

03076

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA ²
DE MÉXICO ^{2ej}



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA LE
MEXICO

DIRECCIÓN GENERAL DE ESTUDIOS DE POSGRADO
INSTITUTO DE GEOFÍSICA
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

MODELACIÓN GEOFÍSICA
DE ESTRUCTURAS COMPLEJAS

T E S I S
QUE PARA OPTAR AL GRADO DE
DOCTOR EN CIENCIAS
(EXPLORACIÓN GEOFÍSICA)
PRESENTA:
JOSÉ CARLOS ORTIZ ALEMÁN

CIUDAD UNIVERSITARIA,

NOVIEMBRE DE 1

1999

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

272855



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.

Resumen

En este trabajo se aplican técnicas de modelación geofísica al estudio de la estructura de impacto denominada Chicxulub. Se reconoce actualmente que un gran impacto ocurrió en la Tierra al final del período Cretáceo y que la estructura sepultada de Chicxulub (en la parte norte de la Península de Yucatán, México) fue probablemente la causa de la devastación de la biosfera cretácea. Un conocimiento apropiado del tamaño y la estructura interna del cráter de Chicxulub es necesario para cuantificar los efectos ambientales asociados con el impacto. Aunque se dispone de mucha información relacionada con la estructura del cráter, las estimaciones acerca de su diámetro varían desde los 170 hasta los 300 km, correspondiendo a una variación de un orden de magnitud en la energía del impacto. La modelación geofísica de los campos potenciales sobre cráteres de impacto proporciona restricciones muy útiles sobre su tamaño y estructura. Las espectaculares anomalías geofísicas, específicamente los datos de campo gravitacional y magnético, que inicialmente atrajeron la atención hacia la estructura de Chicxulub, se utilizan en este trabajo para inferir los rasgos sobresalientes de su estructura interna. El buen grado de preservación del cráter, la disponibilidad de información geofísica detallada y un ambiente geológico simple de dos componentes, una secuencia de calizas/evaporitas no magnéticas sobre un basamento cristalino magnético, permiten la aplicación de los métodos geofísicos para explorar el cráter en circunstancias favorables. En este estudio, se emplean los métodos de algoritmos genéticos y cristalización simulada a la inversión de los datos de campo magnético. Se utiliza el método de la señal analítica en tres dimensiones para delimitar la ubicación de las fuentes magnéticas principales. Finalmente, se presentan algunos avances relacionados con la aplicación del método indirecto de elementos de frontera a la simulación de la respuesta sísmica del cráter de Chicxulub.

Abstract

In this work, geophysical methods are applied to constrain the size and structure of the Chicxulub impact crater. It is now widely believed that a large impact occurred on the Earth at the end of the cretaceous period, and that the buried geological structure of Chicxulub (northern Yucatan, Mexico) was probably the cause of devastation of the cretaceous biosphere. Knowledge of the size and internal structure of the Chicxulub crater is necessary for quantifying the effects of the impact on the cretaceous environment. Although much information bearing on the crater's structure is available, diameter estimates range from 170 to 300 km, corresponding to an order of magnitude variation in impact energy. Geophysical modeling of potential fields over impact craters can provide many constraints on their size and structure. The spectacular geophysical anomalies, specifically in gravity and magnetic field data, that initially drew attention to the Chicxulub crater are studied in this work in order to constrain its main structural features. The relatively good preservation of the crater, the availability of detailed geophysical data sets, and the two-component target of nonmagnetic carbonates/evaporites overlying magnetic silicate basement allowed application of geophysical techniques to explore the crater under favorable circumstances. In this study, genetic algorithms and simulated annealing methods were applied to the inversion of the magnetic field data. The analytic signal method in three dimensions was employed to determine the locations of the main magnetic sources. Finally, some recent advances on the application of the indirect boundary element method to simulate the seismic response of the Chicxulub crater are introduced.

CONTENIDO

Introducción	1
Capítulo 1	
Los cráteres de impacto terrestres y sus anomalías geofísicas	6
Capítulo 2	
El cráter de Chicxulub: exploración inicial	22
Capítulo 3	
Inversión de la estructura del cráter de Chicxulub empleando métodos de optimización global	46
Capítulo 4	
Método indirecto de elementos de frontera (IBEM): perspectivas para su aplicación al estudio de la estructura de Chicxulub	64
Conclusiones	89
Referencias	92
Apéndice A	
Apéndice B	
Apéndice C	

Introducción

Diversas técnicas de modelación matemática han sido aplicadas con éxito en el campo de las ciencias de la Tierra, evolucionando dentro de este mismo ámbito hasta ser reconocidas actualmente como un cuerpo compacto de conocimientos denominado métodos de modelación geofísica.

En este trabajo se presenta una breve revisión de algunas técnicas de modelación geofísica y se discute su aplicación a un problema de interés actual en las ciencias de la Tierra: la exploración geofísica de la estructura de impacto más importante en el registro terrestre, denominada cráter de Chicxulub. En la actualidad se reconoce ampliamente que un gran impacto ocurrió al final del periodo Cretácico y que la estructura de Chicxulub, localizada en la Península de Yucatán, México, es el cráter resultante. Una estimación precisa del tamaño y la estructura interna del cráter de Chicxulub es indispensable para cuantificar los efectos del impacto sobre la biosfera cretácica.

El trabajo consta de cuatro capítulos, cuya división está relacionada con la familia de métodos utilizados y con el contexto en el cual han sido aplicados. En la parte final de la tesis se incluyen tres anexos, donde se presenta un compendio de artículos de investigación, que complementan la exposición presentada en los capítulos. El contenido general de cada capítulo, así como de los anexos correspondientes, se detalla en los siguientes párrafos.

En el primer capítulo se revisan algunos antecedentes relacionados con la mecánica de formación y los rasgos morfológicos más sobresalientes de las estructuras de impacto terrestres. La atención se dirige principalmente hacia los cráteres complejos, pues el cráter de Chicxulub exhibe las características básicas esperadas para un cráter de esta especie. Se presenta una breve discusión acerca de las anomalías geofísicas asociadas con tales estructuras y su posible origen, en términos de los procesos físicos que dan lugar a su formación.

En el segundo capítulo se incluye una discusión acerca del tamaño y la estructura del cráter de Chicxulub, inferidos a partir del estudio de las espectaculares anomalías magnética y gravimétrica asociadas. Se consideran en el análisis la distribución de la topografía kárstica en la península, la información proveniente de pozos y datos de reflexión sísmica. A partir de estas fuentes de información se propone un modelo estructural, que toma en cuenta también las relaciones de escalamiento observadas en otras estructuras de impacto. Aunque las técnicas de modelación empleadas en este capítulo son muy convencionales dentro del ámbito de los métodos potenciales, su empleo ha permitido esclarecer algunas de las principales incógnitas asociadas con la estructura interna del cráter de Chicxulub. En la parte final de este capítulo se discuten algunos resultados del estudio de la anomalía magnética con la técnica de la señal analítica en 3D, que revelan nueva información acerca de la parte central de la estructura.

Como complemento al segundo capítulo se incluye el anexo A, formado por cinco artículos de investigación. Estos artículos contienen una descripción más detallada acerca de algunos de los temas incluidos en las primeras secciones del capítulo, dedicadas al estudio de las anomalías gravimétrica y magnética observadas sobre la estructura de impacto de Chicxulub. También sirve este anexo como una reseña histórica del trabajo realizado en los últimos años para inferir la estructura interna del cráter de Chicxulub, que ha ido acompañado de un acalorado debate en torno a las diversas estimaciones de su diámetro.

En el tercer capítulo se introducen dos técnicas de optimización global, denominadas algoritmos genéticos y cristalización simulada, así como su aplicación a la inversión de los datos de anomalía magnética en la zona del cráter

de Chicxulub. Entre las técnicas de optimización global, que incluyen los métodos de Monte Carlo, los métodos de algoritmos genéticos y cristalización simulada constituyen una nueva familia de métodos para resolver problemas inversos altamente no lineales. Su empleo ha generado considerable interés en el campo de la inteligencia artificial y, recientemente, en algunos problemas de optimización multiparamétrica en el campo de la geofísica. Los métodos inversos, basados en el empleo iterativo de la modelación directa, representan una excelente alternativa para muchos problemas de interés práctico, en los cuales se requiere explicar una serie de observaciones o datos, en términos de una teoría física consistente. Aquéllos fenómenos donde el problema directo no involucra un esfuerzo computacional intensivo, pueden ser modelados con el empleo de técnicas de optimización global. Estas técnicas permiten superar muchas de las limitaciones clásicas de los métodos locales. Por ejemplo, los métodos locales dependen fuertemente del modelo inicial y son proclives a quedar atrapados en la presencia de mínimos locales. Además, los métodos locales requieren la evaluación de gradientes y derivadas de la función objetivo, cuyo cálculo puede resultar difícil y costoso.

Los métodos de algoritmos genéticos y cristalización simulada fueron concebidos a partir del estudio de los sistemas de optimización que existen en la naturaleza. Ambos son métodos de búsqueda aleatoria, donde se utiliza una regla de transición probabilística para guiar dicha búsqueda. En el método de algoritmos genéticos el proceso inicia a partir de una población de modelos seleccionados aleatoriamente, misma que se transforma en un conjunto de cadenas binarias, que son las representaciones de los parámetros incluidos en cada modelo. Los algoritmos genéticos se basan en el principio de supervivencia de los modelos mejor adaptados, en analogía con la mecánica de selección natural. El método de cristalización simulada está basado en el proceso termodinámico de la cristalización: un fluido mineral que se enfría lentamente da lugar a la formación de cristales bien definidos; si, por el contrario, el enfriamiento es súbito, entonces el cristal resultante tendrá muchos defectos. Este concepto es utilizado para perturbar aleatoriamente los parámetros de un modelo, procurando una tendencia

decreciente en la energía del sistema (función de costo) a la vez que se efectúa un descenso progresivo de la temperatura. De esta forma, con ambas técnicas es posible explorar simultáneamente un rango mucho más amplio de posibles soluciones que con las técnicas convencionales de búsqueda local.

En el apéndice B, se incluye un artículo donde se discute la teoría general del método de algoritmos genéticos y una aplicación relacionada con la inversión de parámetros elásticos en el subsuelo, empleando datos de inclinación del terreno. En dicho artículo se presentan algunos antecedentes históricos del método y la aplicación discutida ilustra la versatilidad de la técnica y su efectividad en el tratamiento de problemas geofísicos multiparamétricos.

En el cuarto capítulo se presenta una técnica de modelación numérica optimizada, denominada método indirecto de elementos de frontera (*indirect boundary element method (IBEM)*), y su aplicación al cálculo de la respuesta sísmica en configuraciones tridimensionales. Esta técnica se basa en la representación integral de las ondas difractadas y dispersadas empleando fuentes de estrato simple en las fronteras. El método se denomina indirecto porque los esfuerzos en las fuentes deben ser calculados como un paso intermedio. Una limitación importante de este método se relaciona con la frecuencia máxima de interés, pues la dimensión de la matriz de coeficientes asociada crece con el cuadrado de dicha frecuencia y sobrepasa fácilmente las capacidades actuales de cómputo cuando se intenta aplicar a configuraciones tales como la estructura tridimensional de Chicxulub. A pesar de que los sistemas lineales derivados del IBEM no son ralos o porosos, es posible aplicar criterios de truncamiento para construir soluciones aproximadas que conllevan ahorros sustanciales tanto en operaciones de punto flotante como en espacio de almacenamiento. Los resultados que se discuten en este apartado, representan una extensión importante en el rango de aplicaciones del método IBEM e incrementan las perspectivas de su utilización al estudio de la estructura de impacto de Chicxulub.

En el apéndice C, se presentan dos trabajos de investigación recientes que constituyen un buen complemento en cuanto a la teoría general del método IBEM,

así como en la discusión de los últimos avances logrados en la optimización del método.

Finalmente, se establecen las conclusiones principales del presente trabajo. Se discuten sus aportaciones tanto en el estudio de la estructura interna del cráter de Chicxulub, como en el desarrollo de los métodos utilizados para este fin. Asimismo, se proponen algunas líneas de estudio interesantes, a juicio del autor, que pudieran servir como referente para investigaciones posteriores.

Capítulo 1

Los cráteres de impacto terrestres y sus anomalías geofísicas

Antes de la década de los 70, se consideraba que la formación de cráteres por impacto en la Tierra era un proceso poco importante, en comparación con otros procesos tectónicos y magmáticos, en una escala global. Se afirmaba entonces que todos los cráteres eran resultado de la explosión de volcanes. La misión Apolo y otros vuelos espaciales recientes a Marte y Mercurio han proporcionado abundante información en apoyo al origen por impacto de la mayoría de los rasgos topográficos circulares observados en los planetas, satélites y asteroides. Estas misiones, además de aquellas más recientes diseñadas para estudiar el choque espectacular del cometa Shoemaker-Levy contra Júpiter, han incrementado considerablemente el interés en la investigación de las estructuras circulares en la faz de la Tierra.

En la actualidad se reconocen aproximadamente 150 cráteres de impacto terrestres. Debido a diferencias en cuanto al grado de preservación y conocimiento geológico, esta población manifiesta una tendencia hacia estructuras jóvenes (<200 Ma) y grandes (>20 km), localizadas en los cratones de Australia, Europa y

Norteamérica. En promedio, se descubren entre 3 y 5 cráteres nuevos cada año (Grieve y Pesonen, 1992). De esta forma, algunos autores han llegado a considerar los impactos de cuerpos sólidos como el proceso más importante que ha tenido lugar en los planetas de tipo terrestre (Shoemaker, 1977). En la figura 1 se presenta la ubicación de la mayoría de las estructuras de impacto identificadas en la faz de la Tierra.

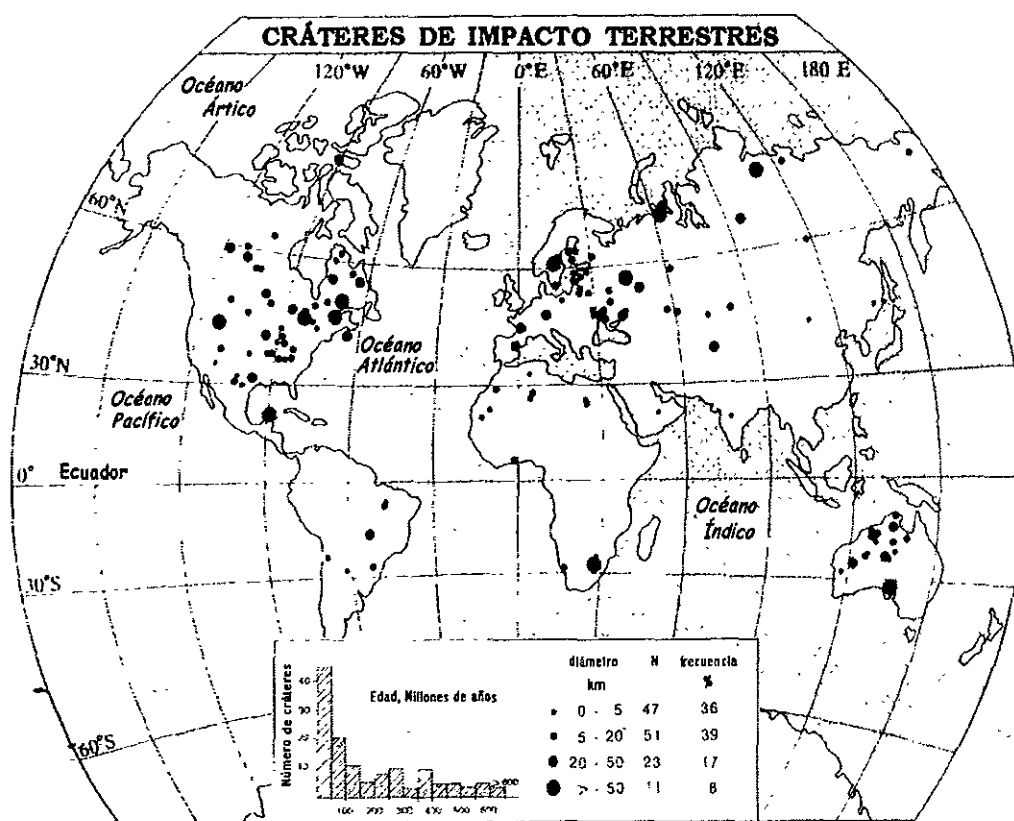


Figura 1. Localización de las estructuras de impacto terrestres. Se observa una concentración mayor en los cratones de Norteamérica, Europa y Australia, debido a su estabilidad geológica y a los programas de exploración intensa en esas regiones. Se incluye un histograma con la distribución de edades, donde se aprecia una tendencia clara hacia edades recientes, como reflejo de los efectos de la erosión terrestre (tomada de Grieve y Pesonen, 1992).

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 el tamaño del objeto impactante. Los asteroides impactan la Tierra a una velocidad promedio de aproximadamente 25 km 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 cincuenta por ciento de su velocidad original. Inclusive los meteoritos pequeños que viajan a estas velocidades, transfieren considerable energía cinética al terreno. Esta energía se convierte en presión y calor. La presión ejercida sobre el meteorito y la roca impactada puede llegar a sobrepasar los 100 GPa (un millón de veces la presión atmosférica); la temperatura puede alcanzar varios miles de grados centígrados (Grieve, 1990). Estas condiciones extremas pueden variar, dependiendo de la velocidad de impacto y de las composiciones de la superficie impactada y del cuerpo impactador. En la figura 2 se ilustran las condiciones de presión y temperatura en que tienen lugar los procesos de metamorfismo por impacto, comparadas con las condiciones en que ocurre el metamorfismo normal terrestre.

Los meteoritos más pequeños y lentos que golpean la Tierra pueden simplemente romperse en pedazos. Los meteoritos grandes, sin embargo, generan suficiente calor y presión en el impacto para fundir e inclusive vaporizar tanto al cuerpo impactante como a una parte importante de la roca terrestre circundante. Debido a la escasa probabilidad de que un gran meteorito se fragmente durante su viaje a través de la atmósfera, usualmente no son encontrados fragmentos del cuerpo impactante en las proximidades de los grandes cráteres de impacto (Grieve, 1990).

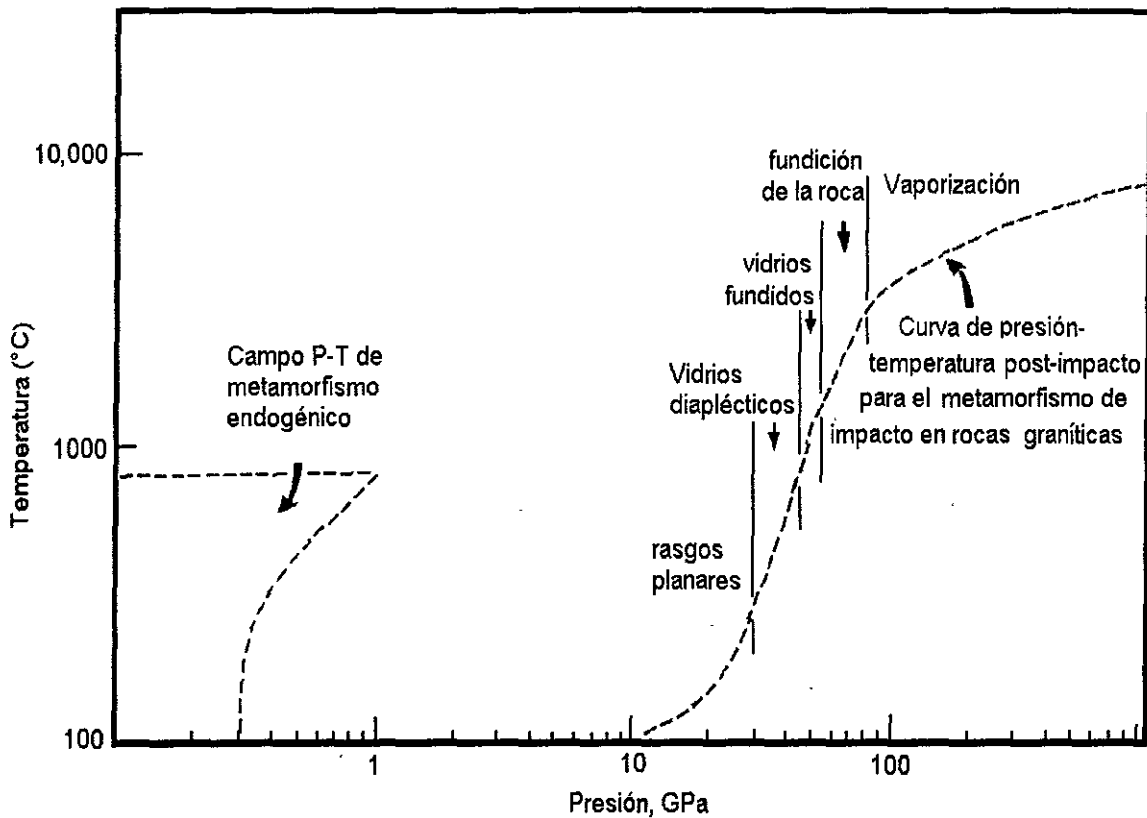


Figura 2. Régimen de presión-temperatura post-impacto para los efectos de metamorfismo de impacto en rocas graníticas y su comparación con el metamorfismo terrestre normal (tomada de Grieve y Pesonen, 1992).

1.1 Características básicas de los cráteres de impacto

Las dos formas básicas de los cráteres de impacto se conocen como simple y compleja. El diámetro de un crater simple varía dependiendo de la naturaleza de la roca objetivo. Se sabe que la profundidad máxima está relacionada con la resistencia de la roca, pero no se han esclarecido todos los factores que determinan el diámetro máximo para este tipo de cráteres. 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 y brechadas y materiales colisionados (Grieve, 1990). En la figura 3, se muestra un esquema geológico de un cráter complejo donde se incluyen sus principales rasgos estructurales.

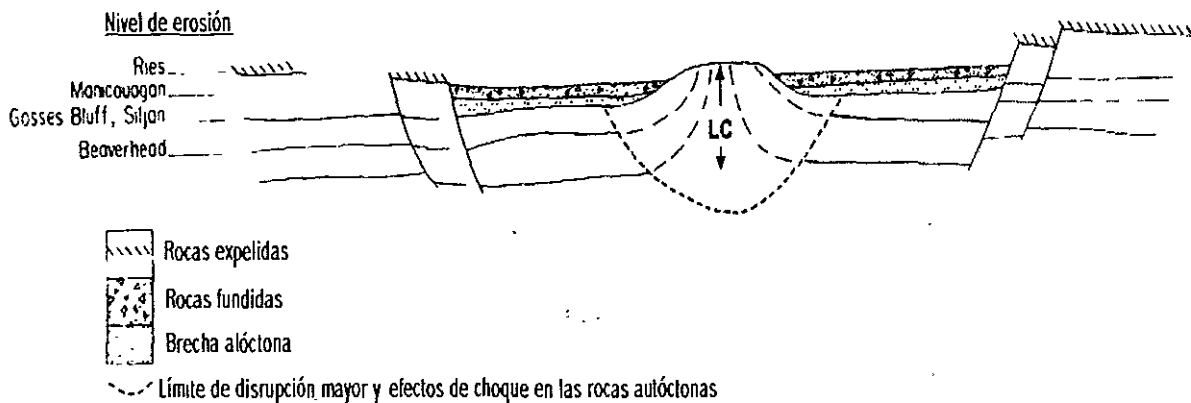


Figura 3. Sección esquemática de un cráter complejo. Los niveles de erosión para varios cráteres se indican en la figura. LC = dimensión del levantamiento central (tomada de Grieve y Pesonen, 1992).

Aunque la erosión diferencial modifica la forma original de los cráteres de impacto terrestres, se pueden encontrar en el registro terrestre ejemplos de los subgrupos morfológicos principales de cráteres de impacto complejos. Estos subgrupos, considerando un diámetro creciente, son: los cráteres de cresta central, las

cuenclas con cresta central y con un anillo circundante, las cuenclas con cresta anular con solamente un anillo y las cuenclas multianilladas.

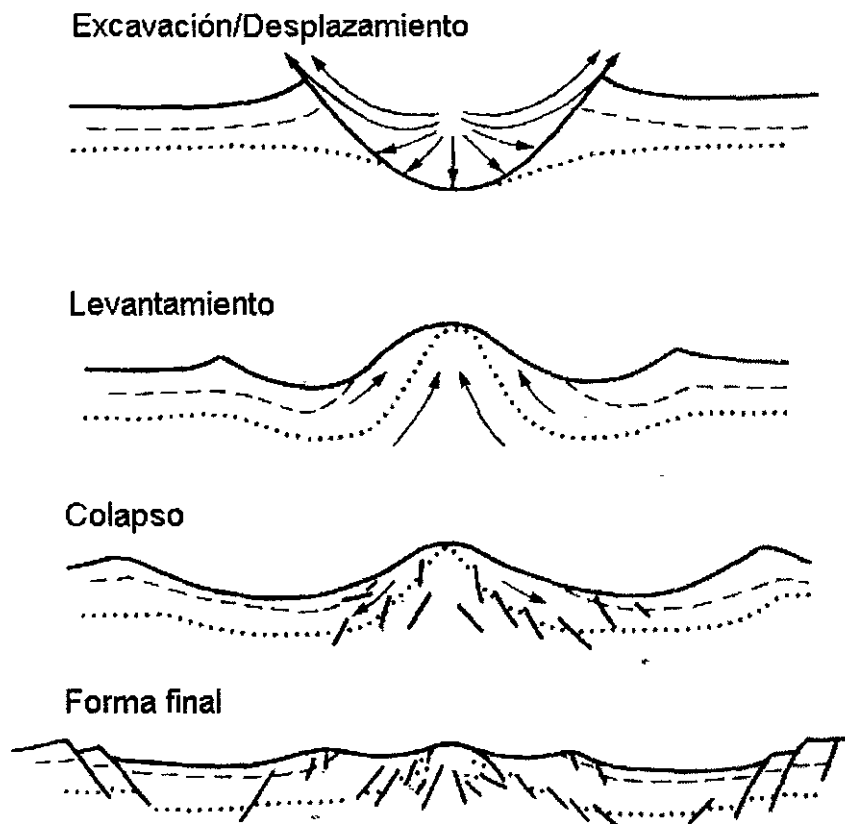


Figura 4. Diagrama de la formación de un cráter complejo. Durante la etapa de excavación se forma una cavidad de transición similar a la de los cráteres simples. El colapso de la cavidad, sin embargo, es mucho más severo e involucra un volumen importante de rocas exteriores a la cavidad. La modificación de la cavidad sucede simultáneamente con el levantamiento de su piso, que posteriormente colapsa para formar una forma en equilibrio con topografía positiva en el centro. El borde final del cráter está delimitado estructuralmente por fallas normales y se ubica muy por afuera del diámetro de la cavidad de transición (tomada de Grieve y Pesonen, 1992).

Inicialmente un cráter complejo se forma siguiendo casi la misma mecánica que uno simple. Sin embargo, cuando la cavidad de transición comienza a crecer, algunas de las rocas en el centro rebotan hacia arriba. El efecto de rebote levanta el piso de la cavidad de transición hasta formar una estructura central. El

levantamiento en el centro de un cráter complejo llega a ser de aproximadamente una décima parte del diámetro final del cráter (Grieve, 1990). En la figura 4 se presenta un diagrama que ilustra las cuatro etapas básicas de formación para un cráter complejo.

Un aspecto importante en la formación de los cráteres de impacto que hoy en día se debate se refiere a la profundidad de la cavidad de transición producida por el objeto impactante. Las estimaciones de esta profundidad varían desde el 1% hasta el 20% del diámetro del borde final del cráter en el caso de impactos meteoríticos a esencialmente cero para impactos de cometas (Settle y Head, 1976).

La geofísica es una herramienta fundamental en el reconocimiento y estudio inicial de las estructuras de impacto terrestres, que aproximadamente en un 20% de los casos se encuentran sepultadas bajo sedimentos depositados con posterioridad al impacto. El activo ambiente geológico terrestre modifica y destruye parcialmente el registro de impactos. De esta forma, las técnicas para el reconocimiento de cráteres en otros planetas, basadas en observaciones superficiales morfológicas y morfométricas, difieren de las utilizadas en estructuras terrestres (Pilkington y Grieve, 1992). Los cráteres terrestres poseen un conjunto de características geofísicas que son principalmente resultado del paso de una onda de choque y del fracturamiento inducido por el impacto. Este conjunto incluye bajos gravimétricos y magnéticos y disminuciones en la velocidad de las ondas sísmicas. En los grandes cráteres complejos, la anomalía gravimétrica puede contener un alto central, debido al levantamiento central, y anomalías magnéticas centrales de corta longitud de onda, debido a una variedad de procesos (Grieve y Pesonen, 1992). En el caso de los cráteres simples, los modelos con datos gravimétricos indican que la anomalía es debida principalmente a la presencia de una lente interior de brecha alóctona. En los cráteres complejos, la modelación sugiere que la

contribución principal de la anomalía gravimétrica proviene de las rocas fracturadas parautóctonas ubicadas en el piso del cráter. La anomalía gravimétrica para ambos tipos de cráteres puede ser modelada satisfactoriamente utilizando parámetros morfométricos conocidos para estructuras de impacto.

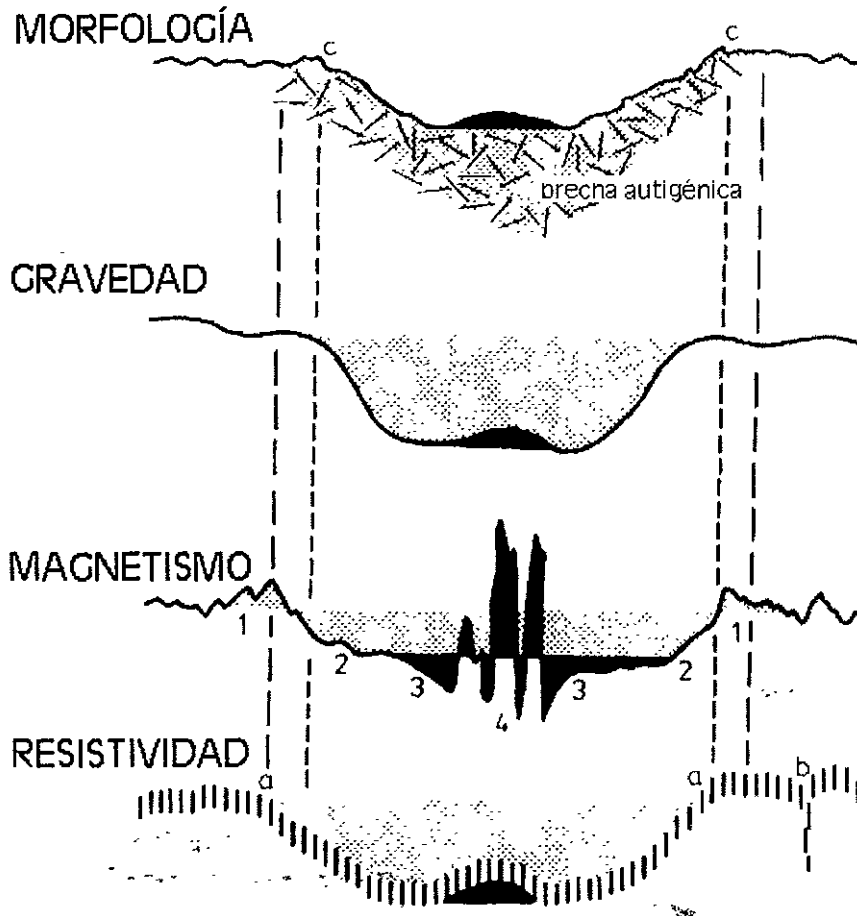


Figura 5. Anomalías geofísicas asociadas con las estructuras de impacto. El sombreado representa el brechamiento y el color negro indica la capa de rocas fundidas y sus efectos geofísicos, respectivamente. Nótese la diferencia entre el borde morfológico (c) y la extensión del brechamiento (a). Las zonas de fallamiento tienen resistividades bajas (b). En la anomalía magnética: 1 = el flanco positivo de la anomalía debida a la capa de brechas con baja magnetización; 2 = anomalías debidas a estructuras menos brechadas dentro de la brecha autóctona; 3 = flanco negativo de la anomalía causado por la capa de rocas fundidas con alta respuesta magnética con anomalías de gran variación (4), atribuibles a la variabilidad en la cantidad de magnetización remanente (tomada de Henkel, 1992).

La firma magnética es en general más compleja. El efecto dominante es un bajo magnético debido a una reducción en la susceptibilidad. Las estructuras grandes ($D > 40$ km) tienden a exhibir anomalías centrales de alta amplitud, debido a cuerpos con magnetización remanente en las rocas golpeadas. Las fuentes de estos cuerpos son diversas e incluyen efectos de choque, calor y alteración química. Algunos estudios en cráteres de impacto, empleando métodos eléctricos, muestran bajos resistivos que coinciden con la extensión de las anomalías de campo potencial y son relacionados con el fracturamiento. Los métodos sísmicos, particularmente el de reflexión, han proporcionado detalles acerca de la estructura subsuperficial de los cráteres de impacto. Se observan reflexiones incoherentes y velocidades sísmicas reducidas debidas al brechado y fracturamiento (Pilkington y Grieve, 1992).

En la figura 5 se ilustran las características generales de los principales tipos de anomalías geofísicas asociadas con las estructuras de impacto.

1.2 Anomalía gravimétrica

El rasgo geofísico más característico de las estructuras de impacto es una anomalía residual negativa en los datos de gravedad, ésto es, la anomalía resultante después de remover el campo regional. En planta estas anomalías son generalmente circulares, pero pueden tener formas más complicadas debido a la presencia de contrastes de densidad laterales intrínsecos de la roca objetivo.

La causa principal de las anomalías negativas es el material de baja densidad que resulta de los cambios litológicos y físicos asociados con el proceso de formación del cráter. Por ejemplo, los sedimentos con baja densidad relativa que se forman después del impacto pueden ocupar la depresión topográfica del cráter. En los

cráteres complejos, la presencia de una capa de rocas fundidas con densidades ligeramente menores realza el efecto negativo en los datos de gravedad. Sin embargo, estos cambios litológicos son menores comparados con los contrastes de densidad inducidos por el fracturamiento y brechamiento de la roca objetivo. La fragmentación y redistribución de las rocas afectadas durante el proceso de formación del cráter, conduce a un incremento en los niveles de porosidad para los depósitos de brechas alóctonas. En forma similar, por debajo de estos depósitos, el fracturamiento inducido por el impacto en la roca autóctona o in situ, produce un incremento en la porosidad y, por lo tanto, densidades menores a las de las formaciones no perturbadas. También ocurre fracturamiento en la región cercana a la superficie y puede extenderse por afuera del borde, hasta una distancia equivalente al diámetro del cráter (Gurov y Gurova, 1982). Esta zona extendida es, sin embargo, somera y con efectos despreciables sobre la anomalía observada. Generalmente, el mínimo gravimétrico se extiende hasta el borde del cráter, o muy ligeramente por afuera de este.

Aunque existen numerosas mediciones de densidades para las litologías encontradas dentro de los cráteres de impacto, existen relativamente pocas determinaciones de los contrastes de densidad entre las rocas fracturadas y no perturbadas por el impacto. Tampoco se conoce mucho acerca de la variación en los contrastes de densidad para diferentes cráteres. Las muestras provenientes de diferentes cráteres exhiben un rango de valores de densidad, generalmente mostrando un incremento con la profundidad. Este incremento corresponde a una reducción en el nivel de esfuerzos inducidos por el impacto (y, por tanto, en el fracturamiento) con la profundidad.

La amplitud de la anomalía negativa asociada con las estructuras de impacto se incrementa con el diámetro del cráter (Pilkington y Grieve, 1992). Muchos factores afectan la forma final de la anomalía de gravedad asociada con una estructura

particular. El tamaño inicial y el contraste de densidad asociados a la zona fracturada dependen del diámetro del cráter y de la distribución de densidades en las rocas objetivo antes del impacto. Modificaciones posteriores pueden resultar de otros procesos ocurridos después del impacto, como la erosión. Para evaluar la importancia relativa de estos factores, se emplea el valor mínimo en la anomalía gravimétrica sobre el cráter, denominado Δg . El empleo de este único valor se justifica, debido a la forma similar y simétrica de las anomalías de gravedad en estructuras de impacto. Además, los cráteres son estructuras superficiales, pues su profundidad es relativamente pequeña, comparada con su área superficial. En un primer orden, su efecto gravitacional puede ser modelado como el efecto debido a un disco delgado. Consecuentemente, el mínimo en la anomalía de gravedad negativa sobre los cráteres de impacto, está principalmente determinado por el contraste de densidad y la profundidad de las zonas brechadas y fracturadas.

La distinción morfológica entre los cráteres simples y complejos, no se refleja directamente en la forma de sus anomalías de gravedad asociadas. En los cráteres simples, se observa una anomalía circular negativa con forma de tazón. También sucede así en los cráteres complejos de dimensiones menores. Sin embargo, en los grandes cráteres complejos, el mínimo gravimétrico se modifica por la presencia de un máximo central que, en el caso de cráteres erosionados, puede llegar a ser mayor que el campo de fondo. En algunos cráteres erosionados hasta por debajo del piso original, solamente permanece este máximo, y el cráter se caracteriza únicamente por una anomalía positiva (Pilkington y Grieve, 1992). En la figura 6 se presentan las deficiencias de masa asociadas a los principales cráteres de impacto terrestres graficadas contra los diámetros estimados para cada una de ellas.

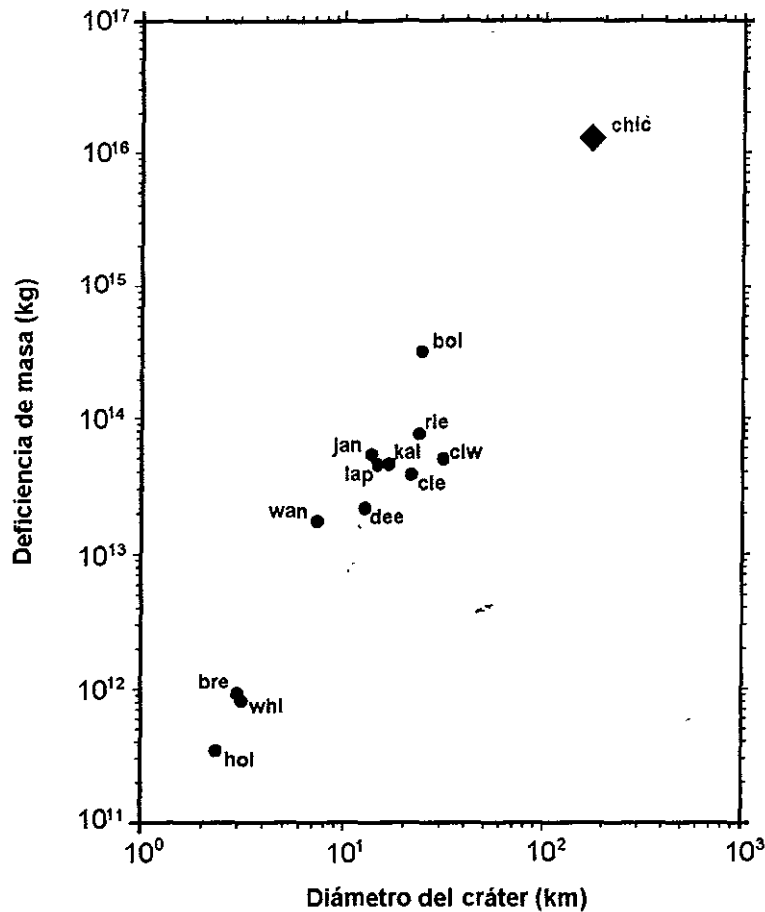


Figura 6. Deficiencia de masa total para varios cráteres terrestres graficada contra su diámetro (hol, Holleford; whl, West Hawk Lake; bre, Brent; wan, Wanapitei; dee, Deep Bay; lap, Lappajärvi; cle, East Clearwater Lake; clw, Wets Clearwater Lake; kal, Kaluga; jan, Janisjärvi; rie, Ries; bol, Boltys; chic, Chicxulub). La deficiencia total de masa para el cráter de Chicxulub pudo haber sido ligeramente reducida por la presión litostática que suprime la porosidad a profundidad debido a que los cráteres terrestres tienen un límite en la magnitud de la anomalía de gravedad de ~30 mGal (tomada de Pilkington et al., 1994).

1.3 Anomalía magnética

En años recientes, a pesar del creciente interés en las estructuras de impacto, tanto en la Tierra como en otros cuerpos del sistema solar, relativamente poca atención se le ha dado a la respuesta magnética de las rocas y minerales sometidos a impactos.

Shapiro e Ivanov (1966) y Nagata (1971) condujeron experimentos a bajas presiones acerca de los fenómenos de desmagnetización y remagnetización por efectos de un impacto. Pohl et al. (1975) extendieron los experimentos a 1 GPa, demostrando la adquisición de una intensa magnetización remanente por impacto en basaltos y encontraron que al incrementarse las presiones de choque se afectan mayores fracciones de coercitividad. Además demostraron la desmagnetización por impacto de las termoremanencias existentes. Hargraves y Perkins (1969), en experimentos con basaltos a presiones pico de 10 GPa, encontraron remanencias por impacto paralelas y proporcionales a la intensidad del campo aplicado. Wasiliewski (1973) llevó a cabo una discusión detallada de las remagnetizaciones por choque debidas a impactos meteoríticos y examinó los cambios mineralógicos y magnéticos inducidos por el impacto. Halls (1975) considera que una fracción de coercitividad baja de las rocas volcánicas precámbricas del probable sitio de impacto en las Islas Slate en el noreste del lago Superior pudo haber sido un reajuste magnético debido al paso de una onda de choque. Cisowski y Fuller (1978) describen experimentos sobre magnetización en rocas artificial y naturalmente impactadas. Urrutia-Fucugauchi et al. (1994) reportan las características magnéticas para brechas de impacto y rocas andesíticas localizadas en la estructura de Chicxulub, México, y atribuyen su origen al calentamiento generado en el momento de formación de la estructura (la polaridad reportada es consistente con un tiempo de formación dentro de la frontera Cretácico-Terciario). Una conclusión general de estos estudios, que las ondas de choque generadas en los eventos de impacto pueden provocar nuevas magnetizaciones en las rocas, sugiere que las anomalías magnéticas medidas en las estructuras de impacto terrestres pueden mostrar (al menos en algunos casos) evidencias de tales fenómenos de remagnetización.

Como hemos visto, otro resultado de los grandes eventos de impacto es la formación de un levantamiento central de rocas colisionadas, altamente fracturadas (Dence et al., 1977). Esta roca fracturada es susceptible a la alteración química resultante de la presencia de oxígeno y agua a las elevadas temperaturas posteriores al impacto. Si los minerales magnéticos son producidos durante estos procesos químicos, también pueden adquirir magnetizaciones que pueden manifestarse como anomalías magnéticas en las estructuras de impacto.

1.4 Anomalías electromagnéticas

El brechamiento y fracturamiento pueden producir también cambios en las propiedades eléctricas de las rocas, principalmente dan origen a variaciones en la cantidad y distribución de fluidos. Por ejemplo, empleando perfiles de resistividad se ha definido el piso de un cráter en Razozinka (Vishnevsky y Lagutenko, 1986). Los valores de resistividad exhiben una caída, que puede asociarse con el fracturamiento inducido por el impacto, que se prolonga hasta un diámetro del cráter más allá del borde de algunas estructuras de impacto (Aaloe et al., 1976; Clark, 1980).

Se han realizado sondeos eléctricos más profundos, empleando el método magnetotelúrico (MT). Las anomalías también han sido atribuidas al fracturamiento inducido por el impacto y a la distribución de fluidos (Campos et al., 1997). Por ejemplo, en Siljan, se localiza una región conductiva en las proximidades del cráter, a una profundidad de 5-20 km (Zhang et al., 1988).

Recientemente, el radar de penetración ha sido empleado en Barringer para definir elementos correspondientes al banco de material expelido (ejecta) y los depósitos interiores (Pilón et al., 1991). Estos elementos están relacionados con cambios en

las propiedades dieléctricas, siendo otra vez la distribución de fluidos la causa más importante.

1.5 Anomalía sísmica

Existe un cambio relativo en las velocidades sísmicas, debido al fracturamiento inducido por el impacto. Por ejemplo, en los sondeos por el método de refracción realizados en el cráter de Barringer, se observa una disminución del 50 % en las velocidades sísmicas y la zona de baja velocidad se relaciona con los lentes de brecha alóctona interior y con el relleno sedimentario que le sobreyace (Ackerman et al., 1975). La extensión y el nivel de reducción de las velocidades sísmicas disminuyen con la erosión. Por ejemplo, en Charlevoix, donde el piso del cráter se encuentra expuesto, las velocidades sísmicas en las rocas golpeadas del basamento se encuentran reducidas solamente en un 3% (Lyons et al., 1980). En Vredefort, donde el sub-piso del cráter se encuentra expuesto, las velocidades sísmicas, de hecho, se incrementan debido a la presencia del levantamiento central (Green y Chetty, 1990).

Los experimentos sísmicos de reflexión son una herramienta muy importante para caracterizar la estructura sub-superficial de los cráteres de impacto, particularmente en el caso de los grandes cráteres complejos. De tal forma, han sido la principal herramienta para mapear algunas estructuras sepultadas, como Montagnais (Jansa et al., 1989) y Red Wing (Brenan et al., 1975). En general, se observa una reducción en la coherencia de las reflexiones sísmicas, debido al brechamiento y a la interrupción de los horizontes sísmicos, observándose una mayor coherencia conforme crece la distancia y profundidad respecto al centro del cráter. En secciones con buenos reflectores, generalmente en ambientes

sedimentarios, es posible determinar la extensión del levantamiento central (Brenan et al., 1975). Además del mapeo de los levantamientos centrales en cráteres complejos, la depresión anular con sus depósitos de brechas ha sido identificada como una zona sísmicamente transparente (Jansa et al., 1989). A mayor distancia del centro, existe un menor brechamiento y las fallas en el borde del cráter se definen bien en las secciones de reflexión sísmica (Anderson y Hartung, 1991).

Capítulo 2

El cráter de Chicxulub: exploración inicial

El límite entre los periodos Cretácico y Terciario de la historia geológica, hace aproximadamente 65 millones de años, está marcado por la extinción masiva de muchas de las especies existentes en aquella época, incluida la más dominante: los dinosaurios. Este acontecimiento provocó un cambio radical en la evolución posterior de las especies sobre el planeta.

Existen dos teorías principales que intentan explicar las causas de dicha extinción. Una basada en una supuesta gran actividad volcánica alrededor de todo el planeta; y la otra basada en el posible impacto de un gran meteorito contra la Tierra. Esta última ha encontrado fundamento debido, entre otras cosas, a la presencia de iridio (elemento que solamente existe, en cantidades importantes, en cuerpos celestes) en una capa estratigráfica alrededor de todo el planeta fechada en ~65 millones de años. En la figura 7 se muestra la localización geográfica de las principales secciones de la frontera Cretácico-Terciario donde se ha documentado la anomalía de iridio. La otra gran evidencia es la presencia de un cráter ubicado en la porción noroeste de la península de Yucatán (figura 8), denominado Chicxulub (nombrado así porque su centro se ubica en las

proximidades de un pueblo llamado Puerto Chicxulub), identificado como una estructura de impacto con base en evidencias geofísicas, estratigráficas y petrológicas (Penfield y Camargo-Zanoguera, 1981; Hildebrand et al., 1991, 1992; Hildebrand, 1992; Swisher et al., 1992; Sharpton et al., 1992; Krogh et al., 1993).

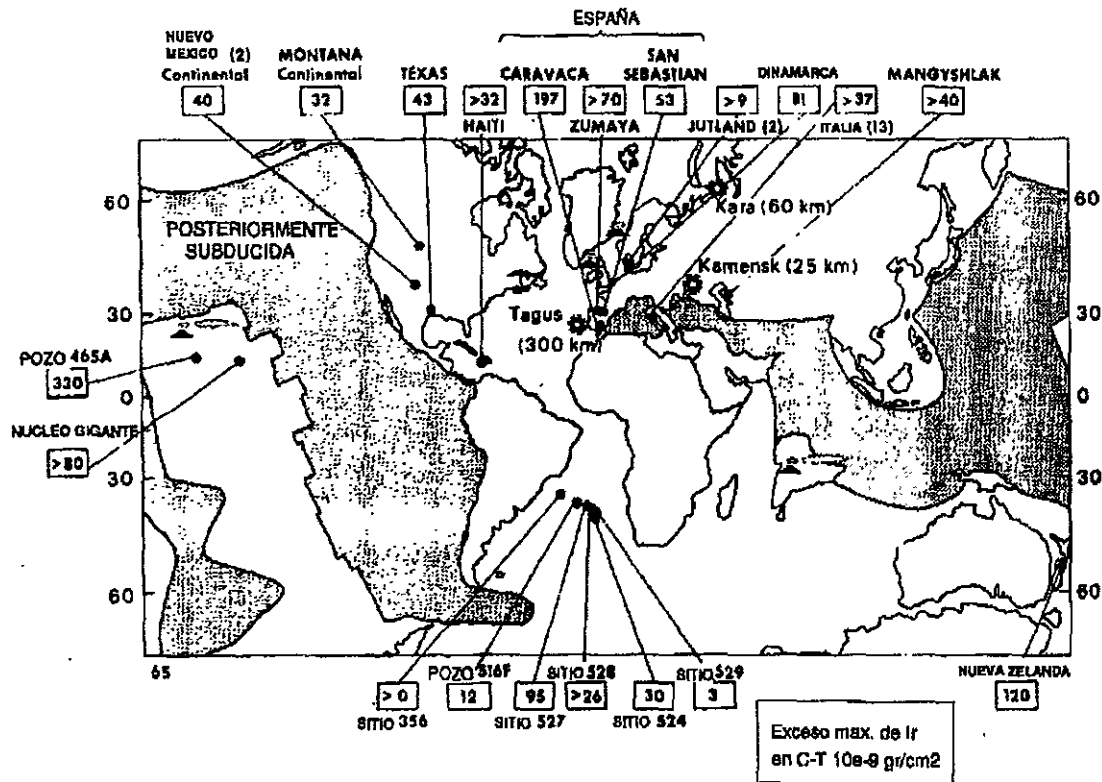


Figura 7. Localización de las secciones del Cretácico-Terciario donde se ha documentado la anomalía de iridio (tomada de Álvarez et al., 1982). Los valores anómalos no presentan un patrón concordante con una posible localización para el sitio de impacto. El mapa base corresponde a una reconstrucción paleogeográfica para la época 65 Ma antes del presente. Las zonas con sombreado claro en los océanos corresponden a segmentos de corteza oceánica que han sido destruidos por el proceso de subducción.

El cráter de Chicxulub es uno de los más grandes cráteres de impacto terrestres y es muy probable que la degradación ambiental asociada con su formación fue la causa de la extinción masiva ocurrida al final del Cretácico (Hildebrand et al., 1991; Swisher et al., 1992; Sharpton et al., 1992; Blum et al., 1993; Krogh et al.,

1993). El impacto que produjo el cráter de Chicxulub debió haber ocasionado un terrible efecto de invernadero como resultado de la altísima producción de CO₂. La temperatura debió incrementarse en unos 10°C por un periodo de 10⁴-10⁵ años, causando así la extinción masiva de las especies, tras la alteración de diferentes eslabones en la cadena alimenticia (Hildebrand et al., 1991).

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. El cráter de Chicxulub fue posteriormente sepultado, con ninguna erosión aparente de sus depósitos interiores. El cráter fue excavado en una secuencia de rocas carbonatadas y evaporíticas, con espesor aproximado de 4 km, sobre un basamento cristalino de composición intermedia, cuyo espesor se estima en alrededor de 30 kilómetros (López Ramos, 1975; Ewing et al., 1960; Morgan et al., 1997). En la actualidad, el cráter está cubierto por una capa de sedimentos marinos de edad Terciaria con espesor aproximado de un kilómetro y subyace en la parte noroeste del estado de Yucatán, México y costas adyacentes (figura 8). Se trata entonces, de la estructura de impacto mejor conservada en el planeta y, por lo tanto, muy interesante para fines de modelación geofísica.

La localización de Chicxulub es consistente con la pronosticada por la ola de impacto de la frontera Cretácico-Terciario (K/T) y sus depósitos próximos de eyección (Hildebrand y Boynton, 1990; Alvarez et al., 1992; Smit et al., 1992; Hildebrand y Stansberry, 1992). Estudios de fechamiento radiométrico (Swisher et al., 1992; Sharpton et al., 1992) indican edades de alrededor de 65 millones de años para el cráter, que son estadísticamente idénticas a las obtenidas para las tectitas de la frontera K/T. Las rocas fundidas por el impacto se enfriaron durante un proceso de polaridad inversa (Sharpton et al., 1992; Urrutia-Fucugauchi et al., 1994), consistente con una edad de formación en el límite K/T, dado que la

frontera K/T ocurrió en *chron* 29R. Las rocas fundidas de Chicxulub y las tectitas del K/T son similares en composición.

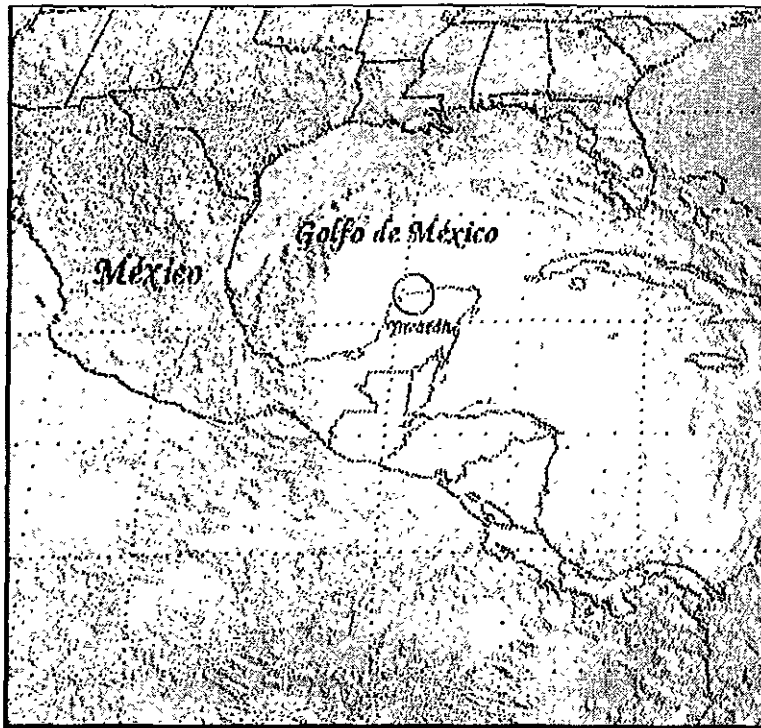


Figura 8. Localización del cráter de Chicxulub.

La geofísica ha jugado un papel muy importante en el estudio y reconocimiento inicial del cráter de Chicxulub. La disponibilidad de datos magnéticos y gravimétricos detallados, información de pozos y perfiles sísmicos de reflexión, permiten la aplicación de las técnicas de modelación geofísica en condiciones muy favorables (Pilkington et al., 1994). La adquisición de datos geofísicos en la zona de estudio se llevó a cabo, en primera instancia, por Petróleos Mexicanos, en prospecciones con fines de exploración petrolera. Sin embargo, desde el descubrimiento del cráter de Chicxulub, la huella del impacto que probablemente ocasionó la extinción de los dinosaurios, su estudio se ha enfocado a la investigación científica.

Las anomalías gravimétrica y magnética, medidas sobre la zona asociada al cráter de Chicxulub, son muy probablemente resultado de los cambios litológicos inducidos por el impacto. De esta forma, la anomalía magnética se interpreta como producto de la presencia de brechas en la zona de transición, así como de un levantamiento central, originado por el rebote elástico de la corteza al momento del impacto (Pilkington et al., 1994). La firma gravimétrica de Chicxulub muestra los rasgos esperados para un cráter complejo (Pilkington y Grieve, 1992) y puede ser bien modelada empleando parámetros morfométricos derivados de otras estructuras de impacto (Ortiz-Alemán et al., 1993).

Los tres principales elementos estructurales son: un levantamiento central de ~40 km de diámetro, resultado del movimiento ascendente y descendente de material inmediatamente después del impacto; una cavidad de transición con diámetro de ~90 km cubierta por rocas fundidas y brechas pumíticas; y una zona circundante de bloques fallados que se extiende hasta poco más allá de los 180 km de diámetro. Dos incógnitas importantes, asociadas con la estructura de Chicxulub, son el espesor de la capa de rocas fundidas y la dimensión del desplazamiento vertical relacionado con el levantamiento central (Hildebrand et al., 1995).

2.1 Anomalía gravimétrica

La estructura de Chicxulub exhibe la anomalía gravimétrica esperada para un gran cráter complejo (Pilkington y Grieve, 1992). El mapa de anomalía gravimétrica para la zona de estudio, incorpora los datos de anomalía de Bouguer, en la parte terrestre, y de anomalía de aire libre, en la parte marina. Los valores de anomalía de aire libre resultan menores que los de anomalía de Bouguer en proporción a la profundidad del mar (0.069 mGal/m , utilizando una densidad de 2.67 g/cm^3 para la

roca reconstituida). Sin embargo, puesto que el piso marino es considerablemente plano en la plataforma y varía muy suavemente desde la costa, ninguna anomalía ficticia se genera al superponer ambos tipos de información. La magnitud de la diferencia es de aproximadamente 4 mGal en la parte profunda, hacia el límite norte de la estructura. Los datos terrestres provienen de levantamientos realizados por Petróleos Mexicanos, iniciados en 1947 (Villagomez, 1953). Adicionalmente se ha integrado la información proveniente de otros levantamientos gravimétricos, realizados durante los años de 1994 a 1996, como parte de este trabajo. Los objetivos principales de estos últimos levantamientos fueron suprimir los huecos más importantes en la cobertura original del mapa de PEMEX, así como adquirir perfiles detallados en zonas específicas del cráter, con fines de modelación (Hildebrand et al., 1995). Como resultado, se han añadido más de mil estaciones útiles (cuya precisión excede los 0.1 mGal) al conjunto de datos terrestres. La integración de los nuevos datos no ha sido un asunto trivial, puesto que los datos anteriores contenían errores en la localización de hasta 2 km (debido a la carencia de mapas precisos en la época del levantamiento) y las diferencias entre las lecturas recientes y anteriores llegan a ser hasta de 2 mGal. En caso de conflicto, los nuevos valores han sustituido a los anteriores. En su mayoría, los datos marinos fueron colectados por Ness et al. (1991), utilizando un gravímetro marino dinámico con una precisión transversal media de 1.5 mGal (aunque los errores internos pueden llegar hasta los 5 mGal). La base de datos ha sido completada por PEMEX con datos aéreos tomados en el mar y por encima de los manglares costeros en la parte oeste de la zona de estudio. El nivel base ha sido ajustado, con objeto de empalmar la información terrestre y marina. Aunque los datos aéreos han sido filtrados, contienen numerosos artefactos paralelos a los límites del levantamiento, con orientaciones NNW y WSW.

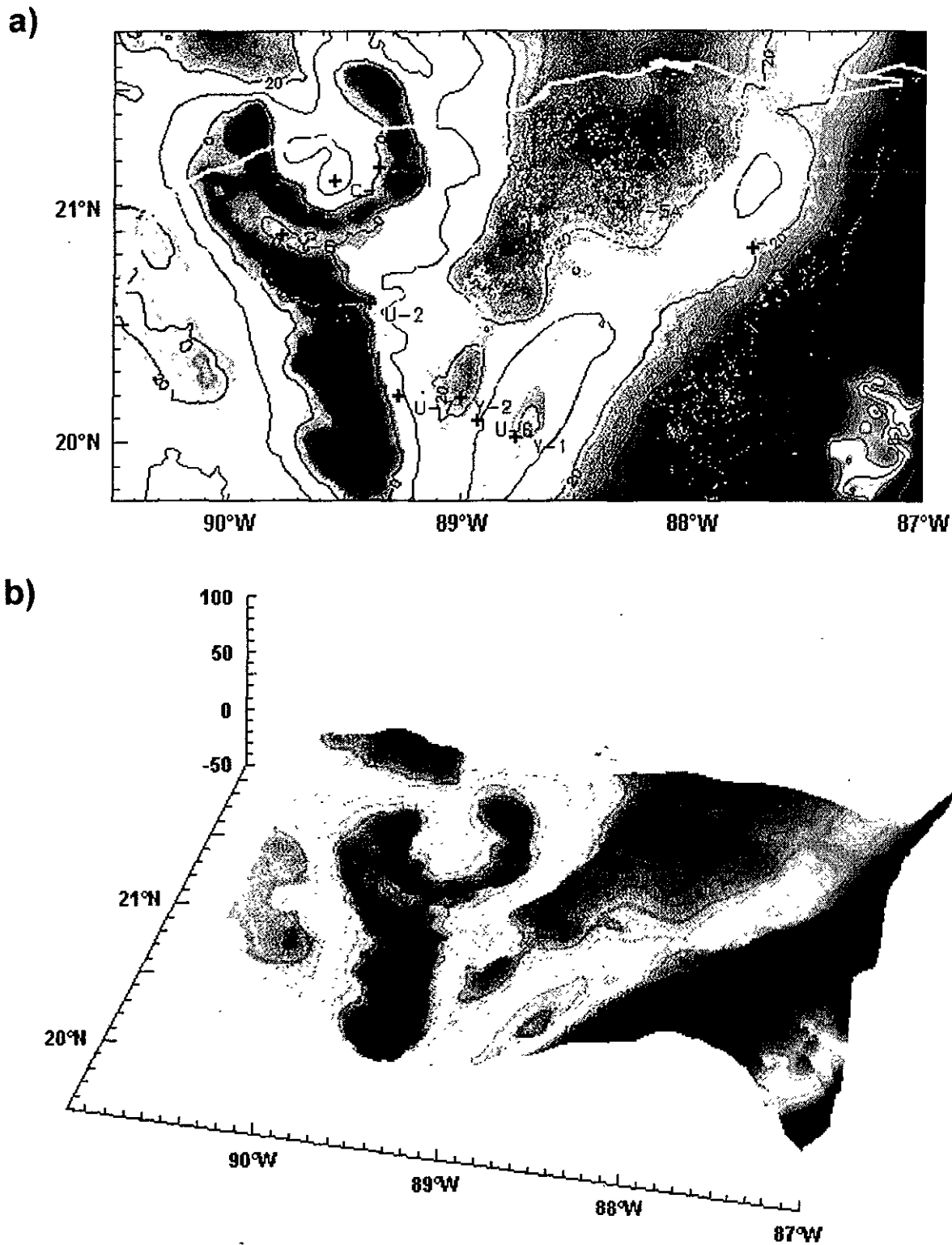


Figura 9. a) Anomalia de Bouguer para el norte de la Península de Yucatán. El intervalo entre contornos es de 10 mGal. Los puntos blancos indican los cenotes y sabanas. Las cruces indican la posición de los pozos: C-1 (Chicxulub 1); S-1 (Sacapuc-1); Y-1, Y-2, Y-4, Y-5A, Y-6 (Yucatán 1, 2, 4, 5A, 6); T-1 (Ticul 1); U-2, U-5, U-6, U-7 (UNAM 2, 5, 6, 7). b) Vista en perspectiva del mapa de anomalía de Bouguer.

El conjunto completo de datos, configurado en una malla regular a intervalos de 750 m, se presenta en la figura 9a. Una vista en perspectiva del mismo mapa de anomalía, donde se aprecia con mayor claridad la espectacular anomalía circular asociada a la estructura de impacto de Chicxulub, se muestra en la figura 9b.

El mapa de anomalía de Bouguer muestra un bajo con forma de U, que exhibe cierta simetría radial y puede ser encerrado en un círculo con diámetro aproximado de 180 km. La forma circular es truncada en la porción norte, debido a la presencia de anomalías de gran escala asociadas al basamento y posiblemente a grandes deslizamientos con procesos posteriores de erosión (Pilkington et al., 1994). El máximo valor negativo es de aproximadamente -10 mGal. Los valores de fondo en la parte este de la estructura oscilan entre 25 y 35 mGal y 15 a 25 mGal en la parte oeste, resultando en una anomalía de Bouguer negativa de ~ 30 mGal. Esta es la magnitud máxima de anomalía encontrada en los cráteres de impacto terrestres, aparentemente debido a que la presión litostática compensa los efectos de la porosidad a partir de una cierta profundidad límite (Pilkington y Grieve, 1992). Se aprecia también un alto central circular de ~ 20 mGal, con radio de ~ 20 km, que incluye dos máximos. Dicho alto, a su vez, es circundado por un bajo concéntrico, bien definido, con radio de ~ 35 km. Otro bajo concéntrico se aprecia a un radio de ~ 60 km, bien definido en la porción oeste, pero solamente se manifiesta como una pequeña inflexión en la parte este de la estructura. El bajo gravimétrico circular externo se junta en el sur con el denominado bajo gravimétrico de Mérida, que se extiende hacia el sur y noroeste de la estructura de Chicxulub (Ness et al., 1991). En la parte marina, la anomalía es truncada por un lineamiento con dirección ENE, que atraviesa por completo el denominado banco de Campeche (Pilkington et al., 1992). Algunos valores de gravedad mayores se observan hacia el noroeste del lineamiento, aparentemente relacionados con el máximo gravimétrico centrado en 22.33°N , 90.50°W .

A finales del año de 1996, se llevó a cabo un levantamiento gravimétrico marino en aguas someras, a lo largo de la costa, con el propósito de mejorar la cobertura en la zona de empalme y minimizar las discrepancias entre los datos marinos y terrestres integrados en el mapa de anomalía de Bouguer. Estos datos se encuentran actualmente en el proceso de integración al mapa de anomalía de Bouguer para la zona de estudio. En la figura 10, se presenta la ubicación de los sitios de medición para dicho levantamiento.

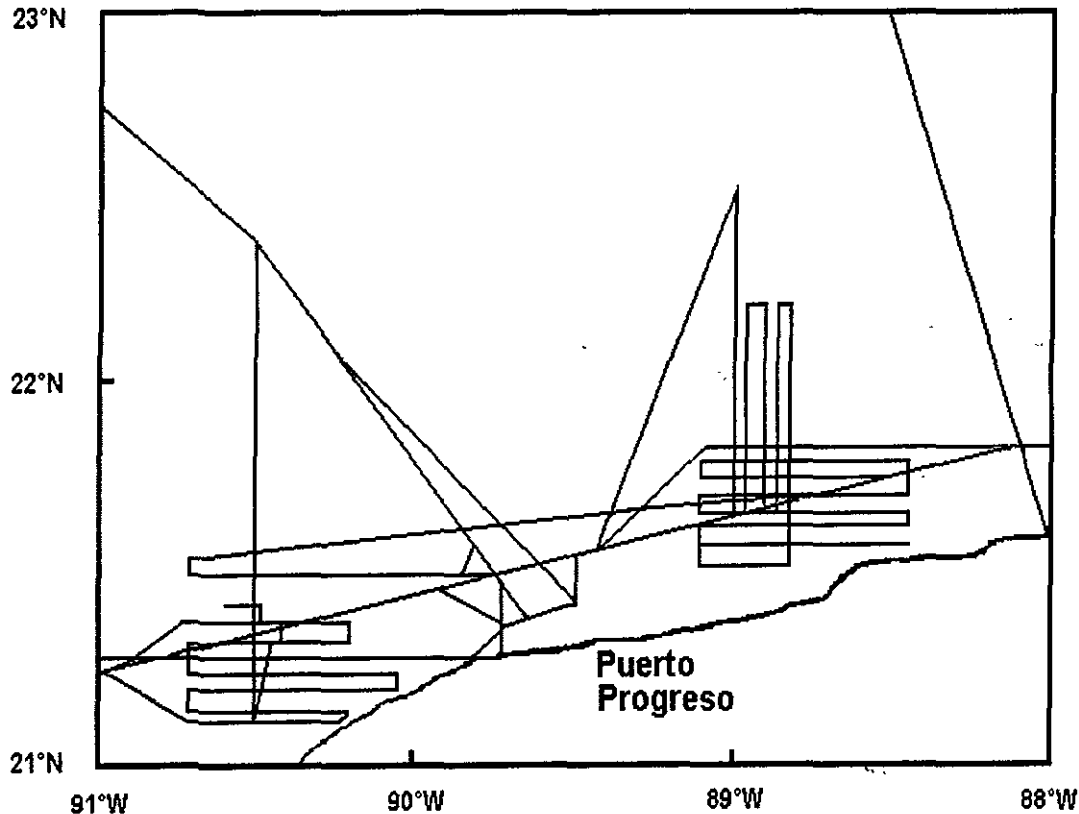


Figura 10. Localización de las mediciones de gravedad en el levantamiento marino.

2.2 Anomalía magnética

La anomalía de campo magnético total en la parte noroeste de la península de Yucatán, que se presenta en la figura 11a, muestra tres anomalías concéntricas con un centro coincidente con el encontrado para la anomalía gravimétrica. La información proviene de un levantamiento aeromagnético realizado por Petróleos Mexicanos. La figura 11b es una vista en perspectiva del mismo mapa, donde se aprecia la espectacular anomalía circular asociada al cráter de Chicxulub.

La zona más exterior tiene un radio de ~90 km y está compuesta por anomalías de alta frecuencia con bajas amplitudes (5-20 nT). La zona intermedia tiene un radio promedio de ~45 km (que puede ser mejor distinguida en los datos reducidos al polo) y muestra numerosas anomalías dipolares de alta frecuencia con grandes amplitudes (del orden de cientos de nT), con cierta distribución concéntrica. Esta zona intermedia está ligeramente alargada en la dirección NNW-SSE. La zona central interior muestra amplitudes aún mayores y una estructura relativamente suave, que se extiende hasta un radio de ~20 km, con una forma simple que sugiere que es producto de una sola fuente.

Fuera de la zona exterior, el campo magnético de la península de Yucatán se caracteriza por anomalías de muy baja frecuencia (con extensiones de cientos de kilómetros), ocasionadas muy probablemente por variaciones en la magnetización y/o en la topografía del basamento (Pilkington et al., 1994). La anomalía de campo magnético no presenta truncamiento alguno en la parte norte, como en el caso de la anomalía de Bouguer.

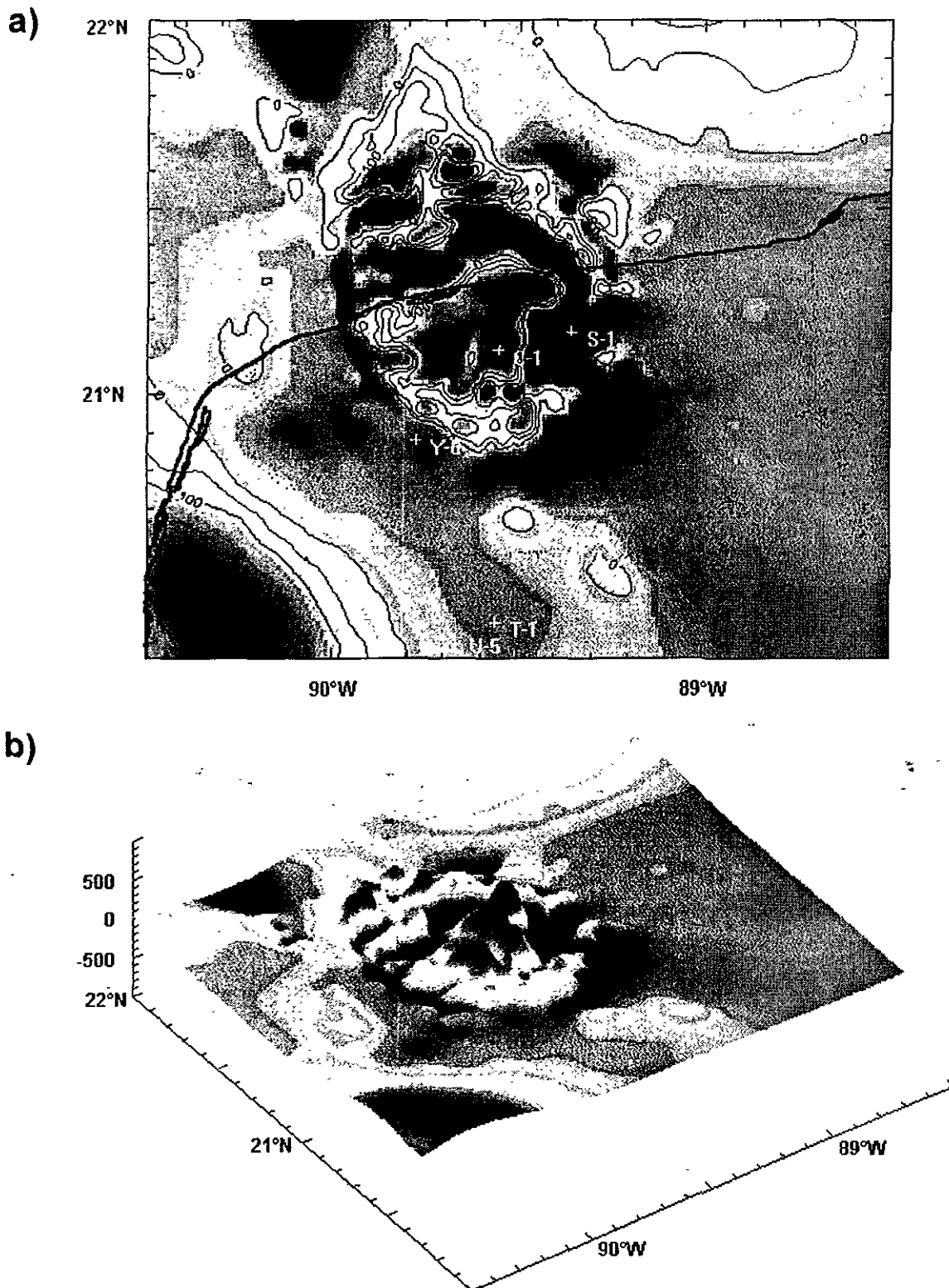


Figura 11. a) Datos aeromagnéticos para la parte noroeste de la Península de Yucatán. La altura de vuelo es 500 m. El intervalo entre contornos es 100 nT (se incluye el contorno para 50 nT). Los puntos blancos indican los cenotes y sabanas. Las cruces indican la posición de los pozos: C-1 (Chicxulub 1); S-1 (Sacapuc-1); Y-6 (Yucatán 6); T-1 (Ticul 1); U-2, U-5 (UNAM 2, 5). b) Vista en perspectiva del mapa de anomalía magnética.

2.3 Modelación gravimétrica

La modelación de la anomalía gravimétrica observada en un cráter complejo es razonablemente simple, particularmente cuando se cuenta con información subsuperficial para restringir la geometría y densidades de las unidades litológicas consideradas. En trabajos previos generalmente se emplea el modelado directo bidimensional, considerando geometrías muy simples de una o dos componentes (Dence y Popelar, 1972; Thomas e Innes, 1977; Lauren et al., 1978; Plante et al., 1990). Aunque existen también configuraciones más detalladas que intentan modelar las litologías de impacto (Sweeney, 1978; Henkel, 1982). La aparente preservación de todas las unidades que conforman el cráter de Chicxulub, la disponibilidad de un conjunto de datos gravimétricos de muy buena calidad y otras fuentes de información subsuperficial que sirven para restringir rasgos estructurales a profundidad, han permitido la construcción de modelos bidimensionales relativamente complejos (Ortiz Alemán et al., 1993; Sharpton et al., 1993; Pilkington et al., 1994; Espíndola et al., 1994; Hildebrand et al., 1995).

La anomalía gravimétrica de Chicxulub ha sido modelada empleando únicamente contrastes de densidad entre las rocas circundantes y las litologías de impacto (Ortiz-Alemán et al., 1993; Pilkington et al., 1994; Hildebrand et al., 1995). La deficiencia de masa total asociada con el cráter se estima en $\sim 1.2 \times 10^{16}$ kg, asumiendo un radio de 90 km y un mínimo promedio de anomalía de Bouguer de 20 mGal (Pilkington et al., 1994). Una estimación más precisa (entre 1.06×10^{16} y 1.67×10^{16} kg), aunque similar, fue recientemente obtenida por Campos et al. (1998) empleando un esquema de integración basado en el empleo del teorema de Gauss.

Hildebrand et al. (1995) y Connors et al. (1996) aplicaron el gradiente horizontal a los datos de anomalía de Bouguer. Esta técnica enfatiza el efecto de los cambios

laterales de densidad y suprime los gradientes regionales que enmascaran la firma gravimétrica originada por la presencia de las litologías de impacto.

En la figura 12, donde se muestra el gradiente horizontal del mapa de anomalía de Bouguer, se aprecia una estructura circular con al menos seis rasgos concéntricos entre ~20 y ~90 km de radio. En varios perfiles gravimétricos que cruzan el borde exterior de la estructura se observan gradientes de hasta 5 mGal km^{-1} (Hildebrand et al., 1995). Estas grandes variaciones en el gradiente horizontal de gravedad pueden atribuirse a contrastes laterales someros en los valores de densidad, a grandes contrastes de densidad en las litologías de impacto y/o a una extensa frontera casi vertical entre unidades con diferente densidad. De esta forma, los cuatro máximos exteriores en el mapa de gradiente, entre ~55 y ~90 km de radio, se interpretan como debidos a la existencia de un conjunto de fallas concéntricas, como puede también observarse en datos de reflexión sísmica (Camargo-Zanoguera y Suárez-Reynoso, 1994; Morgan et al., 1997). Los datos de reflexión sísmica, incluyen cinco perfiles a lo largo de la zona de fallamiento (Camargo-Zanoguera y Suárez-Reynoso, 1994). Estos perfiles exhiben desplazamientos, asociados a fallas normales, hasta de 0.9 s en tiempo de viaje bidireccional, correspondiendo a un salto vertical de ~1.7 km (Cué, 1953). De esta forma, Hildebrand et al. (1998), proponen un modelo basado en un conjunto de bloques fallados en las proximidades del borde exterior del cráter. El modelo reproduce los perfiles observados, incluyendo el gradiente principal y dos rasgos adyacentes con un gradiente menor. Los dos máximos interiores probablemente representan el límite entre el levantamiento central (a una distancia radial de 20-25 km) y la cresta anular, y la frontera entre ésta y la cavidad de transición colapsada (a 40-45 km de radio). A distancias radiales mayores de 90 km, parece no existir ningún otro rasgo concéntrico. Los únicos rasgos apreciables se relacionan con altos y bajos gravimétricos regionales. En la figura 12, se distingue también la correlación

espacial existente entre el prominente anillo de cenotes, asociado con el cráter de Chicxulub (Pope et al., 1993; Hildebrand et al., 1995; Connors et al., 1996), y un máximo concéntrico en el mapa de gradiente horizontal. Esta correlación sugiere un nexo genético entre las fallas en la periferia del cráter y la zona de intenso fracturamiento, a la cual presumiblemente corresponde el anillo de cenotes (Hildebrand et al., 1995).

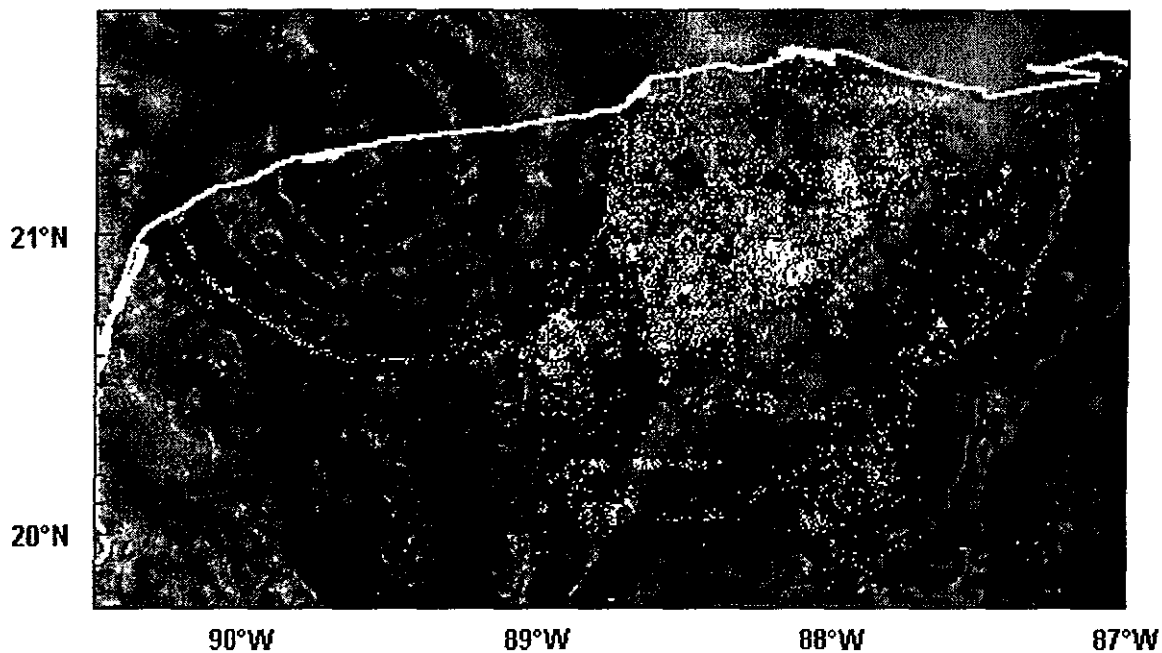


Figura 12. Gradiente horizontal del mapa de anomalía de Bouguer. Los rasgos concéntricos revelan la estructura de Chicxulub y sus anillos interiores. Los puntos blancos indican los cenotes y sabanas. Las cruces indican la posición de los pozos: C-1 (Chicxulub 1); S-1 (Sacapuc-1); Y-1, Y-2, Y-4, Y-5A, Y-6 (Yucatán 1, 2, 4, 5A, 6); T-1 (Ticul 1); U-2, U-5, U-6, U-7 (UNAM 2, 5, 6, 7).

Camargo-Zanoguera y Suárez-Reynoso (1994) presentan e interpretan dos perfiles de reflexión sísmica, realizados durante el año de 1992 para estudiar la estructura sepultada del cráter de Chicxulub. Hildebrand et al. (1998), sobreponen el mapa de gradiente gravimétrico con la interpretación esquemática propuesta por Camargo-Zanoguera y Suárez-Reynoso (1994), para la línea D92RP002. Esta

línea sísmica, localizada a ~30 km de la costa (que es la distancia mínima para encontrar en la zona de estudio un tirante de agua de ~20 m, requerido para realizar un sondeo de reflexión sísmica de este tipo), corta la estructura de Chicxulub en su parte norte (a ~30 km del centro). En la figura 13, se muestra una perspectiva tridimensional de la estructura de Chicxulub, combinando la interpretación de Camargo-Zanoguera y Suárez-Reynoso (1994), para la línea sísmica D92RP002, y el mapa en relieve del gradiente horizontal gravimétrico. El relieve fue construido mediante la técnica de iluminación artificial, con la fuente luminosa ubicada a un ángulo de 270°.

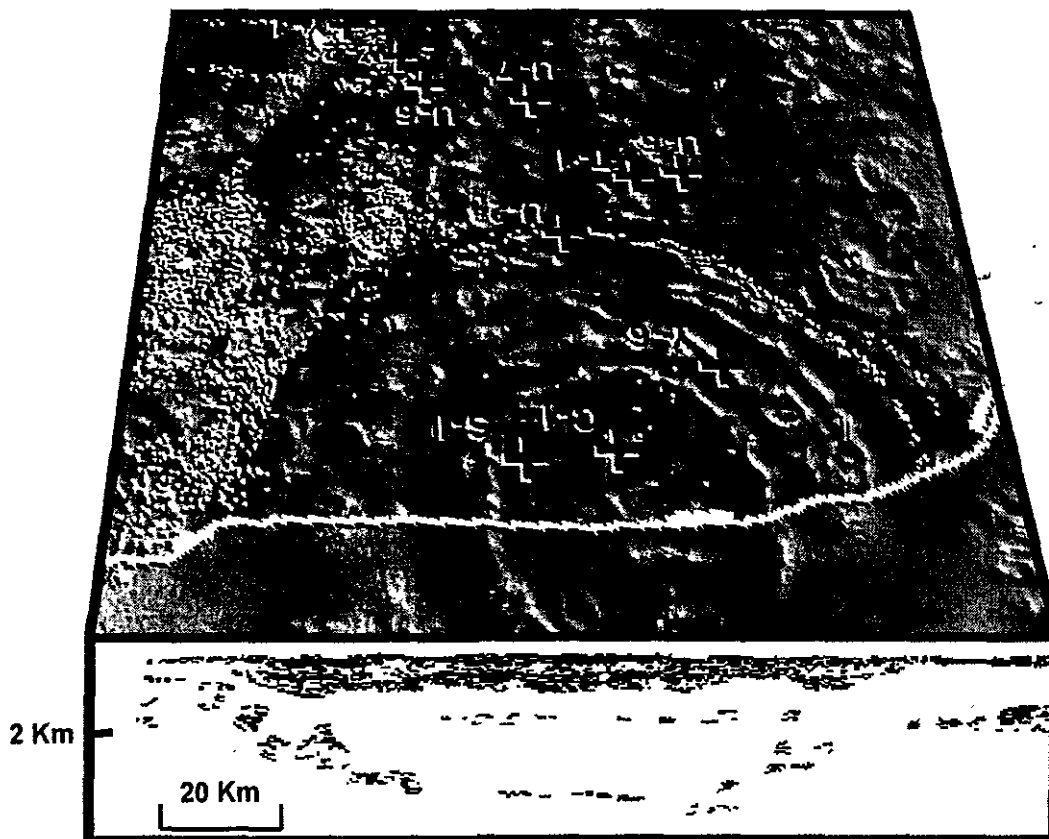


Figura 13. Vista en relieve y perspectiva del mapa de gradiente horizontal gravimétrico, superpuesta a la interpretación esquemática del perfil sísmico de reflexión D92RP002 (Camargo-Zanoguera y Suárez-Reynoso, 1994). Los puntos blancos indican los cenotes y sabanas. Las cruces indican la posición de los pozos: C-1 (Chicxulub 1); S-1 (Sacapuc-1); Y-1, Y-2, Y-6 (Yucatán 1, 2, 6); T-1 (Ticul 1); U-2, U-5, U-6, U-7 (UNAM 2, 5, 6, 7). La escala vertical ha sido exagerada 10 veces, respecto de la escala horizontal.

2.4 Modelación magnética

La modelación de la anomalía magnética no es tan directa como en el caso gravimétrico. En trabajos anteriores, el interés principal se ha concentrado en las intensas anomalías centrales que se observan en las estructuras de impacto (Coles y Clark, 1978, 1982; Henkel, 1982; Pohl et al., 1988). Los trabajos que incluyen la modelación del conjunto completo de anomalías asociadas con las litologías de impacto, son relativamente escasos (Regan y Hinze, 1975; Hearst et al., 1994). Las muestras disponibles y los modelos derivados de las anomalías centrales de muchos cráteres indican grandes radios de Königsberger (Pilkington et al., 1994), por lo que los efectos de la magnetización inducida se consideran despreciables y solamente se estiman los parámetros de la magnetización remanente.

Las anomalías dipolares que ocurren a una distancia radial de entre 20 y 45 km, a partir del centro del cráter de Chicxulub, generalmente exhiben polaridad reversa. Es decir, los mínimos magnéticos se encuentran al sur, sugiriendo que los efectos de la magnetización remanente son claramente dominantes. Su apariencia y dimensiones físicas asemejan las anomalías producidas por brechas ricas en vidrio (suevita) y rocas fundidas, como las que se observan, por ejemplo, en Lake Mien (Henkel, 1982), Dellen (Henkel, 1992) y Ries (Pohl et al., 1977).

La deconvolución de Werner, calculada sobre varios perfiles magnéticos de Chicxulub, indica profundidades para las fuentes magnéticas de ~1100 m (Penfield y Camargo-Zanoguera, 1981), similares a las profundidades estimadas para el límite superior de las brechas y la capa de rocas fundidas (Pilkington et al., 1994). El enfriamiento del material fundido y suevítico da lugar a la adquisición de magnetismo termoremanente en la dirección del campo magnético terrestre al momento del impacto. Esa magnetización termoremanente medida en diversos

cráteres de impacto muestra gran estabilidad y poca dispersión direccional, indicando una formación rápida (Pohl y Soffel, 1971).

El origen preciso de las anomalías magnéticas de Chicxulub no ha podido establecerse aún, debido a la ausencia de información suficiente proveniente de muestras de pozos. El impacto ocurrió en una roca objetivo de composición mixta (sedimentaria y cristalina), que es favorable para la producción de suevoita (Kiefer y Simonds, 1980). En el caso del cráter de Ries, se ha establecido que la suevoita contiene una magnetización suficientemente grande para explicar las anomalías observadas (Pohl, 1971; Pohl, et al., 1977). También se ha encontrado que, además de la magnetización termoremanente, la alteración hidrotermal inmediatamente posterior al impacto pudo dar origen a fases magnéticas que contribuyen a la magnetización total (Iseri, et al., 1989). Posiblemente ambos mecanismos originaron las anomalías asociadas con el cráter de Chicxulub.

La dirección de magnetización remanente puede ser estimada a partir del tiempo de impacto. La Península de Yucatán ha permanecido en la misma posición, en relación con el resto de la placa de Norteamérica, desde el período Jurásico tardío (Pindell, 1985). Empleando el paleopolo de Norteamérica para hace 65 millones de años en 74° N, 190° E (Irving e Irving, 1982), se obtiene una inclinación de -41° y una declinación de 163° E. Sharpton et al. (1992), reportan una inclinación media de -43° , con base en muestras de núcleos orientados de la capa de rocas fundidas para el pozo Y-6, que coinciden con el valor estimado. La magnetización es inversa porque la frontera K/T ocurrió en el período 29R (Preisinger et al., 1986).

Los modelos disponibles derivados a partir de la anomalía magnética de Chicxulub (Ortiz-Alemán et al., 1993; Pilkington et al., 1994) intentan modelar la parte central de dicha anomalía, asociando su existencia con la posible existencia de un levantamiento central y lentes de brecha ubicados a profundidades relativamente someras.

En este trabajo se reportan los resultados conseguidos al aplicar el método de la señal analítica (Nabighian 1972, 1974). Roest et al. (1992), introdujeron la generalización de esta técnica al caso tridimensional. La amplitud de la señal analítica se define como la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de las derivadas vertical y horizontales del campo magnético. Los máximos de la envolvente se ubican sobre las posiciones de los contrastes magnéticos principales, independientemente del campo magnético ambiental y de las direcciones de magnetización de las fuentes. La profundidad de las fuentes se determina a partir de la distancia entre los puntos de inflexión de las anomalías en la señal analítica. De este modo, la forma y la amplitud de la envolvente están relacionadas con la profundidad y el tamaño de la fuente magnética asociada.

De acuerdo con Roest et al. (1992), la señal analítica en 3D para un campo potencial M , se puede escribir como:

$$A(x, y) = \left(\frac{\partial M}{\partial x} \hat{x} + \frac{\partial M}{\partial y} \hat{y} + i \frac{\partial M}{\partial z} \hat{z} \right) \quad (2.4.1)$$

De este modo, la amplitud está dada por

$$A(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z} \right)^2} \quad (2.4.2)$$

El cálculo de las derivadas del campo magnético se puede realizar en el dominio del número de onda, empleando el algoritmo de la transformada rápida de Fourier. En la figura 14a, se presenta el mapa de señal analítica calculado para la anomalía magnética del cráter de Chicxulub. Una vista en perspectiva, donde se aprecian los máximos de la señal analítica, ubicados por encima de los contrastes de magnetización principales, se incluye en la figura 14b.

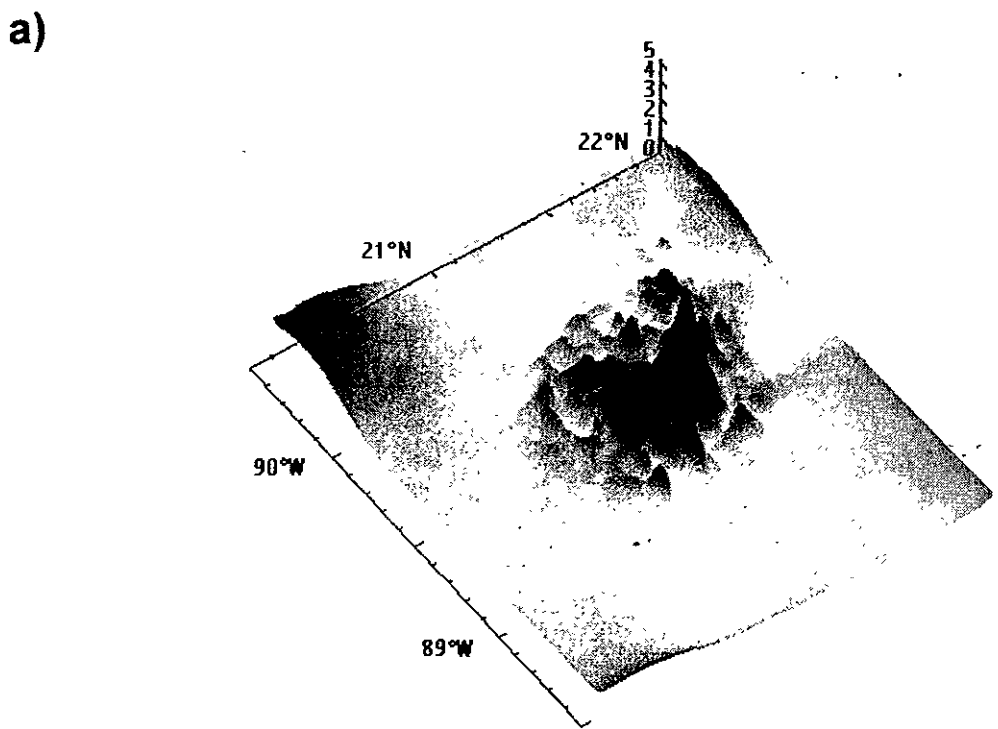
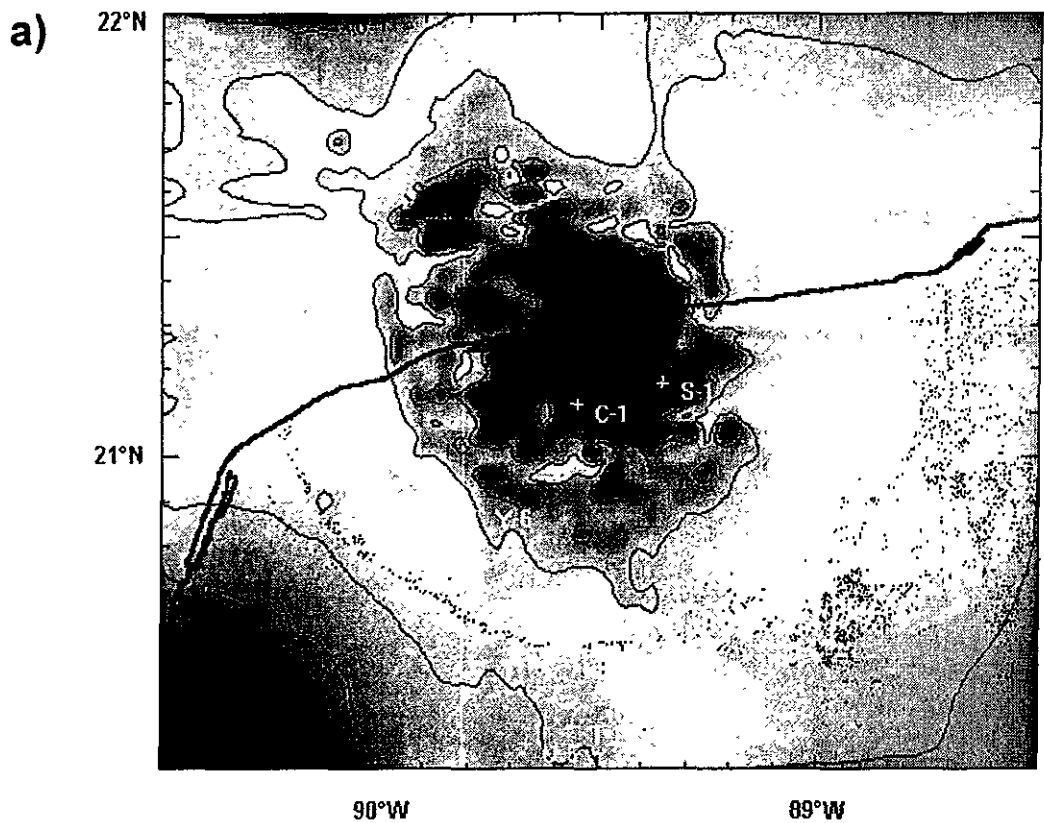


Figura 14. Señal analítica calculada para la anomalía magnética del cráter de Chicxulub. El intervalo entre contornos es 0.5 nT/km. Los puntos negros indican los cenotes y sabanas. Las cruces indican la posición de los pozos: C-1 (Chicxulub 1); S-1 (Sacapuc-1); Y-6 (Yucatán 6); T-1 (Ticul 1); U-2, U-5 (UNAM 2, 5). b) Vista en perspectiva del mapa de señal analítica.

Roest et al. (1992), determinan la ubicación de los máximos de la señal analítica, utilizando el método de Blakely y Simpson (1986), y posteriormente estiman la profundidad de las fuentes magnéticas a partir del ancho de la envolvente medido a la mitad de la amplitud máxima. Una forma mucho más sencilla, propuesta por MacLeod et al. (1993), está basada en la convolución del mapa de amplitud de la señal analítica con un filtro Laplaciano normalizado, cuya forma es:

$$f = \begin{bmatrix} 0 & -1/4 & 0 \\ -1/4 & 1 & -1/4 \\ 0 & -1/4 & 0 \end{bmatrix} \quad (2.4.3)$$

Al configurar el contorno cero de la convolución resultante, se obtiene la ubicación de los puntos de inflexión, correspondientes a los máximos de la señal analítica. La profundidad de cada fuente es proporcional a la distancia entre dichos puntos de inflexión y la constante de proporcionalidad varía dependiendo de la geometría asociada a la fuente (Nabighian et al., 1974; Roest et al., 1992; MacLeod et al., 1993). En la tabla 1, se muestran las relaciones entre el ancho de la anomalía en la señal analítica y la profundidad de la fuente, para las geometrías más comunes (MacLeod et al., 1993).

Geometría de la fuente	Distancia entre Puntos de inflexión	Ancho a la mitad de la amplitud
contacto	1.414h	3.46h
Dique/sill	1.155h	2h
cilindro	1h	1.533h

Tabla 1. Ancho de las anomalías en la señal analítica como función de la profundidad (h). Tomada de MacLeod et al., 1993.

El filtro Laplaciano (ecuación 2.4.3), fue aplicado al mapa de señal analítica para la anomalía magnética de Chicxulub. El resultado es un mapa de curvaturas donde el contorno cero indica la ubicación de los puntos de inflexión para los máximos contenidos en la señal analítica. En la figura 15 se muestra el contorno cero para el mapa de curvaturas en el mapa de la señal analítica calculada para la anomalía magnética del cráter de Chicxulub. Se muestra, además, la localización de los máximos principales encerrados por círculos cuyo diámetro corresponde a la distancia entre los puntos de inflexión.

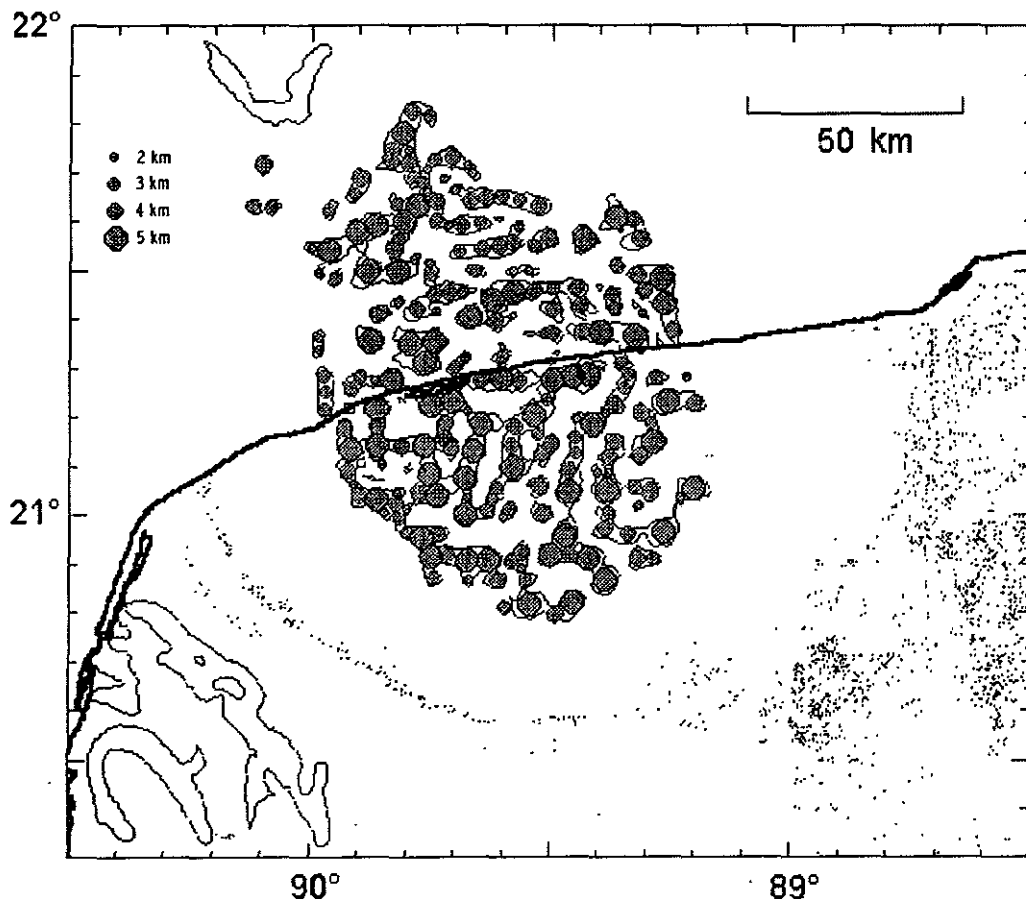


Figura 15. Localización de los máximos en la señal analítica, encerrados por el contorno cero del mapa de curvaturas resultante de la aplicación del filtro laplaciano (ecuación 2.4.3) sobre el mapa de la señal analítica. Los puntos negros indican la posición de los cenotes y sabanas.

En la figura 16 se presenta una interpretación cualitativa de los principales lineamientos definidos por los máximos localizados en la señal analítica, cuyas posiciones son graficadas empleando triángulos. Las tonalidades oscuras en el mapa corresponden a las amplitudes más altas para la señal analítica, adicionalmente se incluyen los contornos configurados a partir del cálculo del gradiente horizontal para el mapa de señal analítica. Los triángulos de color negro definen los contactos principales entre las regiones que conforman la anomalía magnética, descritas en las secciones anteriores. Existe un primer lineamiento exterior que delimita el contacto entre la zona de anomalías magnéticas de baja frecuencia, asociada con la existencia de una capa de rocas fundidas con polaridades predominantemente inversas, y la zona exterior de rocas fracturadas cuya respuesta magnética es insignificante. Además, se aprecia un lineamiento interior que puede estar relacionado con el contacto entre la capa de rocas fundidas y el levantamiento central, cuya forma es claramente irregular. Las amplitudes de la señal analítica en esta última región reflejan los efectos de la interferencia entre ambos tipos de fuentes magnéticas. Finalmente, con triángulos blancos se indica la localización de los máximos originados probablemente por la presencia de lentes de brecha, cuyas anomalías dipolares se distinguen claramente en el mapa de anomalía de campo magnético total (figura 11).

La ubicación de los contrastes magnéticos principales, delineada por los máximos en la amplitud de la señal analítica, coincide con la posición del máximo central y del mínimo circundante en el mapa del gradiente horizontal gravimétrico. En la figura 17 se superpone el contorno cero de la señal analítica en el mapa del gradiente horizontal gravimétrico. La correlación entre ambos tipos de información es patente: los lineamientos concéntricos dibujados por los máximos de la señal analítica aparecen sobre los dos rasgos concéntricos interiores presentes en el gradiente horizontal gravimétrico. En las zonas donde ambos rasgos circulares del

gradiente horizontal de gravedad no están bien definidos, se interrumpe la continuidad de los lineamientos en la señal analítica. Por otro lado, en la parte central los máximos de la señal analítica se alinean siguiendo patrones que asemejan el relieve irregular del levantamiento central, insinuado en el gradiente horizontal gravimétrico. Todas estas similitudes sugieren fuertemente un posible nexo genético.

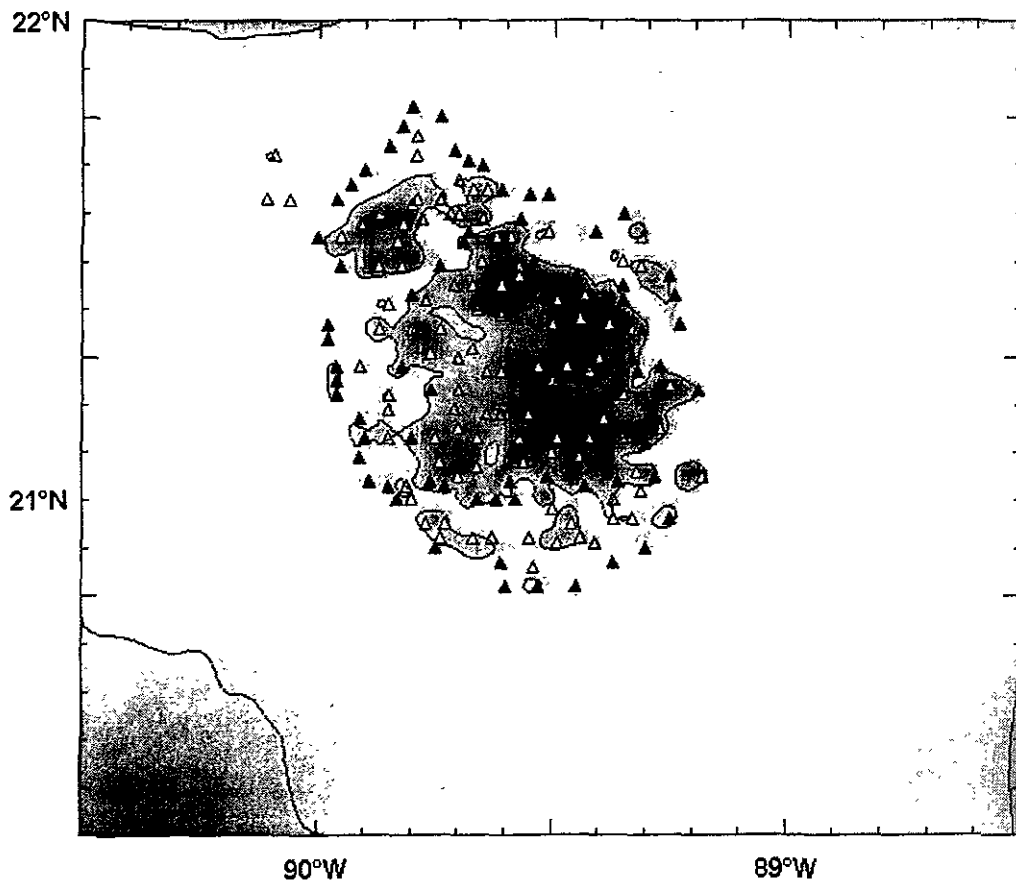


Figura 16. Interpretación cualitativa del mapa de señal analítica. Se indica con triángulos la ubicación de los máximos. Los triángulos negros muestran los contactos a profundidad entre las zonas magnéticas principales asociadas con la estructura de impacto de Chicxulub. Los triángulos blancos coinciden con la ubicación de anomalías magnéticas dipolares de extensión limitada en el mapa de anomalía de campo magnético total. Se incluye también la configuración en contornos del gradiente horizontal de la señal analítica.

En el capítulo 3, esta interpretación preliminar así como las profundidades estimadas para las principales fuentes magnéticas se utilizan para la construcción del modelo inicial que posteriormente se refina mediante un esquema de inversión global basado en los métodos de algoritmos genéticos y cristalización simulada.

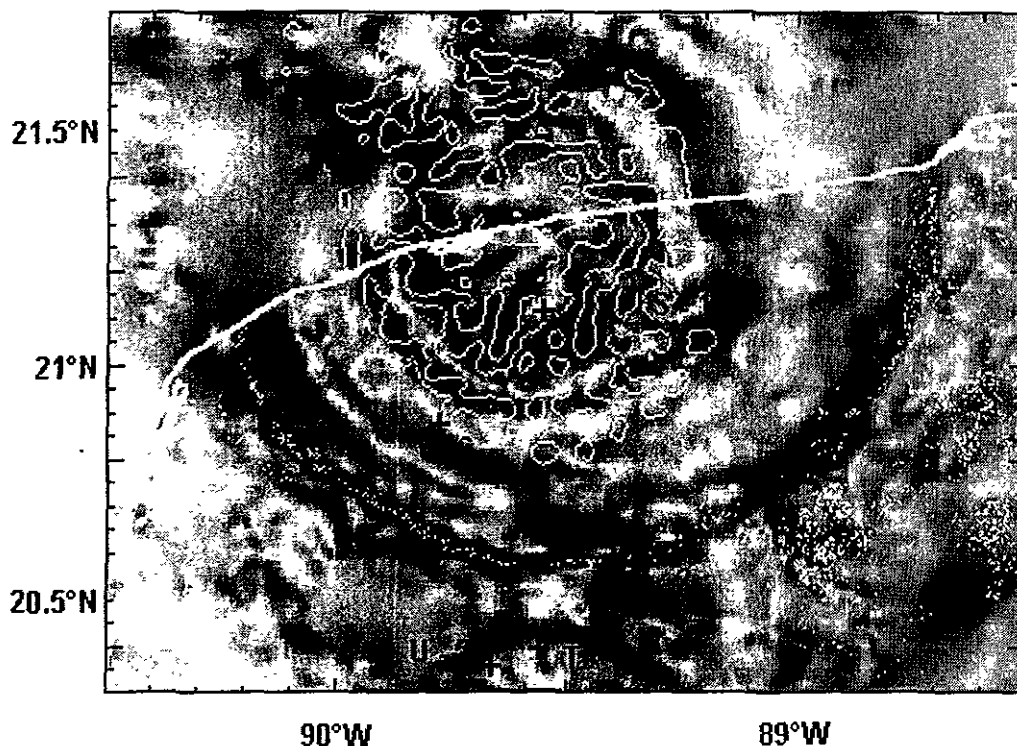


Figura 17. Superposición del contorno cero del mapa de curvaturas que exhibe los contrastes magnéticos principales, derivados con el método de la señal analítica, en el mapa del gradiente horizontal gravimétrico. Los puntos blancos indican los cenotes y sabanas. Las cruces indican la posición de los pozos: C-1 (Chicxulub 1); S-1 (Sacapuc-1); Y-6 (Yucatán 6); T-1 (Ticul 1); U-2, U-5 (UNAM 2, 5).

Capítulo 3

Inversión de la estructura del cráter de Chicxulub empleando métodos de optimización global

En este capítulo se presentan los resultados conseguidos al modelar la anomalía magnética del cráter de Chicxulub, utilizando las técnicas de inversión global denominadas algoritmos genéticos y cristalización simulada (simulated annealing). A continuación se describen algunos conceptos básicos relacionados con la teoría de inversión y con las mencionadas técnicas de optimización global.

La teoría de inversión es un conjunto organizado de métodos matemáticos cuyo propósito común es analizar series de datos u observaciones con objeto de extraer información significativa sobre algún fenómeno físico, con base en inferencias derivadas de las observaciones mismas. Las incógnitas por resolver se plantean en términos de los valores numéricos que pueden asumir las propiedades más características del fenómeno bajo estudio. Estas propiedades se denominan "parámetros del modelo" y se presume la existencia de alguna teoría matemática o "modelo" que describe adecuadamente la relación entre los parámetros del modelo y los datos (Menke, 1989).

El término “problema inverso” se utiliza en contraste con el de “problema directo”, que se define como el proceso que consiste en predecir los resultados de una serie de mediciones a partir de algún principio general o modelo y un conjunto de condiciones específicas relevantes para el problema de interés. El problema inverso, por el contrario, comienza desde los datos y un modelo apropiado, para posteriormente estimar los parámetros del modelo (Menke, 1989).

Los métodos de inversión emplean iterativamente la modelación directa. Aquellos problemas donde el problema directo no requiere demasiado tiempo de cómputo, pueden ser tratados en forma muy eficiente empleando técnicas de optimización global. Estas técnicas resultan muy atractivas, pues permiten superar muchas de las limitaciones clásicas de los métodos locales.

Los algoritmos de optimización local durante su búsqueda exploran un pequeño sector del dominio de soluciones, restringido a la vecindad que circunda la solución inicial. Si la solución óptima del problema, es decir, el mínimo absoluto de la función objetivo, se encuentra alejada de la solución inicial, difícilmente será alcanzada debido a la presencia de mínimos relativos interpuestos en su camino, lugares donde suelen quedar atrapados estos métodos. Los métodos más utilizados correspondientes a esta categoría son la inversión lineal por mínimos cuadrados y las técnicas que emplean el gradiente de la función objetivo, como el de máxima pendiente (steepest descent) y el gradiente conjugado. En general, los métodos de búsqueda local explotan la escasa información derivada de la comparación de una pequeña cantidad de modelos, evitando así una búsqueda extensiva en el espacio de modelos (Sambridge y Drijkoningen, 1992).

Los métodos de búsqueda global, como su nombre lo indica, exploran todo el dominio de soluciones a lo largo del proceso de inversión. Hacen un rastreo exhaustivo en el espacio de modelos. De esta manera, a pesar de existir soluciones parciales del problema, es mayor la probabilidad de que la solución

final corresponda al mejor ajuste entre los datos observados y los datos sintéticos. Esta clase de métodos, en contraste con las técnicas locales, no requiere de la información proporcionada por las derivadas de la función objetivo debido a que en ellos el problema no requiere ser linealizado. Los algoritmos de optimización global emplean criterios estocásticos para explorar simultáneamente todo el espacio de soluciones en la búsqueda del modelo óptimo.

El más conocido de los métodos globales es el de Monte Carlo, que realiza una búsqueda puramente aleatoria y no sesgada. Es decir, al generar cada nuevo modelo, no aprovecha la información obtenida de los modelos previamente evaluados (Gallagher, et al., 1992). La aleatoriedad no encauzada es el rasgo más característico de este método, que lo distingue del resto de los métodos globales. Entre las técnicas de optimización global, se encuentran también los métodos de algoritmos genéticos y de cristalización simulada. Ambos fueron concebidos como analogías con sistemas de optimización que ocurren en la naturaleza. Los algoritmos genéticos emulan los mecanismos de la evolución biológica mientras que la técnica de cristalización simulada tiene su base en la termodinámica.

3.1 Método de algoritmos genéticos

El método de algoritmos genéticos, originalmente propuesto por Holland (1975), representa una evolución del método de Monte Carlo para problemas de optimización fuertemente no lineales. La búsqueda del modelo óptimo se lleva a cabo explorando simultáneamente la totalidad del espacio de soluciones, empleando una regla de transición probabilística para guiar dicha búsqueda. El proceso inicia a partir de un conjunto de modelos seleccionados aleatoriamente.

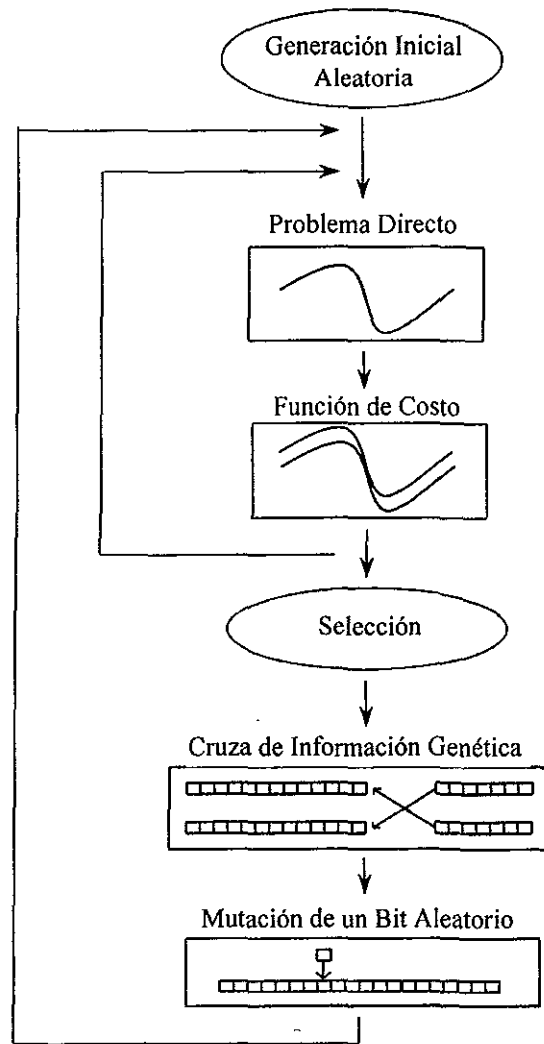


Figura 18. Esquema de inversión con el método de algoritmos genéticos.

Los parámetros de cada modelo se transforman en código binario para formar cadenas sobre las cuales se aplican criterios de selección natural y genética. Los procesos de selección, cruza y mutación actualizan la población de modelos, dando lugar a una nueva generación de “cromosomas”, emulando la forma en que los sistemas biológicos evolucionan para producir organismos mejor adaptados al entorno. El proceso completo se repite hasta que la media de la función de ajuste se acerca al máximo ajuste para toda la población.

El diagrama de flujo incluido en la figura 18, resume el proceso utilizado para aplicar un esquema de inversión basado en algoritmos genéticos, similar al

descrito por Rodríguez-Zúñiga et al. (1996) para la inversión de parámetros elásticos del subsuelo a partir de datos de inclinación del terreno. Los seis pasos básicos del proceso se describen brevemente a continuación.

3.1.1) Discretización

Los parámetros se representan por medio del vector de incógnitas \mathbf{m} . La función de costo, que determina el ajuste entre los datos observados y la respuesta sintética de un modelo dado, se denota como $\Phi(\mathbf{m})$. La codificación de los parámetros se realiza tomando en cuenta la extensión necesaria de la búsqueda en el espacio de modelos y la resolución deseada (Stoffa and Sen, 1991). De esta manera, la extensión se define para cada parámetro estableciendo un par de cotas a_i y b_i , es decir, $a_i < x_i < b_i$. La resolución se controla con el intervalo de discretización d_i , definido como:

$$d_i = \frac{(b_i - a_i)}{N_i}, \quad (3.1.1)$$

donde N_i es la cantidad de posibles valores para el parámetro durante el proceso (Sambridge and Drijkoningen, 1992). Los modelos permitidos, \mathbf{m} , definidos por el conjunto de parámetros x_i , están restringidos al dominio de valores

$$x_i = a_i + jd_i \quad \text{para } j = 0, 1, 2, \dots, N_i. \quad (3.1.2)$$

3.1.2) Población inicial

A partir de combinaciones aleatorias de los parámetros, se construye una población inicial de modelos, cuya dimensión depende del problema particular a resolver. Cada combinación se traduce en un conjunto de índices enteros, definidos en la expresión (3.1.2). Estos valores enteros, que establecen el valor particular de cada parámetro del modelo, posteriormente se codifican como

cadena binarias (cromosomas). Los modelos que forman las poblaciones en generaciones posteriores se crean a partir de los tres mecanismos evolutivos esenciales: la selección, la cruza y la mutación.

3.1.3) Problema directo y evaluación de la función de costo

El problema directo consiste en calcular la respuesta teórica o sintética para cada modelo en el proceso iterativo. Posteriormente, dicha respuesta sintética se compara con las observaciones o datos mediante alguna medida de semejanza conocida como función de costo. Un criterio muy utilizado es la norma L_2 , definida como

$$L_2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (o(i) - s(i))^2}{\sum_{i=1}^n (o(i))^2} \quad (3.1.3)$$

donde $o(i)$ es el arreglo que contiene las observaciones y $s(i)$ es el arreglo que contiene la respuesta calculada con el problema directo. La norma seleccionada para evaluar el ajuste, debe ser sensible a la forma y complejidad de las curvas observada y calculada.

3.1.4) Selección

A partir de una población de Q individuos y de sus respectivas funciones de costo $\Phi(m_k)$ ($k=1, \dots, Q$), se determina una probabilidad de selección para cada modelo $P_r(m_k)$ que dependerá de su nivel de ajuste. Una alternativa es:

$$P_r(m_k) = \frac{\Phi_{max}}{Q \cdot (\Phi_{max} - \Phi_{prom})} - \frac{\Phi(m_k)}{Q \cdot (\Phi_{max} - \Phi_{prom})}, \quad (3.1.4)$$

donde Φ_{max} , y Φ_{prom} son las funciones de costo máxima y promedio de la generación, y Q es la cantidad de individuos de la población.

En problemas donde se minimice la función de desajuste, la probabilidad de selección puede determinarse como (Sambridge and Drijkoningen, 1992):

$$P_r(m_k) = a - b\Phi(m_k), \quad (3.1.5)$$

que describe una distribución de probabilidades lineal, y

$$P_r(m_k) = A \exp[-B \Phi(m_k)], \quad (3.1.6)$$

que corresponde a una distribución exponencial. Los valores que suelen tomar las constantes a , b , A y B son los siguientes:

$$b = Q^{-1}(\Phi_{max} - \Phi_{prom})^{-1}, \quad a \geq b\Phi_{max}$$

$$B = (\Phi_{\sigma})^{-1}, \quad A = \left[\sum_k \exp(-B\Phi_k) \right]^{-1},$$

donde Φ_{max} , Φ_{prom} y Φ_{σ} son las funciones de costo máxima, promedio, y la desviación estándar de todos los desajustes de la población inicial, respectivamente.

Stoffa y Sen (1991) proponen un criterio de selección basado en una probabilidad de actualización. El criterio consiste en comparar el desajuste de cada modelo perteneciente a la generación actual con el de un modelo de la generación anterior, elegido al azar. Si el desajuste del modelo actual es menor, entonces éste se conserva. De lo contrario, se considera un valor P_u que establece la probabilidad de sustitución del modelo anterior por el actual. Este procedimiento controla la influencia de los ajustes de generaciones previas sobre la población

actual. El valor sugerido por Stoffa y Sen (1991) para la probabilidad de sustitución, P_u , es del 90%.

3.1.5) Cruza

Los nuevos modelos se engendran a partir de una generación progenitora de Q modelos. En forma aleatoria se integran $Q/2$ parejas de individuos. Cada pareja es potencialmente capaz de cruzarse. Para determinar cuáles de ellas llevarán a cabo la cruce, se le asocia a cada una un número aleatorio entre cero y uno. Si dicho número es menor que la probabilidad de cruce, P_c , entonces la pareja correspondiente efectúa el apareamiento. De lo contrario, la pareja se preserva intacta en la siguiente generación.

El mecanismo de cruce consiste en elegir aleatoriamente la posición de un gen para ambas cadenas, las cadenas se parten en ese punto para intercambiar información entre ellas (figura 19).

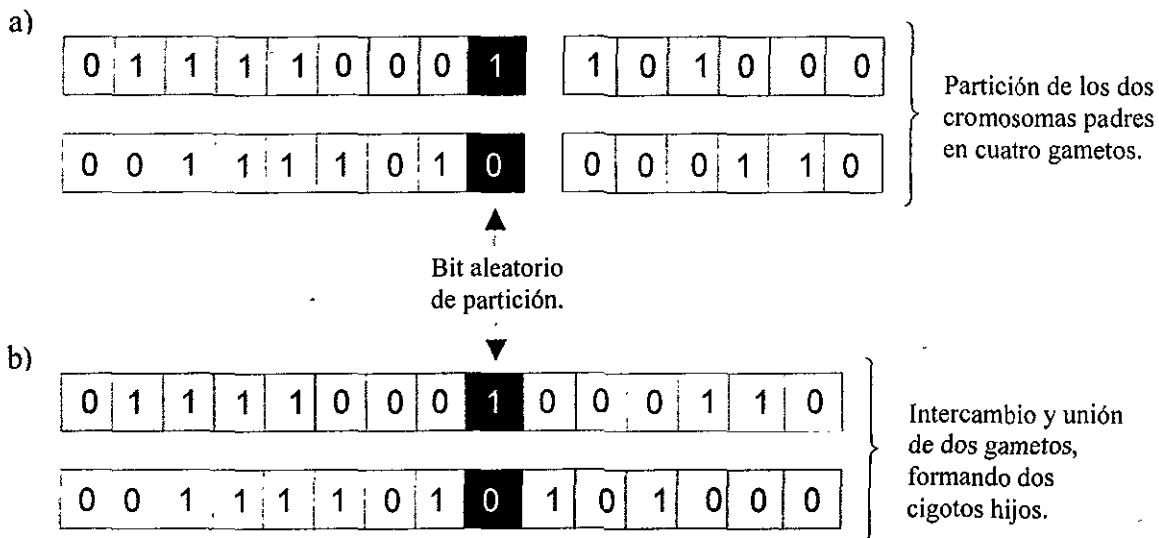


Figura 19. Mecanismo de cruce entre dos modelos: a) partición de dos cromosomas en un gen seleccionado aleatoriamente, b) intercambio y unión de las partes para generar dos nuevos individuos (tomada de Cruz Atienza, 1999).

El propósito de cruzar dos cadenas diferentes es explorar nuevas regiones del dominio de soluciones donde pudiera ubicarse el máximo absoluto.

3.1.6) Mutación

La mutación, al igual que la reproducción sexual, propicia la diversidad genética en una población. La mutación hace posible que la búsqueda prospere cuando se encuentra confinada en los alrededores de un máximo local. La mutación se realiza mediante el cambio de paridad de un bit seleccionado al azar dentro de la cadena binaria. El porcentaje de modelos a los cuales se aplica el proceso de mutación, al igual que en la cruce, depende de un parámetro, P_m , denominado probabilidad de mutación. Este mecanismo previene la convergencia prematura del método, cuando la población es excesivamente homogénea e incapaz de continuar el proceso evolutivo.

En la figura 20, se representa una cadena arbitraria y se ejemplifica la mutación del valor de un bit aleatorio.

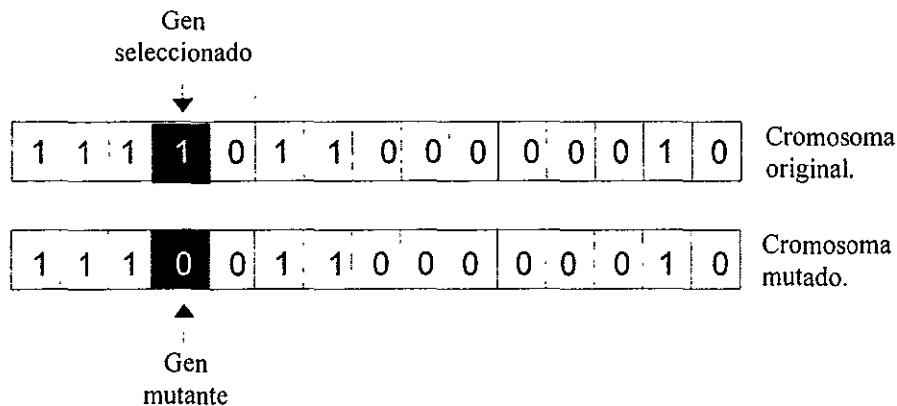


Figura 20. Diagrama que muestra el mecanismo de mutación. Se elige un bit aleatoriamente para cambiar su paridad (tomada de Cruz Atienza, 1999).

Una alternativa para definir la probabilidad de mutación, P_m , fue propuesta por Yamanaka e Ishida (1996). Consiste en determinar el nivel de homogeneidad de

los individuos en cada generación mediante el cálculo de un coeficiente de variación promedio γ , para cada parámetro, mediante la expresión

$$\gamma = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \left(\frac{\sigma_i}{\bar{x}_i} \right), \quad (3.1.7)$$

donde M es la cantidad de parámetros, \bar{x}_i es el promedio del i -ésimo parámetro, y σ_i es la desviación estándar. A continuación se define P_m como función de γ , es decir:

$$P_m = \begin{cases} P_{ini} & \text{para } \gamma > 0.1 \\ 0.1 & \text{para } 0.02 < \gamma < 0.1 \\ 0.2 & \text{para } \gamma < 0.02 \end{cases}, \quad (3.1.8)$$

donde P_{ini} es la probabilidad de mutación inicial.

Con la mutación concluye la secuencia de operaciones que define a un algoritmo genético. Dicha secuencia se repite hasta satisfacer alguna tolerancia preestablecida.

3.2 Método de cristalización simulada (simulated annealing)

El método de cristalización simulada está basado en una analogía con el proceso termodinámico de la recristalización. Un fluido mineral que se enfría lentamente hasta alcanzar un estado de energía bajo, da lugar a la formación de cristales bien definidos. Si, por el contrario, la sustancia abandona su estado de equilibrio térmico con un enfriamiento súbito o parcial, entonces el cristal resultante tendrá muchos defectos, en caso de que la sustancia no forme un vidrio, caracterizado por el desorden metaestable de sus moléculas. Este concepto es utilizado en el

contexto de los métodos de optimización para reconocer configuraciones o modelos potencialmente útiles.

Los átomos de cada configuración molecular equivalen a los parámetros del modelo en el problema inverso. La energía del sistema para dicha configuración se relaciona con la función de costo asociada al conjunto de parámetros que intervienen en el modelo. El método genera una gama de configuraciones o combinaciones de parámetros considerando una cierta temperatura, T , para el proceso. Para este propósito se emplea el criterio de Metropolis et al. (1953), que consiste en desplazar un parámetro, en cada iteración, una distancia aleatoria y pequeña. Este desplazamiento provoca un cambio, ΔE , en la energía total del sistema. Si ΔE es menor o igual a cero, el desplazamiento del parámetro es aceptado y la configuración resultante se considera como la nueva configuración inicial. Cuando existe un incremento en la energía del sistema (ΔE es mayor que cero), la probabilidad de aceptación o rechazo para el desplazamiento se determina como

$$P(\Delta E) = \exp(-\Delta E/T) \quad (3.2.1)$$

Para saber si es o no admitido el cambio de posición que implica el aumento de la energía del sistema se elige en forma aleatoria un número entre cero y uno, que se compara con el valor de la probabilidad correspondiente a ΔE . Si es menor dicho número, se admite el desplazamiento y se considera a la nueva configuración como la inicial; si es mayor, no se admite y se conserva la configuración que se tenía antes del movimiento. Repitiendo sucesivamente este procedimiento se está simulando el movimiento térmico de los átomos de un sistema (que se encuentra en equilibrio térmico), a una temperatura fija, T . Si lo que se desea es alcanzar el estado base del sistema, es decir, el estado de menor energía y mayor ordenamiento, entonces se debe disminuir muy

lentamente la temperatura para simular un proceso cuasiestático. Esto significa que, durante el enfriamiento, el sistema debe experimentar una sucesión de estados infinitesimalmente alejados del estado de equilibrio térmico.

El método de cristalización simulada tiene tres componentes básicos (Vasudevan, 1991): una función de energía o función de costo, una función de orden (criterio de Metropolis) y un parámetro que controla la temperatura del sistema. En la figura 21 se muestra un diagrama de funcionamiento para el método. El proceso consta de tres ciclos anidados.

El ciclo externo regula la temperatura del sistema. Cada vez que se cumple un ciclo, la temperatura del proceso disminuye al ser multiplicada por un factor, RT , que normalmente es cercano a uno ($0 < RT < 1$). De esta manera se lleva a cabo el enfriamiento lento y gradual que se propone. El ciclo intermedio se encarga de actualizar los valores, independientes entre sí, de una serie de constantes asociadas a cada parámetro, VM_i . Dichas constantes determinan el máximo incremento que podrá tener cada parámetro a la hora de ser perturbado en el ciclo más interno del proceso. Los valores que adoptan estas constantes dependen de la cantidad de veces que haya sido aceptado el modelo actual al término de cada secuencia de ciclos internos, según el criterio de Metropolis. En el ciclo interno se perturban los valores de los parámetros empleando los factores VM_i , definidos en el ciclo intermedio. La perturbación se realiza multiplicando a cada parámetro por el resultado del producto de su correspondiente VM_i por un valor aleatorio entre menos uno y uno. Posteriormente se calcula la respuesta sintética del modelo actual y se evalúa el cambio de energía en el sistema asociado a la nueva configuración de parámetros. Dicha variación de energía corresponde al desajuste entre la curva sintética y la observada. Si el desajuste decrece, entonces la nueva configuración será aceptada como la actual y perturbada de la misma manera. Si, por el contrario, la perturbación aleatoria

produce un crecimiento en el desajuste, asociado a un incremento en la energía del sistema, a dicha configuración se le asigna una probabilidad de aceptación de acuerdo con el criterio de Metrópolis.

Los ciclos se repiten, mientras la temperatura del proceso disminuye progresivamente. Conforme disminuye la temperatura, las variaciones de los parámetros son cada vez más pequeñas. De esta forma, la búsqueda en el dominio de soluciones, tiende a confinarse hacia los modelos asociados con el mínimo absoluto de la función de desajuste. El resultado final es un conjunto de valores para los parámetros cuya respuesta sintética reproduce los datos observados, salvo por un error suficientemente pequeño.

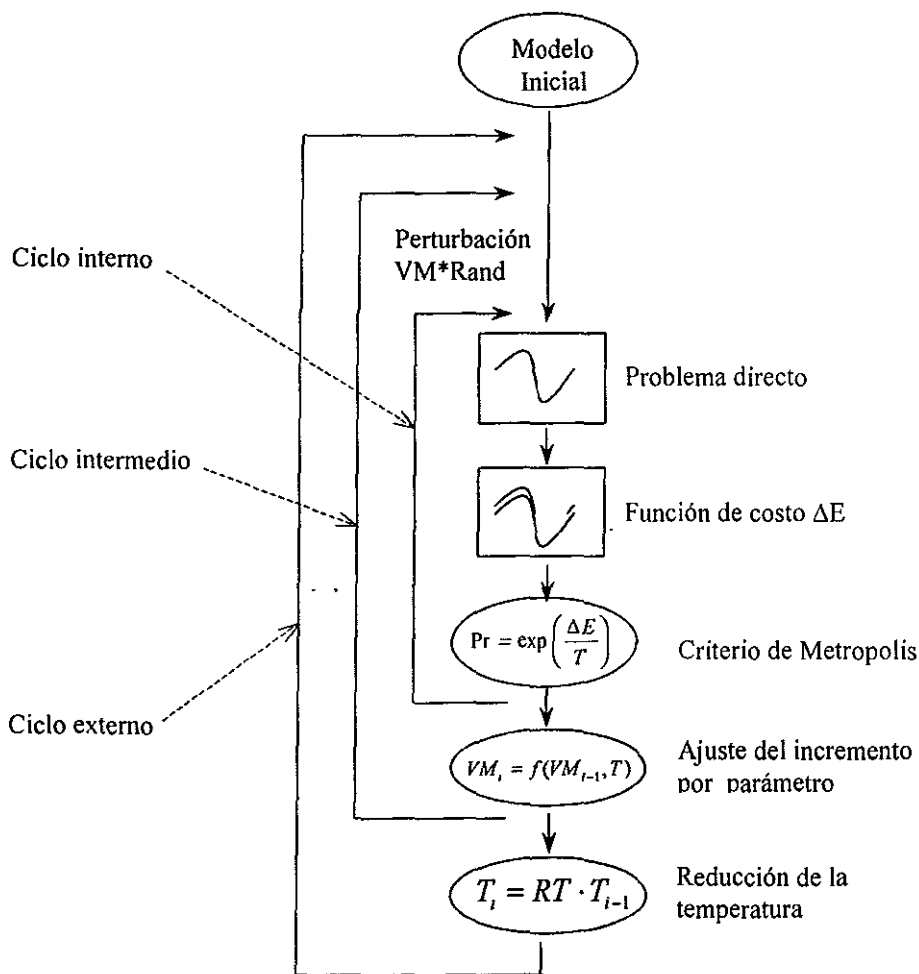


Figura 21. Esquema de inversión con el método de cristalización simulada.

3.3 Modelación tridimensional del campo magnético

En esta sección se discute la aplicación de las dos técnicas de inversión global, introducidas en las secciones 3.1 y 3.2, a la modelación de los datos de anomalía magnética en la zona del cráter de Chicxulub. La anomalía por si misma es muy compleja y en ausencia de información abundante para restringir las propiedades geológicas y magnéticas es imposible modelar todos los rasgos estructurales de muy fina escala. La intención de este estudio es modelar en términos generales los rasgos principales de la anomalía observada.

El problema directo se calcula a través de una subrutina similar a la propuesta por Bhattacharyya (1980), que supone que el campo anómalo es originado por una distribución tridimensional de bloques rectangulares magnetizados. Se determina posteriormente la orientación óptima de estos bloques con respecto al norte geográfico. Esta orientación es casi insensible a cambios en las dimensiones de los bloques. Las superficies superior e inferior de cada uno de los bloques se modifica durante el proceso iterativo para minimizar la función de desajuste entre los campos observado y calculado. También se invierten las variables asociadas con el vector de magnetización para cada bloque. De esta forma, los parámetros considerados en las inversiones son: inclinación, declinación e intensidad del campo remanente, la susceptibilidad magnética, la localización espacial del centro de los prismas, las dimensiones de los prismas (espesor, largo y ancho), y el ángulo horizontal de rotación de cada prisma. La cantidad de parámetros invertidos, por cada prisma considerado, es de once.

En la figura 22 se muestra el modelo inicial utilizado en este trabajo para invertir la anomalía magnética asociada a la estructura de impacto de Chicxulub. Como se ha mencionado en el capítulo 2, la ubicación de los prismas en esta configuración

inicial fue definida a partir de un análisis detallado empleando el método de la señal analítica en tres dimensiones.

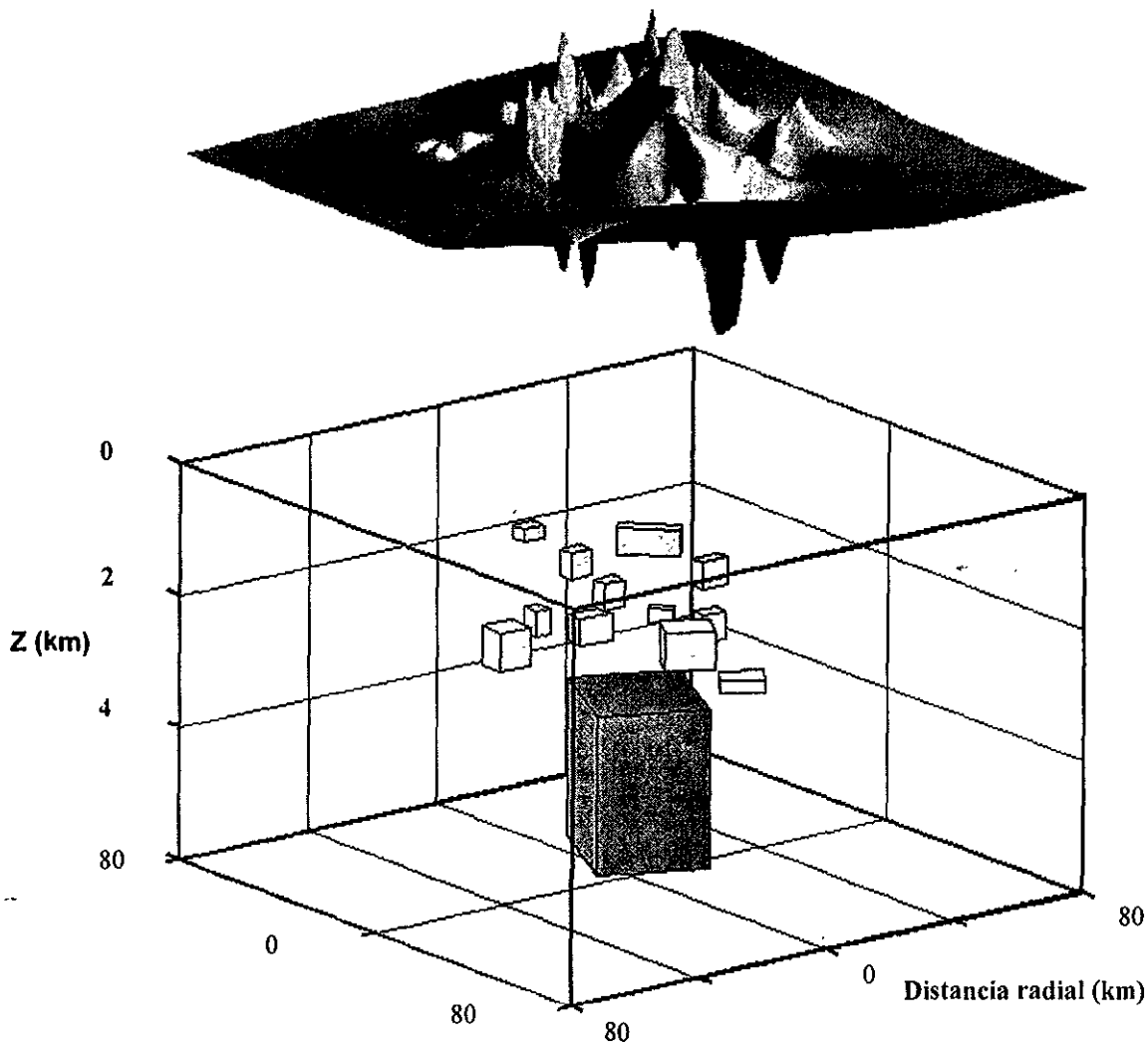
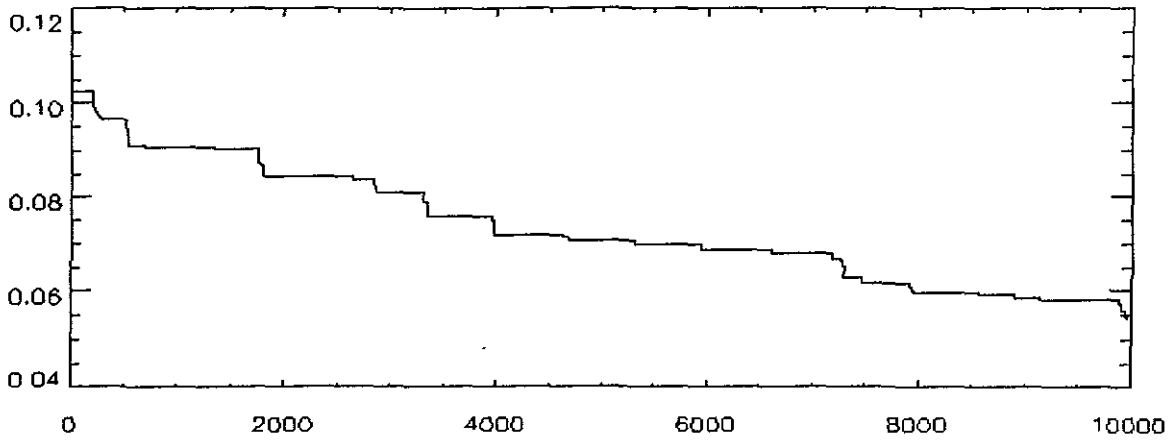


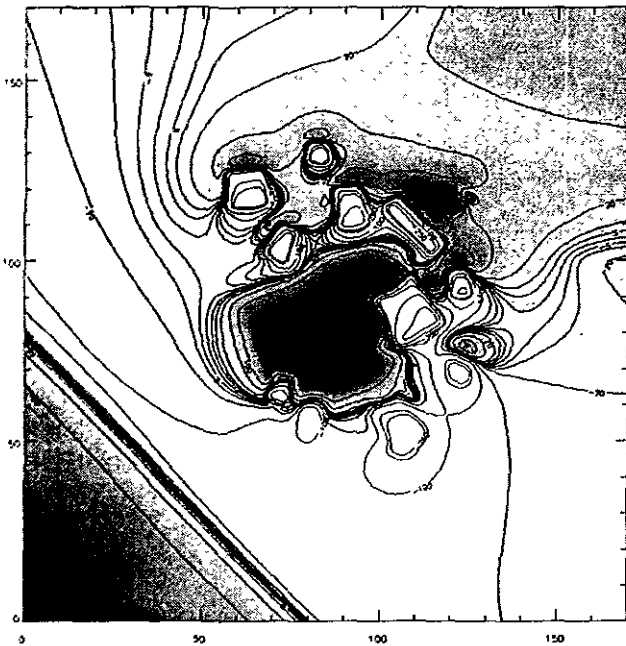
Figura 22. Modelo inicial utilizado para la inversión de la anomalía magnética del cráter de Chicxulub. Los prismas pequeños y someros, en tonalidades claras, representan a las fuentes magnéticas asociadas con brechas de impacto y una capa de rocas fundidas (melt pool). En gris oscuro se grafica una fuente prismática que representa al levantamiento central. En la parte superior se muestra la anomalía magnética calculada, para esta configuración inicial.

En este trabajo no se ha realizado ninguna corrección debida al campo regional, pues se considera que los gradientes regionales son pequeños comparados con las anomalías debidas a la presencia del cráter. Las fuentes magnéticas se han dividido en dos tipos. El primer tipo agrupa a las fuentes relacionadas con la existencia de una capa de rocas fundidas, que produce anomalías dipolares de alta frecuencia, y que exhiben una magnetización en la dirección del campo existente en la Tierra en la frontera K/T. El segundo tipo se relaciona con un levantamiento del basamento magnético en el centro de la estructura que da origen a la anomalía central, que se prolonga hasta un radio de alrededor de 20 km a partir del centro.

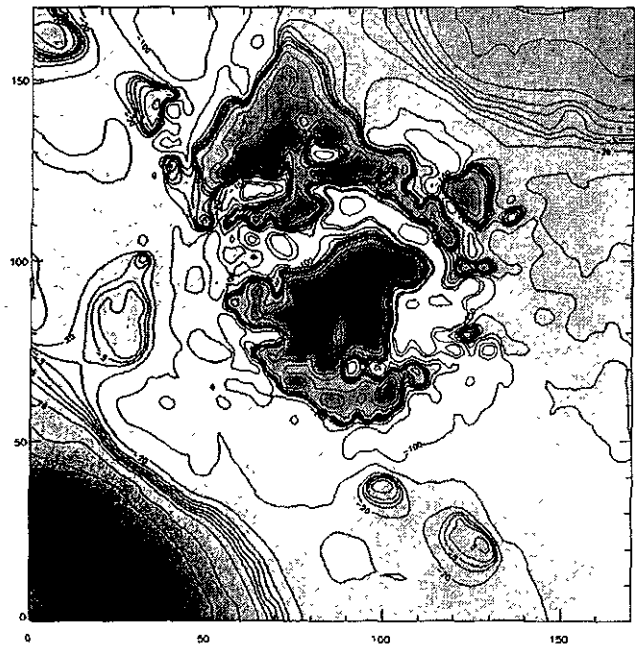
Las propiedades magnéticas iniciales para las fuentes consideradas se asignaron tomando en cuenta la información contenida en trabajos anteriores relacionados con el estudio de la anomalía magnética de Chicxulub, principalmente en los artículos de Pilkington et al. (1994) y Urrutia-Fucugauchi et al. (1994). En el caso de las fuentes del primer tipo, se considera para la magnetización remanente una inclinación inicial de -41° y una declinación de 163°E . Debido a la carencia de información relativa a las propiedades del basamento, existe una incertidumbre mayor en los parámetros magnéticos para las fuentes del segundo tipo. La dirección de magnetización se ha estimado a partir de las posiciones relativas y las magnitudes del máximo y el mínimo correspondientes a la anomalía central (Zietz y Andreasen, 1967). La anomalía central tiene un mínimo bien definido hacia el este por lo que la declinación magnética inicial se considera $\sim 90^\circ$, mientras que el cociente entre el máximo y el mínimo de la anomalía varía entre 1 y 2, por lo tanto, la inclinación inicial se asigna en el intervalo 0° - 30° . Los valores de la magnetización remanente para ambos tipos de fuentes se fijaron inicialmente en el intervalo entre 4-5 A/m, como lo sugieren Pilkington et al. (1994).



Evolución de la función de desajuste



Anomalia sintética



Anomalia observada

Figura 23. Comparación entre la anomalía magnética calculada para el modelo final arrojado por el esquema de inversión global y la anomalía magnética observada sobre la estructura de impacto de Chicxulub. En la parte superior se muestra el comportamiento de la función de error a lo largo del proceso iterativo. Se realizaron un total de diez mil evaluaciones del problema directo durante el proceso de inversión.

Los intervalos de variación para todos los parámetros, con excepción de aquellos que definen la ubicación de los prismas (misma que se considera suficientemente acotada por el método de la señal analítica), no fueron restringidos para permitir una exploración amplia del espacio de soluciones. Al modelo inicial mostrado en la figura 22 se le añadieron dos cuerpos con propiedades iniciales arbitrarias, para compensar los efectos de los máximos magnéticos presentes en las esquinas NE y SW del mapa de anomalía magnética. De esta forma, la cantidad de prismas incluidos en la configuración inicial es 15, dando lugar a un total de 165 parámetros por invertir.

En la figura 23 se muestra la curva de evolución de la función de desajuste durante el proceso de inversión con un algoritmo híbrido que incorpora los dos métodos de inversión global discutidos en este capítulo (algoritmos genéticos y cristalización simulada). La combinación de ambas técnicas mejora las tasas de convergencia y permite extender casi indefinidamente el número de modelos evaluados durante el proceso iterativo.

La anomalía sintética generada por el modelo final reproduce en buen grado los rasgos principales de la anomalía magnética observada sobre la estructura de impacto de Chicxulub. Como resultado de esta modelación tridimensional, se concluye que las fuentes magnéticas principales, que originan el campo observado, pueden atribuirse a: la presencia de un levantamiento central ubicado a una profundidad de ~ 3.5 km, con un radio de ~ 20 km y un espesor de ~ 5 km (aunque existe un fuerte acoplamiento entre el espesor y la intensidad de la magnetización, asociados a este cuerpo); un conjunto de brechas y rocas fundidas (melt) con dimensiones variables, ubicadas entre ~ 1.5 y ~ 3.5 km de profundidad, cuya respuesta magnética es debida a un campo remanente con polaridad reversa (inclinación de $\sim -40^\circ$).

Capítulo 4

Método indirecto de elementos de frontera (IBEM): perspectivas para su aplicación al estudio de la estructura de Chicxulub

Durante el año de 1996, como parte de un proyecto internacional auspiciado por el BIRPS (British Institutions Reflection Profiling Syndicate), se llevaron a cabo dos experimentos sísmicos enfocados al estudio de la estructura de impacto de Chicxulub. Por una parte, se adquirieron varios perfiles de reflexión sísmica que permitieron visualizar muchos de los rasgos estructurales importantes del cráter (Morgan et al., 1997). Por otro lado, durante los primeros cuatro meses del mismo año, se colocó un arreglo de estaciones de banda muy ancha en la zona de estudio. En esta segunda etapa se colectaron registros sísmicos, cuyo análisis ha redundado en un mejor conocimiento de la estructura cortical y de algunos efectos de anisotropía sísmica atribuibles a la presencia del cráter sepultado.

Un objetivo adicional de esta tesis, planteado a partir de la disponibilidad de este importante acervo de información, consiste en iniciar los primeros pasos encaminados a la modelación numérica de la respuesta sísmica originada por la

estructura de impacto de Chicxulub. No obstante la abundante información geológica y geofísica disponible, persiste en la actualidad un debate en torno a las dimensiones reales del cráter, las estimaciones de su diámetro varían desde los 180 hasta los 300 km, lo que representa una diferencia de un orden de magnitud en la posible energía liberada durante el impacto. Es importante resolver esta controversia para cuantificar con precisión los efectos letales del impacto sobre la biosfera cretácica.

En este capítulo se introducen las herramientas numéricas que en un futuro próximo permitirán estudiar modelos simplificados formulados con base en las geometrías propuestas por diferentes autores para interpretar la estructura interna del cráter de Chicxulub: un cráter de cresta anular con diámetro de ~180 km (Ortiz-Alemán et al., 1993; Pilkington et al., 1994; Espíndola et al., 1994; Hildebrand et al., 1995, 1998) y una cuenca multianillada con diámetro entre 200 y 300 km (Pope et al., 1993; Sharpton et al., 1993; Morgan et al., 1997). La finalidad es evaluar cuál de estos modelos reproduce en mejor grado las características observadas en los registros sísmicos colectados durante el proyecto BIRPS.

4.1 Método indirecto de elementos de frontera (IBEM)

El método indirecto de elementos de frontera (IBEM, por sus siglas en inglés) ha sido utilizado para calcular la respuesta sísmica debida a varios tipos de estructuras geológicas (Sánchez-Sesma y Campillo, 1991, 1993; Sánchez-Sesma et al., 1993; Pedersen et al., 1994; Sánchez-Sesma y Luzón, 1995; Ortiz-Alemán et al., 1998).

La reducción en la dimensionalidad del problema y un relativamente fácil cumplimiento de las condiciones de radiación en el infinito son ventajas

reconocidas en los métodos de elementos de frontera respecto a los métodos de dominio. Sin embargo, algunas de las capacidades disponibles en los métodos de diferencias finitas y de elementos finitos, para la modelación de configuraciones complejas, no están disponibles aún en el método indirecto de elementos de frontera (IBEM). A pesar de ello, existe una amplia gama de problemas para la cual el conocimiento acerca de la geometría y las propiedades del medio tiene grandes incertidumbres. De esta forma, un análisis completo con el método de diferencias finitas, por ejemplo, puede ser demasiado costoso en comparación con un análisis sencillo empleando el IBEM.

Una dificultad importante al aplicar el IBEM surge debido a que el tamaño de la matriz de coeficientes asociada crece con la frecuencia. En el caso de problemas tridimensionales este crecimiento es del orden del cuadrado de la frecuencia de interés y fácilmente llega a dar origen a sistemas de ecuaciones lineales demasiado grandes, en el caso de problemas de interés práctico.

En este trabajo, se presentan algunos resultados relacionados con la optimización del método indirecto de elementos de frontera (IBEM), cuyo propósito es hacerlo aplicable al estudio de configuraciones tridimensionales complejas que pudieran aproximar la geometría y propiedades de estructuras geológicas como el cráter de impacto de Chicxulub.

Representación integral empleando fuentes en la frontera

Se considera el dominio V , ocupado por un material elástico, y su frontera S . El campo de desplazamientos ante una excitación armónica, despreciando las fuerzas de cuerpo, puede ser expresado por medio de la integral de frontera de estrato simple:

$$u_i(\bar{x}) = \int_S \phi_j(\bar{\xi}) G_{ij}(\bar{x}, \bar{\xi}) dS_{\bar{\xi}} \quad (4.1.1)$$

donde $u_i(\bar{x}) =$ componente i -ésima del desplazamiento en \bar{x} , $G_{ij}(\bar{x}, \bar{\xi}) =$ función de Green y $\phi_j(\bar{\xi}) =$ densidad de fuerza en $\bar{\xi}$ en la dirección j .

Esta representación integral permite el cálculo de los esfuerzos y tracciones mediante la aplicación directa de la ley de Hooke, excepto en las singularidades de la frontera. Considerando condiciones de equilibrio alrededor de una vecindad interna de la frontera y mediante un proceso al límite, es posible escribir:

$$t_i(\bar{x}) = \frac{1}{2} \phi_j(\bar{x}) + \int_S \phi_j(\bar{\xi}) T_{ij}(\bar{x}, \bar{\xi}) dS_{\bar{\xi}}, \quad (4.1.2)$$

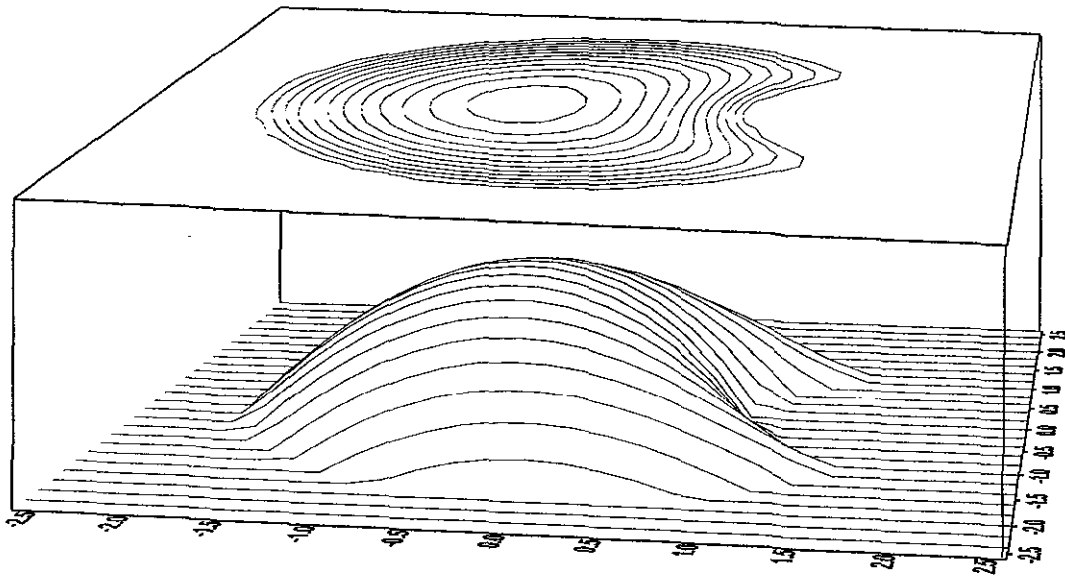
donde $t_i =$ i -ésima componente de la tracción en la frontera y $T_{ij}(\bar{x}, \bar{\xi}) =$ función de Green de la tracción. Para un mayor detalle en este planteamiento, se recomiendan los trabajos de Sánchez-Sesma y Campillo (1991) y de Sánchez-Sesma y Luzón (1995). En dichos trabajos se discuten las expresiones completas para las funciones de Green en dos y tres dimensiones, respectivamente.

Difracción de ondas elásticas por una irregularidad topográfica

Considerando una irregularidad topográfica tridimensional como la mostrada en la figura 24. El movimiento total en esta configuración es el resultado de la superposición del denominado campo de ondas difractadas y del campo libre:

$$u_i = u_i^{(0)} + u_i^{(d)} \quad (4.1.3)$$

donde $u_i^{(0)}$ = desplazamiento de campo libre, el cual es la solución de las ecuaciones de movimiento en ausencia de irregularidades. En el caso de incidencia de ondas planas en un semiespacio o en un medio estratificado, esa solución de referencia es analítica y, bajo ciertas condiciones, puede ser extendida más allá del dominio original de definición (Sánchez-Sesma y Campillo, 1991).



MONTAÑA 3D

Figura 24. Montaña tridimensional de forma irregular sobre la superficie de un semiespacio elástico.

El campo de ondas difractado está dado por:

$$u_i^{(d)} = \int_S \phi_j(\xi) G_{ij}(\bar{x}, \xi) dS_\xi \tag{4.1.4}$$

La condición de frontera libre para las tracciones implica que:

$$t_i^{(0)} + t_i^{(d)} = 0 \quad (4.1.5)$$

entonces, a partir de la ecuación (4.1.2):

$$\frac{1}{2} \phi_i(\bar{x}) + \int_S \phi_j(\bar{\xi}) T_{ij}(\bar{x}, \bar{\xi}) dS_{\bar{\xi}} = -t_i^{(0)}(\bar{x}) \quad (4.1.6)$$

Esta expresión se discretiza a lo largo de una porción finita de la frontera S. Suponiendo que $\phi_j(\bar{\xi})$ es constante en cada uno de los elementos de frontera, se obtiene un sistema de ecuaciones lineales de la forma:

$$\sum_{l=1}^N \phi_j(\xi_l) t_{ij}(x_n, \xi_l) = -t_i^{(0)}(x_n) \quad \text{para } n = 1, \dots, N \quad (4.1.7)$$

donde

$$t_{ij}(x_n, \xi_l) = \frac{1}{2} \delta_{ij} \delta_{nl} + \int_{\Delta S_l} T_{ij}(x_n, \xi) dS_{\xi} \quad (4.1.8)$$

estas integrales se evalúan numéricamente, excepto para el caso $n = l$. En este caso, tenemos:

$$t_{ij}(x_n, \xi_n) = \frac{1}{2} \delta_{ij} \quad (4.1.9)$$

Una vez que los valores de $\phi_j(\xi_l)$ son conocidos, el campo difractado se calcula por medio de:

$$u_i^{(d)} = \sum_{l=1}^N \phi_l(\xi_l) g_y(x, \xi_l) \quad (4.1.10)$$

donde

$$g_y(x, \xi_l) = \int_{\Delta S_l} G_y(x, \xi) dS_\xi \quad (4.1.11)$$

Estas integrales también se calculan numéricamente, excepto en el caso en que x cae en una vecindad de ξ_l , para el cual se hace uso de expresiones analíticas. Este tipo de aproximación es adecuado si la longitud de onda mínima es de al menos cuatro veces el diámetro de los elementos circulares considerados en la discretización.

Discretización

Para resolver los sistemas de ecuaciones integrales es necesario discretizarlos. Las integrales se evalúan sobre la superficie del contorno de un espacio elástico, por lo que esta discretización se realiza para la superficie de la frontera. La discretización de una superficie no es un problema trivial. La elección del esquema de discretización depende del problema y de la formulación matemática que se utilice. En muchas ocasiones se emplean elementos triangulares para discretizar las superficies (Manolis y Beskos, 1988; Brebbia y Domínguez, 1992).

En este trabajo se utiliza un esquema simplificado que emplea círculos de varios tamaños para discretizar las superficies, de tal forma que se cubre en forma aproximada toda la frontera. Esta elección puede parecer un tanto burda, sin embargo, permite una formulación simple y una implantación relativamente sencilla. Además, esta elección ha sido guiada por el hecho de que las integrales de las funciones de Green sobre circunferencias se pueden obtener fácilmente. La

discretización se realiza dividiendo las superficies en bandas y rellenando cada banda con circunferencias de radios similares. La suma total de las áreas para todas las circunferencias es igual al área de la banda correspondiente. A continuación se asigna a cada elemento un vector en la dirección normal. Anteriormente el cálculo de este vector limitaba el empleo del esquema de discretización a geometrías superficiales que admiten representación analítica (de esta manera se calcula el vector normal a partir del vector normal a la superficie analítica en el punto sobre el que se sitúa la circunferencia). Sin embargo, en la actualidad se cuenta con un algoritmo que permite discretizar cualquier superficie irregular suave mediante circunferencias y calcular los vectores normales correspondientes en forma automática (A. Gil Zepeda, 1999).

El número de elementos en los que se dividen las fronteras depende de la frecuencia y de las dimensiones de la estructura bajo estudio. Para tener una discretización adecuada es necesario que contenga un número mínimo de elementos por longitud de onda. Así, conforme aumenta la frecuencia de interés, la longitud de onda disminuye y es necesario un número mayor de elementos, lo cual encarece el costo computacional del método. A partir de algunas pruebas numéricas, se ha establecido que deben emplearse un mínimo de cuatro elementos por longitud de onda para obtener resultados confiables con esta técnica.

Con objeto de ilustrar el proceso de discretización de una geometría irregular suave, se presenta una versión simplificada de un cráter de impacto complejo, formado por una cavidad circular y un levantamiento central. La geometría fue discretizada utilizando elementos circulares y se muestra en la figura 25.

Una seria limitante del método indirecto de elementos de frontera (IBEM) radica en que la dimensión de la matriz de coeficientes crece como función del cuadrado de la frecuencia y fácilmente sobrepasa las capacidades actuales de cómputo,

cuando se consideran problemas de interés práctico. Para superar esta enorme dificultad, varios esquemas optimizados para la solución de grandes sistemas de ecuaciones lineales fueron recientemente desarrollados como parte de este trabajo.

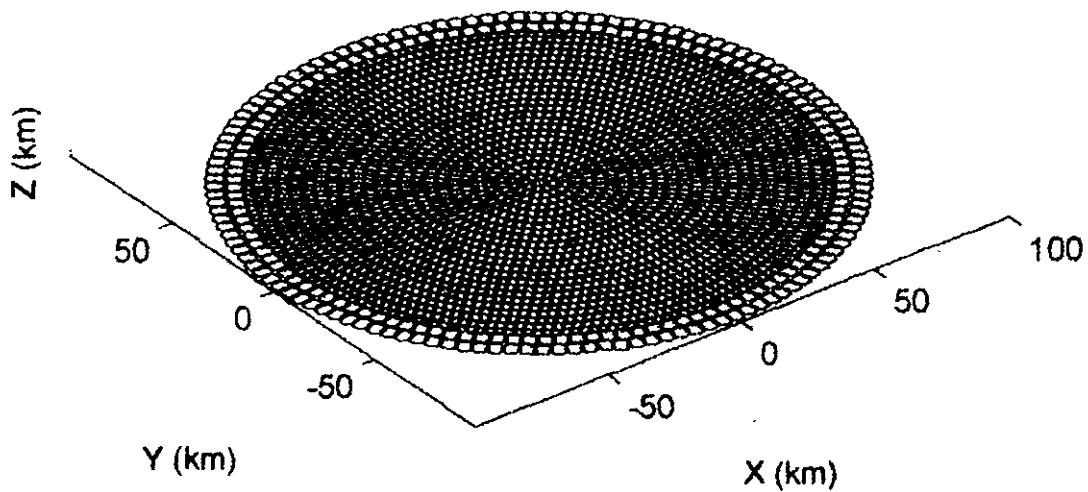
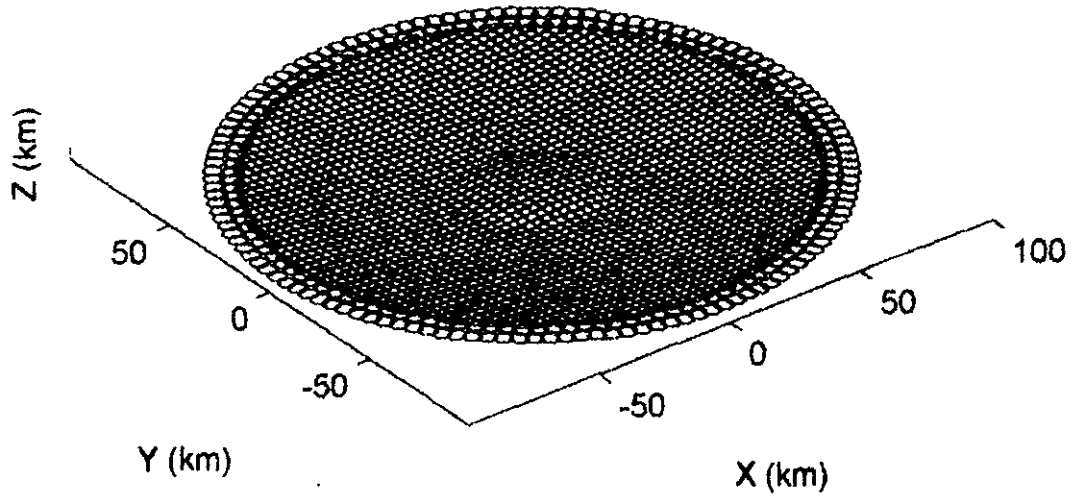


Figura 25. Modelo simplificado de un cráter de impacto complejo. Se emplean elementos circulares para la discretización de las fronteras.

En la sección siguiente se introduce una técnica basada en el empleo de la tecnología de matrices ralas o porosas, para truncar la matriz de coeficientes, y del método iterativo del gradiente biconjugado, para resolver los sistemas truncados.

4.2 Formulación IBEM/gradiente conjugado

El sistema de ecuaciones integrales representado en (4.1.7), se puede escribir en forma matricial como:

$$M\phi = t \quad (4.2.1)$$

El número total de ecuaciones es igual a tres veces la cantidad de elementos de frontera considerados en la discretización. Las amplitudes de los coeficientes complejos de la matriz M , son mayores para los términos que se encuentran en la diagonal principal. La forma de la matriz de coeficientes, donde los elementos no nulos aparecen en tonalidades de gris, se muestra en la figura 26.

El método IBEM da origen a grandes sistemas de ecuaciones. La cantidad considerable de operaciones requeridas para resolver estos sistemas y de memoria para su almacenamiento, hace atractivo el empleo de criterios de truncamiento matricial en combinación con métodos de solución para matrices porosas. De esta forma, es posible reducir el número de operaciones de punto flotante a solamente una fracción de las originalmente utilizadas para invertir el sistema de ecuaciones completo.

Siguiendo la idea de Bouchon et al. (1995), la inversión matricial fue acelerada empleando criterios de truncamiento. En otras palabras, las funciones de Green en tres dimensiones exhiben un importante decaimiento espacial ($\sim 1/r$) y los

esfuerzos asociados pueden tener muy poca influencia para distancias relativamente grandes. Sin embargo, se debe hacer notar que los esfuerzos crecen como una función lineal de la frecuencia.

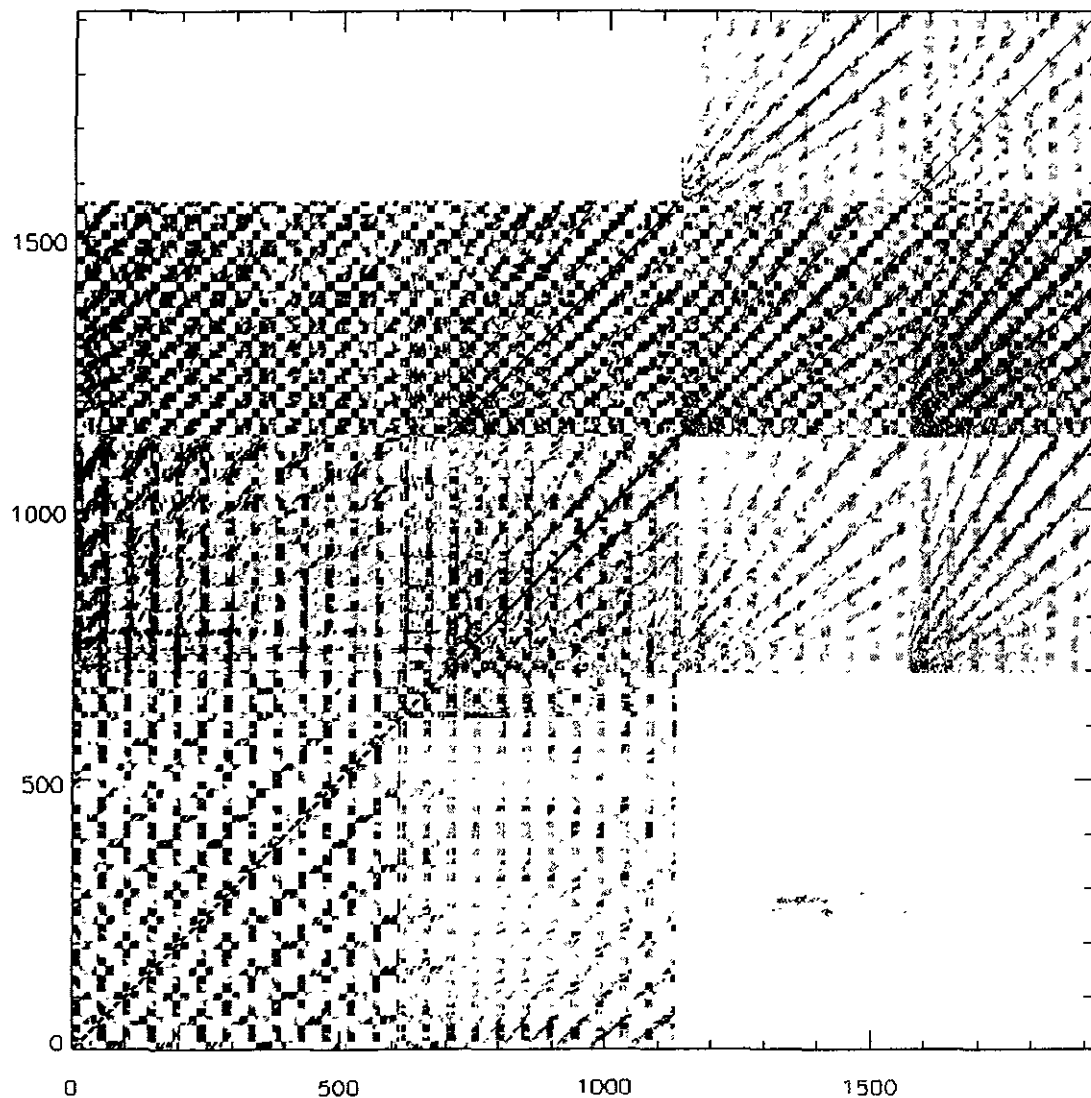


Figura 26. Estructura de la matriz de coeficientes para el método IBEM, aplicado al estudio de la respuesta sísmica de una estructura irregular tridimensional.

Un sistema de ecuaciones lineales se considera poroso cuando un porcentaje significativo de los elementos de la matriz de coeficientes tiene amplitud cero. En general, los elementos no nulos en la matriz de coeficientes original son aproximadamente el 80% del número total de entradas. Esto es, el sistema de ecuaciones original no es un sistema ralo o poroso. El patrón de ubicación de los elementos no nulos en el sistema original se muestra en la figura 26.

La llamada tecnología de matrices porosas permite almacenar y resolver grandes sistemas de ecuaciones lineales en forma muy eficiente. Su eficiencia radica en que se consideran en el proceso de solución exclusivamente las entradas no nulas de la matriz de coeficientes.

Con objeto de transformar el sistema original en una aproximación porosa como lo sugieren Bouchon et al. (1995) y Ortiz-Alemán et al. (1998), se utiliza un criterio de truncamiento a partir de relaciones simplificadas basadas en la física del problema en cuestión. Estas relaciones pretenden sacar ventajas del fuerte decaimiento espacial de las funciones de Green en tres dimensiones. De acuerdo a este nuevo esquema, se ignoran todas las contribuciones debidas a elementos localizados más allá de una cierta distancia, medida a partir del punto de evaluación de las tracciones. Dicha distancia se calcula en forma aproximada mediante la regla:

$$r \approx \frac{\pi\eta}{\varepsilon N_b} \quad (4.2.2)$$

donde N_b es el número total de elementos de frontera, η es la frecuencia normalizada y ε es un parámetro de control que se expresa como un porcentaje de la densidad de fuerzas correspondiente, φ .

Una ventaja de esta estrategia, respecto a criterios de truncamiento basados en la amplitud de los elementos de la matriz de coeficientes, es que la dependencia con

la frecuencia puede ser removida. Esto se consigue fijando, para todo el intervalo de frecuencias a evaluar, el valor de la frecuencia normalizada como $\eta = \eta_{max}$, donde η_{max} es el máximo valor permitido por la discretización. De este modo, los patrones de porosidad se conservan para el rango completo de frecuencias y es posible conseguir ahorros adicionales en memoria de almacenamiento y tiempos de cómputo. Este criterio de truncamiento ha sido ensayado para el caso de topografías tridimensionales (Ortiz-Alemán et al., 1998) y valles aluviales tridimensionales de forma irregular (Sánchez-Sesma et al., 1998).

En la siguiente sección se incluye una revisión muy breve sobre algunos resultados conseguidos, como parte de este trabajo, en la optimación del método IBEM a través del empleo de las técnicas de truncamiento de matrices y su solución mediante el método iterativo del gradiente biconjugado.

Resultados

Se ha estudiado el caso de una estructura topográfica tridimensional de forma irregular, mostrada en la figura 24. La región de interés está formada por los puntos del plano $z=0$, para $r > a$ y $R > b$ o $r > a$, donde $r = (x^2 + y^2)^{1/2}$ y $R = [(x-a)^2 + y^2]^{1/2}$. La geometría superficial está dada por

$$z(x, y) = h(R^2 - b^2) \left[1 - \frac{2a(a-x)}{R^2} \right] \quad (4.2.3)$$

donde $a = 2$ km, $b = 1$ km y $h = 0.2$. La velocidad de propagación de las ondas S , se considera como $\beta = 1$ km/s, el coeficiente de Poisson $\nu = 0.25$ y el factor de calidad para las ondas P y S se considera como $Q = 500$.

Para este ejemplo se emplea una región discreta compuesta por 377 elementos de frontera circulares. De este modo, el sistema de ecuaciones resultante involucra una matriz de 1131×1131 coeficientes complejos, pues cada dimensión del sistema cuadrado es igual a tres veces la cantidad de elementos considerados. Las amplitudes de los elementos que no pertenecen a la diagonal principal crecen como una función de la frecuencia para una discretización dada, dando lugar a una reducción progresiva en el número de condición del sistema. El número de elementos no nulos representa alrededor del 80% del número total de entradas de la matriz de coeficientes. Es decir, como se ha menciona en la sección anterior, los sistemas originales son sistemas sin estructura rala o porosa. El patrón de localización de los elementos no nulos en la matriz de coeficientes se muestra en la figura 27A.

Para transformar los sistemas originales, sin estructura, en aproximaciones con sistemas porosos, se aplica la estrategia de truncamiento descrita en la ecuación (4.2.2). Considerando $\eta_{m\acute{a}x} = 2$, se construyeron versiones truncadas para valores de $\varepsilon = 0.01, 0.03$ y 0.05 . Los patrones de localización de los elementos no nulos para cada caso se presentan en las figuras 27B, 27C y 27D.

Umbral (ε)	Elementos no nulos	Memoria	Tiempo de CPU
0	1,003,519	0.7845	1.0
0.01	609,329	0.4763	0.6
0.03	87,359	0.0683	0.08
0.05	32,195	0.0250	0.03

Tabla 2. Dimensiones de las matrices formadas tras aplicar criterios de truncamiento. La memoria se estima en relación con la empleada por el sistema original completo. Los tiempos de proceso están normalizados respecto al tiempo empleado por el método de gradiente conjugado para resolver el sistema original.

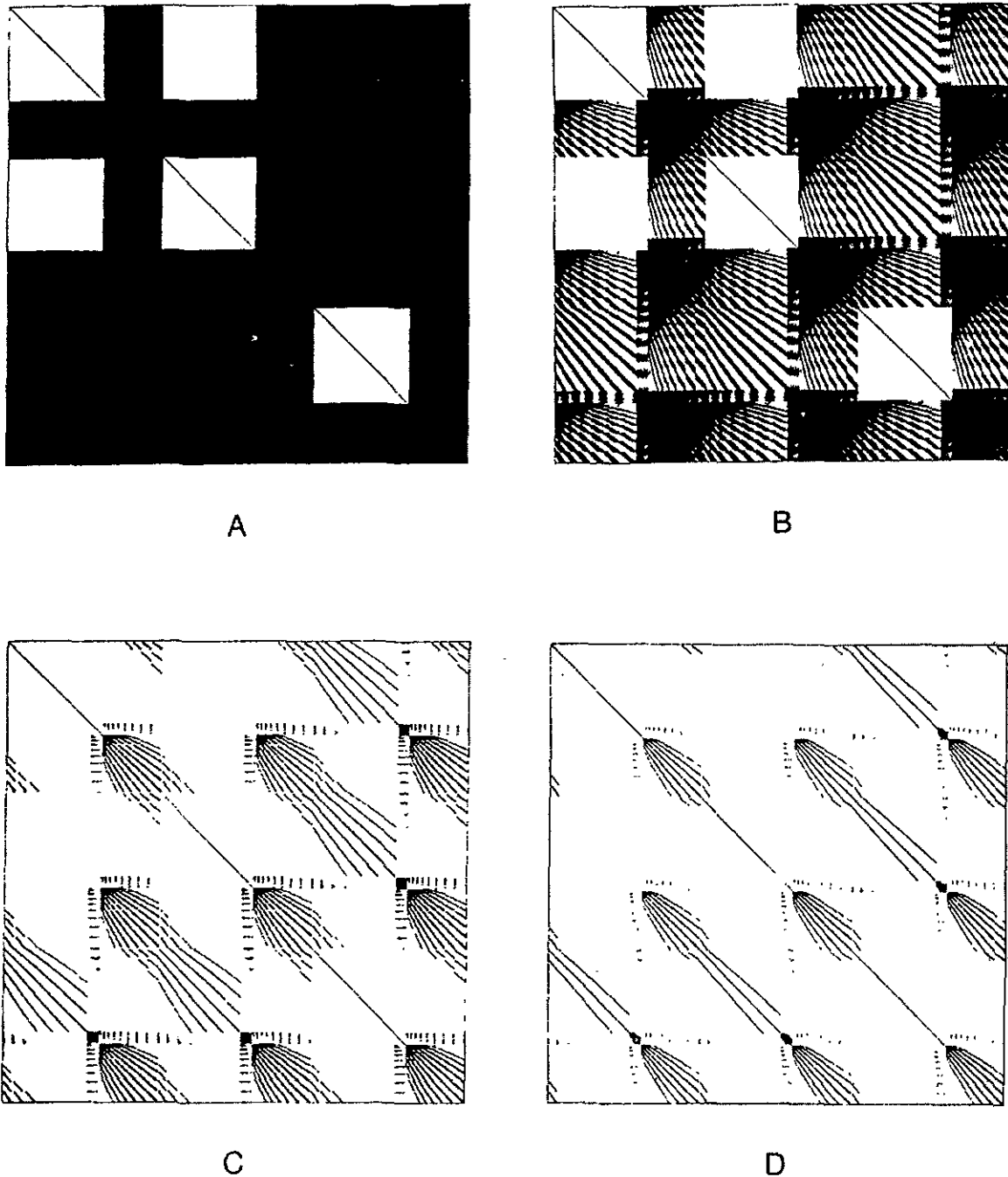


Figura 27. Patrones de localización de elementos no nulos correspondientes a: A) sistema original completo; B) aproximación porosa para un valor de truncamiento estimado con la ecuación (4.2.2), considerando $\varepsilon = 0.01$; C) caso para $\varepsilon = 0.03$; D) caso para $\varepsilon = 0.05$.

La solución de estos sistemas fue obtenida empleando el método del gradiente biconjugado. Para mejorar los niveles de convergencia de la técnica, se considera como preconditionador a la matriz formada por los elementos pertenecientes a la diagonal principal de cada sistema. La cantidad de iteraciones requeridas por el algoritmo crece linealmente desde 6 a 8 pasos para la frecuencia cero, hasta 13 a 16 pasos para las frecuencias más altas. El número correspondiente de elementos no nulos, los requerimientos normalizados de espacio de almacenamiento con respecto a la dimensión del sistema original, y los cocientes normalizados de tiempo de proceso, se incluyen en la tabla 2.

Para evaluar la calidad de las aproximaciones con respecto a la solución del sistema completo, se obtuvieron sismogramas sintéticos. Para tal efecto, se utiliza un pulso de Ricker como onda incidente, con un período característico $t_p = 3$ s. Se considera la incidencia de ondas P y SH , con una dirección acimutal $\phi = 0$ y un ángulo de incidencia $\gamma = 30^\circ$ con respecto a la vertical. Se calcularon las respuestas en el dominio del tiempo a lo largo de dos direcciones ortogonales ($x = 0$, $y = 0$). Los resultados para los casos P y SH se presentan en las figuras 28 y 29, respectivamente.

Como puede apreciarse en los sismogramas para ambos tipos de ondas, la reducción en el número de elementos retenidos en la matriz de coeficientes conduce a una pérdida progresiva de reflexiones menores y a distorsiones pequeñas en la amplitud del movimiento sísmico. Sin embargo, las características principales del movimiento se preservan inclusive cuando las dimensiones de los sistemas porosos representan menos del 3% del tamaño del sistema original.

**ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA**

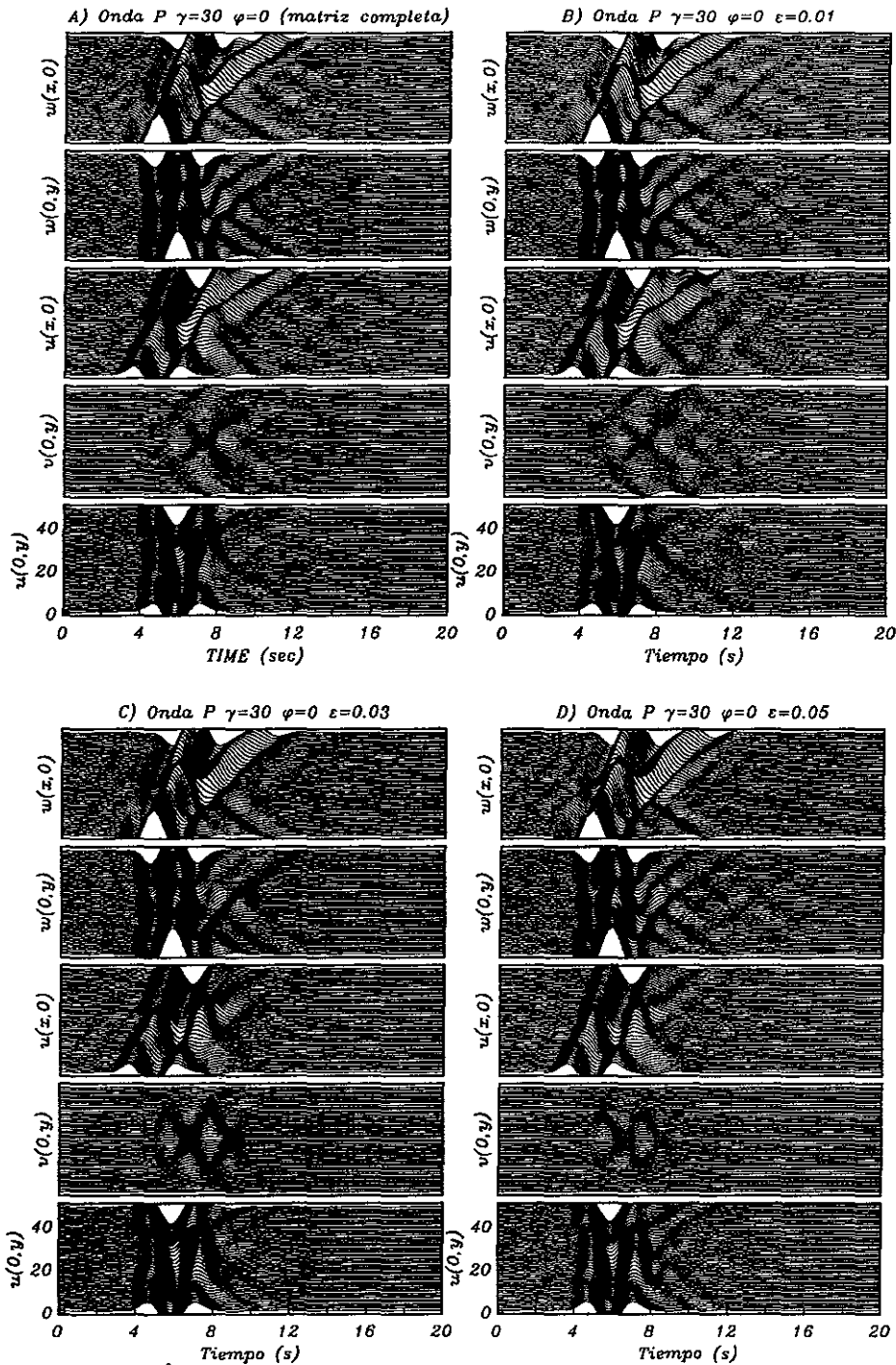


Figura 28. Sismogramas sintéticos para ondas P incidentes, con acimut $\phi = 0$ y un ángulo de incidencia $\gamma = 30^\circ$. Se considera un pulso de Ricker como onda incidente, con un período característico $t_p = 3$ s. Los desplazamientos fueron calculados a partir de las funciones de transferencia correspondientes a: A) la solución del sistema completo; B) la matriz truncada considerando $\varepsilon = 0.01$ en la expresión (4.2.2); C) $\varepsilon = 0.03$; D) $\varepsilon = 0.05$.

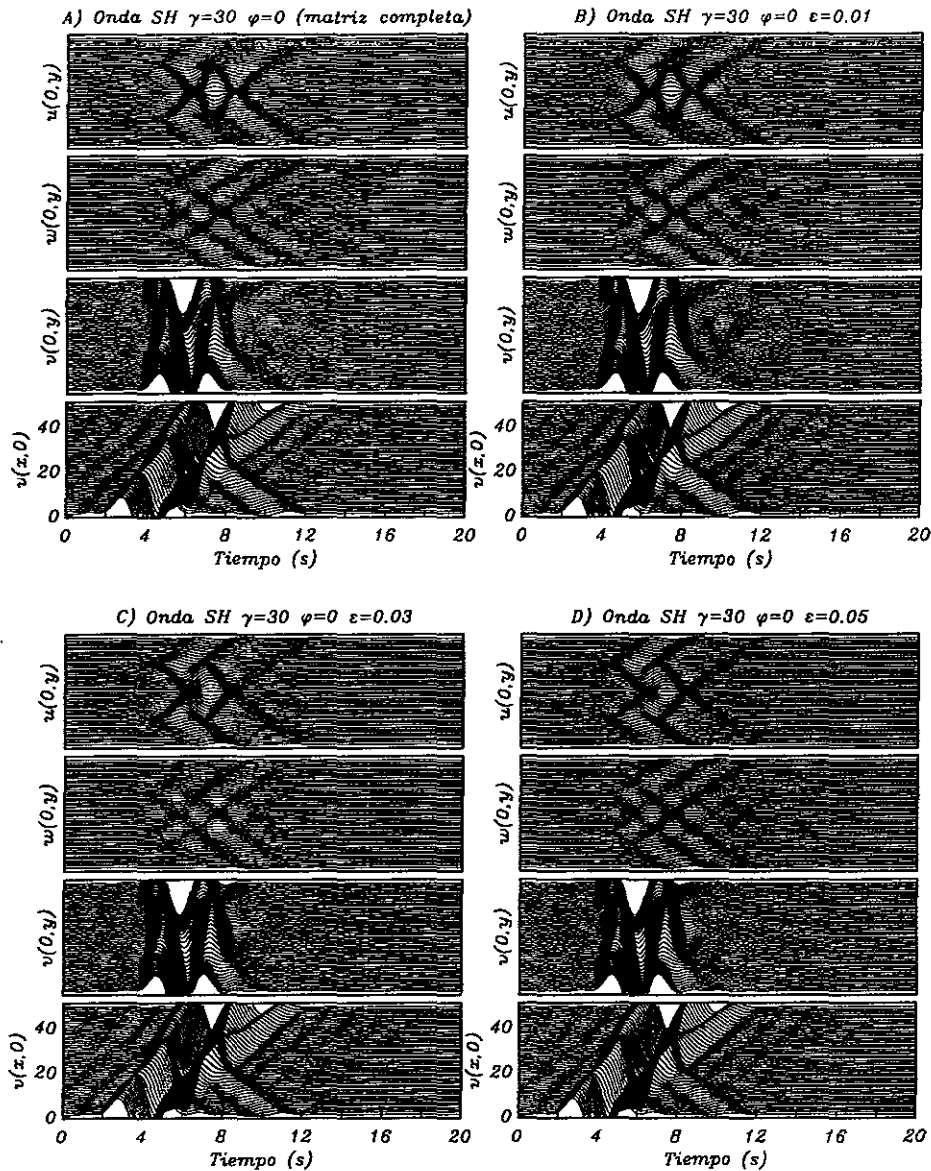


Figura 29. Sismogramas sintéticos para ondas *SH* incidentes, con acimut $\phi = 0$ y un ángulo de incidencia $\gamma = 30^\circ$. Se considera un pulso de Ricker como onda incidente, con un período característico $t_p = 3$ s. Los desplazamientos fueron calculados a partir de las funciones de transferencia correspondientes a: A) la solución del sistema completo; B) la matriz truncada considerando $\varepsilon = 0.01$ en la expresión (4.2.2); C) $\varepsilon = 0.03$; D) $\varepsilon = 0.05$.

También se ha estudiado el caso de un valle tridimensional de forma irregular bajo incidencia de ondas P , S y de *Rayleigh*, similar al propuesto por Sánchez-Sesma y Luzón (1995). La zona del valle está limitada por dos circunferencias de radios a y b , donde $a > b$. En esta región, la geometría de la interfase entre el sedimento y el semi-espacio está dada por la ecuación (4.2.3), asumiendo $b = 0.7a$ y $h = 0.4a$. La figura 30 muestra una vista en perspectiva de este valle. Se considera $a = 4$ km. Las propiedades del material que compone al valle son $\beta_k = 1$ km/s, $\beta_E = 2$ km/s, $\nu_R = 0.35$, $\nu_E = 0.25$, $\rho_R = \rho_E$. Se considera un factor de calidad de 100, tanto para las ondas P como S , en el interior del valle. El semi-espacio no posee atenuación interna.

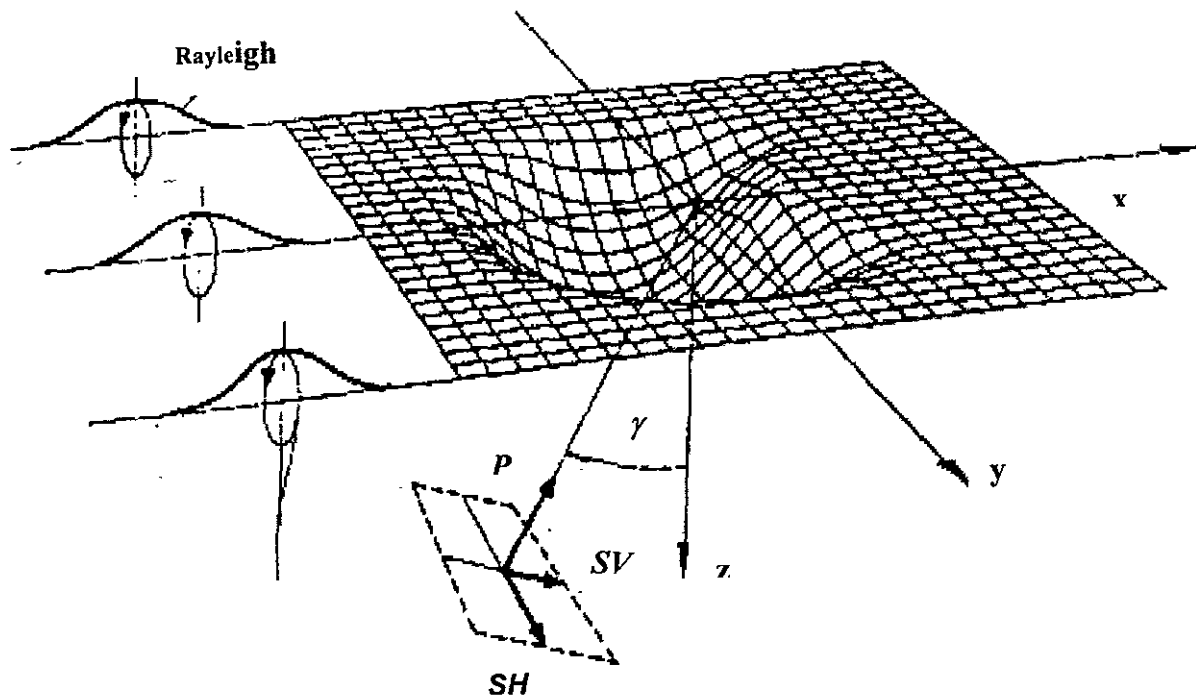


Figura 30. Vista en perspectiva del valle tridimensional de forma irregular (tomada de Sánchez-Sesma y Luzón, 1995)

La región discretizada considera un total de 639 elementos de frontera. De esta forma, la dimensión del sistema es de 1917×1917 . Para este ejemplo se utilizó el mismo criterio de truncamiento de la ecuación (4.2.2). El número de elementos retenidos fue de alrededor del 15% del total de elementos contenidos en la matriz de coeficientes original. El patrón de localización de los elementos no nulos, para este sistema de ecuaciones truncado, se muestra en la figura 31.

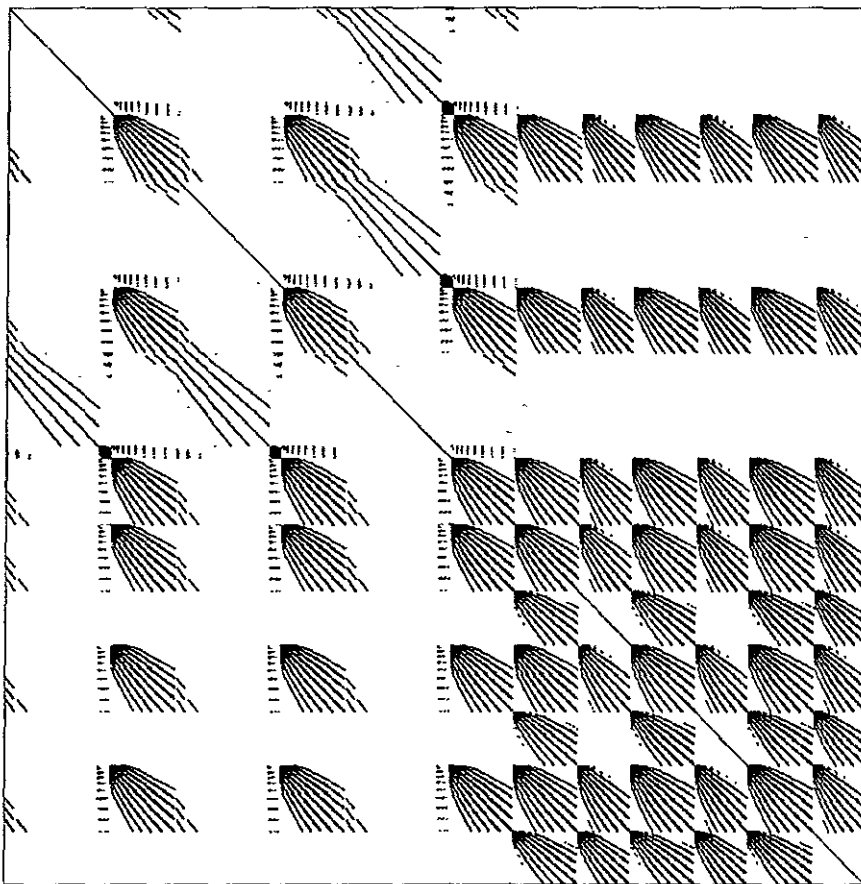


Figura 31. Patrón de localización de elementos no nulos para el sistema truncado resultante de la aplicación del método IBEM al estudio de la respuesta sísmica de un valle aluvial tridimensional de forma irregular.

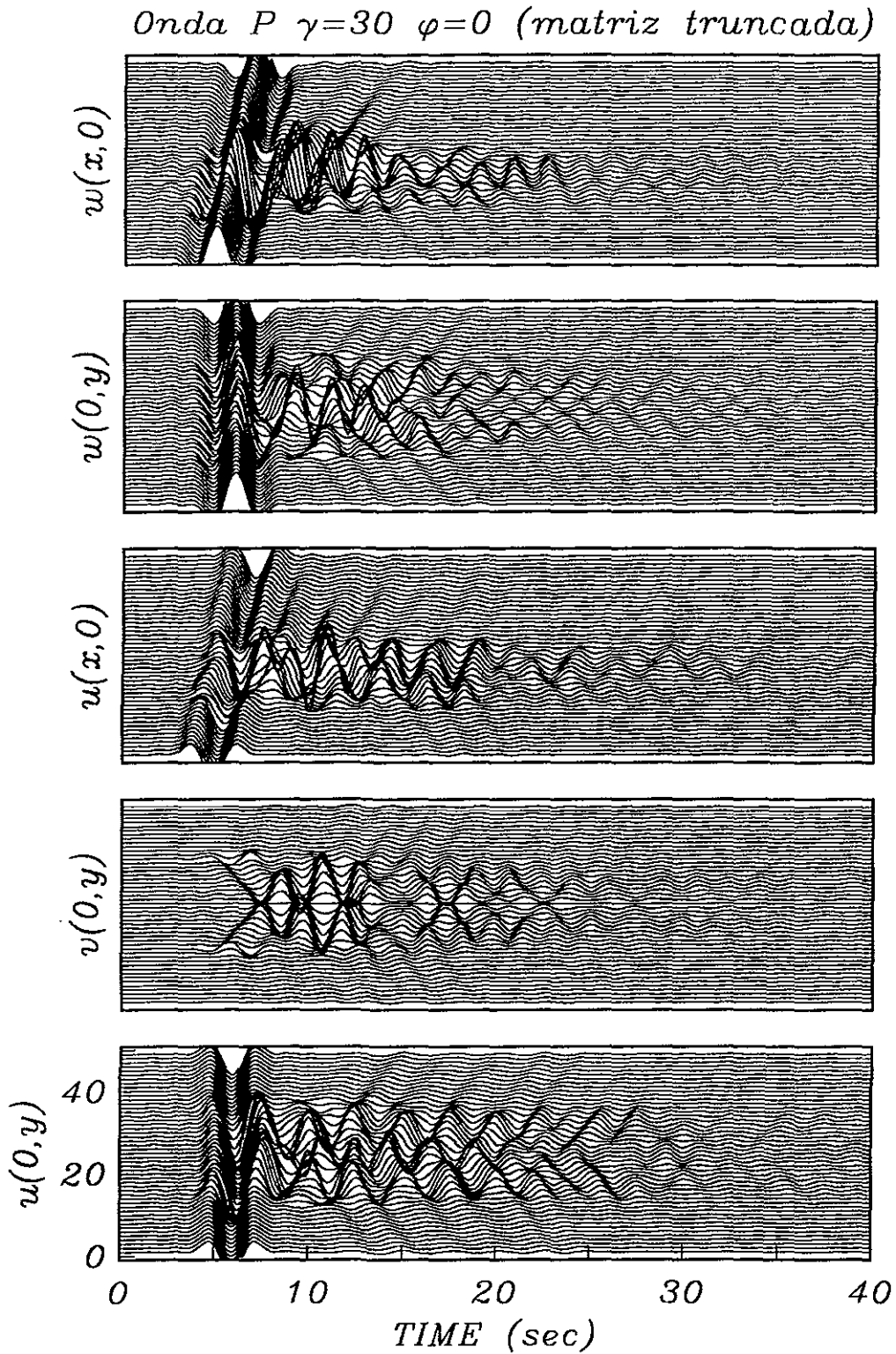


Figura 32). Sismogramas sintéticos para ondas *P* incidentes, con acimut $\phi = 0$ y un ángulo de incidencia $\gamma = 30^\circ$. Se considera un pulso de Ricker como onda incidente, con un período característico $t_p = 3$ s. Los desplazamientos fueron calculados a partir de las funciones de transferencia correspondientes a la matriz truncada.

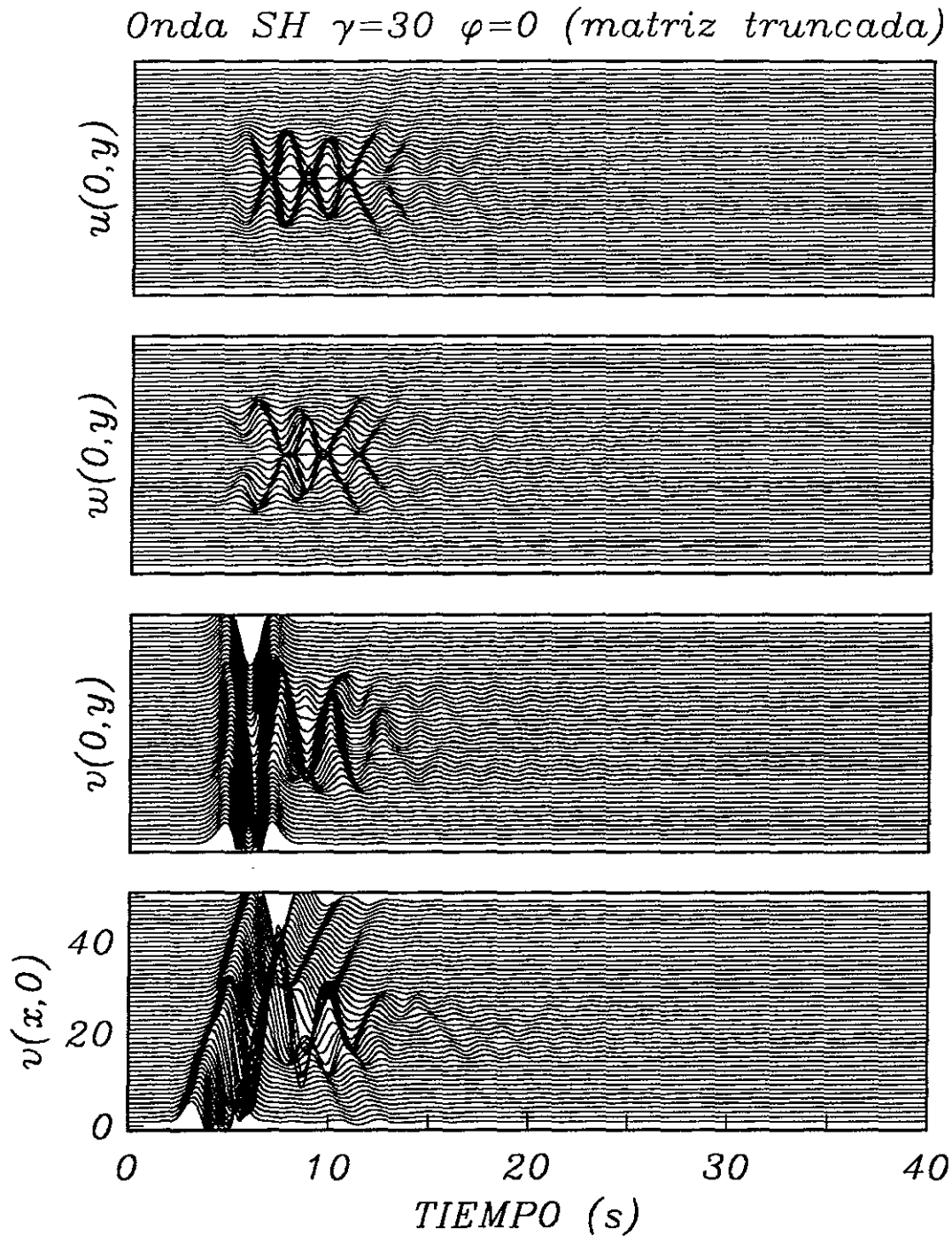


Figura 33). Sismogramas sintéticos para ondas *SH* incidentes, con acimut $\phi = 0$ y un ángulo de incidencia $\gamma = 30^\circ$. Se considera un pulso de Ricker como onda incidente, con un período característico $t_p = 3$ s. Los desplazamientos fueron calculados a partir de las funciones de transferencia correspondientes a la matriz truncada.

El sistema truncado fue resuelto empleando la misma técnica del gradiente biconjugado utilizada para el modelo de la montaña tridimensional. Las iteraciones empleadas variaron linealmente desde 20 pasos para la frecuencia inicial hasta alrededor de 200 para la frecuencia más alta, como consecuencia de la disminución progresiva del número de condición del sistema.

Se obtuvieron sismogramas sintéticos considerando un pulso de Ricker como onda incidente, con un período característico $t_p = 3$ s. La respuesta en el dominio del tiempo fue calculada en dos direcciones ortogonales ($x = 0$, $y = 0$). Los resultados para los casos de incidencia de ondas P y SH , con un acimut $\phi = 0$ y un ángulo de incidencia $\gamma = 30^\circ$ con respecto a la vertical, se muestran en las figuras 32 y 33.

Una comparación entre estos resultados y los presentados por Sánchez-Sesma y Luzón (1995), revela que los principales rasgos del movimiento se preservan razonablemente, aún cuando el número total de elementos retenidos es alrededor del 15% del total de elementos en el sistema original. Estos resultados representan una importante contribución al refinamiento del método indirecto de elementos de frontera (IBEM), pues permiten extender su campo de aplicación.

Una alternativa, recientemente encontrada, surgió de examinar las amplitudes de los coeficientes de los bloques formados al reordenar el sistema de ecuaciones para resolverlo ensamblando las soluciones parciales de cada bloque (A. Gil Zepeda, 1999). En la figura 34 se muestran los bloques resultantes de la factorización y en la figura 35 se aprecian en perspectiva, para realzar las diferencias de amplitud entre los elementos. Se distingue la presencia de bandas de elementos con amplitudes claramente mayores al resto de los coeficientes en cada bloque. Esto ha sugerido la posibilidad de aplicar criterios de truncamiento, distintos para cada bloque, basados en la remoción de las entradas con

amplitudes menores a un porcentaje de la amplitud media calculada para los elementos ubicados en dichas bandas.

Los primeros ensayos con esta nueva estrategia de truncamiento indican que será posible construir aproximaciones confiables de la solución de los sistemas de ecuaciones derivados del método IBEM, preservando únicamente los elementos localizados en las bandas y en las diagonales colindantes.

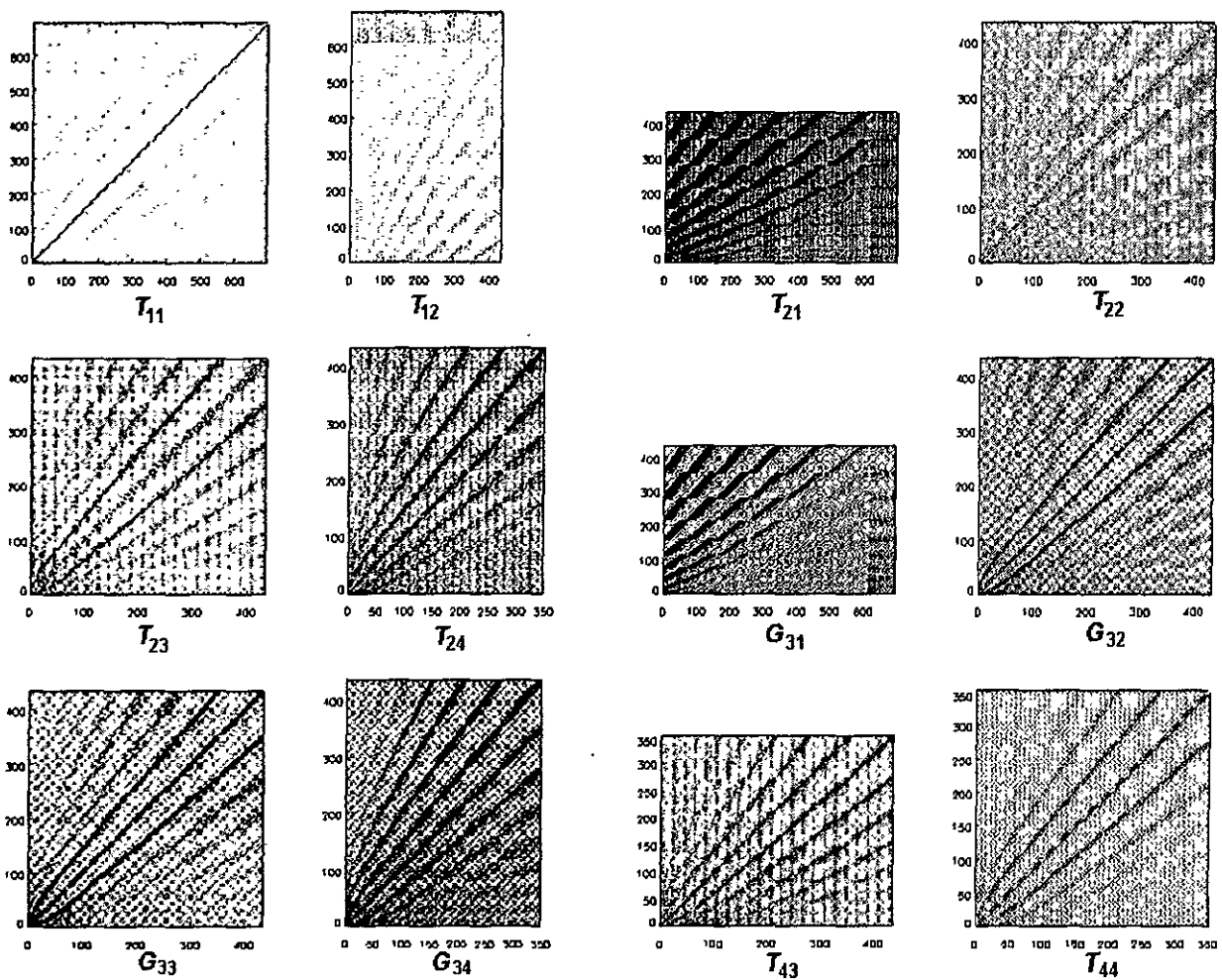


Figura 34. Estructura de los bloques con elementos no nulos derivados del esquema de partición propuesto para aplicar el método de condensación estática.

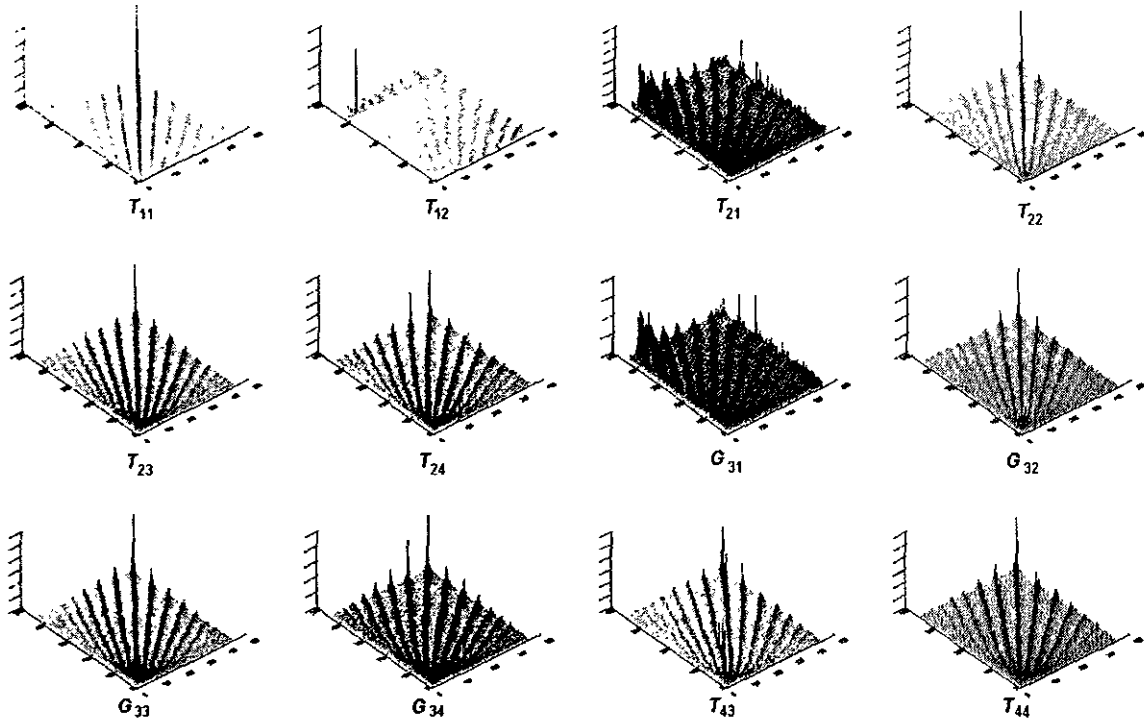


Figura 35. Vista en perspectiva de la estructura de los bloques con elementos no nulos formados a partir del reordenamiento de la matriz de coeficientes.

A raíz de los resultados conseguidos en este trabajo, las perspectivas de aplicar el método IBEM al estudio de la estructura de impacto de Chicxulub han mejorado sustancialmente. La discretización de una geometría simplificada que asemeja un cráter de tipo complejo con diámetro aproximado de 180 km y un levantamiento central con radio de 25 km (figura 25), para una frecuencia máxima de 1.5 Hz, contiene alrededor de 40,000 elementos de frontera. El sistema de ecuaciones asociado requiere aproximadamente 1Gbyte de memoria de cómputo. El tiempo de proceso también es una variable crítica, pues la evaluación de las funciones de transferencia involucra las soluciones para 128 valores discretos de la frecuencia. La optimización de la técnica conlleva ahorros sustanciales en tiempo y memoria de proceso, que acercan considerablemente sus alcances a la modelación de configuraciones con las dimensiones y propiedades del cráter de Chicxulub.

Conclusiones

En esta tesis se han aplicado un conjunto de métodos de modelación geofísica al estudio de la estructura de impacto denominada Chicxulub. El trabajo de investigación, cuyos resultados se reportan en este texto, se compone de una etapa de adquisición de información en la zona de estudio y otra etapa de procesamiento y análisis de datos.

Como parte de la etapa de campo, se realizaron cuatro levantamientos geofísicos en la zona de estudio, obteniendo los siguientes resultados: a) se ha completado el mapa de anomalía gravimétrica, eliminado los huecos en la cobertura original para la parte terrestre y se han realizado mediciones a lo largo de la línea costera, para mejorar el empalme entre la información terrestre y marina; b) se midieron una serie de perfiles gravimétricos (y algunos magnéticos) sobre los rasgos estructurales más importantes del cráter; c) se ha mejorado el control topográfico para las estaciones gravimétricas con el empleo de sistemas de posicionamiento global (GPS).

En cuanto a las metodologías de análisis, se reportan algunas contribuciones originales, principalmente las siguientes: a) la aplicación del método de la señal analítica en tres dimensiones al estudio de la anomalía magnética de Chicxulub; b)

el desarrollo de un esquema de inversión global, basado en los métodos de algoritmos genéticos y cristalización simulada, para la modelación tridimensional de anomalías magnéticas; c) la optimización del método indirecto de elementos de frontera (IBEM) mediante el empleo de técnicas de truncamiento matricial, la tecnología de matrices porosas para el almacenamiento y el método del gradiente biconjugado para la solución de los sistemas porosos derivados.

Otras contribuciones, que se incluyen en los trabajos que componen el anexo A, se han realizado como parte de un grupo de investigación orientado al estudio del cráter de Chicxulub y sus relaciones con la extinción masiva de especies en la frontera K/T. Entre ellas, se distinguen las siguientes: a) La construcción de modelos estructurales para el cráter, basados en el estudio de las anomalías de campo potencial con técnicas de modelación en dos dimensiones; b) la visualización de los rasgos estructurales mayores a través del gradiente horizontal gravimétrico y el análisis de sus relaciones con las características geomorfológicas de la península de Yucatán, especialmente con el anillo de cenotes; c) el estudio de la correlación existente entre cuatro perfiles de reflexión sísmica y los rasgos concéntricos principales que se aprecian en el gradiente horizontal de gravedad; d) estimaciones de la energía liberada, la naturaleza del cuerpo impactante y los efectos ambientales provocados por el impacto.

En la parte final de la tesis se propone una técnica de modelación numérica, denominada método indirecto de elementos de frontera (IBEM), para evaluar la respuesta sísmica de configuraciones tridimensionales de forma irregular. Como resultado de los avances conseguidos en la optimización del método IBEM, en el corto plazo se espera extender su aplicación al estudio de geometrías simplificadas que aproximan los modelos estructurales del cráter de Chicxulub propuestos por diversos autores.

Por otra parte, el análisis de las muestras provenientes del programa de perforaciones realizado por la UNAM y del proyecto de perforación profunda de la estructura de Chicxulub, cuyo inicio formal se encuentra muy próximo, proporcionarán información adicional muy útil para restringir la geometría y propiedades de las principales litologías de impacto. De esta forma, serán necesarios nuevos esfuerzos de modelación numérica, entre los cuales podrían contemplarse la modelación tridimensional de los datos de gravedad y la modelación tridimensional conjunta de los datos de campo potencial.

Finalmente, la parte noroeste de la Península de Yucatán, debido a la presencia del cráter de impacto sepultado denominado Chicxulub, se ha convertido en una de las regiones más exploradas con técnicas geofísicas en nuestro país. Las condiciones geológicas favorables y el enorme acervo de información disponible, hacen de esta región un medio ideal para ensayar y calibrar nuevos métodos de modelación geofísica.

Referencias

Aaloe, A., A. Dabizha, B. Karnaukh, V. Starobdubtsev, Geophysical investigations on the main Kaali crater (en ruso), *Eesti NSV Tead. Akad. Tolim. Keem. Geol.*, **25**, 56-65, 1976.

Ackermann, H. D., R. H. Godson, J. S. Watkins, A seismic refraction technique used for subsurface investigations at Meteor Crater, Arizona, *J. Geophys. Res.*, **80**, 765-775, 1975.

Alvarez, W., J. Smith, W. Lowrie, F. Asaro, S. V. Margolis, P. Claeys, M. Kastner y A. R. Hildebrand, Proximal impact deposits at the Cretaceous-Tertiary boundary in the Gulf of Mexico: A restudy of DSDP Leg 77 sites 536 and 540, *Geology*, **20**, 697-700, 1992.

Anderson, R. R., J. B. Hartung, The structural configuration of the Manson impact structure, Iowa, as interpreted from seismic data and confirmed by drill samples (abstract), *Lunar and Planetary Science Conf. XIII*, Lunar and Planetary Institute, Houston, Texas, 25-26, 1991.

Bhattacharyya, B. K., A generalized multibody model for inversion of magnetic anomalies. *Geophysics*, **45**, 255-270, 1980.

Blakely, R. J. y R. W. Simpson, Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics*, **51**, 1494-1498.

Blum, J. D., C. P. Chamberlain, M. P. Hingston, C. Koeberl, L. E. Marin, B. C. Shuraytz y V. L. Sharpton, Isotopic comparison of K/T boundary impact glass with

melt rock from the Chicxulub and Manson impact structures, *Nature*, **364**, 325-327, 1993.

Bouchon, M., C. A. Schultz, y M. N. Toksöz, A fast implementation of boundary integral equation methods to calculate the propagation of seismic waves in laterally varying layered media, *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**, 1679-1687, 1995.

Brebbia, C. A. y J. Domínguez, Boundary elements: an introductory course. 2a. Ed., Comp. Mec. Publ., Southampton & Mc. Graw-Hill Book Co., Nueva York, 1992.

Brenan, R. L., B. L. Peterson, H. J. Smith, The origin of Red Wing Creek structure: McKenzie county, North Dakota, *Earth Sci. Bull.*, **8**, 1-41, 1975.

Camargo-Zanoguera, A. y G. Suárez-Reynoso, Evidencia sísmica del cráter de impacto de Chicxulub. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración*, **34**, 1-28, 1994.

Campos-Enríquez, J. O., H. F. Morales-Rodríguez, F. Domínguez-Méndez y F. S. Birch, Gauss's Theorem, mass deficiency at Chicxulub crater (Yucatan, Mexico) and the extinction of the dinosaurs, *Geophysics*, **63**, 1585-1594, 1998.

Campos-Enríquez, J. O., J. A. Arzate, J. Urrutia-Fucugauchi y O. Delgado-Rodríguez, The subsurface structure of the Chicxulub crater (Yucatán, México): Preliminary results of a magnetotelluric study. *The Leading Edge*, **16**, 1774-1777.

Cisowski, S. M. y M. Fuller, The effect of shock on the magnetism of terrestrial rocks. *J. Geophys. Res.*, **83**, 3441, 3458.

Clark, J. F., Geomagnetic surveys at West Hawk Lake, Manitoba, Canada, *Can. Dep. Energy, Min Resouc. Ser.*, **20**, 1-11, 1980.

Coles, R. L. y J. F. Clark, Lake St. Martin impact structure, Manitoba, Canada: Magnetic anomalies and magnetizations, *J. Geophys. Res.*, **87**, 7087-7095, 1982.

Coles, R. L. y J. F. Clark, The central magnetic anomaly, Manicouagan structure, Quebec, *J. Geophys. Res.*, **83**, 2805-2808, 1978.

Connors, M., A. R. Hildebrand, M. Pilkington, C. Ortiz-Aleman, R. E. Chavez, J. Urrutia-Fucugauchi, E. Graniel-Castro, A. Camara-Zi, J. Vasquez y Halpenny J. F., Yucatán karst features and the size of Chicxulub Crater, *Geophysical Journal International*, **127**, F11-F14, 1996.

Cruz-Atienza, V. M., Inversión global con algoritmos genéticos y cristalización simulada aplicada a funciones de receptor. Modelos estructurales de velocidades para la corteza en la República Mexicana. Tesis, Facultad de Ingeniería, UNAM, 1999.

Cué A., V., Determinación de velocidades sísmicas en el pozo Chicxulub No. 1 (en español), *Bol. Asoc. Mex. Geo. Petr.*, **5**, 285-290, 1953.

Dence, M. R., The nature and significance of terrestrial impact structures, *24th Int. Geol. Congr.*, 77-89, 1972.

Dence, M. R. y Popelar, Evidence for an impact origin for Lake Wanapitei, Ontario, en *New Developments in Sudbury Geology*, editado por J. V. Guy-Bray, *Geol. Assoc. Can. Spec. Pa.*, **10**, 117-320, 1972.

Dence, M. R., R. A. F. Grieve, P. B. Robertson, Terrestrial impact structures: principal characteristics and energy considerations, en *Impact and Explosion cratering*, D. J. Roddy et al. (editores), Pergamon, New York, 247-275, 1977.

Espíndola, J. M., M. Mena, M. de la Fuente y J. O. Campos-Enríquez, A model of the Chicxulub structure (Yucatán, México) based on its gravity and magnetic signatures. *Phys. Earth Planet. Int.*, **93**, 271-278.

Ewing, J., J. Antonie y M. Ewing, Geophysical measurements in the western Caribbean Sea and in the Gulf of Mexico, *J. Geophys. Res.*, **65**, 4087-4126, 1960.

Gallagher, K., M. Sambridge y G. Drijkoningen, Genetic algorithms: an evolution from Monte Carlo Methods for strongly non-linear geophysical optimization problems. *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 2177-2180, 1991.

Gil-Zepeda, A. Optimización numérica del método indirecto de elementos de frontera (IBEM). Tesis Doctoral, DEPMI, UNAM, 1999.

Green, R. W., P. Chetty, Seismic refraction studies in the basement of the Vredefort structure, *Tectonophysics*, **171**, 105-113, 1990.

Grieve, R. A. F, Impact cratering on the Earth, *Scientific American*, **262**, 4, 66-73, 1990.

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

Gurov, E. P., E. P. Gurova, Some regularities of the area spreading of fractures around El'gygytyn crater (abstract), *Lunar and Planetary Science XIII*, Lunar and Planetary Institute, Houston, Texas, 291-292, 1982.

Halls, H. C., Shock-induced remanent magnetization in late Precambrian rocks from Lake Superior. *Nature*, **255**, 692-695, 1975.

Hargraves, R. B. y W. E. Perkins, Investigations of the effect of shock on natural remanent magnetism. *J. Geophys. Res.*, **74**, 2576-2589, 1969.

Hearst, R. B., W. A. Morris y M. D. Thomas, Magnetic interpretation along the Subdury structure Lithoprobe transect, *Gephys. Res. Lett.*, 1994.

Henkel, H., Geophysical aspects of meteorite impact craters in eroded shield environment, with special emphasis on electric resistivity. *Tectonophysics*, **216**, 63-90, 1992.

Henkel, H., The Lake Mien structure, *Sver. Geol. Unders., Sekt. Geofys., Anslag NFR 2638-3*, 7pp., Geological Survey of Sweden, Stokholm, 1982.

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. y W. V. Boynton, Proximal Cretaceous-Tertiary boundary impact deposits in the Caribbean, *Science*, **248**, 843-847, 1990.

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

Hildebrand, A. R., Geochemistry and stratigraphy of the Cretaceous/Tertiary boundary impact ejecta. Tesis doctoral, Universidad de Arizona, 1992.

Hildebrand, A. R., M. Connors, M. Pilkington, C. Ortiz-Alemán y R. E. Chávez, Size and structure of the Chicxulub crater revealed by horizontal gravity gradients and cenotes, *Nature*, **376**, 415-417, 1995.

Hildebrand, A. R., M. Connors, M. Pilkington, C. Ortiz-Alemán y R. E. Chávez, Size and structure of the Chicxulub crater revealed by horizontal gravity gradients and cenotes, *Nature*, **376**, 415-417, 1995.

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

Hildebrand, A. R., M. Pilkington, R. A. F. Grieve, P. B. Robertson y G. T. Penfield, Recent studies of the Chicxulub crater, Mexico (abstract), *Lunar Planet Sci. Conf. XXIII*, 539-540, 1992.

Holland, J. H., *Adaptation in Natural and Artificial Systems*. University of Michigan Press, Ann Arbor, Michigan, 1975.

Irving, E. y G. A. Irving, Apparent polar wander paths Carboniferous trough Cenozoic and the assembly of Gondwana, *Geophys. Surv.*, **5**, 141-188, 1982.

Iseri, D. A., J. W. Geissman, H. E. Newson y G. Graup, Paleomagnetic and rock magnetic examination of the natural remanent magnetization of suevite deposits at Ries crater, West Germany, *Meteoritics*, **24**, 280, 1989.

Jansa, L. F., G. Pe-Piper, P. B. Robertson, O. Freidenreich, Montagnais: A submarine impact structure on the Scotian Shelf, eastern Canada, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **101**, 450-463, 1989.

Kiefer, S. W. y C. H. Simonds, The role of volatiles and lithology in the impact cratering process, *Rev. Geophys.*, **18**, 143-181, 1980.

Kirkpatrick S., C. D. Gelatt, and M. P. Vecchi, Optimization by Simulated Annealing. *Science*, **220**, 671-680, 1983.

Krogh, T. E., S. L. Kamo, V. L. Sharpton, L. E. Marin y A. R. Hildebrand. U-Pb ages of single shocked zircons linking distal K/T ejecta to the Chicxulub crater, *Nature*, **366**, 731-734, 1993.

Lauren, L., J. Lehtovaara, R. Bostrom y R. Tynni, On the geology of the circular depression at Söerfjärden, western Finland, *Geol. Surv. Finland Bull.*, **297**, 1-38, 1978.

López-Ramos, E., Geological summary of the Yucatan Peninsula, en *The Ocean Basins and Margins*, vol. 3, *The Gulf of Mexico and the Caribbean*, editado por A. E. M. Nairn y F. G. Stehli, 257-282, Plenum, New York, 1975.

Lyons, J. A., D. A. Forsyth, J. A. Mair, Crustal studies in the La Malbaie region, Quebec, *Can J. Earth. Sci.*, **17**, 478-490, 1980.

MacLeod, I. N., S. Vierra y A. C. Chaves, Analytic signal and reduction-to-the-pole in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes, *Proc. 3rd. Int. Congress of the Brazilian Soc. of Geoph.*, 1993.

Manolis, G. D. y D. E. Beskos, *Boundary Element Methods in Elastodynamics*. Unwin Hyman Ltd, Londres, 1988.

Menke, W., *Geophysical data analysis: Discrete Inverse Theory*. Academic Press, New York, 1989.

Metropolis N., A. Rosenbluth, M. Rosenbluth, A. Teller, and E. Teller, Equation of state calculations by fast computing machines. *J. Chem. Phys.*, **21**, 1087-1092, 1953.

Morgan, J., *et al*, Size and morphology of the Chicxulub impact crater, *Nature*, **390**, 472-476, 1997.

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

Nabighian, M. 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.

Nagata, T., Introductory notes on shock remanent magnetization and shock demagnetization of igneous rocks. *Pure Appl. Geophys.*, **89**, 159-177, 1971.

Ness, G. E., J. P. Dauphin, J. García-Abdeslem y M. E. Alvarado-Omana, Bathymetry and gravity and magnetic anomalies of the Yucatán Peninsula and adjacent areas, *Geol. Soc. Am. Map Chart Ser. MCH073*, 1991.

Ortiz-Alemán, C., F. J. Sánchez-Sesma, J. L. Rodríguez-Zúñiga y F. Luzón, Computing topographical 3D site effects using a fast IBEM/conjugate gradient approach. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 393-399, 1998.

Ortiz-Alemán, C., M. Pilkington, A. R. Hildebrand, W. Roest, R. A. F. Grieve y P. Keating, Modeling the gravity and magnetic field anomalies of the Chicxulub crater (abstract), *Lunar Planet. Sci. Conf., XXIV*, 1105-1106, 1993.

Ortiz-Alemán, C., M. Pilkington, A. R. Hildebrand, W. Roest, R. A. F. Grieve y P. Keating, Modeling the gravity and magnetic field anomalies of the Chicxulub crater (abstract), *Lunar Planet. Sci. Conf., XXIV*, 1105-1106, 1993.

Pedersen, H. A., F. J. Sánchez-Sesma y M. Campillo, Three-dimensional scattering by two-dimensional topographies, *Bull. Seism. Soc. Am.* **84**, 1169-1183, 1994.

Penfield, G. T. y A. Camargo-Zanoguera, Definition of a major igneous zone in the central Yucatán platform with aeromagnetism and gravity, en *Technical Program, Abstracts and Bibliographies, 51st Annual Meeting*, p.37, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Okla., 1981.

Pilkington, M. y R. A. F. Grieve, The geophysical signature of terrestrial impact craters, *Rev. Geophys.*, **30**, 161-181, 1992.

Pilkington, M., A. R. Hildebrand y C. Ortiz-Alemán, Gravity and magnetic field modeling and structure of the Chicxulub crater, Mexico. *J. Geophys. Res.*, **99**, 13147-13162, 1994.

Pilkington, M., A. R. Hildebrand y C. Ortiz-Alemán, Gravity and magnetic field modeling and structure of the Chicxulub crater, Mexico. *J. Geophys. Res.*, **99**, 13147-13162, 1994.

Pilkington, M., R. A. F. Grieve, J. D. Rupert y J. Halpenny, Gravity anomaly map with shaded relief of gradient of North America, *Geol. Surv. Can., Map 1807A*, 1992.

Pilkington, M., R. A. F. Grieve, The geophysical signature of terrestrial impact craters. *Reviews of Geophysics*, **30**, 161-181, 1992.

Pilon, J. A., R. A. F. Grieve, V. L. Sharpton, The subsurface character of Meteor Crater, Arizona, as determined by ground probing radar, *J. Geophys. Res.*, **96**, 15563-15576, 1991.

Pindell, J. L., Alleghenian reconstruction and the subsequent evolution of the Gulf of Mexico , Bahamas and proto-Caribbean, *Tectonics*, **4**, 1-39, 1985.

Plante, L., M.-K. Seguin y J. Rondot, Étude gravimétrique des astroblèmes du Lac à l'EauClaire, Nouveau-Québec (en francés), *Geoexploration*, **26**, 303-323, 1990.

Pohl, J. y H. Soffel, Paleomagnetic age determination of the Rochechouart impact structure (France), *Z. Geophys.*, **37**, 857-866, 1971

Pohl, J., A. Eckstaller y P. B. Robertson, Gravity and magnetic investigations in the Houghton impact structure, Devon Island, Canada, *Meteoritics*, **23**, 235-238, 1988.

Pohl, J., D. Stöffler, H. Gall y K. Ernstons, The Ries impact crater, en *Impact and Explosion Cratering*, D. J. Roddy, R. O. Pepin y R. B. Merrill, pp.343-404, Pergamon, New York, 1977.

Pohl, J., U. Bleil, U. Horneman, Shock magnetization and demagnetization of basalt by transient stress up to 10 kbar. *Z. Geophys.*, **41**, 23-41, 1975.

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

Preisinger, A., E. Zobetz, A. J. Gratz, R. Lahodinsky, M. Becke, H. J. Mauritsch, G. Eder, F. Grass, F. Rogl, H. Stradner y R. Surenian, The Cretaceous/Tertiary boundary in the Gosau Basin , Austria, *Nature*, **322**, 794-799, 1986.

Regan, R. D. y W. J. Hinze, Gravity and magnetic investigations of Meteor crater, Arizona, *J. Geophys. Res.*, **80**, 776-788, 1975.

Rodríguez-Zúñiga. J. L., C. Ortiz-Alemán, G. Padilla y R. Gaulon, Application of genetic algorithms to constrain shallow elastic parameters using *in situ* ground inclination measurements. *Soil Dyn and Earth Eng.*, **16**, 3, 223-234, 1996.

Roest, W. R., J. Verhoeff y M. Pilkington, Magnetic Interpretation using the 3-D analytic signal, *Geophysicis*, **57**, 116-125, 1992.

Sambridge, M. y G. Drijkoningen, Genetic algorithms in seismic waveform inversion. *Geophys J. Int.*, **109**, 323-342, 1992.

Sánchez-Sesma, F. J. y F. Luzón, Seismic response of three-dimensional alluvial valleys for incident P, S and Rayleigh waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 269-284, 1995.

Sánchez-Sesma, F. J. y M. Campillo, Diffraction of P, SV and Rayleigh waves by topographical features: a boundary integral formulation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 2234-2253, 1991.

Sánchez-Sesma, F. J. y M. Campillo, Topographic effects for incident P, SV and Rayleigh waves, *Tectonophysics*, **218**, 113-125, 1993.

Sánchez-Sesma, F. J., C. Ortiz-Alemán y A. Gil-Zepeda, Computing the seismic response of 3D valleys by using a fast IBEM/conjugate gradient approach. In Kojiro Irikura, Kazuyoshi Kudo, Hiroshi Okada & Tsutomu Sasatani, Editores. "The Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Recent Progress and New Horizon on ESG Study". Balkema, **1**, 1031-1034, 1998.

Sánchez-Sesma, F. J., J. Ramos-Martínez y M. Campillo (1993). An indirect boundary element method applied to simulate the seismic response of alluvial valleys for incident P, S and Rayleigh waves. *Earthq. Engnr. Struct. Dyn.*, **22**, 279-295.

Settle, M., J. W. Head, Radial variation of lunar crater rim topography. *Icarus*, **31**, 123-135, 1977.

Shapiro, V. A. y N. A. Ivanov, Dynamic remanence and the effect of shock on the remanence of strongly magnetic rocks. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **173**, 6-8, 1966.

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

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

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

Shoemaker, E. M., Why study impact craters?, en *Impact and Explosion cratering*, D. J. Roddy et al. (editores). Pergamon, New York, 1-10, 1977.

Smith, J., A. Montanari, N. H. M. Swinbourne, W. Alvarez, A. R. Hildebrand, S. Margolis, P. Claeys, W. Lowrie y F. Asaro, Tektite-bearing, deep-water clastic unit at the Cretaceous/Tertiary boundary in northeastern Mexico, *Geology*, **20**, 99-103, 1992.

Stoffa, P. L. y M. K. Sen, Nonlinear multiparameter optimization using genetic algorithms: inversion of plane-wave seismograms. *Geophysics*, **56**, 1794-1810, 1991.

Sweeney J. F., Gravity study of great impact, *J. Geophys. Res.*, **83**, 2809-2815, 1978.

Swisher, C. C. et al., Coeval $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of 65.0 million years ago from Chicxulub crater melt rock and Cretaceous/Tertiary boundary tektites, *Science*, **257**, 954-958, 1992.

Thomas, M. D. y M. J. S. Innes, The Gow Lake impact structure, northern Saskatchewan, *Can. J. Earth Sci.*, **14**, 1788-1795, 1977.

Urrutia-Fucugauchi, J., L. E. Marin y V. L. Sharpton, Reverse polarity magnetized melt rocks from the Cretaceous/Tertiary Chicxulub structure, Yucatan peninsula, Mexico, *Tectonophysics*, **237**, 105-112, 1994.

Vasuadevan, K., W. G. Williams y W. G. Laidlaw, Simulated annealing static computation using an order-based energy function. *Geophysics*, **56**, 1831-1839, 1991.

Villagomez, A., Un programa de exploración para la Península de Yucatán. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, **5**, 77-84, 1953.

Vishevsky, S. A., V. N. Lagutenko, The Ragozinka astrobleme: An Eocene crater in the central Urals (en ruso), *Akad. Nauk, SSR*, **14**, 1-42, 1986.

Wasilevski, P. J., Shock remagnetization associated with meteorite impact at planetary surfaces. *Moon Planets*, **6**, 264-291, 1973.

Yamanaka, H. y H. Ishida, Application of Genetic Algorithms to an Inversion of Surface-Wave Dispersion Data. *Bull. Seismol. Soc. Am*, **36**, 436-444, 1996.

Zhang, P., T. M. Rasmussen, L. B. Pedersen, Electric resistivity structure of the Siljan impact region, *J. Geophys. Res.*, **93**, 6485-6501, 1988.

Zietz, I. y G. E. Andreasen, Remanent magnetization and aeromagnetic interpretation, en *Mining Geophysics*, vol. **2**, 569-590, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Okla., 1967.