

01131
4



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

MODELADO TRIDIMENSIONAL DE DATOS
AEROMAGNETICOS UTILIZANDO LA SEÑAL ANALITICA.

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:

I N G E N I E R O G E O F I S I C O

P R E S E N T A :

MAURICIO CRUZ CISNEROS

DIRECTOR DE TESIS: DR. JAIME URRUTIA FUCUGAUCHI

MEXICO, D. F.

AGOSTO DEL 2003.

1

FALTA DE ORIGEN
TESIS CON





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 esta 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.



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN
60-1-528

SR. MAURICIO CRUZ CISNEROS

Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico:

MODELADO TRIDIMENSIONAL DE DATOS AEROMAGNÉTICOS UTILIZANDO LA SEÑAL ANALÍTICA

	RESUMEN
	INTRODUCCIÓN
I	ANTECEDENTES
II	MÉTODOS DE MODELACIÓN
III	EJEMPLOS SINTÉTICOS
IV	APLICACIÓN A LA ESTRUCTURA DE IMPACTO CHICXULUB
V	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES
	REFERENCIAS
	BIBLIOGRAFÍA

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente

"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"

Cd. Universitaria, D. F., a 30 de mayo de 2003

EL DIRECTOR

M. en C. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*JAGC*gtg

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

AGRADECIMIENTOS

Al Doctor Jaime Urrutia Fucugauchi, por su apoyo, tiempo, consejos y facilidades brindadas.

Al Doctor Carlos Ortiz Alemán, por la asesoría y ayuda proporcionadas para el desarrollo de esta tesis.

Al programa de becarios del Instituto Mexicano del Petróleo por el apoyo y facilidades suministradas, y que hicieron posible este trabajo.

A la Facultad de Ingeniería y sus profesores, por dedicar su tiempo y esfuerzo para formar a Ingenieros competitivos, orgullosos de su alma mater.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por darme una educación sólida, integral, diversa e incluyente.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

DEDICATORIAS

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

A la vida, por permitirme ser partícipe de ésta y de sus incontables emociones y aventuras.

A mis padres, el hombre y la mujer de mi vida que me enseñaron el amor y me han apoyado incondicionalmente.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

GRACIAS

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

No sólo esta tesis, sino todos mis logros, los comparto y dedico:

A mis hermanos, Edgar e Iván, quienes por sus acciones me han enseñado cómo es que no se deben de hacer las cosas.

A mis camaradas más allegados e incondicionales de Durango, por los momentos tan fregones que hemos pasado a pesar de la distancia y tantos años: Carmen incondicional y Chelo (lagartija aeróbica), Gaby, Nancy Judith (¡falta mi misa eh!), el Beta loco con todo y popitazo, el Pepón –compañero del vicio-, el Pepillo,... ahhhh! y hablando de dinosaurios, también al Choscar Pedro. Gracias a todos por ser tan chidos y auténticos.

A mi cuate de la infancia (y colega) Ricardo Correa, pues sin querer me enseñaste muchas cosas que ahora me guían.

Al Rogelio, por ser un muy especial amigo no obstante las distancias y las adversidades. Gracias por las lecciones que me enseñaste -¿ o nos enseñamos?-.

A mi amiga la Mohanmeda, donde quiera que estés...

A mis primeros amigos del anexo, Adriana Ugalde chiflada, Marian KFC, y Marlene Scout. ¡Gracias por su amistad, sus locuras y sus bromas!

A mis grandes amigos y colegas geofísicos: Lidia chiflada por su alegría y hacerme reír, Ari e Isa por su amistad y complicidad, Leo por chiflado e incondicional, Taz y Trix por simples y buenos cuates. Rubí por planchar el traje y Carlos y Chucho por vivir en dimensiones paralelas. Los aprecio y quiero mucho, gracias por tantas vivencias y su amistad leal.

A mis cuates del PARA, Parco Molo por su complicidad, sinceridad y amistad incondicional, Diego, Joel, Ángel, Víctor y Carlos por tantos Cervantinos.

A ti, con quien he aprendido tantas y tantas cosas, vivido invaluable momentos y conocido sensaciones sublimes. Gracias a la vida por ponerte en mi camino y por permitirnos esos instantes de eternidad.....¡¡TE AMO!!

Our Planet's Dream

*What was the start of all this?
When did the cogs of fate begin to turn?
Perhaps it is impossible to grasp that answer now,
From deep within the flow of time ...
But, for a certainty, back then,
We loved so many, yet hated so much,
We hurt others and were hurt ourselves ...
Yet even then, we ran like the wind,
Whilst our laughter echoed,
Under cerulean skies ...*

*Thus the curtain closes on another tale.
And eternity has passed, fleeting dreams fade into the distance...
All that is left now is my memories,
But I'm sure we'll meet again, someday you and I,
Another place, another time although
You may not know who I am.
Let us open the door to the great unknown across another reality
And live another today even when the story has been told. We'll meet each other
... again.*

Schala "Kid" Zeal

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

“MODELADO TRIDIMENSIONAL DE DATOS AEROMAGNÉTICOS UTILIZANDO LA SEÑAL ANALÍTICA”

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	1
INTRODUCCIÓN	3
CAPÍTULO I ANTECEDENTES	5
1.1. Técnicas para interpretar datos de campo potencial	5
1.1.1. Problema directo	6
1.1.2. Problema inverso	6
1.1.3. Realce y despliegue de las anomalías	8
1.2. Magnetización	10
CAPÍTULO II MÉTODOS DE MODELACIÓN	13
2.1. Deconvolución de Euler	13
2.1.1. Ecuación de Euler. Índice estructural	13
2.1.2. Solución de la ecuación de Euler	16
2.2. Señal Analítica	18
2.2.1. La Señal Analítica para el caso bidimensional	19
2.2.2. La Señal Analítica. Caso tridimensional	26
2.2.3. Señal Analítica optimizada	28

2.2.4. Laplaciano de la Señal Analítica	30
CAPÍTULO III EJEMPLOS SINTÉTICOS	34
3.1. Los modelos sintéticos	34
3.2. Aplicación y resultados con la Deconvolución de Euler	38
3.3. Aplicación y resultados con la Señal Analítica	48
CAPÍTULO IV APLICACIÓN A LA ESTRUCTURA DE IMPACTO	
CHICXULUB	60
4.1. Estructuras de impacto terrestres	60
4.2. El cráter de Chicxulub y la geomorfología de la península de Yucatán	62
4.3. Los datos magnéticos	66
4.4. Aplicación de la Deconvolución de Euler	70
4.5. Aplicación de la Señal Analítica	79
4.6. Discusión de los resultados	87
CAPÍTULO V CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	93
REFERENCIAS	96
BIBLIOGRAFÍA	104
APÉNDICE	105

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

RESUMEN

En esta tesis se presentan los resultados del estudio de dos técnicas relativamente nuevas para la modelación de datos aeromagnéticos: la Deconvolución de Euler y la Señal Analítica, en tres dimensiones. El análisis se realiza inicialmente para datos sintéticos y posteriormente para un conjunto de datos tomados sobre la parte noroeste de la península de Yucatán.

En el capítulo 1 se presenta, por un lado, un repaso de las técnicas más utilizadas para interpretar datos de campo potencial, a partir del tipo de problema que se pueda presentar (directo o inverso). Esta parte de los antecedentes da pie a la descripción posterior de los dos métodos desarrollados en esta tesis. En adición, se describen algunos conceptos matemáticos, referentes al potencial magnético y la magnetización de los cuerpos, que constituyen fundamentos importantes para el desarrollo de este trabajo.

Dentro del segundo capítulo se muestran las bases teóricas necesarias referentes a la señal analítica en dos y tres dimensiones: su definición, propiedades, el comportamiento del método para un modelo de contactos magnéticos y algunas discusiones sobre algunos trabajos importantes en este tema, referentes al procedimiento y precisión para obtener las profundidades de los contactos.

Asimismo, se presentan los fundamentos teóricos del método y la Ecuación de Euler, los cuales derivan en la deconvolución del mismo nombre, así como el desarrollo de un sistema de ecuaciones que permitió implantar la subrutina que a su vez, fue incorporada en el programa anexo.

En el tercer capítulo se proponen las características que definen a los modelos de bloques (Bhattacharyya, 1964 y 1980) generadores de las anomalías sintéticas y sus derivadas; los cuales serán útiles para probar los programas de la señal analítica y deconvolución de Euler. Se presenta, adicionalmente, una breve discusión acerca de los resultados obtenidos con distintos ensayos: para el caso de la señal analítica, las discrepancias emanadas de considerar los tres tipos de señales analíticas (simple, optimizada y filtrada), y, en el rubro de la señal analítica filtrada, las diferencias obtenidas al considerar modelos de dique o de contacto; mientras que con la deconvolución de Euler se analiza el comportamiento del método ante la variación de determinados parámetros (índice estructural y tolerancia por ejemplo).

El cuarto capítulo describe de forma introductoria las fases de formación de cráteres por impacto. Esto es esencial debido a que la zona de estudio, en la parte noroeste de la península de Yucatán, se encuentra sepultada una estructura de impacto denominada Chicxulub, cuya importancia científica se ha incrementado en los últimos años debido a su relación con las extinciones masivas de la frontera Cretácico-Terciario. Asimismo, se procesan con los métodos propuestos los datos magnéticos de la zona y se discuten los resultados, correlacionando con la información geológica y geofísica disponible para el área de estudio, de forma consistente. En este sentido, se hace una breve comparación de la deconvolución de Euler en tres dimensiones con un trabajo realizado por Flores Márquez et al. (1999) (que incluye el análisis de dos perfiles con esta técnica).

Como colofón se indican las conclusiones referentes a todo el trabajo en general, desde el comportamiento de los métodos ante datos sintéticos y reales, hasta el comportamiento y limitaciones del programa elaborado. Además se hacen también recomendaciones sobre la aplicación de las técnicas y tareas adicionales para mejorar la interpretación.

INTRODUCCIÓN

Este trabajo pretende mostrar una aplicación eficaz de los métodos conocidos como Deconvolución de Euler y Señal Analítica, calibrando su respuesta ante datos sintéticos para posteriormente determinar cualitativamente su efectividad al utilizar datos reales de una región de estudio seleccionada debido a la abundante información petrológica y geofísica disponible.

Como ocurre con todas las técnicas de interpretación geofísica, ninguna de ellas es capaz de proporcionar completa certeza acerca de la información del subsuelo, así mostrando cada técnica ventajas y desventajas. En este sentido, este trabajo procura mostrar cómo los métodos conocidos como Deconvolución de Euler y Señal Analítica acceden -con sencillez relativa- a bosquejar a partir de datos potenciales, una idea general de la información geológica o estructural útil de dichos datos. Esta tesis tiene como objetivo primordial, mostrar que los dos métodos pueden complementarse para una interpretación, y son útiles para bosquejar los intervalos de profundidad en los cuales existen cambios significativos de propiedades magnéticas, al manejar apropiadamente los datos y siendo necesario: 1) Un conocimiento previo de las características de los cuerpos que generan anomalías magnéticas (si se trata de datos sintéticos) o 2) información preexistente de una zona de estudio (para datos reales).

La zona en donde se tomaron los datos reales corresponde a la hoy reconocida ampliamente estructura de impacto denominada Chicxulub; donde a finales del Cretácico tuvo lugar un evento cuyos efectos catastróficos modificaron radicalmente a la biosfera y, por la variedad de procesos geológicos subsecuentes, permitieron la creación incluso de las reservas petrolíferas del Golfo de México.

Desde la confirmación de Chicxulub como estructura de impacto, se han efectuado numerosos estudios científicos para determinar la litología resultante, morfología del cráter y las posibles consecuencias de un evento similar, por mencionar algunos aspectos. En lo concerniente a geofísica, se ha trabajado con perfiles sísmicos, datos gravimétricos y magnéticos en 2D y 3D. En la sección de referencias se tienen citados algunos de los trabajos representativos al respecto.

Así, aunque ya se ha trabajado previamente con los datos aeromagnéticos (Penfield y Camargo, 1981; Hildebrand et al., 1991; Pilkington et al., 1994; Flores Márquez et al., 1999

por mencionar a algunos autores) de la zona de Chicxulub, en esta tesis se replantea su uso con los dos métodos propuestos, en las tres dimensiones (a diferencia de perfiles bidimensionales), comparando y complementando resultados. Después de procesar dichos datos, se desea corroborar la eficacia de la Deconvolución de Euler y la Señal Analítica para determinar la localización tridimensional de los principales contactos magnéticos.

En la actualidad, el procesamiento de datos geofísicos posee la ventaja de contar con ayuda automatizada. En este sentido, existen muchos programas enfocados a simplificar las tareas de procesamiento que, antes del uso común de las computadoras, resultaban en labores engorrosas y lentas. Aunque existen programas de enfoque geofísico, muchos de ellos no son de fácil acceso por no encontrarse bien difundidos, por su precio o por pertenecer a alguna compañía grande. Por estas razones y como apéndice a la tesis, para este trabajo escrito se propone el uso de un programa de ambiente amigable, que reúne los métodos de modelación y que puede ser utilizado y editado con relativa facilidad por estudiantes, investigadores o cualquier persona interesada en la modelación y/o programación.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

CAPITULO I ANTECEDENTES

Los distintos métodos de interpretación de datos potenciales pueden ser divididos en tres categorías principales: problema directo, problema inverso y realce y despliegue de las anomalías (Blakely, 1995). Cada una posee el mismo objetivo: determinar la distribución espacial de las fuentes potenciales, ya sean magnéticas o gravimétricas (o bien, en general, para datos geofísicos). Sin embargo cada una de ellas cumple su propósito a través de distintos procesos lógicos. Dentro de este capítulo se exponen muy brevemente las contribuciones de algunos autores para solucionar distintos problemas inversos y de realce de características específicas de anomalías. Resulta importante mencionarlo ya que la resolución del método de Euler es un problema inverso y la obtención de la Señal Analítica corresponde a la tercer categoría.

Asimismo, es importante tener nociones acerca de la naturaleza de las fuentes magnéticas, por ello se incluyen definiciones relacionadas con la magnetización de los cuerpos.

1.1. TÉCNICAS PARA INTERPRETAR DATOS DE CAMPO POTENCIAL

Sean las siguientes expresiones matemáticas, las cuales relacionan los campos potenciales con las fuentes que los originan (Blakely, 1995). Por ejemplo, para la atracción vertical de la gravedad, se tiene,

$$g(P) = -\gamma \int_R \rho(Q) \frac{z-z'}{r^3} dv$$

y para el campo magnético vertical,

$$B_z(P) = -C_m \frac{\partial}{\partial z} \int \bar{M}(Q) \cdot \nabla_Q \frac{1}{r} dv = C_m \int_R \frac{\bar{M}(Q)}{r^4} \cdot [3\bar{r}(z-z') - r\bar{k}] dv$$

donde R es el volumen ocupado por la fuente, P el punto de observación en (x,y,z) fuera de R, Q el punto de integración (x', y' z') dentro de R, \bar{r} un vector que va de P a Q, $\rho(Q)$ y $\bar{M}(Q)$ densidad y magnetización, respectivamente; γ y C_m son constantes de proporcionalidad gravitacional y magnética, respectivamente (Blakely, 1995).

Estas dos ecuaciones poseen la misma forma general,

$$f(P) = \int_R s(Q) \psi(P, Q) dV$$

donde $f(P)$ es el campo potencial en P , $s(Q)$ describe una cantidad física (densidad o magnetización) en el punto Q , y $\psi(P, Q)$ es una función que depende de las ubicaciones del punto de observación P y del punto de la fuente Q .

Esta última ecuación resulta conveniente para ejemplificar el contraste entre los problemas directo e inverso.

1.1.1. PROBLEMA DIRECTO

Consiste en obtener $f(P)$, siendo $s(Q)$, $\psi(P, Q)$ y el volumen conocidos. En este sentido, el problema directo implica ajustar iterativamente $s(Q)$ y R , después calcular $f(P)$ y luego comparar con los valores observados, hasta que el campo calculado se ajuste lo mejor posible al campo observado. Para comenzar el proceso iterativo, se construye un modelo inicial para una fuente dada, basado en la intuición geológica y geofísica. Después se calcula la anomalía de dicho modelo y se compara con la anomalía observada, para así ajustar los parámetros del modelo procurando la concordancia entre las dos anomalías. Este proceso se repite las veces necesarias hasta que las anomalías calculadas y observadas sean suficientemente parecidas.

1.1.2. PROBLEMA INVERSO

Por otro lado, el problema inverso utiliza un conjunto de lecturas directas de $f(P)$ para estimar los parámetros de $s(Q)$ ó R . Es decir, a partir de la anomalía observada se infieren los parámetros del modelo, para lo cual es necesario hacer ciertas suposiciones para simplificar el modelo y poder obtener tales parámetros.

Así, el cálculo de $s(Q)$ es conocido como el problema inverso lineal. Este tipo de problemas implica la obtención, por ejemplo, de:

- Magnetización de una capa (Bott, 1967, Bott y Hutton, 1970, Emilia y Bodvarsson, 1969).
- Dirección de magnetización, para magnetización uniforme en la litosfera (Francheteau et al., 1970, Harrison et al., 1970), y para magnetización no uniforme

en la litosfera (Harrison, 1971, Francheteau et al., 1970, Sager et al., 1982, Emilia y Massey, 1974, Ueda, 1988) y en arcos volcánicos (Kodama y Uyeda, 1979, Blakely y Christiansen, 1978).

Por otro lado, el cálculo de alguna propiedad de R implica un problema inverso no lineal, ya que el potencial no es función lineal de, por ejemplo, la profundidad, el espesor o la forma de la fuente y todos estos parámetros se hallan contenidos en $\psi(P,Q)$ y en los límites de integración implicados por el volumen R.

Como ejemplos de problemas inversos no lineales, se tienen:

- Obtención de la forma de la fuente. Son métodos que dependen enormemente del modelo que se propone y por ende, de las suposiciones que se hagan:
 - Método iterativo de Bott (1960) para estimar secciones de cuencas sedimentarias, mejorado posteriormente por Cordell y Henderson (1968).
 - Métodos que linealizan relaciones no lineales, al considerar pequeños cambios en los parámetros y al utilizar herramientas matemáticas. Estas aproximaciones han sido realizadas de distintas formas para anomalías gravimétricas (Corbato, 1965, Al-Chalabi, 1972, Coles, 1976) y anomalías magnéticas (Johnson, 1969, McGrath y Hood, 1973, Rao y Babu, 1991).
- Obtención de la profundidad de la fuente. Pueden referirse a los que analizan una anomalía simple:
 - Método de Peters (1949), que sigue un método gráfico relativamente sencillo y útil para bosquejar la profundidad de la fuente, aunque necesita de muchas simplificaciones.
 - Método elaborado por Smith (1959) y Bott y Smith (1958) el cual obtiene la profundidad máxima de la fuente, basado en la primera, segunda y tercera derivadas de las anomalías.
- O bien, obtener la profundidad en un perfil sobre varias fuentes, estrategia a seguir cuando se tienen secciones muy grandes o cantidades enormes de datos de campo.
 - Método de Euler (deconvolución de Euler). Estima la ubicación de un cuerpo simple (monopolo, dipolo, hoja delgada, etc.) a partir de unas cuantas medidas de campo magnético o gravitacional, al aplicarse sucesivamente a un perfil muy grande, dividiendo a éste en "ventanas" consecutivas. Cada

ventana proporciona la estimación de una fuente. Así, cuando todos los resultados son graficados, tenderán a agruparse alrededor de contrastes de densidad o magnéticos de interés.

Este método parte de la ecuación de Euler,

$$\vec{r} \bullet \nabla f = -nf,$$

donde $\vec{r} = (x, y, z)$, f es el campo potencial y n es el índice estructural o razón de atenuación. Esta ecuación ha sido ampliamente utilizada para analizar anomalías magnéticas (Thompson, 1982, Barongo, 1984, Reid et al., 1990) y gravimétricas (Marson y Klingele, 1993).

- Deconvolución de Werner (1953). Está fundamentado en el campo magnético que produce un cuerpo delgado con forma de hoja, el cual es directamente dependiente de su ubicación y profundidad. En principio, es posible estimar tales parámetros a partir de cuatro medidas de anomalía de campo total. En este sentido, un perfil de anomalía de campo total puede ser dividido en grupos de cuatro o más medidas, donde cada grupo provee una aproximación de la ubicación de la fuente. Al graficar todos los puntos, éstos tienden a bosquejar el lugar donde se encuentra el cuerpo en forma de hoja. De este modo, es posible modelar apropiadamente una sección geológica por medio de un conjunto de tales cuerpos.

Estos dos últimos métodos mencionados deben su nombre al hecho de que son similares a la deconvolución en la interpretación sísmica, donde las ondas sísmicas se transforman a impulsos que representan reflectores individuales.

En el siguiente capítulo se incluye una explicación más detallada sobre el método de Euler.

1.1.3. REALCE Y DESPLIEGUE DE LAS ANOMALÍAS

Esta tercera categoría de métodos potenciales, facilita la interpretación geológica al transformar las lecturas de algún modo que permita realzar ciertas características de las fuentes. Aunque estas transformaciones no calculan los parámetros ni definen directamente la distribución de las fuentes, a menudo aportan ideas para comprender su naturaleza. Como ejemplos de las más comunes de estas técnicas, tenemos:

- Continúa n analítica hacia arriba (Huestis y Parker, 1979). Transforma el campo potencial medido sobre una superficie, al campo que habría sido medido sobre otra superficie mas alejada de todas las fuentes. Esto aten a las anomalías con respecto a la longitud de onda ("suaviza" a la anomalía), lo que degrada la calidad de los datos; pero así es útil pues permite comparar datos tomados a mayor altura (aeromagnéticos o aerogravim tricos) con datos sobre la superficie, además de que acentúa a las anomalías causadas por fuentes profundas a expensas de las anomalías asociadas con fuentes someras.
- Continuada n hacia abajo (Huestis y Parker, 1979). A diferencia de la continuada n hacia arriba, tiende a acentuar detalles sobre la distribución de la fuente, para las partes someras. Sin embargo es inestable e introduce ruido de alta frecuencia en la curva de anomalía.
- Reducción al polo (Baranov y Naudy, 1964). Esta operación es necesaria para anomalías magnéticas, puesto que frecuentemente la dirección de la magnetización y del campo ambiental no son verticales, lo que causa un desfase lateral de la anomalía, deformación o hasta incluso un cambio de signo de la anomalía. Estas tres últimas técnicas se apoyan enormemente en la teoría de análisis de Fourier.
- Señal analítica. Está formada por la combinación de los gradientes horizontales y verticales de una anomalía magnética. Su forma depende de la ubicación de las fuentes y es independiente de las direcciones de magnetización de éstas. En la señal analítica la transformada de Hilbert juega un papel muy importante. La primera aplicación práctica de la señal analítica fue realizada por Nabighian (Nabighian, 1972, 1974) para problemas bidimensionales; y recientemente a problemas en tres dimensiones (Nabighian, 1984, Roest, Verhoef y Pilkington, 1992, Roest, Arkani-Hamed y Verhoef, 1992, Roest y Pilkington, 1993). Esto se verá más en detalle en el siguiente capítulo.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

1.2. MAGNETIZACIÓN

La magnetización de un volumen V se define como la suma vectorial de todos los momentos dipolares individuales, \mathbf{m}_i , dividida entre el volumen,

$$\mathbf{M} = \frac{1}{V} \sum_i \mathbf{m}_i,$$

o bien, en forma diferencial,

$$\mathbf{M} = \frac{d\mathbf{m}}{dv},$$

cuyas unidades son, en el SI, $[A/m]$, y en emu, $[gauss]$.

Existen dos modelos para explicar el fenómeno de la magnetización.

- Modelo de distribución de corrientes. El modelo de distribución de corrientes, mostrado en la figura 1.1, establece que la magnetización es el efecto conjunto de todas las corrientes elementales dentro de un medio o volumen magnético.

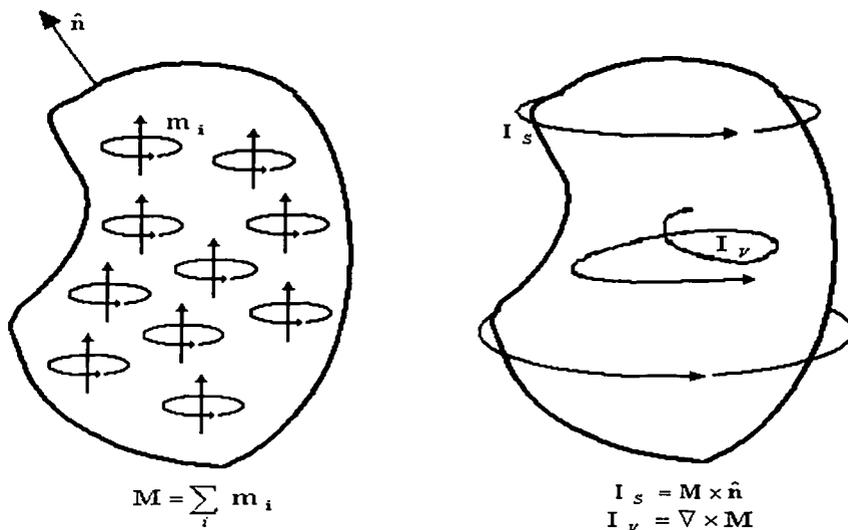


Fig. 1.1. Modificada de Blakely (1995)

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Si todos los momentos dipolares dentro de un volumen de materia se hallan alineados, paralelos, y distribuidos uniformemente, entonces el efecto conjunto de todas las corrientes elementales se desvanecerá, excepto en la superficie del material. Si la magnetización no es uniforme dentro del volumen, existirá una corriente volumétrica interna, en los puntos donde las corrientes elementales no se cancelan. En suma, una distribución de momentos dipolares es equivalente a una distribución de corrientes eléctricas, algunas en la superficie del volumen y otras en su interior.

- Modelo de distribución de cargas magnéticas. Si en la expresión del potencial magnético

$$V(P) = -C_m \mathbf{m} \cdot \nabla_P \frac{1}{r}$$

(tomada de Blakely, 1995, cap. "Magnetization") se sustituye $\mathbf{m} = \mathbf{M} dv$, produce el potencial visto desde el punto P, esto es,

$$V(P) = -C_m \mathbf{M} \cdot \nabla_P \frac{1}{r} dv, \quad (1.2.1)$$

donde r es la distancia de P al dipolo, y considerando que un elemento muy pequeño de material magnético con magnetización \mathbf{M} actúa como un dipolo.

La magnetización es una función $\mathbf{M} = \mathbf{M}(Q)$ de la posición, y al integrar (1.2.1) para todos los volúmenes elementales, se tiene

$$V(P) = C_m \int_R \mathbf{M}(Q) \cdot \nabla_Q \frac{1}{r} dv. \quad (1.2.2)$$

Por medio de identidades vectoriales y del teorema de la divergencia, es posible descomponer a (1.2.2) en dos partes,

$$V(P) = C_m \int_S \frac{\mathbf{M}(Q) \cdot \mathbf{n}}{r} dS - C_m \int_R \frac{\nabla \cdot \mathbf{M}(Q)}{r} dv. \quad (1.2.3)$$

La expresión (1.2.2) es análoga a la ecuación de potencial gravitacional, por tanto, para la expresión (1.2.3) se tienen dos integrales análogas a las que expresan el potencial gravitacional de una superficie y para un volumen. Por ende, $\mathbf{M}(Q) \cdot \mathbf{n}$ y $\nabla \cdot \mathbf{M}(Q)$ son correspondientes a una densidad de superficie y una de volumen, respectivamente; y pueden considerarse como distribuciones de carga magnetostática:

$$Q_v = -\nabla \cdot \mathbf{M}$$

$$Q_s = \mathbf{M} \cdot \mathbf{n}.$$

Sin embargo, las cargas magnéticas no existen físicamente, sólo son útiles para crear el modelo conceptual y para el desarrollo de métodos directos en geofísica.

Una de las leyes de Maxwell, $\nabla \times \mathbf{B} = 4\pi C_m (\mathbf{I}_m + \nabla \times \mathbf{M} + \partial \mathbf{D} / \partial t)$, establece que la inducción magnética se origina por todo tipo de corrientes, microscópicas, macroscópicas y de desplazamiento.

A diferencia de la inducción magnética la cual se origina a partir de todo tipo de corrientes (macroscópicas y atómicas), la intensidad de campo magnético es producto sólo de corrientes verdaderas. La definición de la intensidad de campo magnético \mathbf{H} depende del sistema de unidades:

Para el sistema emu,

$$\mathbf{H} = \mathbf{B} - 4\pi \mathbf{M} . \quad (1.2.4a)$$

Y en el SI:

$$\mathbf{H} = \frac{\mathbf{B}}{\mu_0} - \mathbf{M} . \quad (1.2.4b)$$

En el sistema emu, \mathbf{H} y \mathbf{B} son idénticos fuera de materiales magnéticos; y en el SI poseen la misma dirección fuera de materiales magnéticos pero difieren en magnitud y dimensiones.

Los materiales pueden adquirir cierta magnetización bajo la influencia de algún campo magnético externo. Para campos magnéticos de baja amplitud, dicha magnetización inducida es proporcional en magnitud y paralelo en dirección al campo externo:

$$\mathbf{M} = \chi \mathbf{H} \quad (1.2.5)$$

donde χ es una constante de proporcionalidad, llamada susceptibilidad magnética. La ecuación anterior es igual para los sistemas emu y SI, y la susceptibilidad es adimensional para ambos sistemas, pero cambiando las magnitudes: $\chi_{emu} = 4\pi \chi_{SI}$.

La permeabilidad magnética, μ , se halla relacionada con la susceptibilidad sin embargo su definición también depende del sistema de unidades: Para el sistema emu, $\mu = 1 + 4\pi \chi$; y para el SI, $\mu = \mu_0 (1 + \chi)$.

La constante de proporcionalidad en la relación (1.2.5) difícilmente es estable, pues varía con la intensidad del campo, puede ser negativo, seguir un ciclo de histéresis e incluso ser representado en forma tensorial para algunos materiales.

CAPÍTULO II MÉTODOS DE MODELACIÓN

Para poder comprender los procedimientos que se llevarán a cabo con datos sintéticos y reales, es necesario plantear el desarrollo teórico tanto de la deconvolución de Euler como de la Señal Analítica. Este marco teórico permitirá contar con las ecuaciones necesarias para la implementación y uso del programa que posteriormente se añade y utiliza.

2.1. DECONVOLUCION DE EULER

2.1.1. ECUACIÓN DE EULER. ÍNDICE ESTRUCTURAL

Sea una función $f(x, y, z)$ definida en coordenadas cartesianas x, y, z , (donde z es positiva hacia abajo). Dicha función es *homogénea y de grado n* , si (Thompson, 1982):

$$f(tx, ty, tz) = t^n f(x, y, z)$$

donde t es un parámetro para comprobar la homogeneidad.

Además, si es *homogénea y de grado n* , se satisface la siguiente ecuación:

$$x \frac{\partial f}{\partial x} + y \frac{\partial f}{\partial y} + z \frac{\partial f}{\partial z} = nf \quad (2.1.1.1)$$

o, en forma general,

$$\vec{r} \cdot \nabla f = -nf \quad (2.1.1.1a)$$

donde $\vec{r} = (x, y, z)$ es un vector de posición y n es un índice estructural (razón de atenuación).

Esta ecuación diferencial parcial es conocida como la ecuación de homogeneidad de Euler, o simplemente *Ecuación de Euler*. Como referencia rápida al origen de esta ecuación, el lector deberá remitirse a Blakely (1995), caps. 6 y 10.

Si consideramos una fuente magnética puntual ubicada en x_0, y_0, z_0 , relativo al sistema de referencia, como se muestra,

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

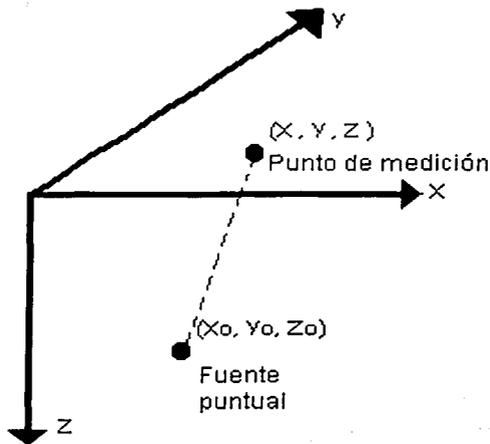


Fig. 2.1. Sistema referencial para definir la ecuación de Euler.

la intensidad de campo magnético total será

$$\Delta T(x, y) = f[(x - x_0), (y - y_0), z_0].$$

Con base en esto, la ecuación de Euler queda:

$$(x - x_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial y} - z_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = -N \Delta T(x, y) \quad (2.1.1.2)$$

Al acomodar convenientemente los términos en (2.1.1.2),

$$x_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + y_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial y} + z_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = x \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + y \frac{\partial \Delta T}{\partial y} + N \Delta T(x, y) \quad (2.1.1.3)$$

se observa la existencia de cuatro incógnitas importantes (asumiendo que los gradientes horizontales y vertical son conocidos), x_0 , y_0 , z_0 y N , donde las tres primeras proporcionan la ubicación de la fuente puntual, y N representa el tipo de fuente que mejor representa una anomalía dada, así como una medida de qué tan aguda es una anomalía con respecto a su profundidad (razón de cambio de un campo en relación con la distancia).

Si suponemos que $f(x, y, z)$ posee la forma general

$$f(x, y, z) = \frac{G}{r^N},$$

donde $r = (x^2 + y^2 + z^2)^{1/2}$, $N = 1, 2, 3, \dots$; y G es un valor arbitrario que no depende de la posición. Así, se puede mostrar que la ecuación anterior es homogénea y de orden $n = -N$.

Un gran número de fuentes magnéticas (dipolos magnéticos, masas puntuales, etc) tienen la forma de la ecuación anterior e involucran derivadas espaciales de $1/r$.

En este sentido, numerosos rasgos geológicos tienen valores de N distintivos (Thompson, 1982; Reid et al., 1990). Por ejemplo, un dique delgado bidimensional tiene un índice estructural $N = 1$ en el polo magnético; mientras que un contacto en el polo tiene un índice estructural menor a 0.5. El campo magnético producido por un dipolo decae con el inverso del cubo de la distancia (con $N=3$); una línea vertical delgada desvanece su campo con el inverso del cuadrado de la distancia ($N = 2$).

La ecuación de Euler puede ser resuelta exactamente para las incógnitas x_0 , y_0 , z_0 y N , sin embargo, dicha aplicación directa no es útil debido a que (Thompson, 1982):

- 1) La mayoría de las anomalías, aún en el polo magnético, tienden a índices estructurales altos (son de naturaleza más dipolar). Sin embargo, entre menor sea el índice estructural, son mejores las estimaciones de profundidad (Thompson, 1973).
- 2) Es inusual contar con el nivel absoluto del campo anómalo ΔT , por la presencia de campos regionales o desplazamientos debidos a anomalías cercanas.
- 3) Raramente las anomalías están representadas exactamente por fuentes puntuales.

El primer problema se resuelve al forzar a la ecuación a dar profundidades para índices bajos, solucionando la ecuación con distintos valores de N y así determinar cuales de esos índices prefiere una anomalía dada. Esto se establece al observar el modo en el que se agrupan las soluciones graficadas de los índices.

Para eliminar correctamente las desviaciones de los valores de intensidad de campo total ΔT , debe asumirse que la perturbación B (campo regional) es constante:

$$T(x, y) = \Delta T(x, y) + B, \quad (2.1.1.4)$$

Al despejar ΔT de (2.1.1.4), sustituyendo en (2.1.1.3) y arreglando términos, se produce la ecuación:

$$x_0 \frac{\partial T}{\partial x} + y_0 \frac{\partial T}{\partial y} + z_0 \frac{\partial T}{\partial z} + NB = x \frac{\partial T}{\partial x} + y \frac{\partial T}{\partial y} + NT \quad (2.1.1.5)$$

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

En el caso para un contacto con echado, el índice estructural es prácticamente cero, si se introduce un desplazamiento A (Reid et al., 1990). De este modo, la ecuación (2.1.1.5) queda como

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} - z_0 \frac{\partial T}{\partial z} = A \quad (2.1.1.6)$$

Ordenando los términos análogamente a la ecuación (2.1.1.5), tenemos,

$$x_0 \frac{\partial T}{\partial x} + y_0 \frac{\partial T}{\partial y} + z_0 \frac{\partial T}{\partial z} + A = x \frac{\partial T}{\partial x} + y \frac{\partial T}{\partial y} \quad (2.1.1.7)$$

Donde A incluye factores de rumbo, echado y amplitud.

De esta forma, se tienen dos formas de la ecuación de Euler: para el caso en el que el índice estructural es cero resulta conveniente la ecuación (2.1.1.7) y si éste difiere de cero se utiliza la ecuación (2.1.1.5).

Puesto que las anomalías se aproximan a partir de modelos simples, el último problema se resuelve al crear un sistema de ecuaciones sobredeterminado. Esto se explicará más adelante.

2.1.2. SOLUCIÓN DE LA ECUACIÓN DE EULER

Sea T_i el i -ésimo punto de medición de campo magnético total sobre una malla dada, con el punto de medición en (x_i, y_i) y la fuente en (x_0, y_0, z_0) . Se asume que es posible contar con los gradientes en las tres direcciones Cartesianas, ya sea por medición directa (adicionalmente al campo magnético total); o calculada, por medio de métodos numéricos en el dominio del espacio, o bien a través de la transformada de Fourier, en el dominio del número de onda.

Si se ubica una ventana cuadrada de datos dentro de las mallas de campo total y de los gradientes, donde m es el tamaño de la ventana, entonces se tendrán $mm = m^2$ ecuaciones del tipo de (2.1.1.5) cuya solución será la ubicación de la fuente para dicha ventana:

$$x_0 \frac{\partial T_1}{\partial x} + y_0 \frac{\partial T_1}{\partial y} + z_0 \frac{\partial T_1}{\partial z} + NB = x_1 \frac{\partial T}{\partial x} + y_1 \frac{\partial T}{\partial y} + NT_1$$

$$x_0 \frac{\partial T_2}{\partial x} + y_0 \frac{\partial T_2}{\partial y} + z_0 \frac{\partial T_2}{\partial z} + NB = x_2 \frac{\partial T}{\partial x} + y_2 \frac{\partial T}{\partial y} + NT_2$$

:

:

$$x_0 \frac{\partial T_{mm}}{\partial x} + y_0 \frac{\partial T_{mm}}{\partial y} + z_0 \frac{\partial T_{mm}}{\partial z} + NB = x_{mm} \frac{\partial T}{\partial x} + y_{mm} \frac{\partial T}{\partial y} + NT_{mm}$$

En forma matricial, se expresa:

$$\bar{A}\bar{x} = \bar{b} \quad (2.1.2.1)$$

donde:

$$\bar{A} = \begin{bmatrix} \frac{\partial T_1}{\partial x} & \frac{\partial T_1}{\partial y} & \frac{\partial T_1}{\partial z} & N \\ \frac{\partial T_2}{\partial x} & \frac{\partial T_2}{\partial y} & \frac{\partial T_2}{\partial z} & N \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{\partial T_{mm}}{\partial x} & \frac{\partial T_{mm}}{\partial y} & \frac{\partial T_{mm}}{\partial z} & N \end{bmatrix}, \quad \bar{x} = \begin{bmatrix} x_0 \\ y_0 \\ z_0 \\ B \end{bmatrix}, \quad y \quad \bar{b} = \begin{bmatrix} x_1 \frac{\partial T_1}{\partial x} + y_1 \frac{\partial T_1}{\partial y} + NT_1 \\ x_2 \frac{\partial T_2}{\partial x} + y_2 \frac{\partial T_2}{\partial y} + NT_2 \\ \vdots \\ x_{mm} \frac{\partial T_{mm}}{\partial x} + y_m \frac{\partial T_{mm}}{\partial y} + NT_{mm} \end{bmatrix}$$

Premultiplicando la ecuación por la transpuesta de \bar{A} :

$$\bar{A}'\bar{A}\bar{x} = \bar{A}'\bar{b} \quad (2.1.2.2)$$

Premultiplicando a (2.1.1.9) por la inversa de $\bar{A}'\bar{A}$:

$$(\bar{A}'\bar{A})^{-1}(\bar{A}'\bar{A})\bar{x} = (\bar{A}'\bar{A})^{-1}\bar{A}'\bar{b}$$

$$\bar{x} = (\bar{A}'\bar{A})^{-1}\bar{A}'\bar{b} \quad (2.1.2.3)$$

De este modo, se resuelve el sistema de ecuaciones propuesto para las incógnitas x_0 , y_0 , z_0 y B .

La solución del sistema de ecuaciones sobredeterminado también producirá una estimación de la desviación estándar de z_0 . Esta cantidad, σ_z es considerada como una "barra de error" de la estimación de la profundidad, pues sirve como criterio de tolerancia para determinar la utilidad de un valor de profundidad obtenido para una ventana dada. Este principio de aceptación, plasmado en la ecuación (2.1.2.4), se deriva empíricamente (Thompson, 1982) y depende en gran medida de la calidad de los datos y debe ajustarse su valor según sea el caso.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

$$TOL = 20 \leq \frac{z_0}{N \sigma_z} \quad (2.1.2.4)$$

2.2. SEÑAL ANALÍTICA

El concepto de la Señal Analítica está basado en el mapeo de funciones, del dominio del espacio hacia el dominio del número de onda. Para efectuar dicho procedimiento matemático se requiere de la definición de la transformada de Hilbert, la cual es otro método de cambio de dominio y se encuentra íntimamente relacionado con la transformada de Fourier. Por tal motivo, es necesario establecer la definición de la transformada de Hilbert bidimensional, y recordar el par de transformadas de Fourier.

El par de transformadas de Fourier está dado por

$$\begin{aligned} g(w) &= \mathcal{F} [f(x)] \\ f(x) &= \mathcal{F}^{-1} [g(w)]. \end{aligned}$$

Donde x se halla en el dominio espacial, mientras que w representa el número de onda.

El par de transformadas de Hilbert de una función $f(x)$ está definida por

$$\begin{aligned} g(\xi) &= \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{f(x)}{\xi - x} dx \\ f(x) &= \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{g(\xi)}{\xi - x} d\xi, \end{aligned}$$

o bien:

$$\begin{aligned} g(\xi) &= \mathcal{H}[f(x)], \\ f(x) &= \mathcal{H}^{-1}[g(\xi)]. \end{aligned} \quad (2.2.1.1)$$

La transformada directa de Hilbert representa la convolución de $f(x)$ con $1 / \pi x$.

Por tanto y a través del teorema de convolución, es posible escribir la relación entre la transformada de Fourier y la transformada de Hilbert:

$$\mathcal{F} [g(\xi)] = -i \operatorname{sgn}(w) \mathcal{F} [f(x)] = H \mathcal{F} [f(x)]. \quad (2.2.1.2)$$

donde

$$\operatorname{sgn}(w) = \frac{w}{|w|} = \begin{cases} +1 & \text{para } w > 0 \\ 0 & \text{para } w = 0 \\ -1 & \text{para } w < 0 \end{cases} \quad (2.2.1.3)$$

y

$$H = -i \operatorname{sgn}(w), \quad (2.2.1.4)$$

donde $i = \sqrt{-1}$.

Así, (2.2.1.4) es el operador de la transformada de Hilbert en el dominio de la frecuencia.

2.2.1. LA SEÑAL ANALÍTICA PARA EL CASO BIDIMENSIONAL

Considérese el arreglo mostrado en la figura 2.2.

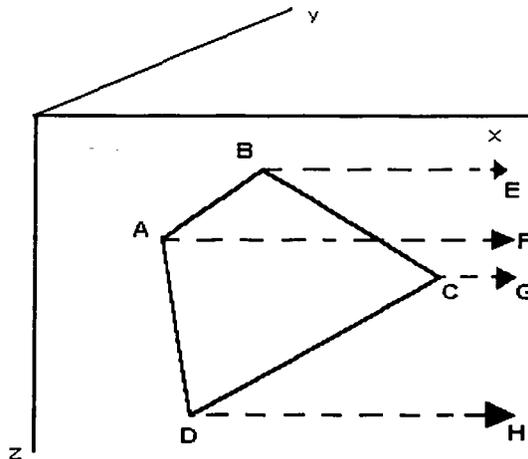


Fig. 2.2. Cuerpo finito bidimensional. Tomado de Nabighian (1972).

Es posible obtener cualquier cuerpo bidimensional al superponer un número finito de láminas semi infinitas. En este caso, $\overline{ABCD} = \overline{ABEF} + \overline{DAFH} - \overline{CBEG} - \overline{DCGH}$.

La anomalía ΔT debida a una de estas láminas es (Nabighian, 1972)

$$\Delta T(x) = 2kFc \operatorname{sen} d \left[(\theta_1 - \theta_2) \cos \phi + \operatorname{sen} \phi \ln \frac{r_1}{r_2} \right] \quad (2.2.1.5)$$

donde:

k es el contraste de susceptibilidad de la lámina.

F es el campo magnético terrestre.

A es el ángulo entre el norte magnético y el eje X .

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

i es la inclinación magnética.

d es el echado de la lámina

$\tan l = \tan i / \cos A$.

$c = 1 - \cos^2 i \sin^2 A$ (para anomalía de campo total)

$\phi = 2l - d - 90$ (para anomalía de campo total)

Al diferenciar (2.2.1.5) respecto de x y haciendo $t \rightarrow \infty$, se obtiene la derivada horizontal

$$\frac{\partial \Delta T}{\partial x} = 2kFc \operatorname{sen} d \frac{(h-z)\cos \phi + x \operatorname{sen} \phi}{(h-z)^2 + x^2} \quad (2.2.1.6)$$

que representa la anomalía de una lámina (AB en la figura 2.3) a una profundidad h .

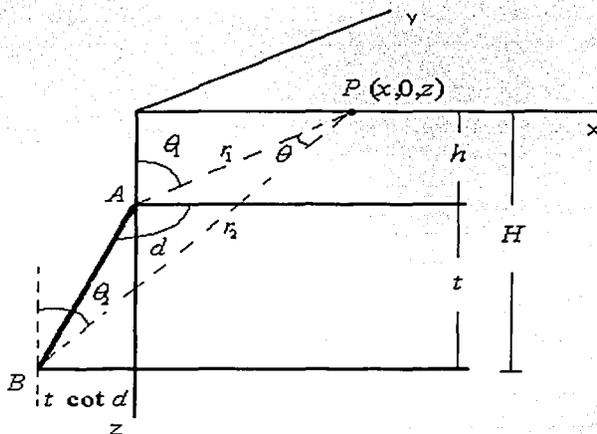


Fig. 2.3. Detalle de lámina semiinfinita. Tomado de Nabighian (1972).

De similar forma, al derivar (2.2.1.5) respecto de z (para cuando $t \rightarrow \infty$) se tiene la derivada vertical:

$$\frac{\partial \Delta T}{\partial z} = 2kFc \operatorname{sen} d \frac{x \cos \phi - (h-z) \operatorname{sen} \phi}{(h-z)^2 + x^2} \quad (2.2.1.7)$$

Utilizando el operador de transformada de Hilbert, (2.2.1.4) y la función signo, (2.2.1.3), sobre las expresiones de derivación 2.2.1.6 y 2.2.1.7, se establece que para el caso 2D,

$$\frac{\partial \Delta T}{\partial z} = \mathcal{H} \left[\frac{\partial \Delta T}{\partial x} \right], \quad (2.2.1.8)$$

$$\mathcal{F} \left[\frac{\partial \Delta T}{\partial z} \right] = -i \operatorname{sgn}(\omega) \mathcal{F} \left[\frac{\partial \Delta T}{\partial x} \right] = H \mathcal{F} \left[\frac{\partial \Delta T}{\partial x} \right] \quad (2.2.1.9)$$

$$\mathcal{F} \left[\frac{\partial \Delta T}{\partial x} + i \frac{\partial \Delta T}{\partial z} \right] = [1 + \operatorname{sgn}(\omega)] \mathcal{F} \left[\frac{\partial \Delta T}{\partial x} \right] = \begin{cases} 2 \mathcal{F} \left[\frac{\partial \Delta T}{\partial x} \right] & \text{para } \omega > 0 \\ \mathcal{F} \left[\frac{\partial \Delta T}{\partial x} \right] & \text{para } \omega = 0 \\ 0 & \text{para } \omega < 0 \end{cases} \quad (2.2.1.10)$$

Así, (2.2.1.8) permite obtener la derivada vertical de ΔT a partir de la derivada horizontal y la transformada de Hilbert, y (2.2.1.9) permite conocer la transformada de Fourier de la derivada vertical a partir de la transformada de Fourier de la derivada horizontal.

En (2.2.1.10) se introduce el concepto de Señal Analítica de la teoría de comunicación. Esa es la razón por la cual se observa, para $\mathcal{F} [\partial \Delta T / \partial x]$, que se doblan las frecuencias positivas, se cancelan las negativas y permanece intacto el nivel "dc", por la naturaleza de la función $\operatorname{sgn}(\omega)$, descrita previamente. A partir de esto se desprende que el espectro de la señal analítica es causal en el dominio de la frecuencia, ya que está definido por valores positivos del argumento.

Si se obtiene la transformada inversa de Fourier a partir de la última relación, la expresión resultante constituye la señal analítica en forma general para el caso bidimensional:

$$A(x) = \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + i \frac{\partial \Delta T}{\partial z} \quad (2.2.1.11)$$

Aplicando este concepto nuevo al ejemplo (fig. 2.2), se tiene el par transformado de Fourier:

$$A(x) = \frac{\alpha e^{i\phi}}{(h-z) + ix} \longleftrightarrow \begin{cases} 2\pi\alpha e^{i\phi} e^{-\omega h} & \text{para } \omega > 0 \\ \pi\alpha e^{i\phi} & \text{para } \omega = 0 \\ 0 & \text{para } \omega < 0 \end{cases} \quad (2.2.1.12)$$

donde $\alpha = 2k F c \operatorname{sen} d$.

De igual forma, a partir de la expresión $A(x)$ en (2.2.1.12), es viable enlistar las propiedades de la señal analítica:

a) $A(x)$ es una función analítica de la variable compleja $Z = x + iz$,

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

$$A(Z) = \frac{\alpha e^{i\phi}}{h + iZ},$$

cuyas partes real e imaginaria satisfacen las condiciones de Cauchy- Riemann

$$\frac{\partial (\partial \Delta T / \partial x)}{\partial x} = -\frac{\partial (\partial \Delta T / \partial z)}{\partial z}$$

$$\frac{\partial (\partial \Delta T / \partial x)}{\partial z} = \frac{\partial (\partial \Delta T / \partial z)}{\partial x}$$

b) Su amplitud es una función simétrica con respecto de $x = 0$, la cual no depende de ϕ (que a su vez, depende de la inclinación y la declinación):

$$|A(Z)| = \left[\left(\frac{\partial \Delta T}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \Delta T}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2}$$

$$= \frac{\alpha}{[(h-z)^2 + x^2]^{1/2}}$$

c) Es la derivada de un "potencial" complejo $W(x, z) = U(x, z) + iV(x, z)$, el cual es analítico en todos los puntos, excepto en las fuentes. U y V también satisfacen las ecuaciones de Cauchy- Riemann

$$\frac{\partial U}{\partial x} = \frac{\partial V}{\partial z} \quad y \quad \frac{\partial U}{\partial z} = -\frac{\partial V}{\partial x}$$

Partiendo de esto, si $\frac{\partial \Delta T}{\partial x} = -\frac{\partial U}{\partial x} = -\frac{\partial V}{\partial z}$ y $\frac{\partial \Delta T}{\partial z} = -\frac{\partial U}{\partial z} = \frac{\partial V}{\partial x}$, entonces

$$A(Z) = -\frac{\partial W(Z)}{\partial Z} = -\left[\frac{\partial U}{\partial x} + i \frac{\partial V}{\partial x} \right] = \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + i \frac{\partial \Delta T}{\partial z}$$

Así, la señal analítica representa la intensidad de campo complejo debido al potencial complejo $W(Z)$.

d) A partir de $A(Z)$ en el punto a), la intensidad de campo complejo mencionada posee polos simples en cada esquina de cada polígono (y la función $1/A(Z)$ tiene ceros en esos puntos. Esto es muy útil pues la ubicación de los polos y sus residuos producen toda la información de interés.

e) La función

$$a(x) = |A(Z)|^2 = \left[\frac{\partial \Delta T}{\partial x} \right]^2 + \left[\frac{\partial \Delta T}{\partial z} \right]^2 = \frac{\alpha^2}{h^2 + x^2} \quad (2.2.1.13)$$

posee la propiedad de que, a la mitad del máximo, el ancho de la función campana es igual a la profundidad $2h$. Además, como se aprecia en la figura 2.4, se tienen otros puntos de amplitud cuyo ancho es proporcional a h .

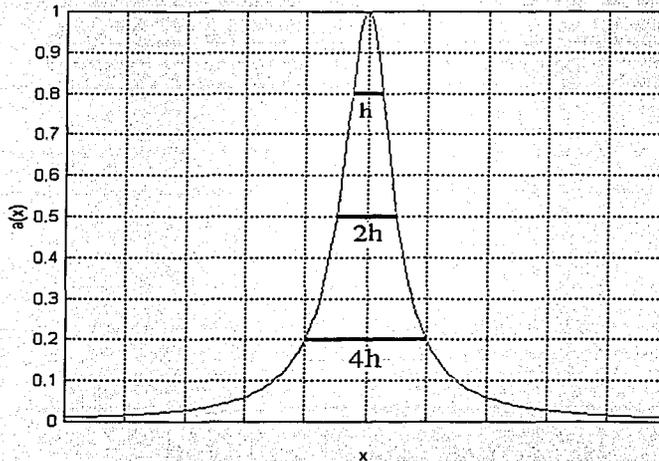


Fig. 2.4. Gráfica de la función campana, producto de la ecuación 2.2.1.13.

Este tipo de funciones simétricas de campana pueden obtenerse también a partir de derivadas sucesivas de las derivadas horizontal y vertical:

$$a_n(x) = \left[\frac{\partial^n (\partial \Delta T / \partial x)}{\partial x^n} \right]^2 + \left[\frac{\partial^n (\partial \Delta T / \partial z)}{\partial x^n} \right]^2 = \frac{(1^2 \cdot 2^2 \cdot \dots \cdot n^2) \alpha^2}{(h^2 + x^2)^{n+1}} \quad (2.2.1.14)$$

f) Si en (2.2.1.10) se realiza una translación en el dominio de la frecuencia al cambiar $\hat{F}(w)$ por $\hat{F}(w+s)$, se obtiene

$$\hat{F}(w+s) = e^{-s^h} \hat{F}(w).$$

Cuya transformada inversa produce

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

$$|A(Z)|_s^2 = e^{-2sh} |A(Z)|^2.$$

Donde $|A(Z)|_s^2$ es el cuadrado de la amplitud de la intensidad de campo complejo obtenida después de trasladar el espectro s unidades.

g) Al aplicar la transformada de Hilbert en $a(x)$:

$$a(x) = \frac{\alpha^2}{h^2 + x^2} \longleftrightarrow -\frac{\alpha^2}{h} \frac{\xi}{h^2 + \xi^2} = |A_1(Z)|^2 = a_1(\xi),$$

se deduce que $a_1(x) = -\frac{x}{h} a(x)$; lo que resulta en otro método para obtener h .

h) Cuando $x = 0$, la función $a(x)$ alcanza un máximo igual a α^2 / h^2 . Puesto que se ha demostrado que es posible precisar la profundidad h ; entonces al despejar se determina α y, por ende, la susceptibilidad k . De similar forma, cuando $x = 0$ en la derivada horizontal,

$$\frac{\partial \Delta T(x=0)}{\partial x} = \frac{\alpha \cos \phi}{h}$$

se despeja ϕ (al conocer h y α) y se obtiene su valor.

Con referencia a e), y para el caso de la superposición de hojuelas semiinfinitas del cual se partió (cuadrilátero ABCD, figura 2.2), la amplitud de la señal analítica (o de sus derivadas) se conforma de una combinación de funciones campana simétricas, cuyos máximos se encuentran sobre las correspondientes esquinas del cuadrilátero. Y, de acuerdo con lo descrito en los demás puntos, se infieren las profundidades de los vértices del cuerpo bidimensional (Nabighian, 1974, pp 86, figs. 3 y 4). El éxito de esta técnica depende, en mayor medida, de la exactitud con la cual puedan reconocerse rasgos simétricos en la curva de amplitud $a(x)$. Para la separación puede emplearse desde inspección visual hasta técnicas de correlación cruzada.

Si se utilizan derivadas de mayor orden, éstas tienden a realzar el efecto de los polos someros, a expensa de los efectos de los polos profundos (Nabighian, 1974, fig. 5).

Este efecto de realce (o de pico) se establece usualmente con la continuación analítica hacia abajo para reducir los efectos de interferencia debidos a fuentes o contactos geológicos cercanos a la superficie, lo que es equivalente en el dominio de las frecuencias a multiplicar a la transformada de Fourier de la anomalía de campo total por e^{+zw} , donde

+z es la altura de continuación. Sin embargo la función exponencial en este caso es amplificadora de ruido.

En contraste, una derivada de orden n implica multiplicar a la transformada de Fourier de la anomalía por ω^n , lo cual es pequeño en comparación con e^{+zw} ; lo que produce un efecto de pico de la amplitud de la señal analítica más estable que el realizado con la continuación hacia abajo.

Nabighian (1974), propone establecer un control con series finitas de Fourier sobre las amplitudes de las oscilaciones no deseadas en la señal analítica cuando se realiza la continuación hacia abajo, y para esto concluye que la función de amplitud de la señal analítica debe cancelar dichas oscilaciones, manteniendo la modulación.

2.2.2. LA SEÑAL ANALÍTICA. CASO TRIDIMENSIONAL

De forma similar al apartado anterior, se requiere establecer como preámbulo al par de transformadas de Fourier bidimensionales:

$$g(p, q) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) e^{-i(p x + q y)} dx dy,$$

$$f(x, y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} g(p, q) e^{i(p x + q y)} dp dq$$

o, en forma simbólica:

$$g(p, q) = \mathcal{F}[f(x, y)],$$

$$f(x, y) = \mathcal{F}^{-1}[g(p, q)].$$

Donde x, y , son variables espaciales ortogonales y p, q son sus respectivos números de onda.

Adicionalmente, se introduce la función signo (*sgn*) generalizada (Nabighian, 1984), definida como un vector unitario en el plano de las frecuencias (p, q) (figura 2.5),

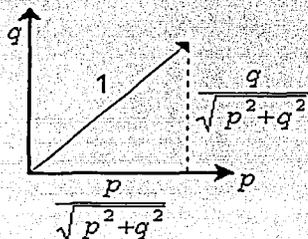


Fig. 2.5. Función signo generalizada. Tomada de Nabighian (1984).

$$\text{sgn}(p, q) = \frac{p}{\sqrt{p^2 + q^2}} \hat{e}_x + \frac{q}{\sqrt{p^2 + q^2}} \hat{e}_y. \quad (2.2.2.1)$$

Donde \hat{e}_x, \hat{e}_y , son los vectores unitarios en las direcciones de p y q , respectivamente.

De este modo, la generalización en 3D del operador de la transformada de Hilbert, establecido en (2.2.1.4) será (Nabighian, 1984):

$$\mathbf{H} = -i \text{sgn}(p, q) = H_1 \hat{e}_x + H_2 \hat{e}_y, \quad (2.2.2.2)$$

donde

$$H_1 = -\frac{ip}{\sqrt{p^2+q^2}} \quad y \quad H_2 = -\frac{iq}{\sqrt{p^2+q^2}}.$$

Sea $M = M(x, y)$ una función de anomalía de campo potencial, donde x e y constituyen el plano horizontal, y sean $\frac{\partial M}{\partial x}$, $\frac{\partial M}{\partial y}$ sus derivadas en las direcciones x e y , respectivamente.

Si se define a $\nabla_h = \frac{\partial}{\partial x} \hat{e}_x + \frac{\partial}{\partial y} \hat{e}_y$, como el operador gradiente horizontal, es posible obtener la derivada vertical de la anomalía como sigue:

$$\mathcal{F} \left[\frac{\partial M}{\partial z} \right] = \mathbf{H} \cdot \mathcal{F} [\nabla_h M] \quad (2.2.2.3)$$

o bien,

$$\mathcal{F} \left[\frac{\partial M}{\partial z} \right] = H_1 \mathcal{F} \left[\frac{\partial M}{\partial x} \right] + H_2 \mathcal{F} \left[\frac{\partial M}{\partial y} \right]. \quad (2.2.2.4)$$

Esta última ecuación representa una forma distinta de calcular la derivada vertical a partir de las derivadas horizontales perpendiculares. Las relaciones (2.2.2.3) y (2.2.2.4) son análogas a (2.2.1.9).

Además, si se considera la propiedad de diferenciación de la transformada bidimensional de Fourier,

$$\mathcal{F} [\nabla_h M] = -\mathbf{H} \mathcal{F} \left[\frac{\partial M}{\partial z} \right] \quad (2.2.2.5)$$

o por separado,

$$\mathcal{F} \left[\frac{\partial M}{\partial x} \right] = -H_1 \mathcal{F} \left[\frac{\partial M}{\partial z} \right] \quad y \quad \mathcal{F} \left[\frac{\partial M}{\partial y} \right] = -H_2 \mathcal{F} \left[\frac{\partial M}{\partial z} \right]. \quad (2.2.2.6)$$

Finalmente,

$$\mathcal{F} \left[\frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial M}{\partial y} + i \frac{\partial M}{\partial z} \right] = \left(1 + \frac{p}{\sqrt{p^2+q^2}} \right) \mathcal{F} \left(\frac{\partial M}{\partial x} \right) + \left(1 + \frac{q}{\sqrt{p^2+q^2}} \right) \mathcal{F} \left(\frac{\partial M}{\partial y} \right) \quad (2.2.2.7)$$

o, en forma compacta,

$$\mathcal{F} \left[\frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial M}{\partial y} + i \frac{\partial M}{\partial z} \right] = (\hat{e} + \text{sgn}(p, q)) \cdot \mathcal{F} [\nabla_h M], \quad (2.2.2.8)$$

donde $\hat{e} = \hat{e}_x + \hat{e}_y$. (2.2.2.7) y (2.2.2.8) son análogas a (2.2.1.10).

La expresión (2.2.2.8) contiene la generalización de la señal analítica tridimensional,

$$A(x, y) = \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial M}{\partial y} + i \frac{\partial M}{\partial z}, \quad (2.2.2.9)$$

la cual cumple con las mismas propiedades enlistadas previamente que su contraparte en dos dimensiones, (2.2.1.11).

La función de amplitud de la señal analítica es

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2}, \quad (2.2.2.10)$$

cuya forma, para anomalías magnéticas de diques, contactos y fallas es independiente de las direcciones de magnetización y del campo terrestre (Roest et al., 1992).

El uso de la señal analítica simple (esto es, las dos ecuaciones anteriores) parece ser insuficiente para detectar contactos geológicos (Mohan, 1993), por la aparición de interferencias; de ahí que es necesario mejorar la resolución.

Para ello se proponen dos métodos que emplean derivadas y cuyo objetivo son una mayor precisión en la localización de contactos.

2.2.3. SEÑAL ANALÍTICA OPTIMIZADA

Es posible extender la ecuación (2.2.1.14) al caso tridimensional, como la señal analítica optimizada de orden n (Hsu et al, 1996), como

$$A_n(x, y) = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial^n M}{\partial z^n} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial^n M}{\partial z^n} \right) + i \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial^n M}{\partial z^n} \right), \quad (2.2.3.1)$$

y su amplitud como

$$|A_n(x, y)| = \sqrt{\left(\nabla^n M_x\right)^2 + \left(\nabla^n M_y\right)^2 + \left(\nabla^n M_z\right)^2} \quad (2.2.3.2)$$

donde $\nabla^n = \frac{\partial^n}{\partial z^n}$, $M_x = \frac{\partial M}{\partial x}$, $M_y = \frac{\partial M}{\partial y}$, $M_z = \frac{\partial M}{\partial z}$.

Si se considera a la ecuación (2.2.3.2) para un caso ideal, en el cual existe solo un contacto geológico de rumbo cualquiera y no hay interferencia debida a fuentes cercanas, dicha relación queda para el caso 3D:

$$|A_n(x,y)|^2 = \left(\frac{\partial^n M_x}{\partial z^n} \right)^2 + \left(\frac{\partial^n M_y}{\partial z^n} \right)^2 + \left(\frac{\partial^n M_z}{\partial z^n} \right)^2 = \frac{(1^2 \cdot 2^2 \cdot 3^2 \dots n^2) \alpha^2}{(h^2 + x^2 + y^2)^{n-1}} \quad (2.2.3.3)$$

donde h y α son los mismos que para la ecuación (2.2.1.12) y que se manejaron para el caso bidimensional.

Por tanto, cada máxima amplitud de la señal analítica optimizada de segundo orden; $n = 2$, $x = y = 0$ en (2.2.3.3) es

$$|A_2(x,y)|_{\max} = \frac{|2\alpha|}{h^3} \quad (2.2.3.4)$$

y la máxima amplitud de la señal analítica simple ($n = 0$, $x = y = 0$)

$$|A_0(x,y)|_{\max} = \frac{|\alpha|}{h} \quad (2.2.3.5)$$

Las ecuaciones (2.2.3.3), (2.2.3.4) y (2.2.3.5) permiten un método para calcular la profundidad de un contacto o frontera, al evaluarla a partir del cociente de amplitudes de (2.2.3.4) y (2.2.3.5):

$$h = \sqrt{2} \times \sqrt{\frac{|A_0(x,y)|_{\max}}{|A_2(x,y)|_{\max}}} \quad (2.2.3.6)$$

Para datos reales, además del ruido producido por anomalías interferentes, otros factores pueden provocar sesgos en las ubicaciones y las profundidades de los contactos geológicos. Entre más grandes sea la distancia entre dos contactos geológicos (por ejemplo, un estrato horizontal grueso), será mejor la resolución obtenida al detectar contactos individuales. Debido a la optimización de la señal analítica, la resolución para encontrar contactos aumenta y el resultado se ve menos afectado por interferencia.

Para estimar la profundidad, se utiliza la amplitud de la señal analítica simple en la ubicación definida por la amplitud máxima de la señal analítica optimizada con $n=2$. Después, se calcula el parámetro α ; puede ser a partir de las ecuaciones (2.2.3.4) o (2.2.3.5), o bien, según el orden de la señal analítica mejorada utilizada.

Es importante estar atento al error de alta frecuencia producido por las aproximaciones numéricas para las derivadas y gradientes (ya sea por métodos de diferencias finitas o transformadas de Fourier), y asegurarse de que los datos observados son lo suficientemente suaves para evitar efectos no deseados, pues las señales analíticas de

órdenes superiores pueden reducir significativamente las interferencias, al mismo tiempo que son amplificadores de ruido.

2.2.4. LAPLACIANO DE LA SEÑAL ANALÍTICA

De forma análoga a (2.2.1.13), que describe la señal analítica bidimensional para una hojuela o dique magnetizado, es posible mostrar que para un contacto magnético a profundidad h , la señal analítica es

$$a(x) = \frac{\alpha^2}{(h^2 + x^2)^{1/2}} \quad (2.2.4.1)$$

y para un cilindro,

$$a(x) = \frac{2\alpha^2}{(h^2 + x^2)^{3/2}} \quad (2.2.4.2)$$

De manera similar, se estableció previamente que, a la mitad del máximo, el ancho de la función campana es igual a la profundidad $2h$, para el caso del dique. Esto es válido también para los casos del contacto y el cilindro horizontal. Entonces, a partir de (2.2.1.13), (2.2.4.1) y (2.2.4.2) se tienen:

Para una hojuela delgada (dique)

$$x_{1/2} = 2h \quad (2.2.4.3)$$

Para un contacto

$$x_{1/2} = 2\sqrt{3}h = 3.4641h \quad (2.2.4.4)$$

Para un cilindro horizontal

$$x_{1/2} = 2(\sqrt[3]{4}-1)^{1/2}h = 1.533h \quad (2.2.4.5)$$

Donde $x_{1/2}$ es el ancho de la anomalía a la mitad de la amplitud y h la profundidad.

Sin embargo, la medición de la amplitud puede ser errónea, debido a distintas anomalías que se traslapan, y aún cuando la amplitud se encuentre bien definida, puede existir error por no utilizar el modelo correcto.

Por esta razón, McLeod propone el uso de la separación entre los puntos de inflexión de la señal analítica, para determinar la profundidad.

Los puntos de inflexión son menos propensos a interferencia por anomalías vecinas, debido a que éstos se hallan sobre los flancos de las curvas.

Por tanto, al evaluar la segunda derivada respecto de x para las ecuaciones (2.2.1.13), (2.2.4.1) y (2.2.4.2), y calcular expresiones como las anteriores:

Para un dique:

$$x_i = \frac{2}{\sqrt{3}} h = 1.155 h. \quad (2.2.4.6)$$

Para un contacto:

$$x_i = \sqrt{2} h = 1.4142 h. \quad (2.2.4.7)$$

Y para un cilindro horizontal:

$$x_i = h. \quad (2.2.4.8)$$

Donde x_i es el ancho de la anomalía entre los puntos de inflexión.

Para el caso tridimensional, es posible obtener esta segunda derivada a partir del operador Laplaciano:

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2},$$

$$G(x, y) = -\nabla^2 [A(x, y)] = -\left[\frac{\partial^2 A(x, y)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 A(x, y)}{\partial y^2} \right] \quad (2.2.4.9)$$

Este operador tiene la particularidad de posicionar en $z = 0$ a los puntos de inflexión de la señal analítica $A(x, y)$.

El Laplaciano $G(x, y)$ es cero si $A(x, y)$ es constante o cambia linealmente en amplitud. Si la razón de cambio de $A(x, y)$ no es lineal, $G(x, y)$ exhibe un cambio de signo en el punto de inflexión de la señal analítica. El cruce por cero de $G(x, y)$ indica la presencia de un borde. El signo negativo en la definición de $G(x, y)$ se da con objeto de que dicho cruce por cero tenga una pendiente positiva para un borde cuyas amplitudes se incrementan de oeste a este o de sur a norte en una malla de datos.

En el dominio discreto, la aproximación más simple consiste en el cálculo de la diferencia de pendientes a lo largo de cada eje

$$G(j, k) = [A(j, k) - A(j, k-1)] - [A(j, k+1) - A(j, k)]$$

$$+ [A(j, k) - A(j+1, k)] - [A(j-1, k) - A(j, k)]$$

$$G(j, k) = -A(j+1, k) - A(j-1, k) - A(j, k+1) - A(j, k-1) + 4A(j, k)$$

o bien, a partir de la definición de derivada,

$$G(x, y) = - \left[\frac{A(x + \Delta x, y) - 2A(x, y) + A(x - \Delta x, y)}{(\Delta x)^2} + \frac{A(x, y + \Delta y) - 2A(x, y) + A(x, y - \Delta y)}{(\Delta y)^2} \right]$$

Si $\Delta x = \Delta y$, la ecuación anterior queda como:

$$G(x, y) = - \left[\frac{1}{\Delta x} \right]^2 [A(x + \Delta x, y) + A(x - \Delta x, y) + A(x, y + \Delta y) + A(x, y - \Delta y) - 4A(x, y)] \quad (2.2.4.10)$$

Este Laplaciano puede ser generado por el operador convolutivo L ,

$$G(j, k) = A(j, k) * L(j, k) \quad (2.2.4.11)$$

donde

$$L = \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 \\ -1 & 2 & -1 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} 0 & -1 & 0 \\ 0 & -2 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & -1 & 0 \\ -1 & 4 & -1 \\ 0 & -1 & 0 \end{bmatrix}$$

Comúnmente este operador se normaliza para así tener una ganancia promedio:

$$L = \frac{1}{4} \begin{bmatrix} 0 & -1 & 0 \\ -1 & 4 & -1 \\ 0 & -1 & 0 \end{bmatrix} \quad (2.2.4.12)$$

Existen distintas máscaras que definen el Laplaciano digital, pero el requisito básico es que el coeficiente asociado con el dato central de una malla sea positivo y sus coeficientes asociados son negativos; además, debido a que el Laplaciano es una derivada, la suma de todos los coeficientes de la máscara u operador debe ser cero.

Por estos motivos, el uso más general de este operador es para hallar la localización de los bordes. Marr y Hildrith (1980) proponen el uso de un operador denominado *Laplaciano del Gaussiano*, en el cual se considera una función Gaussiana del tipo

$$h(x, y) = \exp\left(-\frac{x^2 + y^2}{2\sigma^2}\right)$$

Donde σ es la desviación estándar. El Laplaciano es, si $r^2 = x^2 + y^2$,

$$\nabla^2 h = \left(\frac{r^2 - \sigma^2}{\sigma^4}\right) \exp\left(-\frac{r^2}{2\sigma^2}\right)$$

Posteriormente, la señal analítica es convolucionada con este operador:

$$G_b(x, y) = (\nabla^2 h) * A(x, y)$$

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

y $G_b(x, y)$ es la señal analítica con los bordes delineados.

Otro método consiste en aplicar un suavizamiento con la función Gaussiana h , previo a la aplicación del Laplaciano:

$$G_b(x, y) = \nabla^2 (h(x, y) * A(x, y)).$$

La primer ventaja de aplicar el Laplaciano a la señal analítica, es la facilidad de ubicar el ancho de las anomalías en los puntos de inflexión pues éstos se hallan sobre el plano XY. Además el uso de una máscara Laplaciana es relativamente sencillo. Sin embargo, se ignora el nivel de ruido que el suavizamiento por la Gaussiana produce o si en realidad es útil. Como desventajas, el operador Laplaciano, por ser de segunda derivada, es muy sensible al ruido y no detecta la dirección de los bordes.

CAPÍTULO III EJEMPLOS SINTÉTICOS

3.1. LOS MODELOS SINTÉTICOS

Con objeto de calibrar los métodos de la deconvolución de Euler y la señal analítica, fue elaborado un programa para crear anomalías sintéticas y sus derivadas, cuyo submenú se encuentra en el programa adjunto a este trabajo escrito. Se partió del modelo matemático para calcular la anomalía de campo total de un cuerpo prismático semiinfinito (Bhattacharyya, 1964 y 1980). El programa creado considera las coordenadas que definen al cuerpo prismático, la declinación del norte geográfico respecto del norte magnético, la intensidad y dirección de la polarización, así como la dirección del campo magnético ambiental.

Fueron elaborados dos modelos, el primero para una fuente aislada y el segundo para fuentes múltiples, cuyos parámetros se muestran en la tabla siguiente

Modelo	Cuerpo	Largo[km]	Ancho[km]	z_1 [km]	z_2 [km]	I.M.	D.M.	I.C.A.	D.C.A.	Rotación	M.M.[A / m]
1		5	5	3	∞	35°	-5°	35°	-5°	50°	1
2	A	10	5	2	10	35°	0°	40°	-10°	0°	1
	B	10	5	6	10	40°	-10°	40°	-10°	60°	0.6
	C	10	5	3	10	20°	170°	40°	-10°	60°	0.8

Tabla 3.1. Parámetros utilizados en los modelos sintéticos. Basados en Bhattacharyya (1964, 1980) y Hsu et al. (1996).

donde z_1 se refiere a la profundidad de la parte superior del prisma, y z_2 a la tapa inferior; I.M y D.M. son la inclinación y declinación de la magnetización, respectivamente; I.C.G. y D.C.G. la inclinación y declinación del campo ambiental. M.M. es la magnitud de la magnetización, en [A/m], y la rotación indicada es la del cuerpo, en sentido horario, respecto de su centro geométrico al eje Z. En la figura 3.1 se muestran gráficamente las geometrías de los modelos previamente descritos.

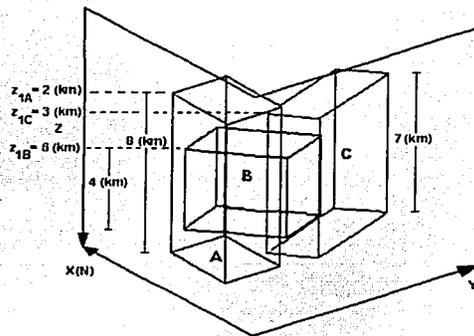
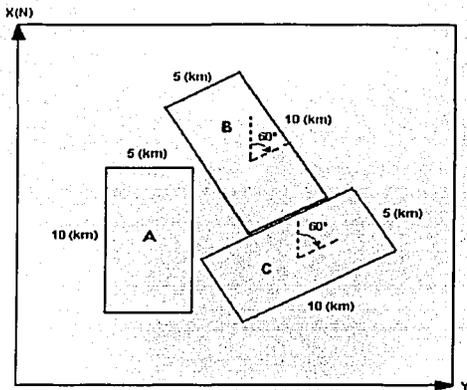
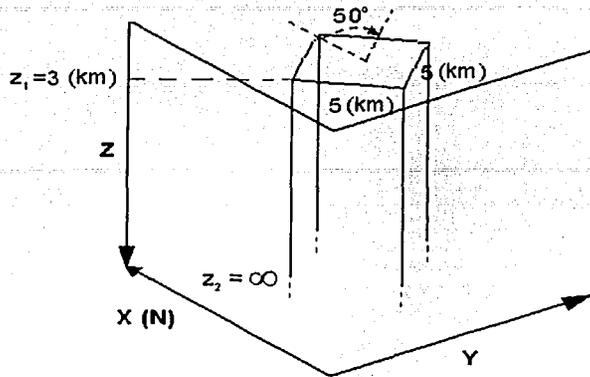


Fig. 3.1. Representación geométrica de los modelos. a) Arriba: modelo 1 (vista en perspectiva) y, b) abajo: modelo 2: vista en planta (izquierda) y vista en perspectiva (derecha).

Para el cálculo de la anomalía del modelo 1 (figura 3.2), se empleó una malla de 50 X 50 puntos, mientras que para el modelo 2 (figura 3.3) la malla fue más grande, de 80 X 80 puntos, ambas con espaciamento de 1 [km]. En adelante y dentro de este capítulo, las unidades de los mapas en las direcciones N-S (X) y E-W (Y) son kilómetros. En azul se muestran los bocetos en planta de las fuentes.

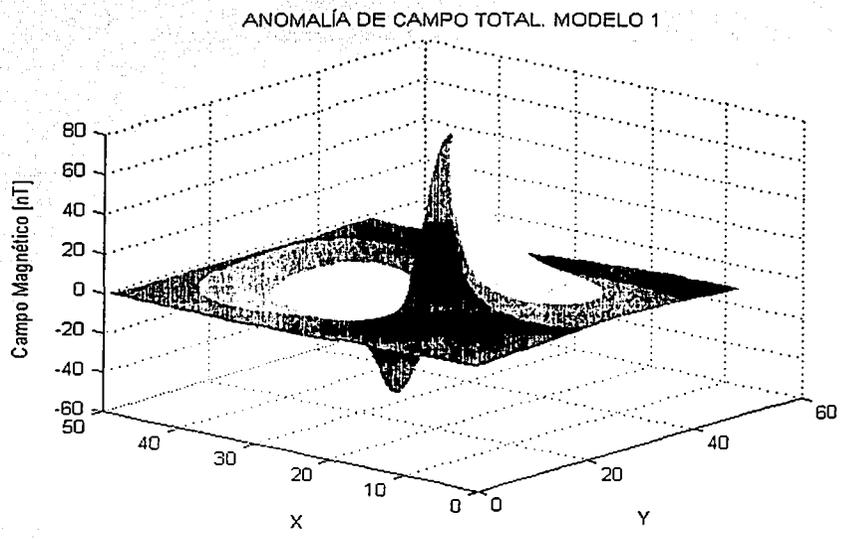
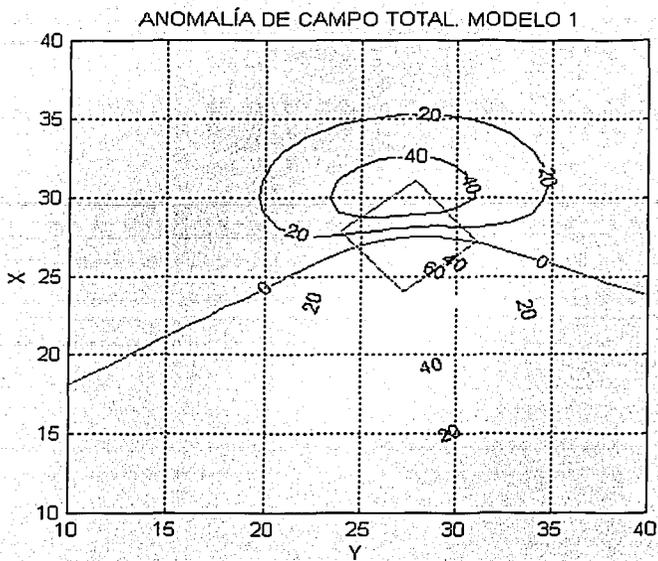


Fig. 3.2. Anomalía de campo total del modelo 1. a) Arriba: isocurvas y bosquejo en planta, b) abajo: anomalía en superficie.

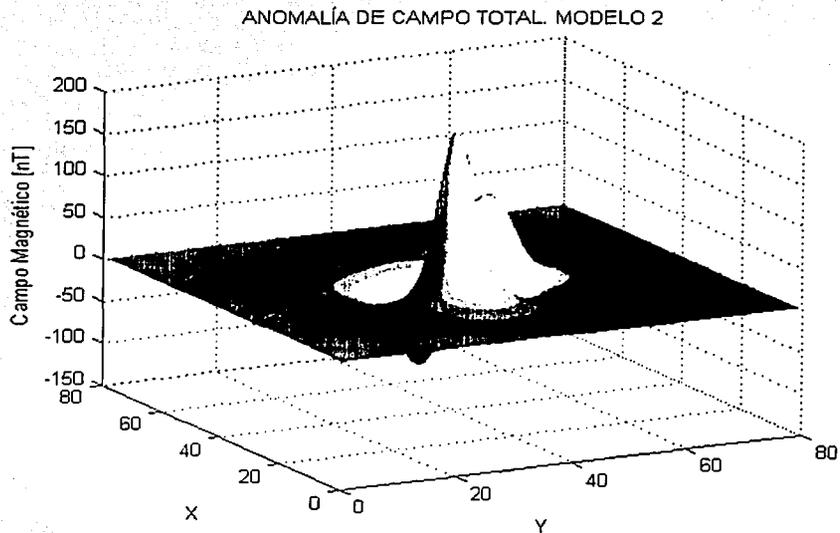
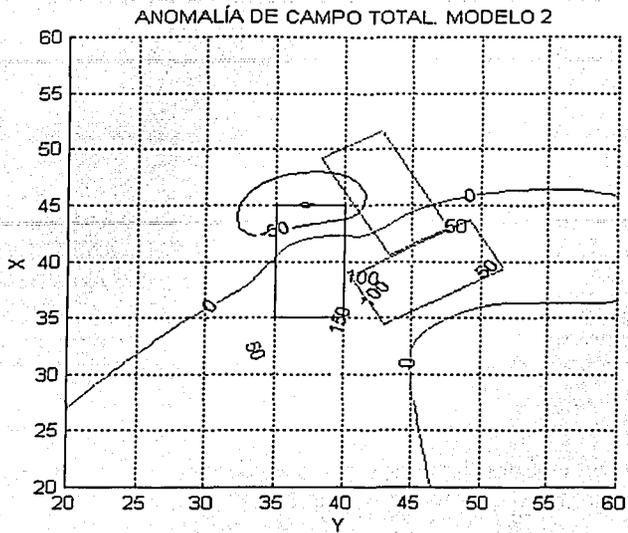


Fig. 3.3. Anomalia de campo total del modelo 2. a) Arriba: isocurvas y bosquejos en planta, b) abajo: anomalia en superficie.

Puesto que se trata de un modelo directo, y para contar con mayor precisión, el cálculo de las derivadas horizontales (gradientes X e Y), se efectuó con una función del paquete MATLAB Ver. 5.3 rev. 11, llamada *gradient*, y para la derivada vertical se utilizó el modelo matemático propuesto por Bhattacharyya (1964).

3.2. APLICACIÓN Y RESULTADOS CON LA DECONVOLUCIÓN DE EULER

Para probar la eficacia de la deconvolución de Euler, se diseñó un programa en MATLAB, basado en las ecuaciones (2.1.1.5) , (2.1.1.7) y (2.1.2.1) a (2.1.2.4). Esta rutina considera cuatro mallas de datos de entrada; T_{ij} , $\frac{\partial T_{ij}}{\partial x}$, $\frac{\partial T_{ij}}{\partial y}$, y $\frac{\partial T_{ij}}{\partial z}$, correspondientes a la anomalía de campo total y sus gradientes en las tres direcciones ortogonales. También requiere del índice estructural, del valor de tolerancia para aceptar las soluciones calculadas, del espaciamiento de las mallas y del tamaño m de la ventana cuadrada; y devuelve como resultado las posiciones calculadas de las fuentes, (x_0, y_0, z_0) , para cada ventana y si fueron aceptados según el criterio de tolerancia. Esta subrutina se encuentra dentro del programa principal cuyas instrucciones se hallan en el apéndice. Igualmente fueron utilizados las anomalías de los modelos (y sus derivadas) descritos anteriormente, para una fuente aislada y para fuentes múltiples: modelo 1 y modelo 2, respectivamente.

A fin de mostrar el comportamiento del programa ante valores grandes de m , en las siguientes imágenes (figs. 3.4 y 3.5) se muestra una corrida (A) con los datos del modelo 1 considerando $m = 15$ y (B) para el modelo 2 con $m = 20$, ambas con índice estructural de 1 y tolerancia de 20. Las gráficas presentan distintas perspectivas, para mejor apreciación.

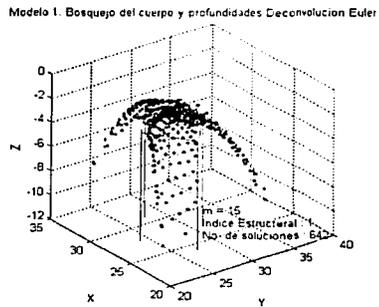
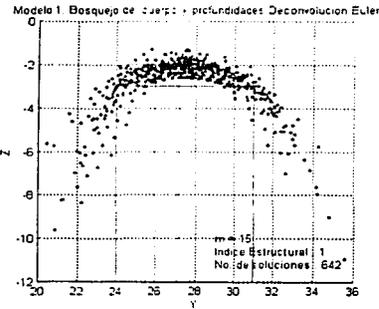
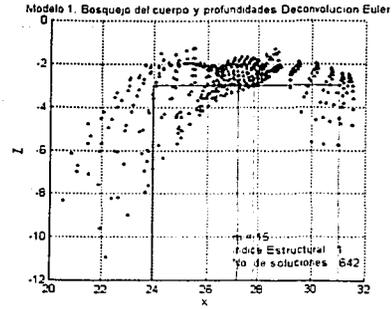
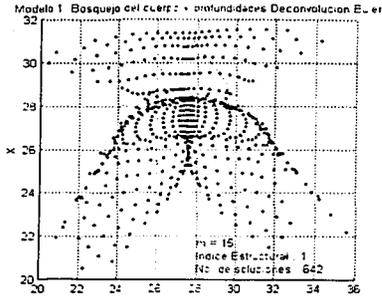
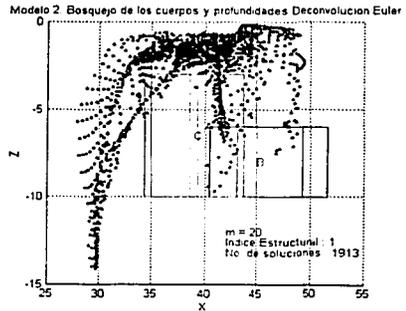
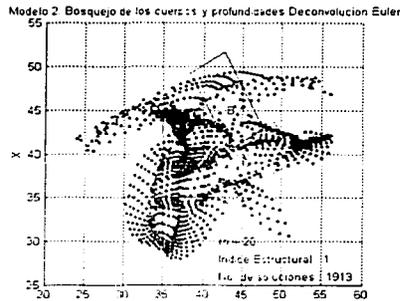


Fig. 3.4. Resultados gráficos de la corrida (A). a) Arriba a la izquierda, vista en planta; b) a la derecha, vista desde el plano XZ; c) abajo a la izquierda, vista desde el plano YZ y d) a la derecha, vista en perspectiva tridimensional.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

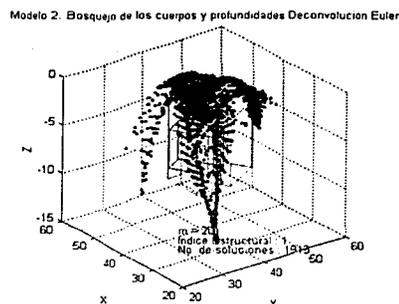
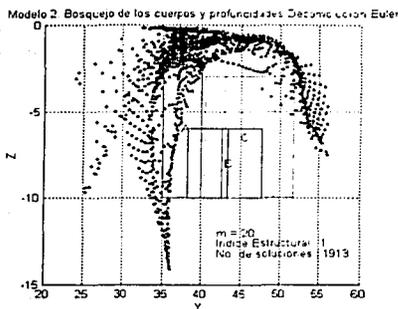


Fig. 3.5. Resultados gráficos de la corrida (B). a) Arriba a la izquierda, vista en planta; b) a la derecha, vista desde el plano XZ; c) abajo a la izquierda, vista desde el plano YZ y d) a la derecha, vista en perspectiva tridimensional.

Como se puede ver en las figuras 3.4 y 3.5, con los valores de m y la tolerancia dados, las soluciones son demasiado numerosas y una gran porción de éstas no son óptimas, por tanto, con objeto de verificar si la respuesta del método mejora ante valores de m pequeños y de la tolerancia más grandes (para así rechazar más soluciones), se efectuaron distintas corridas con los parámetros mostrados en la tabla, para cada modelo. Los resultados de cada corrida se muestran desde distintos ángulos.

Núm. de Corrida	Modelo	Índice Estructural	m	Tolerancia
1	1	1	3	30
2	2	1	3	30
3	1	1	3	40
4	2	1	3	40

Tabla 3.2. Parámetros utilizados en las corridas 1 a 4.

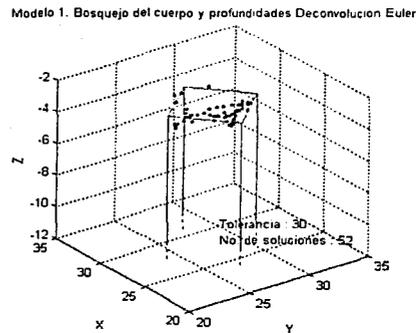
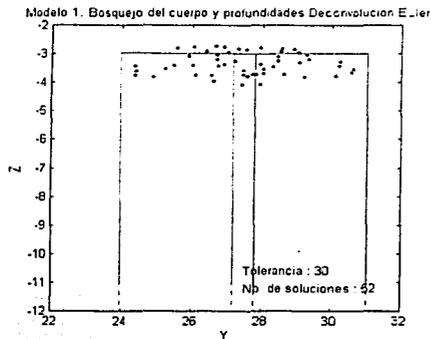
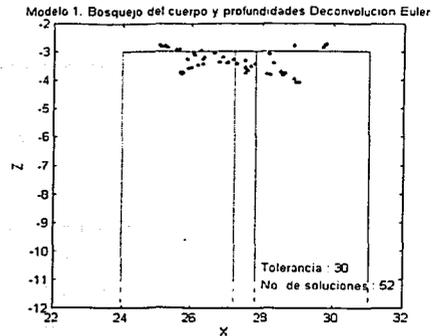
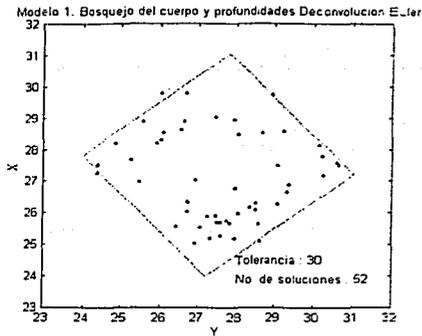
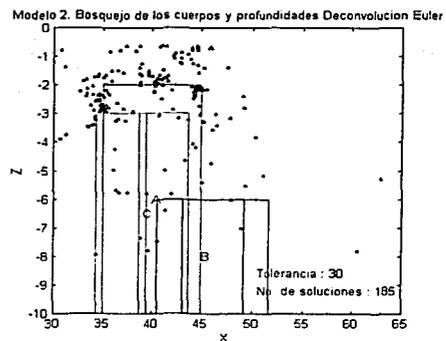
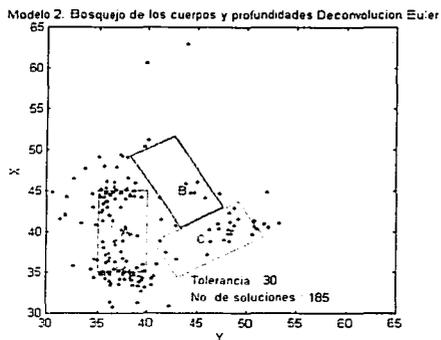


Fig. 3.6. Resultados gráficos de la corrida (1). a) Arriba a la izquierda, vista en planta; b) a la derecha, vista desde el plano XZ; c) abajo a la izquierda, vista desde el plano YZ y d) a la derecha, vista en perspectiva tridimensional.



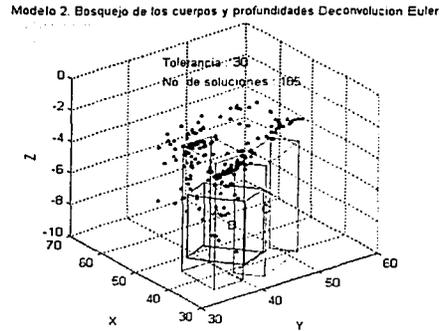
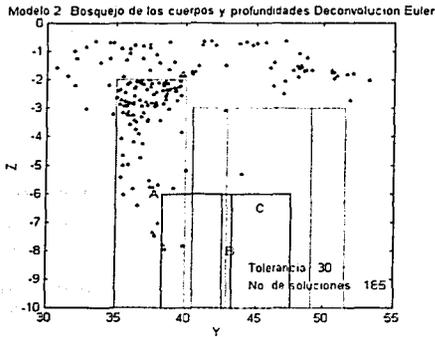


Fig. 3.7. Resultados gráficos de la corrida (2). a) Arriba a la izquierda, vista en planta; b) a la derecha, vista desde el plano XZ; c) abajo a la izquierda, vista desde el plano YZ y d) a la derecha, vista en perspectiva tridimensional.

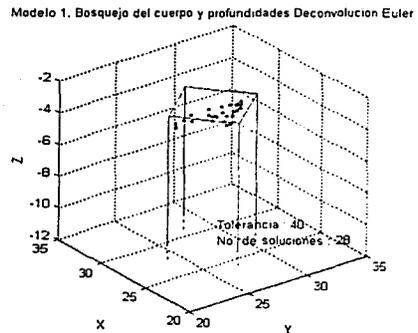
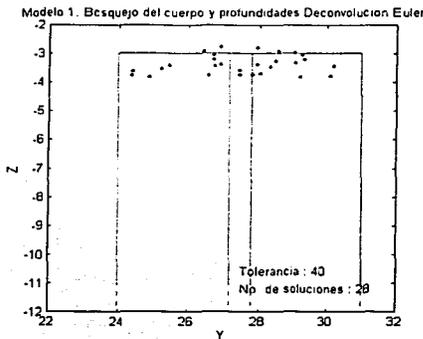
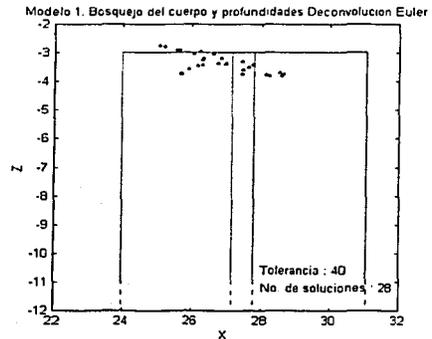
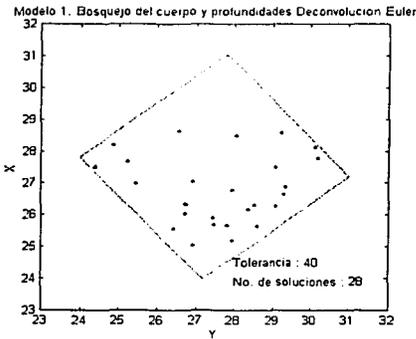


Fig. 3.8. Resultados gráficos de la corrida (3). a) Arriba a la izquierda, vista en planta; b) a la derecha, vista desde el plano XZ; c) abajo a la izquierda, vista desde el plano YZ y d) a la derecha, vista en perspectiva tridimensional.

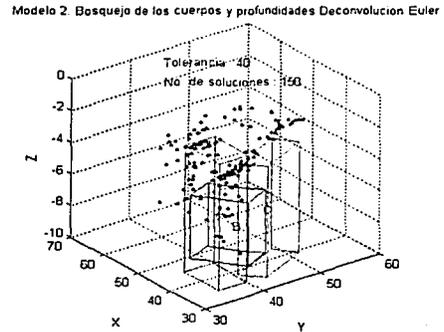
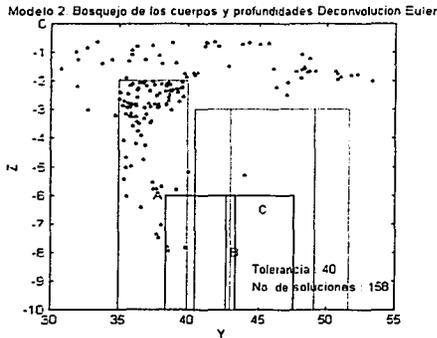
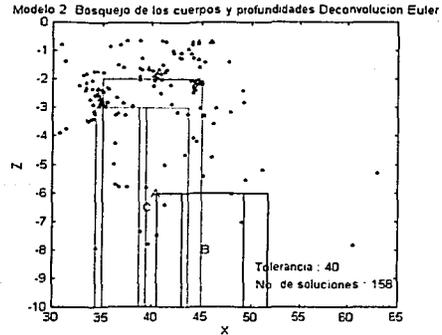
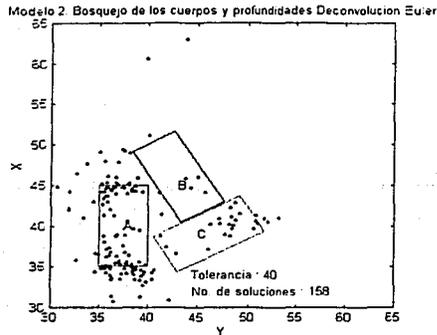


Fig. 3.9. Resultados gráficos de la corrida (4). a) Arriba a la izquierda, vista en planta; b) a la derecha, vista desde el plano XZ; c) abajo a la izquierda, vista desde el plano YZ y d) a la derecha, vista en perspectiva tridimensional.

Resumiendo los resultados en la tabla 3.3:

Corrida	Modelo	Índice Estructural	Tolerancia	Número de soluciones
1	1	1	30	52
2	2	1	30	185
3	1	1	40	28
4	2	1	40	158

Tabla 3.3. Resumen de resultados de las corridas 1 a 4.

A simple vista se tiene una mejora en la calidad y número de las soluciones.

Ahora, es preciso verificar la validez del índice estructural. Para eso, se realizarán las corridas 1, 2, 3 y 4 nuevamente, considerando una razón de atenuación de cero.

Núm. de Corrida	Modelo	Índice Estructural	m	Tolerancia
1a	1	0	3	30
2a	2	0	3	30
3a	1	0	3	40
4a	2	0	3	40

Tabla 3.4. Parámetros utilizados en las nuevas corridas 1a a 4a: índice estructural cambiado.

En las figuras 3.10 a 3.13 se muestran gráficamente los resultados de las corridas de acuerdo a los parámetros mostrados en la tabla de arriba, vistos desde distintos ángulos.

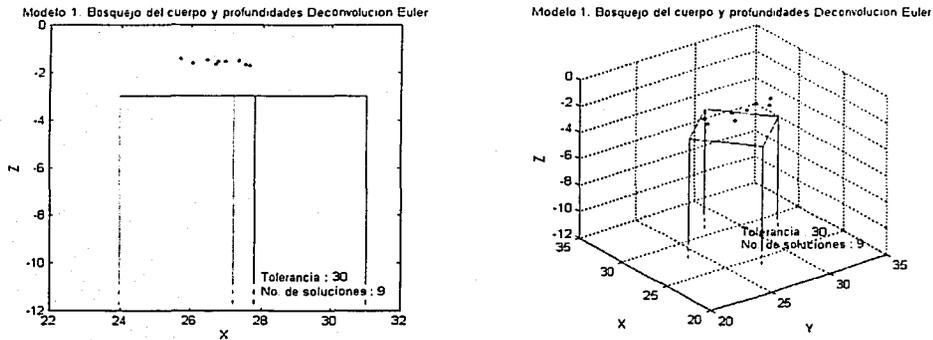
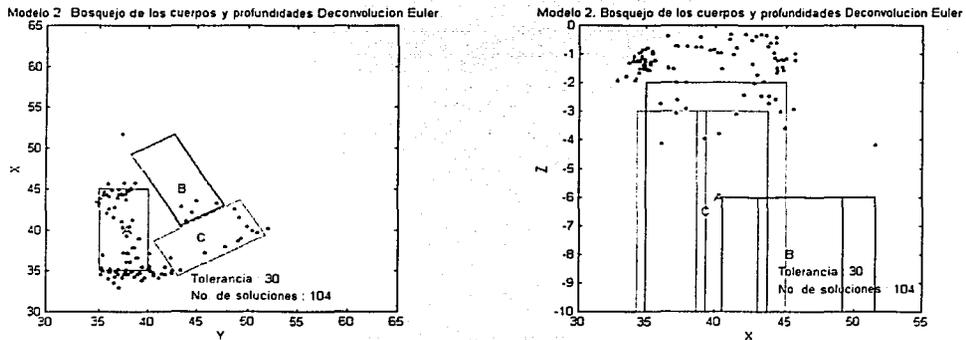
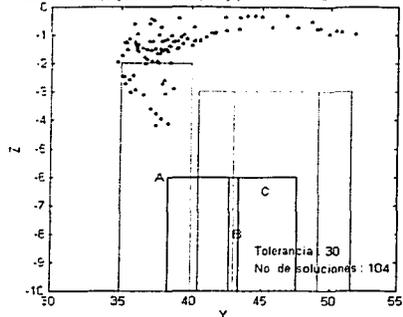


Fig. 3.10. Resultados gráficos de la corrida (1a). a) A la izquierda, vista desde el plano XZ; b) a la derecha, vista en perspectiva tridimensional.



Modelo 2. Bosquejo de los cuerpos y profundidades Deconvolucion Euler



Modelo 2. Bosquejo de los cuerpos y profundidades Deconvolucion Euler

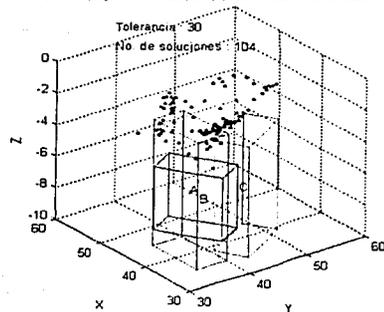
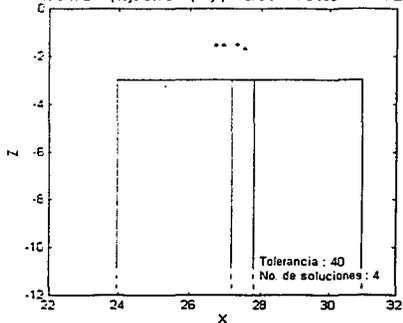


Fig. 3.11. Resultados gráficos de la corrida (2a). a) Arriba a la izquierda, vista en planta; b) a la derecha, vista desde el plano XZ; c) abajo a la izquierda, vista desde el plano YZ y d) a la derecha, vista en perspectiva tridimensional.

Modelo 1. Bosquejo del cuerpo y profundidades Deconvolucion Euler



Modelo 1. Bosquejo del cuerpo y profundidades Deconvolucion Euler

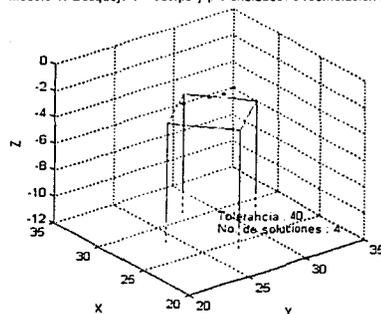
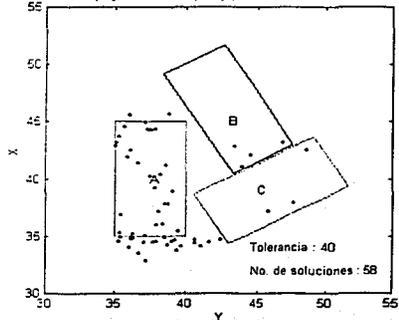
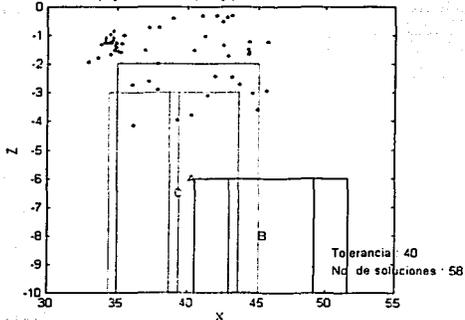


Fig. 3.12. Resultados gráficos de la corrida (3a). a) A la izquierda, vista desde el plano XZ; b) a la derecha, vista en perspectiva tridimensional.

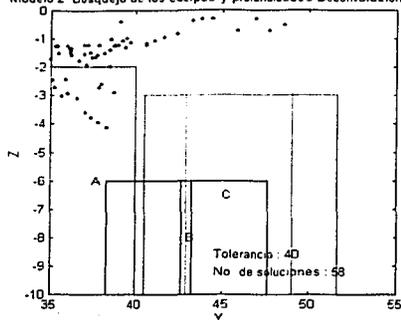
Modelo 2. Bosquejo de los cuerpos y profundidades Deconvolucion Euler



Modelo 2. Bosquejo de los cuerpos y profundidades Deconvolucion Euler



Modelo 2 Bosquejo de los cuerpos y profundidades Deconvolucion Euler



Modelo 2 Bosquejo de los cuerpos y profundidades Deconvolucion Euler

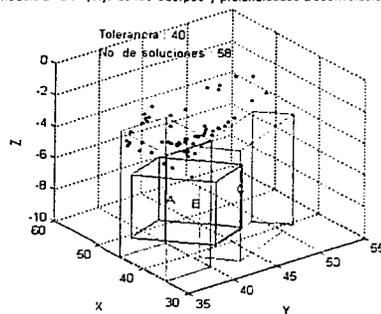


Fig. 3.13. Resultados gráficos de la corrida (4a). a) Arriba a la izquierda, vista en planta; b) a la derecha, vista desde el plano XZ; c) abajo a la izquierda, vista desde el plano YZ y d) a la derecha, vista en perspectiva tridimensional.

Se presenta un resumen de los resultados en la tabla 3.5.

Corrida	Modelo	Índice Estructural	Tolerancia	Número de soluciones
1 ^a	1	0	30	9
2 ^a	2	0	30	104
3 ^a	1	0	40	4
4 ^a	2	0	40	58

Tabla 3.5. Resumen de resultados de las corridas 1a a 4a.

Aunque el número de soluciones obtenidas para las corridas 1a, 2a, 3a, y 4a (figs. 3.10 a 3.13) disminuye considerablemente en comparación con las corridas con índice estructural de 1, se comprueba lo establecido en el segundo capítulo: Es imperioso seleccionar un índice estructural adecuado (con base en múltiples ensayos) para el cálculo de las profundidades, pues de éste depende la concordancia y validez de los resultados; además, entre menor sea el índice seleccionado son mejores las estimaciones. Para el modelo 1, las profundidades calculadas en las corridas 1a (fig. 3.10) y 3a (fig. 3.12) son más superficiales que la tapa superior del prisma; para el modelo 2 (corrida 2a, fig. 3.11 y corrida 4a, fig. 3.13) se presenta la misma tendencia –los valores calculados son más someros que los reales– y las soluciones tienden a agruparse alrededor del cuerpo A, por ser el más somero y de mayor valor de magnetización.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

En los ensayos que utilizaron un índice estructural de 1 para el modelo de un cuerpo (pruebas 1 y 3, figs. 3.6 y 3.8 respectivamente), las profundidades calculadas son bastante fidedignas y no existen soluciones ubicadas fuera de los límites del cuerpo, para ambos casos de tolerancia de 30 y 40.

Para el segundo modelo (corridas 2 y 4, figs. 3.7 y 3.9 respectivamente), se presenta la misma propensión de soluciones concentradas cerca del cuerpo cuyo contacto superior es el más somero. Sin embargo en los alrededores del cuerpo A existen soluciones con valores más grandes de z , influenciadas por las anomalías de los otros dos cuerpos vecinos que se encuentran a mayor profundidad. En contraste, existen también soluciones más someras cercanas al bloque C que pueden dar una idea de la ubicación de ese cuerpo con más precisión que de su profundidad real.

Para el cuerpo B las soluciones calculadas son muy escasas (para ambos casos, corridas 2 y 4) por ser el cuerpo a más profundidad y por tener la menor intensidad de magnetización.

Alrededor de 1-1.5 km de profundidad se tiene un grupo importante de soluciones ruidosas, debidas a la naturaleza del método de deconvolución de Euler.

A pesar de esto, el método ayuda a formar una idea de la distribución de los cuerpos subsuperficiales para estos casos donde se consideran anomalías aisladas. Realmente son muy pocas soluciones generadas fuera de rango, como los puntos ubicados en la parte superior de la vista en planta (plano XY) de las corridas 2 y 4.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

3.3. APLICACIÓN Y RESULTADOS CON LA SEÑAL ANALÍTICA

A partir de los modelos sintéticos y sus respectivas derivadas, se obtuvieron las distintas señales analíticas y en este apartado se muestran los resultados producidos.

Primero se calculó la señal analítica simple (ecuación 2.2.2.10); además para comprobar si efectivamente hay menos interferencia al utilizar derivadas verticales de los gradientes, éstos fueron deducidos en el dominio de Fourier; y con ellos se obtuvo la señal analítica optimizada de segundo orden según la ecuación 2.2.3.2 con $n = 2$ (Hsu et al., 1996).

Se utilizó el método de Blakely y Simpson (1986) para ubicar los máximos en ambas funciones de amplitud de la señal analítica. Los resultados descritos se muestran en las figuras 3.14 y 3.15.

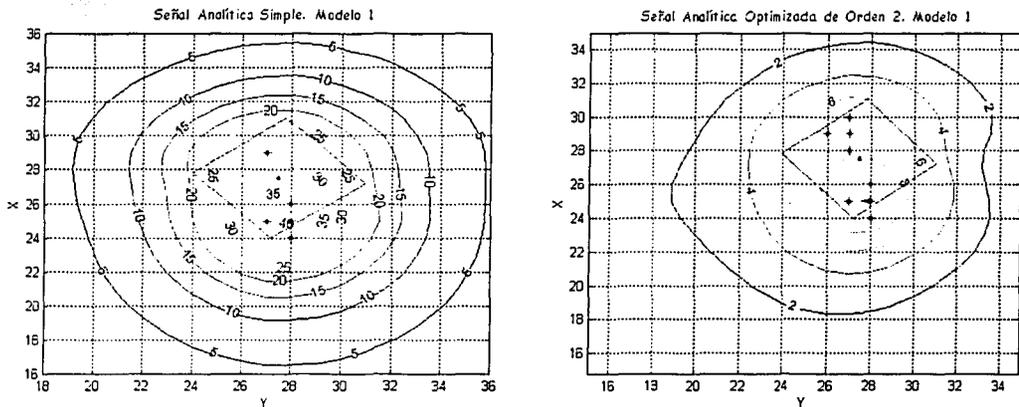


Fig. 3.14. Señal Analítica a) simple (izquierda) y b) mejorada de segundo orden (derecha), con base en la anomalía magnética sintética producida por el modelo 1. En azul, se muestra el bosquejo del cuerpo. Con asteriscos negros, los máximos de acuerdo al método de Blakely y Simpson (1986).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

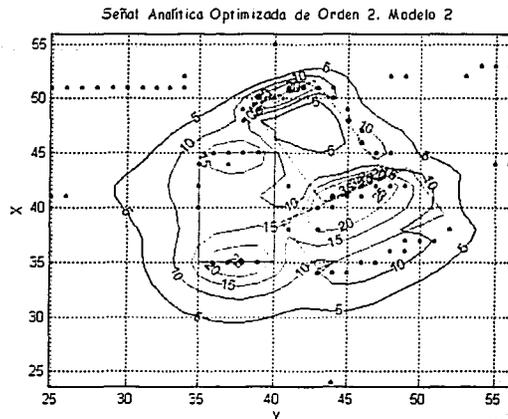
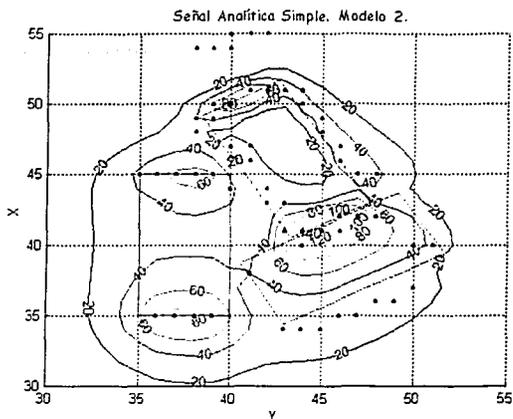


Fig. 3.15. Señal Analítica a) simple (izquierda) y b) mejorada de segundo orden (derecha), con base en la anomalía magnética sintética producida por el modelo 2. En azul, se muestra el bosquejo de los cuerpos. Con puntos negros, los máximos de acuerdo al método de Blakely y Simpson (1986).

Adicionalmente, se aplicaron a la señal analítica simple tres operadores Laplacianos que se muestran (máscaras 1,2 y 3, respectivamente), basados en la ecuación (2.2.4.10) :

$$\frac{1}{4} \begin{bmatrix} 0 & -1 & 0 \\ -1 & 4 & -1 \\ 0 & -1 & 0 \end{bmatrix}, \quad \frac{1}{8} \begin{bmatrix} -1 & -1 & -1 \\ -1 & 8 & -1 \\ -1 & -1 & -1 \end{bmatrix}, \quad \text{y} \quad \frac{1}{4} \begin{bmatrix} -2 & 1 & -2 \\ 1 & 4 & 1 \\ -2 & 1 & -2 \end{bmatrix}.$$

Estas máscaras o matrices son filtros convolutivos de segunda derivada y se aplican de acuerdo a la ecuación (2.2.4.11); donde $A(j, k)$ es la malla de datos (para este caso, la señal analítica simple). Las tres máscaras deben de estar compensadas, es decir, el término del centro debe ser igual al negativo de la suma de los términos circundantes.

De este modo, se tienen mapas de curvatura (figs. 3.16 y 3.17) en los cuales los puntos de inflexión de los datos originales se encuentran ubicados en el contorno cero, y de este modo, es posible aplicar las relaciones (2.2.4.6) y (2.2.4.7) para obtener la profundidad de los contactos.

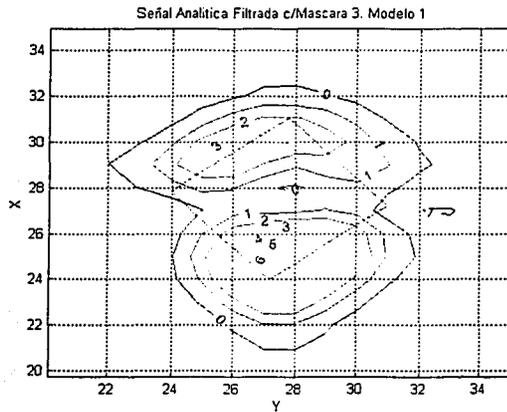
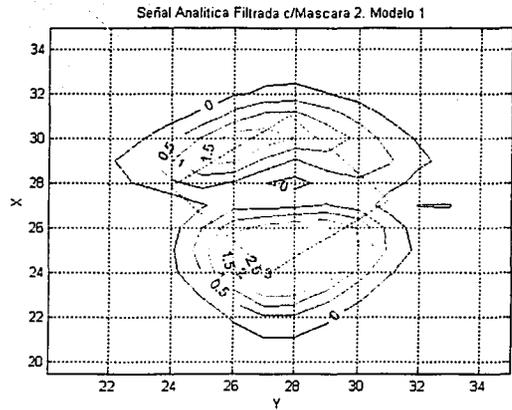
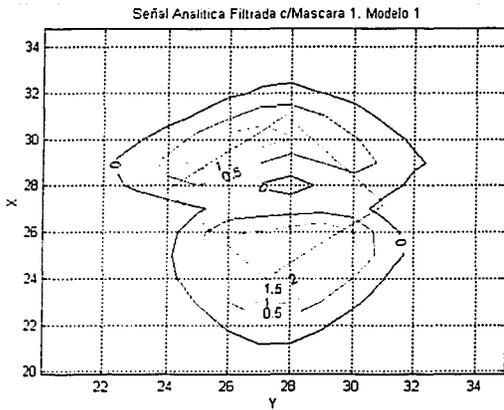


Fig. 3.16. Señal Analítica simple del modelo 1, filtrada: con la máscara 1 (arriba, a la izquierda), con la máscara 2 (arriba, a la derecha), y con la máscara 3 (abajo). Adicionalmente se muestra el bosquejo del modelo.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

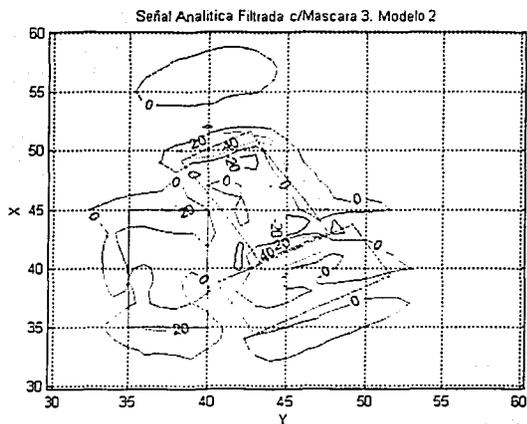
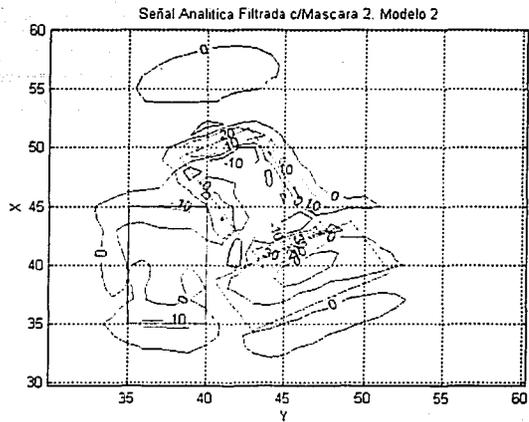
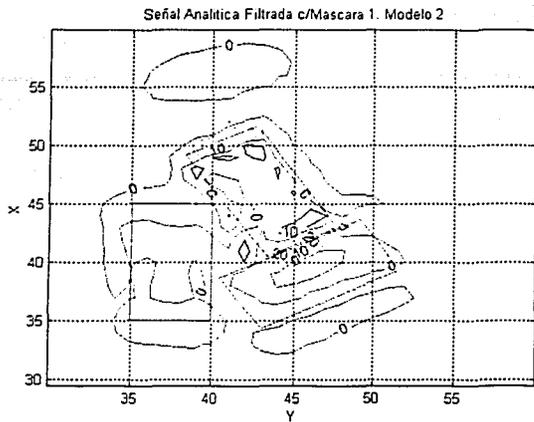


Fig. 3.17. Señal Analítica simple del modelo 2, filtrada: con la máscara 1 (arriba, a la izquierda), con la máscara 2 (arriba, a la derecha), y con la máscara 3 (abajo). Adicionalmente se muestra el bosquejo del modelo.

De acuerdo a las figuras 3.16 y 3.17, se advierte que no existen cambios significativos en la forma y dimensiones de los contornos. Las amplitudes de la señal filtrada, según la máscara utilizada varían sin embargo tal situación no afecta para los fines deseados, pues lo que interesa únicamente con este procedimiento convolutivo es la conservación del espaciamiento, forma y proporciones para el contorno cero. Dado esto, se procederá a utilizar exclusivamente la primer máscara para ambos modelos.

Como siguiente paso, es necesario obtener la distancia entre los puntos de inflexión. Para tal efecto, a partir de los mapas de contorno cero se trazaron circunferencias de diámetro igual al espaciamiento del contorno cero, procurando que las circunferencias queden abarcadas lo más posible dentro de dichos espaciamientos (fig. 3.18).

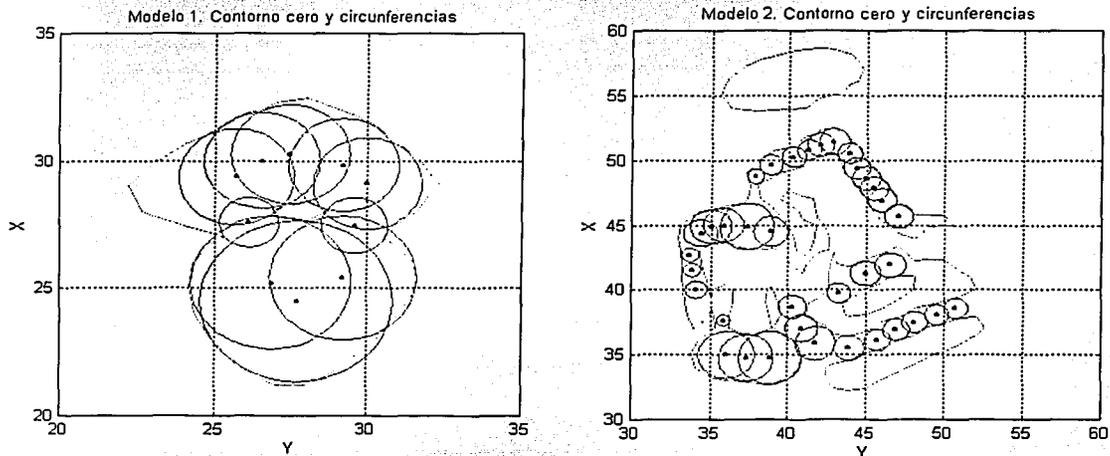


Fig. 3.18. Contorno cero de la señal analítica filtrada con la máscara #1. En púrpura se muestran las circunferencias (con sus respectivos centros) que quedan dentro de los límites de los contornos cero. a) A la izquierda: contorno cero y circunferencias para el modelo 1; b) a la derecha: contorno cero y circunferencias para el modelo 2.

Posteriormente se exponen mapas comparativos de los modelos propuestos con la ubicación en planta de los contactos (en la figura 3.19, son los centros de los círculos trazados en la figura 3.18), y se añaden tablas con los valores obtenidos de profundidad, de acuerdo a las ecuaciones (2.2.4.6) y (2.2.4.7) (McLeod et al. 1993).

Modelo 1					
Punto	Z _{contacto}	Z _{dique}	Punto	Z _{contacto}	Z _{dique}
1	2.6574	3.2533	6	1.5430	1.8890
2	2.6574	3.2533	7	3.4289	4.1978
3	2.7431	3.3583	8	4.4576	5.4572
4	2.5717	3.1484	9	3.6861	4.5127
5	2.5374	3.1064	10	1.3716	1.6791

Tabla 3.6a. Valores de profundidad (en km) obtenidos con las ecuaciones (2.2.4.6) y (2.2.4.7), para el modelo 1.

Modelo 1. Bosquejo del Cuerpo y ubicación de las profundidades

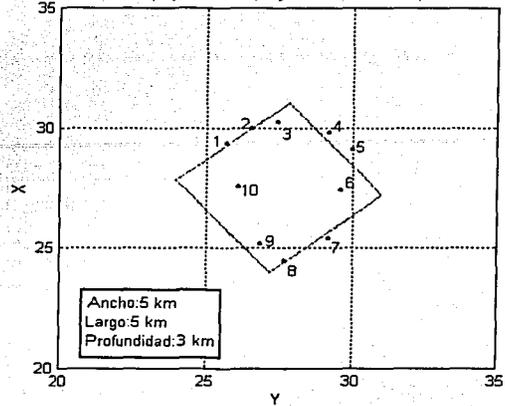


Fig. 3.19a. Centros de las circunferencias marcadas en la fig. 3.18a, correspondientes a los puntos indicados en la tabla 3.6a.

Modelo 2					
Punto	Z _{contacto}	Z _{dique}	Punto	Z _{contacto}	Z _{dique}
1	2.9014	3.5520	19	1.0880	1.3320
2	2.5387	3.1080	20	1.1606	1.4208
3	2.5387	3.1080	21	1.2694	1.5540
4	0.6165	0.7548	22	1.2694	1.5540
5	0.9067	1.1100	23	1.2694	1.5540
6	0.7253	0.8880	24	1.2694	1.5540
7	0.7253	0.8880	25	1.3419	1.6428
8	1.4507	1.7760	26	1.3419	1.6428
9	1.8134	2.2200	27	1.0880	1.3320
10	1.8134	2.2200	28	1.2694	1.5540
11	2.5387	3.1080	29	1.4507	1.7760
12	1.6320	1.9980	30	1.8134	2.2200
13	0.7979	0.9768	31	1.3419	1.6428
14	1.0880	1.3320	32	1.1606	1.4208
15	1.0880	1.3320	33	1.1606	1.4208
16	1.0880	1.3320	34	1.1606	1.4208
17	1.2694	1.5540	35	1.0880	1.3320
18	1.4507	1.7760	36	1.0880	1.3320

Tabla 3.6b. Valores de profundidad (en km) obtenidos con las ecuaciones (2.2.4.6) y (2.2.4.7), para el modelo 2.

Modelo 2. Bosquejo de los cuerpos y ubicación de las profundidades.

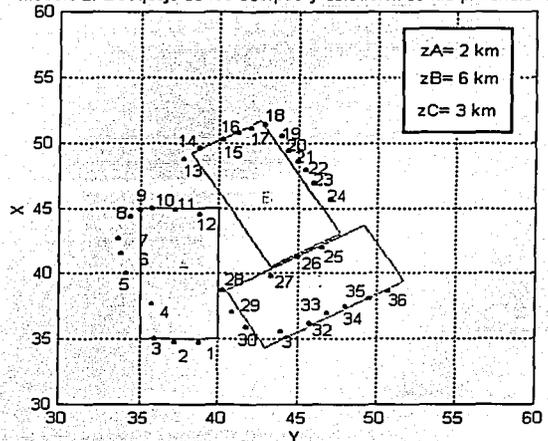


Fig. 3.19b. Centros de las circunferencias marcadas en la fig. 3.18b, correspondientes a los puntos indicados en la tabla 3.6b.

De acuerdo a lo establecido en el segundo capítulo, y como es posible observar a grosso modo en las figuras de la señal analítica (figs. 3.14a y 3.15a) y señal analítica optimizada (figs. 3.14b y 3.15b) para los modelos propuestos, en general con el método de la señal analítica optimizada se obtiene un mayor número de máximos que delimitan los bordes de los prismas. A partir de esto, debe medirse el ancho de la función campana, a la mitad de su amplitud, para obtener la profundidad a la que se halla un contacto. Sin embargo, como ya se mencionó en el segundo capítulo, unas amplitudes interfieren con otras, debido a la proximidad de varios máximos. Esta interferencia indica una continuidad de la frontera del prisma, y es la razón por la cual el método de Blakely y Simpson, aplicado a la señal analítica simple detecta muy pocos máximos (además, el modelo de la señal analítica se deduce para un contacto puntual y se aplica a un cuerpo de frontera continua). Así, dicha interferencia hace que el ancho verdadero entre los puntos de inflexión (y por ende, la profundidad, recordando las ecuaciones (2.2.1.13), (2.2.4.3) y (2.2.4.4) así como la figura 2.4) para una sola función campana correspondiente a un máximo se enmascare. Adicionalmente, en este caso la función campana es tridimensional y habría que medirse el ancho a la mitad del máximo en distintas direcciones y tomar un valor determinado o promedio con base en ciertas consideraciones. Así, a pesar de que se cuentan con las expresiones (2.2.4.3) y (2.2.4.4) para calcular la profundidad a partir de la mitad de la amplitud de la anomalía, éstas resultan imprácticas. Sin embargo, se propone que estos métodos pueden ser empleados para ayudar a delimitar los bordes de cuerpos geológicos. El utilizar el filtrado de Laplace (sin el suavizamiento Gaussiano explicado al final del segundo capítulo), aunque introduce ruido de alta frecuencia (reconocible para estos modelos) en los bordes de la malla, permite identificar rápidamente la ubicación en planta de los contactos.

En el mapa de contorno cero del modelo 2 (fig. 3.18b), existe la posibilidad de considerar de distintas formas los espaciamientos y por ende se trazarían más circunferencias cuyos centros se encontrarían en diferentes posiciones a las mostradas; mas sin embargo esto lleva a complicaciones y malas interpretaciones, ya que no necesariamente todo centro de circunferencia dibujada indica la ubicación en el plano, de un borde o contacto. Debido a que se trata de un modelo directo, se conocen a priori las dimensiones, forma y propiedades de los cuerpos, por tanto se tiene una idea clara de cómo deben presentarse los bordes de los cuerpos y con base en eso se dibujan las circunferencias; para un caso

real es muy conveniente conocer la geología y existencia de otros estudios referentes a la zona, y así realizar una interpretación conforme.

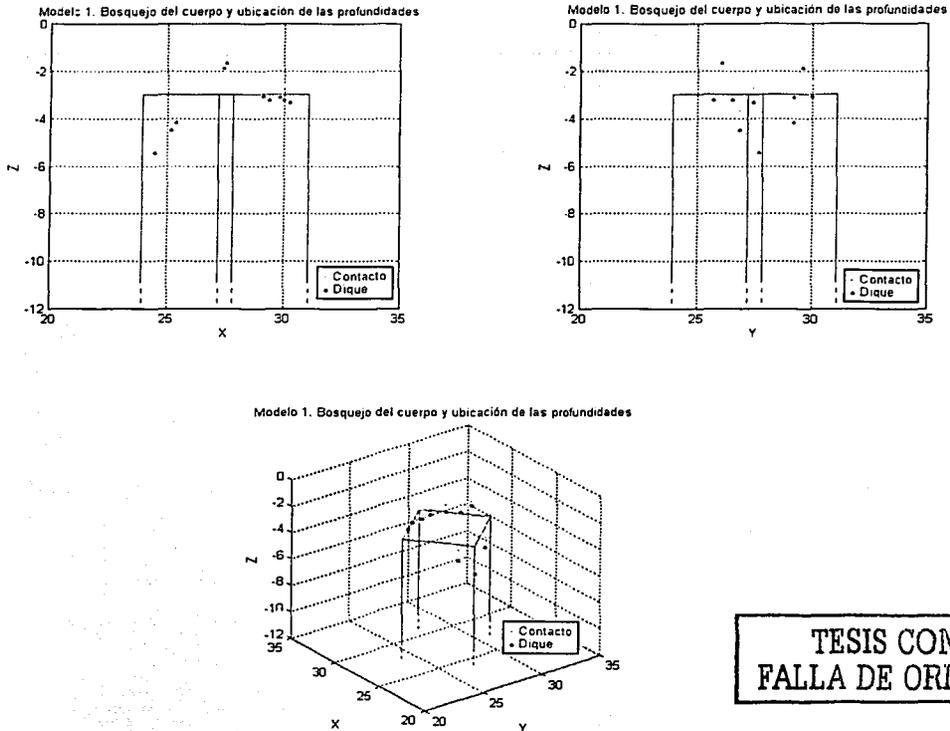
El modelo 1 es un prisma vertical de espesor infinito, sepultado a tres kilómetros de profundidad. Por los parámetros establecidos para el modelo, se genera una anomalía simple y no existen interferencias por cuerpos próximos. Partiendo de esto, se muestran en la tabla 3.7 los márgenes de error para las profundidades calculadas.

Punto	Z _{contacto} [km]	Error [%]	Punto	Z _{dique} [km]	Error [%]
1	2.6574	34.26	1	3.2533	25.33
2	2.6574	34.26	2	3.25533	25.533
3	2.7431	25.69	3	3.3583	35.83
4	2.5717	42.83	4	3.1484	14.84
5	2.5374	46.26	5	3.1064	10.64
6	1.543	145.7	6	1.889	111.1
7	3.4289	42.89	7	4.1978	119.78
8	4.4576	145.76	8	5.4572	245.72
9	3.6861	68.61	9	4.5127	151.27
10	1.3716	162.84	10	1.6791	132.09

Tabla 3.7. Error porcentual calculado entre la profundidad teórica de la cima del prisma del modelo 1, y los valores calculados de la tabla 3.6a.

El modelo a partir del cual se calcula y define a la señal analítica en dos dimensiones, en el segundo capítulo es una hojuela o dique. Por tanto y como se aprecia en la tabla de arriba (tabla 3.7), los errores obtenidos al utilizar la ecuación (2.2.1.13) en general son menores que al emplear la relación (2.2.4.1). Esto prueba que el emplear un modelo correcto (contacto, dique, cilindro, etc) de acuerdo al conocimiento previo de una región de estudio dada genera resultados más confiables. Considerando entonces los resultados de la parte derecha de la tabla 3.7, se tiene que para los puntos 6 al 10, el error es demasiado grande y la ubicación en planta no es muy acorde con los límites del cuerpo prismático planteado, mientras que los demás puntos (1 al 5) se hallan ubicados razonablemente bien y sus profundidades son aceptablemente buenas. El comparativo

previamente descrito, entre el uso de las ecuaciones (2.2.1.13) y (2.2.4.1) se tiene visualmente en la figura 3.20.



**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

Fig. 3.20. Ubicación gráfica de las profundidades de acuerdo a los valores de la tabla 3.6a. En azul se muestra el bosquejo del cuerpo generador de la anomalía. Los puntos color naranja representan las profundidades para el modelo de contacto y en púrpura las profundidades según el modelo de dique. a) Arriba, a la izquierda: perspectiva desde el plano XZ. b) Arriba, a la derecha: perspectiva desde el plano YZ. c) Abajo: perspectiva tridimensional.

El segundo modelo, es más complejo al considerar tres cuerpos muy cercanos entre sí, de distintos espesores finitos cada uno con su cara superior a distinta profundidad, y sus caras inferiores a una misma profundidad. Así, éste fue construido por medio de la superposición de seis anomalías simples: cada dupla de anomalías utilizada para definir la tapa superior e inferior —el espesor— de cada cuerpo.

Con referencia a la Tabla 3.6b, los puntos de profundidad 1 a 36 se ubican con cierta concordancia al modelo 2, independientemente de sus valores de profundidad. Sin embargo, la interferencia existente entre las anomalías que producen los tres bloques impide ubicar los contactos en las áreas donde colindan éstos, aproximadamente el área delimitada por los puntos 13, 27 y 28.

El método de la señal analítica filtrada con máscara Laplaciana, por utilizar derivadas está diseñado para localizar el primer contacto, considerado éste a partir de la superficie hacia abajo, y conforme va aumentando la profundidad de investigación es insensible a subsecuentes cambios de propiedades (concordancia con Nabighian, 1974, fig. 5). De este modo, el método será mas eficiente si la distancia entre las capas de un cuerpo es mayor, tal como se estableció en el segundo capítulo (justo después de la ecuación (2.2.3.6)). En este sentido, es posible apreciar que tan solo los primeros 12 puntos poseen valores razonablemente concordantes con la profundidad de la cara superior del bloque A (considerando un modelo de dique), pues por ese flanco la anomalía no presenta interferencias. Para esta franja tal precisión puede deberse también a que el cuerpo A presenta el mayor espesor con respecto de los cuerpos B y C.

Los puntos de contacto relacionados con el bloque B (del 12 al 24) presentan valores de profundidad de baja calidad, debiéndose posiblemente a: 1) al espesor comparativamente bajo (ya que podría suceder que el método considere una profundidad promedio entre la capa inferior y la capa superior, en caso de haber modelado al cuerpo B de forma aislada), 2) a la profundidad a la que se halla el bloque B, pues se sabe que entre mayor sea z , disminuye la resolución en el caso de anomalías compuestas o presencia de ruido; y 3) a la interferencia causada por las anomalías vecinas de A y C. Los puntos 31 al 36 (referentes al cuerpo C) pasan por una situación similar.

Los contactos que se reúnen por encima de la frontera entre los cuerpos B y C (25, 26 y 27), y entre los cuerpos A y C (28, 29 y 30) fueron ubicados en zonas de interferencia de anomalías. Los valores de z obtenidos para tales puntos discrepan significativamente respecto de las profundidades reales y de acuerdo a lo mencionado en el párrafo anterior. En la figura 3.21 se aprecia la diferencia entre las profundidades calculadas con el modelo de un dique y el de un contacto para el modelo 2.

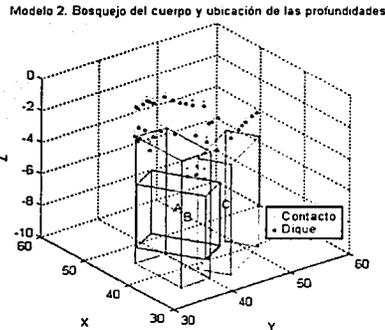
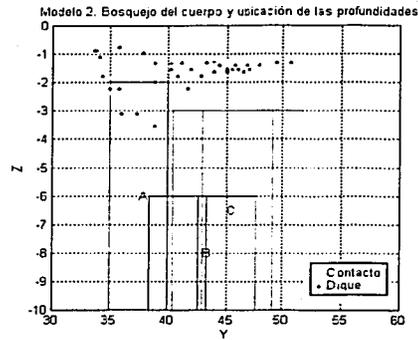
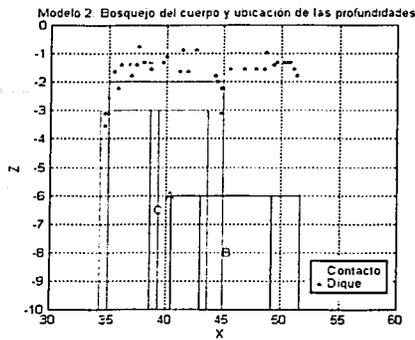


Fig. 3.21. Ubicación gráfica de las profundidades de acuerdo a los valores de la tabla 3.6b. Se muestra el bosquejo de los cuerpos generadores de la anomalía. Los puntos color naranja representan las profundidades para el modelo de contacto y en púrpura las profundidades según el modelo de dique. a) Arriba, a la izquierda: perspectiva desde el plano XZ. b) Arriba, a la derecha: perspectiva desde el plano YZ. c) Abajo: perspectiva tridimensional.

Con la deconvolución de Euler, se ha establecido empíricamente que de antemano son muy ruidosas las soluciones obtenidas y el control sobre el número y calidad de éstas depende enormemente del valor de tolerancia manejado. Con base en esto, se espera que para el proceso de datos reales existan numerosos ensayos variando principalmente la

tolerancia pero también los demás parámetros. Así las soluciones obtenidas por el método serán más fiables y concordantes.

La señal analítica filtrada proporcionó, para los dos modelos propuestos, la mejor alternativa para determinar valores de profundidad. Las otras modalidades de la señal analítica (señal analítica simple y señal analítica mejorada de segundo orden) pueden ayudar de forma cualitativa para detectar en planta rasgos característicos acerca de los cuerpos que generan las anomalías. Esto puede resultar útil al momento de realizar la interpretación de datos de alguna región.

En el siguiente capítulo se propone el uso de estos métodos sobre datos de la parte noroeste de la península de Yucatán.

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

CAPÍTULO IV APLICACIÓN A LA ESTRUCTURA DE IMPACTO CHICXULUB

4.1. ESTRUCTURAS DE IMPACTO TERRESTRES

La formación de cráteres por impacto es un proceso geológico único por la enorme cantidad de energía que es liberada en una pequeña área, en un tiempo muy corto. La magnitud de la energía liberada depende principalmente de la velocidad y la masa del objeto impactante. Los asteroides impactan la Tierra a una velocidad promedio de aproximadamente 25 kilómetros por segundo. Un cuerpo cuya masa es mayor de 1000 toneladas cúbicas penetra la atmósfera prácticamente intacto. Un cuerpo cuya masa es menor de 100 toneladas, al pasar la atmósfera desacelera casi a un 50% de su velocidad original. La presión ejercida sobre el meteorito y la roca impactada puede llegar a sobrepasar los 100 GPa (un millón de veces la presión atmosférica); y la temperatura puede llegar a alcanzar varios miles de grados centígrados (Ortiz Alemán, 1999). Estas condiciones extremas pueden variar, dependiendo de la velocidad y el ángulo de impacto y de las composiciones de la superficie impactada y del cuerpo impactador.

Los meteoritos grandes generan suficiente calor y presión en el impacto para fundir o hasta vaporizar tanto al cuerpo impactante como a una parte importante de la roca terrestre circundante (Ortiz Alemán, 1999).

Las dos formas básicas de los cráteres de impacto se conocen como simple y compleja. El diámetro de un cráter simple varía dependiendo de la naturaleza de la roca objetivo, y forma una cuenca cuyas dimensiones dependen tanto de la roca impactante como del cuerpo impactador. Cuando las rocas impactadas son sedimentarias, los cráteres simples llegan a medir hasta dos kilómetros de diámetro, si el objetivo son rocas cristalinas, entonces llegan a tener diámetros de hasta cuatro kilómetros (Dence, 1972).

Los cráteres terrestres de impacto con diámetros mayores de cuatro kilómetros exhiben los rasgos característicos de los cráteres complejos. Estos cráteres llegan a ser cientos de veces más anchos que profundos. Los cráteres complejos poseen un levantamiento central circundado por una depresión anular y un borde fracturado siguiendo patrones de fallamiento normal. Entre la estructura central y el borde existen varios materiales

transformados por el impacto: rocas fundidas, brechas y materiales colisionados (Ortiz Alemán, 1999).

Es posible hallar evidencias de los subgrupos morfológicos principales de cráteres de impacto complejos. Yendo de menor a mayor diámetro: los cráteres de cresta central, las cuencas con cresta central y con un anillo circundante, las cuencas con cresta anular con solamente un anillo y las cuencas multianilladas.

Las fases en las que se forma un cráter complejo, independientemente de su morfología, son (Grieve y Pesonen, 1992):

1. Excavación. Aquí se forma una cavidad transitoria similar a la de un cráter simple, pero la caída de la cavidad es más severa e involucra un volumen importante de rocas exteriores.

Excavación - Desplazamiento



Fig. 4.1a. Excavación y desplazamiento de un cráter complejo. Tomado de Ortiz-Alemán (1999).

2. Levantamiento. Después de un cierto nivel de crecimiento de la cavidad excavada, determinado por el tamaño y la energía del cuerpo impactor, algunas de las rocas del centro de la cavidad se levantan por un efecto dinámico de rebote.

Levantamiento



Fig. 4.1b. Fase de levantamiento. Tomado de Ortiz-Alemán (1999).

3 y 4. Colapso – Forma Final. Estas fases involucran la caída de la cresta central, asociada con un patrón de fallamiento normal que delimita principalmente el borde del cráter. Como es posible ver en la figura de la forma final, se conserva la topografía positiva del levantamiento central a pesar del colapso.

Colapso



Forma final



Fig. 4.1c. (Arriba) Colapso y fallamiento de la estructura de impacto; y (d) forma final del cráter (abajo). Tomado de Ortiz-Alemán (1999).

4.2. EL CRÁTER DE CHICXULUB Y LA GEOMORFOLOGÍA DE LA PENÍNSULA DE YUCATÁN

El límite entre los periodos Cretácico y Terciario, hace aproximadamente 65 millones de años, está definido por la extinción masiva de muchas de las especies existentes en aquella época, incluidos los dinosaurios. Existe una teoría que se halla fundamentada por distintas evidencias: la presencia de iridio (elemento que existe de forma abundante en cuerpos celestes) en una capa estratigráfica alrededor de todo el planeta fechada en aproximadamente 65 millones de años, y la existencia de un cráter ubicado en la porción noroeste de la península de Yucatán, denominado Chicxulub (nombrado así porque su centro se ubica en las proximidades de Puerto Chicxulub), identificado como una estructura de impacto con base en evidencias geológicas y geofísicas (Hildebrand et al., 1991, Ortiz Alemán, 1999, Sharpton et al., 1992).

Algunos autores (Sigurdsson et al., 1992 y Hildebrand, 1992) han discutido la naturaleza del cuerpo impactor en Chicxulub, estableciéndolo como un cometa de 16.5 km de diámetro, con base en el comportamiento dinámico del cometa Halley y la cantidad de iridio total registrado a nivel global para la frontera K/T. Sin embargo, la propuesta inicial (Álvarez, 1980) es de aproximadamente 10 km de diámetro y es actualmente la más aceptada.

Basados en observaciones realizadas sobre la cavidad colapsada y la modelación de la posible cavidad transitoria (Hildebrand et al., 1998), se ha calculado que el impacto producido en Chicxulub liberó cerca de 1.2×10^{31} ergios, y debió haber ocasionado una serie de eventos catastróficos instantáneos y a largo plazo (de unos minutos de duración hasta millones de años): una capa de polvo que impidió el paso de la luz solar, olas gigantes, pulsos termales debidos al impacto, lluvia ácida, destrucción de la capa de ozono, un severo efecto invernadero (de ~5000 años de duración), un incremento de temperatura (~10° C) por un periodo de 10^4 - 10^5 años; causas que provocaron la extinción masiva de muchas especies.

El proyectil que originó esta estructura chocó contra un pedestal ligeramente sumergido de corteza continental localizado entre el proto-Caribe y el Golfo de México, formando un cráter de aproximadamente 180 kilómetros de diámetro, aunque este valor ha sido postulado como distinto según las discusiones presentadas por distintos autores (Hildebrand et al., 1991, Pilkington et al. 1994, Hildebrand et al. 1994, Pope et al., 1993, Sharpton et al., 1993, Urrutia et al., 1996), todas con base en información geofísica, geológica y geomorfológica, variando el valor desde 170 hasta 300 kilómetros de diámetro. El cráter de Chicxulub fue posteriormente inundado y sepultado, con una aparentemente completa preservación de los depósitos interiores al cráter subsecuentes a los efectos asociados a la actividad geológica. Así, el cráter fue excavado en una secuencia de rocas carbonatadas altamente reflectivas, así como evaporitas, con espesor aproximado de 4 km, sobre un basamento cristalino de composición intermedia, cuyo espesor se estima en alrededor de 30 kilómetros. En la actualidad, el cráter está cubierto por una capa de sedimentos marinos del Terciario cuyo espesor es de aproximadamente un kilómetro y subyace en la parte noroeste del estado de Yucatán, México y costas adyacentes. Las únicas expresiones superficiales del cráter son una serie de anillos que se presentan como patrones de fractura, las cuales fomentan el flujo subterráneo del agua, produciendo por tanto un anillo de agujeros (cenotes). Estudios previos realizados en la zona han mostrado que la zona de cenotes coincide con máximos de gradientes horizontales gravimétricos y depresiones topográficas.

El análisis e interpretación de muestras de perforaciones (núcleos), han revelado y confirmado información referente a la estratigrafía del cráter Chicxulub.

El programa de perforación de PEMEX, durante el cual se perforaron los pozos Chicxulub-1, Sacapuc-1 y Yucatán-6, incluye descripciones litológicas a partir de las muestras

recuperadas y de los registros. En este caso se intersecaron rocas las cuales, tras haber sido analizadas posteriormente, resultaron ser intervalos de brechas de partículas gruesas, de clastos y de rocas andesíticas, corroborando la teoría del impacto.

Posteriormente, la UNAM realizó otra serie de perforaciones de carácter científico para recuperar núcleos continuos: en 1994 se hicieron 5 perforaciones (UNAM-1 a UNAM-5), y un año después, tres pozos adicionales (UNAM-6 a UNAM-8).

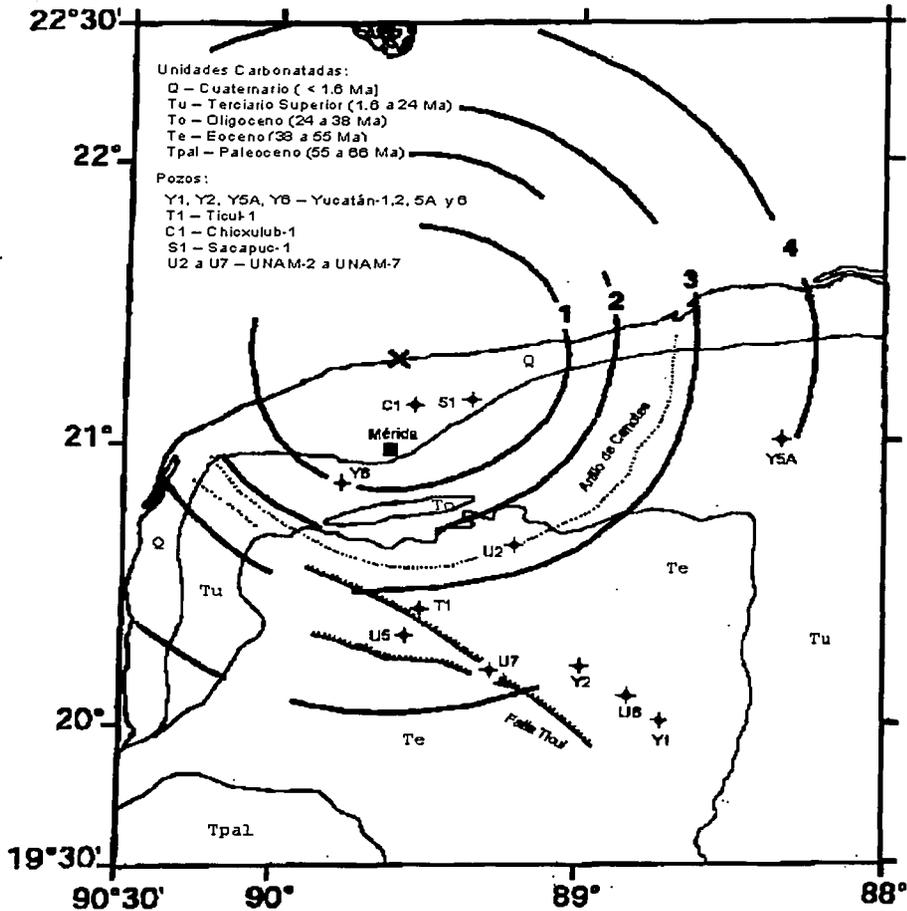
De estas ocho perforaciones, tan solo en UNAM-5, UNAM-6 y UNAM-7 se logró hacer un muestreo la litología de impacto. En estos pozos, la secuencia de impacto se da en dos partes: una secuencia superior de brecha rica en clastos de basamento, vidrios de impacto y fragmentos de roca fundida (brecha suevítica), y una secuencia inferior con calcita, dolomita y clastos de evaporita (brecha de plataforma). Así, la secuencia se encuentra invertida por el efecto del impacto (Rebolledo Vieyra et al., 2000, Urrutia et al., 1994).

Las anomalías gravimétrica y magnética de la zona posiblemente se deban a los cambios litológicos debidos al impacto. Así, por ejemplo, los rasgos gravimétricos muestran las características esperadas de un cráter complejo (Ortiz Alemán, 1999). La gran cantidad de datos geofísicos que existen actualmente, su procesamiento, la comparación y analogías con otras estructuras de impacto terrestres y el modelado sintético del cráter han permitido definir tres principales elementos estructurales: un levantamiento central de ~40 kilómetros de diámetro, producto del movimiento ascendente y descendente del material tras el impacto; una cavidad de transición de ~90 km de diámetro cubierta por rocas fundidas y brechas de impacto (alóctonas); y una zona circundante de bloques con fallamiento normal que se extiende en promedio 180 kilómetros de diámetro.

Con base en lo anterior, se ha clasificado al cráter de Chicxulub como una cuenca multianillada. Morgan y Warner (1999) hacen una descripción de los rasgos principales de Chicxulub bajo dicha clasificación, interpretando perfiles de reflexión sísmica.

En la figura 4.2 se muestra la geología superficial de la porción de la península de Yucatán donde ha sido ubicada la estructura de impacto.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Adicionalmente, se muestra una sección geológica estructural creada a partir de la información disponible (pozos, datos potenciales, reflexión sísmica), por Hildebrand et al., (1998). Se han establecido algunas incógnitas referentes a la estructura Chicxulub y en este diagrama se exponen como dudosos: la estructura del anillo de cresta, el espesor de

la hoja de roca fundida central, la extensión real de las fallas y el tamaño del desplazamiento vertical, en relación con el levantamiento central.

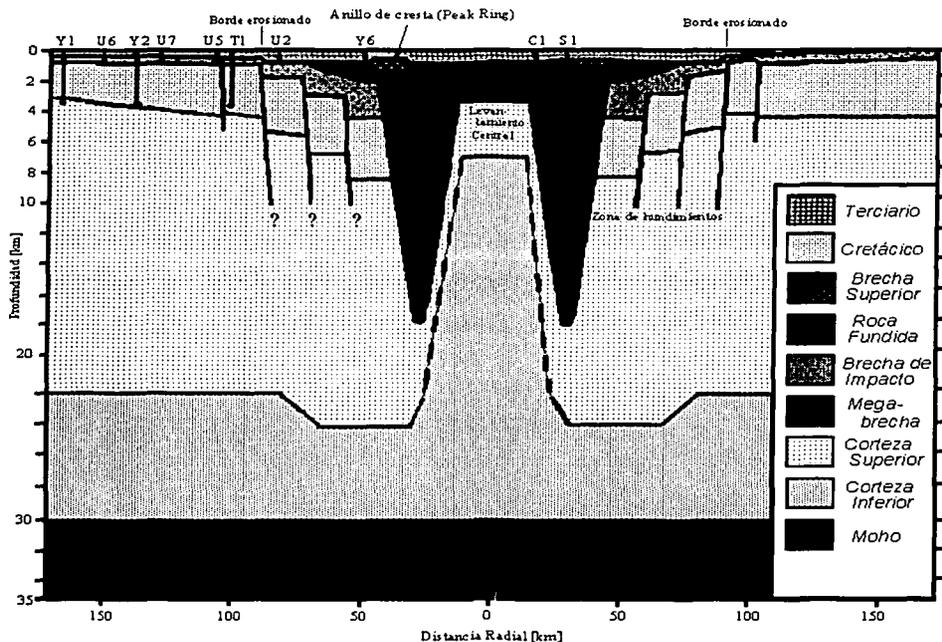


Fig. 4.3. Sección geológica propuesta por Hildebrand et al.(1998), con base en la información de pozos, interpretación sísmica, datos potenciales, geológicos y petrofísicos.

4.3. LOS DATOS MAGNÉTICOS

La anomalía de campo magnético total consiste de una malla de 171 X 171 puntos, con un espaciamento en la dirección Sur-Norte y Oeste-Este de 1000 [m], ubicada en la parte noroeste de la península de Yucatán. En la figura 4.4 se aprecia la zona de los datos.

TESIS CON
FALLA DE ORICEN

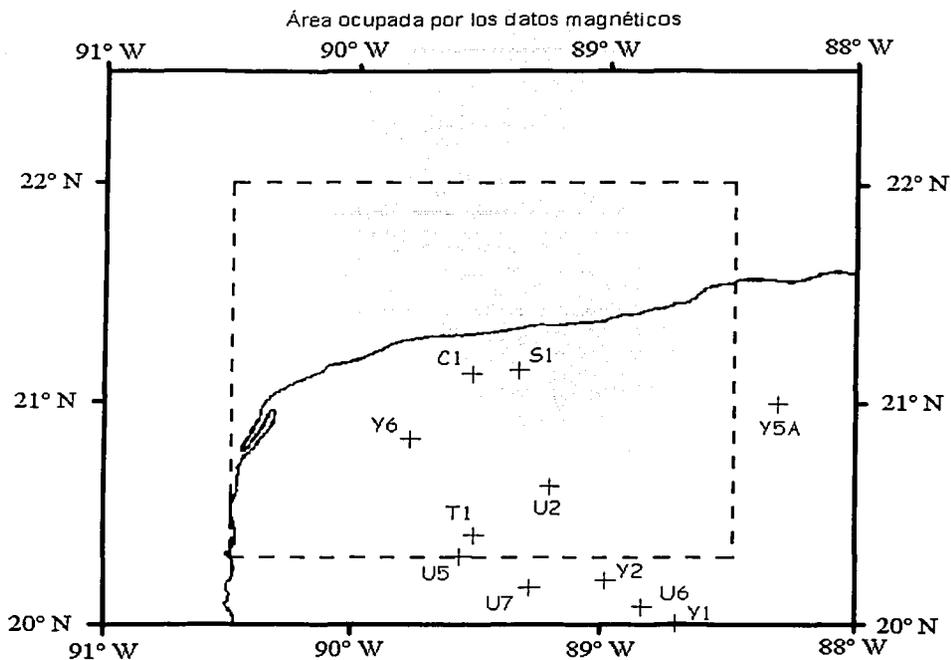


Fig. 4.4. Porción de la península que abarcan los datos magnéticos. Se incluye la ubicación de los pozos perforados en la zona.

Además, en la figura 4.5 se presentan los datos en formato de mapa de contornos así como la perspectiva del mapa de anomalía magnética. Por omisión, las unidades de longitud para los mapas y perfiles presentados de aquí en adelante serán kilómetros. La información proviene de un levantamiento aeromagnético efectuado por Petróleos Mexicanos, tomada con una altura de vuelo de 500 [m].

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

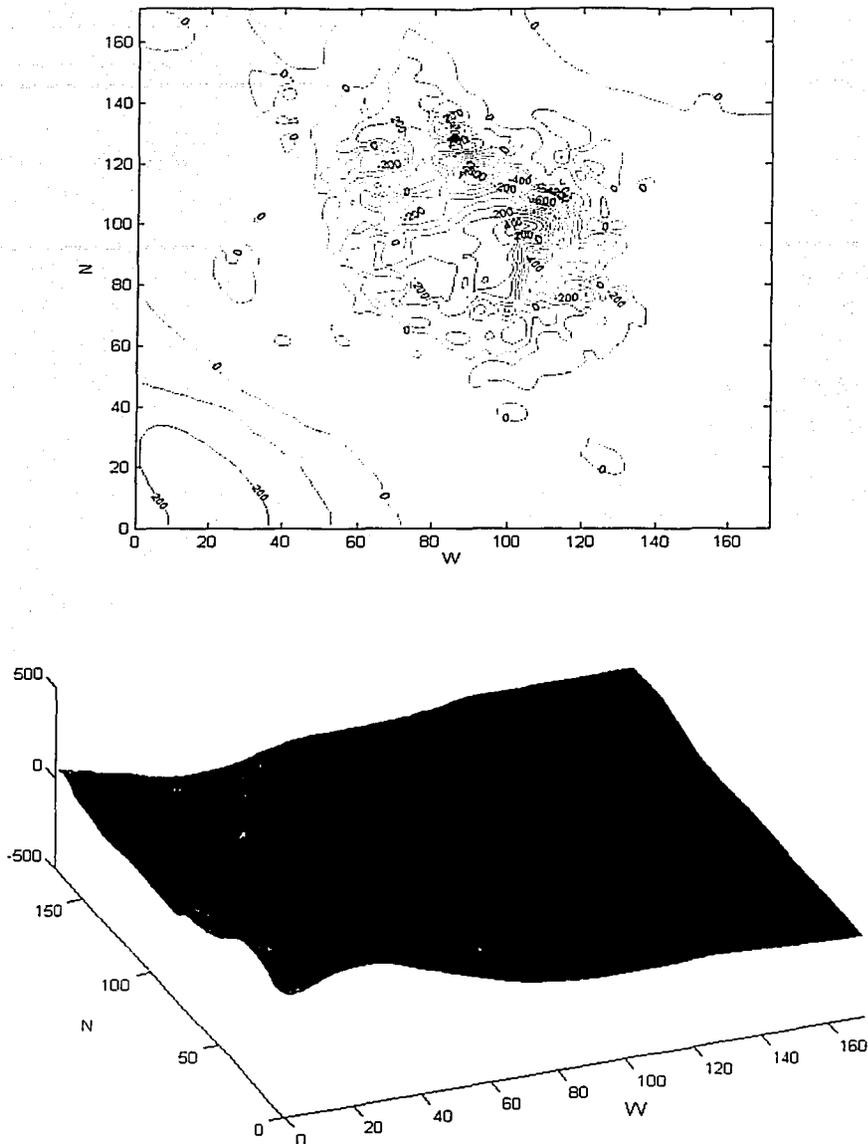


Fig. 4.5. Datos aeromagnéticos para la parte noroeste de la Península de Yucatán. La altura de vuelo es 500 m. a) Arriba: Mapa de isocurvas, con intervalo de contornos de 100 [nT]. b) Abajo: vista en perspectiva del mapa de anomalía magnética.

A partir del mapa de isocurvas, se aprecia en la porción central el conjunto principal de anomalías cuyas amplitudes van desde unos cuantos nanoteslas hasta cientos de nanoteslas; todo con un ancho de entre 80 y 90 [km]. Dicha fracción central se aprecia ovalada, en la dirección NNW-SSE.

En la parte central de la gran anomalía principal, se tienen las amplitudes más grandes formando una estructura simple, que de algún modo recuerda una forma no dipolar de la anomalía del modelo 1, pues ésta se generó a partir de una sola fuente. Esta subárea tiene un diámetro medio aproximado de 25 [km].

Alrededor de esta amplitud central, se pueden apreciar diversas anomalías dipolares que también poseen valores grandes de amplitud, y diámetros medios de 10 [km]. Estas estructuras se hallan orientadas y alargadas en la misma dirección que la gran anomalía principal, NNW-SSE.

Al reducir los datos al polo, como se aprecia en la siguiente figura, se distinguen mejor los rasgos dipolares descritos en el párrafo anterior.

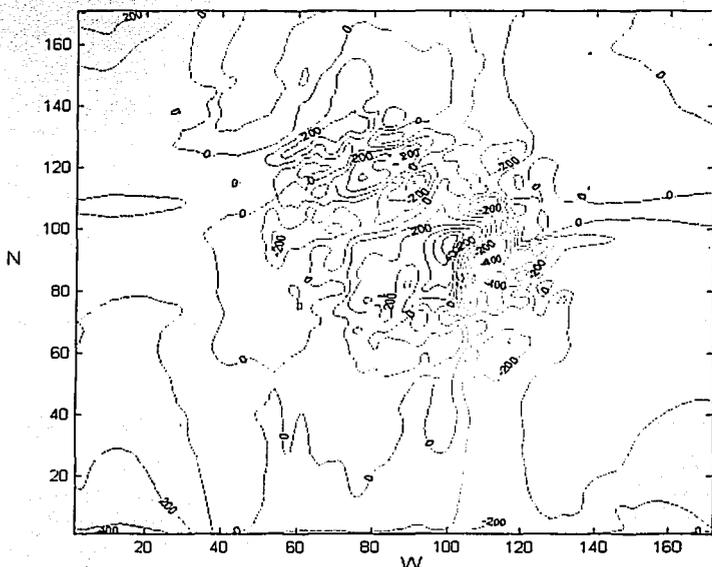


Fig. 4.6. Mapa de isocurvas de los datos aeromagnéticos para la parte noroeste de la Península de Yucatán, reducidos al polo.

Por último, la zona más exterior de la anomalía circunda a las zonas descritas previamente y está caracterizada por anomalías de poca amplitud y alta frecuencia.

Fuera de la gran anomalía referida arriba, los valores de campo magnético presentan pocas variaciones con extensiones del orden de cientos de kilómetros, es decir, son de baja frecuencia, y pueden estar asociados a la topografía y/o magnetización del basamento cristalino.

4.4. APLICACIÓN DE LA DECONVOLUCIÓN DE EULER

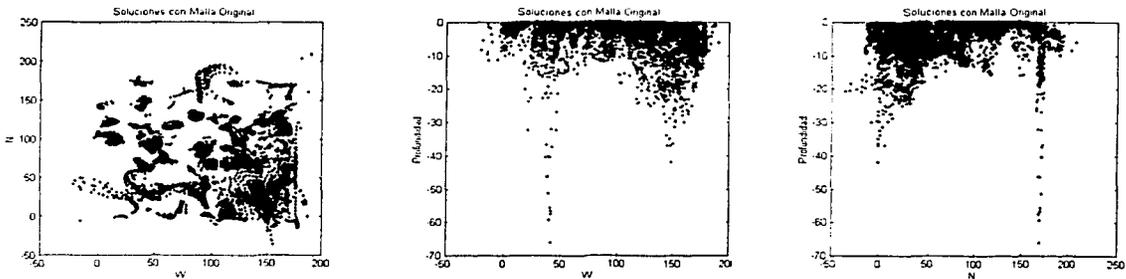
Se empleó el método de la deconvolución de Euler de acuerdo al programa realizado en MATLAB. La primer corrida fue efectuada con los siguientes parámetros:

<i>Parámetros</i>	<i>Malla original</i>	<i>Malla reducida al polo</i>
Espaciamiento	1000	1000
Índice Estructural	1	1
Tamaño de la ventana (operador)	10 X 10 puntos	10 X 10 puntos
Tolerancia	20	0

Tabla 4.1. Parámetros considerados para efectuar la primer corrida para a) los datos originales y b) los datos reducidos al polo.

Como resultado, el criterio de tolerancia aceptó 3690 soluciones al ejecutar el programa con el mapa de anomalía sin ningún filtrado (14.1 % del total de soluciones posibles), mientras que para los datos reducidos al polo se admitieron 5409 respuestas (20.6 % de las soluciones posibles).

En la figura 4.7 se muestra la distribución de las soluciones obtenidas para ambos casos considerados en la tabla 4.1:



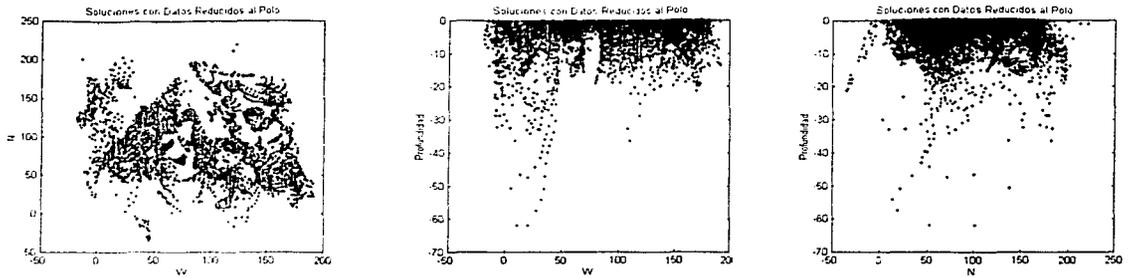


Fig. 4.7. Representación gráfica de las soluciones de acuerdo a los parámetros de entrada de la tabla 4.1: Los puntos azules (arriba) son las soluciones al haber utilizado la malla no filtrada, y los rojos (abajo) con los datos reducidos al polo. a) Arriba, a la izquierda: vista en planta; b) arriba en el centro: vista en perspectiva desde el plano formado por el eje Este-Oeste y la profundidad, c) arriba a la derecha: perspectiva desde el plano formado por el eje Norte-Sur y la profundidad. d) Abajo, a la izquierda: vista en planta; e) abajo en el centro: vista en perspectiva desde el plano formado por el eje Este-Oeste y la profundidad, f) abajo a la derecha: perspectiva desde el plano formado por el eje Norte-Sur y la profundidad.

A partir de esto se deduce, para ambos casos, que el valor de tolerancia es demasiado bajo y deja pasar un gran número de soluciones, muchas de ellas ruidosas y que impiden visualizar aquellas que pudiesen tener significado interpretativo. Adicionalmente, el método permite más soluciones ruidosas para el caso de la malla con reducción al polo. Por esta razón, se efectuaron un total de 28 corridas adicionales, 18 para los datos originales, y 10 más para la malla reducida al polo. En cada corrida para cada caso se incrementó paulatinamente el valor de tolerancia, para ver el comportamiento de las soluciones y observar algún tipo de convergencia.

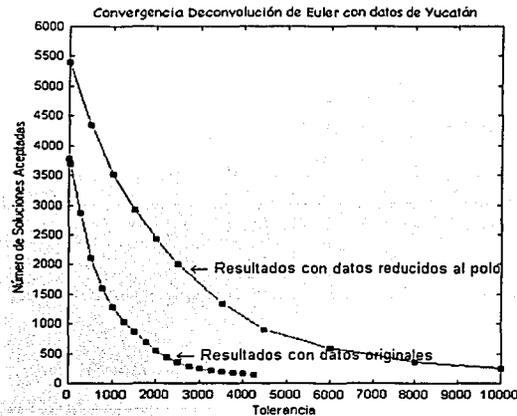


Fig. 4.8. Convergencia de la deconvolución de Euler con las mallas filtrada y no filtrada (con y sin reducción al polo) ante distintos valores de tolerancia.

A partir de la figura 4.8, se aprecia claramente que ambas curvas poseen comportamiento exponencial. Sin embargo, la curva en rojo se acerca más rápido a menos soluciones en relación con la curva en azul. Con base en esto, puede decirse que la razón de convergencia al correr el programa con los datos originales es de casi el doble que si se efectúa el procedimiento de reducción al polo en el mapa de anomalía magnética; adicionalmente, el orden de valores que toma la tolerancia depende en gran medida de: el orden de distancias que se manejan según los datos, la calidad de los datos (relacionado con el nivel de ruido que posean) y procesos previos que se efectúen sobre ellos y que por tanto mermen su calidad.

Establecido lo anterior, se muestran los resultados obtenidos junto con los mapas correspondientes al correr el programa con los siguientes parámetros:

Parámetros	Con Malla original (Corrida A)	Con Malla reducida al polo (Corrida B)
Espaciamiento	1000	1000
Índice Estructural	1	1
Tamaño de la ventana (operador)	10 X 10 puntos	10 X 10 puntos
Tolerancia	4000	10,000
Número de soluciones aceptadas	150	249

Tabla 4.2. Parámetros considerados para las siguientes corridas, A y B.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Mapa de anomalía magnética y soluciones Deconvolución de Euler. Corrida "A"

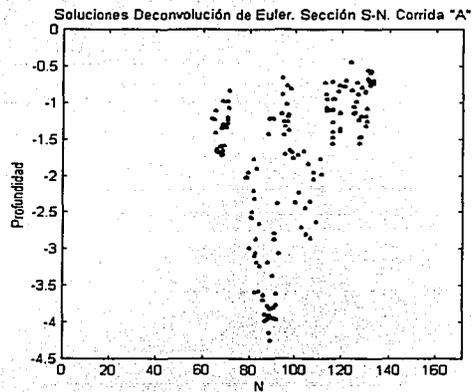
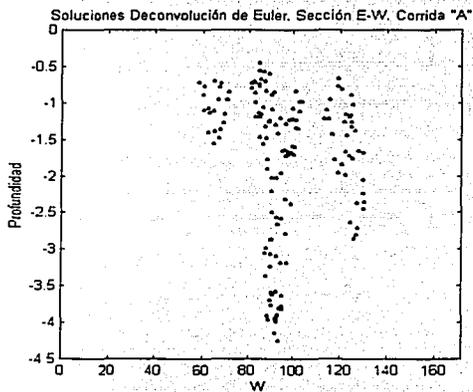
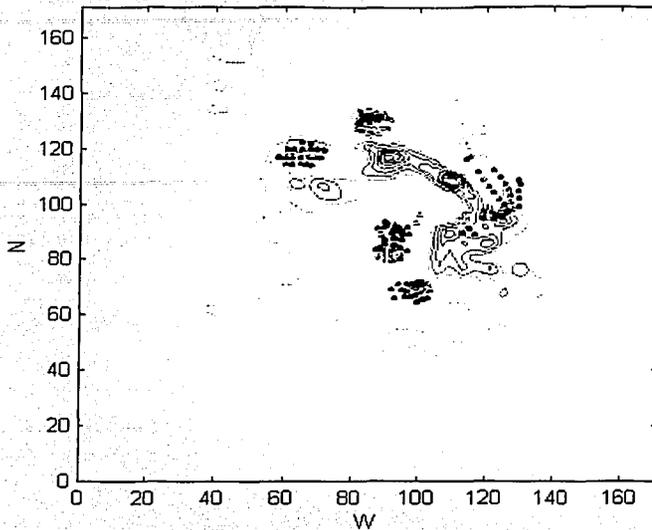


Fig. 4.9. Resultados gráficos de la corrida (A). a) Arriba, vista en planta; b) abajo a la izquierda, vista desde el plano formado por el eje E-W y la profundidad y c) abajo a la derecha, vista desde el plano formado por el eje N-S y la profundidad.

Mapa de anomalía magnética y soluciones Deconvolución de Euler. Corrida "B"

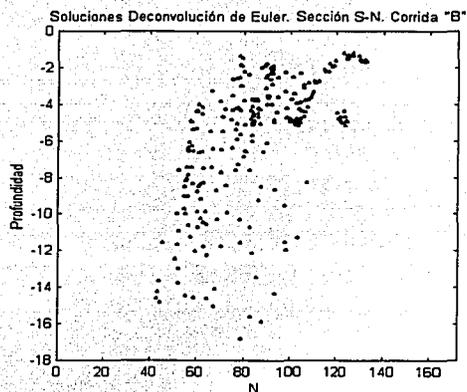
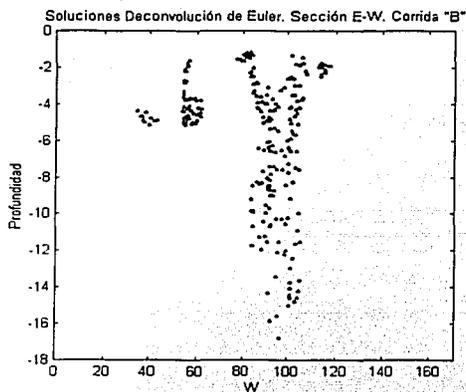
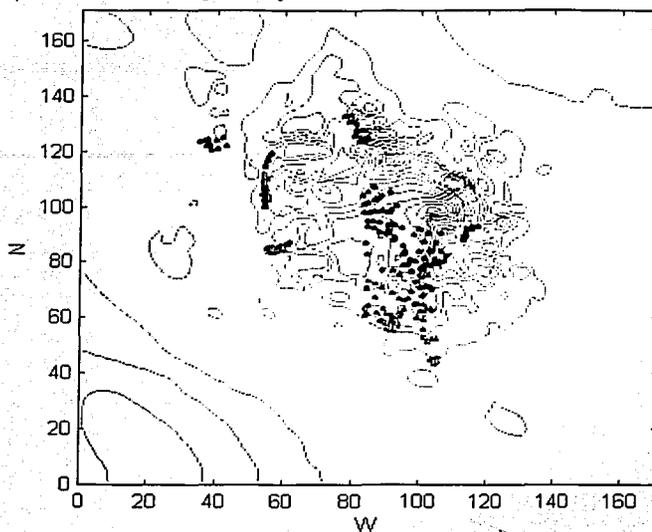


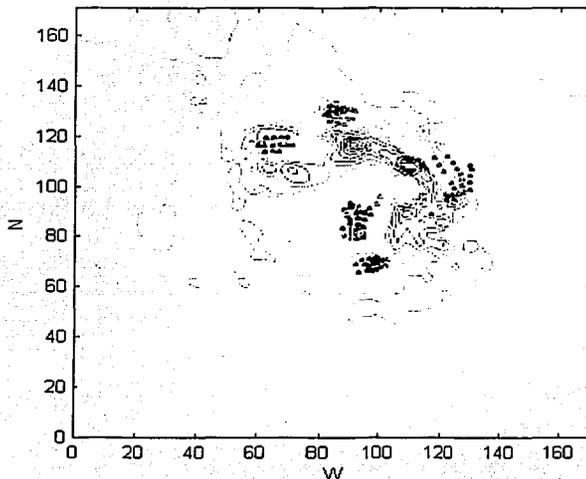
Fig. 4.10. Resultados gráficos de la corrida (B). a) Arriba, vista en planta; b) abajo a la izquierda, vista desde el plano formado por el eje E-W y la profundidad y c) abajo a la derecha, vista desde el plano formado por el eje N-S y la profundidad.

Además, con objeto de determinar cómo varían las soluciones ante un índice estructural distinto, se efectuaron cuatro ensayos más de acuerdo a los valores mostrados en la tabla 4.3:

Parámetros	Corrida C*	Corrida D**	Corrida E*	Corrida F**
Espaciamiento	1000	1000	1000	1000
Índice Estructural	0	0	2	2
Tamaño de la ventana (operador)	10 X 10 puntos	10 X 10 puntos	10 X 10 puntos	10 X 10 puntos
Tolerancia	4000	10,000	2500	7000
Número de soluciones aceptadas	117	234	136	134
* Con datos originales				
** Con datos reducidos al polo				

Tabla 4.3. Parámetros usados para las corridas C, D, E y F.

Mapa de anomalía magnética y soluciones Deconvolución de Euler. Corrida "C"



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

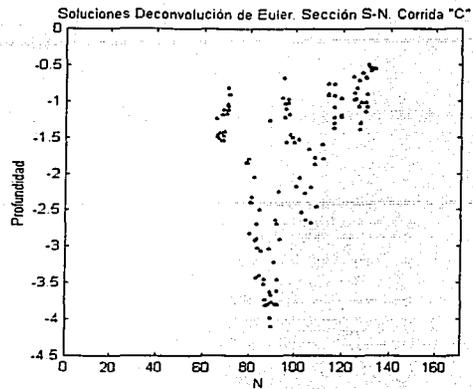
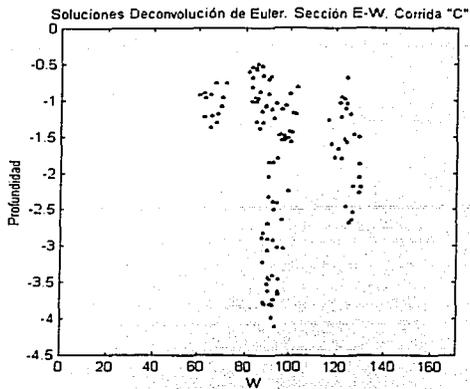
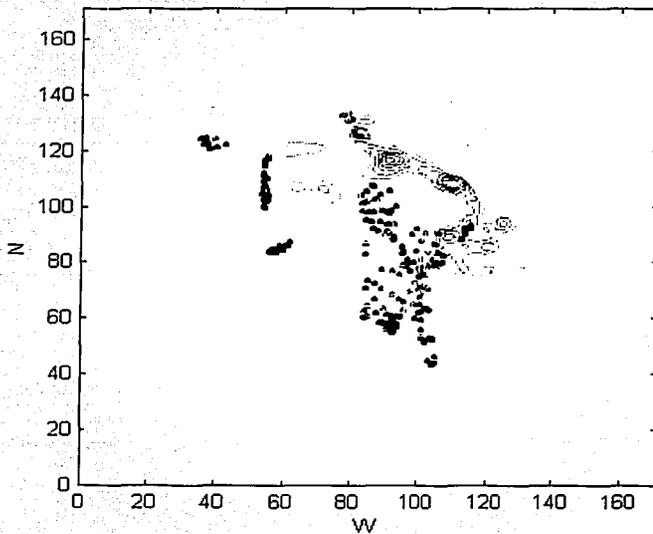


Fig. 4.11. Resultados gráficos de la corrida (C). a) Arriba, vista en planta; b) abajo a la izquierda, vista desde el plano formado por el eje E-W y la profundidad y c) abajo a la derecha, vista desde el plano formado por el eje N-S y la profundidad.

Mapa de anomalía magnética y soluciones Deconvolución de Euler. Corrida "D"



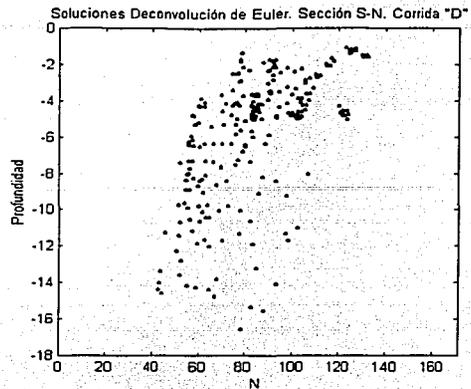
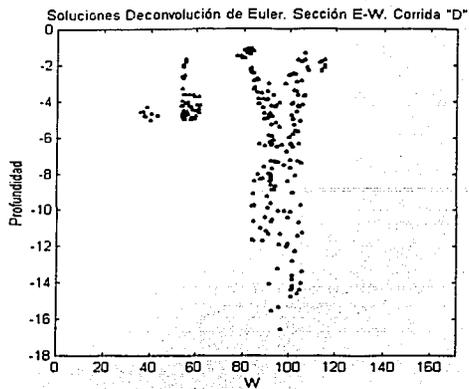
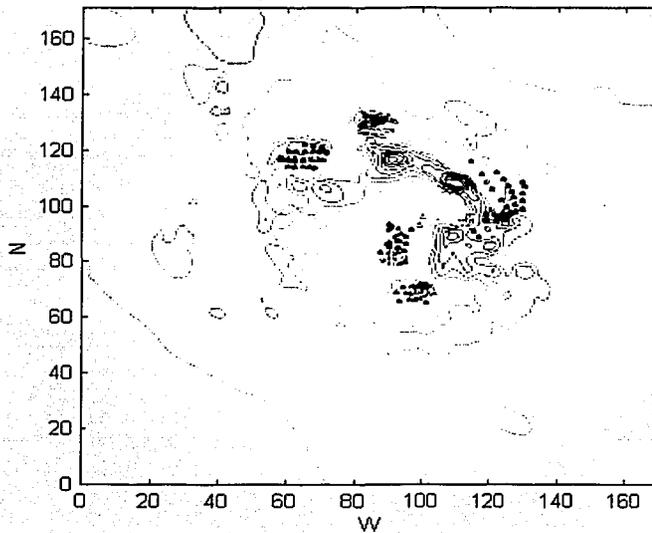


Fig. 4.12. Resultados gráficos de la corrida (D). a) Arriba, vista en planta; b) abajo a la izquierda, vista desde el plano formado por el eje E-W y la profundidad y c) abajo a la derecha, vista desde el plano formado por el eje N-S y la profundidad.

Mapa de anomalía magnética y soluciones Deconvolución de Euler. Corrida "E"



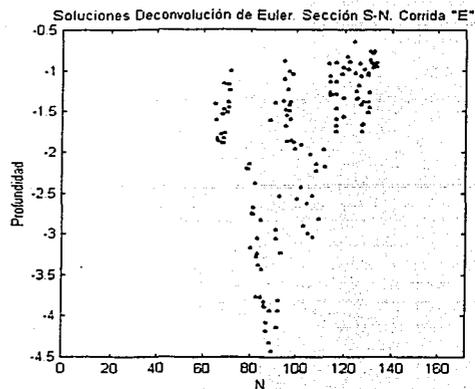
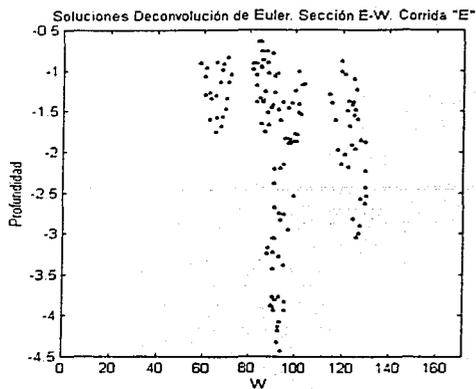
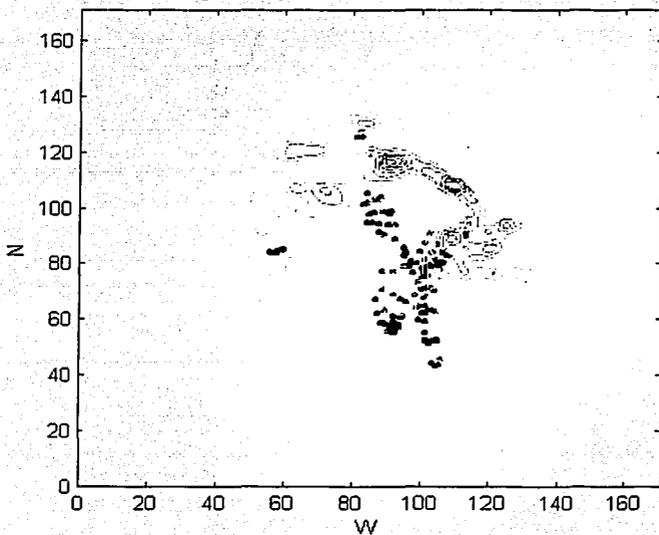


Fig. 4.13. Resultados gráficos de la corrida (E). a) Arriba, vista en planta; b) abajo a la izquierda, vista desde el plano formado por el eje E-W y la profundidad y c) abajo a la derecha, vista desde el plano formado por el eje N-S y la profundidad.

Mapa de anomalía magnética y soluciones Deconvolución de Euler. Corrida "F"



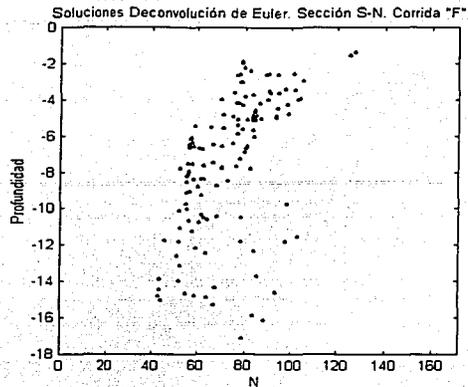
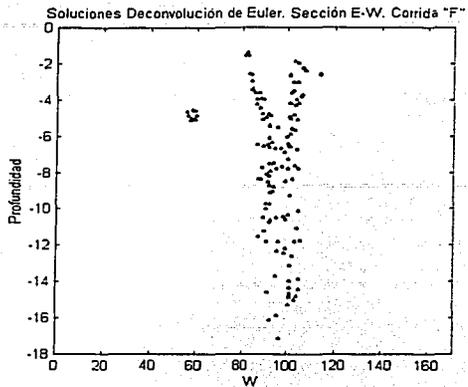


Fig. 4.14. Resultados gráficos de la corrida (F). a) Arriba, vista en planta; b) abajo a la izquierda, vista desde el plano formado por el eje E-W y la profundidad y c) abajo a la derecha, vista desde el plano formado por el eje N-S y la profundidad.

4.5. APLICACIÓN DE LA SEÑAL ANALÍTICA

Se calculó la amplitud de la señal analítica de acuerdo a la ecuación (2.2.2.10). Se muestran los resultados en forma de mapa (el intervalo de contornos es de 0.5 [nT/km]) y como superficie en perspectiva, y de forma similar se presentan los resultados gráficos para la señal analítica optimizada de orden dos y para la señal analítica filtrada (figs. 4.15 a 4.17).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

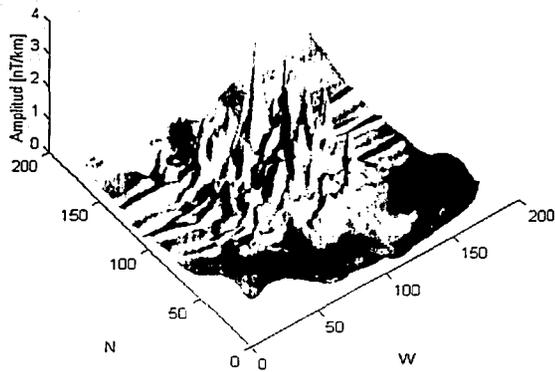
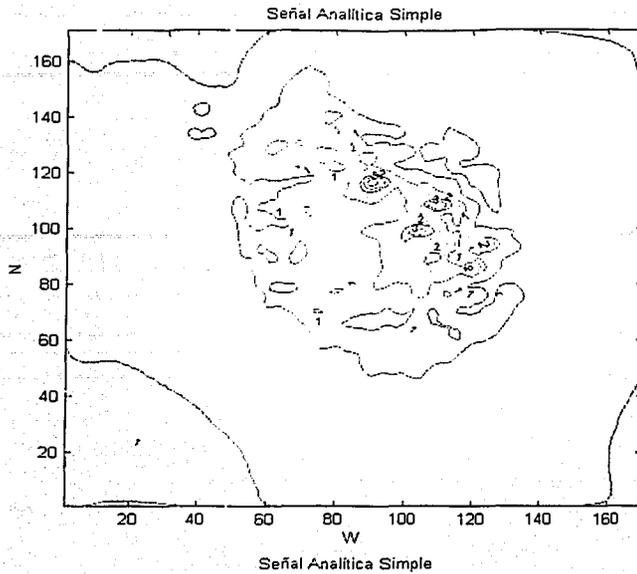
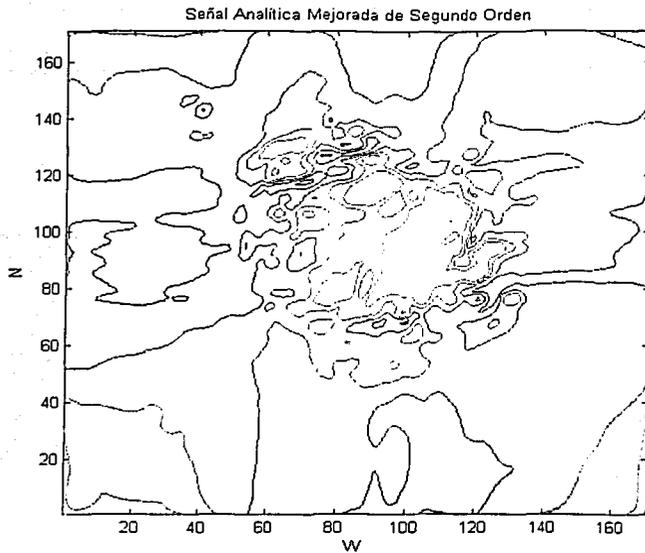


Fig. 4.15. Señal Analítica Simple calculada para la anomalía magnética del Cráter de Chicxulub. a) Arriba: Mapa de contornos con intervalo de 0.5 nT/km. b) Abajo: Vista en perspectiva del mapa de señal analítica.



Señal Analítica Mejorada de Segundo Orden

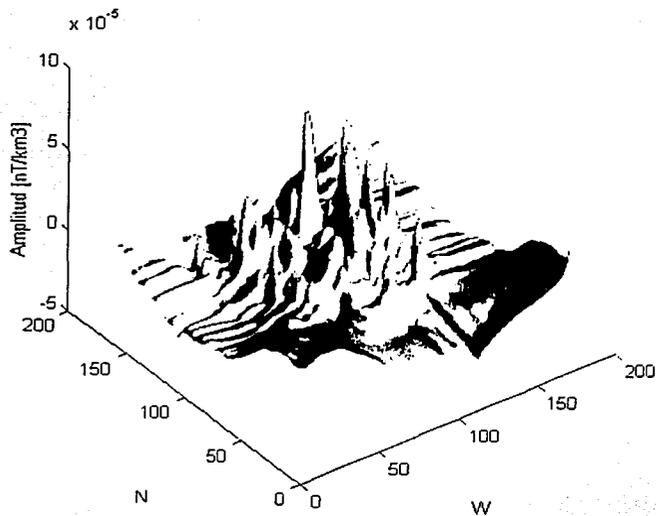


Fig. 4.16. Señal Analítica Optimizada de Segundo Orden calculada para la anomalía magnética del Cráter de Chicxulub a) Arriba: Mapa de contornos con intervalo de 1×10^{-5} [nT/km³]. b) Abajo: Vista en perspectiva del mapa de señal analítica optimizada.

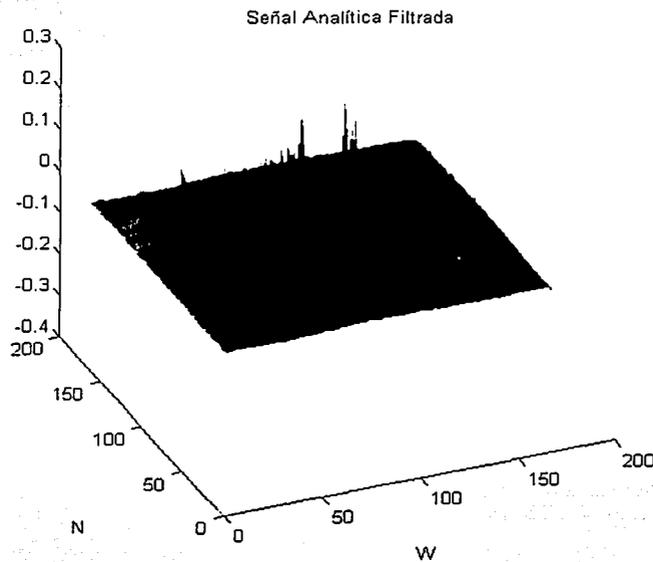
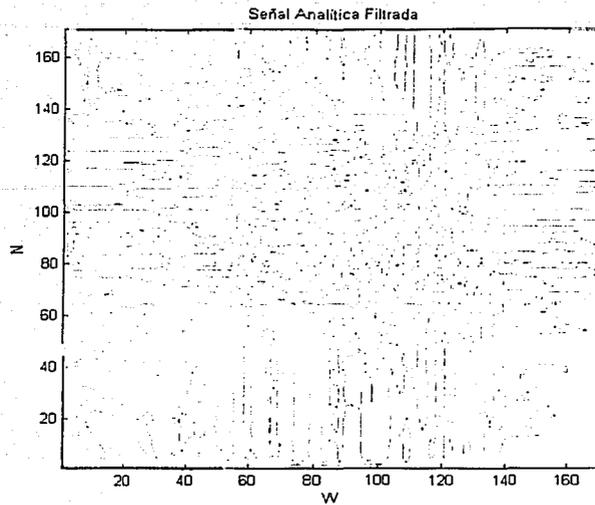


Fig. 4.17. Valores de curvatura de la señal analítica simple, al haberla filtrado con la máscara 1, mencionada en el capítulo 3 para los modelos sintéticos. a) Arriba: Mapa de isocurvas y b) abajo: superficie en perspectiva.

Con el propósito de verificar la similitud entre los máximos principales de la señal analítica simple y la señal analítica optimizada, se propone la comparación de la posición de los máximos correspondientes, en la figura 4.18:

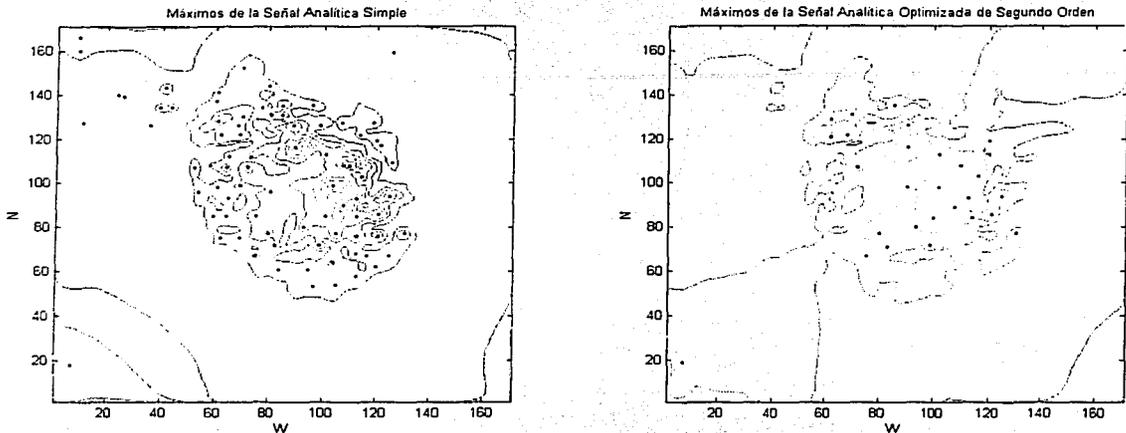


Fig. 4.18. Máximos (indicados por puntos negros) de la señal analítica: a) Simple, con mapa de isocurvas de la señal analítica simple (izquierda) y b) mejorada, con mapa de isocurvas de la señal analítica mejorada de segundo orden (derecha).

Los puntos que indican los máximos pueden dar indicios de la geometría del cuerpo geológico más somero, pero tal y como se discutió para los modelos propuestos (en el rubro de la señal analítica), será preferible utilizar la curvatura de la señal analítica, después de aplicar la máscara laplaciana; a pesar de que -como se observa en el mapa correspondiente- se introduce un nivel considerable de ruido de alta frecuencia, sin embargo éste es fácilmente reconocible y separable cualitativamente de la señal analítica filtrada.

Las diferencias entre el contorno cero de la señal analítica filtrada para los modelos 1 y 2, discutidos previamente, y el contorno cero de la señal analítica filtrada correspondiente a la anomalía de campo total de la zona de Yucatán, saltan a la vista, pues las primeras por tratarse de un modelo directo, se conoce perfectamente la geometría de los cuerpos que generaron la anomalía y por ende se esperan las posiciones de las circunferencias que se trazaron. Pero para el caso del mapa de curvaturas de la señal analítica, esto no sería tan sencillo, por la complejidad con las que se presentan las isocurvas que representan el contorno cero.

Sin embargo, se sabe que los cruces por cero de la señal analítica filtrada representan los puntos de inflexión de la amplitud de la señal analítica simple. Así, es posible ajustar los centros de las circunferencias a trazar con los máximos principales de la señal analítica (el conjunto de puntos mostrado en la figura de arriba a la izquierda). Así, el mapa que se utilizará para obtener las circunferencias será (fig. 4.19):

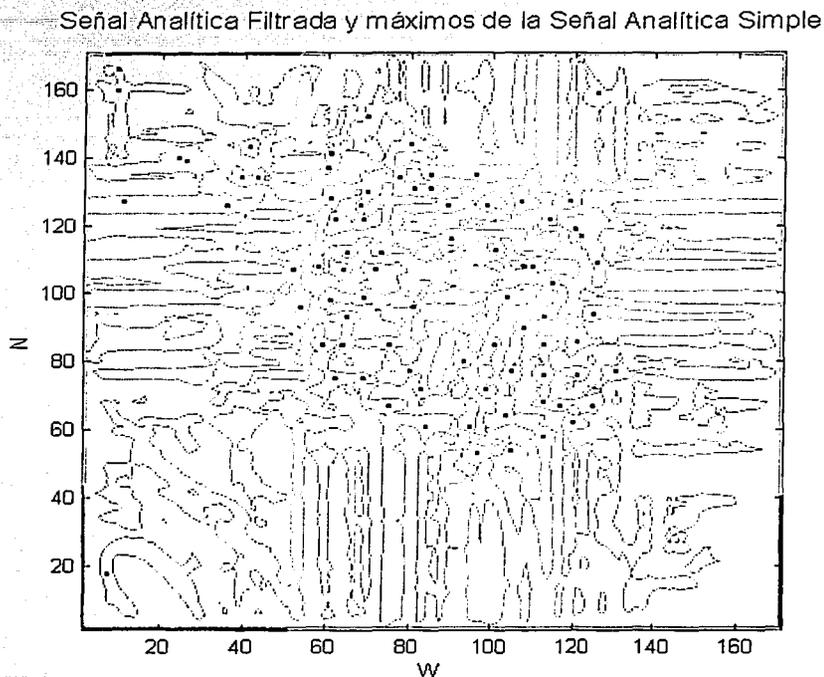


Fig. 4.19. Contorno cero del mapa de isocurvas de la señal analítica filtrada (de la fig. 4.17a), con los máximos de la señal analítica simple (de la fig.4.18a).

A partir de estas ubicaciones, se trazaron circunferencias cuyos diámetros son iguales al espaciamiento entre contornos cero (puntos de inflexión), de manera similar a lo realizado en el capítulo anterior. En la figura 4.20 se muestran los resultados, indicando además los rangos de valores, en kilómetros, de los radios de las circunferencias mostradas:

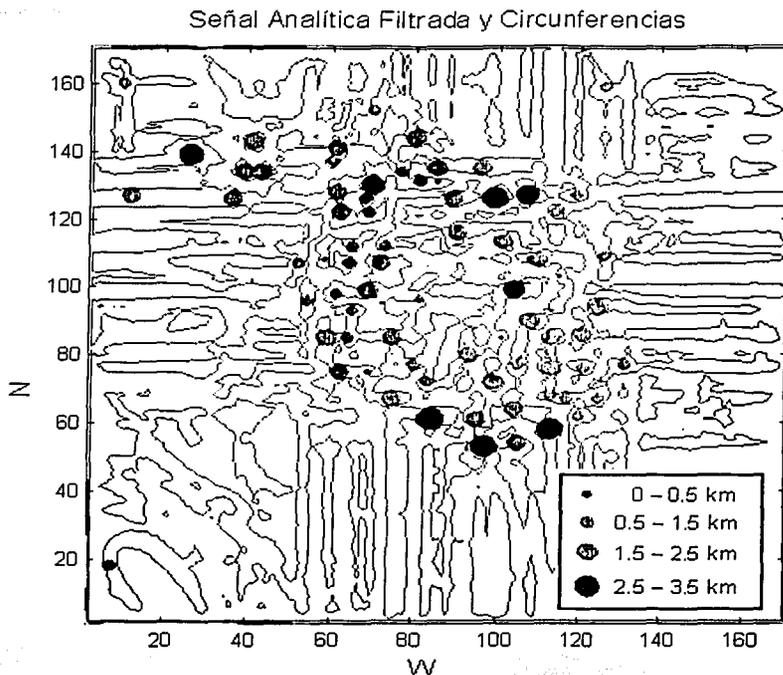
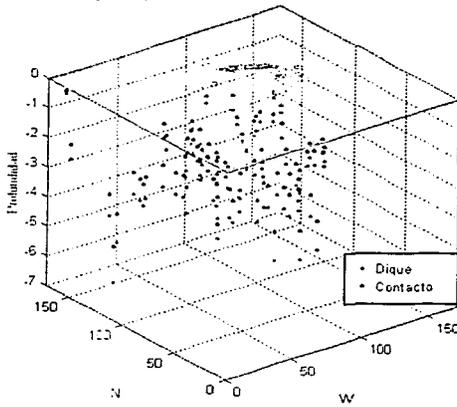


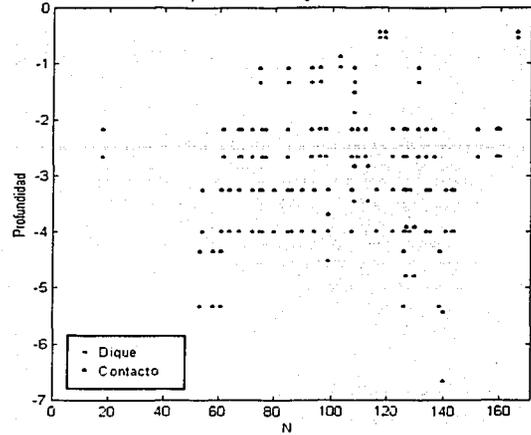
Fig. 4.20. Contorno cero del mapa de isocurvas de la señal analítica filtrada (de la fig. 4.17a), y circunferencias de diámetro iguales al espaciamiento entre contornos cero. Los centros de las circunferencias mostradas son los puntos indicados en la figura 4.19.

A partir de estos valores resulta directo el uso de las ecuaciones (2.2.4.6) y (2.2.4.7) (McLeod, et al. 1993), con objeto de conocer las profundidades para un modelo de dique y contacto. Los resultados se muestran con dos perfiles y en perspectiva, junto con el mapa de anomalía magnética.

Anomalia Magnética y Ubicación de las profundidades según Señal Analítica



Ubicación de las profundidades según Señal Analítica. Perfil S-N



Ubicación de las profundidades según Señal Analítica. Perfil E-W

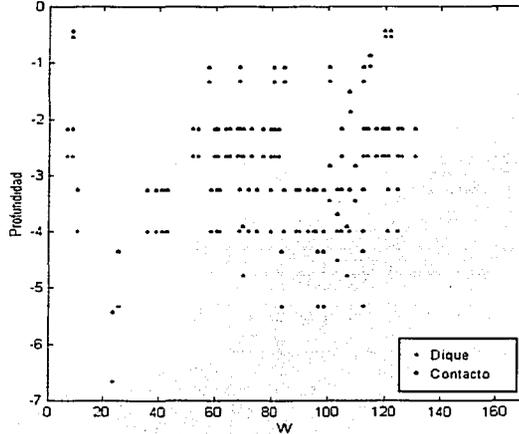


Fig. 4.21. Profundidades según McLeod et al. (1993) con la señal analítica filtrada. Los puntos rosas indican las profundidades calculadas con un modelo de diques, mientras que los puntos negros con un modelo de contactos magnetizados. a) Arriba, a la izquierda: vista en perspectiva de las soluciones, presentando además, sobre el plano horizontal en $z = 0$, el mapa de isocurvas de la anomalía magnética. b) Arriba, a la derecha: vista de las soluciones indicadas desde el plano formado por el eje N-S y la profundidad. c) Abajo: vista de las soluciones indicadas desde el plano formado por el eje E-W y la profundidad.

4. 6. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

Con base en los procesos efectuados sobre la malla de datos magnéticos y los respectivos resultados arrojados por la deconvolución de Euler, se subraya lo siguiente:

Con el programa que obtuvo las soluciones de las fuentes (x_0, y_0, z_0) con la deconvolución de Euler, se comprobó lo establecido por Thompson (1982): el valor de tolerancia debe ser ajustado por el usuario, y éste ajuste a su vez depende de la naturaleza de los datos y el espaciamiento entre ellos. Para los modelos sintéticos propuestos, los valores de tolerancia resultaron ser muy bajos (de 20 a 50) en comparación con aquellos utilizados para los datos de la parte norte de la península de Yucatán. Estos últimos, al ser datos reales, poseen una determinada cantidad de ruido además, por lo que se sabe acerca de las características de la estructura de impacto, la anomalía es generada por distintos cuerpos, algunos con distintas posiciones y profundidades o distintas intensidades y direcciones de magnetización remanente, correspondientes al levantamiento central, los anillos de cresta (peak-ring) y el sistema de bloques con fallamiento normal. También se verificó que a mayor número de procesos previos efectuados sobre los datos (por ejemplo la reducción al polo), la calidad de los datos y la resolución de la deconvolución de Euler disminuyen. Por tanto, la convergencia depende enormemente del valor de la tolerancia seleccionado, y deben realizarse pruebas extensivas según la naturaleza de los datos pues de lo contrario las soluciones aceptadas pueden llegar a ser demasiado ruidosas y enmascaran información de soluciones útiles.

El método de la deconvolución de Euler se basa en la premisa de que las fuentes que generan las anomalías son puntuales. Sin embargo, tanto en los modelos propuestos (1 y 2), como para la estructura de impacto, las anomalías son generadas por una gran variedad de cuerpos de distintas dimensiones y con distintas intensidades y direcciones de magnetización. Esta discrepancia es generadora de cierta imprecisión en el programa, sin embargo, como se discutió en el punto anterior, hasta cierto punto es controlable por medio de la tolerancia y el método es útil para calcular rangos de profundidades.

A partir de las corridas (A-F) efectuadas sobre los datos con las distintas condiciones impuestas, se observa que:

- Con las corridas A, C y E (datos originales), las soluciones tienden a agruparse formando cinco conjuntos principales cuyas profundidades varían entre los 1.5 y 4.5 kilómetros de profundidad, correspondiendo el grupo que alcanza mayor

profundidad al coincidente con la anomalía principal (la de gran amplitud), y los restantes a las anomalías dipolares. Con estas condiciones, es muy probable que el método esté detectando: las profundidades del levantamiento central (grupo de soluciones con mayor profundidad), del anillo de cresta -peak ring- (para el grupo de soluciones que se halla más al sur) y de la zona comprendida entre la del anillo de cresta y el sistema de bloques de sedimentos carbonatados fallados (para los tres conjuntos restantes, hallados al norte del mapa de anomalía).

- Entre estas mismas corridas, las cuales difieren por el índice estructural utilizado (y por tanto en el número de soluciones obtenidas), a excepción de la corrida E en la cual también cambia el valor de tolerancia, se tienen esencialmente los mismos resultados, aunque el número de soluciones obtenidas puede ser indicativo del índice estructural más óptimo. Las corridas fueron efectuadas con esos índices estructurales con objeto de verificar si entre menor es el índice estructural se estima mejor la profundidad. Para este caso la diferencia es poco notoria posiblemente debido a los grandes valores de tolerancia utilizados.
- Para las corridas B,D y F (datos con reducción al polo), el número de soluciones obtenidas tiende a ser mayor, por lo discutido anteriormente, comparado con las tres corridas restantes. De igual forma, entre ellas existe una gran similitud y las diferencias radican en el índice estructural.
- Al observar los resultados generados por las tres corridas hechas con los datos reducidos al polo, se observa un grupo principal de soluciones que se extiende aproximadamente desde la anomalía central de gran amplitud hacia el sur, cuyas profundidades llegan hasta los 17 kilómetros. Este caso denota la gran sensibilidad al ruido del método por la calidad de los datos (disminuida por el filtrado), generando esos rangos de profundidad poco acordes con la realidad, puesto que la deconvolución de Euler posee mayor confiabilidad para fuentes someras antes de detectar objetivos profundos. Si fuera el caso, podría tratarse del espesor del levantamiento central o incluso de la gran brecha alóctona.
- Además de este grupo principal de soluciones, se tienen cuatro pequeños conjuntos de soluciones en la porción oeste, noroeste y norte del grupo principal. Sus profundidades son más someras a diferencia del anterior. Sin embargo posiblemente no representen ningún rasgo geológico por la naturaleza de los datos.

De lo contrario podrían dar indicios de los bordes del cráter o bien de la capa de sedimentos del cretácico.

Flores Márquez et al. (1999) plantearon el uso de la deconvolución de Euler para un par de perfiles que se muestran en la figura 4.22.

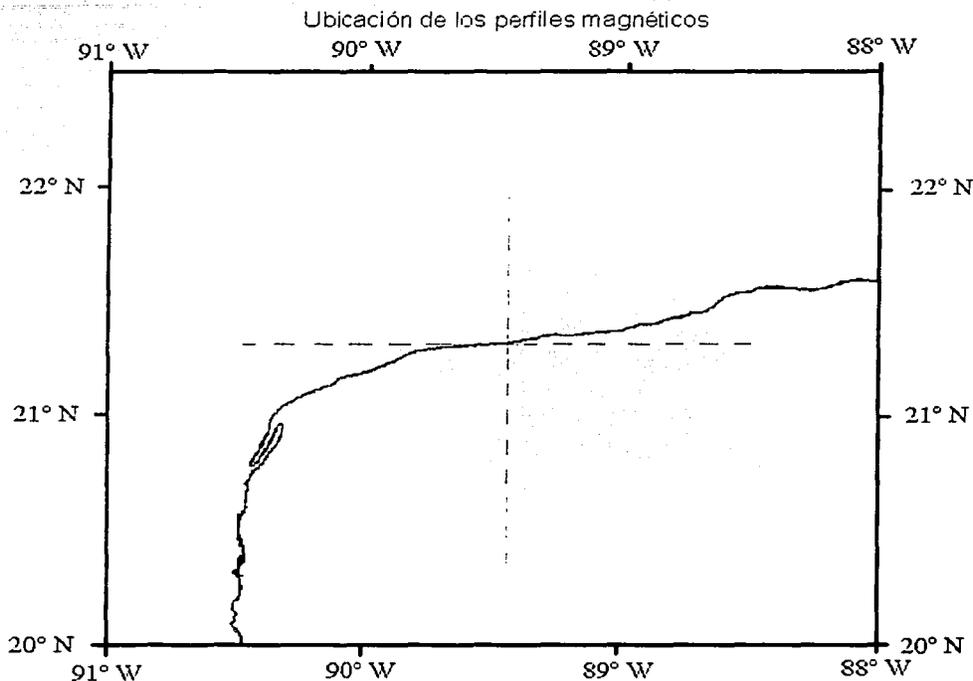


Fig. 4.22. Perfiles analizados por Flores Márquez et al., 1999.

A partir de los resultados arrojados para dichos perfiles (Flores Márquez et al., 1999, figuras 10a y 10b, perfiles N-S y W-E, respectivamente), con un índice estructural de cero, obtuvieron que:

- Los puntos más profundos en el perfil N-S (siendo los oscilantes entre los 4 y 10 km de profundidad, y muy cerca de la mitad de dicho perfil), corresponden con el levantamiento central que los autores obtuvieron por la inversión de datos

gravimétricos; mientras que los demás puntos hallados (los más someros, entre 0 y 4 km de profundidad) son asociados a la roca fundida de gran magnetización.

- Para el caso del perfil W-E se consideran a las soluciones menores a los 2 km de profundidad como relacionadas con la secuencia de rocas brechadas y fundidas, generadoras de las anomalías de corta longitud de onda.

Aunque se trata del mismo método, en este caso los autores mencionados utilizan un criterio de tolerancia distinto al considerarla con unidades de nanoteslas. En la figura 10 de Flores Márquez et al., de forma similar con las soluciones presentadas en este capítulo (independientemente del valor del índice estructural), los puntos de profundidad tienden a agruparse en la zona central del cráter. Por ejemplo, si se compara con la corrida en la cual no se efectuó la reducción al polo y se tomó un índice estructural de cero (corrida C: figuras 4.11b y 4.11c, vistas desde cortes efectuados en dirección E-W y N-S, respectivamente) se coincide en cuanto a la distribución de los puntos de profundidad (los de mayor valor de profundidad representando al levantamiento central) sin embargo se difiere con los rangos de profundidad, llegando en el trabajo de Flores Márquez et al. hasta los 10 km de profundidad. Esto puede deberse, en primer lugar, a la discrepancia en el valor y unidades de la tolerancia manejados (Corrida C: 4000; figura 10 de Flores Márquez et al., 1999; 1 nT), y en menor medida a la diferencia implícita de tomar un perfil en vez de una malla de datos tridimensional. El basamento gravimétrico que definen se encontraría casi por debajo de las soluciones de la corrida C. Puede decirse lo mismo al comparar los resultados de los perfiles con las corridas A y E (figuras 4.9 y 4.13, respectivamente) pues la diferencia de los puntos obtenidos entre las corridas A, C y E sólo estriba en el número de soluciones obtenidas y los valores de tolerancia manejados (como se mencionó anteriormente).

Podría efectuarse una comparación todavía más directa con las demás corridas efectuadas con los datos originales e índices estructurales distintos de cero (en otras palabras, las corridas A y E), si en el trabajo de Flores Márquez se hubieran incluido los resultados de dichos perfiles con índices estructurales distintos de cero.

Al haber calculado las diferentes formas de la señal analítica de la anomalía de campo total de la zona de estudio, se tienen las siguientes observaciones:

Al comparar la señal analítica simple y la optimizada de segundo orden, en realidad no existe mucha mejoría puesto que, a diferencia de las señales analíticas de los modelos sintéticos (en las cuales se obtuvieron mas puntos máximos para la señal optimizada que para la simple), para los datos reales se dio el caso contrario. Esto se debe en parte a una discriminación de ciertos máximos principales de acuerdo a determinado valor establecido. Además, ambas señales analíticas poseen esencialmente la misma forma y hasta comparten algunas de las posiciones (x, y) de ciertos máximos, y por ello, se descarta nuevamente el uso de la señal analítica optimizada de segundo orden por el gran parecido entre ésta y la señal analítica simple, con la diferencia de que esta última no presenta ruido (para la señal optimizada se introduce ruido al calcular las derivadas verticales en el dominio de Fourier). Como se estableció en el capítulo anterior, la ubicación de los puntos máximos puede ser útil al momento de bosquejar un cuerpo geológico. En este caso, los máximos poseen una tendencia circular, indicativa de la ya reconocida por muchos autores como estructura circular del cráter en la zona intermedia, alrededor de la zona de las brechas alóctonas, o entre ésta zona y la de bloques fallados.

Al emplear el mapa de curvaturas de la señal analítica (señal analítica filtrada) y los máximos de la señal simple con el criterio indicado previamente, resultó relativamente simple la obtención de las profundidades, las cuales se extienden hasta un radio aproximado medio de 40 kilómetros, correspondientes a la zona intermedia (cavidad de transición).

En la siguiente tabla se presenta una aproximación de los rangos de valores de los radios (distancia entre puntos de inflexión) presentados para la señal analítica filtrada, a los dos tipos de modelos.

<i>Intervalo de radios</i>	<i>Rango de profundidades para modelo de dique</i>	<i>Rango de profundidades para modelo de contacto.</i>
0 - 0.5 km	0 - 0.86 km.	0 - 0.71 km.
0.5 - 1.5 km.	0.86 - 2.6 km.	0.71 - 2.12 km.
1.5 - 2.5 km.	2.6 - 4.33 km.	2.12 - 3.54 km.
2.5 - 3.5 km.	4.33 - 6.06 km.	3.54 - 5 km.

Tabla 4.4. Intervalos de valores de profundidades para dique y contacto, obtenidas a partir de las circunferencias mostradas en la figura 4.20.

A partir de esto, la mayor parte de las circunferencias se hallan entre 1.5 y 2.5 kilómetros de radio, pudiendo corresponder a la zona de brechamiento. Como se observa no aparecen máximos significativos (salvo uno de radio entre 0.5 y 1.5 kilómetros) en la parte central de la señal analítica, por tanto los máximos no mapean el levantamiento central (el criterio de selección de máximos no aceptó aquellos asociados a dicho levantamiento), posiblemente debido a un contraste de magnetización a favor de las brechas en relación con el levantamiento central, el cual provocó mayor amplitud de la señal analítica en esas regiones.

Muy cerca del límite de esta región circular también se encuentran algunas circunferencias de radio entre 2.5 y 3.5 kilómetros. Las que se hallan al norte están asociadas con las anomalías dipolares de considerable amplitud definidas anteriormente y probablemente se encuentran relacionadas con la zona de fallamientos.

Dentro del área circular referida, se encuentran escasamente repartidos algunos puntos cuyos radios son relativamente pequeños, de 0.5 a 1.5 kilómetros. Quizás estos máximos estén relacionados al límite o espesor de las capas de sedimentos del terciario.

Fuera de esta zona circular, principalmente al noroeste, se encontraron algunos máximos, sin embargo no son representativos pues se encuentran en el área de ruido introducido por aplicar el filtro laplaciano.

Toda vez que se conocen los valores de presuntas profundidades, para cada punto, para distintos tipos de modelos (dique, contacto y cilindro horizontal), debe tenerse sumo cuidado al seleccionar el adecuado. Como ejemplo, para el levantamiento central se propone un modelo de dique o sill y para el área circundante el de contacto, puesto que se sabe que la disposición de las capas geológicas en la zona del impacto es compleja por existir estratos de distintas eras geológicas (paquetes litológicos previos, posteriores y producto de la colisión), y resultaría impreciso definir, por ejemplo, con diques de poco espesor la geomorfología del cráter.

CAPÍTULO V CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El procesamiento de datos geofísicos es una tarea muy completa pues implica desde tener conocimiento amplio acerca de la logística de campo, hasta contar con sólidas bases físicas y matemáticas.

Como se vio en la introducción, existen una gran variedad de técnicas para interpretar datos de campo potencial, algunas de ellas ampliamente utilizadas desde hace tiempo, y otros que requieren el uso de la computadora. En este sentido y aprovechando las ventajas de las computadoras, se requirió de construir un programa que funciona bajo MATLAB con el propósito de automatizar los principales métodos englobados en este trabajo escrito. En el apéndice se encuentra el instructivo para operarlo adecuadamente.

El método de la deconvolución de Euler es un método cuya aplicación es relativamente sencilla, por partir de una simple ecuación. Posee una gran ventaja: puede ser aplicado sin importar la naturaleza ni origen de los datos; bajo esta premisa, puede aplicarse sin tener que efectuar ningún tipo de suposición acerca del modelo geológico. Sin embargo esta flexibilidad se equilibra con el trabajo que debe efectuar el usuario al momento de correlacionar e interpretar los resultados de forma coherente.

La deconvolución de Euler considera teóricamente contactos puntuales, y siendo que en la realidad las fuentes generadoras de anomalías magnéticas son cuerpos finitos, el método arroja conjuntos de soluciones. Tales conjuntos poseen presuntamente dos causas: la primera, discutida previamente -relacionada con la convergencia-, y la segunda referente a la cercanía entre contactos magnéticos, enmascarándose de modo que se forman los grupos de soluciones. El nivel de ruido inherente aunque controlable que posee el método, puede deberse a las soluciones arrojadas al resolver los sistemas de ecuaciones sobredeterminados.

A partir de las mallas procesadas con el programa de la deconvolución, se advierte que éste es útil para detectar los contactos magnéticos más someros, pues para el caso del modelo 2 el cuerpo cuya capa superior poseía menor profundidad fue en donde las soluciones tendieron a agruparse; mientras que para los datos de la península de Yucatán el método tuvo éxito al revelar profundidades relacionadas con partes importantes de la estructura de impacto (en las posiciones donde se hallan las mayores intensidades de la gran anomalía central), principalmente entre la interfase de la litología previa y posterior al

impacto. En este sentido, existe concordancia con el trabajo de Flores Márquez et al., (1999), tal como se discutió en el capítulo anterior.

Para el caso de ambos métodos, el punto principal y del cual depende la calidad de la señal analítica y las soluciones de la deconvolución, independientemente de la calidad de los datos, es la forma de obtención de los gradientes. Es posible que se tengan los datos de los gradientes horizontales, por mediciones de campo, y a partir de esto calcular el gradiente vertical; o usando la anomalía calcular los gradientes horizontales con algún método de diferencias y posteriormente obtener el gradiente vertical; o bien a partir de la anomalía de campo total calcular los tres gradientes ortogonales en el dominio del número de onda. Entonces, dependiendo del método de diferencias utilizado o el algoritmo de transformada de Fourier, se introduce un cierto nivel de ruido que afecta por ende a la señal analítica y la deconvolución de Euler.

La señal analítica es un concepto que, aunque teóricamente posee una formulación compleja y tediosa, resultó ser de aplicación simple toda vez que se cuentan con los tres gradientes. Inicialmente el problema principal fue la obtención de la mitad del ancho a la mitad de los máximos de la función de amplitud de la señal analítica simple, por la complejidad y empalme con la que se muestran las funciones campana y sus respectivos máximos. Por ello, posteriormente se optó por ayudarse con la señal analítica optimizada de segundo orden, pues de acuerdo a lo establecido en el segundo capítulo, ofrecía una alternativa para obtener las profundidades de los contactos; sin embargo esta señal analítica no fue de mucha utilidad mas que para comparar los máximos. En forma, la señal analítica mejorada es muy similar a la señal analítica simple pero la primera presenta interferencia por la doble derivación en el dominio de Fourier.

Al utilizar la señal analítica filtrada con una máscara laplaciana, y siguiendo los procedimientos descritos para los modelos y los datos de Yucatán, fue posible obtener valores de profundidades. Dichos valores deben ser seleccionados de acuerdo al criterio del intérprete.

De forma parecida a lo ocurrido con la deconvolución de Euler, los puntos de profundidades obtenidos por la señal analítica filtrada son someros y sí reflejan parte de la estructura del cráter pues sondan los intervalos de profundidades en donde se encuentran paquetes litológicos del Terciario y Cretácico. Los rasgos más profundos, correspondientes a amplitudes pequeñas de la señal analítica filtrada son opacados por

los contactos someros si detectados por el método de la señal analítica filtrada, y que tienen amplitudes mayores.

El programa utilizado aún se halla en una fase preliminar aunque es funcional bajo ciertas precauciones, pues existen ciertos detalles que van de lo estético a lo funcional que requieren de ser afinados. Se pretende que dicho programa pueda ser utilizado por todo público interesado en el modelado de datos magnéticos para reproducir anomalías, y probar los métodos de la señal analítica y la deconvolución de Euler. Una tarea importante por efectuar es hacerlo independiente de MATLAB, esto es, compilar todos los programas, subprogramas y subrutinas (de MATLAB y creados personalmente) que use el programa principal con objeto de hacerlo ejecutable por sí mismo, de manera parecida de cómo en C se compila un programa, creando un archivo ejecutable que no requiere del código fuente ni del ambiente de programación de C.

Finalmente, se sugieren pruebas extensivas sobre el método de la deconvolución de Euler, el cual posee mucho potencial por la gran variedad de aplicaciones. Las más directas pueden ser la aplicación a datos gravimétricos, por ejemplo: obtener las soluciones de la deconvolución utilizando los datos de anomalía de Bouguer de la península de Yucatán y compararlos con los resultados de ese método presentados en esta tesis. O bien, sobre diversas anomalías para controlar mejor el comportamiento de la convergencia ante distintos tipos de datos y diferentes situaciones.

También se recomienda el uso de la señal analítica simple, pues puede generar resultados preliminares a partir de la visualización de los máximos de su función de amplitud y del conocimiento previo de los cuerpos que generan el campo potencial. La señal analítica filtrada, tomando conceptos de la teoría del procesado de imágenes, ayuda a obtener valores razonablemente buenos de profundidades de cuerpos cuyos contactos magnéticos son poco profundos. Además, debe considerarse como tarea a futuro, determinar el efecto que produce en los resultados de profundidades el uso de una función Gaussiana para suavizar al laplaciano de la señal analítica, tal y como se definió en el segundo capítulo.

Otra tarea de interés consiste en usar el programa que genera anomalías magnéticas a partir de modelos de bloques, incluso uno que pueda asemejar la anomalía magnética generada por la estructura de impacto Chicxulub.

REFERENCIAS

- Al-Chalaby, M., Interpretation of gravity anomalies by non-linear optimisation. Geophysical Prospecting, **20**, 1-16, 1972.
- Alvarez, L. W., Alvarez, W., Asaro, F. y Michel, H. Extraterrestrial cause for the Cretaceous/Tertiary extinction. Science, **208**, 1095-1108, 1980.
- Baranov, V. y Naudy, H., Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. Geophysics, **29**, 67-79, 1964.
- Barongo, J.O., Euler's differential equation and the identification of the magnetic point-pole and point-dipole sources. Geophysics, **49**, 1549-1553, 1984.
- Bhattacharyya, B.K., Magnetic anomalies due to prism-shaped bodies with arbitrary polarization. Geophysics, **29**, 517-53, 1964.
- Bhattacharyya, B.K., A generalized multibody model for inversión of magnetic anomalies. Geophysics, **45**, 255-270, 1980.
- Blakely, Richard J. y Christiansen, R. L., The magnetization of Mount Shasta and implications for virtual geomagnetic poles determined from seamounts. Journal of Geophysical Research, **83**, 5971-5978, 1978.
- Blakely, Richard J. y Robert W. Simpson, Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. Geophysics, **51**, 1494-1498, 1986.
- Bott, M. H. P., Solution of the linear inverse problem in magnetic interpretation with application to oceanic magnetic anomalies. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, **13**, 313-323, 1967.

- Bott, M. H. P. y Smith, R. A., *The estimation of the limiting depth of gravitating bodies.* Geophysical Prospecting, **6**, 1-10, 1958.
- Bott, M. H. P., *The use of rapid digital computing methods for direct gravity interpretation of sedimentary basins.* Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, **3**, 63-67, 1960.
- Bott, M. H. P. y Hutton, M. A., *A matrix method for interpreting ocean magnetic anomalies.* Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, **20**, 149-157, 1970.
- Coles, R. L., *A flexible iterative magnetic anomaly interpretation technique using multiple rectangular prisms.* Geoprospection, **14**, 125-141, 1976.
- Corbato, C. E., *A least-squares procedure for gravity interpretation.* Geophysics, **30**, 228-233, 1965.
- Cordell, L. y Henderson, R. G., *Iterative three-dimensional solution of gravity anomaly data using a digital computer.* Geophysics, **33**, 596-601, 1968.
- Dence, M. R., *The nature and significance of terrestrial impact structures.* 24th Int. Geol. Congr., 77-89, 1972.
- Emilia, D. A. y Bodvarsson, G., *Numerical methods in the direct interpretation of marine magnetic anomalies.* Earth and Planetary Science Letters, **7**, 194-200, 1969.
- Emilia, D. A. y Massey, R. L., *Magnetization estimation for nonuniformly magnetized seamounts.* Geophysics, **39**, 223-231, 1974.
- Flores Márquez, E. L., Chávez Segura, R. E., Campos Enriquez, O. y Pilkington, M., *Preliminary 3-D structural model from the Chicxulub impact crater and its implications in the actual geothermal regime.* Trends in Heat, Mass & Momentum Transfer, **5**, 19-40, 1999.

Francheteau, J., Harrison, C. G. A., Sclatter, J. G. y Richards, M. L. Magnetization of Pacific seamounts: a preliminary polar curve for the Northeastern Pacific. Journal of Geophysical Research, **75**, 2035-2061, 1970.

Grieve, R. A. F. y L. J. Pesonen, The terrestrial impact cratering record. Tectonophysics, **216**, 1-30, 1992.

Hansen, R. O. y Laura Suciú, Multiple-source Euler deconvolution. Geophysics, **67**, 525-535, 2002.

Harrison, C. G. A., A seamount with a nonmagnetic top. Geophysics, **36**, 349-357, 1971.

Harrison, C. G. A., Jarrard, R. D., Vacquier, V. y Larson, R. L. Paleomagnetism of Cretaceous Pacific seamounts. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, **42**, 859-882, 1970.

Hildebrand, A. R., G. T. Penfield, D. A. Kring, M. Pilkington, A. Camargo-Zanoguera, S. Jacobsen y W. V. Boynton, Chicxulub crater: A possible Cretaceous-Tertiary boundary impact crater on the Yucatán Peninsula, México. Geology, **19**, 867-871, 1991.

Hildebrand, A. R. y J. A. Stansberry, K/T boundary ejecta distribution predicts size and location of Chicxulub crater (abstract). Lunar Planet. Sci. Conf., XXIII, 537-538, 1992.

Hildebrand, A. R., M. Connors, M. Pilkington, C. Ortiz Alemán y R. E. Chávez, Size and structure of the Chicxulub Crater. Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología, vol. **7**, 59-68, 1994.

Hildebrand, A. R., M. Pilkington, C. Ortiz Alemán, R. E. Chávez, J. Urrutia Fucugauchi, M. Connors, E. Granel Castro, A. Camara Zi, J. F. Halpenny y D. Niehaus. Mapping Chicxulub crater structure with gravity and seismic reflection data. Meteorites: Flux with Time and Impact Effects. Geological Society, London. Special Publications, **140**, 155-176, 1998.

Hsu, Shu-Kun, Jean Claude Sibuet y Chuen-Tien Shyu, High-resolution detection of geologic boundaries from potential-field anomalies: An enhanced analytic signal technique. Geophysics, **61**, 373-386, 1996.

Huestis, S. P. y Parker, R. L., Upward and downward continuation as inverse problems. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, **57**, 171-188, 1979.

Instituto de Geofísica, U.N.A.M., The Chicxulub Scientific Drilling Project. International Continental Scientific Drilling Program (ICDP). Serie: Infraestructura científica y desarrollo tecnológico, México, 2001.

Johnson, W. M., A least-squares method of interpreting magnetic anomalies caused by two-dimensional structures. Geophysics, **34**, 65-74, 1969.

Kodama, K. y Uyeda, S., Magnetization of Izu Islands with special reference to Oshima Volcano. Journal of Volcanology and Geothermal Research, **34**, 65-74, 1979.

Marson, L. y Klingele, E. E., Advantages of using the vertical gradient of gravity for 3-D interpretation. Geophysics, **58**, 1588-1595, 1993.

McGrath, B. H. y Hood, P. J., An automatic least-squares multimodel method for magnetic interpretation. Geophysics, **38**, 349-358, 1973.

McLeod, Ian N., Keith Jones y Ting Fan Dai, 3-D Analytic Signal in the Interpretation of Total Magnetic Field Data at Low Magnetic Latitudes. Artículo consultado en <http://www.geosoft.com/support/Papers/>

Mohan, N. L., Discussion on "Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal (by Roest, Walter R., Jacob Verhoef and Mark Pilkington)". Geophysics, **58**, 1214, 1993.

Morgan, J.V., M.R. Warner, G.S. Collins, H.J. Melosh, G.L. Christeson, Peak-ring formation in large impact craters: geophysical constraints from Chicxulub. Earth and Planetary Science Letters, **183**, 347-354, 2000.

Nabighian, Misac N., *The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation.* Geophysics, **37**, 507-517, 1972.

Nabighian, Misac N., *Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section.* Geophysics, **39**, 85-92, 1974.

Nabighian, Misac N., *Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations.* Geophysics, **49**, 780-786, 1984.

Nabighian, Misac N. y R. O. Hansen, *Unification of Euler and Werner deconvolution in three dimensions via the generalized Hilbert transform.* Geophysics, **66**, 1805-1810, 2001.

Penfield, G. T. y A. Camargo, *Definition of a major igneous zone in the central Yucatán platform with aeromagnetism and gravity.* Artículo presentado en la 51a. Reunión Anual de la SEG, 1981.

Peters, L. J., *The direct approach to magnetic interpretation and its practical application.* Geophysics, **14**, 290-320, 1949.

Pilkington, M. y Hildebrand, A. M., *Three-dimensional magnetic imaging of the Chicxulub Crater.* Journal of Geophysical Research, **105**, 23,479-23,491, 2000.

Pilkington, M., A. R. Hildebrand y Carlos Ortiz Alemán, *Gravity and magnetic field modeling and structure of the Chicxulub Crater, Mexico.* Journal of Geophysical Research, **99**, 13,147-13,162, 1994.

Pope, K. O., A. C., Ocampo y C. E. Duller, *Surface geology of the Chicxulub impact crater, Yucatán, México.* Earth Moon Planets, **63**, 93-104, 1993.

Rao, D. B. y Babu, N. R., *A rapid method for three-dimensional modeling of magnetic anomalies.* Geophysics, **56**, 1729-1737, 1991.

Rebolledo Vieyra, M., J. Urrutia Fucugauchi, L. E. Marín, A. Trejo Garcia, V. L. Sharpton y A. M. Soler Arechalde, *UNAM Scientific Shallow-Drilling Program of the Chicxulub Impact Crater.* International Geologic Review, **42**, 928-940, 2000.

Reid, A.B., J.M. Allsop, H. Granser, A.J. Millett y I.W. Somerton, *Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution.* Geophysics, **55**, 80-91, 1990.

Roest, W. R., Arkani-Hamed, J., y Verhoef, J., *The seafloor spreading rate dependence of the anomalous skewness of marine magnetic anomalies.* Geophysical Journal International, **109**, 653-669, 1992.

Roest, Walter R., Jacob Verhoef y Mark Pilkington, *Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal.* Geophysics, **57**, 116-125, 1992.

Roest, Walter R. y Mark Pilkington, *Identifying remanent magnetization effects in magnetic data.* Geophysics, **58**, 653-659, 1993.

Sager, W. W., Davis, G. T., Keating, B. H., Philpotts, J. A., *A geophysical and geologic study of Nagata seamount, northern Line Islands.* Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, **34**, 283-305, 1982.

Sharpton, V. L., Dalrymple, G. B., Marín, L. E., Ryder, G., Schuraytz, B. C. y Urrutia Fucugauchi, J., *New links between the Chicxulub impact structure and the Cretaceous/Tertiary boundary.* Nature, **359**, 819-821, 1992.

Sharpton, V. L. et al., *Chicxulub multi-ring impact basin: Size and other characteristics derived from gravity analysis.* Science, **261**, 1564-1567, 1993.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Sigurdsson, H., D'Hondt, S. y Carey, S. *The impact of the Cretaceous/Tertiary bolide on evaporite terrane and generation of major sulfuric acid aerosol.* Earth and Planetary Science Letters, **109**, 543-559, 1992.

Smith, R. A., *Some depth formulae for local magnetic and gravity anomalies.* Geophysical Prospecting, **7**, 55-63, 1959.

Thompson, D. T., *EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data.* Geophysics, **47**, 31-37, 1982.

Thompson, D. T., *Identification of magnetic source types using equivalent simple models.* Presentado en la reunión de fin de año de la AGU en San Francisco, 1973.

Ueda, Y., *Geophysical study of two seamounts near Minami-Tori Sima (Marcus) Island, Western Pacific Ocean.* Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, **40**, 1481-1501, 1988.

Urrutia Fucugauchi, J., Marin, L. y Trejo García, A., *UNAM Scientific drilling program of Chicxulub impact structure – Evidence for a 300 kilometer crater diameter.* Geophysical Research Letters, **23**, 1,565-1,568, 1996.

Urrutia Fucugauchi, J., Marin, L. y Trejo García, A., *Initial results of the UNAM scientific drilling program on the Chicxulub impact structure: Rock magnetic properties of UNAM-7 Tekax borehole.* Geofísica Internacional, **35**, 125-133, 1996a.

Zhang, Jisheng, *An analysis of the accuracy of magnetic source-body geometry determined from the 3-D analytic signal.* Geophysics, **66**, 579-581, 2001.

DIRECCIONES WEB CONSULTADAS:

<http://www.aai.com/AAI/IUE/taskdoc/Marr-Hildreth/Marr-Hildreth.html>

<http://www.geosoft.com/support/Papers/>

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

<http://www.seg.org>

<http://www.igeofcu.unam.mx>

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

BIBLIOGRAFÍA

Blakely, Richard J., Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications, Cambridge University Press, U.S. A., 1995.

Halliday, D. y R. Resnick, Física Parte 2, Compañía Editorial Continental, México, 1978.

Marr, D. y E. Hildreth, Theory of Edge Detection, Proc. R. Soc., London, 1980.

Meju, Max A., Geophysical Data Analysis: Understanding Inverse Problem. Theory and Practice, Course Notes Series, Volume 6. S. N. Domenico, Editor, Society of Exploration Geophysics, U. S. A., 1994.

Nakamura, Shoichiro, Análisis Numérico y Visualización Gráfica con MATLAB, Prentice-Hall Hispanoamericana, México, 1997.

Ortiz Alemán, J.C., Modelación Geofísica de Estructuras Complejas, Tesis Doctoral, México, 1999.

Telford, W. M., L. P. Geldart y R. E. Sheriff, Applied Geophysics, Second Edition, Cambridge University Press, U.S. A., 1990.

Werner, S., Interpretation of magnetic anomalies at sheet-like bodies, Sveriges Geologiska Undersok., Arsbok 43, no. 6, series C, no. 508, 1953.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Apéndice

INSTRUCTIVO PARA EL PROGRAMA

El programa que se presenta tiene como finalidad englobar los procesos que se efectuaron sobre mallas de datos potenciales (preferentemente magnéticos), y referentes a los métodos empleados para el desarrollo de este trabajo escrito. Dicho programa principal y todas sus subrutinas y funciones fueron desarrollados en MATLAB 5.3 Revisión 11.

De este modo, se garantiza un óptimo funcionamiento del programa si se cuenta con esta versión de MATLAB o una mayor. Para versiones anteriores se desconoce si el programa trabaja bien pues pueden no existir funciones que se utilicen, o si existen pero no se encuentran actualizadas.

Para poder correr el programa principal, es necesario crear una carpeta exclusiva donde se colocarán: el programa principal y todas las subrutinas y funciones requeridas (y posteriormente, los archivos de datos que se creen). Posteriormente, es preciso hacer que MATLAB reconozca la carpeta recién creada. En la barra de herramientas de la ventana de comandos se presiona "Path Browser". Aparece una casilla de texto editable que indica el directorio donde se halla el usuario. Ahí se introduce la ruta de la carpeta nueva, y posteriormente en el menú "File" se salva la ruta introducida. Por último y antes de correr el programa hay que cambiarse al directorio (carpeta) recién creada, pero en la ventana de comandos con la instrucción *cd*, de igual forma como se realizaría en MS-DOS.

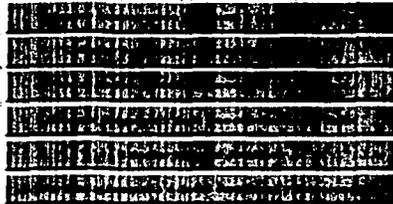
Para iniciar, debe teclearse en la ventana de comandos el nombre del programa principal, *func_INTRO*.

A partir de aquí, se dará una breve explicación de cada opción del menú principal y de algunas recomendaciones para operar el programa adecuadamente.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

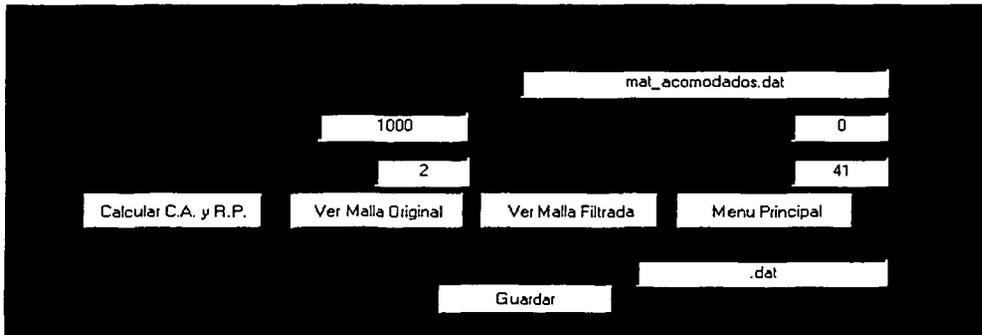
I. Menú Principal

Seleccione una opción, presionando el botón correspondiente:



(c) 2003, Programa elaborado por MAURICIO CRUZ CISNEROS.
Consulte el archivo INSTRUCC.DOC para más información.

1.- Calcular continuación analítica y reducción al polo:



Para la continuación analítica, de acuerdo al filtro en el dominio de Fourier:

$$F_{CA} = \exp\left(-h\sqrt{p^2+q^2}\right).$$

Mientras que para la reducción al polo:

$$F_{RP} = \frac{(p^2+q^2)}{\gamma^2(p^2+q^2) + 2i\gamma\sqrt{p^2+q^2}(\alpha p + \beta q) - (\alpha p + \beta q)^2}$$

donde:

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

h es la altura de continuación.

p, q son los números de onda angulares

$$\alpha = \cos I \cos D$$

$$\beta = \cos I \sin D$$

$$\gamma = \sin I$$

I y D son la inclinación y declinación magnética, respectivamente.

Al presionar el botón, la siguiente ventana indica introducir: el espaciamento de la malla (el cual debe ser igual en la dirección X e Y), la altura de continuación, la inclinación y declinación del campo ambiental y el nombre del archivo de entrada.

Nota importante: Cabe mencionar, que para facilidad de manejo de los datos de entrada y salida al usar el programa, es importante escribir correctamente la ruta y nombre del archivo (y de acuerdo a las reglas básicas para nombrar archivos en MS-Windows), y por convención y facilidad, utilizar SIEMPRE la extensión *.dat* y evitar complicaciones. Debido a las limitaciones del lenguaje, el programa no es capaz de advertir al usuario si al guardar un archivo ya existe alguno otro con el mismo nombre (existe el riesgo de sobrescribirlo) en una carpeta dada. Así que el usuario deberá estar pendiente de los archivos que utiliza o existen y los nombres que poseen. Asimismo, si hay algún error al cargar algún archivo, el mensaje de error será emitido desde la ventana de comandos de MATLAB.

Una vez que se han introducido un dato requerido en una casilla de texto editable (CTE), es necesario presionar <ENTER>, con objeto de que el programa dé de alta el valor introducido (ya sea nombre de un archivo, un dato, un vector, una cadena, etc.). Esto es muy importante pues permite emplear mejor el programa. De igual forma, si en una CTE dada se introdujo un determinado dato y después se presionó <ENTER>, y posteriormente se requiere cambiar el valor, se debe introducir el nuevo dato y nuevamente presionar <ENTER>. O bien, si el valor que pide la CTE es opcional (como se verá en otras opciones del menú del programa), y ya se dio de alta algún dato y después se quiere eliminar, debe borrarse por completo el contenido de la CTE (sin dejar ni un espacio en blanco), e igualmente, presionar <ENTER> para que el valor de dicha casilla sea dado de baja.

Al haber introducido todos los parámetros, se presiona el botón "Calcular C.A. y R.P." para efectuar el filtrado sobre la malla de entrada. Así aparecen más opciones que se describen a continuación:

- Ver Malla Original: abre una ventana en donde se muestra gráficamente la malla, y es posible cambiar la perspectiva, el tipo, tamaño y color del gráfico.
- Ver Malla Filtrada: abre una ventana en donde se muestra gráficamente la malla con la continuación analítica y reducción al polo de acuerdo a los parámetros de entrada.
- Guardar Malla Filtrada: es una CTE donde se introduce el nombre del archivo (de acuerdo a las convenciones mencionadas previamente). Para validar, presione "Guardar".

Si se requiere cambiar alguno de los parámetros para recalculer la continuación y/o la reducción al polo, han de actualizarse todas las CTE.

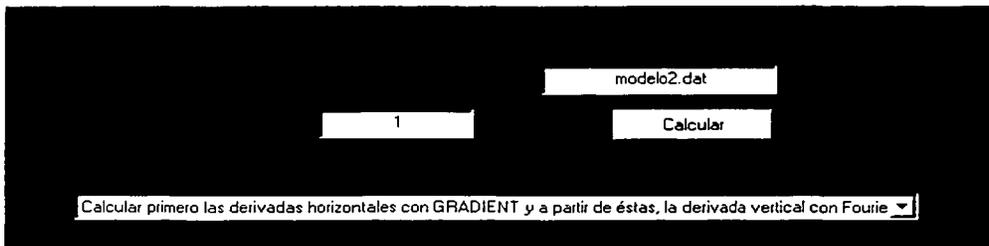
2.- Calcular Derivadas Horizontales y Vertical:

Dentro de esta opción, los parámetros de entrada son:

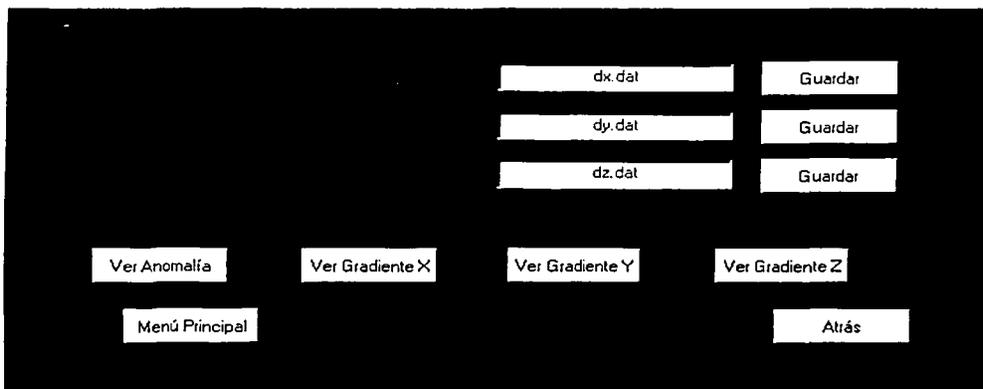
* Archivo de la malla cuadrada a calcular sus derivadas.

* Espaciamiento de la malla.

* Tipo de derivadas: La opción por omisión es la primera que se indica: se obtienen primero los gradientes horizontales con la función GRADIENT que posee MATLAB, y a partir de éstos se calcula la derivada vertical, de acuerdo a las ecuaciones (2.2.2.2) a (2.2.2.8) del segundo capítulo. La segunda opción calcula las tres derivadas a partir de la transformada de Fourier de la malla de entrada, de acuerdo a la ecuación (9) según Nabighian (1984).



Al presionar "Calcular", se abre una ventana nueva donde es posible: regresar a la ventana de introducción de datos para calcular las derivadas (presionando el botón "Atrás"); salvar los tres archivos de salida; o bien verlos gráficamente al presionar el botón correspondiente, con elección de cambiar tamaño, perspectiva, tipo y color de gráfico, entre otras opciones.

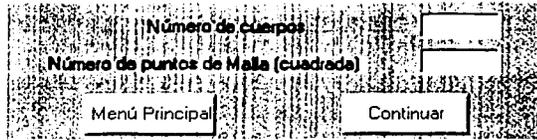


Nota importante: Al utilizar las ventanas interactivas para visualizar los gráficos, es recomendable cerrarlas utilizando el botón "Cerrar" que se halla en la parte superior derecha de la ventana y no la " x ".

3.- Crear Modelo Sintético (Anomalía y Derivadas):

Al realizar esta selección es posible crear un modelo de n cuerpos prismáticos, de acuerdo al modelo de la anomalía para un prisma semiinfinito de Bhattacharyya (1964 y 1980), para calcular la anomalía de campo total y la derivada vertical de dicha anomalía.

El modelo que se cree, será para una malla de puntos cuadrada ($m \times m$) con espaciamiento unitario considerada para el primer cuadrante del plano XY ($x > 0, y > 0$), $y_m = x_m = m$. Por tanto el usuario deberá tener cuidado al considerar las posiciones relativas del cuerpo o cuerpos respecto al tamaño de la cuadrícula.



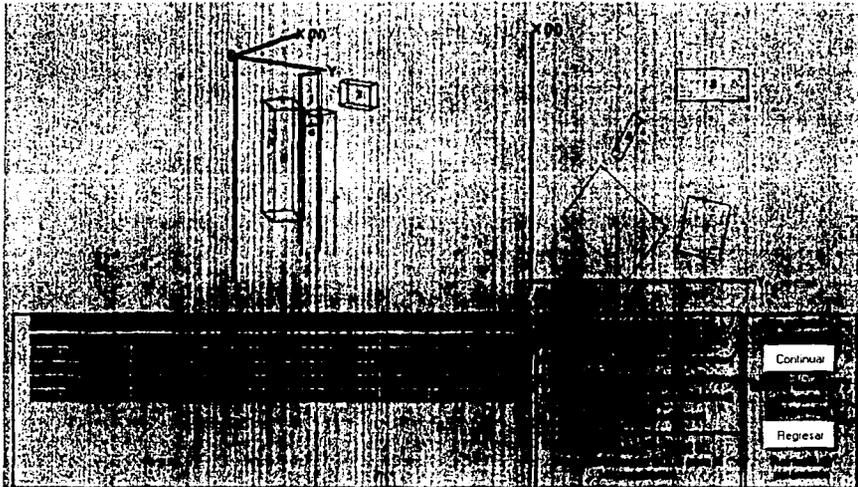
La primer ventana requiere como valores de entrada, el número de cuerpos de los que consta el modelo y el tamaño de la malla, ambos en CTE.

Posteriormente, el programa va pidiendo los datos pertinentes que se muestran en las figuras y considerados por Bhattacharyya. Se va abriendo una ventana por cada cuerpo que se consideró. Para el caso de un prisma finito, deben llenarse las dos CTE referentes a z_1 y z_b (las tapas del prisma que definen el espesor); mientras que para uno de espesor infinito debe ignorarse por completo la CTE de z_b (o si se introdujo un dato, debe borrarse por completo el contenido de la casilla y validarla).

Es muy importante tomar como guía las figuras para introducir las coordenadas del cuerpo: esto es, asegurarse que $x_2 > x_1$, $y_2 > y_1$, $z_b > z_1$, (donde el eje Z es positivo hacia abajo), de lo contrario el cálculo será incorrecto.



Al terminar de introducir los valores de todos los cuerpos, aparece una ventana donde se muestra:



el bosquejo de los cuerpos y una tabla donde se sintetizan los valores introducidos para cada prisma. Para proceder a calcular la anomalía y las tres derivadas (las horizontales se calculan con GRADIENT), ha de presionarse "Continuar"; para definir nuevamente el tamaño de la malla, el número de prismas y sus parámetros correspondientes, debe pulsarse "Regresar".

Terminados los cálculos, se cierra la ventana y aparece una nueva, en la cual se presenta la opción de: crear archivos de salida para la anomalía y los tres gradientes ortogonales; ver gráficas tridimensionales de las cuatro mallas creadas; y guardar las coordenadas de los cuerpos (para poder graficar el modelo después si es necesario).

Ruta/Nombre.Ext del archivo de salida de Anomalia de Campo Y (OPCIONAL)	<input type="text" value="ejem.dat"/>	<input type="button" value="Guardar"/>	
Ruta/Nombre.Ext del archivo de salida del Gradiente X (OPCIONAL)	<input type="text" value="ejem_x.dat"/>	<input type="button" value="Guardar"/>	
Ruta/Nombre.Ext del archivo de salida del Gradiente Y (OPCIONAL)	<input type="text" value="ejem_y.dat"/>	<input type="button" value="Guardar"/>	
Ruta/Nombre.Ext del archivo de salida del Gradiente Z (OPCIONAL)	<input type="text" value="ejem_z.dat"/>	<input type="button" value="Guardar"/>	
Ruta/Nombre.Ext del archivo de salida de las coordenadas de los cuerpos: [x1 y1 x2 y2 z1 z2 θ ...] [Cuerpo 1 Cuerpo 2 ...]	<input type="text" value="cuerpos.dat"/>	<input type="button" value="Guardar"/>	
<input type="button" value="Ver Anomalia"/>	<input type="button" value="Ver Derivada X"/>	<input type="button" value="Ver Derivada Y"/>	<input type="button" value="Ver Derivada Z"/>
<input type="button" value="Menú Principal"/>			

Nota importante: La forma en que se almacenan las coordenadas de los cuerpos es la siguiente: consta de un vector de longitud $7n$, donde n es el número de cuerpos involucrados en el modelo. Por ejemplo, los elementos de un vector de longitud 14 (un modelo de dos cuerpos), serán:

$$[x_{11} \ y_{11} \ x_{21} \ y_{21} \ -z_{11} \ -z_{b1} \ \theta_1, \ x_{12} \ y_{12} \ x_{22} \ y_{22} \ -z_{12} \ -z_{b2} \ \theta_2].$$

Los valores de x_1 , y_1 , x_2 , y_2 , $-z_1$, $-z_b$ y θ para cada prisma son los definidos por Bhattacharyya (1964).

Los signos negativos de z_1 y z_b son para graficar apropiadamente los prismas.

En el caso de un prisma de espesor infinito, para que éste pueda graficarse como tal, el valor que toma z_b debe cumplir con: $-z_b > -z_1$; o bien $z_b < z_1$, si se omite el signo. Como ejemplo para verificar esto, pruebe a crear un modelo de un solo cuerpo con un prisma de espesor infinito; guarde las coordenadas de los cuerpos; en la ventana de comandos de MATLAB cargue el archivo recién creado y verifique los valores del vector.

4.- Obtener Soluciones de la Deconvolución de Euler:

Esta opción permite al usuario obtener las soluciones (coordenadas (x, y, z)) de la deconvolución de Euler, de acuerdo a lo descrito en el segundo capítulo. Por tanto, es necesario contar con las mallas de campo total y de sus gradientes.

Al seleccionar esta opción, se abre una ventana donde deben ingresar los nombres de los archivos correspondientes y los parámetros: espaciamiento de la malla, índice estructural, tolerancia y tamaño del operador. Aunque para estos últimos parámetros las casillas de texto editable poseen valores sugeridos, éstos no se encuentran dados de alta. En cuanto se hallan introducido correctamente todos los datos, presione "Calcular". El cálculo de las soluciones puede ser tardado, según el tamaño de las mallas.

Ruta/Nombre.Ext Archivo Campo Total	
modelo1.dat	
Ruta/Nombre.Ext Archivo Derivada X	
dx_modelo1.dat	
Ruta/Nombre.Ext Archivo Derivada Y	
dy_modelo1.dat	
Ruta/Nombre.Ext Archivo Derivada Z	
dz_modelo1.dat	
Espaciamiento de la Malla[km]	1
Índice Estructural	1
Tamaño del Operador	3
Tolerancia	30
Después de introducir CADA dato, presionar <ENTER>	
Menú Principal	Ejecutar

Nota importante: si las dimensiones de las matrices que contienen a las cuatro mallas que se utilizan en los cálculos son diferentes entre sí, existirá un error y será desplegado en la ventana de comandos.

Al finalizar el cálculo, aparece una nueva ventana donde se presenta la alternativa de guardar las soluciones (una matriz tamaño $s \times 3$, donde s es el número de soluciones aceptadas por el criterio de tolerancia). También existe la opción de cargar un archivo con coordenadas de un modelo o bien escribir directamente y de forma correcta el vector con las coordenadas necesarias (de lo contrario, la ejecución del programa será equívoca); esto es útil si la malla de anomalía es sintética y se requiere comparar las soluciones con el modelo que generó la anomalía. Por tanto, el archivo del modelo debe cumplir con lo descrito en el apartado anterior (para que pueda ser graficado).

Salvar soluciones en Archivo: (Ruta/Nombre.Ext) (OPCIONAL)		<input type="text" value="salida.dat"/>	<input type="button" value="Guardar"/>
Parámetros de Entrada: Índice Estructural: 1 Tamaño del Operador: 3 Tolerancia: 30		Total de Soluciones Aceptadas por el criterio de tolerancia: 52 Ruta/Nombre.Ext del Archivo del Modelo,.... ó vector con las coordenadas del(los) prisma(s) 3D: [x1 y1 x2 y2 -zt -zb teta] (OPCIONAL): <input type="text"/>	
		<input type="button" value="Graficar"/>	

Para validar que el archivo del modelo sea cargado correctamente, introduzca el nombre del archivo o el vector como se indica y presione <ENTER>. De lo contrario, simplemente ignore la CTE o bien borre completamente su contenido y presione <ENTER>.

Finalmente, presione "Graficar" para ver los resultados en una ventana interactiva, en la cual se pueden visualizar las soluciones solas, con la anomalía; cambiar el tamaño, el color y la perspectiva del gráfico, añadir y quitar los prismas del modelo, entre otras funciones.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

5.- Calcular la Señal Analítica:

Permite obtener las amplitudes de la señal analítica simple, la señal analítica mejorada de segundo orden y la señal analítica filtrada con un operador Laplaciano, con base en las ecuaciones (2.2.1.10), (2.2.3.2) y (2.2.4.9), respectivamente.

Al presionar el 5° botón del menú principal, aparece una ventana donde se requiere de ingresar adecuadamente en las casillas los datos de entrada correspondientes. En la primera sección, todos los datos son imprescindibles:

- Los archivos que contienen las tres derivadas ortogonales.
- El espaciamiento de la malla.
- Tipo de señal analítica a calcular

Si alguno de estos parámetros no fue introducido el programa no avanzará. De igual forma, si las dimensiones de las matrices que contienen a las mallas que se utilizarán en los cálculos son diferentes entre sí, existirá un error y será desplegado en la ventana de comandos.

En la parte inferior de esta ventana, existe la posibilidad de ingresar: un archivo de modelo (descrito anteriormente); independientemente del tipo de amplitud de señal analítica a obtener. Muy útil para comparar un modelo determinado con la forma de la señal analítica y sus máximos obtenidos de acuerdo al método de Blakely – Simpson.

Si se pretende calcular la señal analítica filtrada, hay opción de introducir el nombre de un archivo de datos que contiene las soluciones obtenidas manualmente, de acuerdo a lo descrito en el segundo capítulo y referente al laplaciano de la señal analítica, y lo descrito en la discusión de la aplicación de este operador a los modelos 1 y 2. Si este archivo es introducido cuando se seleccionó otra señal analítica distinta, simplemente será ignorado.

Dicho archivo consiste de una matriz de dimensiones $r \times 4$, donde r es el número de soluciones obtenidas. Las primeras dos columnas consisten de las coordenadas (x , y), la tercer columna consiste de las soluciones obtenidas para z con la ecuación (2.2.4.6) y la cuarta y última columna, las soluciones para z con (2.2.4.7).

DATOS INDISPENSABLES

Ruta/Nombre Ext. Archivo Derivada X:

Ruta/Nombre Ext. Archivo Derivada Y:

Ruta/Nombre Ext. Archivo Derivada Z:

Espesamiento de la Malla:

Después de introducir CADA dato, presionar <ENTER>

Seleccione el tipo de Señal Analítica a Calcular:

DATOS OPCIONALES

Ruta/Nombre Ext. Archivo Original:

Ruta/Nombre Ext. Archivo Original:

Cuando esté seguro de todos los datos de entrada (los necesarios y los opcionales), presione "Calcular". Con esto, aparecerá el botón "Ver Resultados", y al presionarlo, surgirán dos nuevas ventanas:

- La primera de ellas permite almacenar en la memoria la malla de datos referente a la amplitud de la señal analítica calculada. Deben seguirse las recomendaciones previas para la CTE, y después presionar "Guardar". De lo contrario debe cerrarse la ventana.
- La segunda es una ventana interactiva similar a las detalladas anteriormente, con la opción adicional de incluir al gráfico desplegado los máximos obtenidos con el método de Blakely – Simpson.

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

Precaución: dentro de esta ventana interactiva, una de las opciones del tipo de gráfico a mostrar es el contorno cero de las isocurvas que representa a la malla o superficie. Algunas superficies pueden no tener ningún cruce por el plano XY (cuando $z = 0$), así que si este es el caso cuando se seleccione "Contorno Cero", se generará un error por parte del compilador de MATLAB al invocar la función necesaria.

Si se tiene la intención de determinar una nueva amplitud de señal analítica, debe cerrarse la ventana interactiva del gráfico e introducir o eliminar apropiadamente el (los) nuevo(s) parámetro(s) en la(s) CTE de la ventana "Señal Analítica", y nuevamente presionar "Calcular".

6.- Ver Malla (Anomalía o Señal Analítica) y Soluciones:

Ruta\Nombre.Ext del archivo de Malla* :	modelo2.dat
	Cargar Malla
Ruta\Nombre.Ext del archivo de Soluciones XYZ** :	m2_tol40.dat
	Cargar XYZ
Menú Principal	Continuar
<p>Después de introducir el(los) archivo(s) de entrada, presione «ENTER» y después CARGAR. Es posible cargar cualquiera de los dos archivos, o ambos para verlos juntos, pero no ninguno. Después de cargar los archivos necesarios, presione CONTINUAR.</p>	
Ruta/Nombre.Ext del Archivo del Modelo..... ó vector con las coordenadas del(los) prisma(s) 3D: [x1 y1 x2 y2 -zt -zb teta, x1 y1 x2 ...];	cpos_modelo2.dat
Cuerpo 1 Cuerpo2 ...	
(OPCIONAL)	
<p>*Archivo de Malla: malla cuadrada de puntos, ya sea:</p> <ul style="list-style-type: none"> -La Señal Analítica Simple, Mejorada ó Filtrada. -Una Anomalía de Campo Total -Alguno de los tres gradientes ortogonales 	<p>** Archivo de Soluciones XYZ: tamaño "n" X 3, ya sea:</p> <ul style="list-style-type: none"> -Las soluciones (XYZ) de la deconvolución de Euler -Las soluciones (XYZ, obtenidas manualmente) a partir de la Señal Analítica Filtrada, ya sea para dique o contacto

La última opción permite al usuario representar gráficamente algún resultado obtenido previamente, ya sea alguna malla cuadrada (alguna de las amplitudes de la señal analítica, algún gradiente, la anomalía de campo total con o sin la continuación analítica y/o la reducción al polo, etc.) y/o algún archivo de soluciones (una matriz de tres columnas que contenga las soluciones de la deconvolución de Euler, o las soluciones obtenidas con las ecuaciones (2.2.4.6) o (2.2.4.7) según McLeod, etc.), con la posibilidad adicional de visualizar un modelo de prismas para efectos de comparación.

En la parte superior de esta ventana, deben ingresarse adecuadamente en las CTE el (los) nombre(s) de el (los) archivo(s) necesario(s), y ser cargados con el botón correspondiente. Cuando menos uno de ellos debe ser utilizado, de lo contrario el programa no procederá.

En la parte media de la ventana se tiene la elección de invocar un archivo que contiene las coordenadas de un modelo; o bien pueden escribirse directamente en forma vectorial dichas coordenadas (si el vector es de distinto tamaño al descrito previamente o no cumple con los criterios definidos, la ejecución del programa será fallida). Para asegurarse de que el archivo del modelo es cargado correctamente, introduzca el nombre del archivo o el vector como se indica y presione <ENTER>. De lo contrario, simplemente ignore la CTE o bien borre completamente su contenido y presione <ENTER>.

En cuanto los parámetros pertinentes estén listos, debe presionarse "Continuar". Al hacer esto se abrirá una ventana interactiva que permitirá ver gráficamente los archivos solicitados.

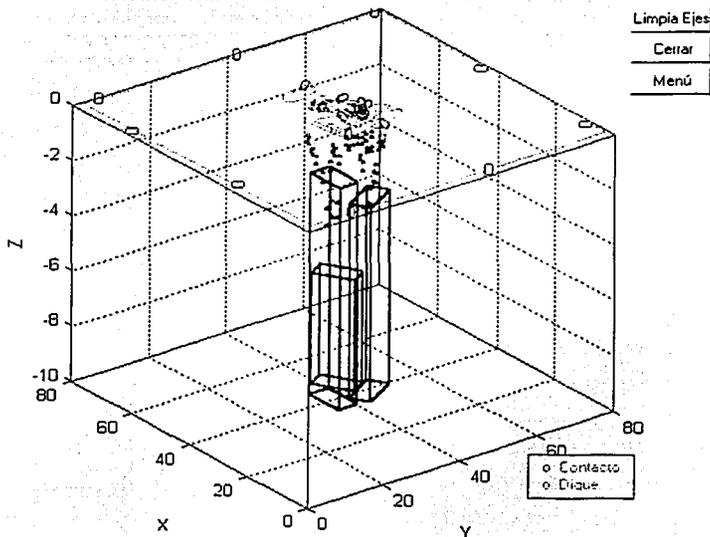
Al terminar de utilizar dicha ventana, debe cerrarse. Si es necesario cargar otro conjunto de archivos de entrada, deben introducirse o eliminarse apropiadamente el (los) nuevo(s) parámetro(s) en la(s) CTE de la ventana "Ver Malla y/ó Puntos XYZ", y nuevamente presionar "Continuar".

FALLA DE ORIGEN

II. Ventanas Interactivas para Gráficos.

Con objeto de visualizar los resultados obtenidos a partir de los distintos procesos que realiza este programa, en determinados momentos aparecen estas ventanas, cuyas funciones específicas difieren según el tipo de datos que se estén mostrando. Como ejemplo, la siguiente figura muestra curvas de nivel, puntos XYZ y un modelo de prismas.

Opciones	
Soluciones y Señal Analítica	
Vista:	
Vista 3D	
<input type="checkbox"/>	Ocultar/Mostrar Máximos
<input checked="" type="checkbox"/>	Añadir modelo s/n?
Vista Personal(Az El): [1-37.5 30]	
Ajustar Ejes: [ya yb xa xb za zb]	
Mapa de Color:	
HSV	Hot
Summer	Gray
Winter	Jet
<input type="checkbox"/>	Activar/Desactivar Zoom
Click Izq: Acercar / Click Der: Alejar	
Si es el plano XY, enmarcar área a aumentar	
<input type="checkbox"/>	Ejes s/n?
<input checked="" type="checkbox"/>	Caja s/n?
<input checked="" type="checkbox"/>	Lineas de malla s/n?



Los controles básicos de estas ventanas son:

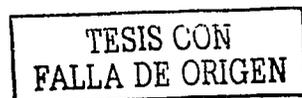
- Tipo de gráfico: Puede consistir en desplegar isocurvas, superficies con iluminación, mallas en tres dimensiones, algún tipo de soluciones obtenidas junto con curvas de nivel, etc.
- Control de perspectiva: Permite cambiar rápidamente el plano que se esté observando: XY, XZ, YZ, o una vista tridimensional predefinida.
- Control de perspectiva personal: Ajusta el ángulo desde donde se ve el gráfico tridimensional (azimuth y elevación). La sintaxis es la del comando VIEW de MATLAB.

- o Una forma distinta de manipular la perspectiva del gráfico, es activando la barra de herramientas (en el menú 'Tools'), y utilizando el último ícono que aparece (Rotate 3D).
- Ajuste de ejes: establece los límites inferior y superior de los ejes y, x, z. La sintaxis es la del comando AXIS de MATLAB.
- Control de los mapas de color: conjunto de colores utilizado para ver la superficie o mapa desplegado. Los nombres de los mapas de colores utilizados son algunos de los aceptados por MATLAB.
- Interruptor para zoom: Si se activa, se utiliza el botón derecho del ratón para alejar el objetivo. Con el botón izquierdo se hacen acercamientos.
- Interruptor para los ejes: al estar activo permite ver los 2 ó 3 ejes (según sea el caso).
- Interruptor para la caja: al utilizarlo, aparece una caja o marco que rodea al gráfico.
- Interruptor para las líneas de la malla: permite quitar o poner la cuadrícula del gráfico.
- Limpiar ejes: al presionar este botón el área del gráfico es depurada. Esto es útil si dicha área se satura.
- Cerrar: Se recomienda utilizar este botón en vez de cerrar la ventana como se hace generalmente (utilizando la "X" que se halla en la parte superior derecha de toda ventana), pues de este modo se liberan de la memoria los controladores que usa MATLAB para la ventana interactiva.

Estos son las funciones principales de las ventanas interactivas. Dependiendo del tipo de datos mostrados, las funciones adicionales que pueden presentarse son:

- Añadir o quitar modelo: agrega un bosquejo en dos o tres dimensiones de uno o varios cuerpos, al gráfico existente.
- Añadir o quitar máximos: referente a los máximos calculados con el método de Blakely – Simpson, esta opción sólo se presenta cuando se ha calculado la amplitud de la señal analítica filtrada, y adiciona al gráfico desplegado -con asteriscos- los puntos donde se ubican dichos máximos.

III. Archivos adicionales.



Para poder probar rápidamente las distintas opciones que ofrece el programa, se adjuntan los siguientes archivos:

- *modelo1.dat* : anomalía de campo total (malla sintética de 50 x 50 puntos de tamaño), creada con este programa.
- *dx_modelo1.dat, dy_modelo1.dat, dz_modelo1.dat* : las tres derivadas del modelo 1.
- *cpo_modelo1.dat* : vector con las coordenadas que definen al cuerpo que generó la anomalía descrita por el modelo 1.
- *m1_tol30.dat* : respuestas a la deconvolución de Euler del modelo 1, utilizando criterio de tolerancia de 30.
- *xyz_SAF_m1.dat* : matriz de 4 columnas, con las soluciones manuales de la señal analítica filtrada (para dique – tercer columna - y contacto –cuarta columna-) del modelo 1.
- *xyz_con_m1.dat* : matriz de 3 columnas con las soluciones (para contacto) del laplaciano de la señal analítica del modelo 1.
- *xyz_dyk_m1.dat* : matriz de 3 columnas con las soluciones (para dique) del laplaciano de la señal analítica del modelo 1.
- *modelo2.dat* : anomalía de campo total (malla sintética de 80 x 80 puntos de tamaño), creada con este programa.
- *dx_modelo2.dat, dy_modelo2.dat, dz_modelo2.dat* : las tres derivadas del modelo 2.
- *cpo_modelo2.dat* : vector con las coordenadas que definen a los cuerpos que generaron la anomalía descrita por el modelo 2.
- *m2_tol30.dat* : respuestas a la deconvolución de Euler del modelo 2, utilizando criterio de tolerancia de 30.
- *xyz_SAF_m2.dat* : matriz de 4 columnas, con las soluciones manuales de la señal analítica filtrada (para dique – tercer columna - y contacto –cuarta columna-) del modelo 2.
- *xyz_con_m2.dat* : matriz de 3 columnas con las soluciones (para contacto) del laplaciano de la señal analítica del modelo 2.
- *xyz_dyk_m2.dat* : matriz de 3 columnas con las soluciones (para dique) del laplaciano de la señal analítica del modelo 2.