f(r)$ está definida por

$$F[f(r)] = \int_x dS f(r) e^{ikr}, \quad (12)$$

donde k es el vector de onda de la función transformada y x se considera como el plano x - y .

Se considera la atracción gravitacional de una capa de material, en la cual el límite inferior es el plano $z=0$, y el límite superior está definido por la ecuación $z=h(r)$. Al principio se requerirá que la capa desaparezca fuera de algún dominio finito D , por ejemplo, $h(r)=0$ si $|r| > R$. La razón de esto es que para situaciones prácticas podemos modelar sólo un área de terreno finito y se evitan ciertos problemas de convergencia con esta consideración. Otra consideración más es que h sea finito e integrable; ambas restricciones son claramente válidas para cualquier modelo razonable de topografía. El potencial gravitacional a una posición r_0 debido a una capa es

$$U(r_0) = G\rho \int_V dV |r_0 - r| = G\rho \int_D dS \int_0^{h(r)} dz |r_0 - r| \quad (13)$$

donde G es la constante de Gravitación Universal de Newton; ρ es la densidad. Suponemos que el punto de observación está confinado al plano $z = z_0$, por lo que U ahora depende sólo de r ; este plano podría llevar arriba toda la topografía. Aplicando la transformada de Fourier a la ecuación (13):

$$\begin{aligned} F[U(r_0)] &= \int_X dS_0 U(r_0) \exp(ik \cdot r_0) \\ &= G\rho \int_X dS_0 \int_D dS \exp(ik \cdot r_0) \int_0^{h(r)} dz |r_0 - r| \quad (14) \end{aligned}$$

Intercambiamos el orden de las integrales para resolverlas ordenadamente, con lo cual obtenemos

$$F[U] = G\rho \int_D dS \int_0^{h(r)} dz \int_X dS_0 \exp(ik \cdot r_0) |r_0 - r|. \quad (15)$$

La última integral es una transformada de Hankel, la cual puede resolverse por medio de coordenadas polares (ver *Bracewell, 1965 p.244-249*). Descomponiendo la última integral, se obtiene

$$\int_X dS_0 \exp(ik \cdot r_0) / |r_0 - r| = \int_X dS_0 \exp(ik \cdot r_0) [(x_0 - x)^2 + (y_0 - y)^2 + (z_0 - z)^2]^{1/2}$$

definiendo $(x_0 - x)^2 + (y_0 - y)^2 + (z_0 - z)^2 = a^2$, y sustituyendola en la ec. anterior

$$\int_X dS_0 \exp(ik \cdot r_0) / |r_0 - r| = \int_X 1/(r^2 + a^2)^{1/2} \exp(ik \cdot r_0) dS_0$$

ahora se utilizan las siguientes relaciones de las transformadas recíprocas de Hankel

$$F(q) = 2\pi \int_0^\infty f(r) J_0(2\pi qr) r dr$$

y

$$f(r) = 2\pi \int_0^\infty F(q) J_0(2\pi qr) q dq,$$

ahora utilizando las relaciones $f(x) \leftrightarrow F(q)$ (*Bracewell, 1965*).

$$1/(a^2 + r^2)^{1/2} \leftrightarrow \exp(-2\pi a q) / q$$

donde

$$a = (z_0 - z)$$

$$q = |k|$$

por lo tanto la integral en desarrollo quedará como sigue

$$\int_X dS_0 \exp(ik \cdot r_0) / |r_0 - r| = \frac{2\pi}{|k|} \exp(-|k|(z_0 - z)) \exp(ik \cdot r)$$

$$= \frac{2\pi}{|k|} \exp(ik \cdot r - |k|(z_0 - z))$$

este resultado se sustituye en la ecuación (15) y se obtiene la siguiente expresión

$$F[U] = G\rho \int_D dS \int_0^{h(r)} dz \{2\pi \exp(ik \cdot r - |k|(z_0 - z))\} / |k| \quad (16)$$

y ahora se resuelve explícitamente la integral con respecto a z

$$\begin{aligned} \frac{2\pi}{|k|} \int_0^{h(r)} \exp(ik \cdot r) \exp(-|k|(z_0 - z)) dz &= \frac{2\pi}{|k|} \exp(ik \cdot r) \int_0^{h(r)} \exp(-|k|(z_0 - z)) dz \\ &= \frac{2\pi}{|k|} \exp(ik \cdot r) [\exp(-|k|(z_0 - z)) / |k|]_0^{h(r)} \\ &= \frac{2\pi}{|k|^2} [\exp(-|k|(z_0 - h(r))) - \exp(-|k|z_0)] \\ &= 2\pi \exp(ik \cdot r - |k|z_0) (\exp(|k|h(r)) - 1) \end{aligned}$$

sustituyendo ahora esta igualdad en la ecuación (16),

$$F[U] = 2\pi G\rho \int_D dS \exp(ik \cdot r - |k|z_0) \{ \exp(|k|h(r)) - 1 \} / |k|^2 \quad (17)$$

esta integral, sin embargo no es aún una transformada de Fourier, pero expandiendo la segunda función exponencial en una serie de Taylor y reorganizando la sumatoria y la integración se obtiene:

$$F[U] = 2\pi G\rho \exp(-|k|z_0) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|k|^{n-2}}{n!} F[h^n(r)] \quad (18)$$

la cual si es una suma de transformadas de Fourier.

La corrección por terreno es de hecho la atracción vertical del material y no el potencial. El potencial se puede escribir como

$$U(r_0) = \frac{1}{4\pi^2} \int d^2k U(k) \exp(-|k|z \cdot r_0 - ik \cdot r_0) \quad (19)$$

La atracción gravimétrica vertical Δg está dada por la definición del potencial,

$$\Delta g = +\partial U / \partial z,$$

de las relaciones de arriba se tiene que

$$F[\Delta g] = -|k|F[U].$$

este resultado se aplica a la ecuación (19), con lo cual obtenemos la expresión para calcular el efecto gravimétrico

$$F[\Delta g] = -2\pi G\rho \exp(-|k|z_0) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(r)]. \quad (20)$$

II.b.1.- Convergencia de la serie.

La ecuación (20) sólo tiene sentido cuando las series de las transformadas de Fourier convergen y, aún más, la convergencia rápida es de vital importancia si la expresión es de utilidad práctica.

Primero necesitamos un límite sobre $F[h^n(r)]$ mientras n sea grande. De la definición de la transformada de Fourier

$$\begin{aligned} |F[h^n]| &\leq \int_D dS |h^n(r)| \cdot |\exp(ik \cdot r)| \\ &= \int_D dS |h^n(r)| \end{aligned}$$

$$\leq AH^n,$$

donde A es el área de D, el soporte de h, y $H = \max|h(r)|$, ambas cantidades vienen limitadas por consideración. Insertando este límite y comparando la serie con la del $\exp(|k|H)$, encontramos que la ecuación (20) es absoluta y uniformemente convergente en cualquier dominio limitado de el plano k (Whittaker y Watson, 1965). Prácticamente un límite superior en |k| viene de la separación no cero de los datos de observación.

Un fuerte resultado, que da una idea valiosa de la relación de convergencia puede escribirse como sigue. Rearreglando (20) tenemos

$$F^*[\Delta g] = -\frac{2\pi G\rho}{k} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{k^n \exp(-kz_0)}{n!} F[h^n] = -\frac{2\pi G\rho}{k} S,$$

ahora comparamos la serie para S con

$$S' = \sum_{n=1}^{\infty} A \exp(-kz_0) \frac{(kH)^n}{n!} = \sum_{n=1}^{\infty} AL_n(k);$$

de los límites en $F[h^n]$ sabemos que L_n es mayor en magnitud que su término correspondiente en S. Es mostrado fácilmente que $L_n(K) < (H/z_0)^n$, es independiente del valor de k, cuando $z_0 > 0$. Por lo tanto, cuando $H < z_0$ y $z_0 > 0$, la serie para S' es uniformemente convergente en el plano k completo, por la prueba de Weierstrass, se tiene que es verdadero de S también. Que $H/z_0 < 1$ y $z_0 > 0$ viene de la condición de que el plano de observación yace enteramente arriba del material en cuestión, como ya lo habíamos considerado.

Desde el punto de vista computacional, la utilidad del resultado es que la serie para S converge al menos tan rápido como $\sum (H/z_0)^n$ sin involucrar el valor de k. Así el valor más pequeño H/z_0 puede hacerse, garantizandose la rapidez de la razón de convergencia. Esto podría no aparecer, a menos que tengamos control sobre H/z_0 en un calculo dado, pero este no es el caso. En la ec. (20) escojemos $z=0$ para ser el fondo de la capa de material; este nivel es completamente arbitrario en problemas gravimétricos. Un desplazamiento del origen no afecta la validez de la ec. (20) pero altera los valores numéricos de z_0 , $h(r)$ y H. La estrategia obvia es la posición del plano $z=0$ tanto como hacer H/z_0 tan pequeño como sea posible; con un poco de

imaginación puede verse fácilmente que esto ocurre cuando $h_{\max} = -h_{\min} = H$. Por ejemplo cuando los valores mayores y menores de h tienen distancias iguales de $z=0$. Porque este resultado es basado en los límites superiores de varios términos, la convergencia rápida puede ocurrir con una diferente posición del origen.

II.c.- Comparación con el método de Talwani

Con el fin de hacer una comparación con el método de Talwani, se utilizó la topografía de una estructura sintética, con una forma que se intenta se parezca a un anticlinal, dicha estructura consta de 32 estaciones, separadas entre sí 1 km. y a una profundidad a su base de 3 km., se le asignó un contraste de densidad de 0.3 gr/cm^3 .

La figura 2 nos muestra el detalle de la topografía, así como los resultados de la obtención de la anomalía gravitacional, tanto del método descrito, como el de Talwani. En la leyenda está indicada la anomalía gravitacional derivada del método directo de Talwani.

Para calcular el efecto gravimétrico de la estructura se utilizó la ecuación 20, tomando las consideraciones de Guspi (1993): se escogió $Z=0$ para ser el fondo de la capa, el espesor de la capa $h(r) = 1 \text{ km.}$, y la cima de esta es el plano $Z_0 = 2 \text{ km.}$, dándole el contraste de densidad ya establecido. En la figura se aprecia que los resultados de ambos métodos concuerdan adecuadamente, por lo que se comprueba su validez, razón por la cual se recomienda su uso, ya que para el método directo se utiliza una topografía suave, que dan más idea geológica, y no prismas.

La razón fundamental por la que se decidió a realizar esta comparación fue para corroborar que los resultados de ambos métodos concuerdan, y porque las inversiones gravimétricas se realizaran a partir de datos reales.

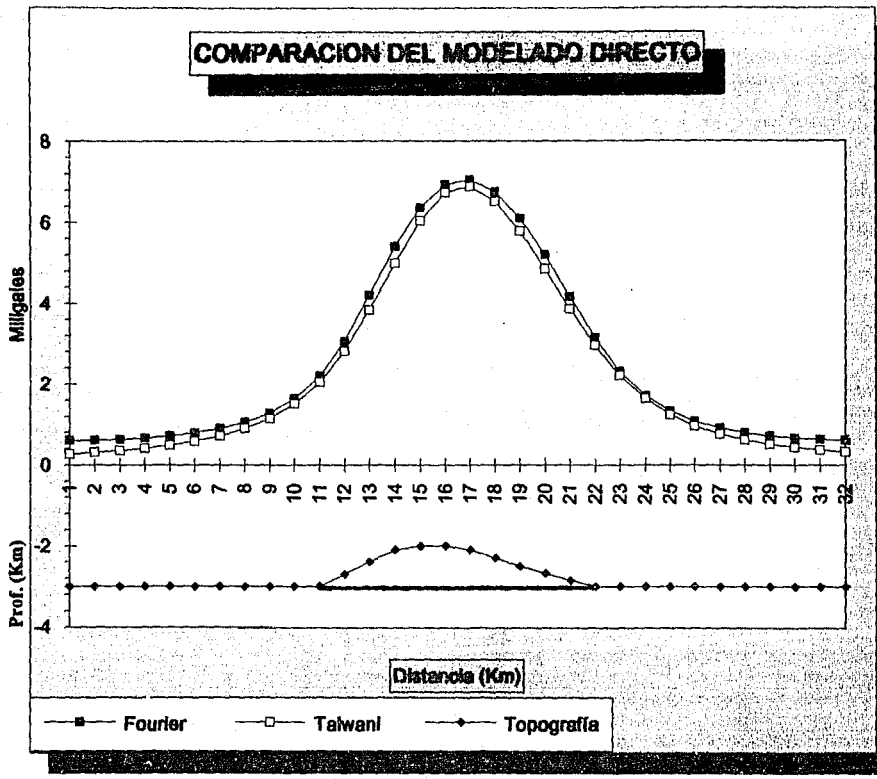


Fig. 2 Comparación de los métodos de Taiwani y el propuesto.

CAPITULO III

MODELADO INVERSO BIDIMENSIONAL

III.- MODELADO INVERSO BIDIMENSIONAL.

III.a.- Proceso no iterativo.

Partiendo de la ecuación (11) se puede deducir directamente la expresión que nos dará la topografía que provoca una anomalía gravimétrica, con solo despejar obtenemos que

$$H(k) = \frac{1}{2\pi G\rho} e^{2\pi|k|Z_0} A(k) \quad (21)$$

En la expresión anterior se tiene una dificultad muy grande en la convergencia de esta solución, debido a la presencia del término $e^{2\pi|k|Z_0}$ y formalmente no existe solución, a menos que $A(k)$ se atenúe más rápidamente que la exponencial. El término $A(k)e^{2\pi|k|Z_0}$ es numéricamente igual a la continuación descendente a una distancia Z_0 . Esto implica un proceso de continuación hasta la fuente que produce la anomalía, y en consecuencia las frecuencias altas, que se asocian con ruido y errores de truncamiento en los datos. Provocan factores exponenciales excesivamente grandes. Por tal motivo será necesario aplicar un filtro de suavizamiento a los datos observados. En gravimetría, el tener una anomalía de baja frecuencia es posible, ya que las longitudes de onda corta se producen generalmente por estructuras cerca de la superficie que aquellas más profundas.

Entonces, el filtro que se aplicará en este caso será de tipo Hanning, de tal manera, que si la anomalía que se invertirá está dada en N número de datos igualmente espaciados, entonces el modelo obtenido es determinado por la especificación de N amplitudes complejas entre $-fn$ y fn , donde fn es la frecuencia de Nyquist. La omisión de esta información de alta frecuencia resulta en una pérdida en el detalle estructural de la topografía. El filtro Hanning de suavizamiento tiene la siguiente forma:

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

donde F_r es la frecuencia de rechazo y F_c es la frecuencia de corte. La figura 3 nos muestra la forma de el filtro unidimensional de Hanning.

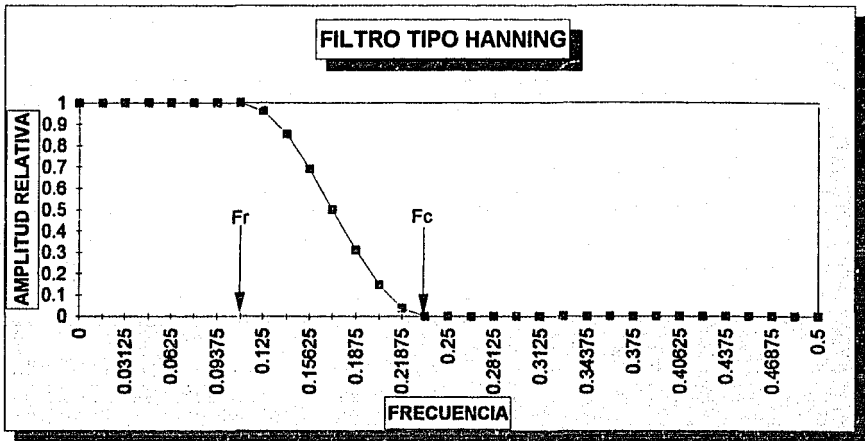


Fig. 3 Filtro de Hanning, mostrando las frecuencias de rechazo (f_r) y de corte (f_c).

Aplicando el filtro de suavizamiento en la ecuación (21) tendremos

$$H(k) = \frac{1}{2\pi G_p} e^{|k|Z_0} A(k)B(k), \quad (22)$$

donde $B(k)$ es el filtro en el dominio de la frecuencia elegido.

Finalmente las profundidades $h(x)$ se calculan mediante la transformada inversa de Fourier. Por lo tanto la ecuación equivalente a la ecuación (22) en el dominio del espacio es

$$h(x) = \frac{1}{2\pi G\rho} F^{-1} [\exp(2\pi |k| Z_0) \cdot A(k) \cdot B(k)] \quad (23)$$

Esta expresión dá la forma de una topografía inicial dentro del ambiente iterativo que se verá posteriormente, esta ecuación será de utilidad, ya que se considera como un modelo inicial, el cual se deformará hasta alcanzar el modelo final.

III.a.1.- Modelado de un Triángulo.

Por medio del método descrito en este capítulo se modeló un triángulo, con las siguientes características: el modelo topográfico consta de 32 estaciones espaciadas entre sí 1 km., se le asignó un contraste de densidad de 0.2 gr/cm³, las dimensiones de la estructura están descritas en la tabla No. 1.

| Punto | Profundidad |
|-------|-------------|
| 13 | 2 |
| 15 | 1.5 |
| 19 | 2 |

Tabla No. 1

Cabe aclarar que los puntos marcados en la tabla No. 1 son los puntos vertices de la estructura, por lo cual se considera como una estructura cerrada.

Se determinó la anomalía gravimétrica de la estructura cerrada, esta se obtuvo por medio del método directo de Talwani et al. (1959), la cual se puede ver en la figura No. 4.

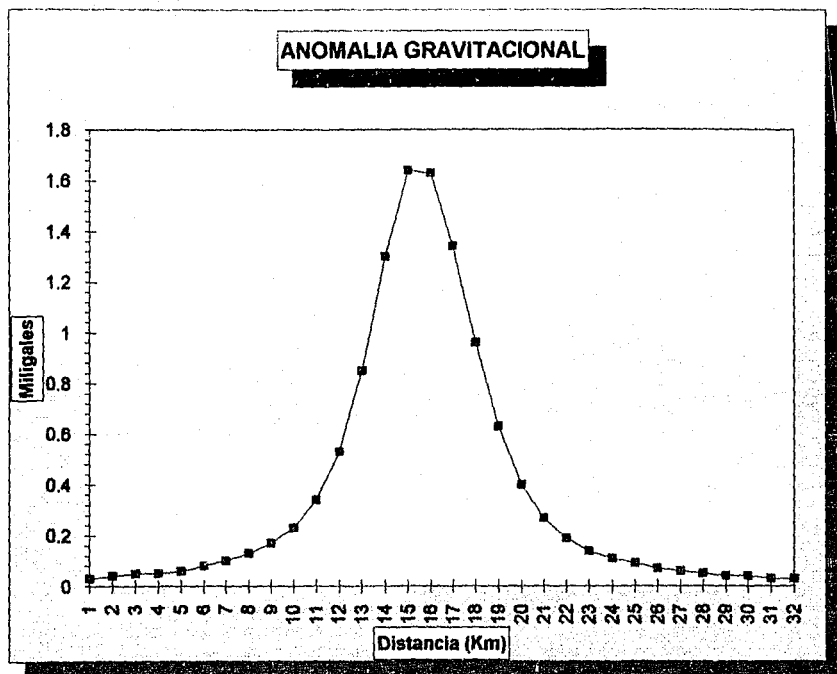


Fig. 4 Anomalia Gravitacional obtenida de un triángulo sintético

Posteriormente se obtuvo el espectro de potencia (fig. 5) de los datos gravimétrico, este se define como $E_p = Re^2 + Im^2$, donde Re es la parte real e Im la imaginaria de la transformada de Fourier de los datos gravimétricos. En el eje de las abscisas se grafican los números de onda y en el eje de las ordenadas se toma el logaritmo de el espectro de potencia. A partir de la gráfica se diseña el filtro de suavizamiento, al estilo de Spector y Grant (1970). Para este trabajo se utilizó el filtro de Hanning. El método de Spector y Grant es útil para inferir la profundidad de referencia Z_0 , de acuerdo a la expresión

$$Z_0 = \ln(S(k))/2k,$$

dada por los autores, en donde $S(k)$ es el espectro de potencia, k es el número de onda, y Z_0 es la profundidad estimada.

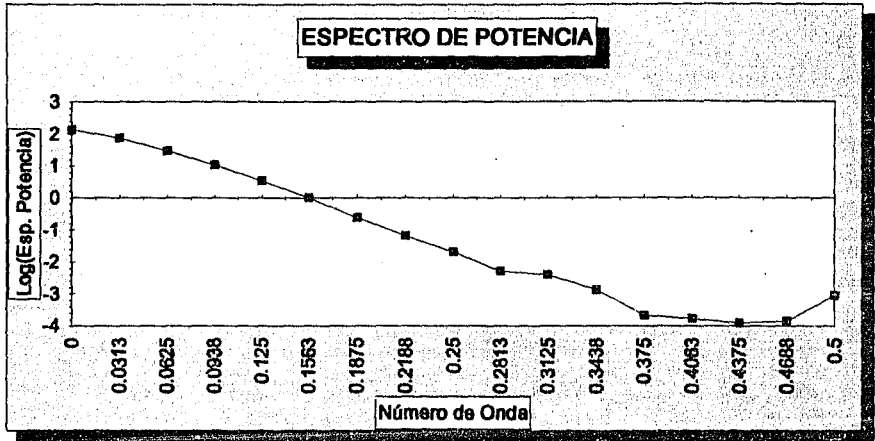


Fig. 5 Espectro de Potencia de los datos gravimétricos.

La profundidad estimada para la anomalía del triángulo fué de 2 Km., lo cual corresponde a la del modelo topográfico original.

La figura 6 muestra los modelos calculados, así como el modelo teórico, con el fin de comparar los resultados obtenidos. En este ejemplo se han aplicado diferentes frecuencias de corte. Se muestran los resultados para diferentes frecuencias. Se puede observar que cuando $B(k)$ tiene una forma muy abrupta ($F_r=2/32$, $F_c=4/32$) se obtiene una topografía muy suave, y que no concuerda con el modelo original. Esto es debido a que la inversión depende sólo de la información contenida en las bajas frecuencias y por tanto la solución es truncada muy rápidamente reflejando una forma muy suave. El mejor resultado

se obtiene con una $Fr=4/32$ y $Fc=10/32$, ya que esta inversión se ajusta adecuadamente a la topografía original, aunque en los extremos del cuerpo se presenta algo de oscilación.

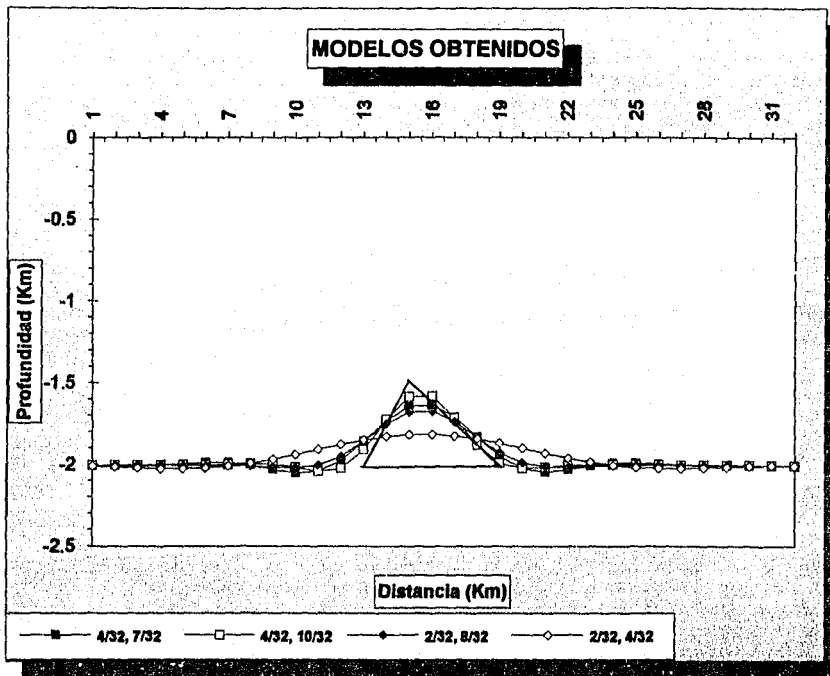


Fig. 6 Modelos obtenidos de la inversión

III.a.2.- Modelado de un Prisma.

El procedimiento seguido es similar al anterior. Las características del prisma propuesto son las siguientes: el cuerpo consta de 32 estaciones, espaciadas 1 km., la profundidad a la base es de 3 km., y el contraste de

densidad fue de 0.3 gr/cm^3 , en la tabla 2 se muestran los vertices que dan forma a la estructura:

| Punto | Profundidad |
|-------|-------------|
| 12 | 3 |
| 13 | 2.5 |
| 15 | 2 |
| 18 | 2.5 |
| 19 | 3 |

Tabla 2.

La anomalía gravimétrica calculada por el método de Talwani et al. (1959) de la estructura prismática se muestra en la figura 7.

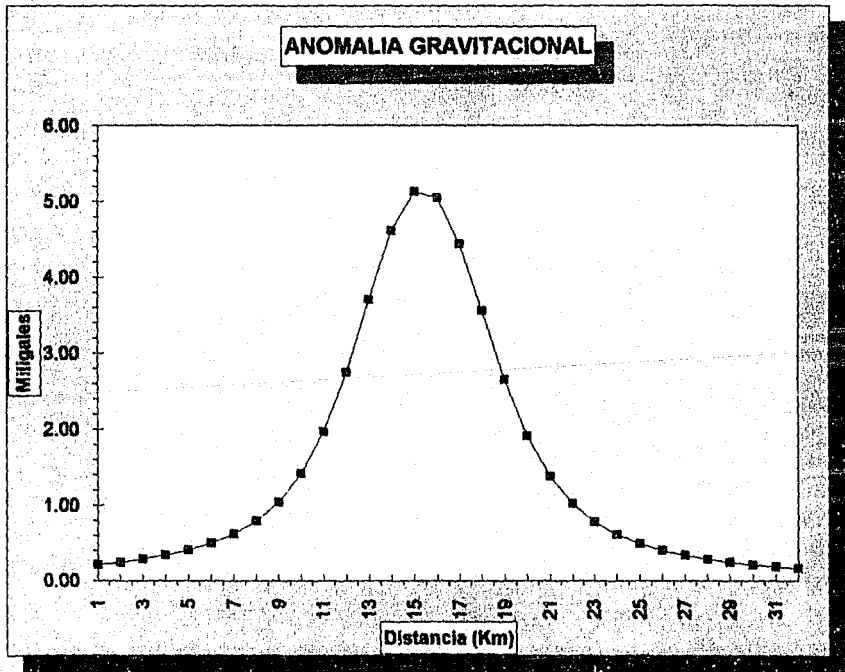


Fig. 7 Anomalia gravitacional de el prisma

La figura 8 es la representación gráfica del espectro de potencia. Esta nos sirve para determinar los valores de las frecuencias de rechazo y de corte, aquí se observa que la mejor opción con respecto a la f_c es el valor de 10/32, con esto se asegura darle al resultado la forma más aproximada al cuerpo original, ya que se eliminan las frecuencias altas que provocarían oscilaciones al modelo final. La profundidad estimada por medio de la pendiente del espectro de potencia es de 3 km., que corresponde a la base de la topografía del cuerpo propuesto.

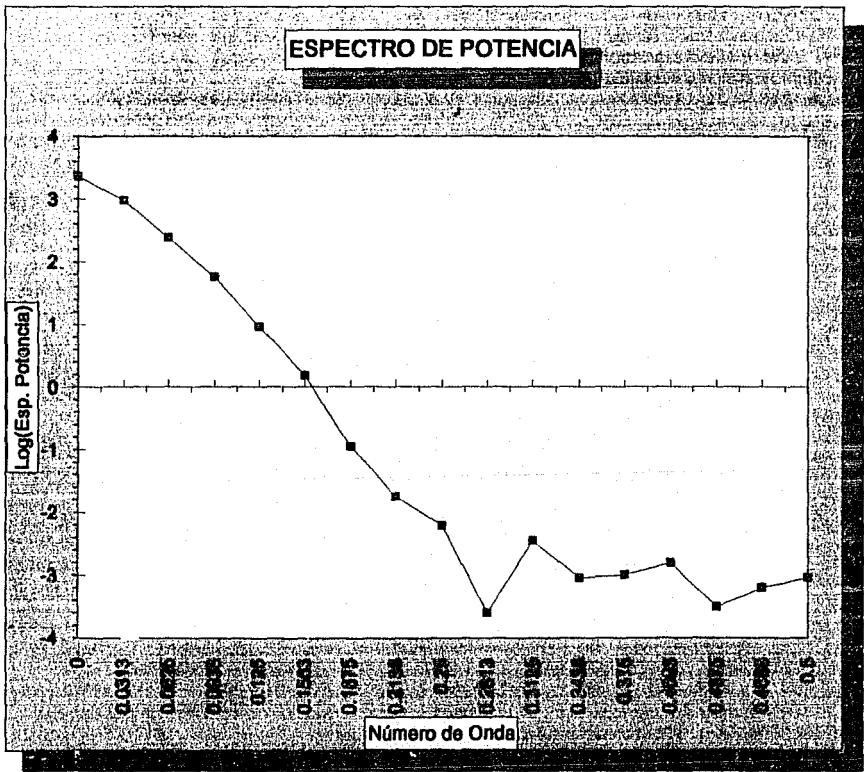


Fig. 8 Espectro de Potencia de los datos gravimétricos

La figura 9 nos muestra los resultados obtenidos, el resultado al aplicar el filtro con $F_r=2/32$ y $F_c=6/32$ es una topografía suave, ya que corta más las altas frecuencias que los otros filtros aplicados. El mejor resultado se obtiene con una $F_r=4/32$ y $F_c=7/32$, como se indica en la figura.

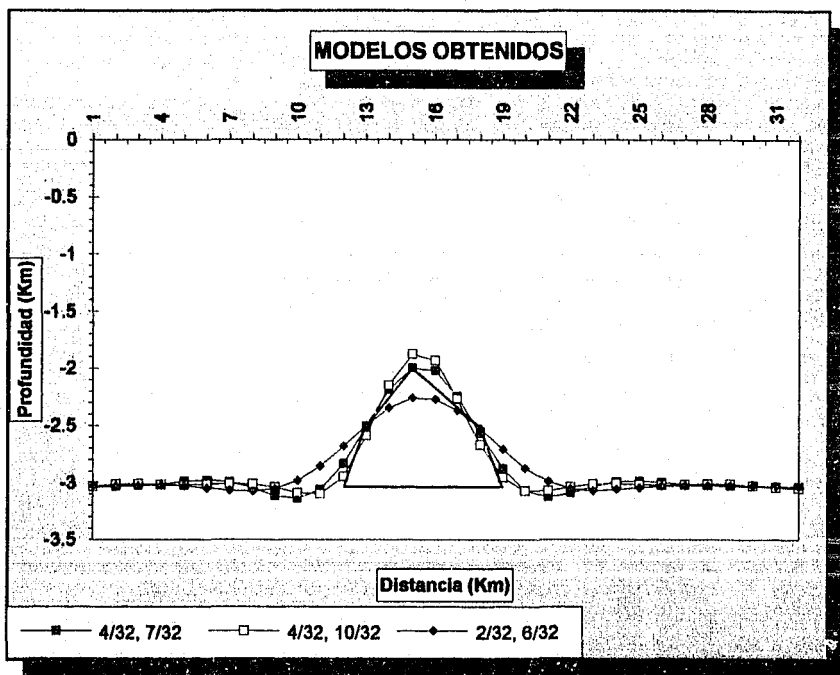


Fig. 9 Modelos topográficos obtenidos para el prisma.

III.a.3.- Modelado de una Cuenca.

Se diseñó una estructura en forma de cuenca, la cual consiste de 64 puntos y con un espaciamiento entre puntos de 1 km, se le asignó un contraste de densidad de -0.2 gr/cm^3 .

La tabla No. 3 nos da los puntos en los que se forman los vértices que le dan la forma a la estructura sintética en forma de cuenca.

| Punto | Profundidad |
|-------|-------------|
| 22 | 1 |
| 23 | 1.5 |
| 27 | 2 |
| 30 | 2.5 |
| 32 | 2.5 |
| 35 | 2 |
| 38 | 1.5 |
| 41 | 1 |

Tabla 3

La anomalía gravitacional observada se muestra en la figura 10. Siguiendo el mismo proceso para inferir Z_0 , se aplicaron diferentes filtros para el cálculo de $B(k)$

La figura 11 muestra los perfiles topográficos obtenidos al invertir la anomalía gravitacional con cuatro distintos filtros, la identificación de cada uno puede verse en la leyenda incluida en la gráfica. En general los resultados no definen muy bien la parte central de la cuenca, esto es debido a lo abrupto de los valores de la misma topografía, que debido a las limitaciones del método, le imposibilita definir vértices muy agudos, comunmente asociados a valores altos de k . Sin embargo, las partes laterales de la cuenca son resueltas adecuadamente. El mejor resultado se obtuvo con el filtro a una $Fr=8/64$ y $Fc=16/64$, ya que a pesar de lo abrupto del fondo de la cuenca, difiere sólo de aproximadamente 0.2 km., lo cual es corresponde a un error menor al 10 %.

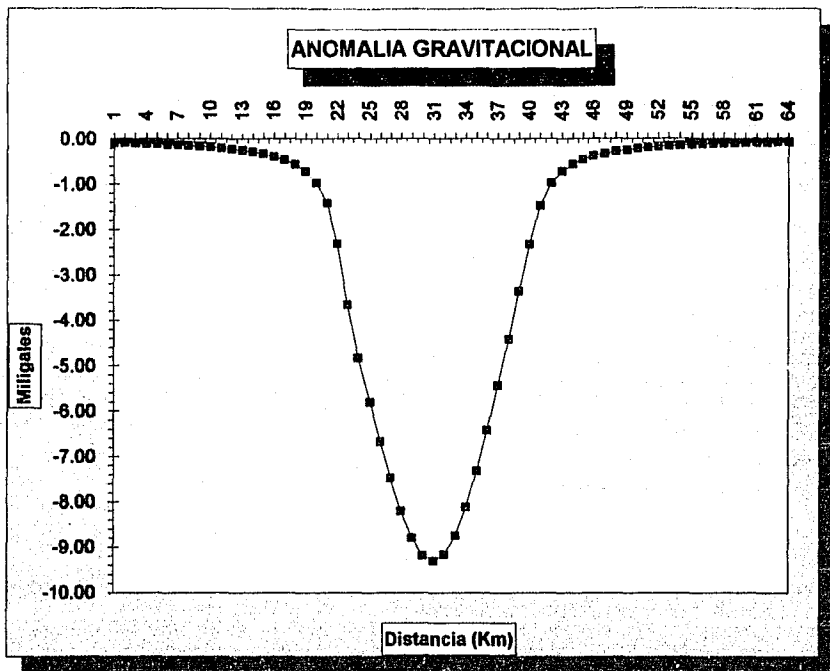


Fig.10 Anomalia gravitacional de la cuenca.

El proceso anterior permite definir un modelo inicial bastante cercano al verdadero. En los procesos de inversión en el dominio del número de onda, los parámetros físicos que caracterizan al modelo tienen que ser definidos a priori, tomando en cuenta estudios geofísicos y geológicos previos, de tal manera que el cuerpo propuesto cumpla con las condiciones del problema. Por tanto, es de esperarse que dicho modelo converga al verdadero. En este caso el modelo inicial es aproximado es aproximado por una capa delgada, la cual se encuentra a una profundidad Z_0 . En el proceso de inversión no iterativa esta capa es perturbada de acuerdo a la ecuación (23).

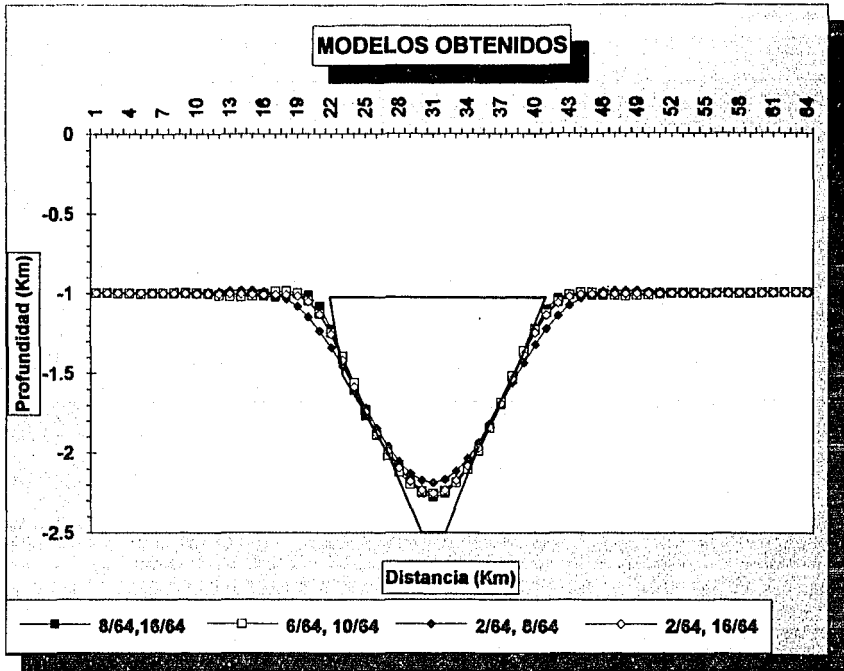


Fig. 11 Modelos topográficos obtenidos para la cuenca.

III.b.- proceso iterativo.

Oldenburg (1974) plantea un procedimiento iterativo para calcular la forma de un cuerpo perturbador, dada la anomalía gravimétrica, basado en un rearrreglo de la fórmula desarrollada por Parker (1973) para el cálculo rápido de la anomalía gravitacional producida por una capa bidimensional no plana y de densidad constante.

Considerece un sistema de coordenadas cartesianas x - y , donde la anomalía gravitacional está dada por $\Delta(g)$, y los límites superior e inferior de la capa perturbadora se denotan por $z=0$ y $z=h(x)$ respectivamente, para evitar problemas de convergencia se asume que la capa exterior desaparece fuera de algún dominio finito D .

La transformada de Fourier de la anomalía gravitacional se obtiene reduciendo la fórmula bidimensional de Parker a una forma unidimensional, entonces

$$F[\Delta(g)] = -2\pi G\rho e^{-|k|Z_0} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(x)] \quad (24)$$

donde ρ es el contraste de densidad entre los dos medios y G es la constante de gravitación universal de Newton. Tomando $n=1$ en la suma infinita y reorganizando los términos obtenemos

$$F[h(x)] = -\frac{F[\Delta g(x)]e^{|k|Z_0}}{2\pi G\rho} - \sum_{n=2}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(x)]. \quad (25)$$

Donde ρ y Z_0 son conocidos (o asumidos). Note que el primer término de la ecuación (25) es para $n=1$ y corresponde a la expresión (20) que produce el modelo inicial. 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 (25); la transformada de Fourier de esta función da un valor actualizado de la topografía. El procedimiento iterativo continúa hasta que se alcanza algún criterio de convergencia. Es importante hacer notar que el cálculo de $h(x)$ a partir de la ecuación (25) involucra aproximadamente el mismo número de cálculos que cuando se resuelve el algoritmo directo; por lo tanto cada iteración se calcula rápidamente, y el tiempo de cálculo es gobernado por el número de iteraciones realizadas.

III.b.1.- Convergencia de la serie.

Granser (1986) realizó investigaciones para comprobar matemáticamente el diseño empírico del filtro empleado por Oldenburg (1974). Granser (1986) propone lo siguiente:

Aplicando la transformada inversa de Fourier a la ecuación (25) obtenemos la siguiente expresión:

$$h = F^{-1} \left[-\frac{F[\Delta g(x)] \exp(|k|Z_0)}{2\pi G\rho} - \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(x)] \right] \quad (26)$$

La ecuación (26) es un problema de punto fijo $h=P(h)$, donde P está dado por el lado derecho de la ecuación. El problema punto fijo sugiere inmediatamente el método de iteraciones sucesivas

$$h_{i+1} = P(h), \quad i = 1, 2, 3, \dots \quad (27)$$

Una solución única h^* de la ecuación (27) podría ser ideal, con $\|h^* - h_i\| \rightarrow 0$ como $i \rightarrow \infty$; $\|\cdot\|$ es una norma. Se toma la norma l_2

$$\|h\| = \left(\int_{-\infty}^{\infty} |h|^2 dx \right)^{1/2}$$

Oldenburg observó que el procedimiento iterativo requiere de un filtraje pasa bajos de la gravedad con una frecuencia de corte determinada empíricamente. De acuerdo a las investigaciones de Granser la convergencia está restringida para anomalías con espectro $F[\Delta g]=0$, para $|f| > f_0$.

Esta convergencia implica un operador $P(h)$ truncada a la misma frecuencia de corte f_0 como en la ecuación (26). El resultado conlleva una pérdida de información de alta frecuencia, pero esta pérdida es generalmente

necesaria para asegurar la convergencia. Es decir, se sacrifica resolución en aras de una minimización en los errores.

Un teorema básico concerniente a la convergencia de un proceso iterativo es el teorema de punto fijo de Banach (e.g. Apostol, 1969), el cual asegura la convergencia de cualquier proceso iterativo (ec. 27). Si P es un operador de contracción. Se dice que P es un operador de contracción en cualquier subconjunto S si

$$\|P(h) - P(l)\| \leq \alpha \|h - l\| \quad -1 < \alpha < 1 \quad (28)$$

para toda $h, l \in S$. Entonces P posee un único punto fijo h^* en S y la secuencia $\{h_n\}$ definida por la ecuación (28) converge hacia h^* .

Por lo tanto considerando

$$\|P(h) - P(l)\| = \left\| F^{-1} \left\{ \sum_{n=2}^{\infty} \frac{(2\pi/l)^{n-1}}{n!} [F\{l^n\} - F\{h^n\}] \right\} \right\| \quad (29)$$

y que la transformada de Fourier es un operador isométrico en l_2 las funciones $\|h\| = \|l\|$ (teorema de Rayleigh, e.g. Meskó, 1984), la ecuación (29) puede escribirse como

$$\|P(h) - P(l)\| = \left\| \sum_{n=2}^{\infty} \frac{(2\pi/l)^{n-1}}{n!} [F\{l^n\} - F\{h^n\}] \right\| \quad (30)$$

Después de aplicar la desigualdad del triángulo y usando la propiedad espectral de P ,

$$\|P(h) - P(l)\| \leq \sum_{n=2}^{\infty} \frac{(2\pi/l)^{n-1}}{n!} \|F\{l^n - h^n\}\| \quad (31)$$

Aplicando el teorema de Rayleigh una vez más se obtiene

$$\|P(h) - P(l)\| \leq \sum_{n=2}^{\infty} \frac{(2\pi/l)^{n-1}}{n!} \|h^n - l^n\| \quad (32)$$

La ecuación (28) sugiere una relación entre $\|h^n - l^n\|$ y $\|h - l\|$ que puede ser encontrado aplicando el teorema del valor medio de las derivadas (e.g. Apostol, 1967). Sin perder generalidad, se expresa $h(x) = b$ y $l(x) = a$ para un valor fijo de x . Entonces $b^n - a^n = n\xi^{n-1}\{b - a\}$ con $\xi \in \{a, b\}$ de acuerdo a el teorema del valor medio, y tomando en cuenta que ξ se encuentra por $|\xi| \leq M$ con $M = \max\{|a|, |b|\}$,

$$|b^n - a^n| \leq nM^{n-1} \|b - a\| \quad (33)$$

la desigualdad (33) puede aplicarse para todos los valores de x . Asumiendo que el rango de la función del relieve topográfico es limitado, entonces

$$\|h^n - l^n\| \leq nM^{n-1} \|h - l\| \quad (34)$$

si $|h(x)|, |l(x)| \leq M$ para todas las x . Tomando en cuenta el criterio de la ecuación (34), la ecuación (32) puede escribirse como

$$\begin{aligned} \|P(h) - P(l)\| &\leq \sum_{n=2}^{\infty} \frac{(2\pi f_0 M)^{n-1}}{(n-1)!} \|h - l\| \\ &\leq \alpha \|h - l\|, \end{aligned} \quad (35)$$

con $\alpha = \exp(2\pi f_0 M) - 1$.

Si $2\pi f_0 M \ll \ln(2)$, la constante de contracción α es menor de 1 y se asegura la convergencia por el teorema de punto fijo de Bannach. De aquí, si la gravedad observada es producida por una función de relieve topográfico $h(x)$ limitado por $M = \max |h(x)|$, una frecuencia de corte $f_0 = \ln(2)/2\pi M$ garantiza la convergencia de el proceso iterativo de la ecuación (27)

Note que la frecuencia de corte f_0 depende sólo indirectamente sobre la actual anomalía gravimétrica Δg , el contraste de densidad asumido y el nivel de Z_0 . Estos parámetros influyen directamente sobre la función del relieve topográfico $h(x)$ la cual puede encontrarse en la anomalía de gravedad observada (e.g. Skeels, 1947). Por el conocimiento de los efectos de estos parámetros, se considerará que el primer término de el lado derecho de la ecuación (26) es

equivalente al concepto del estrato equivalente (e.g. Grant y West, 1965). En la práctica, el concepto del estrato equivalente puede ser usado para estimar M , el máximo de $|h(x)|$. Que en si se aproxima la profundidad obtenida a través del método de Spector y Grant (1970).

Finalmente, note que la frecuencia de corte f_0 garantiza la convergencia. Esta frecuencia no es necesariamente un límite superior de el valor de una frecuencia de corte para obtener convergencia, porque el criterio de convergencia es derivado de desigualdades.

III.b.2.- Modelado de Una Protuberancia.

Para ejemplificar la utilidad del método iterativo, se considerará la anomalía gravitacional de una protuberancia (ejemplo similar al de Oldenburg, 1974), como se muestra en la figura 12. Esta tiene una profundidad a la base 7 km., una anchura (a la base) de 20 km., una altura de 4 km. y una densidad de 1 g/cm^3 , se consideraron 128 estaciones espaciadas 1 km. entre si. La atracción gravitacional se calculó por medio de la ecuación (20) a una profundidad de referencia $Z_0 = 5 \text{ km.}$

Para hacer un análisis se recurrió a elaborar una tabla en la cual se utilizaron tres tipos de filtros, tres profundidades de referencia y tres densidades (tabla 4). El procedimiento iterativo terminó cuando la diferencia rms entre dos sucesivos valores de $h(x)$ fué menor a 0.5 mts., y el número de términos en la sumatoria infinita de cada iteración estuvo controlada cuando la división del último término entre el segundo término fué menor de 0.005.

La tabla 4 muestra la diferencia rms a la última iteración (ERMS), el número de iteraciones (ITER), y el valor absoluto del error entre los datos de gravedad observados y calculados (ME), así como cuando el procedimiento fué divergente (DIV).

La tabla muestra los resultados obtenidos. Se puede concluir que al utilizar el filtro (20/128, 25/128) los resultados fueron aceptables para 3 km., pero no para profundidades de referencia mayores.

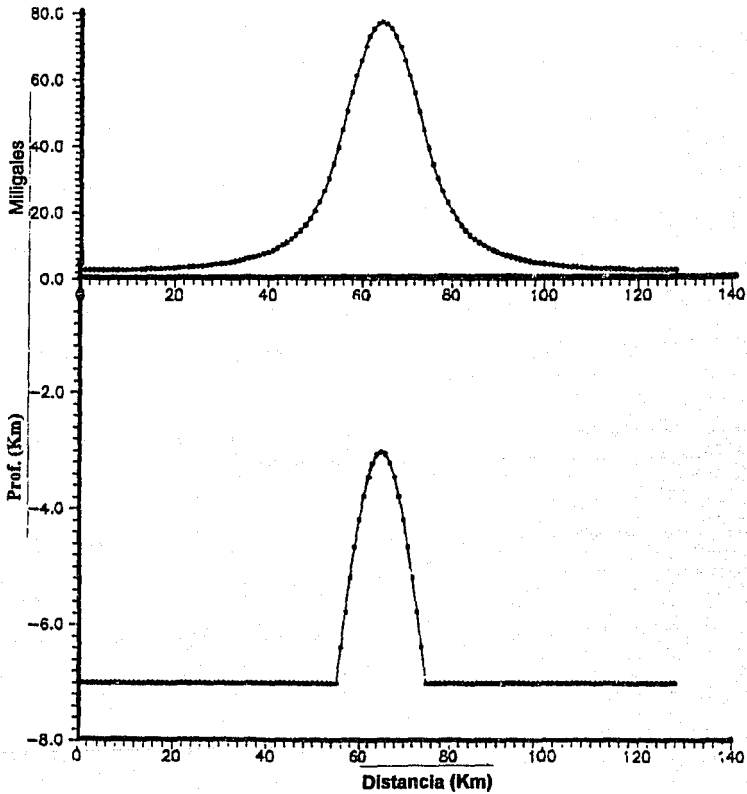


Fig. 12 Topografía y anomalía gravitacional de la protuberancia.

Para el filtro (10/128, 20/128), se obtuvo convergencia para 3, 5 y 7 km. de profundidad de referencia, aunque se requieren un mayor número de iteraciones, para la densidad de 0.75 g/cm^3 los resultados fueron divergentes.

| FILTRO (20/128, 25/128) | | | | | |
|-------------------------|-----|------|-------|-------|------|
| Zo | | P | 1.25 | 1.0 | 0.75 |
| 3 | Km. | ERMS | 0.19 | 0.48 | |
| | | ITER | 4 | 4 | DIV |
| | | ME | 0.009 | 0.002 | |
| 5 | Km. | ERMS | 0.49 | | |
| | | ITER | 6 | DIV | DIV |
| | | ME | 0.007 | | |
| 7 | Km. | ERMS | | | |
| | | ITER | DIV | DIV | DIV |
| | | ME | | | |
| FILTRO (10/128, 20/128) | | | | | |
| Zo | | P | 1.25 | 1.0 | 0.75 |
| 3 | Km. | ERMS | 0.25 | 0.22 | |
| | | ITER | 4 | 5 | |
| | | ME | 0.11 | 0.1 | |
| 5 | Km. | ERMS | 0.42 | 0.37 | |
| | | ITER | 5 | 7 | DIV |
| | | ME | 0.11 | 0.1 | |
| 7 | Km. | ERMS | 0.43 | | |
| | | ITER | 9 | DIV | DIV |
| | | ME | 0.1 | | |
| FILTRO (5/128, 10/128) | | | | | |
| Zo | | P | 1.25 | 1.0 | 0.75 |
| 3 | Km. | ERMS | 0.09 | 0.23 | 0.21 |
| | | ITER | 4 | 4 | 3 |
| | | ME | 2.47 | 2.73 | 3.19 |
| 5 | Km. | ERMS | 0.27 | 0.18 | |
| | | ITER | 4 | 5 | DIV |
| | | ME | 2.47 | 2.72 | |
| 7 | Km. | ERMS | 0.22 | | |
| | | ITER | 5 | DIV | DIV |
| | | ME | 2.46 | | |

Tabla 4.

En el caso del filtro (5/128, 10/128), se obtuvo convergencia, pero la topografía obtenida produce una anomalía gravitacional que no satisface a la original, por lo que en este caso se considera que hubo un sobrefiltraje.

Por último se muestra con un ejemplo ilustrado (figura 13) de la misma protuberancia, que la inversión gravimétrica es no-única, ya que las topografías reproducen la anomalía gravimétrica original. En el procedimiento de inversión se consideró un contraste de densidad de 1 gr/cm^3 , y se utilizó un sólo filtro a través de todas las inversiones realizadas, que fué de (10/128, 20/128), Es importante hacer notar que dichas topografías producen una anomalía gravimétrica que difiere de la observada sólo por 0.1 miligal.

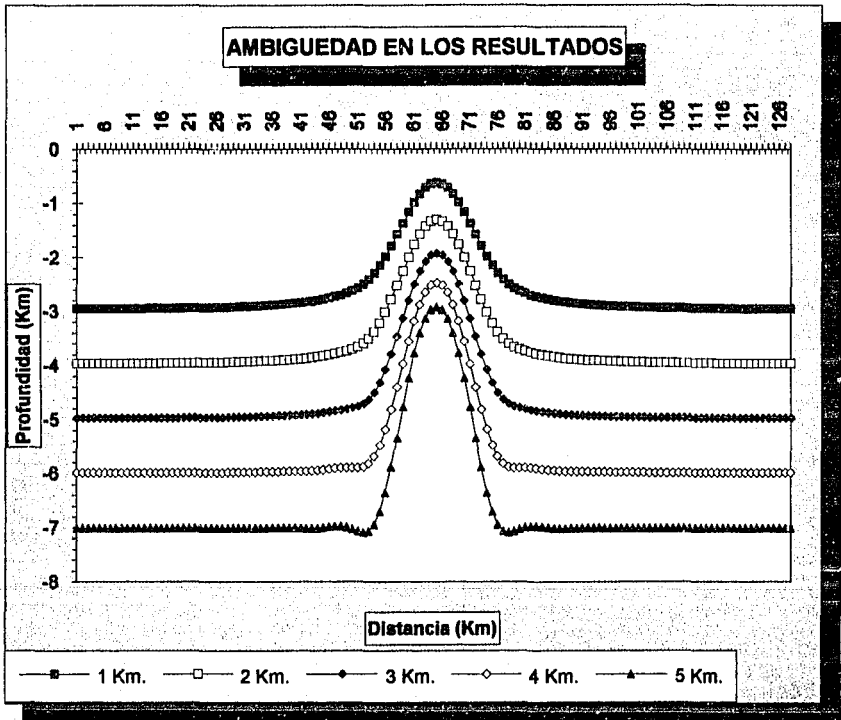


Fig. 13 Ambigüedad en la inversión gravimétrica.

III.b.3.- Ejemplo, Mount Desert Rock.

Otro ejemplo elegido para probar el método es el que plantea Oldenburg (1974), en el área de Mount Desert, el interés geofísico de este ejemplo es el de determinar la profundidad de la interface entre la corteza y el manto de la tierra, o sea, la profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic (Moho).

Los trabajos sismológicos indican que el Moho tiene una profundidad de 11 km. bajo las superficies oceánicas (Hart, 1969), y que se engrosa hacia la corteza continental. Se aplicó esta técnica de inversión para comprobar que las observaciones gravitacionales pueden ser usadas para delinear esta discontinuidad a lo largo secciones perpendiculares a la margen continental.

Oldenburg usó un perfil gravitacional de 22 mediciones pendulares en Mount Desert Rock dadas por Worzel (1965). Este remueve el efecto de los sedimentos y el agua, dando como resultado el perfil mostrado en la figura 14.

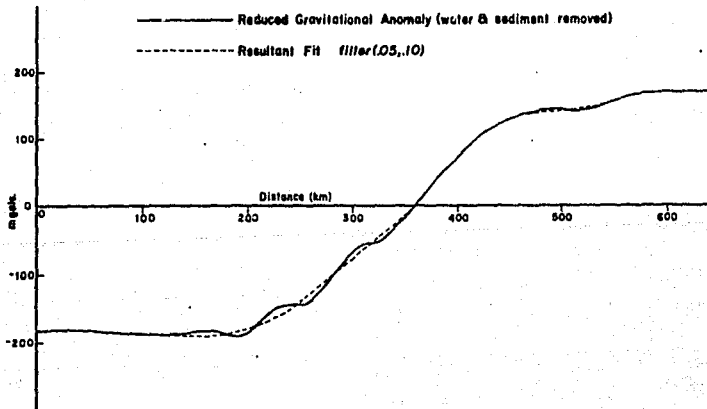


Fig. 14 Perfil gravimétrico trabajado por Oldenburg (1974).

En este trabajo se utilizaron observaciones de un perfil interpolado a cada 50 km., con lo que se obtuvo una anomalía de 13 puntos, para hacer un total de 600 km., esta es mostrada en la figura 15.

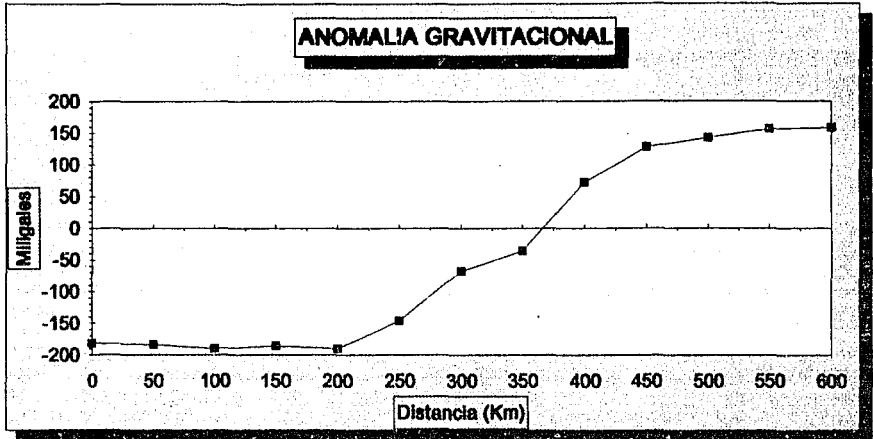


Fig. 15 Perfil gravimétrico trabajado en este caso

Por que el cálculo de una estructura no ambigua requiere de información adicional, se consideró un contraste de densidad entre la corteza y el manto de 0.43 gr/cm^3 , pensando que la corteza tiene una densidad de 2.84 gr/cm^3 y el manto de 3.27 gr/cm^3 . También se consideró que la profundidad a el Moho para 600 km es cercana a 11 km., lo cual corresponde al océano. Con estos datos se utilizó una profundidad de referencia de 22 km.

Los resultados obtenidos por Oldenburg (1974) se pueden ver en la figura 16. El utilizó tres distintos tipos de filtro, los cuales pueden identificarse en la leyenda de la figura.

La figura 17 muestra el resultado obtenido en este trabajo, utilizando un filtro con $Fr=9/16$ y $Fc=11/16$, En la gráfica se puede ver que entre 0 y 50 km. se tiene la parte más profunda, entre 50 y 200 km. la topografía se conserva plana, ya que se tiene un promedio de profundidad de 34 km. entre 200 y 450 km se tiene un ascenso en la topografía, en lo que se podría considerar la zona de transición entre la corteza continental y la corteza oceánica, ya al final, entre 450 y 500 km. se tiene un promedio de profundidad de 12 km. aproximadamente.

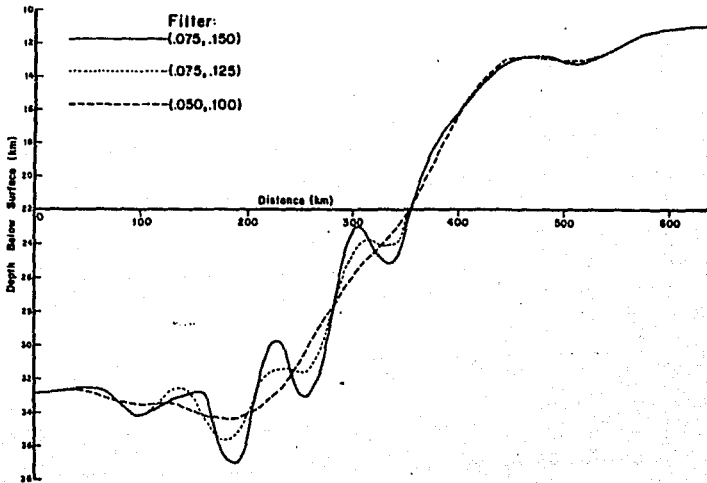


Fig. 16 Modelos topográficos obtenidos por Oldenburg (1974).

La diferencia entre estos resultados se pueden apreciar principalmente entre 0 a 50 km, en los que en el presente trabajo se postula una profundidad del Moho más abajo que los que determina Oldenburg (1974), esto puede ser debido a que el número de datos que se utilizaron fué de tan sólo 13. Aunque en términos generales se concuerda aceptablemente.

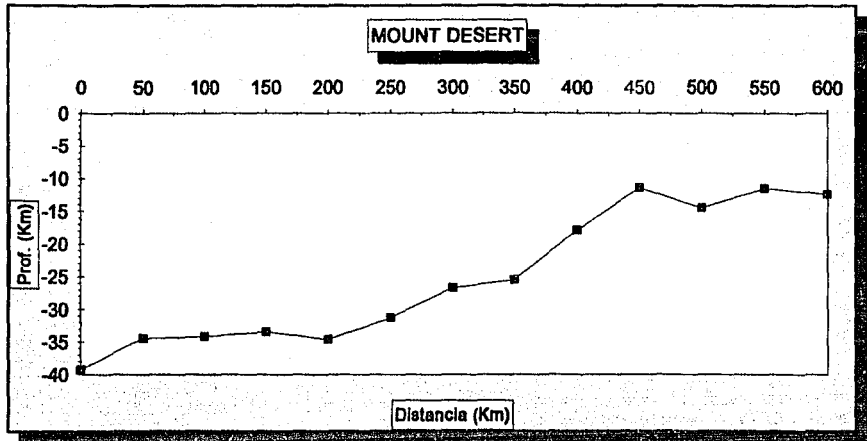


Fig. 17 Modelo obtenido en este trabajo.

Debido a que se interpolaron 13 datos, se hizo un ajuste para invertir 16, ya que la transformada de Fourier exige que el número de datos sea una potencia de 2, entonces se repitió el último valor del perfil, este procedimiento no altera los resultados. El número total de términos realizados en el proceso de inversión fué de 186. Este proceso es sumamente rápido, pues toma de orden de medio minuto el llegar al resultado que aparece en la fig. 17.

CAPITULO IV

MODELADO INVERSO TRIDIMENSIONAL

IV.- MODELADO INVERSO TRIDIMENSIONAL

IV.a.- Proceso no iterativo.

La inversión de anomalías gravimétricas debidas a cuerpos de tres dimensiones se obtiene bajo las mismas consideraciones que las del caso de dos dimensiones.

El efecto gravimétrico en cualquier punto $P(x,y,0)$ debido a un elemento de volumen $dx'dy'dz'$ localizado en $Q(x',y',z')$ está dado por:

$$a(x,y) = G\rho \iiint_V \frac{z'dx'dy'dz'}{[(x-x')^2+(y-y')^2+z'^2]^{3/2}} \quad (36)$$

si se integra con respecto a z' y se obtiene

$$a(x,y) = G\rho \int_{-\infty}^{\infty} dn \int_{-\infty}^{\infty} dv \int_{d(u,v)}^{Z_0} \frac{z'dz'}{[(x-x')^2+(y-y')^2+z'^2]^{3/2}} \quad (37)$$

$$a(x,y) = -G\rho \int_{-\infty}^{\infty} dx' \int_{-\infty}^{\infty} dy' \left[\frac{1}{(R^2+Z_0^2)^{1/2}} - \frac{1}{(R^2+d^2)^{1/2}} \right]$$

donde

$$R^2 = (x-x')^2 + (y-y')^2$$

Se define como $h(x,y) = Z_0 - d(x,y)$, se obtiene si $H < Z_0$

$$a(x,y) = -G\rho \int_{-\infty}^{\infty} dx' \int_{-\infty}^{\infty} dy' \left[\frac{1}{(R^2+Z_0^2)^{1/2}} - \frac{1}{(R^2+Z_0^2-2Z_0h)^{1/2}} \right]$$

Desarrollando ahora la función $(R^2+Z_0^2-2Z_0h)^{-1/2}$ en series de Taylor, conservando únicamente los términos lineales en $h(x,y)$

$$a(x, y) = G\rho Z_0 \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{dx'dy'h(x', y')}{[(x-x')^2 + (y-y')^2 + Z_0^2]^{3/2}} \quad (38)$$

esta expresión tiene la forma de la integral de convolución bidimensional.

La transformada doble de Fourier de una función $h(x, y)$ se define como:

$$H(kx, ky) = F[h(x, y)] = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} h(x, y) e^{-2\pi i(kx + ky)} dx dy \quad (39)$$

Aplicando la transformada doble de Fourier a la ecuación (40) se obtiene:

$$A(kx, ky) = G\rho Z_0 H(kx, ky) F[1/(x^2 + y^2 + Z_0^2)^{3/2}] \quad (40)$$

La función $F[(x^2 + y^2 + Z_0^2)^{3/2}]$ tiene simetría cilíndrica y obviamente resulta más simple calcularla en coordenadas cilíndricas.

$$F[(x^2 + y^2 + Z_0^2)^{3/2}] = S(f) = \int_0^{\infty} \int_0^{2\pi} \exp\left(\frac{-2\pi i f r \cos(\theta - \delta)}{(r^2 + Z_0^2)^{3/2}}\right) r dr d\theta \quad (41)$$

donde $r = \sqrt{x^2 + y^2}$, $f = \sqrt{kx^2 + ky^2}$
 $\tan^{-1}\theta = y/x$, $\tan^{-1}\alpha = ky/ikx$

Definiendo a $\delta = \theta - \alpha$, la ecuación (43) queda como sigue:

$$S(f) = \int_0^{\infty} (r^2 + Z_0^2)^{-3/2} r dr \int_0^{2\pi} \exp(-2\pi i f r \cos \delta) d\delta$$

$$S(f) = 2\pi \int_0^{\infty} (r^2 + Z_0^2)^{-3/2} r dr J_0(2\pi f r) \quad (42)$$

donde $J_0(\beta) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \exp(-i\beta \cos \delta) d\delta$ es la representación integral de la función de Bessel de orden cero.

Se procede a evaluar la ecuación (42)

$$S(f) = 4\pi \sqrt{\frac{f}{Z_0}} k_{1/2}(2\pi f Z_0) \quad (43)$$

donde $k_{1/2}(2\pi f Z_0)$ es la función modificada de Bessel de orden 1/2. Se tiene

$$k_{1/2}(\beta) = \sqrt{\frac{\pi}{2\beta}} e^{-\beta}$$

En consecuencia, la ecuación (43) queda como:

$$S(f) = \frac{2\pi}{Z_0} \exp(-2\pi f Z_0) \quad (44)$$

Se Sustituye el resultado anterior en la ecuación (40), por lo que la componente vertical de la atracción gravitacional en el dominio de la frecuencia es

$$A(kx, ky) = 2\pi G \rho \exp(-2\pi f Z_0) H(kx, ky)$$

y simplemente despejando $H(kx, ky)$ se obtiene la expresión para calcular la topografía de la capa perturbadora, de manera que

$$H(kx, ky) = \frac{\exp(2\pi f Z_0)}{2\pi G \rho} A(kx, ky) \quad (45)$$

haciendo notar que esta expresión es similar a la obtenida para la inversión bidimensional no iterativa.

Al igual que para la inversión bidimensional no iterativa, debido a la presencia del término exponencial será necesario aplicar un filtro de suavizamiento bidimensional. Aplicando el filtro de suavizamiento de Hanning, la ecuación (45) queda como

$$H(kx, ky) = \frac{\exp(2\pi f Z_0)}{2\pi G \rho} B(f) A(kx, ky) \quad (46)$$

donde $B(f)$ es el filtro elegido.

Aplicando la transformada inversa bidimensional a la ecuación (46) obtenemos la ecuación que nos dará las profundidades de una estructura que produce una determinada anomalía

$$h(x, y) = \frac{1}{2\pi G\rho} F^{-1} [\exp(2\pi f Z_0) B(f) A(kx, ky)] \quad (47)$$

La cual es similar a la expresión que obtiene Díaz-Navarro (1973), y como en el primer inciso del capítulo anterior, la ecuación (47) dará la topografía inicial.

IV.a.1.- Modelado de una esfera.

Para demostrar la efectividad de la metodología mencionada se realizó una inversión gravimétrica a partir de la expresión gravimétrica de una esfera sintética, situada a 2 km de profundidad, y con un radio de 1.2 km., de tal manera que la profundidad entre la cima y la superficie es de .8 km. con un contraste de densidad asignado de 0.5 gr/cm³. La figura 18 muestra la anomalía calculada a partir de la expresión teórica, la cual es usada para aplicarle el proceso inverso.

El espectro radial se muestra en la figura 19,

La figura 20 muestra una perspectiva tridimensional del resultado de la inversión, la cual es excelente, ya que concuerda muy bien con las características del cuerpo original. El resultado depende fuertemente de las frecuencias utilizadas para el diseño del filtro de hanning, con $F_r=2/32$ y $F_c=12/32$.

La inversión se realizó por medio de la ecuación (47), con lo cual se obtiene la deformación inicial de la placa delgada. Introduciendo un proceso iterativo obtendrá un cuerpo más aproximado al propuesto, como se vera más adelante.

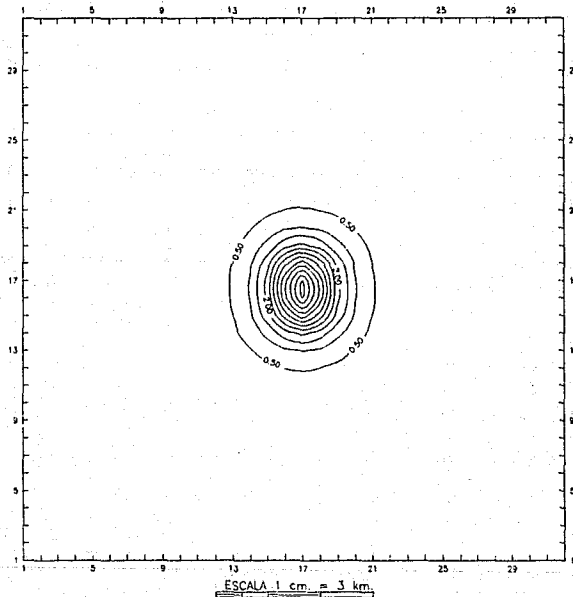


Fig. 18 Anomalia gravimétrica de la Esfera.

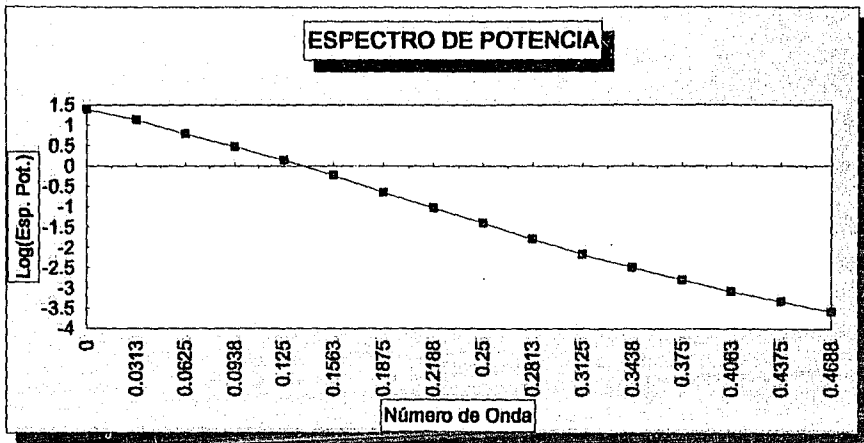


Fig. 19 Espectro de Potencia de los datos gravimétricos de la esfera.

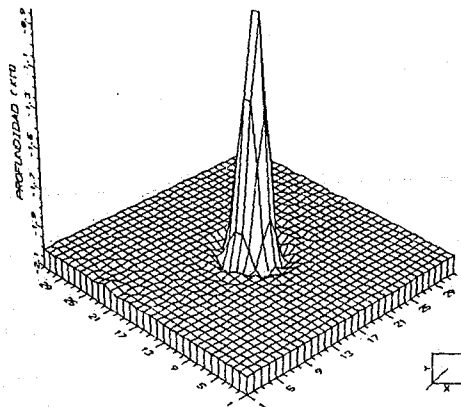


Fig. 20 Modelo obtenido de la inversión gravimétrica.

IV.b.- Proceso iterativo.

La expresión 25 desarrollada en el capítulo anterior para el proceso bidimensional iterativo, puede fácilmente extenderse a una forma tridimensional, ya que el vector de onda se analizó desde un punto de vista unidimensional, por lo que ahora se hace la siguiente consideración:

$$k=2\pi f,$$

pero f tiene forma bidimensional, lo que significa que tiene dirección tanto en u como en v , por lo que

$$k=2\pi(kx^2+ky^2)^{1/2},$$

sustituyendo esta igualdad en la ecuación 26 se obtiene la expresión que se utilizará para realizar la inversión gravimétrica tridimensional iterativa

$$F[h(x)] = \frac{F[\Delta(x)]_v |k| Z_0}{2\pi G \rho} - \sum_{n=2}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(x)] \quad (48)$$

Observandose que para el término $n=1$ se tiene la expresión para el modelo inicial desarrollado por Díaz-Navarro (1975), la expresión (48) indica que a partir de una topografía inicial se le ajustarán cantidades por medio de la sumatoria, hasta que algún criterio de convergencia sea alcanzado, o bien cuando un número de iteraciones previamente establecido se logre.

IV.b.1.-Comparación con el método de Análisis Espectral.

Dimitriadis et al. (1987) realizaron un trabajo muy interesante para la estimación de profundidades, mediante el análisis espectral de datos de gravedad.

Los métodos de análisis espectral han sido muy empleados, especialmente en los últimos años, las características de las anomalías gravimétricas observadas se transforman del dominio del espacio al dominio de las frecuencias, para analizar las características de las frecuencias (Bath, 1974).

Las relaciones de fase y amplitud entre las varias frecuencias se han utilizado extensamente para la interpretación de datos gravimétricos, particularmente en continuación descendente y para la estimación de profundidades (Spector y Grant, 1970; Trietel, Clement y Kaul, 1971; Green, 1972; Hahn, Kind y Mishra, 1976; Pal, Khurana y Unnikrishnan, 1979; Negui, Agrawal y Rao, 1983; Bose y Sengupta, 1984; Tselentis, Dimitriadis y Drakopoulos, 1986).

Dimitriadis et al. calculan las profundidades de acuerdo a la fórmula de la pendiente dada en el capítulo tres, similar al ejemplo del triángulo. Primero calculan los números de onda radial, por medio de anillos concéntricos y promediando en frecuencias se transforman a una gráfica entre el espectro promediado y la frecuencia radial. A través de un proceso de ventaneo se determinan las pendientes y las profundidades respectivas. Desafortunadamente, se pierde la información de las orillas.

Para iniciar la comparación, se muestra en la figura 21 el plano de la anomalía de Bouguer a partir de los datos publicados en el artículo de Dimitriadis et al. (1987). Los datos de la malla están espaciados cada 5 km., y están configurados cada 4 miligales.

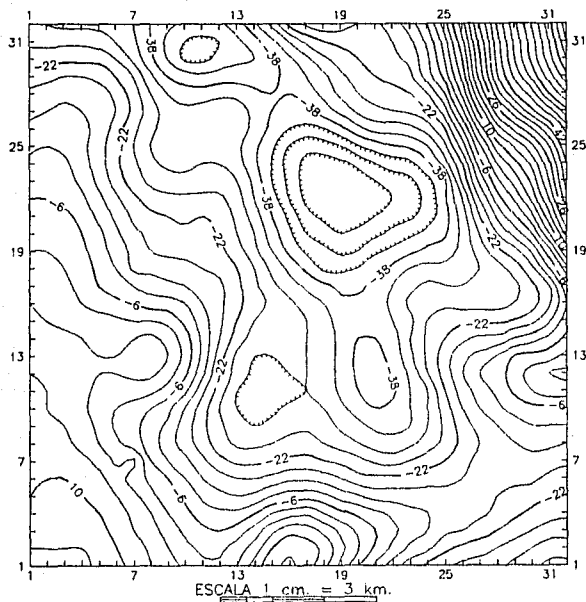


Fig. 21 Anomalía de Bouguer del área trabajada por Dimitriadis et al. (1987).

En la figura 22 se observa el mapa de resultados obtenidos por Dimitriadis et al. (1987), el cual consiste en una malla más pequeña, y como los puntos donde se obtienen las profundidades están más separados (debido a la anchura de la ventana y al paso de la misma), es más difícil configurarla y obtener un relieve topográfico adecuado, en realidad sus resultados producen un modelo muy suave.

En la figura 23 se representan los resultados obtenidos al aplicar dentro del proceso de inversión las siguientes consideraciones, ya que no se contaba con el contraste de densidad, y que el autor no menciona la fuente original de donde se obtuvo la información, se realizaron varias inversiones utilizando diferentes contrastes de densidad, la que más se aproxima a la magnitud de las profundidades obtenidas por Dimitriadis et al. (1987) fué aquella en donde se usó $\Delta\rho = 1 \text{ gr/cm}^3$. Dado que este parámetro solo escala el modelo, no se afectó la geometría del mismo. La profundidad de referencia fué de 12 km. y el filtro usado fué de $Fr=2/32$ y $Fc=6/32$. El modelo presentado fué obtenido después de dos iteraciones, siendo un poco más somero que el de Dimitriadis et al. (1987).

La segunda inversión se muestra en la figura 24, en este caso se varió la profundidad de referencia, la cual fué de 15 km. los demás datos introducidos al programa fueron como los anteriores.

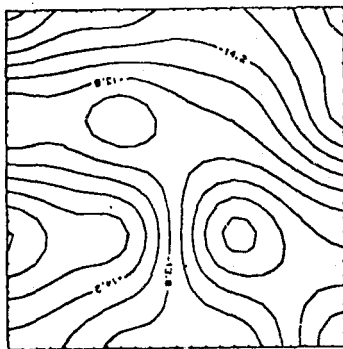


Fig. 22 Modelo obtenido por Dimitriadis et al. (1987).

Los resultados obtenidos son adecuados, y la malla final es del mismo tamaño que la de los datos originales, por lo tanto no hay pérdida de información lateral. Los dos planos tienen la misma estructura, solo que una es más somera que la otra, de donde se infiere que lo que se está obtenido corresponde a la profundidad del basamento.

Dentro de los resultados se observa claramente la forma que se define el eje principal de la cuenca, la cual se encuentra rodeada de altos de basamento. Dentro del eje de la cuenca se presentan tres partes más profundas, siendo la de la porción sur la que alcanza el valor más grande. En la parte Este del plano se observa un acomodamiento de isolíneas de profundidad, lo que indica la posibilidad de una falla, la cual hace que hacia la porción de la cuenca sea un bloque caído por algún evento tectónico, el cual determina el efecto que presenta actualmente.

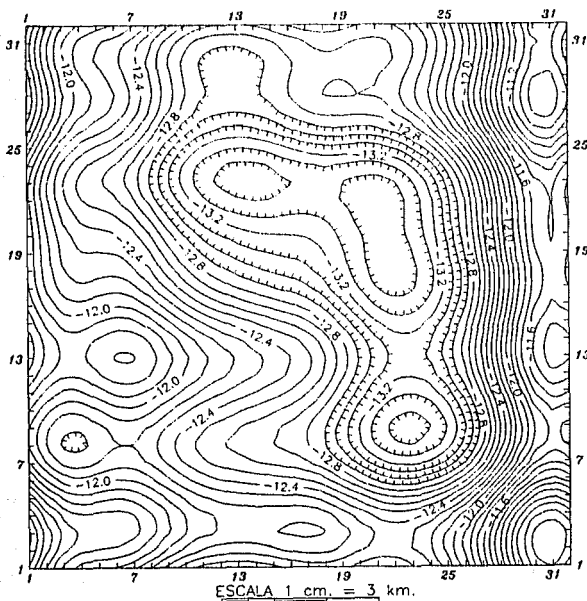


Fig. 23 Modelo obtenido en este trabajo, con $Z_0=12$ km.

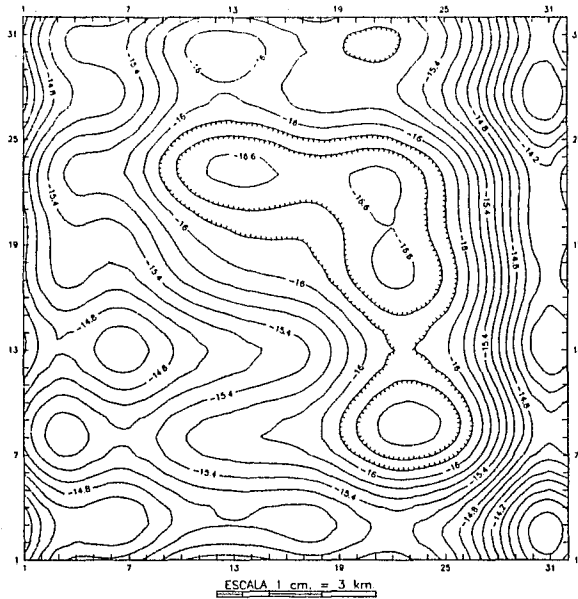


Fig. 24 Modelo obtenido en este trabajo, con $Z_0=15$ km.

CAPITULO V

APLICACION DEL METODO A CASOS REALES

V.- APLICACION DEL METODO A CASOS REALES.

V.a.- La cuenca de Xochimilco-Chalco.

V.a.1.- Localización y Marco Geológico del área.

La cuenca de Xochimilco-Chalco se encuentra localizada al sur de la Ciudad de México (figura 25). Posee un relleno sedimentario de depósitos fluviales y clástras 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 Chichinautzin.

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

V.a.2.- 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.

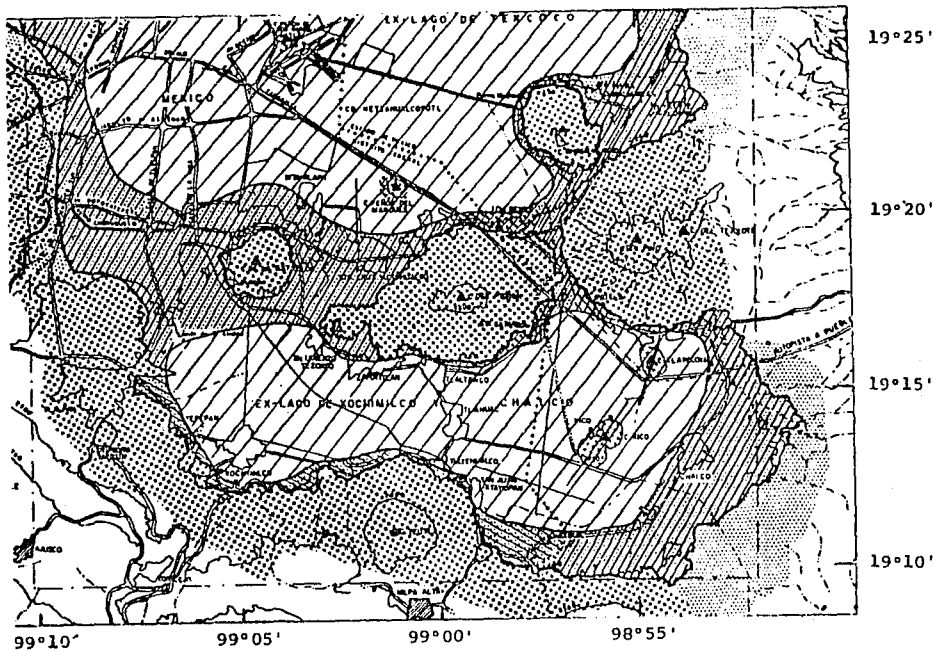


Fig. 25 Plano geológico y de localización de la Cuenca Xochimilco-Chalco (tomado de Mosser, 1978).

LEYENDA

| | | | |
|------|----------------------|---------|--------------|
| //// | Sedimentos Aluviales | Δ | Volcanes |
| //// | Sedimentos Lacustres | xxxxxxx | Rocas Igneas |

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 las Sierras 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 (Mooser, 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 (Mooser, 1978).

Las modificaciones que sufrió la cuenca fueron extraordinarias, ya que se formaron grandes abanicos de grava y arenas 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 (Mooser, 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 26 se muestra parte de su evolución. Así, de acuerdo a las descripciones de la

epoca (1521), en periodos de lluvias los cinco lagos se unian en el denominado lago de la Luna (Alvarez, 1993).

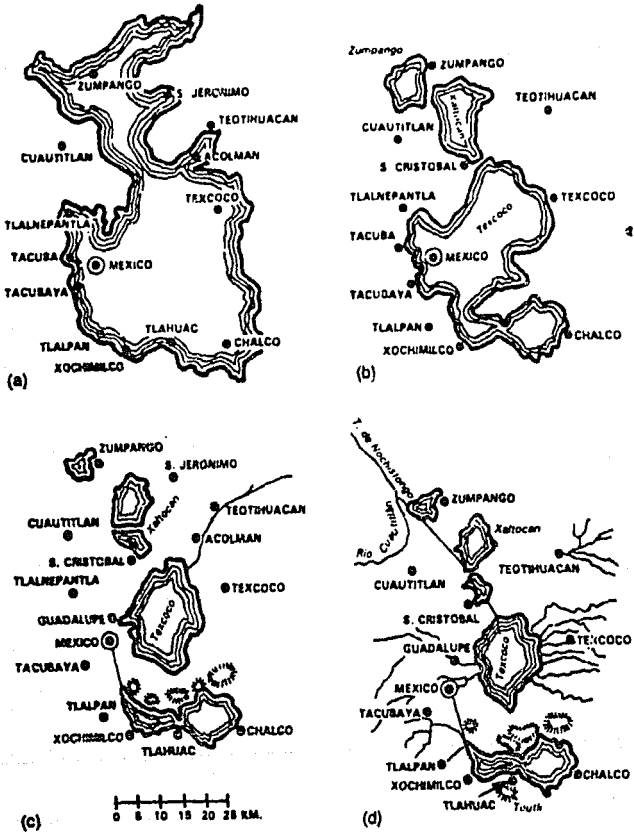


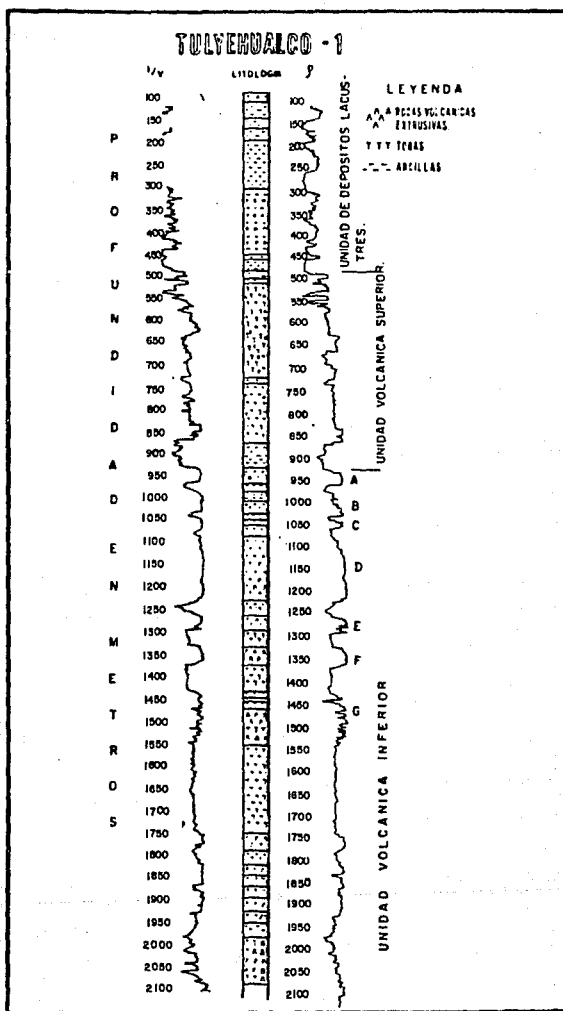
Fig. 26 Evolución de los Lagos de la Cuenca de México (Bribiesca, 1960).
 a) Pleistoceno. b) Siglo XVI. c) Principios del Siglo XIX. d) 1889.

V.a.3.- 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 3200 m., en el se observa una gran variedad de litologías, que incluye: arcillas lacustres, arcillas arenosa, 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 la 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 brechas), llamada en este caso Unidad Volcánica Inferior (UVI); la tercera se establece como Unidad Volcánica Superior (UVS), constituida principalmente por rocas piroclásticas (conglomerados, brechas y tobas), con mucho menor proporción 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 27 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 sínicos 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.



**Fig. 27 Columna estratigráfica del Pozo Tulyehualco-1
(Tomado de Pérez Cruz, 1988).**

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 28, 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 esta tesis 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.

V.a.4.-Antecedentes gravimétricos.

Se llevó a cabo un levantamiento gravimétrico durante de 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 los promedios 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 29 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.

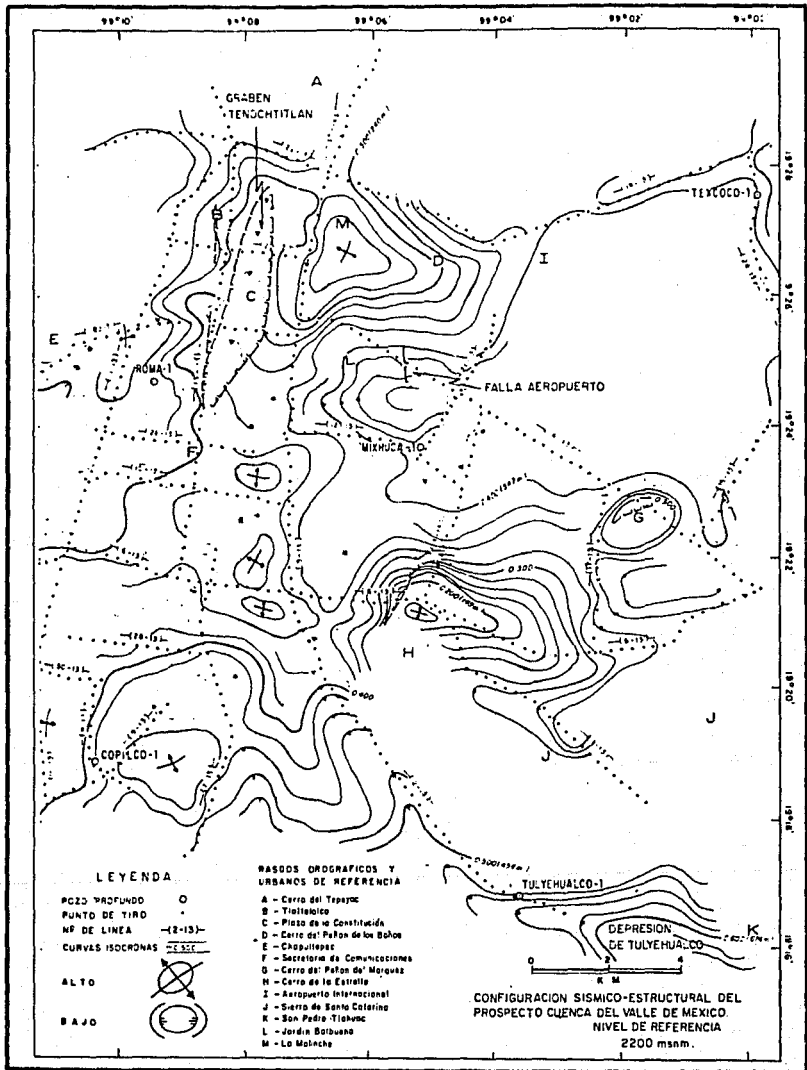


Fig.28 Configuración Sísmico-Estructural de la Unidad Volcánica Superior (tomado de Pérez Cruz, 1988).

Hernández Mocdano (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 (Lezcano et al., 1987) definir un alto gravimétrico dentro de la sub-cuenca de Texcoco hacia el norte, asociado a una estructura ígnea somera.

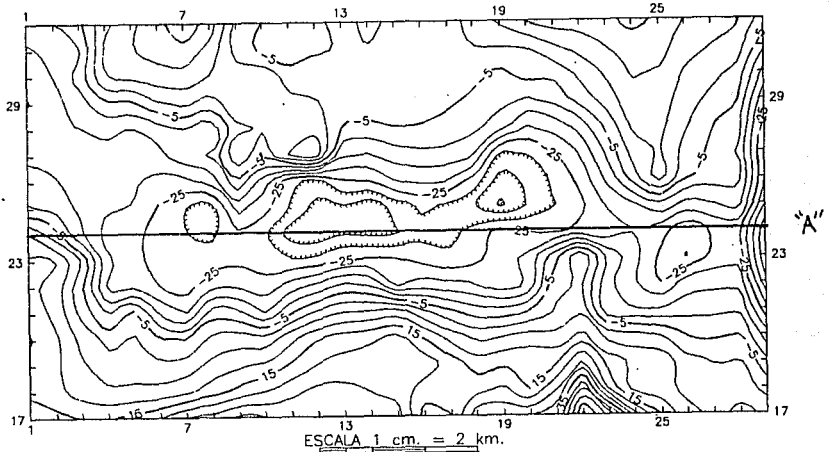


Fig. 29 Anomalía Residual de la Cuenca Xochimilco-Chalco.

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 .

V.a.5- Resultados.

Se efectuaron dos inversiones de los datos gravimétricos para cada uno de los filtros seleccionados, los resultados se muestran en las figuras 30 y 31, 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 fué de que el proceso termiará cuando la diferencia RMS entre dos sucesivos valores de $h(x)$ fuera menor a 0.5 mts., lograndose esto con tan solo dos iteraciones, lo que indica que se obtuvo rápidamente

En el resultado de la primera inversión (fig.30) se observa claramente la forma de la cuenca, esta inversión se obtuvo tan sólo con dos iteraciones, la profundidad máxima calculada fué aproximadamente de 547 m., el intervalo de configuración es de 0.020 km.

En la figura 31 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 fué 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 residual, esta depresión tiene una orientación prácticamente E-W, pero cortado abruptamente hacia el E por lo que se puede creer una falla, la que además estaría relacionada con la presencia de los volcanes Xico y Tlapacoya (ver figura 25).

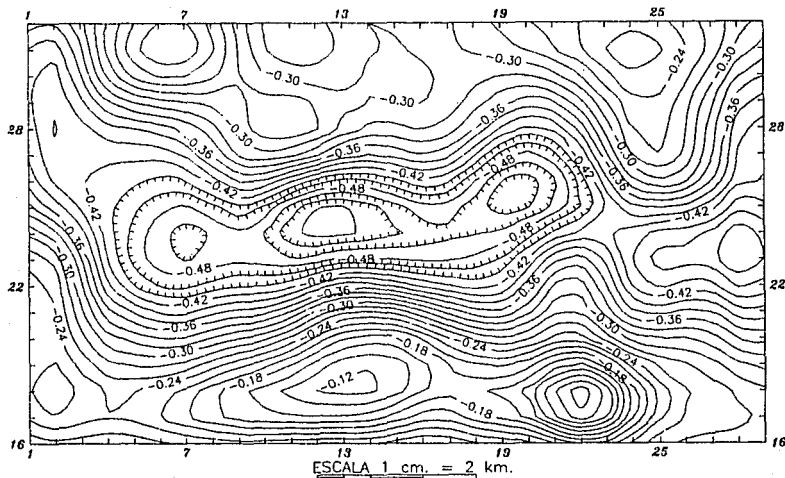


Fig. 30 Modelo topográfico obtenido al aplicar el filtro (2/32, 12/32).

Benhumea y Vázquez (1988) en sus estudios de resistividad y refracción sísmica somera dentro de la subcuenca de Xochimilco-Chalco encuentran que los depósitos aluviales se cortan en las cercanías del volcán Xico con un cuerpo longitudinal que se extiende hacia el sur. Este cuerpo formado por flujos lávicos se interrumpe a su vez con el extremo oriental de la subcuenca de Xochimilco-Chalco al Norte. Los mencionados autores interpretan esta estructura como un graben, este hecho puede observarse claramente en la figura 31, en

donde la topografía del límite entre las unidades volcánica y lacustre se ajusta perfectamente al modelo sísmico-estructural de la cuenca de México obtenido por Pérez Cruz (1988).

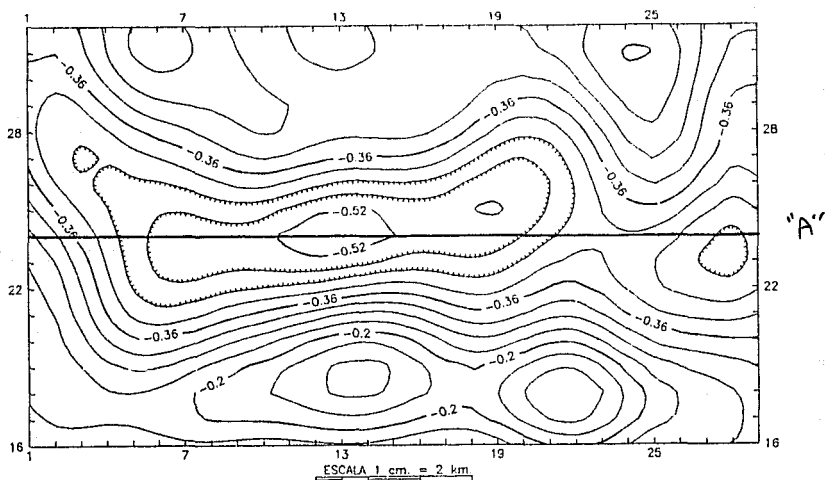


Fig. 31 Modelo topográfico obtenido con el filtro (4/32, 8/32).

Se construyó un perfil topográfico de los resultados en el modelo obtenido con el filtro (4/32, 8/32), la ubicación del perfil "A" se puede ver en la figura 31. La forma de éste se muestra en la figura 32.

Al perfil se le calculó su anomalía gravitacional por medio de la ecuación 25, este resultado se comparó con el perfil gravimétrico observado, la figura 33 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 5 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.

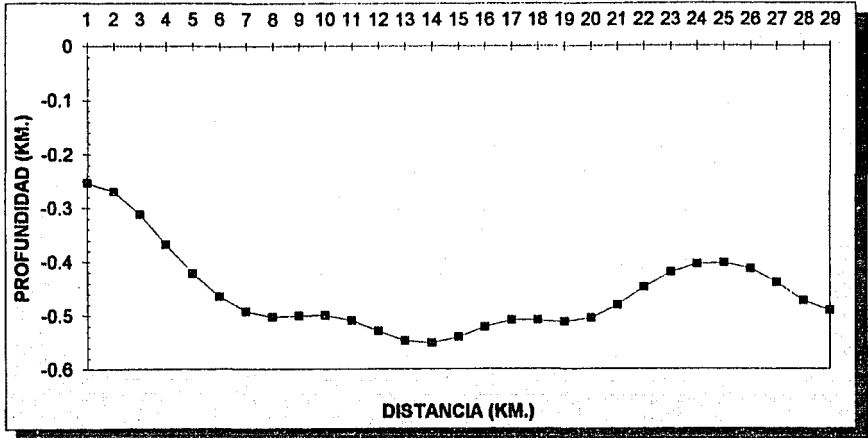


Fig. 32 Perfil topográfico de la base de los sedimentos lacustres

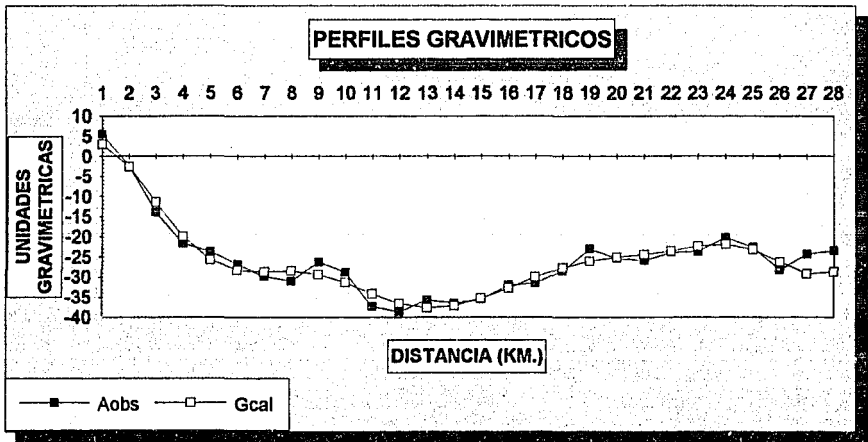


Fig. 33 Comparación de las anomalías Observadas y Calculadas.

V.b.- El Golfo de Huamuxtitlán.

V.b.1.- Localización del área.

El área del Golfo de Huamuxtitlán abarca una superficie de 3250 km², tiene forma rectangular y se localiza en el vértice que forman los Estados de Guerrero, Oaxaca y Puebla, en la porción occidental de la Provincia Geológica de Tlaxiaco (figura 34) y una pequeña parte de la Provincia Fisiográfica de la Sierra Madre del Sur (figura 35) que bordea a la anterior.

Paleogeográficamente el área de estudio se encuentra en la porción occidental de la Cuenca de Tlaxiaco, la cual geológicamente se llama Golfo de Huamuxtitlán.

Las poblaciones más importantes ubicadas dentro del área son: Xochihuehuetlan, Tlatepexi, Huamuxtitlan, Alpoyeca, Tlapa, Cieneguilla, Zapotitlan, Ahuehuetitlán, Tlalixtaquilla, Alcozauca y Tlapancingo.

El área cuenta con la carretera pavimentada que parte de la carretera internacional México-Oaxaca en el tramo Izúcar de Matamoros-Acatlán a Tlapa, Gro., además de varias terracerías.

V.b.2.- Fisiografía.

Fisiográficamente el área de estudio se localiza en la Provincia de la Sierra Madre del Sur (figura 35), dentro de la Cuenca Balsas-Mezcala. El río Tlapaneco es el rango fisiográfico más importante de la región., dentro del área este fluye de Oeste a Este y de Sur a Norte; este río es el troncal de todo el drenaje fluvial, cuya red es de tipo dendrítico con espaciamiento variable, de acuerdo a las geofomas del terreno, el río Tlapaneco desemboca en el río Balsas, el cual fluye de Este a Oeste hasta llegar al Océano Pacífico.

PROVINCIAS GEOLÓGICAS DE MÉXICO

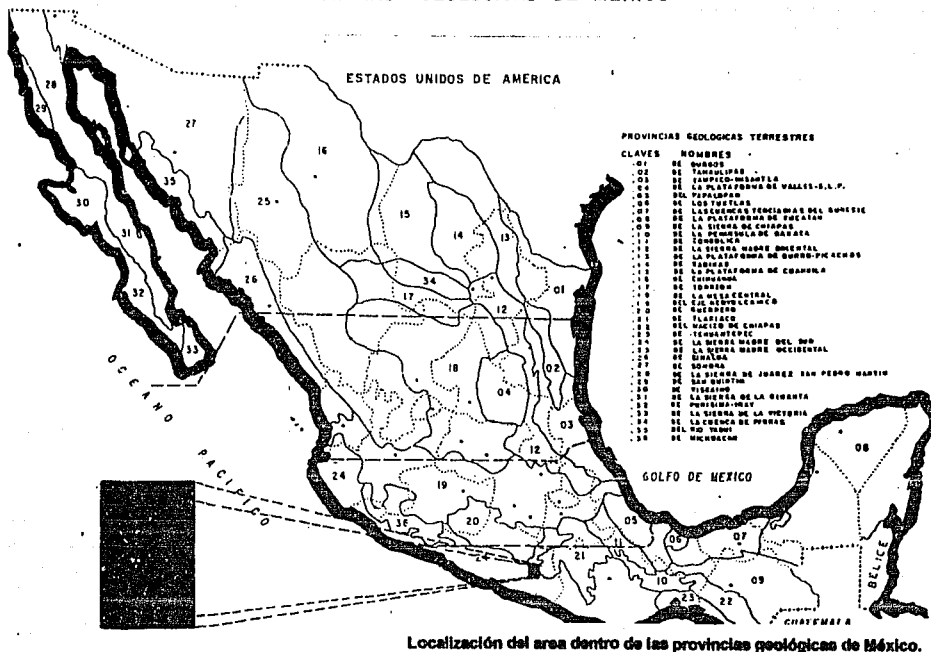


Fig. 34 Plano de localización y de provincias geológicas de México.

Dentro del área en la porción centro-norte existen pequeñas cuencas asociadas a condiciones cársticas del terreno, como las de Zopotitlán, Vistahermosa y Zoyatitlanapa.

Toda la región es muy montañosa, con excepción de los valles de Huamuxtitlán y Tlapa, relativamente pequeños y angostos, que se forman a lo largo del cauce del río Tlapaneco; otros valles menos importantes formados en los arrollos principales son Igualita, Alcozauca, Tlapancingo, Guadalupe del Recreo y Xochihuehuetlán.

A partir de una elevación de poco menos de 900 m.s.n.m. que tiene el cauce del río Tlapaneco, en términos generales las elevaciones se incrementan hacia el Oriente y Occidente, hasta alcanzar alturas máximas de 2000 m.s.n.m. hacia la región de San Juan Ihualtepec (oriente del área), y de 2500 m.s.n.m. hacia Mayotepec (suroeste del área). La diferencia entre los valles y las cimas de los cerros adyacentes fluctúan entre 200 a 400 m.

El área de estudio tiene una morfología compleja, con una dirección general de las estructuras Norte-Sur, relacionadas directamente con los eventos tectónicos que han afectado la región.

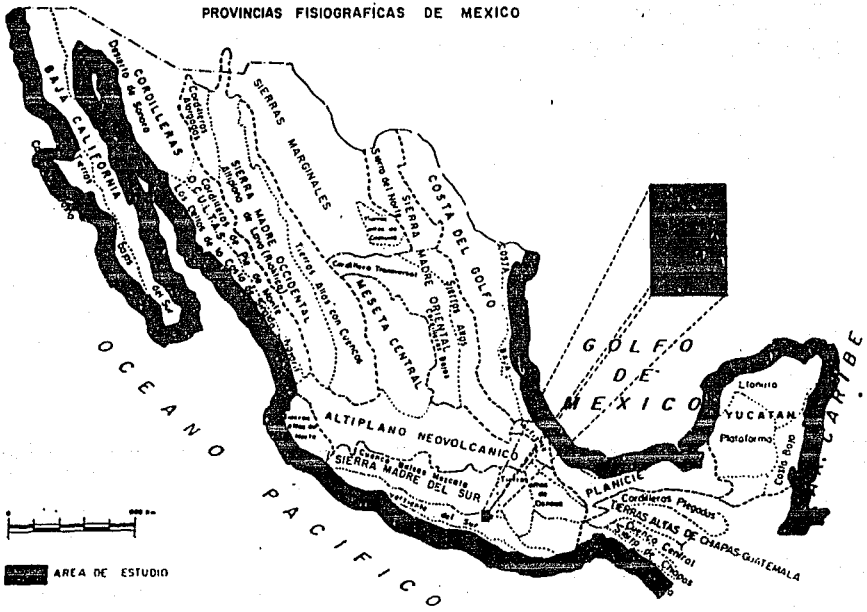


Fig. 35 Localización de área de estudio dentro de las Provincias Fisiográficas.

V.b.3.- Estratigrafía.

En el área afloran rocas metamórficas, sedimentarias e ígneas (figura 36).

La figura 37 nos muestra la distribución de las rocas que afloran en el área de estudio, a continuación se hace una descripción generalizada de cada una de ellas.

El complejo acatlán es la unidad más antigua en el área, con una edad del Paleozóico Temprano-Medio, las rocas sedimentarias que afloran tienen un rango de edad del Paleozóico Tardío (Pennsylvánico-Pérmico) al Paleoceno.

Las rocas del Paleozóico Tardío son marinas y están representadas por la formación Olinalá y fueron depositadas en un ambiente de plataforma.

Las rocas del Triásico son rocas volcánicas producto del vulcanismo intraplaca continental, asociado a zonas de subducción.

Para el Jurásico Temprano-Medio (Toarciense-Aaleniano) la sedimentación está representada por las rocas de la formación Rosario y Cualac, que fueron depositadas en un ambiente continental, en facies aluviales y fluviales.

Para el Jurásico Medio (Bajociense-Calloviano) la sedimentación la representan las rocas de la formación Tecocoyunca, las cuales se depositaron en un ambiente continental (fluvial-palustre).

Las rocas del Jurásico Tardío (Oxfordiano) que constituyen la formación Chimeco, fueron depositadas en un ambiente marino de plataforma somera.

Las rocas del Kimmeridgiano-Tithoniano de la formación Sabinal, fueron depositadas en un ambiente marino de plataforma semiprofunda.

Las rocas del Cretácico Temprano (Berriasiense-Aptiano), fueron depositadas en un ambiente de plataforma somera y constituyen la formación Tlaxiaco.

Las rocas del Cretácico Medio (Albiano), fueron depositadas en un ambiente sabka de plataforma y están representadas por la formación Tlaltepexi.

Para el Cretácico Medio (Cenomaniano) la secuencia está constituida por carbonatos depositados en un ambiente de plataforma, estos se reconocen como formación Teposcolula.

| | | SERIES | EPOCA |
|--|--|-------------|---------------|
| C E N O Z O I C O | | RECIENTE | |
| | | PLEISTOCENO | Q |
| | | | |
| | | PLIOCENO | TPch |
| | | | |
| | | MIOCENO | |
| | | | |
| | | OLIGOCENO | Tv Omv No |
| | | | |
| | | EOCENO | EOb EOh TII |
| M E S O Z O I C O | | PALEOCENO | |
| | | SUPERIOR | |
| | | TARDIO | KSm KSy KSI |
| | | | |
| | | MEDIO | KMh KMm KMi |
| | | | |
| | | INFERIOR | KMyr KMh KMii |
| | | | |
| | | TEMPRANO | KIe KZI |
| | | | |
| J U R A S I C O | | SUPERIOR | JSh JSch JSep |
| | | TARDIO | |
| | | MEDIO | JMf JMm JMc |
| | | INFERIOR | |
| | | TEMPRANO | JTf |
| T R I A S I C O | | SUPERIOR | |
| | | TARDIO | |
| | | MEDIO | TJch TLL |
| | | INFERIOR | |
| P A L E O Z O I C O | | TEMPRANO | |
| | | PERMICO | PSo PSt PBI |
| | | CARBONIFERO | PStz |
| | | DEVONICO | PTo |
| | | | |
| S I L U R I C O | | SILURICO | |
| | | ORDOVICICO | PII |
| | | | |
| | | CAMBRICO | |
| PRECAMBRIICO | | | Pax |

Fig. 36 Tabla de la estratigrafía presente en el área de Huamuxtitlán.

Para las rocas del Cretácico Tardío (Turoniano-Maestrichtiano) se tienen reportes muy aislados.

Los depósitos del Terciario son continentales y están representadas por la formación Balsas.

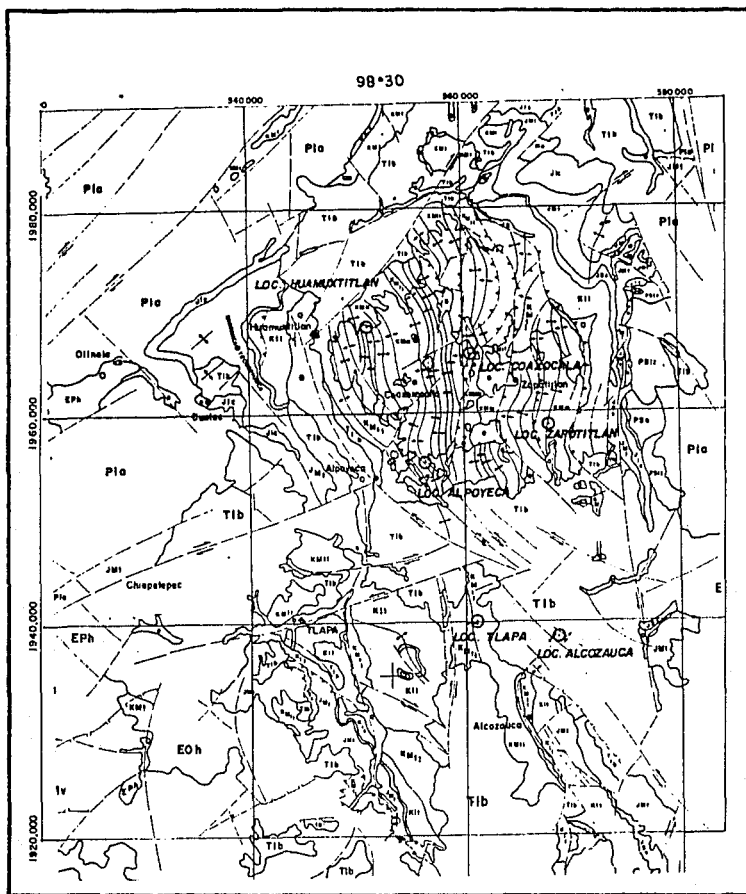


Fig. 37 Plano estratigráfico y estructural.

V.b.4.- Marco Tectónico.

La tectónica en el área de la Cuenca de Tlaxiaco, al igual que la del sur de México, exhibe una complejidad propia, ya que se mezclan rangos precámbricos del Cinturón Greenvilliano, paleozóicos del Cinturón Acadiano-Caledoniano y de la orogenia Allegheniana; mesozóicos ligados al dominio Pacífico, y otros del dominio Atlántico, genéticamente ligados al origen del Golfo de México y por último a elementos cenozoicos Pacíficos culminantes.

Esta complejidad introduce severos problemas paleogeográficos derivados en un principio de reconstrucciones de la génesis del Complejo Metamórfico Oaxaqueño. La apertura del Mar Iapetus durante el Cámbrico-Silúrico y el cierre de este, durante el Devónico (origen del Complejo Acatlan), la apertura del mismo durante el Carbonífero Temprano, la invasión marina en el Jurásico Medio por el dominio Cordillerano, el conjunto de traslape de los dominios Cordillerano y Atlántico durante el Cretácico medio, la generación de pliegues y fallas inversas en la Cuenca de Guerrero y Tlaxiaco y que además dan origen a la Sierra Madre Oriental en el límite Cretácico Tardío y/o Terciario Temprano; en el Mioceno Temprano, el vulcanismo continental y por último al fallamiento y rompimiento del área .

Estas observaciones y la complejidad geológica implican una movilidad tectónica que ponen en duda interpretaciones clásicas de inmovilidad tectónica y de transgresiones marinas por el occidente.

Por su parte Ortega et al. (1992) realizan la interpretación de la imagen de satélite mostrada en la figura 38, con la finalidad de reconocer y cartografiar los diferentes lineamientos y su estructuración en el contexto estructural.

En esta imagen se resaltan tres tipos de lineamientos, los principales orientados NW-SE y son afectados por lineamientos NE-SW, desplazando estos a los anteriores hacia el NE; en el sur fuera del área se tienen los lineamientos orientados W-E.

Los lineamientos orientados NW-SE corresponden a las trazas de las fallas Huamuxtitlán-Igualita, Zapotitlán y Recreo-Tlaltepexi, que son inversas y las demás transcurrentes izquierdas; al oriente de Huamuxtitlán se observa una estructuración referente N-S no bien definida, que corresponde a las estructuras anticlinales Huamuxtitlán, Coaxoxocatlán, Palapa, Rosario, Sabila, Buenos Aires, Lagunas y Zapotitlán.

Los lineamientos NE-SW desplazan a las orientadas NW-SE que están representados por las fallas Totolapan, Santa Cruz, Tlacuiloya y Tlapa. Los tres primeros son transcurrentes derechos y el último transcurrente izquierda. En la porción sur fuera del área se tienen lineamientos orientados W-E que pueden corresponder a cabalgamientos hacia el norte del Complejo Xolapa sobre el Complejo Acatlán.

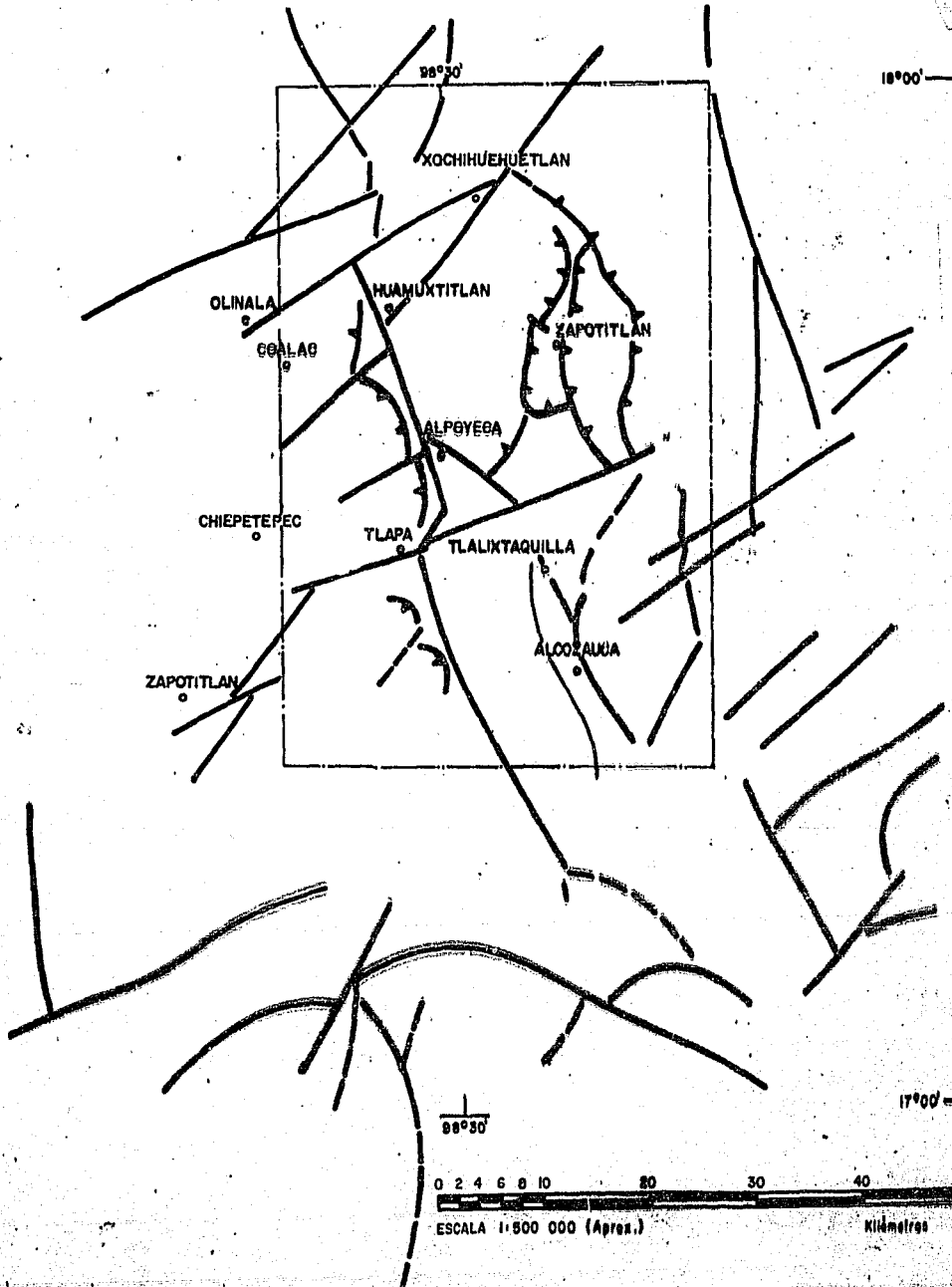
V.b.5.- Antecedentes Geofísicos.

En el año 1985 se realizó un trabajo de detalle y semidetalle gravimétrico, con malla variable, con la finalidad de obtener la anomalía de Bouguer, la figura 39 nos muestra una porción de la anomalía de Bouguer, en este caso se tiene una malla de 41 X 41 datos, espaciados 1 km., la configuración se presenta a cada 10 UGs. En este plano se pueden apreciar claramente el máximo Vistahermosa-Zapotitlán, así como el mínimo Huamuxtitlan-Tlapa, estas con una orientación preferencial N-S.

En 1985 fué realizado un trabajo de exploración sismológica de reflexión, con el método de energía superficial de vibrosísmos, en los cuales se obtuvieron pocos y aislados resultados.

En 1989 se realizó un levantamiento aeromagnético en el área, donde Ortega et al. (1992) observan que la porción centro y norte del área se comporta como un gradiente orientado NW-SE que baja hacia la porción NE, donde se tiene un bajo magnético orientado NW-SE (Zapotitlán-Tlalchichilco).

INTERPRETACION DE IMAGEN DE SATELITE





Esta imagen es una
SALIN DE LA EMALTECA

Fig. 38 Imagen de Satélite del área de Huamuxtilán.

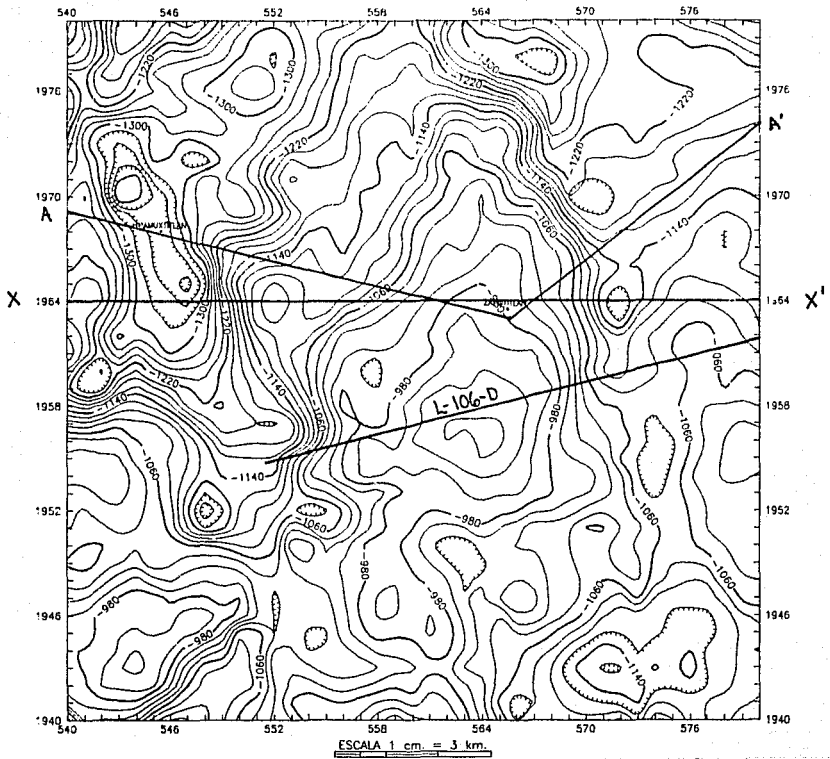


Fig. 39 Plano de Anomalia de Bouguer del área de Huamuxtitlán.

Al centro (Mexquititlán) y sureste (Tlapancingo) del área se aprecian los alineamientos dipolares asociados a magnetismo terciario; de acuerdo a la configuración del basamento realizado, de 0 m.s.n.m. en las porciones centro

norte y centro sur del área, hacia el oriente y occidente sube donde afloran las rocas metamórficas paleozóicas.

En el año de 1991 se realizó un trabajo a detalle de sismología de montaña, en el cual se pudieron diferenciar en el subsuelo los tres bloques en que se divide el área, propuestos por geología superficial, además se identificaron en el subsuelo una serie de fallas inversas, mapeadas anteriormente como fallas transcurrentes, aparte se observaron 3 ejes de anticlinales mayores, orientados N-S, encontrándose que el más oriental presenta las estructuras mejor estimadas.

La figura 40 es la línea sísmica 106-D y su extensión 106-D, obtenida en el trabajo mencionado párrafos arriba, tiene una longitud de 49 km, y con una orientación E-W, aproximadamente a 6 km al sur de Huamuxtitlán. La estructura más notable de la línea es una fuerte discordancia angular observada entre el PT 1060 a 3.0 seg. y más hacia el este, al fin de la línea, a 1.5 seg.. En donde la parte superior contiene echados hacia el este y la parte de abajo los echados son subhorizontales. Este contacto es interpretado como un pliegue afallado dentro del complejo Acatlan, la cual subyace y es parcialmente responsable de el levantamiento del alto de Mariscalá.

La sección Jurásica, que se expone sobre el borde oeste del alto de Mariscalá, se inclina hacia el oeste bajo una secuencia de carbonatos y evaporitas del Cretácico Medio, dentro de la depresión de Huamuxtitlán. La sección Jurásica y Paleozóica aparecen plegadas, y sobre una discordancia angular, cercana al cruce con la línea 107-k.

La estructura del Jurásico y Paleozóico en el área de Huamuxtitlán está pobremente marcado. Una serie de relativamente altas amplitudes, planos, que se inclinan suavemente entre los PTs 1400 y 1660 son detenidas por un arco muy suave. Dos interpretaciones se consideran posibles para este arco del basamento. El arco puede representar un graben, situado entre dos altos del basamento, o bien podría representar un plano de falla.

En 1992 en un trabajo realizado por personal de Petróleos Mexicanos, en conjunto con personal de la compañía Chevron proponen dos posibles modelos

topográficos (figuras 41 y 42) para el área de Huamuxtitlán, la ubicación de la sección que trabajaron se puede ver en la figura (37). La línea se denominó A-A', la cual se extiende de el alto de Olinalá, al norte de Olinalá, atravezando del area de Huamuxtitlán, y através de el alto de Mariscala hasta la parte norte de la Cuenca de Tlaxiaco. La sección se basa en mediciones estratigráficas realizadas previamente. El comportamiento estructural del subsuelo y las bases geométricas fué proyectada de la interpretación de la línea sísmica 106-D.

Las dos secciones fueron dibujadas de acuerdo a las interpretaciones alternas de la línea sísmica 106-D. Ambas muestran que el área de Huamuxtitlán tiene la forma parecida a una cacerola somera, con una secuencia de carbonatos y evaporitas del Cretácico Medio rellenando el centro de esta cacerola.

Los modelos difieren en la configuración del basamento dentro de el área de Huamuxtitlán. El modelo B (figura 42) ilustra un sistem de fallas extensionales del Jurásico al Cretácico Temprano, con horst y grabens que han sido movidos en el plegamiento del sistema Laramídico. Una sección gruesa del Jurásico es preservada en los grabens, más que sobre los bloques de los horst. En el modelo A (figura 41), los horst y grabens se omitieron, pero la geometría de la cuenca se mantiene igual.

Desde un punto de vista exploratorio, la definición de las trampas en el área de Huamuxtitlán, es difícil, debido a la naturaleza de el plegamiento dentro de la secuencia de carbonatos/evaporitas del Cretácico Medio. Con echados comunmente del rango de 25° a 65°, y anticlinales recumbentes en la superficie. un nivel de despegue somero se puede inferir. Los pliegues mapeados en la superficie no reflejan la configuración estructural de la sección bajo el despegue. Pareciera que el despegue se localizara dentro, o a la base de la secuencia de carbonatos/evaporitas.

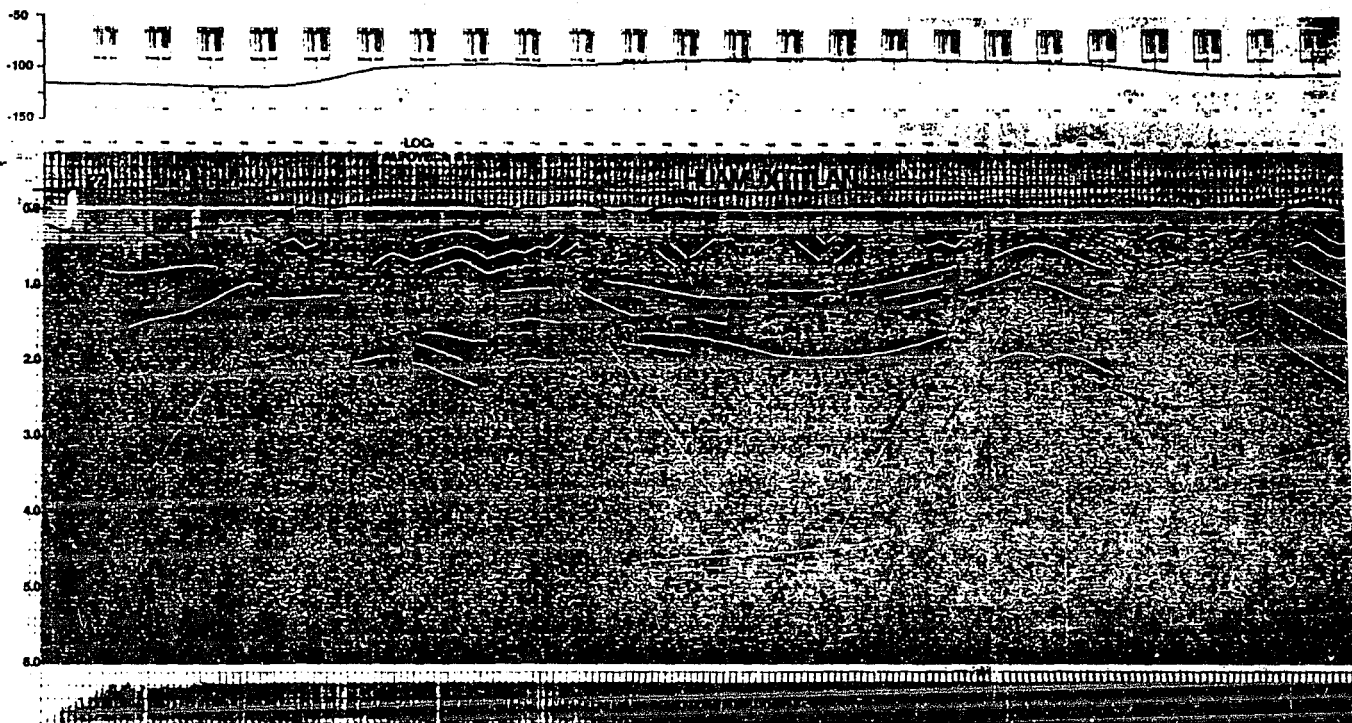
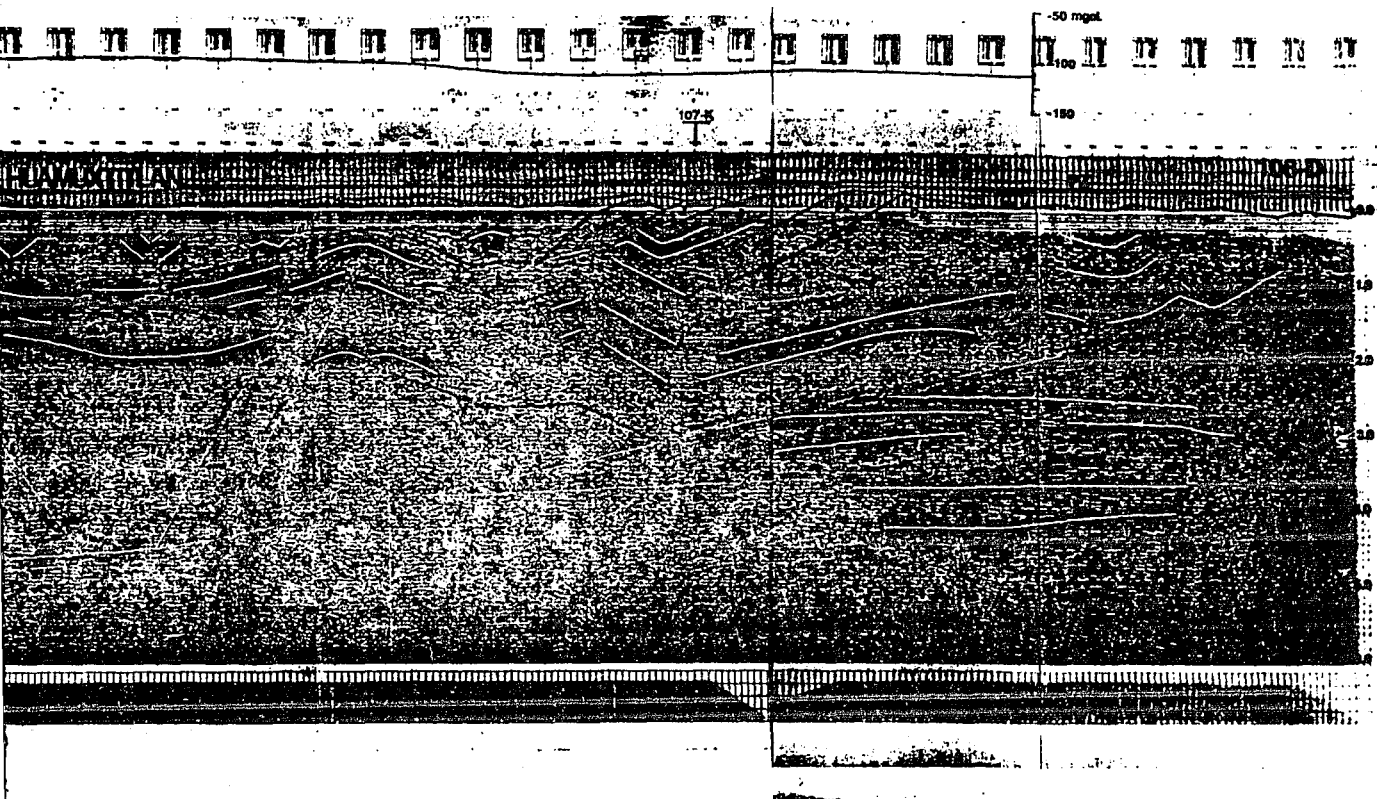
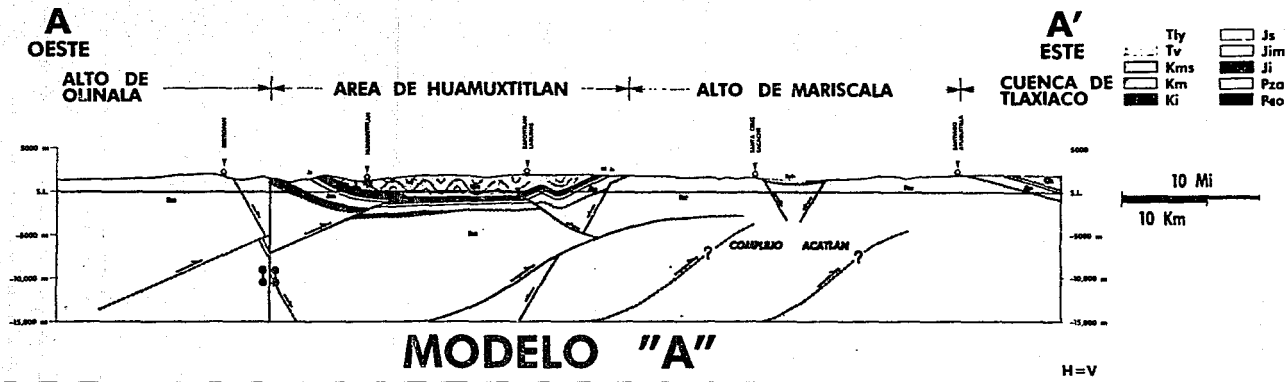


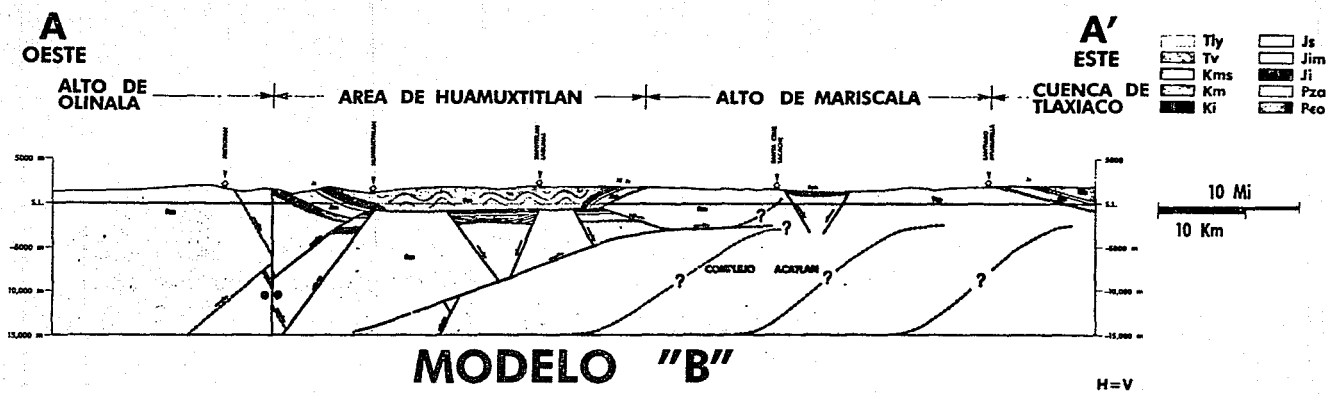
Fig. 40 Línea sísmica 106-D





Modelo "A" de la sección geológica A-A'
(tomado del informe de la Chevron, 1993).

Fig. 41 Modelo topográfico "A" de la sección (tomado del
informe de Chevron, 1993)



Modelo "B" de la sección geológica A-A'
(tomado del informe de la Chevron, 1993).

Fig. 42 Modelo topografico de la sección B (tomado del
informe de la Chevron, 1993).

V.b.6.- Resultados.

Para la aplicación del método de inversión en el área de Huamuxtitlán, se utilizó parte de la anomalía de Bouguer mostrada en la figura 39, ya que esta constaba de 41 X 41 datos. Debido a que el número de datos que se manejan en este caso debe ser una potencia de dos, se utilizó una malla de 32 X 32 datos, con los que se obtuvieron los dos modelos propuestos para la cima de basamento.

Para las dos inversiones realizadas se utilizó la misma profundidad de referencia, la cual consistió de 0 km, ya que en los bordes del área se tiene aflorando las rocas Paleozóicas del Complejo Acatlán. El diseño del filtro se basó en la gráfica del espectro de frecuencia, de donde se obtiene que la mejor resolución (y para evitar problemas de convergencia) se daba con un filtro $Fr=3/32$ y $Fc=5/32$, la diferencia en los parámetros fué la asignación del contraste de densidad, dado que no se disponía de información de la densidad de las rocas, ni registros geofísicos de pozos, puesto que no existen en el área, se utilizaron dos contrastes, considerando un rango de 2.8-2.9 gr/cm^3 para el basamento paleozóico y de 2.4-2.5 gr/cm^3 para la columna sedimentaria, así pues, en el primer modelo se utilizó un contraste de densidad de 0.5 gr/cm^3 , y para la segunda inversión se le asignó de 0.4 gr/cm^3 .

La figura 43 nos muestra los resultados de la primera inversión, el modelo tiene una configuración de cada 0.1 km., el resultado es algo suave, pero concordante con el modelo distensivo (figura 42) presentado en el subinciso anterior, en donde se tiene una depresión y un alto de basamento. El eje del alto basamental se encuentra en dirección N-S y pasa sobre el poblado de Zapotitlán Lagunas, teniendo una profundidad en la parte más alta de 4.25 km., este alto coincidiendo con el máximo gravimétrico Vistahermosa-Zapotitlán. Por su parte el eje de la depresión concuerda con el mínimo gravimétrico Huamuxtitlán-Igualita, esta depresión tiene una forma elongada y en su parte norte se vuelve curvo, cambiandose su dirección, y es el lugar que presenta su máxima profundidad (6.38 km.).

La segunda inversión es mostrada en la figura 44, presentando un intervalo de configuración de 0.1 km., al igual que el modelo anterior se presentan principalmente dos ejes, uno sinclinal y otro anticlinal, el sinclinal tiene su máxima profundidad al norte de Huamuxtitlán, en donde alcanza un valor de 7.98 km. El alto de basamento tiene su mínima profundidad al sur de Zapotitlán. Alcanzando una profundidad de 5.31 km.

En general los dos modelos planteados en este trabajo conservan la misma geometría estructural de basamento, la única diferencia será la profundidad, ya que en el primer resultado el nivel esta un poco más somero que el del segundo resultado.

Un rasgo interesante dentro de los dos resultados es que en la porción norte de los mapas se observan dos depresiones, las cuales están separadas por un alto, lo cual se puede interpretar como un horst.

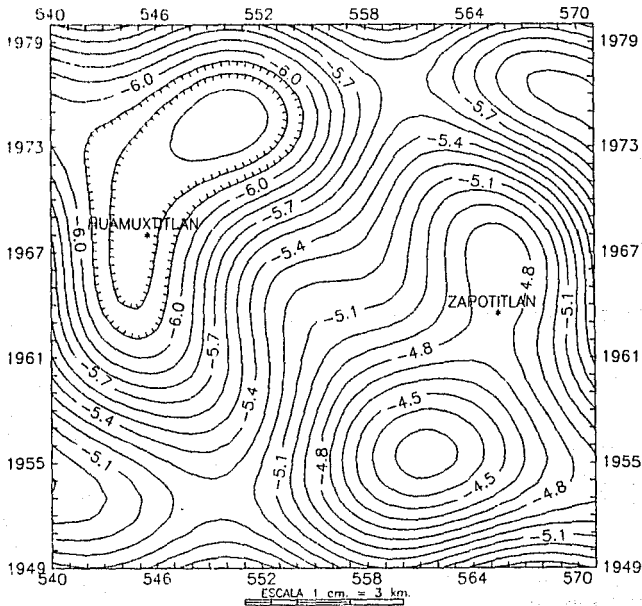


Fig. 43 Modelo topográfico obtenido de la primera inversión.

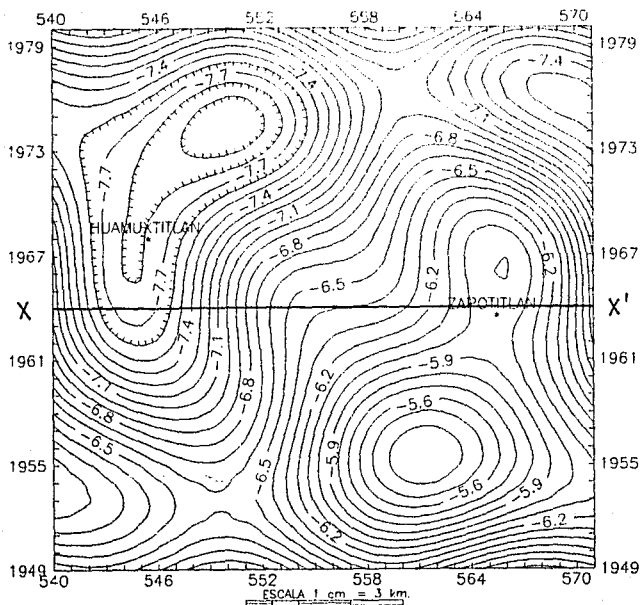


Fig. 44 Modelo topográfico obtenido de la segunda inversión.

Al igual que en el ejemplo de la cuenca de Xochimilco-Chalco, se procedió a realizar un perfil (X-X') de la topografía de la base de la columna sedimentaria de la segunda inversión, la figura 44 muestra su ubicación, el perfil topográfico de esta sección se muestra en la figura 45. La finalidad de construir este perfil fué la de calcular la anomalía gravitacional por medio de la ecuación 25 y compararla con un perfil gravimétrico. El perfil gravimétrico de la anomalía observada se puede localizar en la figura 39.

Los resultados de la comparación de las anomalías calculadas y observadas es mostrada en la figura 46, de donde se observa que las máximas diferencias se

encuentran hacia la parte del mínimo gravimétrico. Aunque en general las anomalías se ajustan adecuadamente.

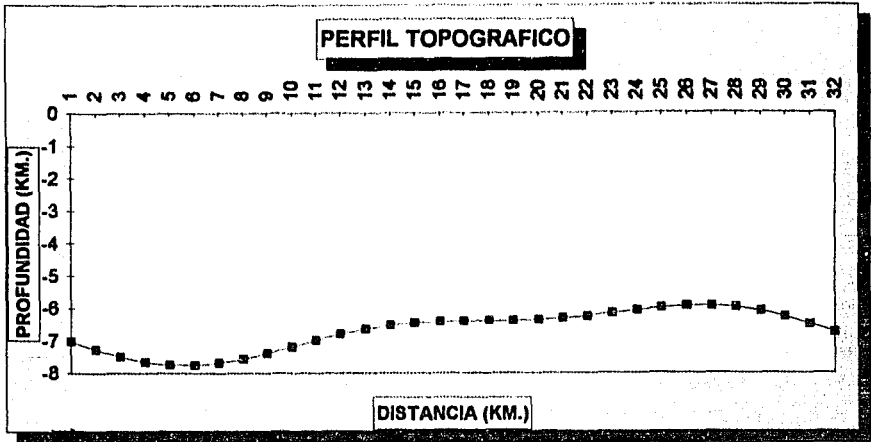


Fig. 45 Perfil topográfico de la sección X-X'.

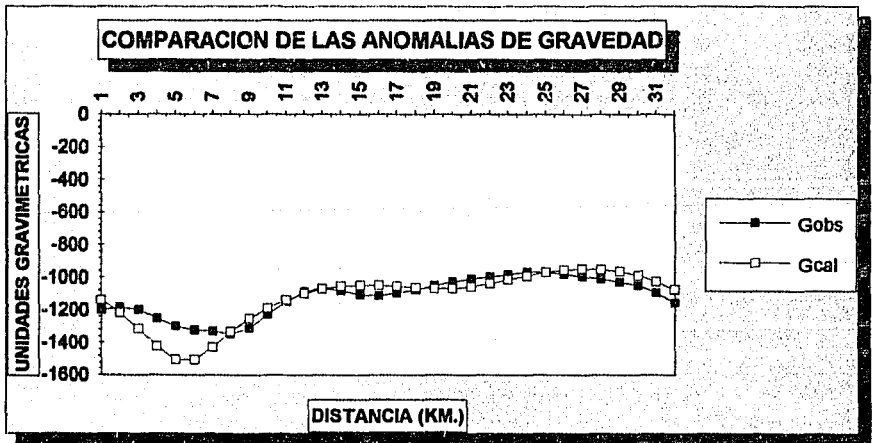


Fig. 46 Comparación de las anomalías Observadas y Calculadas.

CAPITULO VI

CONCLUSIONES

VI.- CONCLUSIONES

La comparación entre la modelación directa realizada con el método espectral y el método poligonal descrito por Talwani et al. (1959) es adecuada, siempre y cuando contengan una topografía suave.

Debido a que el método utiliza la transformada rápida de Fourier, el algoritmo de Cooley-Tukey exige que el número de datos sea una potencia de dos, pero esto no es ningún problema, puesto que se pueden rellenar con ceros los datos que faltarían para completar dicha potencia de dos. Esto no afectaría a los resultados.

El método propuesto es apropiado para determinar topografías del subsuelo con relieve suave, tal como cuencas sedimentarias, imposibilitándose para delimitar cuerpos con relieves topográficos muy abruptos.

El problema de la ambigüedad es caracterizado por dos parámetros, el contraste de densidad y el nivel a la cual la inversión es realizada. Sin información adicional que restrinja estos parámetros no se podrá reducir, por lo que se recomienda tomar en cuenta todos los datos disponibles, tales como la sismología, magnetometría, geología del subsuelo, geología superficial, etc., esto nos limitará la cantidad de los posibles modelos.

El proceso de inversión no iterativa da un buen ajuste, se comprobó que se aproxima muy bien a la forma de la estructura original.

El método de inversión iterativa se ajusta aún más, porque parte de un modelo inicial, que es el que se obtiene con el no iterativo.

La aplicación de un filtro pasa bajas es necesario para asegurar la convergencia del proceso, el diseño del filtro se puede hacer con la ayuda del espectro de potencia, de donde además se podría estimar la profundidad de referencia.

La rapidez del método propuesto es de suma importancia, porque se pueden realizar muchos procesos en poco tiempo, y por lo tanto se puede elegir,

de acuerdo a la experiencia cual inversión fué la mejor para un área determinada.

En la inversión tridimensional se cuenta con la ventaja de que la malla de datos de entrada son los mismos que los que se obtienen al final, evitandose la pérdida de información lateral, como sucede con el método de análisis espectral.

BIBLIOGRAFIA

BIBLIOGRAFIA.

- Abdoh A., Cowan D. and Pilkington M., 1990;** 3D gravity inversion of the Cheshire Basin; *Geophysical Prospecting*, **38**, 999-1011.
- Alvarez J., 1993;** Estudios de la estructura superficial de los sedimentos lacustres en el valle de Chalco por sismica de refracción; Tesis de Maestría, Ins. Geof., UNAM, México.
- Al-Chalabi M., 1971;** Some studies relating to nonuniqueness in gravity and magnetic inverse problems; *Geophysics*, Vol. **36**, No.5, p. 835-855.
- Apostol T.M., 1967;** *Calculus I*, 2nd ed.; Wiley International Edition.
- Apostol T.M., 1969;** *Calculus II*, 2nd ed.; Wiley International Edition.
- Bath M., 1974;** *Spectral analysis in geophysics*; Elsevier, Amsterdam, 536 p.
- Benhumea M. y Vázquez A., 1988;** Estudios geofísicos del Valle de México; Subd. de Construcción, Dep. de Estudios Geofísicos, C.F.E., 60 p.
- Bose P.K. and Sengupta B.J., 1984;** Spectral analysis of offshore magnetic data for computing depths to the basement rocks; *Marine Geophysical Researches*, **6**, p. 245-256.
- Bott M.H.P., 1960;** The use of rapid digital computing method for direct gravity interpretations of sedimentary basin; *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **3**, p. 63-67.
- Bott M.H.P., 1973;** Inverse methods in the interpretation of magnetic and gravity anomalies, in Bolt, B.A., Ed., *Geophysics: Meth. Comp. Phys.*, **13**, p. 132-162.
- Bracewell R., 1965;** *The Fourier transform and its applications*, McGraw-Hill, New York.
- Bribiesca C., 1960;** Historic hydrology of the valley of México; *Ing. Hidráulica de México*, Jul., Agos. y Sept., p.43-59.
- Brigham E.O., 1974;** *The Fast Fourier transform*; Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.
- Chni Y. and 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.
- Chavez R.E. and Flores E.L., 1989;** Interpretation of Gravity Data from the Xochimilco-Chalco Basin, México (Preliminar Results); *Revista Geofísica*, Núm. **30**, p.125-135.
- Chavez R.E. and Garland G.D., 1983;** On the application of the inverse theory to gravity interpretation; *Geophys. Prosp.*, **31**, p. 119-130.
- Chavez R.E. and Garland G.D., 1985;** Linear inversion of gravity data using the spectral expansion method; *Geophysics*, **50**, p. 820-824
- Chevron Overseas Inc., 1993;** Cuenca de Tlaxiaco, inédito, Informe para PEMEX (Región Sur).

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.

Corbató C.E., 1965; A least-squares procedure for gravity interpretation; Geophysics, 30, p. 228-233.

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

Díaz N.R., 1975; 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 and Source-Depth Estimation; Computers and Geosciences, V. 13, p. 549-560.

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, 51, p. 1146-1147.

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

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

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

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

Gunn P.J., 1976; Direct mapping of interfaces and thicknesses of layers using gravity and magnetic data; Geoxpl., 14, p. 75-80.

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

Hann A., Kind E.G. and Mishra D.C., 1976; Depth calculation of magnetic sources by means of Fourier amplitud spectra; Geophys. Prosp., 24, p. 287-308.

Hart P.J., editor, 1969; The earth's crust and upper mantle; Geophysical Monograph 13.

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

Lezcano 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; Tutorial: A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems; Geophys. Prosp. V. 32, p. 159-186.

Meskó A., 1984; Digital Filtering: applications in geophysical exploration for oil; Akadémiai Kiadó.

Mosser F., Nairn A. and Negendank J., 1974; Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks, VII a paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the valley of the México; Geol. Rundchan, V. 63, p. 451-483.

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

Negi J.G., Agrawal P.K. and Rao K.N., 1983; Three dimensional model of the Koyna area of Maharastra State (India) based on the spectral analysis of aeromagnetic data; Geophysics, 48, No. 7, p. 964-974.

Negi J.G. and Garde S.C., 1969; Symmetric matrix method for gravity interpretation; J. Geophys. Res., 74, p. 3804-3807.

Ortega V., Sánchez R., Ajactle A., Toledo A. y Williams C., 1992; Informe geológico integrado de los prospectos Ihualtepec Norte, Ihualtepec Sur y Palapa; I.G.R.S. 1136, Petroleos Mexicanos, Z.S. (inérito), 134 p.

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

Pal P.C., Khurana K.K. and Unnikrishnan P., 1979; Two examples of spectral approach to source depth estimation in gravity and magnetics; Pageoph, 117 (78/79), Birgauer Verlag, Basel.

Parker R.L., Inverse Theory with Grossly Inadequate Data; Geophys. J. R. astr. Soc., 29, 123-138.

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

Parker R.L., 1977; Understanding inverse theory; Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1977, 5, p. 35-64.

Pérez-Cruz G., 1988; Estudio sismológico de reflexión del subsuelo de la Cd. de México; Tesis de Maestría, Div. Est. Pos. Fac. Ing., U.N.A.M., México.

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

Press W.H. et al., 1989; Numerical Recipes in Pascal, The Art of Scientific Computing; Cambridge University Press, Cambridge.

Rao D.B., 1986; Modelling of sedimentary basins from gravity anomalies with variable density contrast; Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 84, p. 207-212.

Skels D. C., 1974; Ambiguity in gravity interpretation; Geophysics, 12, p. 43-56.

Spector A. and Grant F.S., 1970; Statistical models for interpreting aeromagnetic data; Geophysics, 35, p. 293-302.

Tanner J. G., 1967; An automated method of gravity interpretation; Geophys. J. R. Astr. Soc., 13, p. 339-347.

Talwani M., Worsel J.L. and Landisman M., 1959; Rapid computation for two dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fractures zone; Jour. Geophy. Res., 64, 49-59.

Tselentis G.A., Dimitriadis K.L. and Drakopoulos J., 1987; A spectral approach to Moho depths estimation from gravity measurements in Epirus (NW Greece)- Some tectonic implications; Pageoph, in press.

Topfer K.D., 1977; Improved techniques for rapid interpretation of gravity anomalies caused by two-dimensional sedimentary basins; J. Geophysics., 43, p. 645-654.

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

Worzel J.L., 1965; Pendulum gravity measurements at sea 1939-1959; New York, John Wiley and Sons.

APENDICE

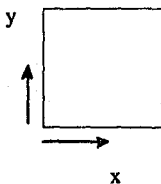
APENDICE: Descripción para el uso de los programas

Para la construcción de los programas se utilizó el lenguaje Pascal, Versión 6.0. Se realizaron dos versiones para cada uno de los programas, con la finalidad de que se puedan utilizar con datos gravimétricos en Unidades Gravimétricas o bien en Miligales.

Las características generales de todos los programas son las siguientes:

Los datos de entrada son archivos de texto (ASCII) y deben de tener la extensión .dat, estos pueden ser creados fácilmente por cualquier editor de texto, el arreglo de estos datos debe de ser en forma siempre vectorial, de tal manera, de que si lo que se va a utilizar es un perfil con 32 datos gravimétricos, entonces se tendrá que hacer un archivo de datos de 32 datos, seguido uno tras otro hacia abajo.

En lo que se refiere al caso tridimensional, los datos del plano se colocarán de la siguiente manera: el primer punto será el de la esquina inferior izquierda, tal como se muestra en la siguiente figura, recordando que su forma será la de un vector, por lo que si se trabaja una malla de 32 X 32 datos, entonces se tendrá un perfil de 1024 datos, si se inician los datos desde otro vértice entonces los resultados estarán en forma de espejo.



Uno de los requerimientos básicos en estos programas elaborados, es el que exige el uso de la transformada rápida de Fourier, ésta consiste en que los datos a procesar sea una potencia de dos, por ejemplo, 2, 4, 8, 16, 32, 64, 128 etc., pero esto no es ningún problema, ya que por ejemplo, si se tiene un perfil de datos gravimétricos de 25 datos, estos lo puedes ajustar a 32 con solo rellenar con ceros los que faltarían para completar tu vector a 32. También, la transformada rápida de Fourier necesita que los datos esten espaciados igualmente.

Los datos que se podrán utilizar serán en Miligales o en Unidades Gravimétricas y los datos de espaciamientos superficiales y de profundidad serán en Kilómetros.

Las frecuencias de rechazo y de corte se introducen con solo escribir el entero de la frecuencia elegida, o sea, que si para una frecuencia de corte se elige 6/32, entonces ponemos el número 6.

A continuación se dará una explicación de las características particulares de cada programa, así como la manera de su utilización.

La salida de los datos para perfiles serán de manera que se puedan graficar en forma "x-y", esto se puede hacer en cualquier paquete que grafique, en este caso todos los perfiles se construyeron en la hoja de cálculo "Excel" para windows.

Por otra parte, los resultados de las inversiones tridimensionales serán en formato de surfer, o sea que tendrán la extensión .grd, por la facilidad y universalidad del paquete mencionado. Con esto se puede hacer un archivo para plotearse y mandarlo a impresión. En una máquina normal esto lleva poco tiempo para realizarse.

DIRECTO.EXE

Con el programa directo.exe se calcula la anomalía gravitacional de un perfil topográfico dado. Los datos de entrada son los valores en kilometros de la topografía, esto en forma de vector, tal como se explicó anteriormente.

Los parámetros que se introducen al programa son: el número de datos a procesar, el espaciamiento entre ellos, el contraste de densidad, la profundidad de referencia, y por último la ruta y el nombre del archivo a leer sin extensión.

Al terminar el proceso, el programa indicará la cantidad de iteraciones realizadas, y preguntará si se quiere que se guarden los resultados, en caso afirmativo pedirá la ruta y el nombre en que se guardarán. Existe la opción de continuar con más procesos si se desea, esto sin salir del mismo programa.

La forma de salida de los datos serán también en forma de vector, y tendrán también la extensión .dat. La salida será en miligales, y si quieres invertir este perfil lo tienes que hacer en el programa especial para miligales. Estos resultados se pueden graficar en cualquier paquete de graficación que se desee.

EP2DMG.EXE Y EP2DUG.EXE.

Estos programas nos son de utilidad para construir la gráfica del espectro de potencia de los datos gravimétricos observados. Estos son sumamente fáciles de manejar, ya que los únicos datos que pide son los datos a procesar, el espaciamiento entre ellos y el nombre con la ruta de el archivo de datos.

Al término del proceso te preguntará si quieres almacenar los datos y el nombre del archivo en que se guardarán, esto con su ruta, no escribas la extensión, estos ya tendrán la extensión .dat por default.

El archivo de datos resultante lo graficas y de aquí obtendrás datos valiosos como la profundidad de referencia y el diseño del las frecuencias de rechazo y de corte, para que los emplees en el proceso de inversión gravimétrica.

INV2DMG.EXE Y INV2DUG.EXE

Este par de programas realizan la inversión gravimétrica no iterativa de un perfil, uno es para miligales y el otro para UGs. La forma de trabajar es idéntica entre si, por lo que se explicará su uso en forma general.

Al igual que todos los programas realizados, la entrada de los datos es en forma de perfil, construidos en un archivo ascii que tenga la extensión .dat, los parámetros que se le introducen son: Números de datos a procesar, el espaciamiento entre ellos, la profundidad de referencia (Z_0), el contraste de densidad, la frecuencia de rechazo, la frecuencia de corte y la ruta para leer el archivo de datos.

Al terminar de procesar (casi inmediatamente) te preguntará si quieres continuar procesando datos, si contestas afirmativamente entonces volverá a la primer pregunta para el segundo proceso, y así sucesivamente.

La salida de los datos serán en forma de "x" y "y", con lo que podrás graficarlos en cualquier paquete de graficación (en este tesis se graficaron con la hoja de cálculo "Excel" para windows.

ITE2DMG.EXE Y ITE2DUG.EXE

Con estos programas podrás realizar la inversión gravimétrica de un perfil gravimétrico dado, la forma de usarlo es muy simple, basta con introducirle los datos que va pidiendo el programa, estos son: número de datos a procesar, el espaciamiento de ellos, la profundidad de referencia, el contraste de densidad, la frecuencia de rechazo (F_r), la frecuencia de corte (F_c), el nombre del archivo sin extensión y con su ruta.

Durante el transcurso del proceso te indicará en la pantalla el número de iteraciones que va ejecutando, así como sus respectivos términos, si el programa se aborta, entonces no se logró la convergencia, por lo que lo debes de volver a correr, pero ahora modificando los parámetros de las frecuencias.

Cuando termina favorablemente el proceso, aparecerá en pantalla el número de iteraciones, el máximo error cuadrático medio (ver cap. 3, ejemplo de la protuberancia), estos datos si los deseas los puedes anotar, por que en archivo no se guardan, para que te sirvan de referencia.

Teniendo los resultados ya puedes graficarlos.

EP3DMG.EXE Y EP3DUG.EXE

Estos programas sirven para calcular el espectro de potencia de los datos gravimétricos de una malla.

Su uso es por demás simple, sólo se le introducen al programa los datos en "x", los datos en "y", el espaciamiento de los datos y el nombre del archivo.

Le das el nombre en que guardarás los datos, el resultado será en formato ascii, igual que los programas que calculan el espectro de potencia bidimensional, estos lo puedes graficar en el paquete de graficación de tu preferencia. La utilidad es que de aquí puedes diseñar el filtro a utilizar en los procesos de inversión, así como determinar la profundidad de referencia a partir de la pendiente.

INV3DMG.EXE Y INV3DUG.EXE

Estos programas trabajan con grandes cantidades de datos, al igual que en un perfil, los datos entran en forma de vector, en este caso se trata de una inversión gravimétrica tridimensional o iterativa, lo que significa que con esto