

03095  
8



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE  
MÉXICO**

Instituto de Geofísica  
Posgrado en Ciencias de la Tierra

**MAGNETOESTRATIGRAFÍA Y PALEOMAGNETISMO  
DEL CRÁTER DE IMPACTO DE CHICXULUB**

TESIS

Que para obtener el Grado de  
DOCTOR EN CIENCIAS  
(FÍSICA DEL INTERIOR DE LA TIERRA)  
PRESENTA:

MARIO REBOLLEDO VIEYRA

300193

50 ANIVERSARIO  
**Geofísica**  
UNAM

Cd. Universtaria  
Diciembre 2001



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**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.

## Dedicatoria

A mis padres, Gloria y Mario, pues a pesar de sus innumerables angustias durante esta laaaaarga aventura, que empezó hace 16 años, nunca han dejado de creer en mí.

A mis hermanas, Lina y Mónica, además de ser adorables, han sido sumamente solidarias con mis sueños, proyectos y batallas personales.

A los abuelos.

A mis amigos: Salvador Bueno (a.k.a. el Doc), Maru Zarazúa (a.k.a. Marucha), Juan Carlos Montalvo (a.k.a. el rey), Fernando Velazco (a.k.a. el Padre Trampitas), Ramón Mendoza (a.k.a. el Reimon), Ernesto García (a.k.a. el Teto), Francisco Suárez (a.k.a. el profe), Miguel A. Cervantes (a.k.a. el Mike), Laura Guzmán (a.k.a. Lau), Saúl González (a.k.a. el Baúl), Javier Favela (a.k.a. Yaivier).

A mis compañeros "huelguistas" de la C.E.P.S.I. (a.k.a. la pecsi) y de los S.I.D.A.

A Yuki. "Si te quiero es por que sos/ mi amor, mi cómplice y todo/ y en la calle, codo a codo/ somos mucho más que dos..."

## Agradecimientos

Mi más profundo agradecimiento al Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi, por haberme aceptado como estudiante y por sugerir el tema de esta investigación, la cual me ha llenado de satisfacciones. En especial agradezco la confianza que depositó en mí durante varias fases del Proyecto de Perforación Científica Profunda en Chicxulub.

Al Dr. Luis E. Marín Stillman, por su confianza, aceptar formar parte de este comité y por distinguirme con su amistad.

A la Dra. Ana María Soler Arechalde, por su confianza, solidaridad y, sobre todo, por su amistad.

A los miembros del comité: Dr. Virgil "Buck" Sharpton, Dr. Oscar Campos Enríquez, Dr. Arcadio Poveda Ricalde, Dr. Dante Morán Zenteno y el Dr. Avto Goguichaisvili.

Al Dr. Joe Kirschvink del California Institute of Technology por las facilidades otorgadas para analizar las muestras del capítulo 5, sin costo alguno, en su laboratorio. Al Dr. Avto Goguichaisvili y al Dr. Urrutia cuyo proyecto financió el viaje.

A los miembros del Laboratorio de Paleomagnetismo: Dra. Cecilia Caballero, Dra. Margarita Caballero, Dra. Beatriz Ortega, Dr. Luis Alva, Dra. Ofelia Morton y Dr. Mouloud Benammi.

A la Dra. Gloria Vilaclara, quien, en más de una ocasión, me brindó la oportunidad de charlar de algo más que del Cráter de Chicxulub.

A los técnicos del Laboratorio de Paleomagnetismo: Martín Espinosa y Lorenzo Pérez, quienes me ayudaron en la obtención de datos utilizados en algunos de los capítulos de este trabajo. A la Sra. Aída Saenz, secretaria del Laboratorio de Paleomagnetismo.

A todos los estudiantes del Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, en particular a: Héctor López, Marcela López y a: Pedro Vera, Gabriel Vázquez y Elia Escobar, quienes fueron claves para llevar a cabo la instalación del Laboratorio de la Litoteca del C.S.D.P.

A todas las personas con las que tuve oportunidad de colaborar en una u otra fase del proyecto.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, a la Dirección General de Estudios de Posgrado de la UNAM, al Sistema Nacional de Investigadores, a la Fundación UNAM, al Proyecto (G32526T) de Perforación Científica Profunda en Chicxulub, al Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, por las becas y apoyos otorgados para realizar mis estudios de doctorado, asistencia a congresos y talleres.

<b>Contenido</b>		
Resumen		i
Abstract		iii
Introducción		1
Capítulo 1	Mecánica de impactos	3
Referencias		13
Capítulo 2	Tectónica de Yucatán	15
Referencias		30
Capítulo 3	Programa de Perforación Científica Somera de la U.N.A.M. en el Cráter de Impacto de Chicxulub	31
3.1	Resumen	31
3.2	Introducción	32
3.3	Brechas líticas, alogénicas (Brecha tipo Suevita)	37
3.4	Brecha tipo Bunte	39
3.5	Discusiones	40
3.6	Referencias	42
Capítulo 4	Naturaleza Escalar de la Susceptibilidad Magnética en las Brechas de Impacto del Cráter de Chicxulub, Península de Yucatán, México	44
4.1	Resumen	44
4.2	Introducción	44
4.3	Características de autoafinidad e invariabilidad de la susceptibilidad magnética	52
4.4	Método de conteo de cajas	54
4.5	Características magnéticas de clastos individuales provenientes de la brecha tipo suevita	56
4.6	Discusiones	58
4.7	Referencias	60
Capítulo 5	Magnetoestratigrafía del límite K/T y del Paleoceno Inferior en el Cráter de Impacto de Chicxulub	62
5.1	Resumen	62
5.2	Introducción	63
5.3	Consideraciones temporales	64
5.4	Magnetoestratigrafía	65

5.5	Discusiones	75
5.6	Referencias	77
Capítulo 6	Interpretación de la Anomalía Aeromagnética para Evaluar el Sitio de Perforación del Programa de Perforación Científica Profunda en Chicxulub	79
6.1	Resumen	79
6.2	Introducción	80
6.3	Reducción al polo	81
6.4	Segunda derivada de la vertical	84
6.5	Continuación hacia abajo	85
6.6	Densidad aparente (pseudogravimetría)	87
6.7	Modelos en 2-D del cráter de Chicxulub	88
6.7.1	Perfil N-S	89
6.7.2	Perfil E-W	90
6.7.3	Perfil N45°W	91
6.7.4	Perfil N45°E	92
6.8	Discusiones	93
6.9	Referencias	95
Discusiones y conclusiones		97
	Litologías	97
	Susceptibilidad magnética	99
	Magnetoestratigrafía	100
	Aeromagnetometría	102
Anexos	Artículos pertenecientes a esta investigación, o relacionados con ésta.	104
I	UNAM Scientific Shallow Drilling Program into the Chicxulub Impact Crater	
II	Scaling Nature of Magnetic Susceptibility in the Impact Breccias of the Chicxulub Crater, Yucatan Peninsula, Mexico	
III	Magnetostratigraphy of the K/T Boundary and Early Paleocene from the Chicxulub Impact Crater	
IV	Aeromagnetic Anomaly Interpretation to Asses the Site for the Chicxulub Scientific Deep-Drilling Program	
V	Stratigraphy at Ground Zero: A Contemporary Evaluation of Well Data Within the Chicxulub Impact Basin	

## Figuras

- |   |  |    |
|---|--|----|
| 1 | La fase de modificación en la formación de un cráter complejo. Después de la excavación (a), rebote de la zona central debajo del cráter empuja hacia arriba, formando la elevación central (b). El levantamiento, eventualmente, se colapsa (c), en conjunción con el colapso del borde. En la forma final (d), el cráter consiste de material derrumbado, de paredes, del pico central y/o del anillo central, el piso del cráter se cubre por la capa de "melt" (Tomado de Spudis, 1993).   | 4  |
| 2 | Diagrama esquemático mostrando la estratigrafía invertida en el borde del "Meteor Crater", en Arizona. Estructuras, tales como, fallas inversas de bajo ángulo, bordes de anticlinales y depósitos verticales, y depósitos ligeramente inclinados, son comunes en los bordes de cráteres de impacto bien conservados. (Tomado de King, 1976).  | 8  |
| 3 | Principales características de cráteres, a) cráter simple, b) cráter complejo (King, 1976).  | 10 |
| 4 | Meteor crater, en Arizona, con 1,220 m de diámetro y una profundidad de 184 m. En la fotografía se aprecia la geometría rectangular del cráter.  | 11 |
| 5 | Fotografía (a), croquis de la cuenca y sus anillos (b), sección transversal (hipotética) (c), de una cuenca multi-anillos típica en la Luna (Oriente), mostrando características específicas.  | 12 |
| 6 | Cuatro modelos de reconstrucción continental para el Mesozoico. A) Bullard y Smith, 1965, basado en bordes continentales opuestos, semejantes en configuración. B) Le Pichon y Fox, 1971, basado en la alineación de zonas de fracturas marginales. C) Van der Voo y French, 1974, basado en datos paleomagnéticos de continentes que circundan el Atlántico. D) Pindell y Dewey, 1982, basado en la alineación de zonas de fractura marginales, datos paleomagnéticos y ajuste del norte de Brasil y la margen de Guinea en África. Cinturones de Pliegues: O-Ouchitas, M-Maratón, A-Apalaches, H-Huasteca; bloques continentales: C-Chortis, Y-Yucatán (Tomado de Burke <i>et al.</i> , 1984).   | 16 |
| 7 | Vectores de movimiento relativo de varios puntos de Sudamérica con respecto a Norteamérica (fija); a) basado en datos paleomagnéticos presentados por Pindell y Dewey (1982); b) basado en datos presentados por Sclater y otros (1977). Las diferencias entre a y b, resultan de posiciones iniciales diferentes y modelos diferentes para la apertura del océano Atlántico sur. La posición de Sudamérica con respecto a Norteamérica en varios periodos del Jurásico provee un marco de referencia en el cual se basa la evolución del Caribe. Las configuraciones de las fronteras de placa en cada tiempo, deben concordar con los movimientos relativos de los continentes para el próximo intervalo (Tomada de Burke <i>et al.</i> , 1984). | 19 |

- 8 Mapa compilado de las características desarrolladas durante la apertura del Caribe y Centro América en el Jurásico-Cretácico. Las áreas grises indican "rifts" formados durante la ruptura del norte de África del este de Norteamérica y Sudamérica de México y el sur de los Estados Unidos. El área con achurado horizontal, es el escudo de la Guayana, seccionado por un sistema triple de "rift" que no se desarrolló. El "rift" inició en el Triásico tardío-Jurásico temprano, aproximadamente a lo largo de la sutura del Pensilvánico-Pérmico, marcando el sitio de un océano Paleozoico entre Norteamérica y Afrecha-Sudamérica. El grupo de "rifts" de Newark, a lo largo del borde continental, están bien expuestos y estudiados (no. 43 y 44) y aquellos debajo de la planicie costera (no. 31, 40, 41) y la plataforma continental (no. 4 y 5) se han reportado en la superficie, aquellos del norte de Sudamérica han sido cortados por el movimiento oeste-este post-Eoceno relativo de la placa Caribe; vestigios de "graben" han sido identificados en el levantamiento de Perija y los Andes de Mérida (no. 17 y 18) y la marina Couva-1 en el golfo de Paria (CM-1) (Tomado de Burke *et al.*, 1984). 21
- 9 Esquema general de la evolución del sistema Caribe/Golfo de México en el marco de los vectores de movimiento de relativo. Tres fases generales de evolución geológica se predicen aquí a partir de la consideración del movimiento relativo entre Norte y Sudamérica. Las fases son: 1) Extensión Jurásico-Cretácico temprano, con desplazamiento lateral izquierdo y desarrollo de márgenes estables (cruces = evaporitas; w = Arco de Wiggins; S = Arco de Sabine; Y = bloque de Yucatán; C = bloque de Chortis; B = plataforma de Bahamas; CT = depresión de Chihuahua; V = Arco volcánico; líneas barbadas = cabalgamientos y zonas de subducción; barbas en el bloque de piso; flechas = desplazamientos de los puntos, en relación a la placa de Norteamérica. 7a) Convergencia de Sudamérica en el Cretácico-Paleógeno. 7 b,c y d, Movimiento, Post-Eoceno, relativo de la placa Caribe, en relación a América. 7 e y f, Los morfología de las masas terrestres, especialmente el norte de Sudamérica, ha sido severamente alterado por la fase de movimiento lateral, así como por las colisiones.(Tomado de Burke, et al., 1984). 22



- 10 Posición de las placas hace 140 Ma. en el marco de referencia de Puntos Calientes. Las flechas indican los movimientos de placas con respecto a puntos calientes estacionarios. La posición hipotética de la cordillera Farallón-Phoenix se muestra con líneas discontinuas. La placa Phoenix se mueve ya sea hacia el noreste o hacia el sureste (líneas discontinuas), dependiendo de que, ya sea que la dispersión Farallón-Phoenix sea lenta o rápida, respectivamente. Fernando de Noronha (F), Galápagos (G) y Sala y Gómez (S) son puntos calientes actualmente. Solamente el punto caliente Fernando de Noronha estaba activo en el Jurásico tardío (círculo negro), formando el basamento volcánico de la plataforma de las Bahamas (BP). (Duncan y Hargraves, 1984) 25
- 11 Posición de las placas hace 119 Ma. y sus movimientos en el marco de referencia de los puntos calientes. GA, Arco de las Antillas Mayores (Duncan y Hargraves, 1984). 27
- 12 Deformación activa en la placa del Caribe. Las zonas achuradas con líneas horizontales indican primas de acreción, incluyendo aquellos asociados al movimiento transcurrente del Caribe. Las áreas sombreadas son extensionales, la zona, elíptica, sísmicamente activa (25) cerca de la letra "B" se interpreta como la reactivación de la depresión San Andrés del Paleogeno. Los puntos redondos son volcanes activos en arco y son principalmente andesíticos. Los triángulos son, ya sea, estructuras de extensión intra-placas o de zonas de borde de placa. Las líneas delgadas en las placas representan fallas activas, principalmente estructuras que cortan sedimentos en perfiles de reflexión. La zona de sutura en el borde sur del mapa, a los 77° Oeste, marca la colisión del arco de Panamá con Sudamérica, un evento crítico en el establecimiento de las zonas neotectónicas A, B, C y D de la placa y el movimiento del bloque Bonaire (triángulo abierto) hacia el Caribe (Tomado de Burke et al., 1984). 29
- 13 Ejemplos de brechas recuperadas. A) Brecha tipo suevita del pozo UNAM-5, profundidad de la muestra: 359.05 m. Es rica en clastos de basamento, melt y vidrios de impacto, soportada por matriz con la misma composición. B) Brecha tipo bunte del pozo UNAM-6, profundidad de la muestra: 288.0 m. Muestra abundancia de carbonatos y en clastos de anhidrita. C) Brecha tipo suevita del pozo UNAM-7, profundidad de la muestra: 237.94 m. Contiene pocos clastos de carbonatos y abundantes clastos de melt y clastos del basamento cristalino. D) Brecha tipo Bunte del pozo UNAM-7, profundidad de la muestra: 401.96 m. Como en el pozo UNAM-5, es rica clastos de basamento, melt y vidrio de impacto. 35

14	Columnas litológicas de los ocho perforados por el Programa de Perforación Científica Somera en Chicxulub de la U.N.A.M., la ubicación de los pozos es con respecto a la distancia al centro de la estructura en km.	36
15	Núcleo del pozo UNAM-5, profundidad 333.1 m, cercana al límite K/T. Consiste en una arenisca de grano fino, de color gris claro, bien clasificada, con estructuras de estratificación cruzada, lo cual indica que esta unidad, la última en la secuencia de brechas, fue redepositada.	38
16	Correlación litológica de los tres pozos que recuperaron muestras de las brechas de impacto. Los pozos UNAM-5 y UNAM-7, recuperaron muestras de la brecha tipo suevita.. El pozo UNAM-5 contiene un horizonte de 3 m de espesor de la brecha tipo suevita hacia la parte superior de la columna (242.15 m a 245.15 m). Los pozos UNAM-7 y UNAM-6, recuperaron muestras de la brecha tipo bunte. El pozo UNAM-7 fue el único pozo que recuperó ambos tipos de brechas. La simbología es la misma que en la figura 14.	39
17	Columna litológica y registro de la susceptibilidad magnética del pozo UNAM-5. Distancia desde el centro del cráter 115 km. La simbología es la misma que en la figura 14.	46
18	Columna litológica y registro de la susceptibilidad magnética del pozo UNAM-6. Distancia desde el centro del cráter 152 km. La simbología es la misma que en la figura 14.	47
19	Columna litológica y registro de la susceptibilidad magnética del pozo UNAM-7. Distancia desde el centro del cráter 127 km. La simbología es la misma que en la figura 14.	48
20	Registro de susceptibilidad magnética de los pozos a) UNAM-5, b) UNAM-7 y c) UNAM-6, ordenados de acuerdo a su distancia radial con respecto al centro de la estructura, siendo a) el más próximo. Nótese que la escala horizontal del pozo UNAM-6 es, aproximadamente, dos órdenes de magnitud menor que en los pozos UNAM-5 y UNAM-7. Las líneas discontinuas indican los posibles contactos litológicos.	49
21	Gráfica de la función de correlación cruzada de la señal de susceptibilidad magnética de la brecha tipo suevita de los pozos UNAM-5 y UNAM-7. El thau, o desplazamiento, entre las dos funciones es de $-1.64$ .	52
22	Espectros de potencia de los registros de susceptibilidad magnética de los pozos UNAM-5 y UNAM-7. Para comparación se muestran líneas con la pendiente calculada mediante el método de mínimos cuadrados.	53
23	Diagrama de Day de las muestras utilizadas para caracterizar sus propiedades magnéticas. Todas las muestras son de pseudo-dominio simple, posiblemente magnetita o maghemitas.	57

24	Ciclos de histéresis de: a) UNAM5-3, b)UNAM5-7, c) UNAM7-9 y d)UNAM7-19.	58
25	Columna litológica, la unidad basal corresponde a la brecha tipo suevita, la sobreyace una secuencia de carbonatos con fragmentos de anhidrita y yeso. A la derecha se presenta la escala de polaridades geomagnéticas del pozo UNAM-5. Al lado izquierdo se muestra la profundidad de los contactos y las edades correspondientes al contacto entre polaridades. La simbología es la misma que en la figura 14.	67
26	Diagramas de Zijderveld y de igual área mostrando las trayectorias de desmagnetización para las muestras medidas de los tres pozos. A y B) UNAM-5, muestra 2; C y D) UNAM-6, muestra 1; E y F) UNAM-7, muestra 2. Con estas trayectorias se estimó la dirección característica utilizando el método de mínimos cuadrados (Kirschvink, 1980).	69
27	Columna litológica, la unidad basal corresponde a la brecha tipo suevita, la sobreyace una secuencia de carbonatos con fragmentos de anhidrita y yeso. A la derecha se presenta la escala de polaridades geomagnéticas del pozo UNAM-6. Al lado izquierdo se muestra la profundidad de los contactos y las edades correspondientes al contacto entre polaridades. La simbología es la misma que en la figura 14.	70
28	Columna litológica, la unidad basal corresponde a la brecha tipo suevita, la sobreyace una secuencia de carbonatos con fragmentos de anhidrita y yeso. A la derecha se presenta la escala de polaridades geomagnéticas del pozo UNAM-7. Al lado izquierdo se muestra la profundidad de los contactos y las edades correspondientes al contacto entre polaridades. La simbología es la misma que en la figura 14.	72
29	Gráficas de desmagnetización (J/Jo) de dos muestras de los pozos UNAM-5 y UNAM-7. a) Muestra UNAM5-2 correspondiente a la brecha tipo suevita, b) Muestra UNAM7-4 correspondiente a calizas del Terciario.	74
30	Anomalía aeromagnética del cráter de Chicxulub. Altura de vuelo 450 m sobre el suelo. los modelos 2-D, correspondientes a las líneas, se muestran en las figuras 36) A-A', 37) B-B', 38) C-C' y 39) D-D'.	80
31	Reducción al polo de la anomalía aeromagnética. Datos del campo: Declinación: 5°, Inclinación: 43°. La líneas discontinuas denotan posibles fallas y los triángulos señalan al bloque de piso.	82
32	a) Espectro radialmente promediado, b) profundidad estimada para los segmentos del espectro. Las unidades en el eje Y son miles de unidades, las cuales son kilómetros.	84
33	Segunda derivada en la vertical de la anomalía aeromagnética de Chicxulub. Las líneas discontinuas indican zonas de debilidad.	85
34	Continuación hacia debajo de la anomalía aeromagnética en Chicxulub. La continuación se hizo a los 450 m que fue la altura de vuelo.	86

35	Mapa de densidad aparente (pseudogravimetría) calculado a partir de la anomalía aeromagnética. La densidad promedio utilizada para el análisis fue de 2.6 g/cm <sup>3</sup> .	87
36	Perfil A-A' (Fig.- 30) Se muestra la posición probable del pozo profundo del Proyecto de Perforación Científica de Chicxulub (C.S.D.P., por sus siglas en inglés. Las unidades en azul con amarillo representan litologías de impacto. Las cruces verdes representan litologías paleozoicas, los rectángulos litologías mesozoicas.	90
37	Perfil B-B' (Fig.- 30). Las unidades en azul con amarillo representan litologías de impacto. Las cruces verdes representan litologías paleozoicas, los rectángulos litologías mesozoicas.	91
38	Perfil C-C' (Fig.- 30). Las unidades en azul con amarillo representan litologías de impacto. Las cruces verdes representan litologías paleozoicas, los rectángulos litologías mesozoicas.	92
39	Perfil D-D' (Fig.- 30). Las unidades en azul con amarillo representan litologías de impacto. Las cruces verdes representan litologías paleozoicas, los rectángulos litologías mesozoicas.	93

#### Tablas

1	Dimensión fractal calculada utilizando el método de mínimos cuadrados y por conteo de cajas.	55
2	Características de los clastos sometidos a análisis de Micromag®, para obtener sus curvas de histéresis.	56
3	Parámetros y tasas de sedimentación calculadas para cada pozo	73
4	Parámetros magnéticos de las litologías utilizadas para elaborar los modelos 2-D	89

#### Anexos Artículos pertenecientes a esta investigación, o relacionados con ésta.

I	UNAM Scientific Shallow Drilling Program into the Chicxulub Impact Crater
II	Scaling Nature of Magnetic Susceptibility in the Impact Breccias of the Chicxulub Crater, Yucatan Peninsula, Mexico
III	Magnetostratigraphy of the K/T Boundary and Early Paleocene from the Chicxulub Impact Crater
IV	Aeromagnetic Anomaly Interpretation to Assess the Site for the Chicxulub Scientific Deep-Drilling Program
V	Stratigraphy at Ground Zero: A Contemporary Evaluation of Well Data Within the Chicxulub Impact Basin

## Resumen

La Universidad Autónoma de México llevó a cabo un programa de perforación científica en la porción sur del cráter de impacto de Chicxulub en la península de Yucatán, México. Ocho pozos, con profundidades que van desde los 60 m hasta los 702 m, con un total de 2.62 km de núcleos continuos, fueron recuperados. Las altas tasas de recuperación, de hasta 99% (el promedio total de la tasa de recuperación en los ocho pozos es de 87%), nos permitió investigar, con detalle, la estratigrafía de las litologías de impacto y de la secuencia carbonatada sedimentaria del Terciario. Tres de los pozos (UNAM-5, UNAM-6 and UNAM-7, con tasas de recuperación de 89 a 99%) recuperaron muestras de las brechas de impacto, las cuales fueron clasificadas en dos unidades, una brecha de superior, rica en clastos de basamento, vidrio diaplético y fragmentos de roca de fusión (melt)(brecha tipo-suevita) y una brecha inferior, rica en fragmentos de caliza, dolomía y clastos de evaporitas (brecha tipo bunte). Las profundidades de los contactos entre la secuencia carbonatada del Terciario y las brechas de impacto son: 332.0 m (bajo el nivel del suelo, b.n.s.) en el UNAM-5, 222.2 m (b.n.s.) en UNAM-7 y 282.8 m (b.n.s.) en UNAM-6, el cual representa la profundidad al límite K/T. En el pozo UNAM-7, el contacto entre la brecha superior y la brecha inferior, se localiza a 348.4 m (b.n.s.), con lo cual tenemos un espesor de 126.2 m para la brecha tipo suevita. El resto de los pozos sólo recuperaron parte de la secuencia carbonatada del Terciario (~200 m de espesor), compuesta, principalmente, por calizas, carbonatos dolomitizados y calcarenitas, con algunos horizontes fosilíferos. Las investigaciones sobre la variación con respecto a la profundidad de la susceptibilidad magnética en la secuencia de las brechas de impacto del cráter de Chicxulub, muestreadas por los pozos UNAM-5 y UNAM-7, revelaron que el arreglo espacial de los minerales magnéticos en la brecha superior, rica en clastos de melt y de basamento cristalino, tienen un comportamiento fractal. Los valores de susceptibilidad magnética se incrementan hacia la base de la secuencia, alcanzando valores de hasta  $1200 \times 10^{-5}$  SI, lo cual sugiere que éstos fueron sometidos a un proceso de alteración hidrotermal de baja de temperatura. El registro de susceptibilidad magnética en el pozo UNAM-6, confirma la ausencia de la brecha superior en éste. El comportamiento fractal de la susceptibilidad magnética, muestra un comportamiento de invariabilidad escalar o propiedad de auto-afinidad, con un espectro de potencia proporcional a la potencia  $-1.6$ , para el pozo UNAM-5 y de  $-1.1$  para el pozo UNAM-7, de la frecuencia espacial. En este trabajo se reportan los resultados de la magnetoestratigrafía del límite K/T y la sección basal de la secuencia sedimentaria preservada en el cráter de impacto de Chicxulub, obtenida en el Programa de Perforación Científica Somera de la UNAM. Tres crones con diferente polaridad fueron observadas, y van desde el Cretácico Tardío al Paleoceno Temprano. Las polaridades registradas se correlacionan con el cron 29R hasta el cron 28N, en un intervalo de 15 m, que comprenden ~2.5 Ma, donde se calcularon tasas de sedimentación de ~1 mm/170 ka para los pozos UNAM-5 (110 km al centro del cráter) y UNAM-7 (127 km al centro del cráter), las cuales pueden estar asociadas a un medio ambiente de depositación de una cuenca cerrada. En estos pozos encontramos un intervalo de

~50 cm de sedimentos que contiene la transición entre los cronos 29R y 29N, lo cual sugiere que la sedimentación durante ~250,000 años, que comprenden desde el límite K/T hasta el cambio de polaridad, fue interrumpido o el depósito fue erosionado. En el pozo UNAM-6 (152 km al centro del cráter), aparentemente la secuencia sedimentaria, contemporánea al magnetocron 29N, no está presente. La falta de la brecha tipo-suevita, un evento con polaridad inversa, relativamente largo, en la base de la secuencia, y una tasa de sedimentación inusualmente baja (1 m/300 ka), sugieren un hiatus importante cerca del límite K/T y a la base de la secuencia sedimentaria del Terciario Temprano, en la plataforma carbonatada de Yucatán en los alrededores del cráter de Chicxulub. Finalmente, al incorporar los datos de litologías, susceptibilidad magnética y magnetoestratigrafía, se propone un modelo actualizado de la estructura de impacto de Chicxulub, utilizando nuevos análisis de la anomalía aeromagnética. Estudios de la variación de la susceptibilidad magnética a lo largo de la columna litológica en el cráter, revelan que las brechas tipo-suevita tienen una firma magnética más significativa que la de la unidad de fusión. El componente cristalino en la brecha, tiene susceptibilidades magnéticas muy altas (hasta  $1200 \times 10^{-5}$  SI), que es mucho mayor que la del melt ( $\sim 500 \times 10^{-5}$  SI) y que la de los fragmentos del basamento cristalino ( $400 \times 10^{-5}$  SI). La reducción al polo y la continuación hacia abajo, revelan que la anomalía tiene una naturaleza compuesta. El análisis de la segunda derivada de la señal magnética, remarca cinco anillos concéntricos en la anomalía, donde el último anillo está correlacionado al anillo de cenotes, apoyando la hipótesis de que el anillo de cenotes es consecuencia del proceso de modificación estructural de la cuenca. El análisis del espectro radialmente promediado, nos permitió estimar la profundidad a las fuentes magnéticas, que van desde los 1000 hasta los 6000 m. Utilizando toda esta información, se desarrollaron nuevos modelos en 2-D de la estructura, los cuales sugieren que la porción norte del cráter está controlada por un sistema de fallas verticales. La principal anomalía que se encuentra al centro de la estructura, es producto de la llamada "alto estructural central", cuya cima podría estar a ~2500 m de profundidad.

## Abstract

A scientific drilling program was carried out by the National Autonomous University of Mexico (UNAM) at the Chicxulub impact crater, during 1994 and 1995. Eight boreholes, ranging in depth from 60 m to 702 m, with a total of 2.62 km of continuous core, were recovered. The high recovery rate (average recovery rate is 87%) allows us to investigate on the stratigraphy of the impact lithologies and Tertiary carbonate sequence. Three of the boreholes (UNAM-5, UNAM-6 and UNAM-7, with core recovery rates up to 99%) sampled the impact breccias that were classified in two units, an upper breccia sequence rich in basement clasts, impact glass and fragments of melt (suevite-like breccia) and a lower breccia sequence rich in limestone, dolomite and evaporite clasts (bunte-like breccia). The rest of the boreholes sampled part of the Tertiary carbonate sequence, composed, mainly of limestones, dolomitized carbonates and calcarenite, with some fossiliferous horizons. The investigations on the variation with depth of the magnetic susceptibility within the impact breccia sequence of the Chicxulub crater sampled by UNAM boreholes UNAM-5 and UNAM-7 reveal that the spatial arrangement of magnetic minerals within the upper breccia unit rich in melt and basement clasts conforms to a fractal distribution. Magnetic susceptibility values increase towards the base of the sequence, suggesting that basement and melt clasts (magnetic minerals) were subjected to a low temperature hydrothermal alteration. The magnetic susceptibility data confirm the absence of the upper breccia unit at UNAM-6 borehole. The fractal behavior of the magnetic susceptibility, show scale invariant or self-similar properties, with a power spectrum proportional to the  $-1.6$  power, for UNAM-5, and  $-1.1$  power, for UNAM-7, of the spatial frequency. We report the magnetostratigraphy of K/T boundary and the first 15 meters of the Tertiary sedimentary sequence recovered from the Chicxulub Impact Crater by the UNAM Scientific Shallow Drilling Program. Three geomagnetic polarities were determined from the upper Cretaceous to the first 15 meters of the lower Tertiary sedimentary sequence. The Polarities recorded span from the magnetochron 29R to 28N in a 15 m interval,  $\sim 2.5$  Ma time span, yielding sedimentary rates of  $\sim 1$  mm/170 ky for boreholes UNAM-5 (110 km from the center of the crater) and UNAM-7 (127 km from the center of the crater), which can be associated to a basinal sea deposition environment. In these boreholes we found a 50 cm interval between the 29R and the 29N chrons, suggesting that the sedimentation during the 100,000 years from the K/T boundary to the polarity shift, was either interrupted or eroded. Within borehole UNAM-6 (152 km from the center of the crater) it appears that the sedimentary sequence containing magnetochron 29N is missing, the lack of the suevite-like unit, the long duration of a reversal event within the base of the sequence and an unusually low sedimentary rate of 1 m/300 ky, indicate an important hiatus within the K/T boundary and the Tertiary sedimentary sequence. Finally, incorporating the lithologic, magnetic susceptibility and magnetostratigraphy, we propose an updated model of the Chicxulub impact structure using new models for the aeromagnetic anomaly data. Studies of the magnetic susceptibility variation along the lithologic column in the crater reveal that the suevite-like breccias have a stronger magnetic signature than

that of the impact-melt. The crystalline component estimated from clasts analyses in the suevite-like breccias has a higher magnetic susceptibility (up to  $1200 \times 10^{-5}$  SI) than that of the impact melt ( $\sim 500 \times 10^{-5}$  SI) and the crystalline basement ( $400 \times 10^{-5}$  SI). Reduction to the pole and downward continuations document a fragmented character of the anomaly. The second-derivative of the magnetic anomaly depicts five concentric rings within the anomaly, the last ring correlates with the cenote ring, supporting the its relation with the buried structure. The analytical signal and the radially averaged spectrum yield an estimate of the depth to the magnetic sources, ranging from 1000 to 6000 m. Using this data, new 2-D magnetic models were developed, which suggest that the fragmented character of the northern portion of the crater might be controlled by system of vertical faults. The main central anomaly is produced by a central uplift that is  $\sim 2500$  m deep, from ground level, in the central area of the crater.



## **I. Introducción**

La estructura de impacto de Chicxulub en la porción norte de Yucatán (Fig.- 1), fue reconocida por primera vez como una zona de anomalías concéntricas en exploraciones gravimétricas alrededor de 1948 (Cornejo-Toledo y Hernández-Osuna, 1950), lo que llevó a Petróleos Mexicanos (PEMEX) a realizar una campaña de perforación, con ocho pozos, los cuales tuvieron recuperación de núcleos intermitente, esta campaña se completó a mediados de los años 70. Esta campaña reveló ocurrencias inusuales de rocas cristalinas y brechas del Cretácico Superior, que en ese momento se interpretaron como provenientes de un campo volcánico. Penfield y Camargo (1981) fueron los primeros en reportar las inusuales características de la estructura en Chicxulub y sugirieron que podrían ser consecuencia de un estructura de impacto. A pesar de que existen otros reportes que señalaron en su momento que éste podría ser el sitio del impacto Cretácico-Terciario (K/T) propuesto por Alvarez et al. (1980), el cráter de Chicxulub pasó inadvertido por casi una década. Durante la década de los 90, Chicxulub se convirtió en el centro de una intensa actividad científica, muestras de los núcleos fueron localizadas y un gran número de análisis de laboratorio empezaron a revelar importantes evidencias de que el cráter de Chicxulub estaba ligado a los eventos de extinción del límite K/T (Hildebrand et al., 1991; Pope et al., 1991, 1993; Kring and Boynton, 1992; Swisher et al., 1992; Blum et al., 1993; Sharpton et al., 1992, 1993, 1994a, 1994b). En Noviembre de 1993, una reunión auspiciada por el Grupo Interagencias Coordinador de Perforación Continental Científica, se realizó en Puerto Vallarta, Jalisco, México, por Virgil Sharpton y Luis Marín para desarrollar un plan científico para estudiar la cuenca de Chicxulub. En

1994, la UNAM desarrolló el Programa de Perforación Somera en la porción sur del cráter de Chicxulub dirigida por el Dr. Luis E. Marín del Instituto de Geofísica. Las perforaciones fueron patrocinadas por Servicios Corporativos FRISCO. La investigación científica fue patrocinada por un proyecto de la Dirección General de Asuntos del Personal Académico de la UNAM al Dr. Luis E. Marín. Fondos adicionales para este proyecto fueron proporcionados por el Dr. Eugene C. Perry de la Universidad de Northern Illinois y el Dr. Virgil Sharpton del Lunar and Planetary Institute de la NASA. Una fase inicial de documentación de los núcleos recuperados, se llevó a cabo con fondos de la National Science Foundation (NSF) otorgados a Virgil Sharpton y Luis E. Marín. Con estas muestras se realizaron los primeros estudios de las litologías de impacto, realizados por Alberto Trejo, Francisco Velásquez y Pedro Vera en sus tesis de licenciatura. En 1996 se inicia el proyecto de Perforación Profunda, con un propuesta sometida al International Continental Drilling Program por Luis E. Marín (UNAM), Virgil Sharpton (LPI) y Gerardo Suárez (UNAM), la cual fue aprobada. En una reunión sostenida en la ciudad de Mérida, Yucatán, México, con la asistencia de alrededor de 42 científicos de siete países, y con la información obtenida de las muestras de las perforaciones de la UNAM y de perfiles sísmicos, se decidió ubicar el nuevo pozo a ~30 km al sur de la ciudad de Mérida. Esta nueva fase de perforación iniciará a finales de Noviembre de 2001, con un nuevo equipo de científicos, esta vez encabezados por el Dr. Jaime Urrutia.

## Capítulo 1. Mecánica de impactos

El impacto de un cuerpo celeste (meteorito, asteroide, cometa, etc.), desencadena una serie de procesos, que se suceden tan rápidamente, que lo hacen difícil de estudiar. Muchos de estos objetos viajan a hipervelocidades (entre 11 y 72 km/s), lo cual, considerando la ecuación de la energía cinética:  $E_k = \frac{1}{2} mv^2$  (donde  $E_k$  = energía cinética,  $m$  = masa y  $v$  = velocidad), los convierte en generadores de eventos de muy alta energía. Como ejemplo, la formación del "Meteor crater" en Arizona, requirió, un estimado, de  $6 \times 10^{22}$  ergs (King, 1976), y la cuenca Imbrium, en la Luna, requirió un evento que generara  $1 \times 10^{32}$  ergs (King, 1976). Aunque lo limitado de los experimentos realizados, para estudiar el fenómeno de generación de estructuras de impacto, principalmente aprovechando pruebas nucleares y de misiles de alta velocidad, se ha logrado establecer una secuencia de eventos en un impacto. Existen tres etapas de formación de un cráter de impacto (Grieve, 1987; Melosh 1989; French 1998) (Figura.- 1):

### 1) Fase de contacto y compresión

- a. Contacto inicial
- b. "Jetting"
- c. Engolfamiento final

### 2) Fase de excavación

- a. Expansión radial
- b. Flujo lateral
- c. Engolfamiento final

### 3) Fase de modificación

- a. Derrumbes

b. Ajuste Isostático

c. Erosión y relleno.

### 1. Fase de contacto y compresión

El estado de compresión inicia con el contacto del proyectil con la superficie del objetivo. Ondas de choque son generadas inmediatamente, tanto en el objetivo, como en el proyectil. Las ondas de choque se propagan radialmente a partir del punto de contacto a lo largo de un frente cuasi-hemisférico, y alcanza presiones del orden de los megabares, en fracciones de segundo (King, 1976). Si el planeta o cuerpo afectado, no tiene atmósfera, el proyectil no afectará el objetivo hasta impactar (Melosh, 1989).

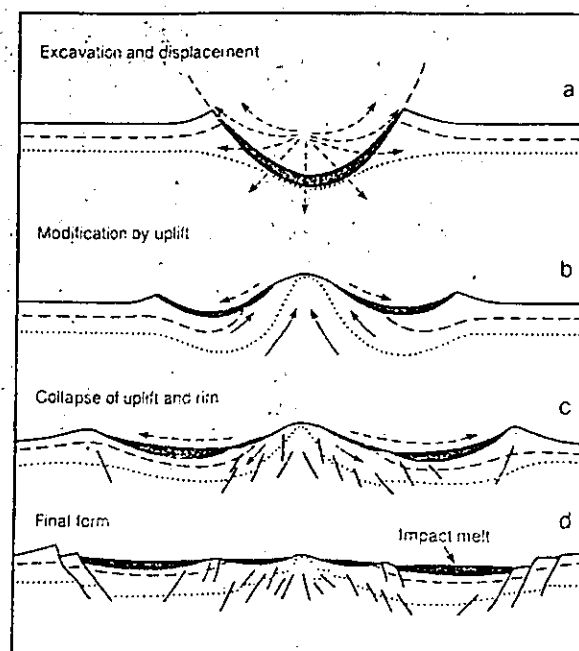


Figura 1. La fase de modificación en la formación de un cráter complejo. Después de la excavación (a), rebote de la zona central debajo del cráter empuja hacia arriba, formando la elevación central (b). El levantamiento, eventualmente, se colapsa (c), en conjunción con el colapso del borde. En la forma final (d), el cráter consiste de material derrumbado, de paredes, del pico central y/o del anillo central, el piso del cráter se cubre por la capa de "melt" (Tomado de Spudis, 1993).

El proyectil empuja el material, fuera de su trayectoria, comprimiéndolo y acelerándolo hasta una gran fracción de la velocidad de impacto. Al mismo tiempo la resistencia a la penetración desacelera el proyectil. Estos cambios de velocidades son mediados por ondas de choque, el material, en la zona entre el proyectil y el área de impacto, es fuertemente comprimido creando ondas de choque. La fase de contacto y compresión, termina después de que el proyectil ha sido descargado, tras la etapa de la alta presión. El resultado principal de esta fase es que: la mayor parte de la energía cinética inicial del proyectil, ha sido transferida a las rocas a impactar, las rocas son comprimidas, calentadas y aceleradas a grandes velocidades.

Esta fase se caracteriza por las altas presiones, temperaturas y velocidades, todo concentrado en una región comparable con el tamaño del proyectil. La duración de esta fase, depende de la composición, tamaño y velocidad del proyectil. Por ejemplo, un proyectil de silicato, de 10 m de diámetro, viajando a 10 km/s, tiene una fase de contacto y compresión de ca.  $10^{-3}$  s, mientras que un proyectil de la misma composición, viajando a la misma velocidad, pero con un diámetro de 1 km, tendrá una fase de contacto y compresión de  $10^{-1}$  s de duración.

## **2. Fase de excavación**

La fase de excavación inicia inmediatamente después de que la fase de contacto y compresión termina. Durante esta fase una onda de choque semi-hemisférica se propaga hacia el objetivo, debilitándose conforme se expande y engolfa más material. La onda de choque y las de rarefacción subsecuentes, ponen el material en movimiento e iniciando un flujo de excavación subsónica, que eventualmente abre el cráter. Este tiene un diámetro varias veces mayor al diámetro del proyectil.

Se genera una cortina de eyecta que cubre el terreno adyacente al cráter final. El tiempo de duración de esta fase, es mayor que la fase anterior, requiriendo de segundos, o hasta minutos, para alcanzar la etapa final. Esto produce un flujo lateral de eyecta (King, 1976). El cráter adopta su forma final cuando la eyecta aún viaja en trayectorias balísticas (Melosh, 1989).

### **3. Fase de modificación**

Una vez que el cráter ha sido completamente excavado, inicia la modificación del mismo. La fase de excavación produce un "cráter de transición" con forma parabólica, que generalmente se colapsa por efectos gravitacionales. Existen derrumbes que se acumulan en el fondo del cráter. Cráteres de dimensiones mayores (> 10 km de diámetro), presentan terrazas producto del fallamiento normal y, en ocasiones, presentan una elevación en su parte central que, en cráteres muy grandes, puede presentarse como un anillo central (King, 1976). Los principales fenómenos de modificación son, la erosión y el relleno, al menos en la Tierra, Luna, Marte y tal vez otros planetas del sistema solar. Una característica importante de los impactos, es el fenómeno del metamorfismo de impacto, el cuál genera minerales "pseudo-morfos", como la "stishovita" y la "coesita", que son minerales pseudo-morfos del cuarzo. Estos minerales se generan debido a las altas presiones alcanzadas al momento del impacto. Este mismo fenómeno de alta presión y temperatura, genera el llamado "melt" o roca fundida, que incorpora todos los materiales presentes al momento del impacto (rocas impactadas y proyectil), y se crea el llamado "melt sheet". Algunos fragmentos del melt que son disparados en trayectorias balísticas, se enfrían en el aire, en forma de gotas, y crean las llamadas "tektitas", que dependiendo de su contenido de vidrio y agua,

pueden clasificarse en: tektitas, krystitas, o genéricamente, "esférulas de melt" (Kring, 1998).

Otro evento característico de un impacto, es la llamada "reversión estratigráfica". Este fenómeno es producto directo de la fase de excavación, ya que los primeros materiales excavados, serán los primeros en ser expulsados y, claro está, los primeros en ser depositados, y la última parte de las rocas excavadas, serán depositadas, también, al último, generando una "estratigrafía invertida" (Figura.- 2) (Spudis, 1993).

De las litologías generadas por el impacto, además del "melt", se genera lo que se ha definido como brechas. En el cráter de Ries en Alemania, se han descrito dos tipos fundamentales de brecha (Stöffler, 1977; Von Engelhardt, 1990; Newsom, 1990), una brecha polimíctica, con alto contenido de material fundido (melt, vidrio) alterado por el impacto, y material propio del basamento y litologías locales, denominada "Suevita", que se ha convertido en un termino petrográfico común. Otro tipo de brecha, que se ha denominado como "Bunte", es una brecha polimíctica (Hörz *et al.*, 1983), dominada principalmente por clastos provenientes de las litologías originales, sin incorporar material fundido.

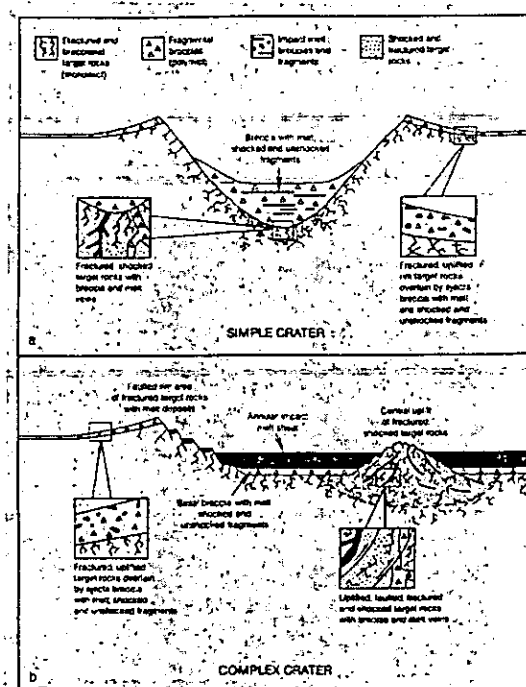


Figura 2.- Diagrama esquemático mostrando la estratigrafía invertida en el borde del "Meteor Crater", en Arizona. Estructuras, tales como, fallas inversas de bajo ángulo, bordes de anticlinales y depósitos verticales, y depósitos ligeramente inclinados, son comunes en los bordes de cráteres de impacto bien conservados. (Tomado de King, 1976).

En cuanto al tamaño del cráter que, determinadas características del impacto, generará, varios autores han realizado modelos teóricos, algunos, y otros experimentales.

Experimentos y modelos numéricos predicen la formación de una cavidad casi hemisférica, con un diámetro cercano al del proyectil. La cavidad crece a una razón que disminuye constantemente hasta alcanzar su profundidad máxima.

Acercas del diámetro final del cráter (Shoemaker et al., 1990), proponen el siguiente modelo:

$$D = 0.0074 \cdot cf \cdot \left( \frac{g_e}{g} \right)^{\frac{1}{6}} \cdot \left( W \frac{\rho_a}{\rho_t} \right)^{\frac{1}{3.4}} \quad (1)$$



donde:

$D$  = diámetro final en km

$cf$  = factor de colapso del cráter. 1.3 en la Tierra para cráteres > 4 km de diámetro.

$g_e$  = gravedad en la superficie terrestre.

$g$  = gravedad en la superficie del cuerpo donde se forma el cráter.

$W$  = energía cinética en kilotonnes de TNT.

$\rho_a = 1.8 \text{ g/cm}^3$ , densidad del proyectil.

$\rho_t$  = densidad de las rocas impactadas.

El mismo Shoemaker y colaboradores (1990), introducen una corrección para impactos oblicuos:

$$D_i = D(\text{sen } i)^{\frac{2}{3}} \quad (2)$$

donde:

$D_i$  = diámetro corregido.

$D$  = diámetro

$i$  = ángulo de impacto.

Por su parte (Schmidt, 1982), proponen el siguiente modelo,

$$D_g = kd \left[ \left( \frac{\sigma}{\rho} \right) \left( \frac{u}{\sqrt{dg}} \right) \right]^{\frac{1}{3}} \quad (3)$$

donde:

$D_g$  = diámetro del cráter.

$d$  = diámetro del proyectil.

$k$  = factor de acoplamiento.

$\sigma$  = densidad del proyectil.

$\rho$  = densidad de las rocas a impactar.

$u$  = velocidad de impacto.

$g$  = gravedad.

Y Croft (1985), introduce la siguiente corrección:

$$D_R = D_q^{0.15} D_r^{0.85} \quad (4)$$

donde:

$D_q$  = diámetro del cráter de transición.

$D_r$  = diámetro observado.

En cuanto a la profundidad del cráter, experimentalmente se ha observado que la profundidad máxima de excavación es, aproximadamente 1/3 de la profundidad del cráter de transición o 1/10 del diámetro de transición.

$$H_{exc} \approx \frac{1}{3} H_t \approx \frac{1}{10} D_t \quad (5)$$

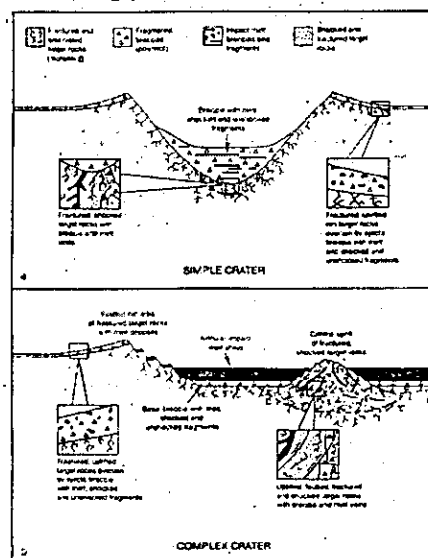


Figura 3.- Principales características de cráteres, a) cráter simple, b) cráter complejo (King, 1976).

Otro aspecto importante, es la diferenciación entre cráteres y cuencas multi-anilladas (Figura.- 3). El tamaño exacto que diferencia uno de otro, no es claro. En la Luna, cráteres de más de 300 km, de diámetro, han sido clasificados como cuencas. Un excelente ejemplo de un cráter simple, es el "Meteor Crater" en Arizona, EE.UU. (Figura.- 4), el cual tiene una forma parabólica, con un diámetro de 1,220 m y 184 m de profundidad. Aunque no es circular, sino más bien rectangular, probablemente un efecto de las fracturas preexistentes en las rocas impactadas (King, 1976).

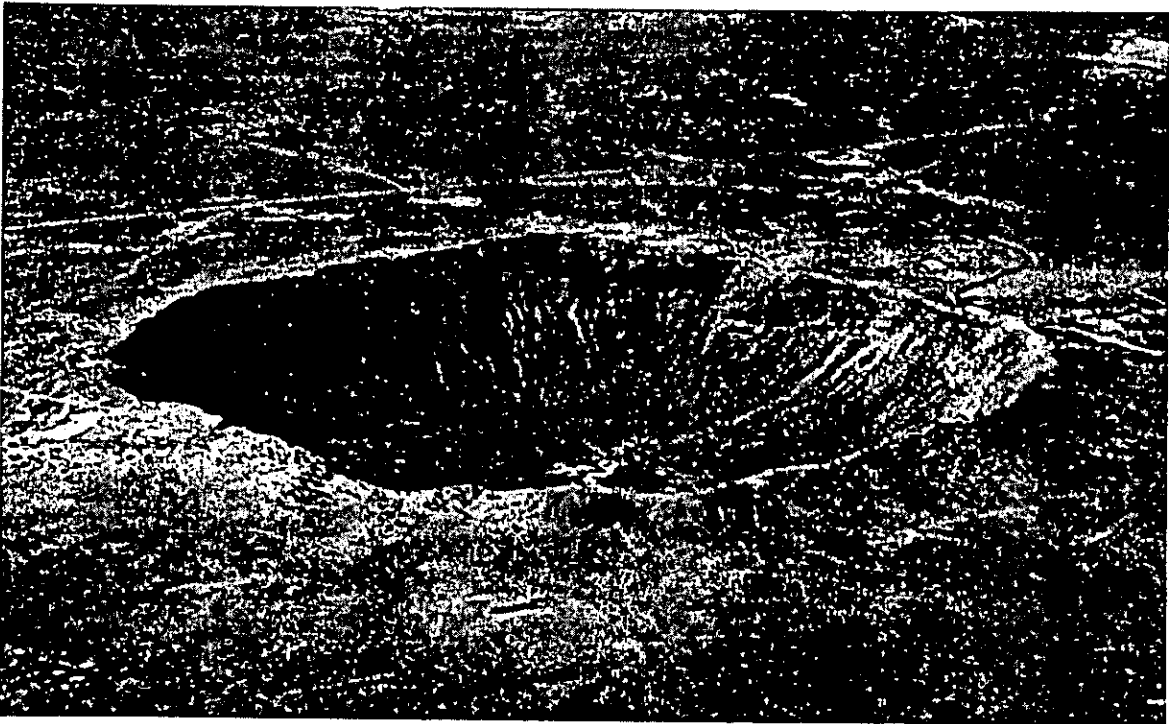


Figura 4.- Meteor crater, en Arizona, con 1,220 m de diámetro y una profundidad de 184 m. En la fotografía se aprecia la geometría rectangular del cráter.

Spudis (1993) define como cuenca a: cráteres complejos, de gran tamaño, de ocurrencia natural, con morfología original de multianillos. El arquetipo de una cuenca multi-anillada, se encuentra en la Luna. La cuenca Orientale (Figure.- 5),

se localiza en el costado oeste de la Luna, y se encuentra llena de basaltos de mare y, de las grandes cuencas lunares, es la más joven.

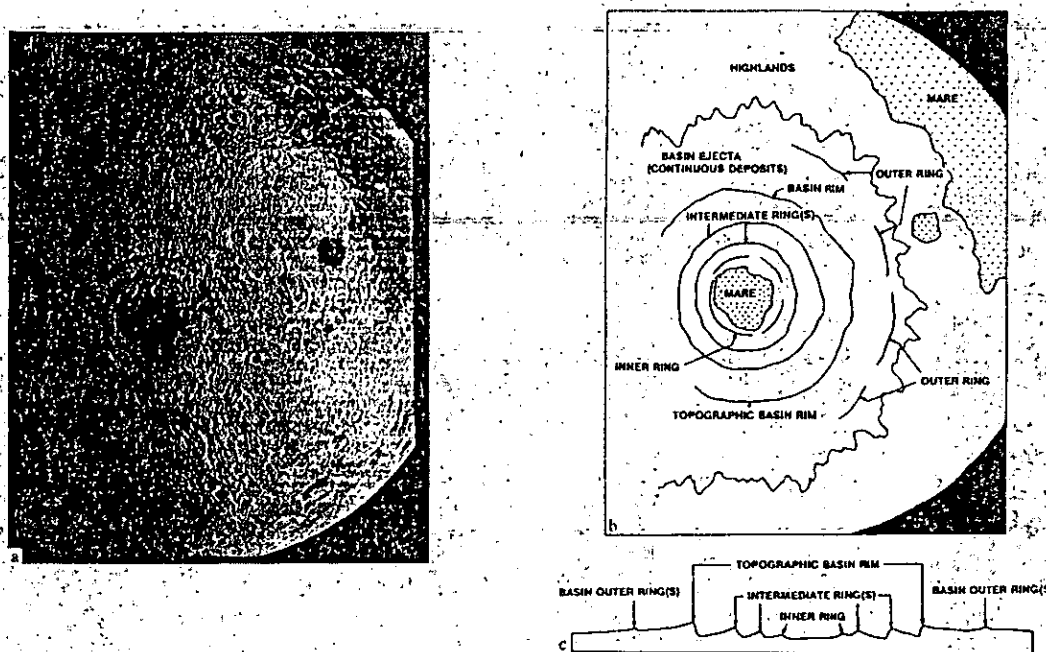


Figura 5. Fotografía (a), croquis de la cuenca y sus anillos (b), sección transversal (hipotética) (c), de una cuenca multi-anillos típica en la Luna (Oriental), mostrando características específicas.

La cuenca Orientale, tiene, al menos, 4 anillos internos y dos externos o secundarios (Figura.- 5):

- 1) interior de 320 km de diámetro
- 2) interior de 480 km de diámetro
- 3) exterior de 620 km de diámetro
- 4) anillo montañoso de 930 km de diámetro
- 5) exterior de 1,300 km de diámetro
- 6) exterior de 1,900 km de diámetro

Otra característica de las cuencas multianilladas, es la presencia de una elevación o "pico" central, que en cuencas muy grandes, como la Orientale, se presenta

como un anillo central de "picos". También se ha estimado que los anillos guardan una relación espacial dominada por un factor de  $\sqrt{2}$ .

En la Tierra, la única cuenca, realmente, multi-anillada que se ha localizado, es la estructura de Chicxulub, sin embargo, aun hay controversia en cuanto al número de anillos y el diámetro real de la estructura; el diámetro calculado, con mayor aceptación, es el de 180 km (Kring, 1994). Aun cuando este es un cráter de dimensiones mucho menores a las grandes cuencas lunares, éste presenta las principales características de una cuenca multi-anillada: elevación central, cuatro anillos (detectados mediante gravimetría), "melt", esférulas, etc., por lo cual, podemos considerar al cráter de Chicxulub, como la cuenca multi-anillada mejor conservada en la Tierra.

#### Referencias

- French, B. M. (1998). *Traces of a Catastrophe: A handbook of Shock-Metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures*. Houston, TX., Lunar and Planetary Institute.
- Hörz, F., R. Ostertag, D.A. Rainey (1983). "Bunte breccia of the Ries: Continuous Deposits of large Impact Crater." *Reviews of Geophysical Space Physics* 21: 1667-1725.
- King, E. A. (1976). *Space Geology. An Introduction*. New York, U.S.A., John Wiley & Sons.
- Kring, D. A. (1998). *Meteorites and their properties*, The University of Arizona.
- Melosh, H. J. (1989). *Impact Cratering: A Geologic Process*. New York, Oxford University Press.
- Newsom, H., G. Graup, D. Iseri, J. Geissman and K. Keil, 1990, The formation of the Ries Crater, West Germany: Evidence of atmospheric interactions during a large cratering event, in: *Global Catastrophes in Earth History: An Interdisciplinary Conference on Impacts, Volcanism and Mass Mortality*, edited by V.L. Sharpton and P.D. Ward, pp. 195-206, *Geol. Soc. Am. Sp. Pap.*, 247.

- Schmidt, R. M. and K. A. Holsapple. (1982). Estimates of Crater Size for Large Body Impact,, Geological Society of America.
- Shoemaker, E. M., R.F. Wolfe and C.S. Shoemaker (1990). Asteroid and Comet Flux in the Neighborhood of Earth, in: Global Catastrophes in Earth History: An Interdisciplinary Conference on Impacts, Volcanism and Mass Mortality, edited by V.L. Sharpton and P.D. Ward, pp. 195-206, Geol. Soc. Am. Sp. Pap., 247.
- Spudis, P. D., 1993, The Geology of Multi-ring Impact Basins, Cambridge University Press, New York, U.S.A., 263 pp. (1993). The Geology of Multi-ring Impact Basins. New York, Cambridge University Press.
- Stöffler, D. (1977). "Research drilling Nördlingen 1973: polymictic breccias, crater basement and cratering model of the Ries impact crater." Geol. Bavarica 75: 443-458.
- Von Engelhardt, W. (1990). "Distribution, petrography and shock metamorphism of the ejecta of the Ries crater in Germany- A review." Tectonophysics 171: 259-273.

## Capítulo 2. Tectónica de Yucatán

El excelente estado de conservación del cráter de impacto de Chicxulub lo ha convertido en uno de los objetos de estudio, en el área de los impactos planetarios, más interesantes en nuestro planeta. Su cubierta sedimentaria del Terciario, ha evitado eventos erosivos violentos, y el hecho sobresaliente de que se encuentre en una zona tectónica "pasiva" ha evitado su deformación, levantamiento o subsidencia. Por lo cual resulta necesario revisar la historia tectónica del Golfo de México y el Caribe.

Algunas interpretaciones definen al Golfo de México y al Caribe, como material continental sumergido, o como el sitio de una cuenca oceánica permanente, existente desde el Paleozoico (Burke *et al.*, 1984; Salvador, 1991).

Se han hecho intentos para reconstruir la historia Paleozoica y Mesozoica de la región Golfo de México-Caribe-Atlántico central. Existe el consenso de que el inicio de la apertura y formación de esta región, está ligada al rompimiento de la porción occidental de la Pangea (Duncan y Hargraves, 1984; Burke *et al.*, 1984; Salvador, 1991; Marton y Buffler, 1994).

La historia de apertura del Golfo de México y el Caribe, no son independientes entre sí, podrían ser tratados como un sólo sistema, sin embargo, dado que las estructuras mesozoicas del Caribe han sido deformadas por eventos tectónicos más jóvenes (Cretácico tardío al presente) (Marton y Buffler, 1994), no es posible hacerlo, por lo cual se tratan de manera independiente.

Las interpretaciones de cómo han evolucionado el Golfo de México y el Caribe, dependen de la interrelación de las placas de Norteamérica, Sudamérica y África,

así como de pequeños fragmentos de corteza continental como Yucatán, Chortis y la Isla de Pinos.

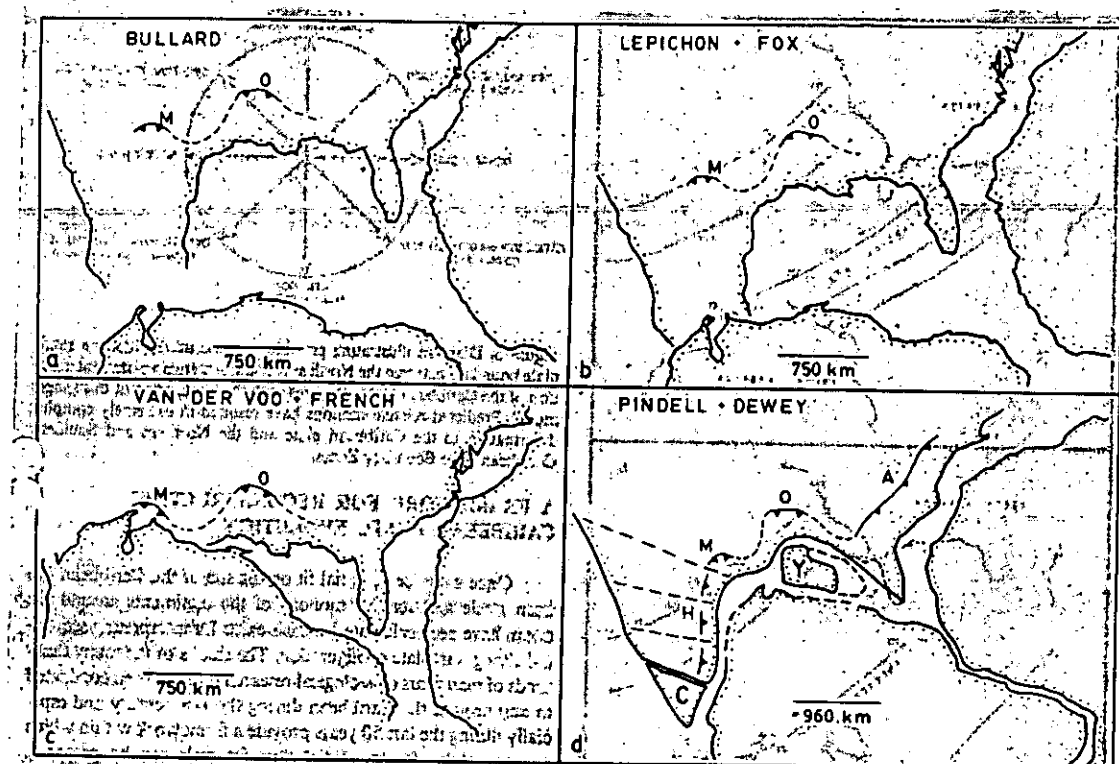


Figura 6. Cuatro modelos de reconstrucción continental para el Mesozoico. A) Bullard y Smith, 1965, basado en bordes continentales opuestos, semejantes en configuración. B) Le Pichon y Fox, 1971, basado en la alineación de zonas de fracturas marginales. C) Van der Voo y French, 1974, basado en datos paleomagnéticos de continentes que circundan el Atlántico. D) Pindell y Dewey, 1982, basado en la alineación de zonas de fractura marginales, datos paleomagnéticos y ajuste del norte de Brasil y la margen de Guinea en África. Cinturones de Pliegues: O-Ouchitas, M-Maratón, A-Apalaches, H-Huasteca; bloques continentales: C-Chortis, Y-Yucatán (Tomado de Burke *et al.*, 1984).

### Historia tectónica del Caribe

El entendimiento de la evolución tectónica del Caribe, ha resultado sumamente complicado, debido a la ausencia de anomalías magnéticas en el piso oceánico, que sean fácilmente identificables. Duncan y Hargraves (Burke 1984) estiman que



esto se debe al grosor poco usual de la corteza (~10 a 15 km). Estudios de refracción sísmica en la cuenca de Yucatán, arrojan datos de 15 a 30 km de espesor (Rosencrantz 1990).

Existen varios modelos de la historia tectónica del Caribe. Burke *et al.*, utilizan el modelo de Pindell y Dewey (1982) para elaborar sus modelos de la historia tectónica del Caribe. Pindell y Dewey (1982), utilizan datos paleomagnéticos, zonas de fractura en el Atlántico Central y un modelo geométrico con la costa de Brasil y del Golfo de Guinea, embonando estrechamente, con espacio suficiente para colocar al bloque de Yucatán en medio (Figura.- 6d). Estos autores separan a México en tres fallas, inferidas a partir de reconstrucciones del cinturón de pliegues de la Huasteca y colocan a Chortis al sur de México.

Por otra parte, Duncan y Hargraves (1984), proponen un modelo que utiliza como marco de referencia puntos calientes (Fernando de Noronha, Galápagos y Salas y Gómez), para describir el movimiento circular de la placa del Caribe.

A lo largo de este trabajo, citaré, de manera alternada, los modelos de Burke y colaboradores (1984) y de Duncan y Hargraves (1984) como referencia principal, para elaborar una síntesis de la historia tectónica del Golfo de México-Caribe, desde su apertura hasta el presente.

En la figura 7, se muestra la trayectoria relativa de Sudamérica con respecto a Norteamérica, utilizada por Burke y colaboradores (1984) para su modelo. Esta trayectoria muestra a Sudamérica alejándose de Norteamérica durante el Jurásico, proceso con el que se inició la formación de piso oceánico en el Golfo de México y el Caribe (extensión y desplazamiento sinistral).

Durante el periodo de 80 a 65 Ma, en el Cretácico Tardío, Sudamérica se desplazó hacia el ENE con respecto a Norteamérica (transpresión sinistral). Este movimiento fue seguido de extensión y desplazamiento dextral, entre los 65 Ma y los 6 Ma (Burke *et al.*, 1984).

De manera sucinta, el movimiento de Sudamérica con respecto a Norteamérica, consiste en una rotación en sentido horario, casi longitudinal, movimiento latitudinal y finalmente movimiento longitudinal hacia el oeste (Burke *et al.*, 1984).

### **Facies relacionadas con la apertura y piso oceánico**

La formación Cayetano en Cuba contiene sedimentos relacionados con las facies de depositación del proto-Atlántico, es el único sitio donde se ha encontrado este ambiente, ya que éste no se encuentra, ni el Golfo de México, ni en ningún otro lugar de la costa del Atlántico (Burke *et al.*, 1984).

La Isla de Pinos, con rocas silíceas con cianita, aunque de origen incierto, aparentemente continental, podrían representar un fragmento de basamento Paleozoico de Yucatán (Burke *et al.*, 1984).

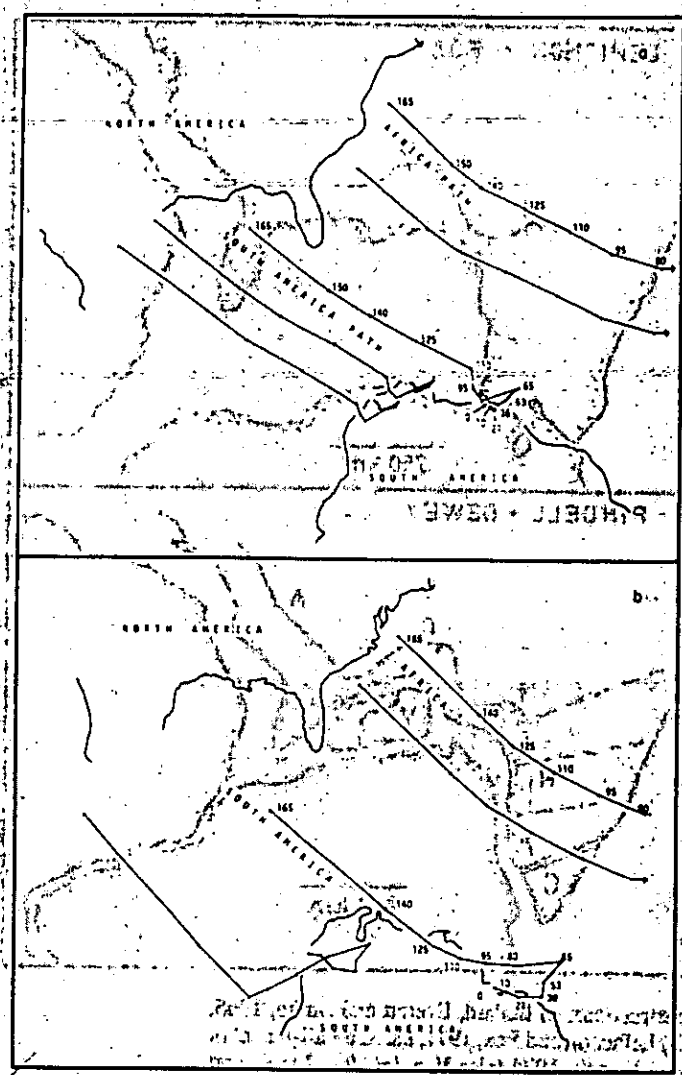


Figura 7. Vectores de movimiento relativo de varios puntos de Sudamérica con respecto a Norteamérica (fija); a) basado en datos paleomagnéticos presentados por Pindell y Dewey (1982); b) basado en datos presentados por Sclater y otros (1977). Las diferencias entre a y b, resultan de posiciones iniciales diferentes y modelos diferentes para la apertura del océano Atlántico sur. La posición de Sudamérica con respecto a Norteamérica en varios periodos del Jurásico provee un marco de referencia en el cual se basa la evolución del Caribe. Las configuraciones de las fronteras de placa en cada tiempo, deben concordar con los movimientos relativos de los continentes para el próximo intervalo (Tomada de Burke *et al.*, 1984).

El complejo Bermejo en Puerto Rico, que contiene rocas Jurásicas aunque su emplazamiento es posterior, es el único sitio en el Caribe que contiene material

ofiolítico (Figura.- 8)(Burke et al., 1984). La formación de piso oceánico en el Golfo de México inició antes que en el Caribe. Una de las evidencias más importantes del inicio de condiciones oceánicas en el Caribe, es la secuencia de más de 1 km de evaporitas del Jurásico tardío a Cretácico temprano del Golfo de Paria (CM1, Figura.- 8) (Burke et al., 1984).

Los lechos rojos en Yucatán (No. 20, Figura.- 8), indican un evento de "rift", y que el desplazamiento de Yucatán del lado norte del Golfo de México, como lo indica la distribución de evaporitas en ambos lados del Golfo (Marton y Buffler, 1994; Burke et al., 1984), requieren una zona de sutura y una estructura de desplazamiento lateral en el Istmo de Tehuantepec (no. 21, Figura.- 8). La única evidencia de que la actividad tectónica continuó en Yucatán, es la ocurrencia de andesitas submarinas, aparentemente de edad Cretácico, en el subsuelo de Yucatán (Burke et al., 1984).

Estructuras del golfo mismo (no. 23-29, Figura.- 8), incluyen evidencias de dispersión marginal en Huayacocotla (no. 26, Figura.- 8), evaporitas gruesas (no. 23, 27 y 29, Figura.- 8), que se han interpretado como corteza sobreyaciendo el "rift" (corteza continental adelgazada) en algunas áreas y corteza oceánica en otras, así como sedimentos gruesos pre-Cretácicos (no. 24 Figura.- 8). La costa de los Estados Unidos del Golfo de México, registra una amplia zona de extensión entre un sistema de fallas, bordeando corteza continental de grosor normal (no. 31, Figura.- 8) y piso oceánico con "horsts" generalmente caracterizados por la ausencia de evaporitas y "rifts" caracterizados por gruesos cuerpos diapíricos de sal (Burke et al., 1984).

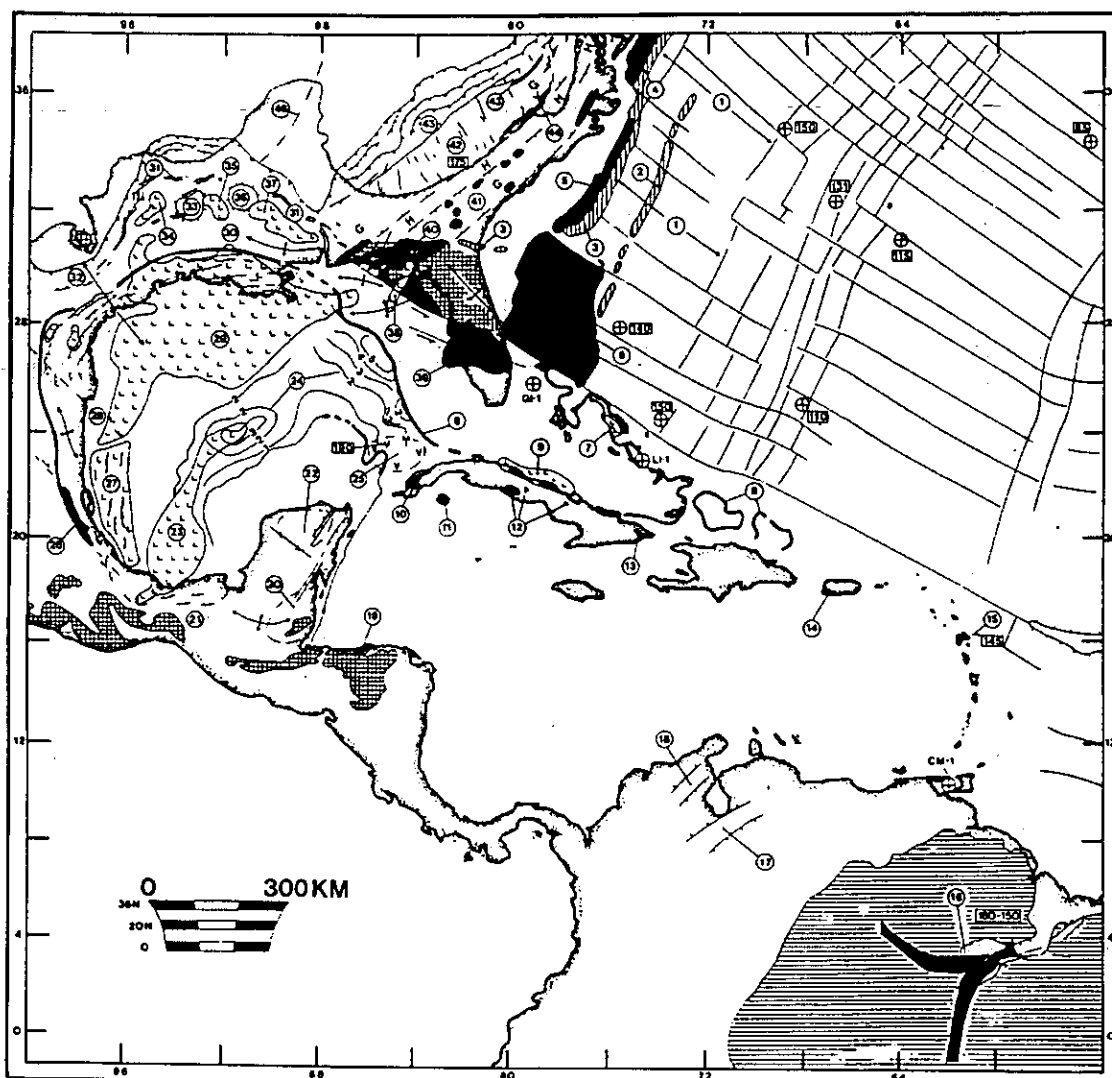


Figura 8. Mapa compilado de las características desarrolladas durante la apertura del Caribe y Centro América en el Jurásico-Cretácico. Las áreas grises indican "rifts" formados durante la ruptura del norte de África del este de Norteamérica y Sudamérica de México y el sur de los Estados Unidos. El área con achurado horizontal, es el escudo de la Guayana, seccionado por un sistema triple de "rift" que no se desarrolló. El "rift" inició en el Triásico tardío-Jurásico temprano, aproximadamente a lo largo de la sutura del Pensilvánico-Pérmico, marcando el sitio de un océano Paleozoico entre Norteamérica y África-Sudamérica. El grupo de "rifts" de Newark, a lo largo del borde continental, están bien expuestos y estudiados (no. 43 y 44) y aquellos debajo de la planicie costera (no. 31, 40, 41) y la plataforma continental (no. 4 y 5) se han reportado en la superficie, aquellos del norte de Sudamérica han sido cortados por el movimiento oeste-este post-Eoceno relativo de la placa Caribe; vestigios de "graben" han sido identificados en el levantamiento de Perija y los Andes de Mérida (no. 17 y 18) y la marina Couva-1 en el Golfo de Paria (CM-1) (Tomado de Burke *et al.*, 1984).

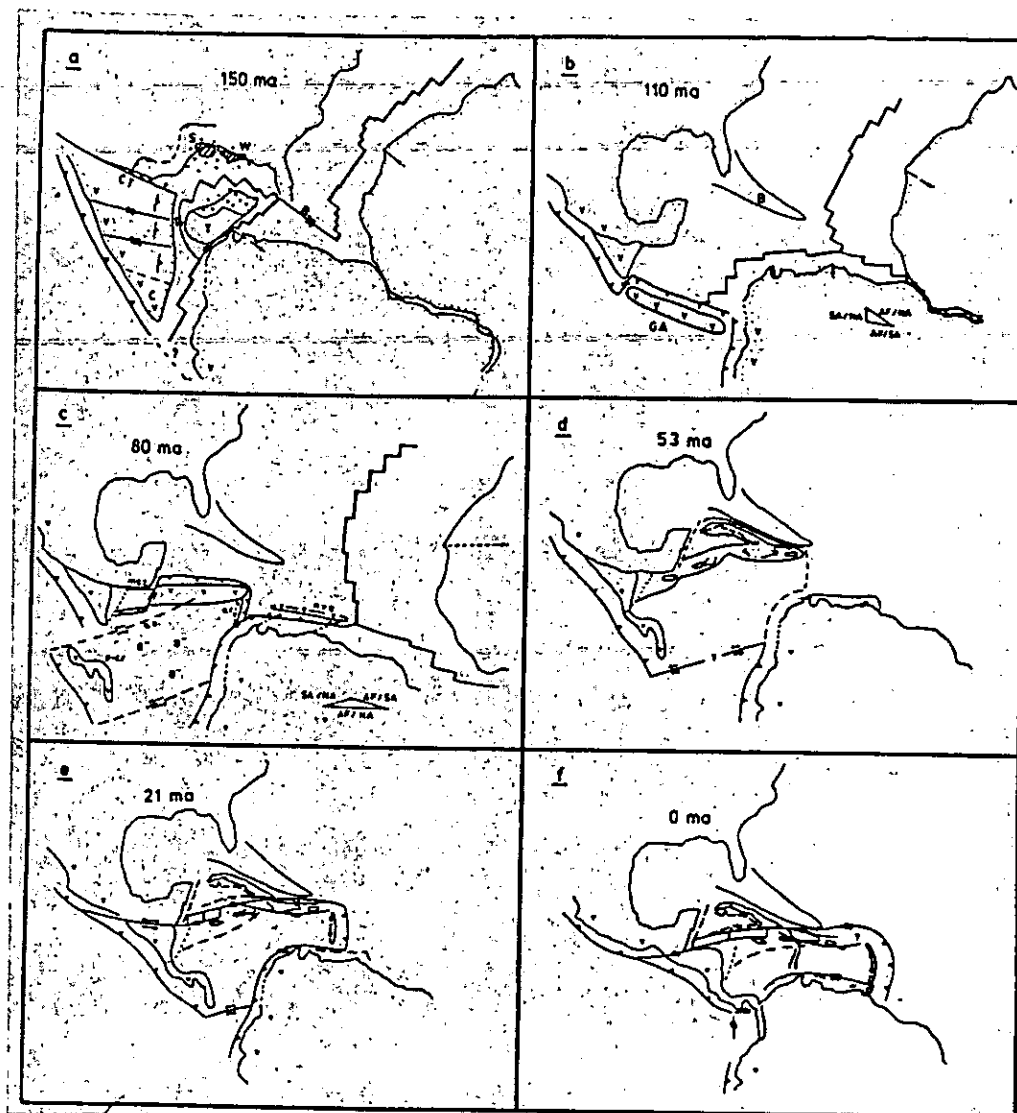


Figura 9. Esquema general de la evolución del sistema Caribe/Golfo de México en el marco de los vectores de movimiento de relativo. Tres fases generales de evolución geológica se predicen aquí a partir de la consideración del movimiento relativo entre Norte y Sudamérica. Las fases son: 1) Extensión Jurásico-Cretácico temprano, con desplazamiento lateral izquierdo y desarrollo de márgenes estables (cruces = evaporitas; w = Arco de Wiggins; S = Arco de Sabine; Y = bloque de Yucatán; C = bloque de Chortis; B = plataforma de Bahamas; CT = depresión de Chihuahua; V = Arco volcánico; líneas barbadas = cabalgamientos y zonas de subducción; barbas en el bloque de piso; flechas = desplazamientos de los puntos, en relación a la placa de Norteamérica. 7a) Convergencia de Sudamérica en el Cretácico-Paleógeno. 7 b,c y d, Movimiento, Post-Eoceno, relativo de la placa Caribe, en relación a América. 7 e y f, Los morfología de las masas terrestres, especialmente el norte de Sudamérica, ha sido severamente alterado por la fase de movimiento lateral, así como por las colisiones (Tomado de Burke, et al., 1984).

Una limitante importante para interpretar la evolución tectónica del Caribe, es que ningún área de piso oceánico, formado durante la separación inicial de Afrecha y Sudamérica de América, se preserva, excepto como fragmentos en prismas de intrusión.

La mayor parte del Caribe está, actualmente, subyacido por piso oceánico. Mediciones hechas en el Caribe con sísmica de refracción, sugieren que la discontinuidad M, está a 15-20 km, con velocidades de la corteza oceánica correspondiente a basaltos (Rosencrantz 1990). Algunos autores proponen que este piso oceánico fue transportado desde el Pacífico (Burke *et al.*, 1984; Duncan y Hargraves, 1984; Salvador, 1991; Marton y Buffler, 1994).

### **Evolución del Caribe**

El Golfo de México ya se encontraba formado hace 150 Ma (Burke *et al.*, 1984; Duncan y Hargraves, 1984; Salvador, 1991; Marton y Buffler, 1994), con adelgazamiento de la costa del Golfo, con "horsts" en el arco Wiggins y el levantamiento de Sabine, Yucatán había rotado alejándose de Norteamérica y secuencias evaporíticas se habían depositado en el piso del "rift" y corteza oceánica (Burke *et al.*, 1984).

Datos paleomagnéticos indican que una parte significativa de México rotó 130° en sentido anti-horario, contemporáneamente a la apertura del Golfo, por lo que una discontinuidad estructural debe existir entre México y el cratón de Norteamérica (Burke *et al.*, 1984).

Hacia los 140 Ma, el piso oceánico se había formado, después de que las evaporitas habían cesado de depositarse. También hacia esta época, México había adquirido una morfología similar a la actual (Burke *et al.*, 1984).

En la figura 9 se muestra un modelo general del Caribe y Golfo de México. En la figura 9a (150 Ma) se propone un centro de dispersión que empieza a desarrollarse entre Sudamérica y Yucatán, mientras en el Golfo de México el movimiento continúa (Burke *et al.*, 1984).

Por su parte, Duncan y Hargraves (1984), en su modelo de puntos calientes, establecen una conexión entre la cordillera del Atlántico Central, con la dispersión entre las placas Farallón y Phoenix en la cuenca del Pacífico. Esta dispersión pasa a través de la región del Caribe, dando lugar a una separación en dirección noroeste-sureste, de Norteamérica y Sudamérica (Figura.- 10).



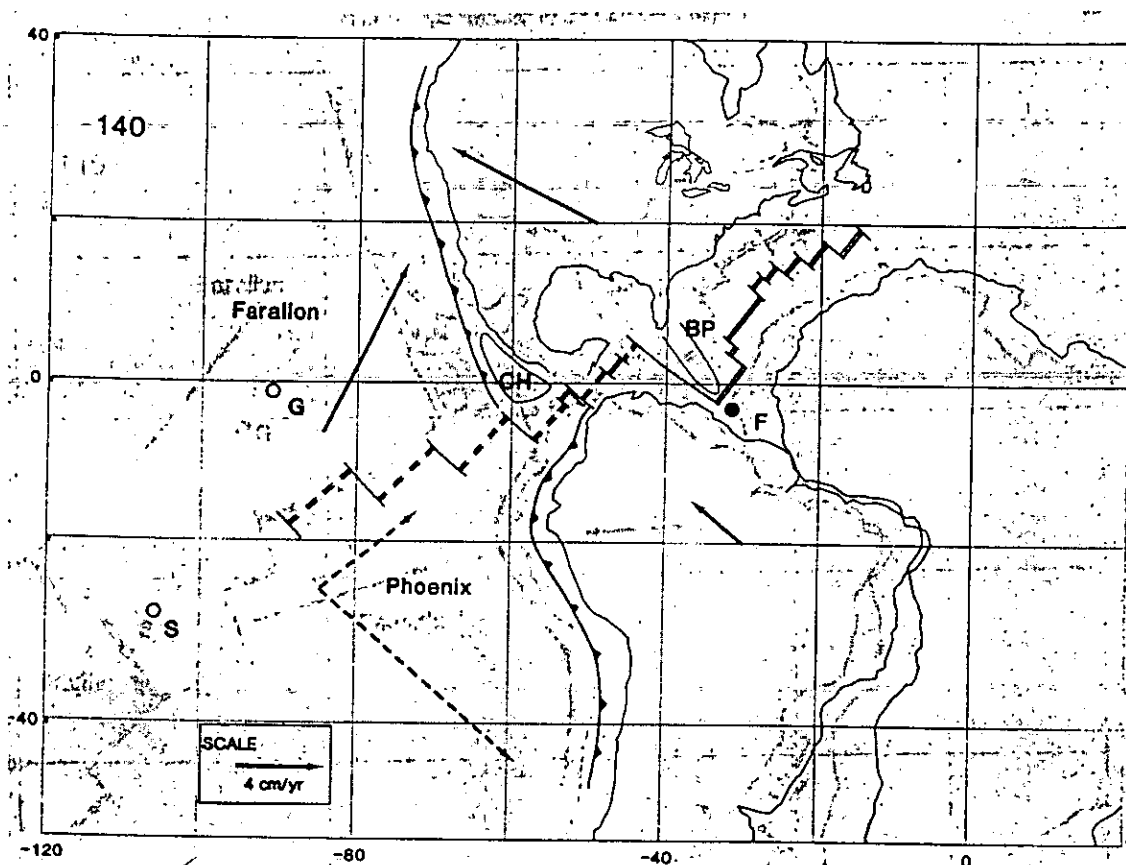


Figura 10. Posición de las placas hace 140 Ma en el marco de referencia de Puntos Calientes. Las flechas indican los movimientos de placas con respecto a puntos calientes estacionarios. La posición hipotética de la cordillera Farallón-Phoenix se muestra con líneas discontinuas. La placa Phoenix se mueve ya sea hacia el noreste o hacia el sureste (líneas discontinuas), dependiendo de que, ya sea que la dispersión Farallón-Phoenix sea lenta o rápida, respectivamente. Fernando de Noronha (Burke 1984), Galápagos (Duncan 1984) y Sala y Gómez (S) son puntos calientes actualmente. Solamente el punto caliente Fernando de Noronha estaba activo en el Jurásico tardío (círculo negro), formando el basamento volcánico de la plataforma de las Bahamas (BP) (Duncan y Hargraves, 1984)

Burke *et al.* (1984) proponen una alternativa, ésta consiste en la posibilidad de que el Golfo de México ya se había formado, por completo, antes de que el movimiento iniciara entre Yucatán y Sudamérica. El considerar al Golfo de México,

completamente desarrollado, involucra la rotación de Yucatán contra México en la región del Istmo de Tehuantepec.

Hacia los 119 Ma, en el Atlántico Central y Sur, la dispersión estaba activa y en el Atlántico ecuatorial inicia, con lo cual se forma un punto triple al norte de Sudamérica (Figura.- 11). La dispersión a lo largo del Caribe termina al iniciarse la dispersión en el Ecuador y las cordilleras que separan a las placas Pacífico, Farallón y Phoenix, se encuentran en el Pacífico (Duncan y Hargraves, 1984).

La separación de Afrecha y Sudamérica inicia hacia los 110 Ma (Burke *et al.*, 1984) y a los 100 Ma, la dispersión a lo largo del Atlántico está totalmente desarrollada, la dispersión de Farallón-Phoenix había cesado y la placa Farallón estaba siendo subducida de manera continua a lo largo del borde oeste de América, formando, lo que más tarde sería, el arco de las Antillas Mayores, adyacente al proto-Caribe (Duncan y Hargraves, 1984).

En la figura 9c, se muestran algunos cambios importantes en el desarrollo del Caribe hacia los 80 Ma. Una placa oceánica, que ahora ocupa gran parte del piso oceánico del Caribe, se movía entre México y Sudamérica, probablemente mediante fallas transformadas, y las Antillas Mayores se deslizaban pasando Yucatán, con el extremo oeste colisionando la península a lo largo de la zona de sutura de Motagua (Burke *et al.*, 1984).

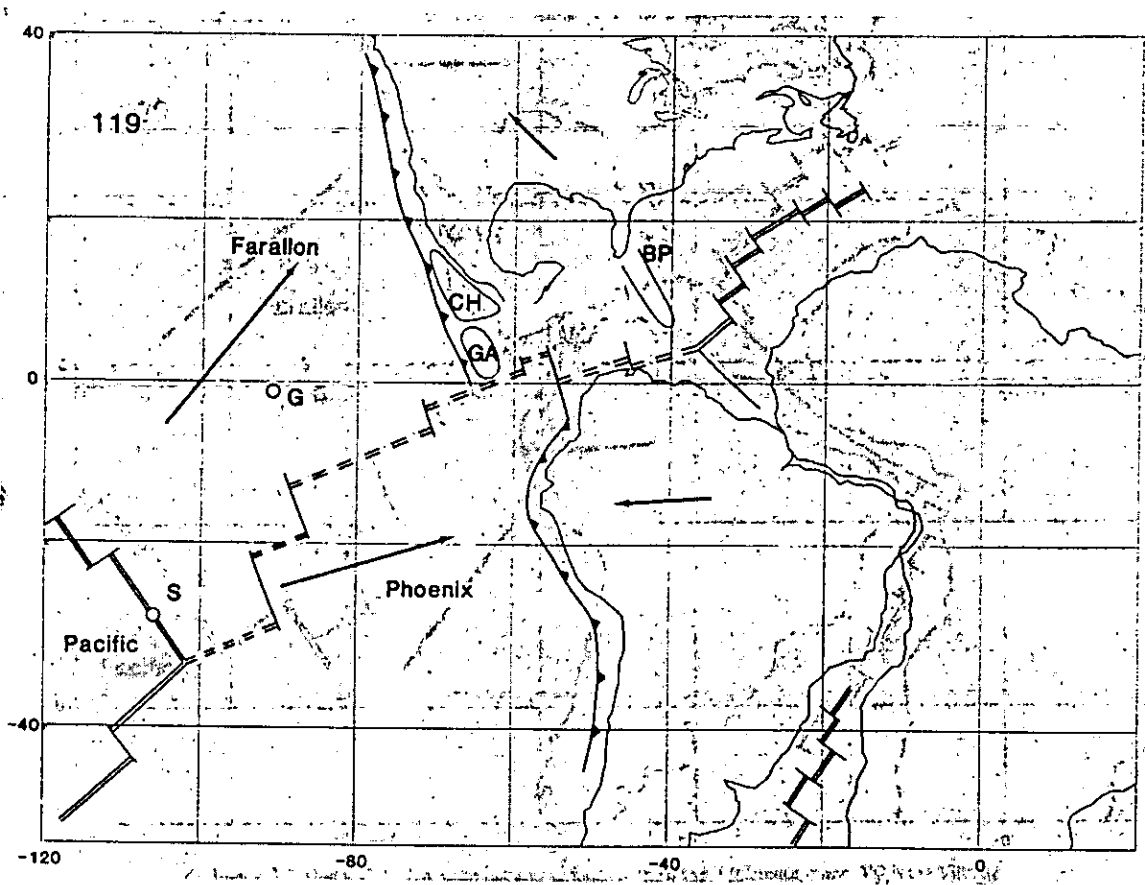


Figura 11. Posición de las placas hace 119 Ma y sus movimientos en el marco de referencia de los puntos calientes. GA, Arco de las Antillas Mayores (Duncan y Hargraves, 1984).

Las Antillas Mayores chocaron con las Bahamas (Figura.- 9d), hacia los 53 Ma, un evento que se completó primero en Cuba y posteriormente en la Española. También se presenta la separación del Arco de las Antillas Mayores para formar la cuenca de Yucatán. Como una cuenca de tras-arco, el movimiento entre las placas Caribe y Norteamérica era pequeño; el movimiento de la placa Caribe con respecto a las placas Sud y Norteamericanas, era convergente con un sistema de desplazamiento lateral, que unía los arcos de las cordilleras Norte y Sudamericanas. (Burke *et al.*, 1984).

La frontera norte del Caribe (transformada Cayman, sistema Motagua-Polochic), experimenta movimiento lateral izquierdo de 1200 km, hacia los 21 Ma, para permitir movimiento, hacia el este, de la placa del Caribe relativo a Norteamérica y del bloque Chortis desde el Pacífico a su posición actual (Figura.- 9c) (Burke *et al.*,1984).

### **Presente**

Dado que el Caribe inició su movimiento hacia el este, con respecto a las placas Norte y Sudamérica, hace 38 Ma, no se ha comportado exactamente como una placa rígida (Burke *et al.*,1984).

La placa del Caribe está bordeada, al norte y sur, por fallas transformadas y, al este y oeste, por zonas de subducción (Duncan y Hargraves, 1984). Burke *et al.* (1984), argumentan que debido a la complejidad de la geología de la región, no se ha podido determinar el desplazamiento en las fallas transformadas. Sin embargo, Duncan y Hargraves (1984) con su modelo, y basándose en puntos calientes, estiman una velocidad de desplazamiento de ~ 1 cm/año.

Molnar y Sykes (1969) (en Burke *et al.*,1984) identifican, a partir de estudios sísmicos, a la placa del Caribe, como una placa litosférica rígida, sin embargo existen evidencias de deformación activa en el interior de la placa (Figura.- 12):

1. Numerosos sismos intraplaca.
2. Fallas afectando sedimentos jóvenes.
3. Mecanismos focales laterales, de sismos intraplaca.
4. Vulcanismo intraplaca.

La deformación interna y la subducción aparente de la placa del Caribe entre Norte y Sudamérica, se ha interpretado como una respuesta a la convergencia, durante el Terciario tardío de:

1. Las placas Caribe y Sudamérica.
2. Las placas Norteamérica y Sudamérica.

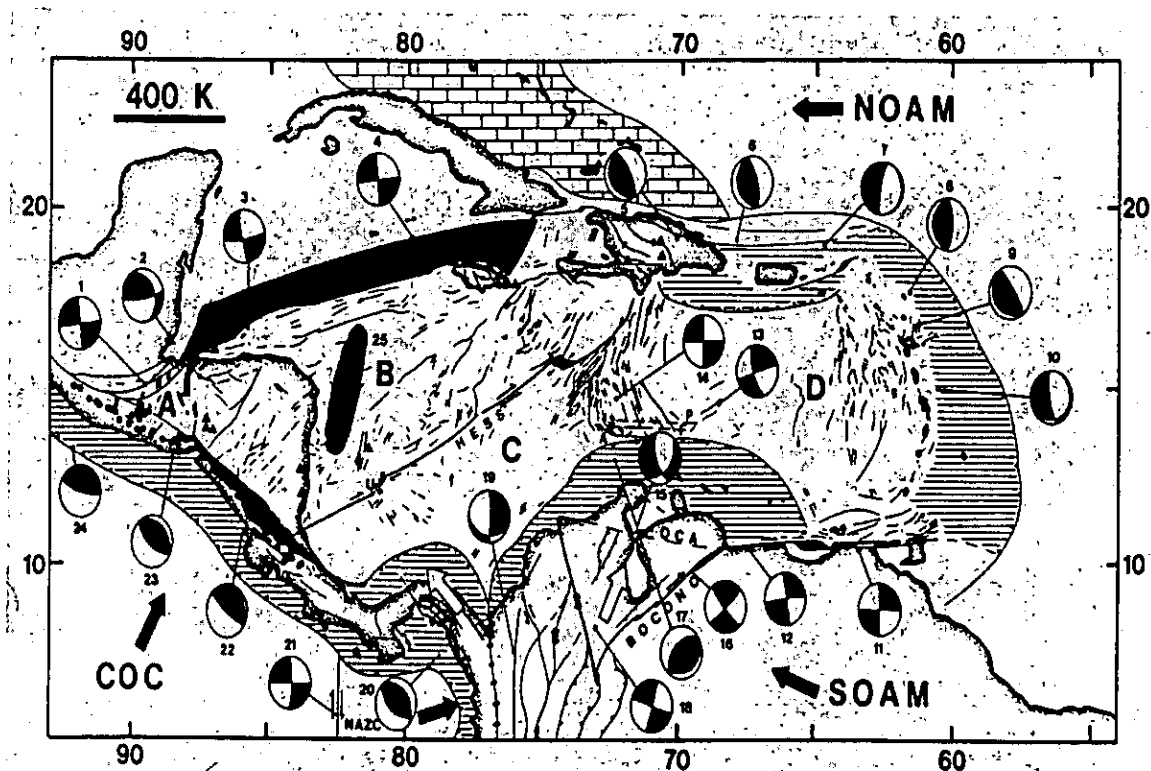


Figura 12. Deformación activa en la placa del Caribe. Las zonas achuradas con líneas horizontales indican primas de acreción, incluyendo aquellos asociados al movimiento transcurrente del Caribe. Las áreas sombreadas son extensionales, la zona, elíptica, sísmicamente activa (25) cerca de la letra "B" se interpreta como la reactivación de la depresión San Andrés del Paleogeno. Los puntos redondos son volcanes activos en arco y son principalmente andesíticos. Los triángulos son, ya sea, estructuras de extensión intra-placas o de zonas de borde de placa. Las líneas delgadas en las placas representan fallas activas, principalmente estructuras que cortan sedimentos en perfiles de reflexión. La zona de sutura en el borde sur del mapa, a los 77° Oeste, marca la colisión del arco de Panamá con Sudamérica, un evento crítico en el establecimiento de las zonas neotectónicas A, B, C y D de la placa y el movimiento del bloque Bonaire (triángulo abierto) hacia el Caribe (Tomado de Burke et al., 1984).

## Referencias

- Burke, K., C. Cooper, J.F. Dewey, P. Mann, J.L. Pindell, 1984, Caribbean tectonics and relative plate motions. Geological Society of America, Memoir 162, ed. A. Salvador. 1984, G.S.A. 31-63.
- Duncan, R.A. and R.B. Hardgraves, 1984. Plate tectonics evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. Geological Society of America, Memoir 162, ed. A. Salvador. 1984, G.S.A. 81-93.
- Maron, G. and R.T. Buffler, 1994, Jurassic Reconstruction of the Gulf of Mexico Basin, International Geology Review, Vol. 36, p. 454-586.
- Pindell, J. and J.F. Dewey, 1982, Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean Region. Tectonics, v. 1, Part 2, p. 179-211.
- Rosencrantz, E., 1990, Structure and tectonics of the Yucatan Basin, Caribbean Sea, as determined from seismic reflection studies, Tectonics, v. 9, No. 5, p. 1037-1059.
- Salvador, A., Ed., 1991, Origin and development of the Gulf of Mexico Basin. The Gulf of Mexico Basin. Boulder, Colorado, Geological Society of America.

### 3. Programa de Perforación Científica Somera de la U.N.A.M. en el Cráter de Impacto de Chicxulub\*

#### 3.1 Resumen

La Universidad Autónoma de México llevó a cabo un programa de perforación científica en la porción sur del cráter de impacto de Chicxulub en la península de Yucatán, México. Ocho pozos, con profundidades que van desde los 60 m hasta los 702 m, con un total de 2.62 km de núcleos continuos, fueron recuperados. Las altas tasas de recuperación, de hasta 99% (el promedio total de la tasa de recuperación en los ocho pozos es de 87%), nos permitió investigar, con detalle, la estratigrafía de las litologías de impacto y de las secuencia carbonatada sedimentaria del Terciario. Tres de los pozos (UNAM-5, UNAM-6 and UNAM-7, con tasas de recuperación de 89 a 99%) recuperaron muestras de las brechas de impacto, las cuales fueron clasificadas en dos unidades, una brecha de superior, rica en clastos de basamento, vidrio diaplético y fragmentos de roca de fusión (melt)(brecha tipo-suevita) y una brecha inferior, rica en fragmentos de caliza, dolomía y clastos de evaporitas (brecha tipo bunte). Las profundidades de los contactos entre la secuencia carbonatada del Terciario y las brechas de impacto son: 332.0 m (bajo el nivel del suelo, b.n.s.) en el UNAM-5, 222.2 m (b.n.s.) en UNAM-7 y 282.8 m (b.n.s.) en UNAM-6, el cual representa la profundidad al límite K/T. En pozo UNAM-7, el contacto entre la brecha superior y la brecha inferior, se localiza a 348.4 m (b.n.s.), con lo cual tenemos un espesor de 126.2 m para la brecha tipo suevita. El resto de los pozos sólo recuperaron parte de las secuencia

---

\* Artículo publicado como:  
Rebolledo-Vieyra, M., J. Urrutia-Fucugauchi, L. Marin, A. Trejo-Garcia, A.M. Soler-Arechalde and V.L. Sharpton (2000). "UNAM Scientific Shallow Drilling Program of the Chicxulub Impact Crater." International Geology Review 42(10): 948-972. Apéndice I.

carbonatada del Terciario (~200 m de espesor), compuesta, principalmente, por calizas, carbonatos dolomitizados y calcarenitas, con algunos horizontes fosilíferos.

### 3.2 Introducción

La definición y clasificación de las materiales producto de impactos, tanto de bloques individuales, como de unidades complejas, ha resultado ser una tarea compleja y difícil. Hasta la fecha no existe una sistematización de su clasificación. French (1999) presenta una sistematización simplificada y que tiene como ejes centrales las características petrológicas y de campo, basada, en la medida de lo posible, en características observables en muestra de mano y en sección delgada. Esta clasificación incorpora algunos términos tradicionales utilizados en rocas equivalentes (brechas, rocas fundidas, etc.). El término *impactita* se aplica a todos los productos de un impacto, incluyendo rocas que fueron metamorfoseadas por el impacto, brechas y rocas fundidas. Con esta definición simple, el criterio para clasificar y su terminología se basa en: su ubicación con respecto al cráter, fuente de sus materiales componentes y sus características litológicas. Una diferenciación fundamental, se ha hecho entre las rocas parautóctonas, debajo del piso del cráter (Figura.- 13), y las unidades alogénicas, o alóctonas (brechas y rocas de fusión) que llenan el cráter (unidades de relleno del cráter) (Figura.- 13) y las unidades de eyecta depositadas fuera del cráter (Figura.- 13). Las rocas **parautóctonas**, que se encuentran debajo del piso del cráter, se mantienen relativamente coherentes durante la formación del cráter, sin embargo son rocas deformadas y desplazadas (French, 1998). Estas rocas corresponden la zona inferior desplazada del cráter de transición (Figura.- 13) y están sujetas a



deformación de relativamente presiones bajas, y los principales efectos de deformación observados se limitan a fracturamiento, brechamiento y la formación de fragmentos cónicos (*shatter cones*), aunque es posible que aparezcan minerales con deformación de alta presión en el piso del cráter (French, 1998). Las rocas **alogénicas**, principalmente brechas y rocas de fusión, que se depositan al interior del cráter y que conforman la mayor parte del eyecta depositado fuera del cráter, están caracterizadas por litologías más diversas y con mayor rango de índices de deformación por impacto. En particular, las rocas depositadas al interior del cráter son una mezcla compleja de materiales con diferentes procesos de presión por impacto y de transporte: rocas no impactadas provenientes de porciones distantes de las paredes y bordes del cráter, fragmentos con mayor índice de impacto y fragmentos de fusión excavados del cráter de transición y redepositadas, así como grandes cuerpos de rocas fundidas por el impacto (French, 1998). Dentro de las rocas **parautóctonas** se encuentran las *brechas líticas* que se forman por la pulverización y fracturación de las rocas originales, típicamente forman cuerpos irregulares con tamaños que van desde algunas decenas a centenas de metros. Estas brechas líticas están compuestas enteramente por fragmentos de rocas y minerales en una matriz clástica, con fragmentos de menor tamaño, aunque con la misma composición. Los clastos tienden a ser angulares, aunque fragmentos de rocas más suaves, como carbonatos y lutitas, pueden estar redondeados. La identificación de estas brechas, como rocas producto de un impacto, no es directa, siempre es necesario correlacionarlas con alguna evidencia más clara (cuarzos estriados, polimorfos,

---

etc.) o rocas con grados mayores de metamorfismo de impacto. Otros cuerpos de brecha contienen fragmentos de rocas procedentes de la región del sub-cráter, que han sido incorporadas a la brecha, por eso se les denomina *brechas alogénicas*. Estos cuerpos tienden a tener una forma más regular, con contactos abruptos y bien definidos con las rocas del basamento del cráter, éstas aparecen como diques, con dimensiones que varían desde un metro hasta decenas de metros de ancho y hasta un kilómetro de longitud (French, 1998), estas brechas tienden a ser polimícticas, con fragmentos litológicamente divergentes, lo cual indica mezcla en distancias de, al menos, cientos de metros. También llegan a contener cantidades significativas de material alogénico, generalmente proveniente de regiones más centrales del cráter. Existe una gran variedad de este tipo de brechas que han sido reportadas en varias estructuras de impacto (Lambert, 1981; Bischoff and Oskierski, 1987; Dressler y Sharpton, 1997), a) brecha lítica, polimíctica, con matriz lítica sin fragmentos de la unidad de fusión, b) brecha con fragmentos de la unidad de fusión, con fragmentos heterogéneos de vidrio, rocas y minerales en una matriz clástica, c) brechas con matriz de roca fundida, compuesta de fundido de vidrio o cristalino. La mayor parte de las litologías antes mencionadas están presentes en el cráter de impacto de Chicxulub (Figura.- 14), aunque algunas, en especial las rocas parautóctonas y la unidad de fusión, no se han recuperado en los pozos perforados por la U.N.A.M. (Rebolledo-Vieyra et al., 2000), sin embargo se ha documentado la presencia de la unidad de fusión en algunos pozos perforados por PEMEX (Y-6, C-1, Vera-Sánchez, 2000). Las condiciones de formación del cráter de Ries son muy similares a las de Chicxulub, litologías pre-impacto carbonatadas, con un basamento cristalino, sin

embargo y a diferencia del cráter de Ries, no se ha podido establecer con precisión la secuencia estratigráfica de estas litologías, lo cual ha dificultado la caracterización de las litologías de impacto. Sin embargo la comparación con Ries resulta sumamente útil para modelar el impacto en Chicxulub. De los pozos perforados en el cráter de impacto de Chicxulub, tres de los pozos perforados, UNAM-5, UNAM-6 y UNAM-7, recuperaron brechas de impacto, a continuación se hace una breve descripción, e interpretación de éstas.

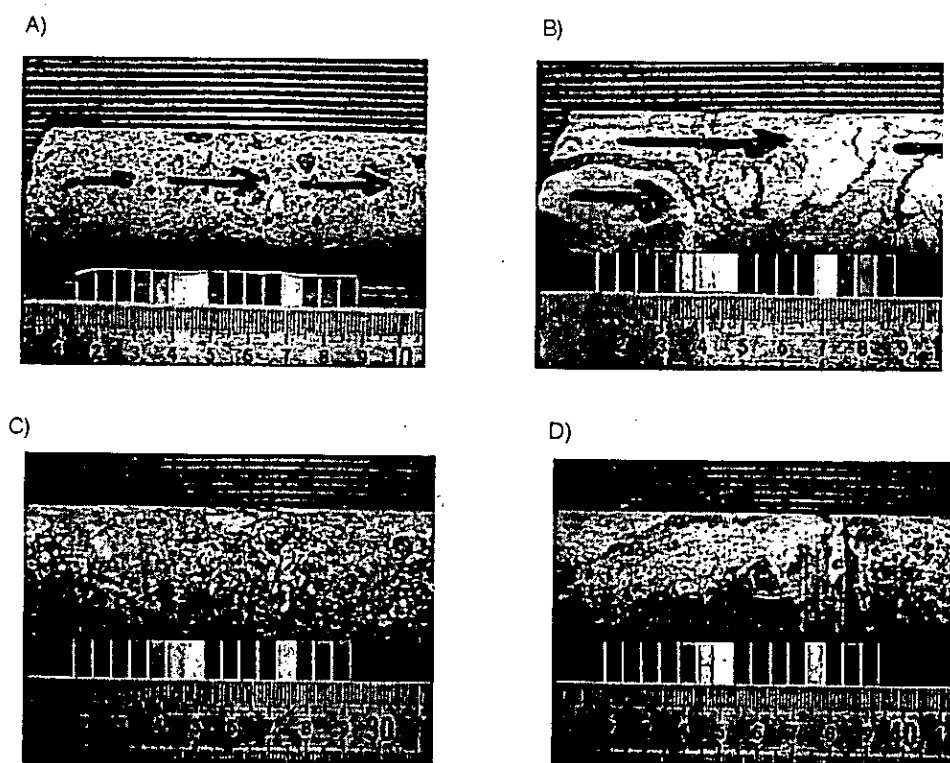


Figura 13.- Ejemplos de brechas recuperadas. A) Brecha tipo suevita del pozo UNAM-5, profundidad de la muestra: 359.05 m. Es rica en clastos de basamento, melt y vidrios de impacto, soportada por matriz con la misma composición. B) Brecha tipo bunte del pozo UNAM-6, profundidad de la muestra: 288.0 m. Muestra abundancia de carbonatos y en clastos de anhidrita. C) Brecha tipo suevita del pozo UNAM-7, profundidad de la muestra: 237.94 m. Contiene pocos clastos de carbonatos y abundantes clastos de melt y clastos del basamento cristalino. D) Brecha tipo Bunte del pozo UNAM-7, profundidad de la muestra: 401.96 m. Como en el pozo UNAM-5, es rica clastos de basamento, melt y vidrio de impacto.



### **3.3 Brechas líticas, alogénicas (Brecha tipo Suevita)**

En las muestras recuperadas por el Programa de Perforación Científica de la UNAM en Chicxulub, el cual fue dirigido por el Dr. Luis E. Marín del Instituto de Geofísica de la U.N.A.M. (C.S.D.P. por sus siglas en inglés) (Figura.- 14) la característica principal de brecha tipo suevita es el alto contenido de material producto de impacto, como son fragmentos de vidrio diaplético, fragmentos de la unidad de fusión (melt), fragmentos del basamento paleozoico granítico (dioritas) (Vera-Sánchez, 2000, Rebolledo-Vieyra et al., 2000), en la figura 13 se presentan ejemplos de los clastos y texturas de ésta unidad. En el pozo UNAM-7, a los 222.22 metros se encuentra el contacto entre las litologías Terciarias y la brecha de impacto. A los 348.40 metros se detectó un contacto discordante entre dos brechas líticas, la brecha superior presenta abundantes clastos angulosos, de color oscuro, algunos de éstos presentan una corona de alteración, algunos otros clastos tienen apariencia granítica y los clastos están soportados por una matriz de grano fino.

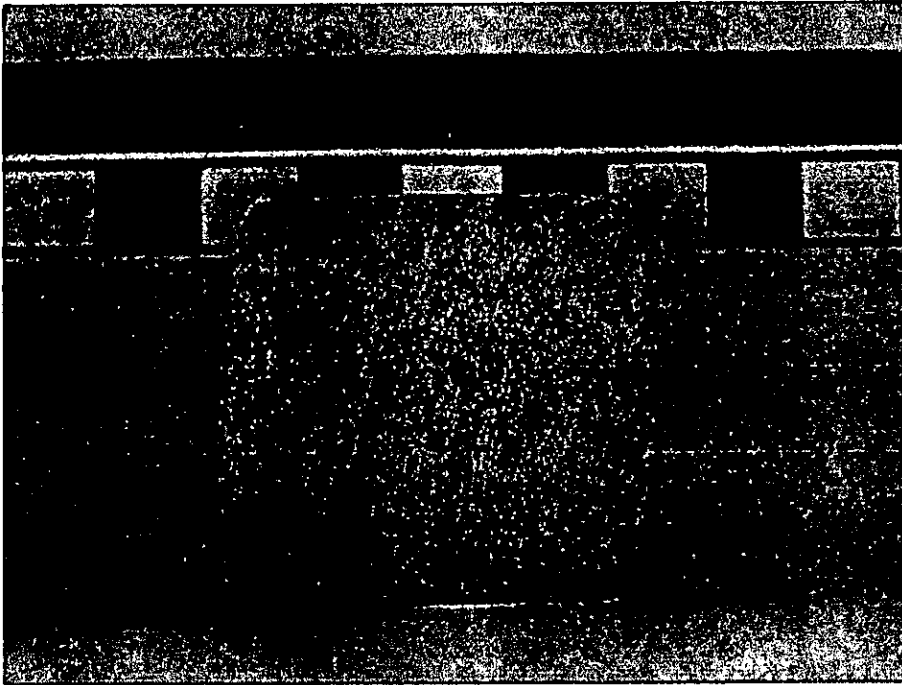


Figura 15.- Núcleo del pozo UNAM-5, profundidad 333.1 m, cercana al límite K/T. Consiste en una arenisca de grano fino, de color gris claro, bien clasificada, con estructuras de estratificación cruzada, lo cual indica que esta unidad, la última en la secuencia de brechas, fue redepositada. Escala en centímetros.

En el pozo UNAM-5 a los 332.2 m se ubica el contacto entre las secuencia carbonatada del Terciario y una unidad con características composicionales similares a la descrita en el pozo UNAM-7, sin embargo texturalmente presentan diferencias significativas. Los primeros cinco o seis metros de la brecha lítica en el pozo UNAM-5, está compuesta por una arenisca de grano medio, de color gris oscuro, con estratificación cruzada (Figura.- 15), lo cual sugiere que ésta es una unidad redepositada. En el pozo UNAM-5 esta arenisca no está presente, mientras que la brecha que la subyace se presenta bien consolidada con clastos de mayor tamaño (dos a 10 cm). Finalmente, en el pozo UNAM-6 esta unidad no está presente.

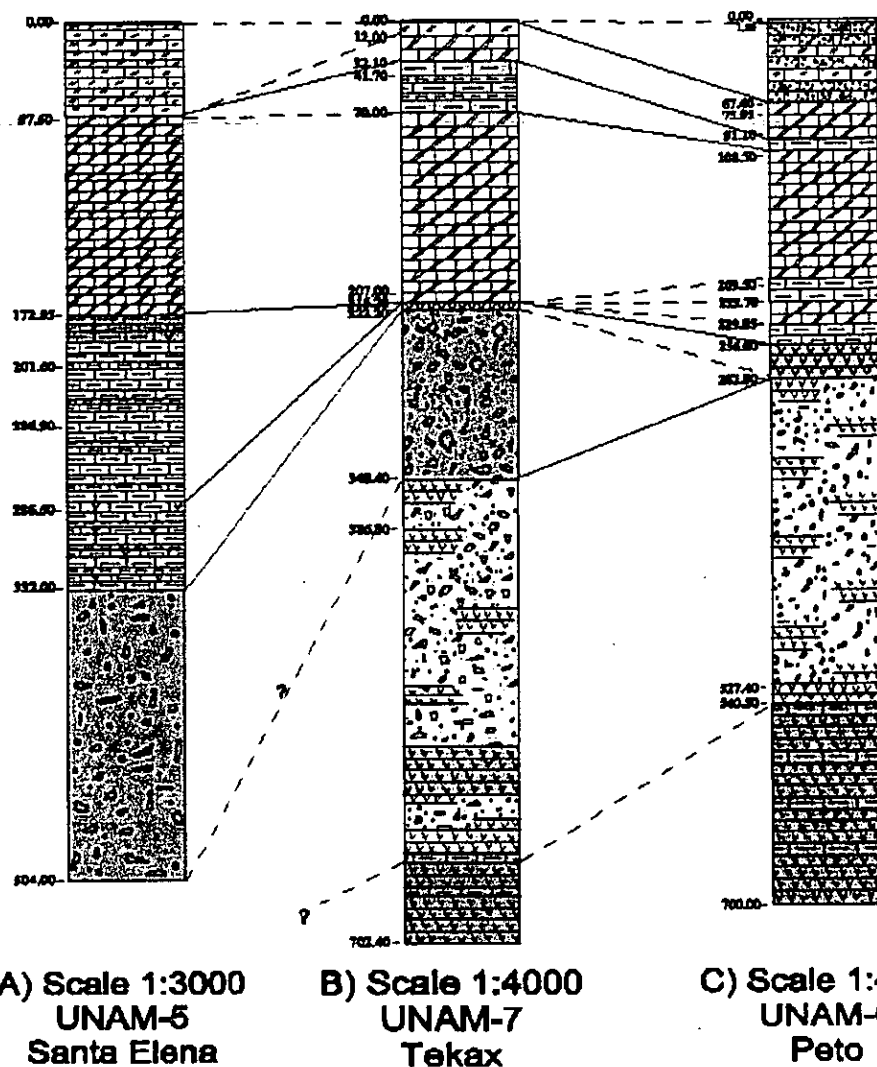


Figura 16.- Correlación litológica de los tres pozos que recuperaron muestras de las brechas de impacto. Los pozos UNAM-5 y UNAM-7, recuperaron muestras de la brecha tipo suevita.. El pozo UNAM-5 contiene un horizonte de 3 m de espesor de la brecha tipo suevita hacia la parte superior de la columna (242.15 m a 245.15 m). Los pozos UNAM-7 y UNAM-6, recuperaron muestras de la brecha tipo bunte. El pozo UNAM-7 fue el único pozo que recuperó ambos tipos de brechas.

### 3.4 Brecha tipo Bunte

Esta brecha inferior se ha denominado como "Tipo Bunte", en la literatura (Hörz et al., 1983; French, 1998), como una brecha lítica polimíctica sin fragmentos de fusión. El nombre "Brecha Bunte" significa "Brecha de colores". En el caso de los pozos del C.S.D.P., aunque guarda ciertas similitudes con la unidad descrita en Ries, Alemania por Stöffler (1971, 1977), Hörz et al. (1983), Newsom et al. (1990)

y Von Engelhardt (1990), existen diferencias texturales, y composicionales que impide denominarla como "Bunte". Principalmente se observa que, a nivel macroscópico, el 100% de los clastos de la brecha son de composición carbonatada (calizas, evaporitas), probablemente pertenecientes a las litologías Mesozoicas, presentes en el bloque Yucatán antes del impacto. La matriz, por otro lado, presenta esta misma composición, soportando a los clastos. Esta unidad fue recuperada en los pozos UNAM-6 y UNAM-7 (Figura 16). Rebolledo et al. (2000) presentan la descripción de las litologías de los ocho pozos perforados por el C.S.D.P. (Anexo 1).

### **3.5 Discusiones**

El Programa de Perforación Científica Somera de la Universidad Nacional Autónoma de México, perforó ocho pozos, entre 1994 y 1995, cuyo rango de profundidad va de los 60 m a los 702 m, con un total de 2.62 km de núcleos continuos recuperados. El alto porcentaje de recuperación (promedio de recuperación de 87%) permite realizar estudios detallados de la litología, estratigrafía y petrología de las litologías de impacto y la secuencia carbonatada del Terciario. Tres, de ocho, pozos (UNAM-5, UNAM-6 y UNAM-7) recuperaron muestras de las brechas de impacto, las cuales se clasificaron en dos unidades, una unidad superior de brechas ricas en fragmentos de basamento granítico paleozoico, vidrio diaplético y fragmentos de "melt" (brecha tipo suevita) y una unidad inferior de brechas ricas en fragmentos de calizas, dolomías y evaporitas (brecha tipo bunte). La secuencia recuperada en el pozo UNAM-5 sólo contiene la primera de estas dos unidades (brecha tipo suevita), el contacto entre las calizas del Terciario y la brecha tipo suevita se localiza a los 332 m y se extiende hasta al



final de la secuencia recuperada (504 m), lo cual sugiere que el pozo no atravesó el paquete completo de litologías de impacto. Por su parte en la secuencia del pozo UNAM-6, el contacto entre las calizas del Terciario y las brechas de impacto se ubica a los 282.8 m, aunque el contacto es con la brecha tipo bunte y no con la brecha suevita, lo cual indica claramente que la brecha tipo suevita no se encuentra en la secuencia de este pozo. La brecha tipo bunte tiene un espesor de 258 m. Finalmente, el único de los tres pozos que recuperó ambas unidades, es el pozo UNAM-7. En este pozo el contacto entre las calizas del Terciario y la brecha tipo suevita se ubica a los 222.2 m, y el contacto entre la brecha tipo suevita y la brecha tipo bunte se ubica a los 348.4 m, y ésta última tiene un espesor de 316 m. La ausencia de la brecha tipo suevita en el pozo UNAM-6 puede interpretarse, con base en el comportamiento post-impacto del cráter, que debió ser el de una cuenca cerrada, permitiendo la depositación de sedimentos en condiciones de baja energía, con tasas de erosión bajas dentro de la cuenca. Cualquier secuencia depositada al exterior de la cuenca, debió estar expuesta, directamente, a procesos erosivos, por lo cual es posible que el pozo UNAM-6, que es el más alejado del centro del cráter (152 km), puede estar localizado fuera de los límites estructurales del cráter. Por otra parte, en la secuencia de brechas de los pozos UNAM, se registra un fenómeno asociado a eventos de impacto. La "estratigrafía inversa" de los clastos de las brechas está directamente asociada con el impacto, en la brecha tipo bunte (unidad inferior) los clastos de calizas, dolomías y evaporitas representan la litología sedimentaria superior del Mesozoico de la península de Yucatán, que fueron excavados probablemente por la onda de choque en la primera fase del impacto, antes de que el bólido hiciera contacto con

la superficie terrestre, mientras que los clastos cristalinos paleozoicos (Vera-Sánchez, 2000, Rebolledo-Vieyra et al., 2000) de la brecha tipo suevita (unidad superior) representan el basamento granítico de la península, expulsados en la fase final de excavación y en la cual ya se incorporan elementos producto del metamorfismo de impacto (vidrio diaplético, pseudomorfos de cuarzo, melt, etc.). El resto de los pozos (UNAM-1, UNAM-2, UNAM-3, UNAM-4, y UNAM-8) muestrearon diferentes segmentos de la secuencia sedimentaria del Terciario.

### 3.5 Referencias

- Bischoff L. and W. Oskierski (1987) Fractures, pseudotachylite veins and breccia dikes in the crater floor of the Rochechouart impact structure, SW-France, as indicators of crater-forming processes. In *Research in Terrestrial Impact Structures*, J. Phol, ed., Earth Evolution Sciences, Intl. Mono. Ser., Friedr. Vieweg and Son, Wiesbaden, Germany, pp. 5-29.
- Dressler B.O. and V. L. Sharpton (1997) Breccia formation at a complex impact crater: Slate Islands, Lake Superior, Ontario, Canada, *Tectonophysics*, Vol. 275, pp. 285-311.
- French, B. M. (1998). *Traces of a Catastrophe: A handbook of Shock-Metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures*. Houston, TX., Lunar and Planetary Institute.
- Hörz, F., R. Ostertag, D.A. Rainey (1983) Bunte breccia of the Ries: Continuous Deposits of large Impact Crater, *Rev. Geophys. Space Phys.*, v. 21, 1667-1725.
- Lambert P. (1981) Breccia dikes: Geological constraints on the formation of complex craters. In *Multi-Ring Basins: Formation and Evolution*, Proc. Lunar Planet. Sci. Vol. 12A, pp. 59-78.
- Newsom, H.G., G. Graup, D. Fseri, J. Geissman and K. Keil (1990) The formation of the Ries crater, West Germany: Evidence of atmospheric interactions during a large cratering event, in: *Global Catastrophes in Earth History: An Interdisciplinary conference on Impacts, Volcanism and Mass Mortality*, edited by V.L. Sharpton and P.D. Ward, pp. 196-206, Geol. Soc. Am., sp. Pap. 247.
- Penfield, G.T. and A. Camargo (1981) Definition of a major igneous zone in the central Yucatan platform with aeromagnetism and gravity. *Soc. Explor. Geophys. Annu. Meeting, Tech. Progr. Abstracts*, 51:37 (abstr).
- Rebolledo-Vieyra, M., J. Urrutia-Fucugauchi, L. Marin, A. Trejo-Garcia, A.M. Soler-Arechalde and V.L. Sharpton (2000). "UNAM Scientific Shallow Drilling Program of the Chicxulub Impact Crater." *International Geology Review* 42(10): 948-972.

- Sharpton, V.L., G.B. Dalrymple, L.E. Marin, G. Ryder, B.C. Shuraytz and J. Urrutia-Fucugauchi (1992) New links between the Chicxulub impact structure and the Cretaceous/Tertiary boundary. *Nature*, 359: 819-821.
- Stöffler, D. (1971) Progressive metamorphism and classification of shocked and brecciated crystalline rocks at impact craters. *J. Geophys. Res.*, Vol. 76, pp. 5541-5551.
- Stöffler, D. (1977) Research drilling Nördlingen 1973: polymictic breccias, crater basement and cratering model of the Ries impact crater. *Geol. Bavarica*, 75: 443-458.
- Vera-Sánchez, P. (2000). Caracterización Geoquímica de las Unidades Basales del Bloque de Yucatán y su Afinidad con Unidades Similares en el Golfo de México (Implicación en la Evolución Tectónica del Golfo de México). Instituto de Geofísica. México, D.F., U.N.A.M.
- Von Engelhardt, W. (1990) Distribution, petrography and shock metamorphism of the ejecta of the Ries crater in Germany- A review. *Tectonophysics*, 171: 259-273.

#### **4. Naturaleza Escalar de la Susceptibilidad Magnética en las Brechas de Impacto del Cráter de Chicxulub, Península de Yucatán, México\***

##### **4.1 Resumen**

Las investigaciones sobre la variación con respecto a la profundidad de la susceptibilidad magnética en la secuencia de las brechas de impacto del cráter de Chicxulub, muestreadas por los pozos de la UNAM, UNAM-5 y UNAM-7, revelaron que el arreglo espacial de los minerales magnéticos en la brecha superior, rica en clastos de melt y de basamento cristalino, tienen un comportamiento fractal. Los valores de susceptibilidad magnética se incrementan hacia la base de la secuencia, alcanzando valores de hasta  $1200 \times 10^{-5}$  SI, lo cual sugiere que éstos fueron sometidos a un proceso de alteración hidrotermal de baja temperatura. El registro de susceptibilidad magnética en el pozo UNAM-6, confirma la ausencia de la brecha superior en éste. El comportamiento fractal de la susceptibilidad magnética, muestra un comportamiento de invariabilidad escalar o propiedad de auto-afinidad, con un espectro de potencia proporcional a la potencia  $-1.6$ , para el pozo UNAM-5 y de  $-1.1$  para el pozo UNAM-7, de la frecuencia espacial.

##### **4.2 Introducción**

Las propiedades petrofísicas de las litologías de impacto se han estudiado ampliamente en otras estructuras de impacto (Stöffler, 1977; Hörz et al., 1983; Dressler, 1984; Von Engelhardt, 1990), sin embargo éstas son poco conocidas para el caso del cráter de Chicxulub, debido, principalmente, a la escasez de

---

\* Artículo sometido para publicación en *Geophysical Journal International* como:

Rebolledo-Vieyra, Mario, Jaime Urrutia-Fucugauchi, Luis E. Marin and Ana María Soler-Arechalde, Scaling Nature of Magnetic Susceptibility in the Impact Breccias of the Chicxulub Crater, Yucatan Peninsula, Mexico. Sometido. Apéndice II.

muestras de dichas rocas. Entre las pocas investigaciones realizadas al respecto resaltan los de Urrutia-Fucugauchi et al. (1994), quien a partir de una muestra de *melt* obtenida del pozo Yucatán-6 de PEMEX, calculó la magnetización natural remanente (NRM) y la polaridad de dicha muestra y Urrutia-Fucugauchi et al. (1996) donde realizaron un estudio del comportamiento de la susceptibilidad magnética en las brechas de impacto.

En esta sección del proyecto doctoral de investigación se llevó a cabo un registro, a detalle, de la susceptibilidad magnética ( $\chi$ ) a lo largo de los núcleos recuperados en los pozos UNAM-5, UNAM-6 y UNAM-7. Los datos se obtuvieron a partir de los 308.30 m para el pozo UNAM-5, a partir de los 91.60 m para el UNAM-6 y de los 218.35 m para el UNAM-7, a intervalos de 10 cm, en núcleos completos, y hasta el total de su profundidad (Figuras.- 17, 18 y 19). Las mediciones se realizaron en un medidor de susceptibilidad magnética marca Bartington, modelo MS2, con una bobina vertical.

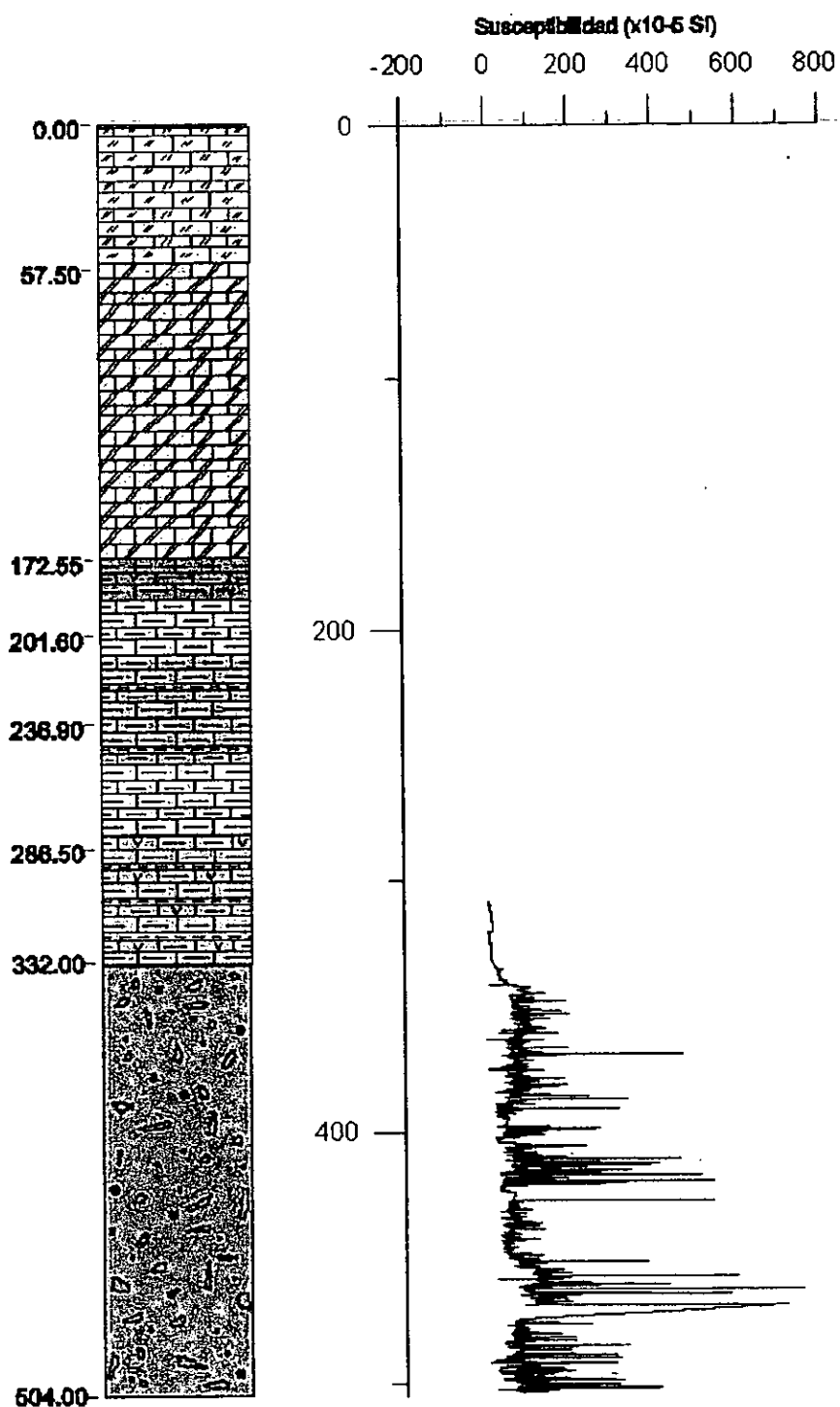


Figura 17.- Columna litológica y registro de la susceptibilidad magnética del pozo UNAM-5. Distancia desde el centro del cráter 115 km. Simbología igual que en la figura 14.

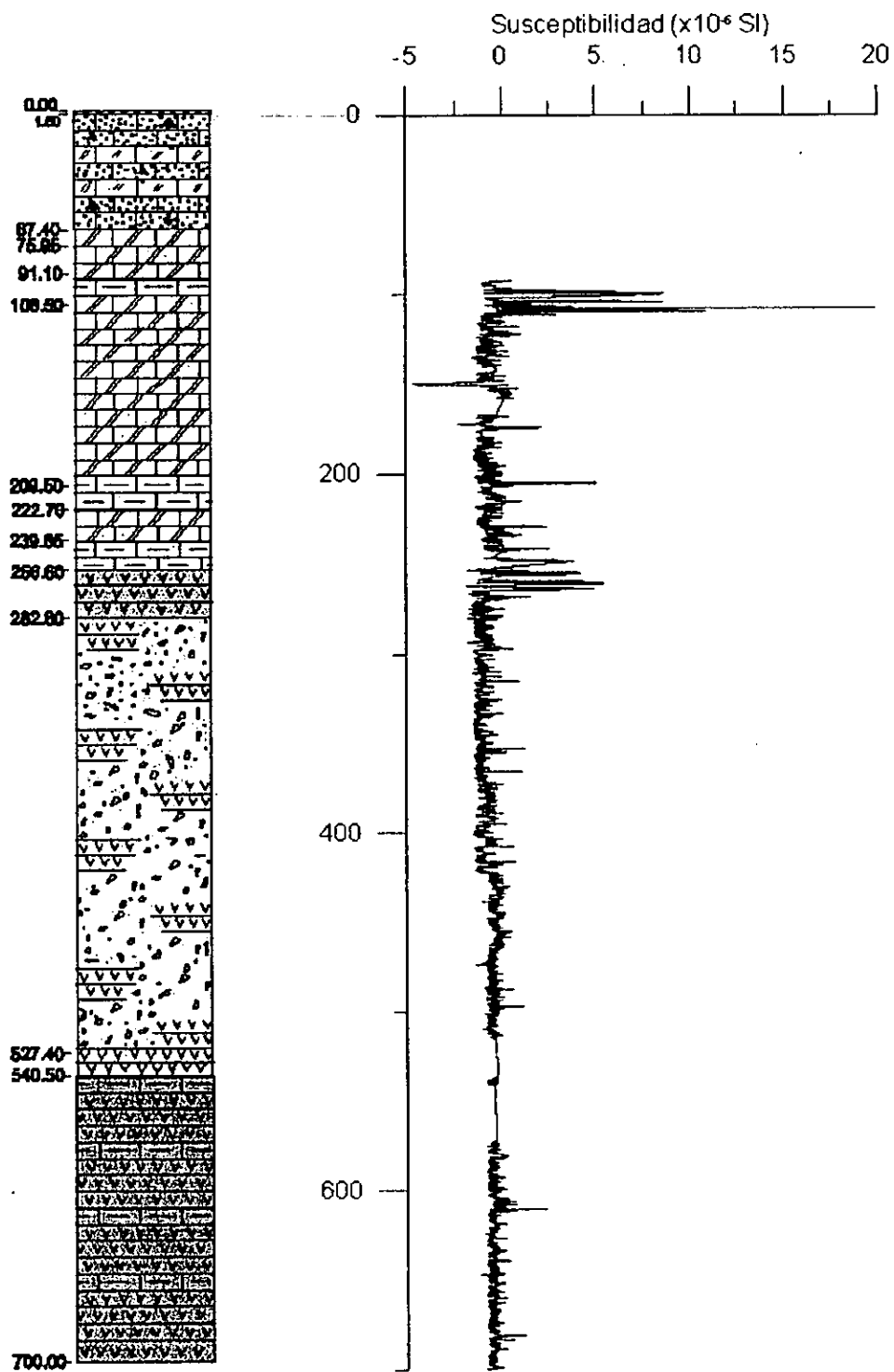


Figura 18.- Columna litológica y registro de la susceptibilidad magnética del pozo UNAM-6. Distancia desde el centro del cráter 152 km. Simbología es la misma que en la figura 14.

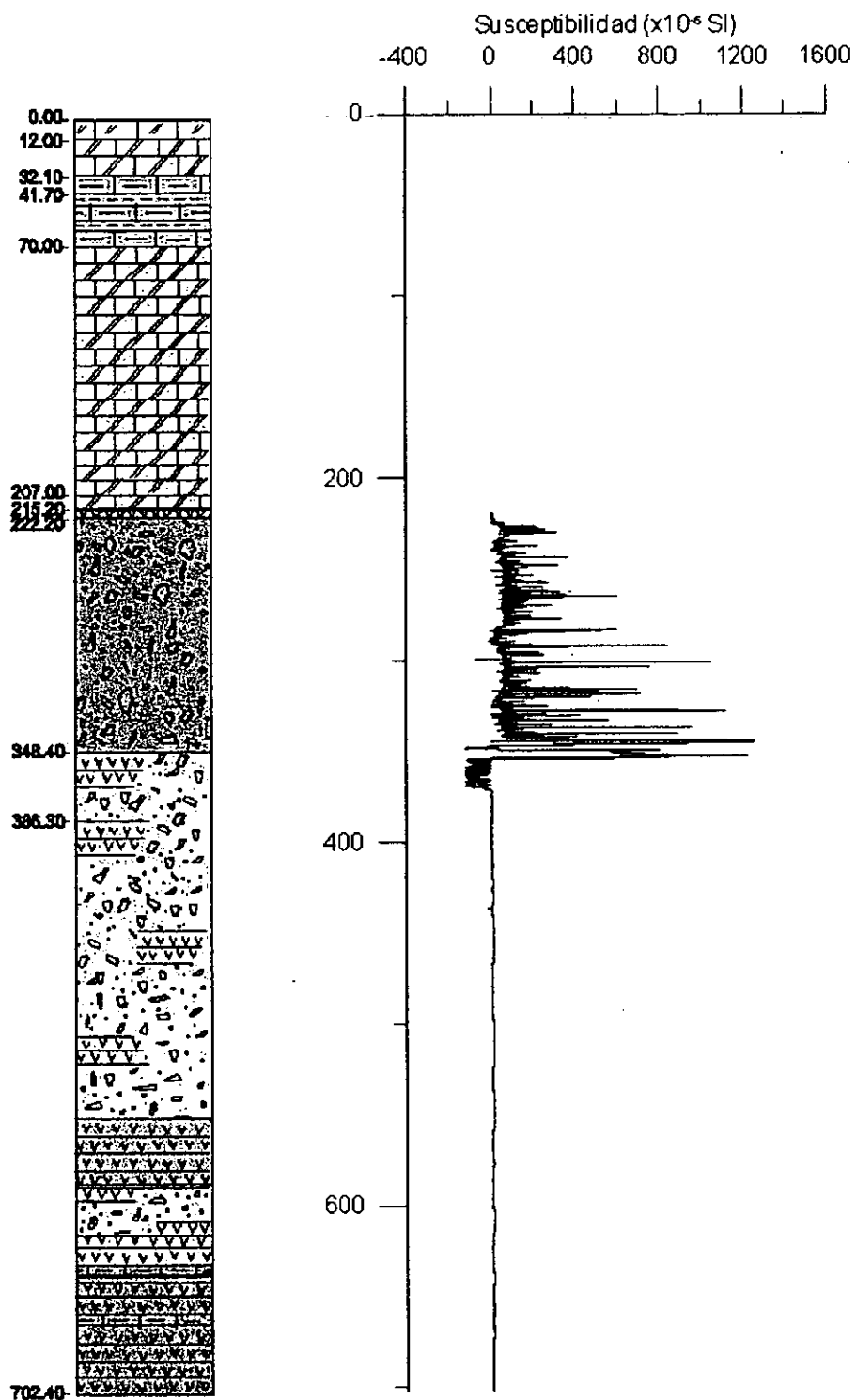


Figura 19.- Columna litológica y registro de la susceptibilidad magnética del pozo UNAM-7. Distancia desde el centro del cráter 127 km. Simbología es la misma que en la figura 14.



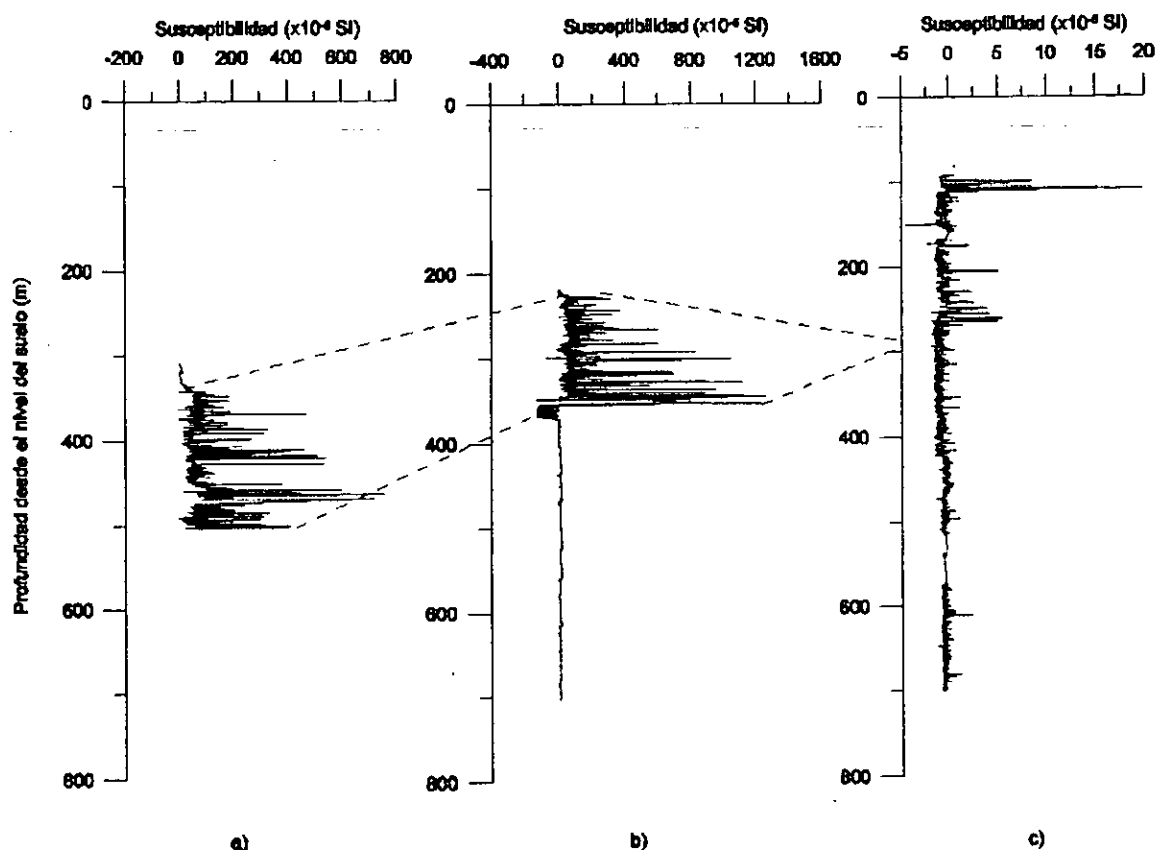


Figura 20.- Registro de susceptibilidad magnética de los pozos a) UNAM-5, b) UNAM-7 y c) UNAM-6, ordenados de acuerdo a su distancia radial con respecto al centro de la estructura, siendo a) el más próximo. Nótese que la escala horizontal del pozo UNAM-6 es, aproximadamente, dos órdenes de magnitud menor que en los pozos UNAM-5 y UNAM-7. Las líneas discontinuas indican los posibles contactos litológicos.

Dado que las litologías predominantes en los núcleos son carbonatos y evaporitas, así como la composición predominante en la brecha tipo bunte, los datos de éstas se encuentran en el rango de los minerales diamagnéticos ( $-0.1$  S.I.). Sin embargo, en la brecha tipo suevita, el rango de valores de  $\chi$  va desde  $1 \times 10^{-5}$  hasta  $1,252.5 \times 10^{-5}$  S.I., en el UNAM-7 y en el UNAM-5 desde  $1 \times 10^{-5}$  hasta  $463.8 \times 10^{-5}$  S.I. En el registro (Figura.- 20) se observan dos características importantes, la primera es que los contactos litológicos conservan una relación muy bien definida, directa, con el comportamiento de  $\chi$ . En el registro del pozo UNAM-5 (Figura.- 17) se observa un cambio abrupto en los valores de  $\chi$ ,

exactamente en el contacto entre los carbonatos terciarios y la brecha (332.5 m), mientras que en el pozo UNAM-7 (Figura.- 19), ocurren dos cambios abruptos, el primero ocurre a los 222.00 metros, que coincide con el contacto entre los carbonatos terciarios y la brecha tipo bunte; el segundo ocurre con un cambio de valores de  $158.3 \times 10^{-5}$  a los 346.9 m, a  $-7.5 \times 10^{-5}$  S.I. a los 347.0 m, coincidiendo con el contacto litológico entre la brecha tipo suevita y la brecha tipo bunte.

También es importante el comportamiento de  $\chi$  en el pozo UNAM-6 ya que es completamente diferente. El registro se mantiene dentro del rango diamagnético (Figura.- 18), lo cual indica la ausencia de minerales magnéticos, en este caso, de la brecha tipo suevita. Con estos datos se confirma que la composición de ambas brechas es diferente, además de indicar que la mineralogía magnética, producto del impacto, se concentra en la brecha tipo suevita.

La segunda característica, en este caso exclusiva de la brecha tipo suevita, como se observa en los registros de los pozos UNAM-5 y UNAM-7, los valores de  $\chi$  se incrementan hacia la base de la unidad, alcanzando valores máximos ( $463.8 \times 10^{-5}$  S.I. para UNAM-5 y  $1,252.5 \times 10^{-5}$  S.I. para UNAM-7), cerca de la base. Este comportamiento podría ser consecuencia de un sistema hidrotermal, de baja temperatura, post-deposicional que oxidó los minerales producto del impacto, a minerales ferrimagnéticos, probablemente maghemitas. Para demostrar que el comportamiento de la curva del registro de  $\chi$  no era aleatorio, se sometieron a un análisis de series de tiempo, transformándolas del dominio del tiempo al dominio de frecuencia mediante una transformada rápida de Fourier (FFT) en una dimensión, dada por la siguiente ecuación:

$$x(\omega) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\pi}^{\pi} x(t) e^{-i\omega t} dt \quad (6)$$

para posteriormente realizar una correlación cruzada de los segmentos del registro que contiene a la brecha tipo suevita.

$$\rho_{21}(s) = \frac{R_{21}(s)}{(R_{11}(0)R_{22}(0))^{\frac{1}{2}}} \quad (7)$$

donde  $R_{12}(s) = E[\{X_{2,t+\mu_2}\}^* \{X_{1,t+s-\mu_1}\}]$ , que denota la función de covarianza-cruzada con "X<sub>1,t</sub> precediendo a X<sub>2,t</sub>". Donde las propiedades completas del proceso bivariado {X<sub>1,t</sub>, X<sub>2,t</sub>} se sintetizan en la secuencia de matrices:

$$R(s) = \begin{bmatrix} R_{11}(s) & R_{12}(s) \\ R_{21}(s) & R_{22}(s) \end{bmatrix} \quad (8)$$

En la figura 21, se muestra la función de correlación, cómo se ve ésta es casi perfecta, con un  $\tau = -1.64$ , con lo cual demostramos que ambos registros de comportan de manera idéntica y que, probablemente, el mismo fenómeno de alteración afectó a ambos depósitos, en tiempo y espacio.

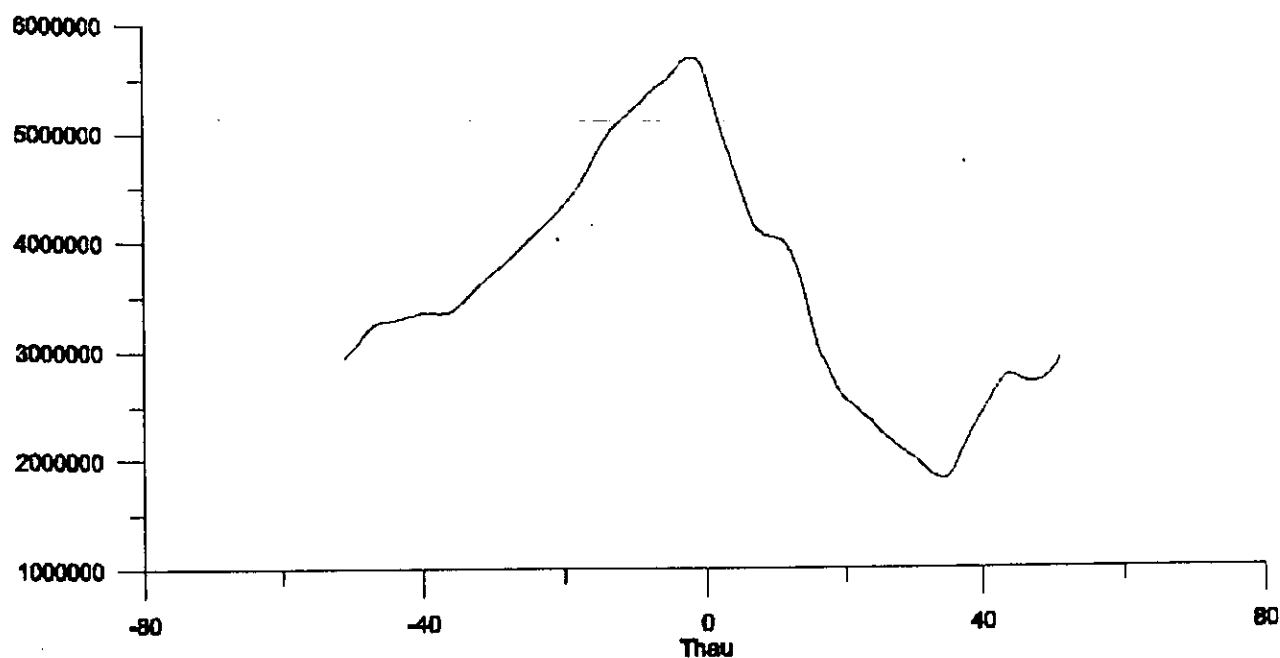


Figura 21.- Gráfica de la función de correlación cruzada de la señal de susceptibilidad magnética de la brecha tipo suevita de los pozos UNAM-5 y UNAM-7. El thau, o desplazamiento, entre las dos funciones es de  $-1.64$ .

### 4.3 Características de autoafinidad e invariabilidad de la susceptibilidad magnética

De acuerdo a algunos autores, muchos fenómenos geológicos tienen características de invariabilidad y autoafinidad (Mandelbrot, 1984; Turcotte, 1992; Pilkington y Todoeschuck, 1995; Pilkington et al., 1994; Zhou y Thybo, 1998), como los sismos, erupciones volcánicas y depósitos minerales. El espectro de potencia de estos fenómenos está regido por la ley de potencia de distribución, donde el espectro ( $P$ ) es proporcional a una potencia ( $\alpha$ ) de frecuencia temporal o espacial ( $f$ ), y está definida de la siguiente manera:  $P \propto f^\alpha$  (Pilkington y Todoeschuck, 1995). También algunas propiedades físicas de las rocas, aparentemente, tienen comportamientos asociados a la ley de potencia, como son las velocidades sísmicas (Wu y Aki, 1985), densidad y resistividad (Pilkington y

Todoeschuck, 1993), porosidad (Hewett, 1986), etc. Esta ecuación ha sido utilizada para describir comportamientos extremadamente complejos como los que existen en la corteza terrestre. En este caso,  $\alpha$  refleja el grado de correlación dentro de una distribución. Si  $\alpha$  es negativa, la mayor parte de la energía se concentra en las frecuencias bajas y la variable está correlacionada. Cuando  $\alpha$  es positiva, la distribución está anti-correlacionada, con la energía concentrada en las altas frecuencias.

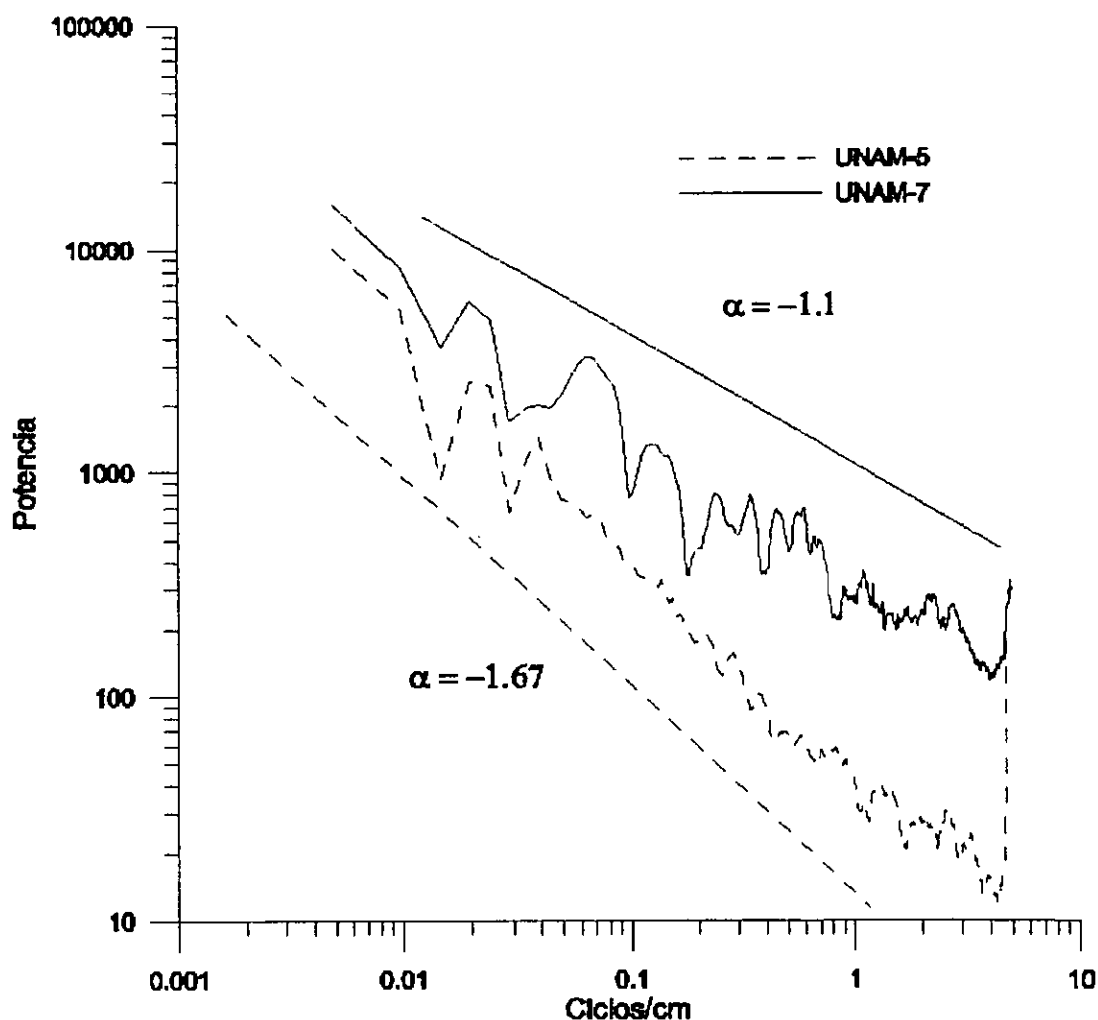


Figura 22.- Espectros de potencia de los registros de susceptibilidad magnética de los pozos UNAM-5 y UNAM-7. Para comparación se muestran líneas con la pendiente calculada mediante el método de mínimos cuadrados.

Pilkington y Todoeschuck (1993) estudiaron registros de susceptibilidad-magnética obtenidos en pozos que atravesaron litologías ígneas y sedimentarias, encontrando que su espectro de potencia en 1-D tenía un comportamiento de escala invariante, con un exponente escalar, promedio, de  $\alpha \approx -2$ . En este trabajo se analizaron los registros de susceptibilidad magnética de la brecha tipo suevita obtenidos en los pozos UNAM-5 y UNAM-7, con este método, se les aplicó una transformada rápida de Fourier en 1-D, posteriormente se calculó el espectro de potencia (Figura.- 22). En esta investigación se utilizó el modelo  $P = Ck^\alpha$  (Zhou et al., 1998), donde  $P$ , es el espectro de potencia;  $C$ , constante relacionada con la intensidad magnética,  $K$ , es el número de onda y  $\alpha$ , la dimensión fractal. De acuerdo a Peitgen (1992),  $\alpha$  es igual a la pendiente del espectro de potencia, por lo tanto se ajustó la tendencia de cada espectro por mínimos cuadrados y, alternativamente, se calculó la dimensión fractal utilizando el método de conteo de cajas.

#### 4.4 Método de conteo de cajas

Para propósitos prácticos, es conveniente considerar una secuencia de mallas, donde el tamaño de malla se reduce por un factor de 0.5 de una malla a otra. En este caso, cada "caja" o rectángulo de la malla inicial se subdivide en cuatro, de la mitad del tamaño de la caja origina, en la malla nueva. Cuando se lleva a cabo un conteo de cajas en un fractal, se llega a la secuencia de conteos de  $N(2^{-k})$ ,  $k=0,1,2,\dots$ , de cajas que incluyen, o al menos tocan, el fractal. Se adopta la convención del conjunto  $s=2^0=1$  para la malla más grande. La pendiente de la

línea, de un conjunto de datos al siguiente, en el diagrama log/log correspondiente se define por:

$$\frac{\log N(2^{-(k+1)}) - \log N(2^{-k})}{\log 2^{k+1} - \log 2^k} = \log_2 \frac{N(2^{-(k+1)})}{N(2^{-k})} \quad (9)$$

En el término derecho de la ecuación la base es libre, mientras que el término de la derecha tiene base 2 (Mandelbrot, 1984). Por lo tanto el resultado muestra el factor de incremento de una malla a la siguiente. Esta pendiente es un estimado para dimensión del fractal. En otras palabras, si el número de cajas contadas se incrementa por un factor de  $2^D$  cuando el tamaño de la caja es multiplicada por 0.5, entonces la dimensión fractal es igual a  $D$  (Peitgen, 1990).

Los resultados obtenidos para la dimensión fractal por pozo, se muestran en la tabla 1.

Tabla 1.- Dimensión fractal calculada utilizando el método de mínimos cuadrados y por conteo de cajas.

Pozo	Dimensión Fractal	
	Mínimos cuadrados	Conteo de cajas
UNAM-5	-1.67	-1.66
UNAM-7	-1.1	-0.9

Como se observa, los resultados no son significativamente diferentes, en particular el pozo UNAM-5, y la diferencia puede deberse al modo de establecer las mallas en el método de conteo de cajas y la precisión para determinar las cajas que contienen, o tocan, fragmentos de la curva. Resulta sumamente interesante que en el pozo UNAM-5, la pendiente calculada es igual al coeficiente que se ha estimado para otros fenómenos naturales, como la relación inversa entre la magnitud y la frecuencia de sismos, flujo de ríos, etc., así como fenómenos de

origen más lejano, como son las explosiones de rayos gamma tal como llegan a la Tierra, este coeficiente es de  $-5/3$  (-1.66), y está directamente relacionado con el espectro de inercia (Margalef, 1993), que básicamente describe la distribución de la energía en un medio natural.

#### 4.5 Características magnéticas de clastos individuales provenientes de la brecha tipo suevita

En un intento por identificar las fases magnéticas que conforman la brecha de impacto tipo suevita, se separaron clastos de la brecha y se sometieron a un micromagnetómetro para obtener la fuerza de coercitividad, magnetización remanente y de saturación, a partir de sus ciclos de histéresis.

En la tabla 2 se resumen las características físicas de los clastos separados para analizarlos en el sistema Micromag®.

Tabla 2.- Características de los clastos sometidos a análisis de Micromag®, para obtener sus curvas de histéresis.

Pozo	Muestra	Profundidad (m)	Peso (mg)	Susceptibilidad ( $\times 10^{-5}$ SI)
UNAM-5	3	377.89	24.5	92.6
UNAM-5	4	386.54	31.1	79.2
UNAM-5	5	367.3	31.1	83.0
UNAM-5	6	400.0	28.7	60.7
UNAM-5	7	482.35	32.7	115.5
UNAM-7	8	222.98	34.5	10.55
UNAM-7	9	235.4	28.0	20.48
UNAM-7	10	245.4	26.0	55.66
UNAM-7	11	259.75	28.5	97.64
UNAM-7	12	284.93	24.0	162.1
UNAM-7	13	320.0	32.4	20.8
UNAM-7	14	334.35	28.8	46.24
UNAM-7	15	379.15	26.0	1.0
UNAM-7	19	344.8	28.0	1190.66

En la figura 24, se muestran los ciclos de histéresis de cuatro de las muestras listadas en la tabla 2. Con los datos obtenidos de los ciclos de histéresis se



elaboró un diagrama de Day (Figura.- 23) para determinar el tipo de dominios magnéticos presentes en las fases magnéticas. De la gráfica se determina que todos los clastos analizados tienen un comportamiento de pseudo-dominio simple, de la inspección de sus ciclos de histéresis (Figura.- 24), se infiere que pertenecen a magnetitas o maghemitas.

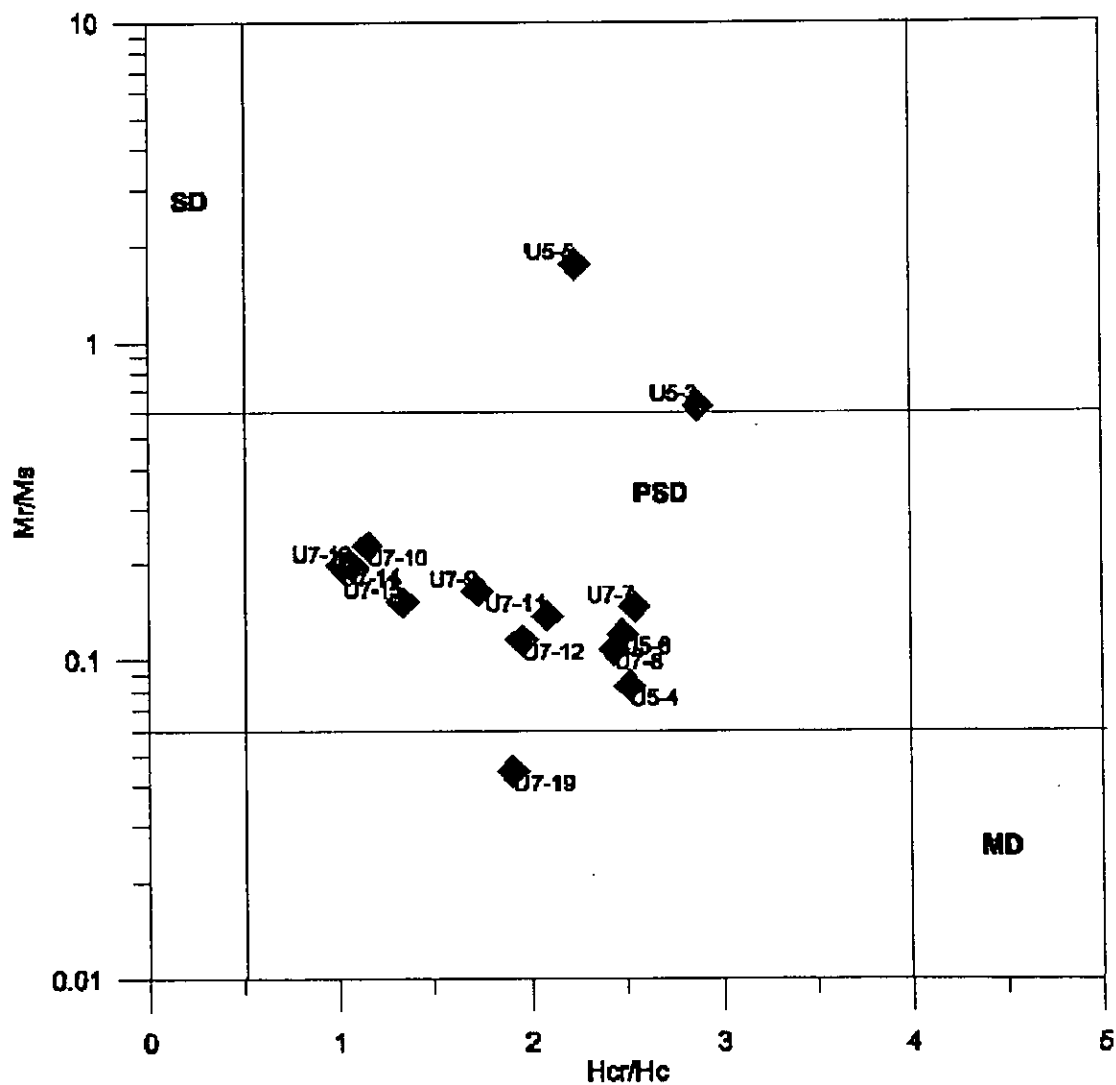
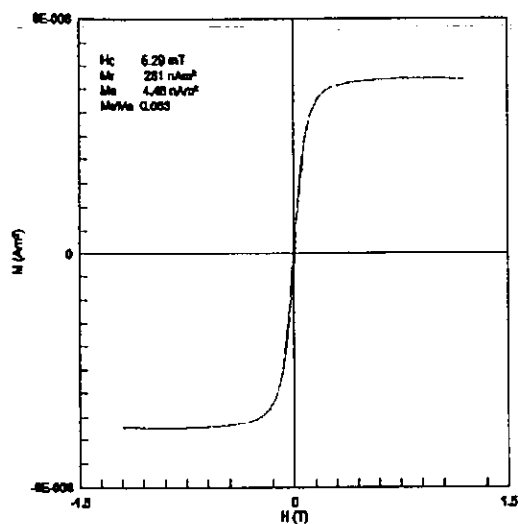
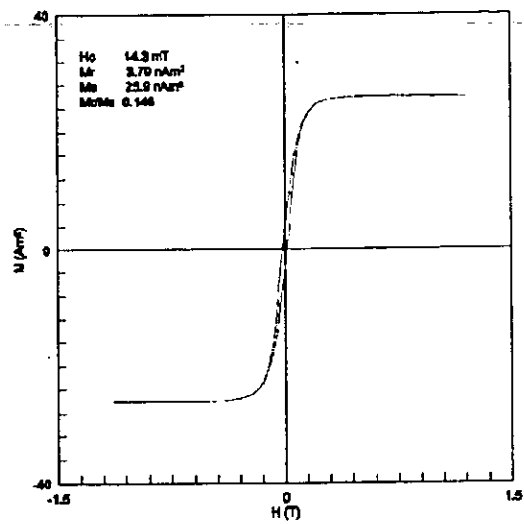


Figura 23.- Diagrama de Day de las muestras utilizadas para caracterizar sus propiedades magnéticas. Todas las muestras son de pseudo-dominio simple, posiblemente magnetita o maghemitas.

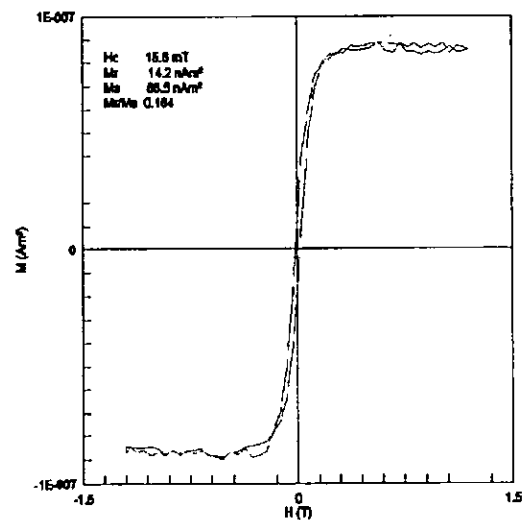
a)



b)



c)



d)

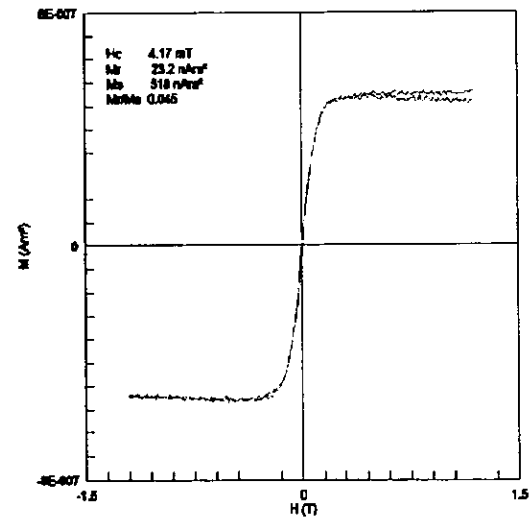


Figura 24.- Ciclos de histéresis de las muestras: a) UNAM5-3, b) UNAM5-7, c) UNAM7-9 y d) UNAM7-19.

#### 4.6 Discusiones

Los resultados del análisis del comportamiento de la susceptibilidad magnética a lo largo de los núcleos recuperados en los pozos UNAM-5, UNAM-6 y UNAM-7,

confirman las interpretaciones litológicas hechas en éstos. La distribución espacial de la mineralogía magnética se concentra en las litologías de impacto, particularmente en la brecha tipo suevita, asociada a los fragmentos graníticos del basamento, vidrio diaplético y *melt*. Las litologías carbonatadas, asociadas a la secuencia Mesozoica (en los clastos de la brecha tipo Bunte) y a la secuencia Terciaria forman parte de la unidad inferior, apoyan la interpretación de la "estratigrafía inversa", pues los productos del metamorfismo de impacto, así como clastos provenientes del basamento cristalino, están contenidos en la unidad superior. Por su parte, los análisis espectrales y de series de tiempo, indican que la distribución espacial de la susceptibilidad magnética, en las brechas tipo suevita, tienen un comportamiento fractal. El registro de susceptibilidad magnética en las unidades de brecha tipo suevita en los pozos UNAM-5 y UNAM-7, muestra incrementos hacia la base de la unidad, lo cual sugiere que los clastos de basamento, vidrio y *melt*, pudieron experimentar alteración hidrotermal de baja temperatura, pues los altos valores de susceptibilidad alcanzados hacia la base de la unidad ( $1,200 \times 10^{-5}$  S.I.) sólo pueden estar asociados a fases magnéticas oxidadas a menos de 400 °C (Allen et al., 1982; Morris et al., 1995), sin embargo las evidencias no son suficientes, por lo cual es necesario realizar estudios que conduzcan a establecer el modelo hidrotermal, si es que lo hubo, que explique, así como estudios de mineralogía magnética que demuestren, sin ambigüedades, qué fases magnéticas dan este tipo de comportamiento. Por otra parte, resulta interesante el comportamiento de invariabilidad escalar del espectro de potencia de los registros de susceptibilidad magnética. El exponente escalar indica, y resulta obvio de la inspección del espectro, que la energía se concentra hacia las

bajas frecuencias. El punto sustancial radica en que, en la brecha tipo suevita, la bajas frecuencias asociadas a mineralogía magnética de susceptibilidad alta, pero tamaño pequeño, tienen el mismo comportamiento que los clastos de mayor tamaño, como lo demuestra la dimensión fractal de los espectros, que son proporcionales a una potencia de  $-1.6$ , para el pozo UNAM-5, y una potencia  $-1.1$  para el UNAM-7, de la frecuencia espacial.

#### 4.7 Referencias

- Allen, C. C., J. L. Gooding, K. Keil (1982) "Hydrothermally Altered Impact Melt Rock and Breccia: Contributions to the Soil of Mars." *Journal of Geophysical Research* 87(B12): 10,083-10,101.
- Dressler, B.O. (1984) The effects of the Sudbury event and the intrusion of the Sudbury Igneous Complex on the footwall rocks of the Sudbury structure. In Pye, E.G., A.J. Naldrett and P.E. Giblin, eds., *The Geology and Ore deposits of the Sudbury Structure*, Ontario Geol. Survey, Spec. Vol. 1., pp. 97-136.
- Hewett, T. A. (1986) Fractal Distributions of Reservoir Heterogeneity and their Influence on Fluid Transport. 61st Ann. Technical Conf., Soc. Petr. Eng.
- Mandelbrot, B.B. (1983) *The Fractal Geometry of Nature*. W.H. Freeman, New York, 468 pp. W. H. Freeman, New York.
- Margalef i López, R. (1993) *Teoría de los sistemas ecológicos*. Barcelona, España, Universitat de Barcelona.
- Morris, R. V., D.C. Golden, J. F. Bell III and H.V. Lauer Jr. (1995) "Hematite, pyroxene and phyllosilicates on Mars: Implications from oxidized impact melt rocks from Manicouagan Crater, Quebec, Canada." *Journal of Geophysical Research* 100(E3): 5319-5328.
- Peitgen, H.O., H. Jürgens, D. and Saupe (1992) *Fractals for the Classroom. Part One. Introduction to Fractals and Chaos*. Ed. Springer-Verlag, Rensselaer, N.Y., 452 pp.
- Pilkington M., J.P. and Todoeschuck (1993) Fractal magnetization of continental crust. *Geophysical Research Letters*, 20, 627-630.
- Pilkington M., M.E. Gergotski, and J.P. Todoeschuck (1994) Using fractal crustal magnetization models in magnetic interpretation. *Geophysical Prospecting*, 42, 677-692.
- Pilkington M., and J.P. Todoeschuck (1995) Scaling nature of crustal susceptibilities, *Geophysical Research Letters*, 22, 779-782.

- Sharpton, V.L., K. Burke, A. Camargo, S.A. Hall, S. Lee, L.E. Marin, G. Suarez, J.M. Quezada, P.D. Spudis and J. Urrutia-Fucugauchi (1993) Chicxulub multiring impact basin: Size and other characteristics derived from gravity analysis. *Science*, 261, 1564-1567.
- Turcotte, D. (1992) *Fractals and chaos in geology and geophysics*: Cambridge, England, Cambridge University Press, 221 p.
- Urrutia-Fucugauchi, J., L. Marin and V.L. Sharpton (1994). "Reverse polarity magnetized melt rocks from the Cretaceous/Tertiary Chicxulub structure, Yucatan peninsula, Mexico." *Tectonophysics* 237: 105-112.
- Urrutia-Fucugauchi J., L. Marin and A. Trejo-Garcia (1996) UNAM Scientific drilling program of Chicxulub impact structure. Evidence for a 300 kilometer crater diameter. *Geophysical Research Letters*, 23, 1565-1568.
- Wu, R. S. and K. Aki (1985) "The Fractal Nature of the Inhomogeneities in the Lithosphere Evidenced from Seismic Wave Scattering." *Pure and Applied Geophysics* 123: 805-818.
- Zhou S., and H. Thybo (1998) Power spectra analysis of aeromagnetic data and KTB susceptibility logs, and their implication for fractal behavior of crustal magnetization. *Pure and Applied Geophysics*, 151, 147-159.

## 5. Magnetoestratigrafía del límite K/T y del Paleoceno Inferior en el Cráter de Impacto de Chicxulub\*

### 5.1 Resumen

En este trabajo se reportan los resultados de la magnetoestratigrafía del límite K/T y la sección basal de la secuencia sedimentaria preservada en el cráter de impacto de Chicxulub, obtenida en el Programa de Perforación Científica Somera de la UNAM. Tres crones con diferente polaridad fueron observados, y van desde el Cretácico Tardío al Paleoceno Temprano. Las polaridades registradas se correlacionan con el cron 29R hasta el cron 28N, en un intervalo de 15 m, que comprenden ~2.5 Ma, donde se calcularon tasas de sedimentación de ~1 mm/170 ka para los pozos UNAM-5 (110 km al centro del cráter) y UNAM-7 (127 km al centro del cráter), las cuales pueden estar asociadas a un medio ambiente de depositación de una cuenca cerrada. En estos pozos encontramos un intervalo de ~50 cm (a los 332 m en el pozo UNAM-5 y a los 222.20 m en el pozo UNAM-7) que contiene la transición entre los crones 29R y 29N, lo cual sugiere que la sedimentación durante ~250,000 años, fue interrumpido o el depósito fue erosionado. En el pozo UNAM-6 (152 km al centro del cráter), aparentemente la secuencia sedimentaria, contemporánea al magnetocron 29N, no está presente. La falta de la brecha tipo-suevita, un evento con polaridad inversa, relativamente largo, en la base de la secuencia, y una tasa de sedimentación inusualmente baja (~1 mm/300 ka), sugieren un hiatus importante cerca del límite K/T y a la base de

---

\*Artículo sometido a *Geology* como:

Rebolledo-Vieyra, Mario and Jaime Urrutia-Fucugauchi. Magnetostratigraphy of the K/T Boundary and Early Paleocene from the Chicxulub Impact Crater. Apéndice IV.

la secuencia sedimentaria del Terciario Temprano, en la plataforma carbonatada de Yucatán en los alrededores del cráter de Chicxulub.

## 5.2 Introducción

Durante el XXVIII Congreso Geológico Internacional de 1989 en Washington, la Comisión Internacional en Estratigrafía (I.C.S.), designó oficialmente la sección de El Kef, de la formación El Haria, en Túnez, como la sección y punto con el estratotipo global (GSSP) para el límite Cretácico-Terciario (K/T)(Keller y McLeod., 1995; Smit, 1999). En este GSSP, el límite K/T está marcado por una capa, de color rojo, de 2 mm de espesor, la capa de eyecta, sobreyaciendo las margas calcáreas con abundantes microfósiles calcáreas. La capa de eyecta está enriquecida en iridio y contiene cuarzos estriados y espinelas ricas en níquel (Robin et al., 1991), así como microcristitas (Smit & Romein, 1985). El GSSP representa un instante en el tiempo, representado por el plano de depositación entre la capa de eyecta y las margas fosilíferas debajo del límite (Smit, 1999). Sin embargo, cuatro tipos diferentes de depósitos de eyecta pueden distinguirse: a) los depósitos distales, de escala global, donde una capa de eyecta, de una milímetros de espesor, está presente (Gubbio, Italia Caravaca, España; El Kef, Túnez), b) Hemisferio Occidental interior, con capas de eyecta de 1-2 cm de espesor in depósitos pantanosos (Brazos River, Texas), c) la región del Golfo de México, asociados con depósitos clásticos de alta-energía (El Mimbral, Nuevo León, La Ceiba, Puebla) y d) cubiertas de eyecta, hasta una distancia de 3.5 veces el radio del cráter, del borde del cráter (Bochil, Chiapas; Guayal, Tabasco). Algunas de las secciones K/T mejor conocidas en México (El Mimbral, La Lajilla y La Ceiba) pertenecen a las tercera categoría. Estas secciones contienen el

contacto entre la formación Méndez, del Maastchitiano Superior, y la formación Velasco, Paleoceno Inferior (Hay, 1959; Obregón-De La Parra, 1959). Grajales *et al.* (2000) describieron dos secciones que pertenecen a la cuarta categoría (Bochil, Chiapas, y Guayal, Tabasco), utilizaron criterios micropaleontológicos para definir la frontera K/T en estas secciones. En este trabajo se reportan las características litológicas y magnetoestratigráficas de la secuencia dentro del cráter, la cual, por otra parte, es la primera en la materia.

### 5.3 Consideraciones temporales

Swisher *et al.* (1992) reportaron una edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  para una muestra de *melt*, del pozo Chicxulub-1, de  $64.98 \pm 0.05$  Ma, la cual, de acuerdo con la escala geomagnética de polaridades de Cande y Kent (1995), corresponde con el magnetocron 29R. Sharpton *et al.* (1992) también reportaron una edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de  $65.2 \pm 0.4$  Ma para una muestra de *melt* del pozo Yucatán-6. Urrutia-Fucugauchi *et al.* (1994) reportan magnetización con polaridad inversa para una muestra de *melt* del pozo Yucatán-6, la cual también se correlaciona con el magnetocron 29R, la cual contiene el límite K/T. Marin *et al.* (en prensa), en muestras del pozo Yucatán-6, establecieron la edad de la brecha tipo suevita, basados en la ausencia de fauna del Maastrichtiana en la muestra Y6-N13 (1200-1203 m bajo el nivel del mar) y la aparición de foraminíferos planctónicos del Paleoceno-Inferior (el límite inferior del Daniano Inferior es *Globigerina compressa*) en la muestra Y6-N12 (1000-1003 b.n.m.), ubicando el límite K/T entre estas dos muestras.



#### 5.4 Magnetoestratigrafía

Se muestrearon los tres pozos que recuperaron litologías de impacto (UNAM-5, UNAM-6 y UNAM-7) (Figuras 25, 27 y 28). Las muestras se tomaron cada 50 cm, si las condiciones de los núcleos lo permitían, empezando un metro antes del contacto entre las brechas y los carbonatos (se tomaron dos muestras de las brechas tipo suevita) y terminando aproximadamente a 15 m del contacto entre las brechas y los carbonatos (aproximadamente 30 muestras por pozo), sin embargo algunas se perdieron durante el proceso de preparación. Sólo se tomaron dos muestras del último metro de las brechas, ya que se acepta la hipótesis de que la unidad se depositó de manera instantánea (segundos, tal vez minutos), por lo cual no tiene sentido buscar cambios de polaridad dentro de la unidad.

Las muestras se analizaron en un magnetómetro criogénico, con dispositivo de interferencia super-cuántica (SQUID), con sensibilidad de  $10^{-9}$  A/m. Las muestras se desmagnetizaron usando dos métodos. Primero fueron sometidas a desmagnetización por "campos alternos", de 0 a 100 Oe, con incrementos de 10 Oe, posteriormente fueron desmagnetizadas térmicamente, de 0° a 400 °C, con incrementos de 100 °C, después de 400 °C a 450 °C, 500 °C, 525 °C y 550 °C (Figuras 26 y 29).

La magnetización remanente natural (NRM) para las suevitas es del rango de  $10^{-4}$  A/m y de  $10^{-7}$  A/m para los carbonatos y las evaporitas. La mayoría de las muestras se desmagnetizaron por completo entre los 100 °C y los 200 °C (Figuras 26 y 29), debido a esto, sólo se consideraron las fases de desmagnetización de campos alternos y de 100 °C a 200 °C para calcular la dirección de los vectores de desmagnetización de cada muestra.

Una de las particularidades de las muestras es que, al provenir de núcleos recuperados de pozos de perforación, no cuentan con orientación con respecto al norte, por lo cual la declinación obtenida no fue considerada y sólo se calculó la inclinación para obtener la polaridad geomagnética de cada muestra. Para obtener la dirección principal de desmagnetización, se utilizó el método estándar de mínimos cuadrados (Kirschvink, 1980) y la estadística de Fisher (1953) (Figura 26).

Se detectaron tres polaridades en los cuatro pozos estudiados, dos reversas (29R y 28R) y dos normales (29N y 28N) (Figuras 25, 26 y 27). La edad radiométrica reportada por Swisher et al. (1992) y Sharpton et al. (1992) para la muestra de melt, se correlacionó con las brechas tipo suevita de los pozos UNAM-5 y UNAM-7. En los tres pozos, la polaridad calculada para las brechas (suevita, UNAM-5 y UNAM-7, y bunte, UNAM-6), es reversa, precedidas, casi inmediatamente, por rocas con polaridad normal. Con la edad radiométrica como base, se interpreta este cambio como la transición entre los crones 29R y 29N (Figuras 35 y 38).

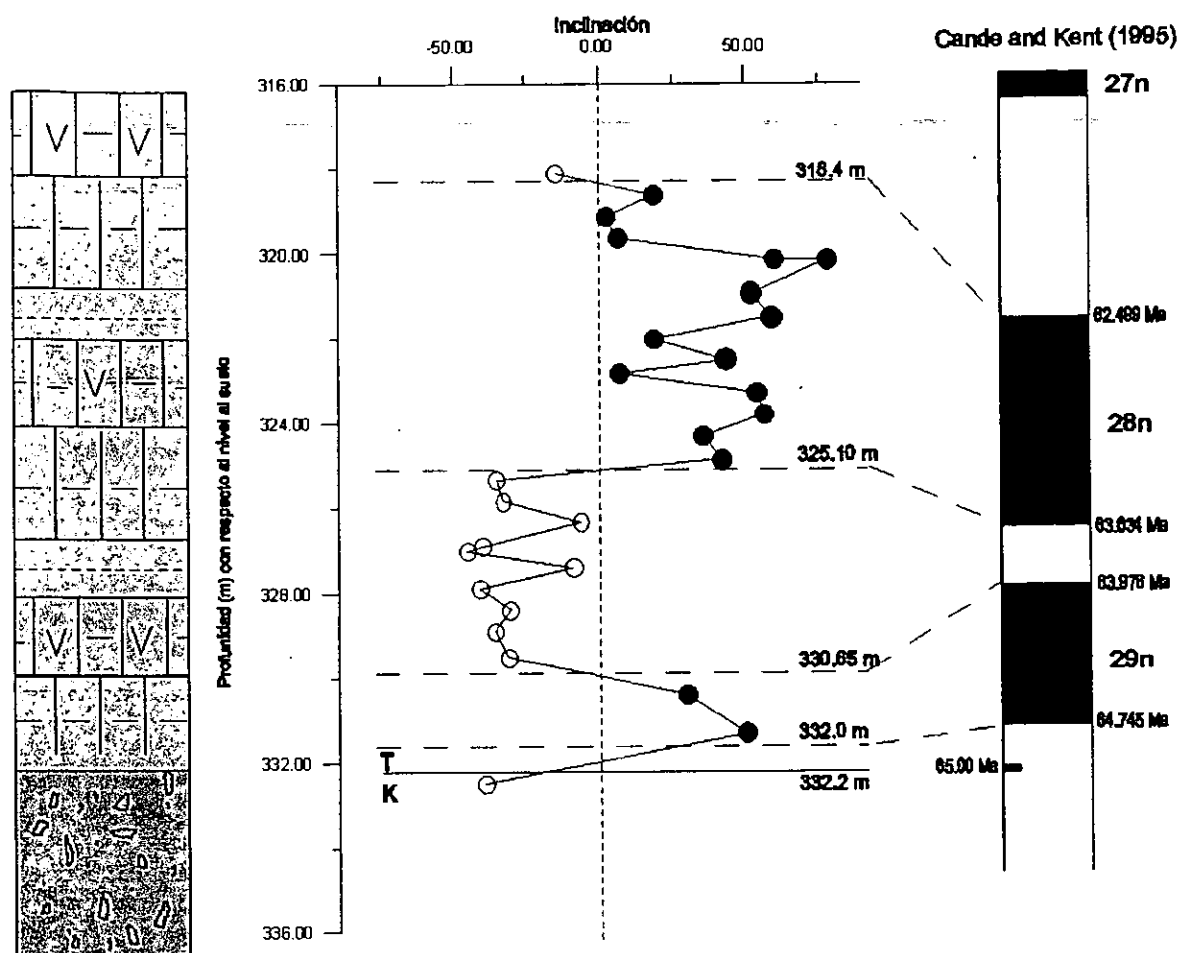


Figura 25.- Columna litológica, la unidad basal corresponde a la brecha tipo suevita, la sobreyace una secuencia de carbonatos con fragmentos de anhidrita y yeso. A la derecha se presenta la escala de polaridades geomagnéticas del pozo UNAM-5. Al lado izquierdo se muestran las profundidades de los contactos y las edades correspondientes al contacto entre polaridades. La simbología es la misma que en la figura 14.

Sin embargo, en el pozo UNAM-6, se observa un evento de polaridad reversa más largo (Figura 27), el cual abarca la parte superior de la brecha tipo bunte, hasta los primeros 3 o 4 metros de los carbonatos terciarios. En este caso, la interpretación para este evento reverso, es de que éste es evidencia de la ausencia de la secuencia sedimentaria que contiene al cron 29N, probablemente una consecuencia de un evento erosivo. El comportamiento del registro de las susceptibilidad magnética en el pozo UNAM-6 (Figura 26), el cual se encuentra

dentro del rango diamagnético, apoya esta interpretación, pues no existe acumulación de minerales magnéticos presentes en la brecha tipo suevita (UNAM-5 y UNAM-7) (Rebolledo-Vieyra *et al.*, 1999).

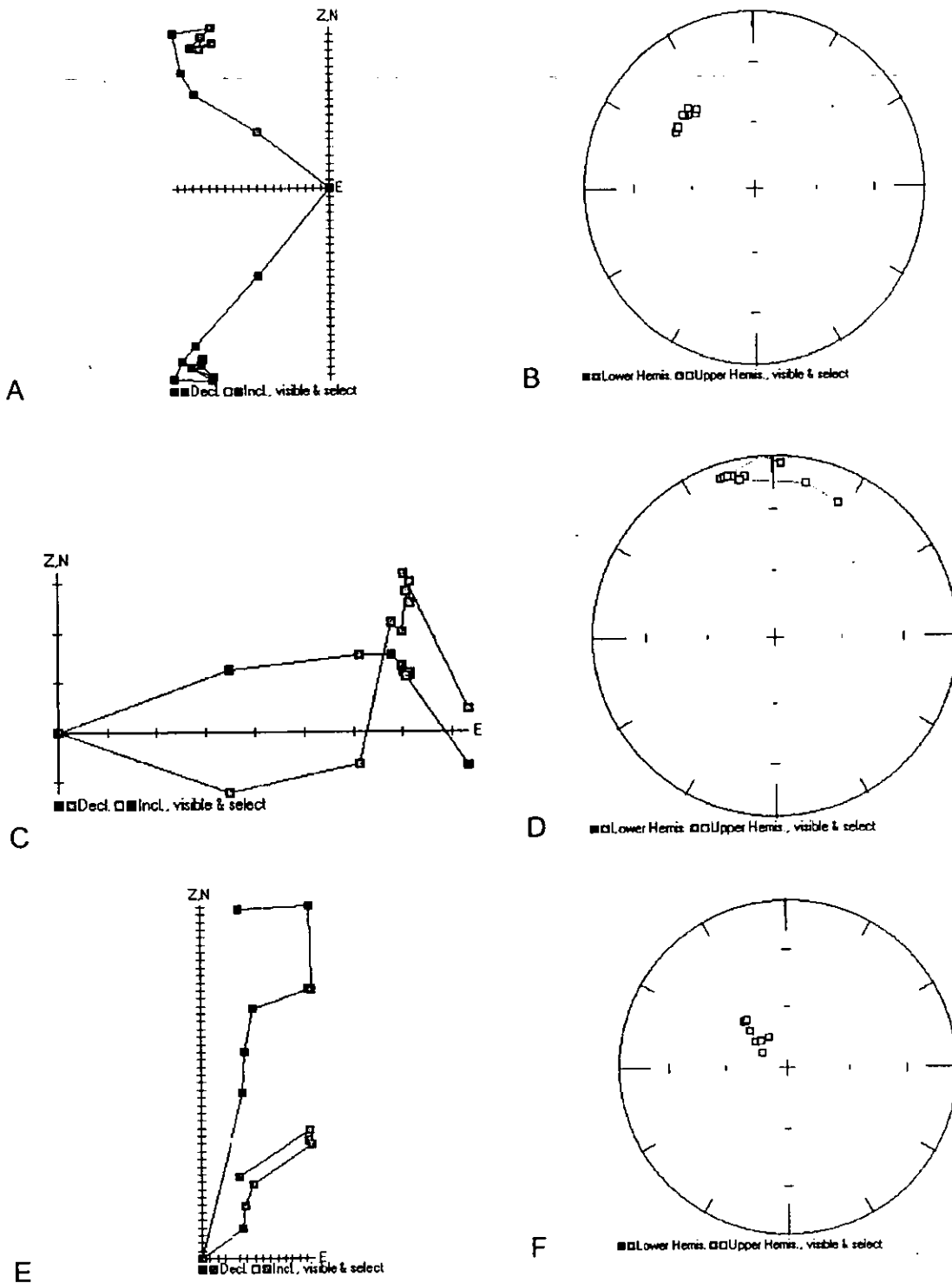


Figura 26.- Diagramas de Zijderveld y de igual área mostrando las trayectorias de desmagnetización para las muestras medidas de los tres pozos. A y B) UNAM-5, muestra 2; C y D) UNAM-6, muestra 1; E y F) UNAM-7, muestra 2. Con estas trayectorias se estimó la dirección característica utilizando el método de mínimos cuadrados (Kirschvink, 1980).

Una vez establecida la magnetoestratigrafía, se estimaron las tasas de sedimentación para cada pozo utilizando la ecuación de Johnson y McGee (1983):

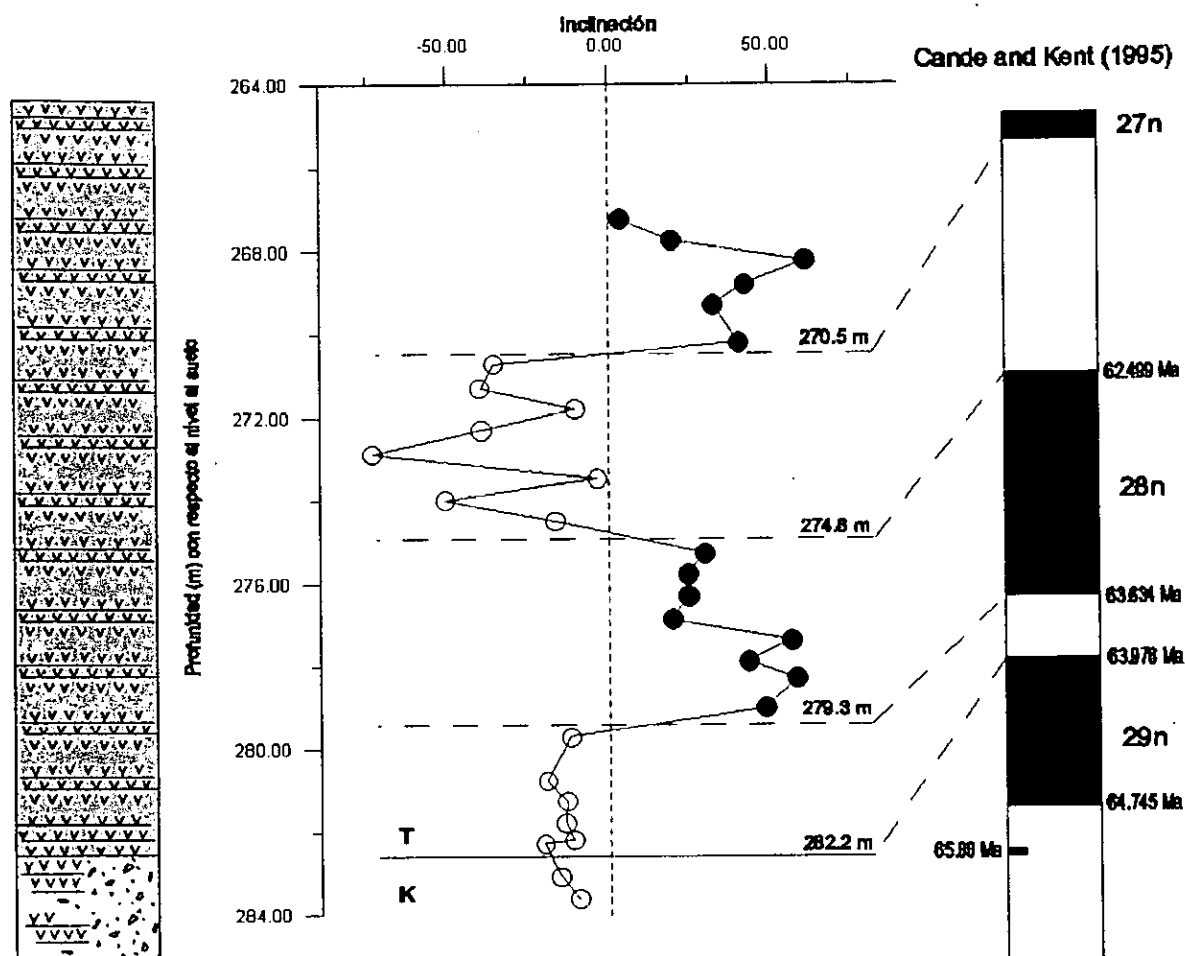


Figura 27.- Columna litológica, la unidad basal corresponde a la brecha tipo suevita, la sobryace una secuencia de carbonatos con fragmentos de anhidrita y yeso. A la derecha se presenta la escala de polaridades geomagnéticas del pozo UNAM-6. Al lado izquierdo se muestran las profundidades de los contactos y las edades correspondientes al contacto entre polaridades. La simbología es la misma que en la figura 14.

$$\begin{aligned}
 \Delta t &= S\tau N \\
 S &= \frac{-\ln(1-2P)}{2} \\
 P &= \frac{R}{N-1} \\
 sr &= \frac{d}{\Delta t}
 \end{aligned}
 \tag{18}$$

$\tau$  = media aritmética de la duración de las polaridades en la secuencia

S = sedimentos acumulados

N = número de intervalos muestreados

R = número de polaridades inversas en la secuencia

D = espesor de la secuencia

sr = tasa de sedimentación

Las tasas sedimentarias calculadas para cada pozo se muestran en la Tabla 3. Los pozos UNAM-5 y UNAM-7 arrojan resultados similares, y por lo tanto tasas de sedimentación similares, ya que tienen el mismo número de crones geomagnéticos y aproximadamente el mismo espesor. Estas tasas de depositación son lentas. Esto sugiere tasas de sedimentación bajas, o una serie de eventos erosivos que removieron segmentos de la secuencia. De acuerdo a Sadler (1981), las tasas de acumulación en cuencas pequeñas, para periodos de ~108 años, pueden ser hasta 1 mm/1000 yr, que puede interpretarse como una analogía con el cráter de impacto de Chicxulub que probablemente se comportó como una cuenca cerrada tras el impacto. Marin et al. (en prensa) reportan que la asociación fósil en la brecha de impacto, recuperada en las muestras Y6-N13 y Y6-N14, incluye foraminíferos orbitoides, fragmentos de moluscos y fragmentos algales, que representan aguas someras, que indican que la profundidad, antes

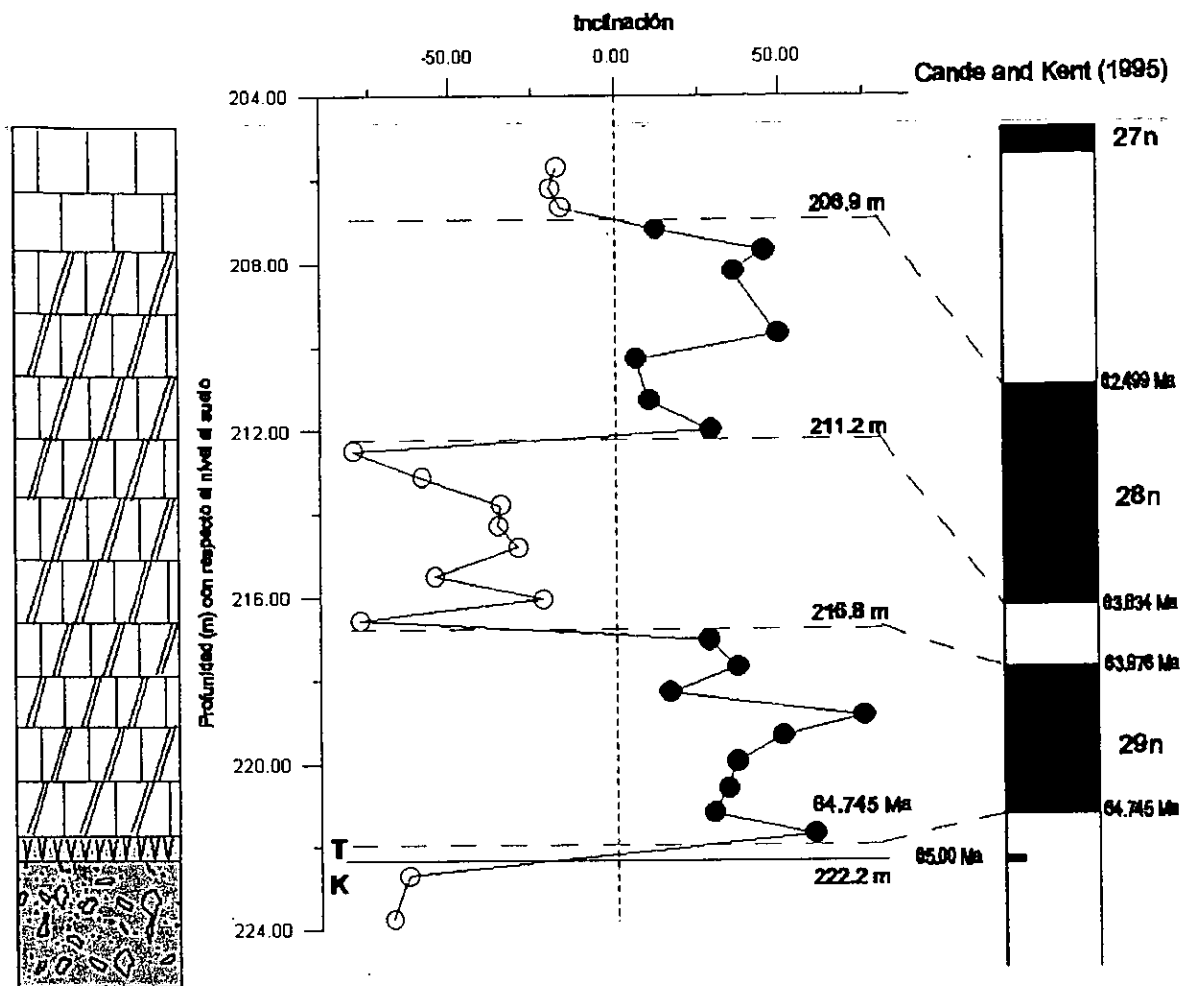


Figura 28.- Columna litológica, la unidad basal corresponde a la brecha tipo suevita, la sobreyace una secuencia de carbonatos con fragmentos de anhidrita y yeso. A la derecha se presenta la escala de polaridades geomagnéticas del pozo UNAM-7. Al lado izquierdo se muestran las profundidades de los contactos y las edades correspondientes al contacto entre polaridades. La simbología es la misma que en la figura 14.

del impacto, era de una decenas de metros. Para el tiempo en que el intervalo de la muestra Y6-N3 fue depositado (Daniano Inferior), la profundidad del agua, en esta porción de la cuenca era considerablemente más profunda. Esta interpretación está basada en la abundante ocurrencia de foraminíferos planctónicos. Ocurrencias frecuentes de *Globorotalias* sugieren un ambiente nerítico, de aproximadamente 200 m de profundidad. Se observó un solo

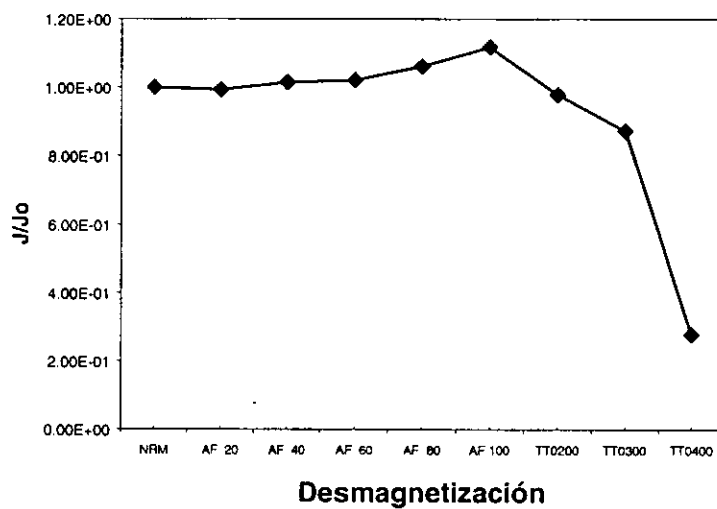


espécimen que parece ser Nuttalides (bentonítico), lo que sugiere un medio ambiente batial (Marin et al., en prensa). Basados en la estratigrafía de pozos a lo largo de la cuenca, la profundidad al momento en que el intervalo Y6-N12 fue depositado era de entre 700 a 800 m.

Tabla 3. Parámetros y tasas de sedimentación calculadas para cada pozo

Pozo	D (mm)	$\tau$ (yr)	N	S	R	$\Delta t$ (yr)	SR (mm/yr)
UNAM-5	15,000	748,000	26	0.137	3	2,660,000	1/176
UNAM-6	15,000	1,241,000	22	0.168	3	4,580,000	1/302
UNAM-7	15,000	748,000	24	0.150	3	2,690,000	1/177

a)



b)

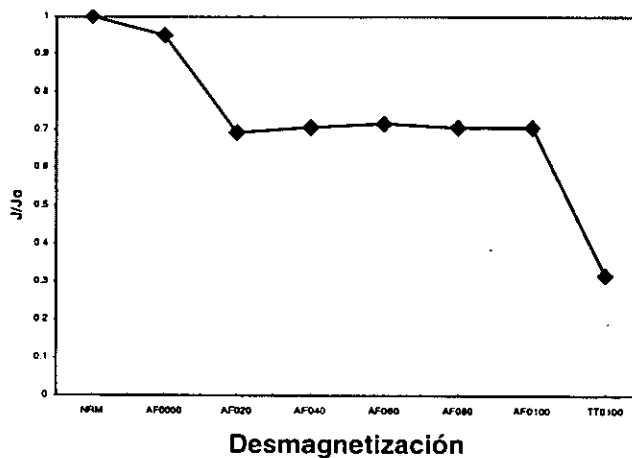


Figura 29.- Gráficas de desmagnetización ( $J/J_0$ ) de dos muestras de los pozos UNAM-5 y UNAM-7. a) Muestra UNAM5-2 correspondiente a la brecha tipo suevita, b) Muestra UNAM7-4 correspondiente a calizas del Terciario.

## 5.5 Discusiones

Así como la susceptibilidad magnética presenta un agudo contraste entre las litologías carbonatadas del Terciario y las litologías de impacto, el contraste del magnetismo natural remanente (NRM), es muy alto. Con el estudio de las características paleomagnéticas de la brecha tipo suevita y de los carbonatos del Terciario Inferior, fue posible establecer que también existe un agudo contraste de la NRM del orden de  $10^{-4}$  A/m para las brechas, y de  $10^{-8}$  A/m para los carbonatos. Pero aún más importante que los valores de NRM, la polaridad calculada para cada muestra resulta clave, ya que la brechas en los tres pozos (UNAM-5, UNAM-6 y UNAM-7) es de naturaleza inversa. Esta polaridad, correlacionada con la edad radiométrica obtenida para un fragmento de melt recuperado en el pozo Y6, ubica la edad de la formación, y depositación, de esta brecha en 65 Ma., la cual a su vez correlaciona la polaridad inversa con el magnetocron 29R que contiene al límite K/T y por lo tanto el evento se relaciona con los eventos de extinción ocurridos al final de Cretácico. Es probable que tras el impacto, y una vez estabilizado tectónicamente, el cráter se haya comportado como una cuenca cerrada, lo cual explicaría las tasas, extremadamente, bajas de sedimentación (~1 mm/170 ka). De esta investigación también se desprende el hecho de que la sedimentación tardó varios miles de años (~250,000 años) en reactivarse, como lo demuestra el hecho de que menos de 50 cm separan el cambio de polaridad reverso (29R) a un evento de polaridad normal (29N), o que existieron eventos de erosión al interior del cráter. Por otra parte, en el pozo UNAM-6 se calculó la tasa más baja de sedimentación (1 mm/300 ka) y en el límite K/T un evento de polaridad inversa inusualmente prolongado, en comparación con los otros dos pozos. De los datos

obtenidos de la descripción litológica y el registro de susceptibilidad magnética, es evidente que la brecha tipo suevita, y tal vez un segmento de los carbonatos del Terciario Inferior, fue erosionada, o tal vez no depositada. Si sostenemos la hipótesis de que esta secuencia fue depositada fuera de los límites estructurales del cráter, podemos argumentar que la unidad antes mencionada fue, seguramente, erosionada. Muestras sedimentarias comúnmente promedian alrededor de  $10^2$  a  $10^4$  años, dependiendo de la tasa de sedimentación, hiatuses y el proceso de registro magnético (e.g., Hay et al. 1959; Johnson and McGee, 1982). El cráter de Chicxulub se formó en una plataforma marina somera, con menos de 100-200 m de tirante de agua. Después de la formación del cráter, es probable que el cuerpo de agua regresara a la cuenca. La cuenca pudo haber sido modificada por fallamiento y por asentamientos gravitacionales, y un periodo indeterminado debió transcurrir para reestablecer la depositación de carbonatos. El impacto produjo una perturbación importante en el Golfo de México y el Mar Caribe, con la generación de un gran tsunami y alteración de la plataforma carbonatada. En una escala de tiempo mayor, se ha propuesto que el impacto amplificó o indujo oscilaciones con periodos de ~100 ka que duraron un millón de años, las cuales se han registrado en secuencias sedimentarias del Atlántico Sur (D'Hordt et al., 1996). Las oscilaciones de gran-amplitud baja-frecuencia, han sido documentadas en registros de susceptibilidad magnéticas en el sitio 526 del D.S.D.P., el cual muestra una relación inversa con la concentración de carbonatos con altos valores y una relación directa cuando las concentraciones de carbonatos son bajas.

## 5.6 Referencias

- Cande, S. C., D.V. Kent (1995) Revised Calibration of the Geomagnetic Polarity Timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic: *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 6093-6095.
- D'Hordt S., J. King, C. Gibson (1996) Oscillating marine response to the Cretaceous-Tertiary impact: *Geology*, v. 24, p. 611-614.
- Grajales-Nishimura, J. M., Esteban Cedillo-Pardo, Carmen Rosales-Domínguez, Dante Morán-Zenteno, Walter Alvarez, Philippe Claeys, José Ruíz-Morales, Jesús García-Hernández Patricia Padilla-Avila, Antonieta Sánchez-Ríos (2000) Chicxulub impact: The origin of reservoir and seal facies in the southeastern Mexico oil fields: *Geology*, v. 20, no. 4, p. 307-310.
- Fisher, R.A. (1953) Dispersion on a sphere, *Proc. Roy. Soc. London*, Vol. A217, pp. 295-305.
- Hay, W. W. (1959) The Cretaceous-Tertiary boundary in the Tampico Embayment, Mexico, in *International Geological Congress Proceedings of Section 5, The Cretaceous-Tertiary Boundary*, p. 70-77.
- Johnson N.M. and McGee V.E. (1983) Magnetic polarity stratigraphy: Stochastic properties of data, sampling problems, and the evolution of interpretations, *J. Geophys. Res.* Vol. 88, pp. 1213-1221.
- Keller, G., L. Li, N. MacLeod (1995) The Cretaceous/Tertiary boundary stratotype section at El Kef, Tunisia: how catastrophic was the mass extinction?: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 119, p. 221-254.
- Kirschvink, J.L. (1980) The Least-Square Line and Plane and the Analysis of Palaeomagnetic Data, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, Vol. 62, pp. 699-718.
- Marin, L. E., Virgil L. Sharpton, Jaime Urrutia Fucugauchi, Jan Smit, Paul Sikora, Chip Carney, Mario Rebolledo-Vieyra, *Stratigraphy at Ground Zero: A Contemporary Evaluation of Well Data Within the Chicxulub Impact Basin: International Geology Review. En prensa.*
- Obregon De La Parra, J. (1959) El Contacto Cretacico-Terciario y el Paleoceno de la Cuenca Sedimentaria de Tampico-Misantla, in *International Geological Congress Proceedings of Section 5, The Cretaceous-Tertiary Boundary*.
- Rebolledo-Vieyra, M. and J. Urrutia-Fucugauchi (1999) High-resolution magnetic susceptibility record of the impact lithologies of the Chicxulub impact crater, *American Geophysical Union, San Francisco, CA, Vol. 80, No. 46, EOS, Transactions*, pp. F595.
- Robin E., D. Boclet, P. Bonte, L. Froget, C. Jehanno (1991) The stratigraphic distribution of Ni-rich spinels in Cretaceous-Tertiary boundary rocks at El Kef (Tunisia), Caravaca (Spain) and Hole 761C (Leg 122): *Earth and Planetary Science Letters*, v. 107, p. 715-721

- Sadler, P.M. (1981) Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections. *Journal of Geology*, Vol. 89, pp. 569-584.
- Sharpton, V. L., G.B. Dalrymple, L.E. Marin, G. Ryder, B.C. Shuraytz and J. Urrutia-Fucugauchi, (1992) New links between the Chicxulub impact structure and the Cretaceous/Tertiary boundary: *Nature*, v. 359, p. 819-821.
- Smit, J. and A.J.T. Romein (1985) A séquence of events across the Cretaceous-Tertiary boundary. *Earth Planet. Sci. Lett.* Vol. 74, pp. 155-170.
- Smit, J. (1999) The Global Stratigraphy of the Cretaceous-Tertiary Boundary Impact Ejecta: *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, v. 27, p. 75-113.
- Swisher, C. C., J.M. Grajales-Nishimura, A. Montanari, S.V. Margolis, P. Claeys, W. Alvarez, P. Renne, E. Cedillo-Pardo, F. J-M.R. Maurrasse, G.H. Curtis, J. Smit, M.O. McWilliams (1992). "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.
- Urrutia-Fucugauchi, J., L. Marin and V.L. Sharpton (1994) Reverse polarity magnetized melt rocks from the Cretaceous/Tertiary Chicxulub structure, Yucatan peninsula, Mexico, *Tectonophysics*, No. 237, pp. 105-112.

## 6. Interpretación de la Anomalía Aeromagnética para Evaluar el Sitio de Perforación del Programa de Perforación Científica Profunda en Chicxulub\*

### 6.1 Resumen

En este trabajo se propone un modelo actualizado de la estructura de impacto de Chicxulub, utilizando nuevos análisis de la anomalía aeromagnética. Estudios de la variación de la susceptibilidad magnética a lo largo de la columna litológica en el cráter, revelan que las brechas tipo-suevita tienen una firma magnética más significativa que la de la unidad de fusión. El componente cristalino en la brecha, tiene susceptibilidades magnéticas muy altas (hasta  $1200 \times 10^{-5}$  SI), que es mucho mayor que la del melt ( $\sim 500 \times 10^{-5}$  SI) y que la de los fragmentos del basamento cristalino ( $400 \times 10^{-5}$  SI). La reducción al polo y la continuación descendente, revelan que la anomalía tiene una naturaleza compuesta fuerte. El análisis de la segunda derivada de la señal magnética, remarca cinco anillos concéntricos en la anomalía, donde el último anillo está correlacionado al anillo de cenotes, apoyando la hipótesis de que el anillo de cenotes es consecuencia del proceso de modificación estructural de la cuenca. El análisis del espectro radialmente promediado, nos permitió estimar la profundidad a las fuentes magnéticas, que van desde los 1000 hasta los 6000 m. Utilizando toda esta información, se desarrollaron nuevos modelos en 2-D de la estructura, los cuales sugieren que la porción norte del cráter está controlada por un sistema de fallas verticales. La principal anomalía que se encuentra al centro de la estructura, es producto de la llamada "alto estructural central", que podría estar a  $\sim 2500$  m de profundidad.

---

\*Artículo sometido para publicación a Planetary Science Letters como:  
Rebolledo-Vieyra, Mario, Héctor López-Loera and Jaime Urrutia-Fucugauchi. Aeromagnetic Anomaly Interpretation to Assess the Site for the Chicxulub Scientific Deep-Drilling Program. Apéndice III.

## 6.2 Introducción

Durante 1978, PEMEX realizó vuelos aeromagnéticos a una altura promedio de 450 m sobre el nivel del suelo. Con estos datos se generó un malla de dimensiones 171 km x 171 km, con espaciamiento de 1 km<sup>2</sup> (Fig. 30). En una primera inspección del mapa de la anomalía, se pueden observar las principales características de la estructura, un alto magnético en el centro, rodeado por un anillo, de polaridad negativa, y varias anomalías bipolares, de menor tamaño dispuestos en un segundo anillo.

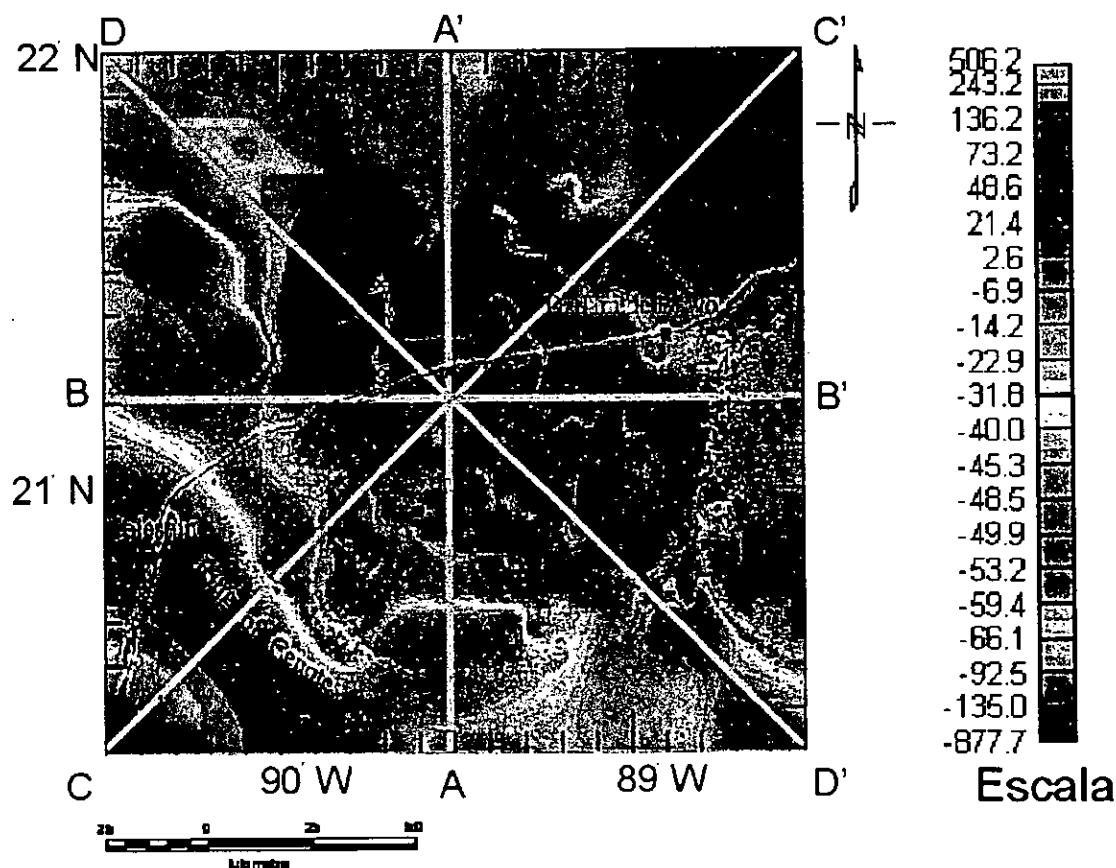


Figura 30.- Anomalía aeromagnética del cráter de Chicxulub. Altura de vuelo 450 m sobre el suelo. los modelos 2-D, correspondientes a las líneas, se muestran en las figuras 36) A-A', 37) B-B', 38) C-C' y 39) D-D'.



Las condiciones tectónicas de la península de Yucatán, son propicias para realizar este tipo de estudios geofísicos, puesto que la estabilidad tectónica, el bajorrelieve topográfico y la relativa coherencia litológica del bloque de Yucatán, permiten que el tratamiento de los datos sea sencillo. Particularmente, en este estudio la corrección topográfica no es necesaria, así mismo, el contraste de la intensidad magnética regional con el de la estructura, es muy alta, como se pudo comprobar en el registro de susceptibilidad magnética presentada en el capítulo cuatro. Se observa que la anomalía tiene forma elongada, con dirección N80W, donde el eje principal tiene ~70 km y el eje menor ~40 km.

### 6.3 Reducción al polo

El primer tratamiento hecho a los datos fue el de reducción al polo para tratar de identificar si existen estructuras aisladas. La reducción emplea la expresión:

$$L(\Theta) = \frac{1}{[\text{sen}(I_a) + i \cos(I) \text{sen}(D - \Theta)]^2} \quad (10)$$

donde:

$L(\Theta)$  = Vector del número de onda azimutal

$I$  = Inclinación geomagnética

$I_a$  = Inclinación corregida por amplitud ( $I_a < I$ )

$D$  = Declinación geomagnética

En la figura 31, se muestra la reducción al polo. En ésta se observa cómo el método permite diferenciar de manera más clara los altos y bajos magnéticos, resalta el alto magnético central, positivo, aislado, de ~17 km de diámetro, rodeado por un "anillo" de bajos magnéticos. En este tratamiento, los bajos

magnéticos se han asociado a zonas de debilidad o a fallas, orientadas NW-SE, NE-SW y N-S que rodean las anomalías. En la configuración se pueden observar zonas de debilidad orientadas NNE-SSW, las cuales cruzan a la estructura. Las dimensiones de la estructura, estimadas a partir de este análisis, son: longitud máxima de 167 km, con dirección NW76SE y distancia perpendicular de 106 km.

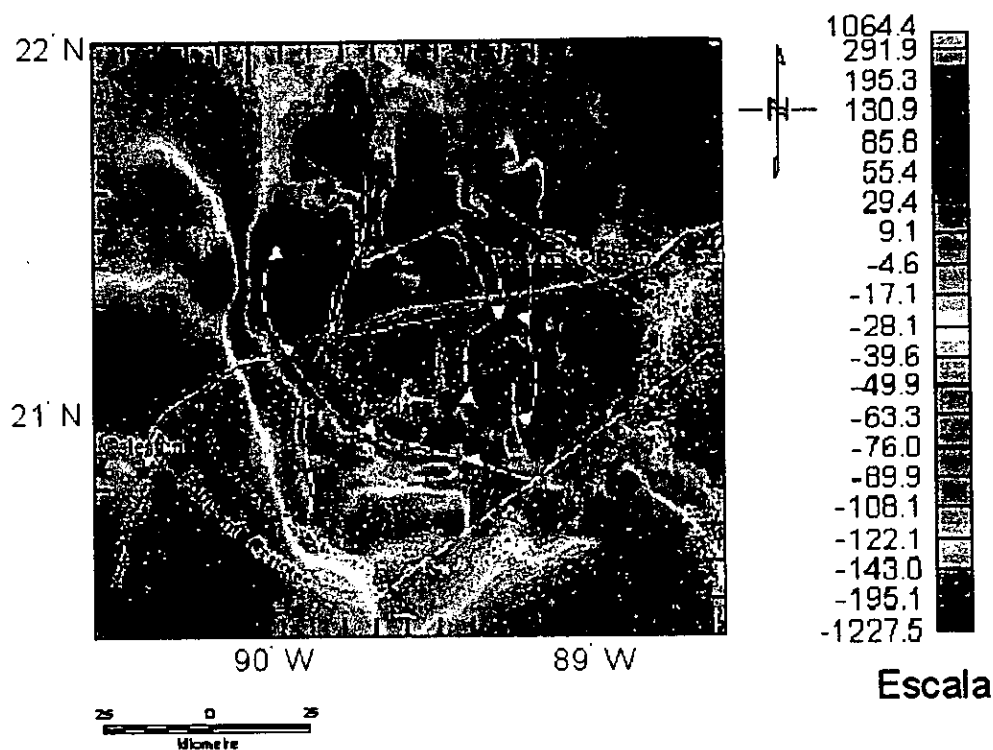


Figura 31.- Reducción al polo de la anomalía aeromagnética. Datos del campo: Declinación: 5°, Inclinación: 43°. Las líneas discontinuas denotan posibles fallas y los triángulos señalan al bloque de piso.

También se utilizó el método del espectro de potencia radialmente promediado, para estimar la profundidad a las fuentes magnéticas en la estructura. El espectro de un prisma, cuyo pico en el número de onda cero se describe con la expresión:

$$\tilde{f}(\mu, \nu) = e^{-hr} \quad (11)$$

$$r = \sqrt{\mu^2 + \nu^2} \quad (12)$$

donde  $h$  es la profundidad a la parte superior del prisma,  $\mu$  y  $\nu$  son los números de onda en las direcciones  $x$  y  $y$ . Para calcular la parte superior e inferior de un prisma se utiliza la expresión:

$$\tilde{f}(\mu, \nu) = e^{-h_t r} - e^{-h_b r} \quad (13)$$

donde  $h_b$  es la profundidad al fondo del prisma y  $h_t$  a la parte superior. Si se tiene una zona amplia, donde puedan incluirse varias fuentes, se puede utilizar la gráfica log-log del espectro para estimar la profundidad a la parte superior de las fuentes de manera estadística, con la expresión:

$$\log E(r) = 4\pi h r \quad (14)$$

con lo que el problema se reduce a calcular la pendiente del espectro y dividirlo entre  $4\pi$ . Normalmente, en un espectro radialmente promediado, se presentan tres zonas, una correspondiente a las fuentes profundas, una zona intermedia relacionada a fuentes someras y una última zona que contiene ruido. Zhou y Thybo (1998), sugieren utilizar la reducción al polo para calcular el espectro radialmente promediado. En la figura 32a, se muestra el espectro calculado y en la figura 32b se presentan las profundidades calculadas. La profundidad calculada para la parte superior de la fuente que origina la anomalía central, es de 6 km; mientras que las fuentes intermedias se localizan entre 2 y 4 km de profundidad.

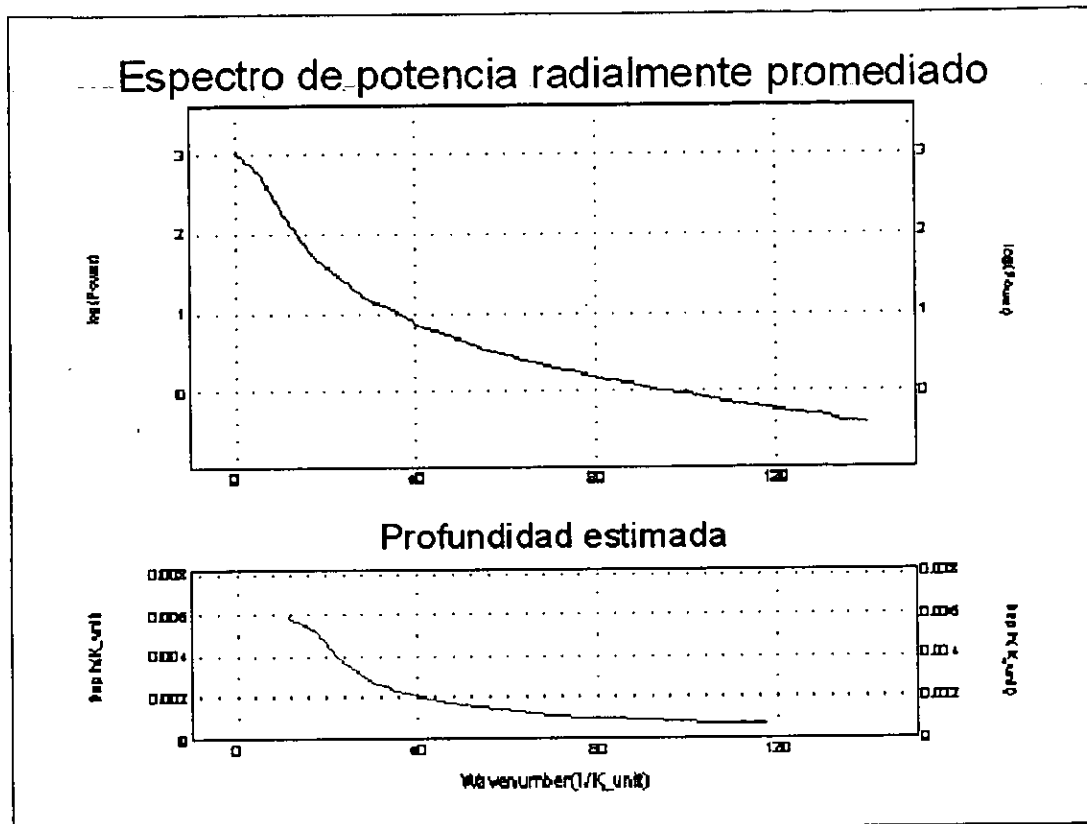


Figura 32.- a) Espectro radialmente promediado, b) profundidad estimada para los segmentos del espectro. Las unidades en el eje Y son miles de unidades, las cuales son kilómetros.

#### 6.4 Segunda derivada de la vertical

Esta técnica se utiliza con frecuencia para resaltar las estructuras geológicas más someras en un campo magnético. El operador es muy sencillo:

$$L(r) = r^2 \quad (15)$$

donde  $r = 2\pi k$  y  $k$  está dada en ciclos/km. En la figura 33, se presenta el resultado de esta técnica, donde resalta el carácter circular de la estructura y, especialmente, la elevación central y los anillos concéntricos de la cuenca. El límite entre los anillos se han interpretado como zonas de debilidad. Un aspecto importante es la ubicación del anillo de cenotes; el cual funciona como un río

subterráneo (Marín, 1990; Perry, 1995; Steinich et al., 1996), algunos autores (Marín, 1990; Pope et al., 1996; Hildebrand et al, 1991; Burke et al., 1991) han asociado el anillo de cenotes con zonas de debilidad generadas por el proceso de modificación del cráter, sin embargo, en el análisis de la segunda derivada no es muy claro, sin embargo en la zona SW y en E es posible establecer una correlación entre los cenotes y un patrón circular con longitudes de onda larga.

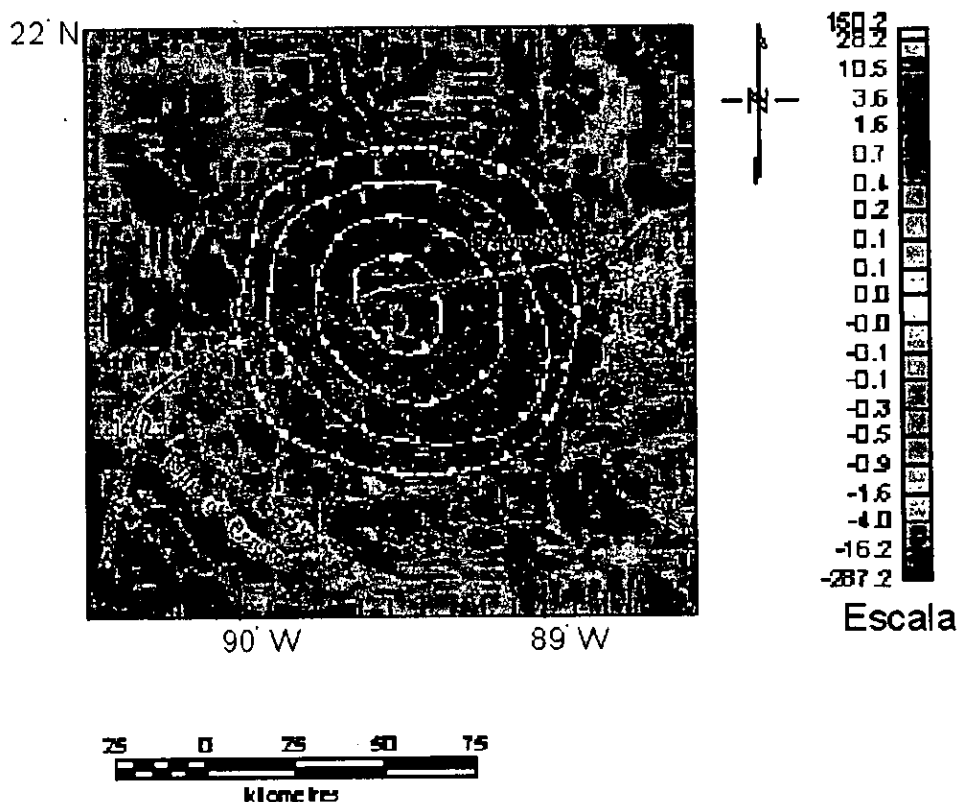


Figura 33.- Segunda derivada en la vertical de la anomalía aeromagnética de Chicxulub. Las líneas discontinuas indican zonas de debilidad.

### 6.5 Continuación hacia abajo

Se utilizó esta técnica para explorar la respuesta de las fuentes a nivel del suelo, pues éste es el fundamento de la técnica, que consiste, básicamente, en llevar la

exploración al nivel del suelo. En la península de Yucatán, particularmente, esta técnica resulta muy útil debido al bajorrelieve topográfico de ésta. El operador para realizar la continuación hacia abajo es:

$$L(r) = e^{hr} \quad (16)$$

donde  $h$  es la distancia al nivel del suelo y  $r = 2\pi k$  y  $k$  está dado en ciclos/km.

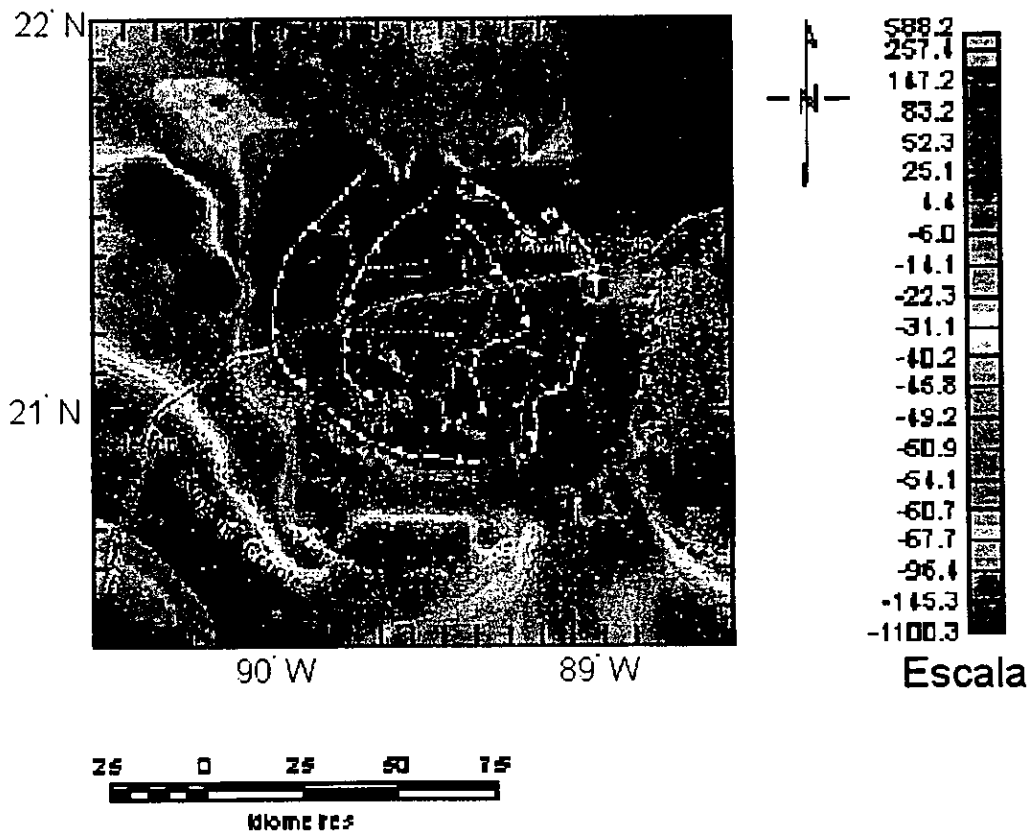


Figura 34.- Continuación hacia debajo de la anomalía aeromagnética en Chicxulub. La continuación se hizo a los 450 m que fue la altura de vuelo. En este caso la continuación se hizo a los 450 m. La figura 34, presenta el resultado del análisis, resalta, como en otras técnicas, la anomalía positiva central bordeada por anomalías negativas, arregladas en forma circular. Al igual que en

las técnicas precedentes, los bajos magnéticos fueron asociadas a zonas de debilidad. Este análisis muestra una zona anómala de ~161 km de largo, orientada al NW y con ~143 km en la dirección NE.

### 6.6 Densidad aparente (pseudogravimetría)

Se utilizó esta técnica, a pesar de que los modelos que se pueden generar son de poca calidad debido a las numerosas consideraciones que se deben asumir dada la falta de información.

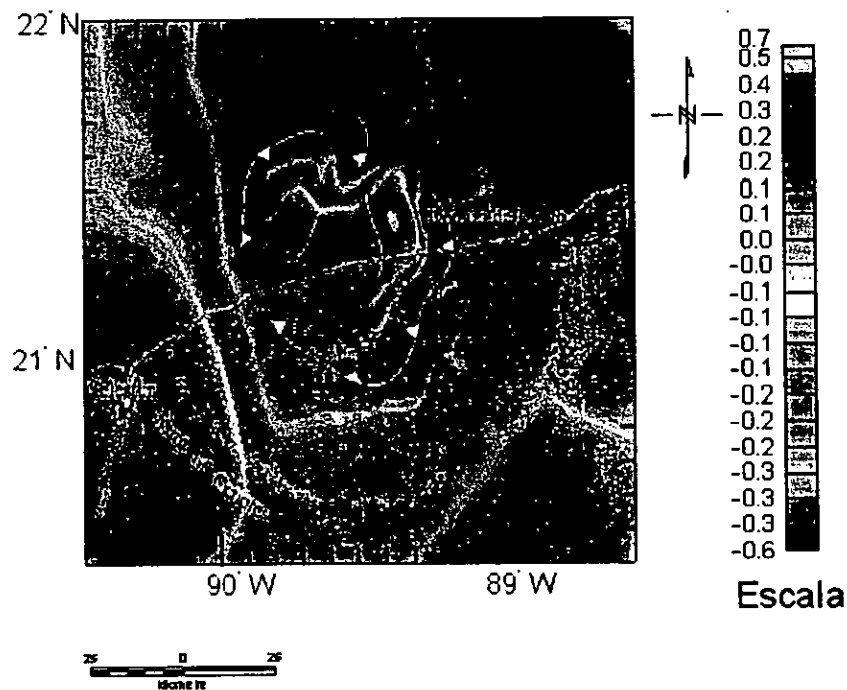


Figura 35.- Mapa de densidad aparente (pseudogravimetría) calculado a partir de la anomalía aeromagnética. La densidad promedio utilizada para el análisis fue de  $2.6 \text{ g/cm}^3$ .

El método, que se basa en la siguiente expresión:

$$L(r) = \frac{r}{2\pi G(1 - e^{-tr})} \quad (17)$$

donde  $G$ , es la constante de gravitación universal y  $r = 2\pi k$  y  $k$  está dado en ciclos/km, y los parámetros del modelo son  $t$ , espesor, en unidades de terreno, de la Tierra y  $d$ , densidad promedio.

Como en las técnicas anteriores, lo que se busca es delimitar las fuentes magnéticas y la configuración del campo. En la figura 35, se muestra el mapa de densidades aparentes y se observa un alto gravimétrico en el centro de la estructura, delimitado por bajos gravimétricos agrupados en una configuración circular.

### **6.7 Modelos en 2-D del cráter de Chicxulub**

A partir de la anomalía aeromagnética se elaboraron cuatro modelos en 2-D, a los cuales se incorporaron los datos obtenidos de los estudios de susceptibilidad magnética, las profundidades calculadas con el espectro de potencia radialmente promediado. La importancia de estos modelos es que, a diferencia de otros modelos propuestos (Espíndola et al., 1995; Pilkington et al., 1997; Ortiz-Alemán, 1999, Pilkington y Hildebrand, 2000), es la primera vez que se incorpora información obtenida en pozos y de las propiedades físicas de muestras de las brechas y de la unidad de fusión (melt). Como se muestra en la figura 30, se eligieron perfiles N-S, E-W, N45W y N45E, tratando de establecer una cobertura radial de la estructura. En la Tabla 4 se muestran los parámetros magnéticos utilizados para elaborar estos modelos.



Tabla.- 4 Parámetros magnéticos de las litologías utilizadas para elaborar los modelos 2-D

Litología	Susceptibilidad (S.I.)	NRM (A/m)	Declinación	Inclinación
Carbonatos del Terciario	0	$10^{-9}$	5°	45°
Brecha tipo suevita	1200	$10^{-4}$	163°	-41°
Brecha tipo Bunte	0	$10^{-8}$	163°	-41°
Melt	500	$10^{-4}$	163°	-41°
Carbonatos del Mesozoico	0	$10^{-9}$	163°	-41°
Alto estructural central	800	$10^{-5}$	163°	-41°

### 6.7.1 Perfil N-S

En la figura 36, se observa un alto magnético importante, hacia el centro del perfil, con ~20 km de ancho y un amplitud de ~ 350 nT. En este perfil, así como en el mapa de la anomalía magnética, se observa que la estructura está altamente fracturada, posiblemente a causa de la deformación producto de fallamiento. Este alto magnético está producido por la elevación central, predicha en los modelos de formación de un cráter compuesto (Melosh, 1989), del cual asumimos que el material es altamente magnético. Modelos previos (Sharpton et al, 1992; Espíndola et al. 1995; Pilkington et al., 2000), incorporan el concepto del "alto estructural central", cuya profundidad al mismo se estima en 3,000 m. Por su parte, de acuerdo a estudios magnetoteléuricos se infiere al existencia de dicho "alto estructural central" (Campos-Enriquez et al., 1997). La profundidad a la parte superior de la elevación central se estima, a partir de nuestros modelos y del espectro de potencia radialmente promediado, entre 2000 y 2900 m, ya que no plano, cubierto por litologías de impacto de ~400 m. La elevación central está

rodeada por dos lineamientos mayores, con un lineamiento importante en la parte superior, y asociamos estos lineamientos a fallas. Hacia el sur del perfil, 60 o 70 km del centro, se localiza un alto magnético que probablemente es producido por una capa de rocas de impacto de 1000 m de espesor y 1000 m de profundidad.

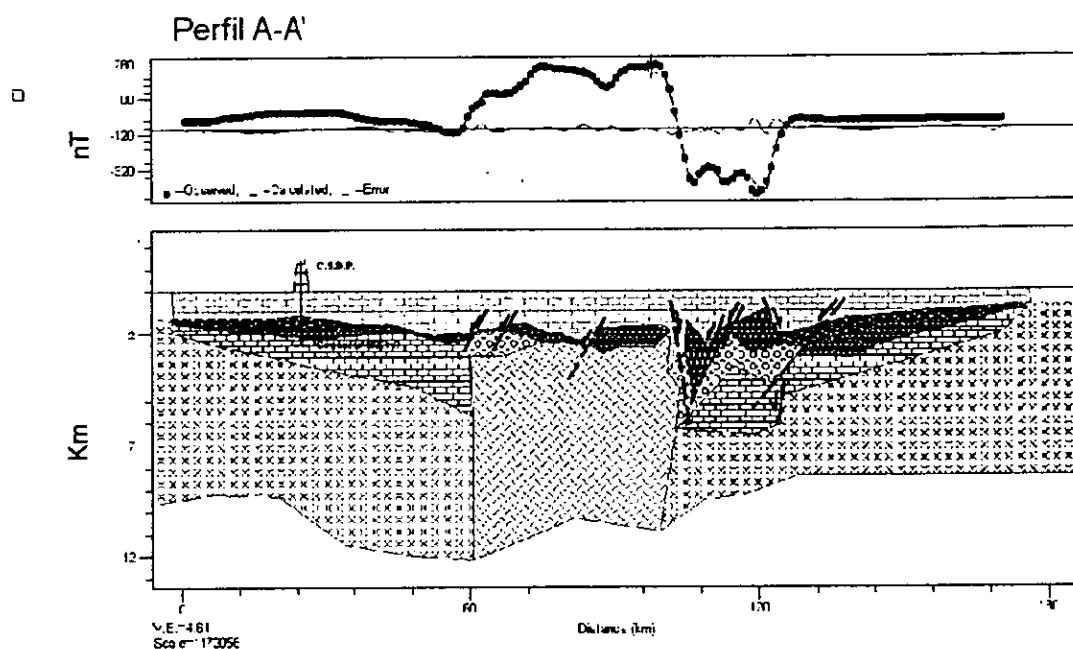


Figura 36.- Perfil A-A' (Fig.- 30) Se muestra la posición probable del pozo profundo del Proyecto de Perforación Científica de Chicxulub (C.S.D.P., por sus siglas en inglés). Las unidades en azul con amarillo representan litologías de impacto. Las cruces verdes representan litologías paleozoicas, los rectángulos litologías mesozoicas.

### 6.7.2 Perfil E-W

En este modelo (Fig. 37), como en el modelo N-S, la profundidad a la parte superior de la elevación central, se estimó entre 2000 m y 3000 m, también cubierto por ~ 400 m de rocas de impacto. Sin embargo, la característica más llamativa en este modelo, son las altas frecuencias en la señal magnética, aunque parece estar asociado a fuentes magnéticas someras. Se asume que este comportamiento es consecuencia de un sistema de fallas hacia el Este de la

elevación central. Estas fallas, aparentemente, son de tipo normal, basados en el alto ángulo y la distribución de los bloques de piso. Como en el modelo anterior, así como en los posteriores, se considera que la brecha tipo suevita es la fuente principal de la señal magnética.

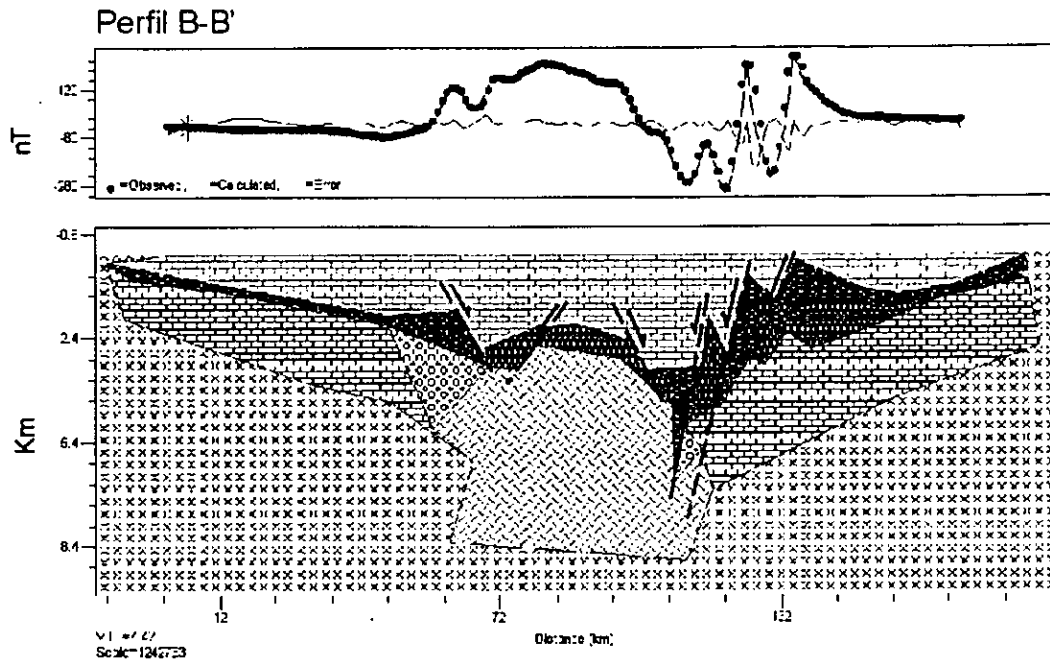


Figura 37.- Perfil B-B' (Fig.- 30). Las unidades en azul con amarillo representan litologías de impacto. Las cruces verdes representan litologías paleozoicas, los rectángulos litologías mesozoicas.

### 6.7.3 Perfil N45°W

Como en los modelos previos, el carácter fragmentado de la señal magnética es importante (Figura 38), se asume que el fallamiento hacia el sector norte del perfil es la causa de este comportamiento. Se pueden observar una falla importante, con componente vertical, que delimita la elevación central seguida por una serie de fallas verticales menores, y la presencia importante en la parte superior de la

elevación central. Como en el perfil N-S, encontramos un alto magnético importante hacia la porción sur, que alcanza 320 nT, indicando la presencia de un cuerpo de ~45 km de radio.

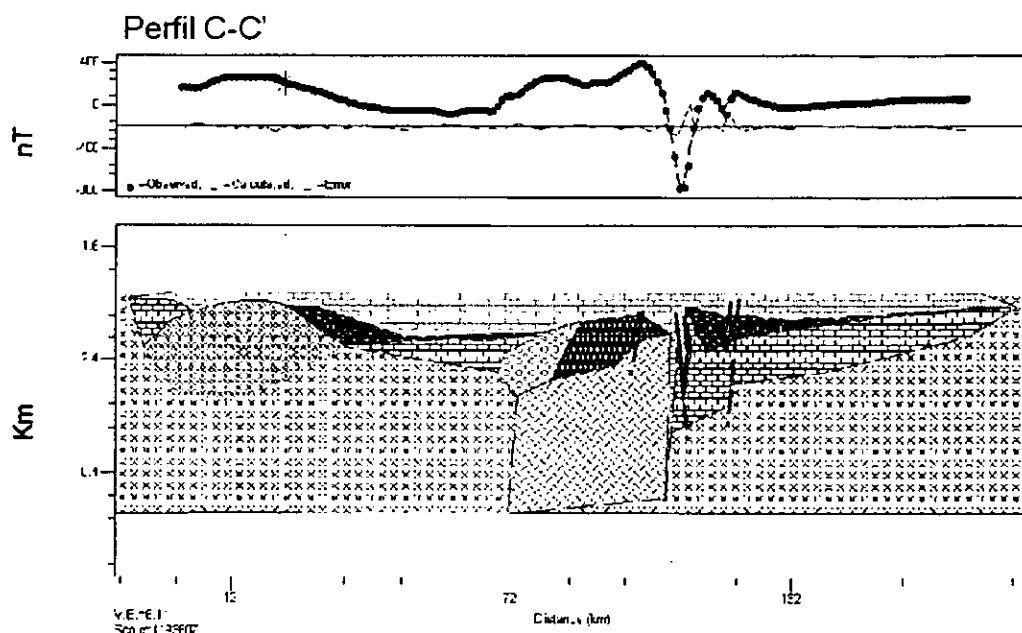


Figura 38.- Perfil C-C' (Fig.- 30). Las unidades en azul con amarillo representan litologías de impacto. Las cruces verdes representan litologías paleozoicas, los rectángulos litologías mesozoicas.

#### 6.7.4 Perfil N°45E

Este modelo (Figura.- 39) ha contribuido a establecer, lo que se ha interpretado como, el sistema de fallas hace la porción norte de la estructura, debido a la presencia de un amplio sistema de fallas, todas ellas de ángulo alto, lo cual sugiere que son fallas normales. Como en el resto de los modelos, se detecta la presencia de una falla en la parte superior de la elevación central. La cima de la elevación central, se estima, se encuentra entre 2000 y 3000 m de profundidad.

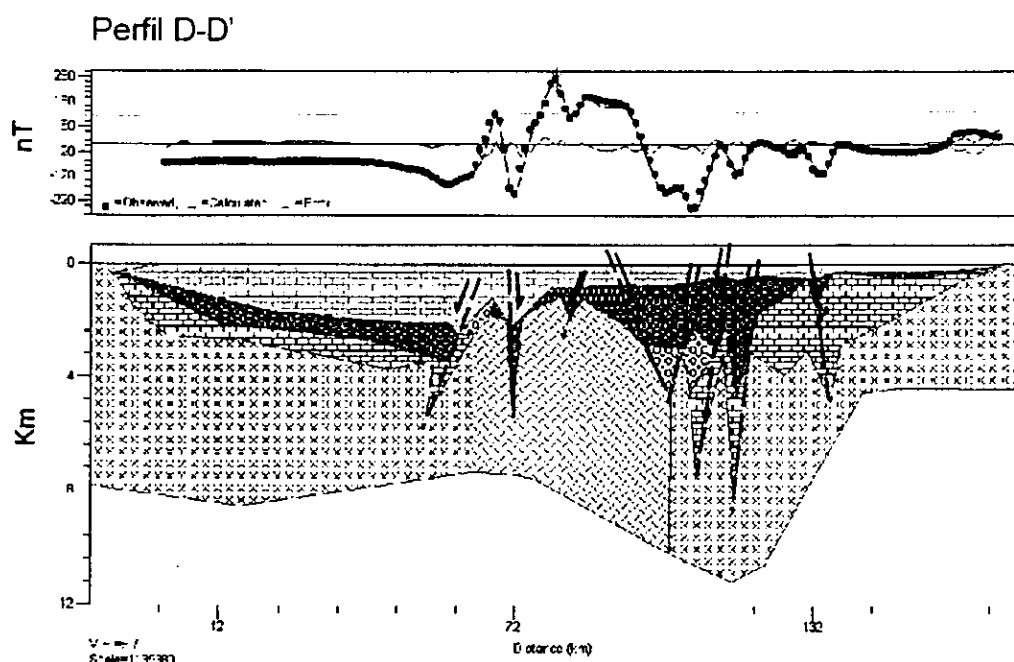


Figura 39.- Perfil D-D' (Fig.- 30). Las unidades en azul con amarillo representan litologías de impacto. Las cruces verdes representan litologías paleozoicas, los rectángulos litologías mesozoicas.

## 6.8 Discusiones

Con los datos antes presentados (columna litológica, susceptibilidad magnética, NRM), se realizó una importante aportación a los estudios de exploración geofísica realizados en el cráter de Chicxulub, pues los modelos elaborados anteriormente sólo contaban con escasos datos provenientes de algunas muestras recuperadas en los pozos exploratorias de PEMEX (Pilkington et al., 1996, Urrutia et al. 1996), esta es la primera ocasión que datos de las propiedades magnéticas de las litologías de impacto se incorporan en la elaboración de modelos de la anomalía aeromagnética del cráter. Los modelos que se presentaron, no sólo incorporan datos del Programa de Perforación Científica de la UNAM, sino que también utilizan datos de modelos anteriores (Ortiz-Alemán, 1999, Pilkington et al., 2000).

Una característica importante de la estructura, resultado de los nuevos modelos, es la presencia de zonas de debilidad, interpretadas como un sistema de fallas, hacia la porción norte del cráter, que se refleja en los altos y bajos magnéticos de la anomalía. Este sistema concuerda con aquel propuesto en los modelos teóricos de la formación y evolución de los cráteres complejos (Melosh, 1989). Esta característica también es evidente en los análisis realizados a la anomalía magnética, tales como continuación hacia abajo, reducción al polo. Aún más evidente resulta en la segunda derivada de la vertical de los datos. Utilizando la técnica del espectro radialmente promediado, se pudo estimar una profundidad a la cima de la fuente de la anomalía, que va desde los ~1000 m para las litologías de impacto, hasta los 6000 m para la elevación central. Sin embargo, de nuestros modelos, y de los datos obtenidos, pudimos establecer que existen tres fuentes magnéticas principales en el cráter de Chicxulub: 1) la unidad de *melt*, 2) la brecha tipo-suevita y 3) la elevación central. La brecha tipo bunte, otro producto de impacto, y la denominada "mega-brecha", no tienen una aportación magnética debido a la naturaleza de sus componentes, principalmente carbonatos y evaporitas (Rebolledo-Vieyra et al., 2000), que tienen un comportamiento paramagnético. Aunque estas características diamagnéticas limitan los modelos, es posible estimar el espesor del resto de las unidades, las cuales, como es de esperarse, tienen mayor espesor hacia el centro de la estructura, sin embargo, en lugares como la porción sur del perfil A-A', que coincide con el sitio elegido para la perforación del Proyecto de Perforación Científica Profunda en Chicxulub (C.S.D.P.), es posible encontrar "parches" de impactitas que pueden alcanzar los 1000 m de espesor. La experiencia adquirida en las perforaciones anteriores

(Rebolledo-Vieyra et al., 2000), nos indica que la brecha tipo suevita sobreyace a la brecha tipo bunte. Nuestros modelos estiman un espesor para la brecha tipo suevita, de entre 400 a 1000 m, dado que la brecha tipo bunte no aporta señal magnética, se predice que el paquete de brechas de impacto será mayor de 1000 m, así que se espera que la perforación del C.S.D.P. ayude a resolver el problema de los espesores individuales.

## 6.9 Referencias

- Burke, K., C. Cooper, J.F. Dewey, P. Mann, J.L. Pindell, 1991, Caribbean tectonics and relative plate motions, *in* Salvador, A., ed., G.S.A., p. 31-63.
- Campos-Enríquez, J.O., J.A. Arzate, J. Urrutia-Fucugauchi and O. Delgado-Rodríguez (1997) The subsurface structure at the Chicxulub crater (Yucatan, Mexico): Preliminary results of a magnetotelluric study, *Leading Edge*, Vol. 16, pp. 1774-1777.
- Espíndola, J.M., M. Mena, M. De la Fuente and J.O. Campos-Enríquez (1995) A model of the Chicxulub structure (Yucatan, Mexico) based on its gravity and magnetic signatures, *Phys. Earth Planet. Interiors*, Vol. 93, pp. 271-278.
- Hildebrand, A.R., G.T. Penfield, D.A. Kring, M. Pilkington, A. Camargo, S.B. Jacobsen, W.V. Boyton (1991) Chicxulub Crater: A possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater on the Yucatan Peninsula, Mexico. *Geology*, v. 19: 867-871.
- MacLeod, I.N., S. Vierra and A.C. Chaves, 1993, Analytic signal and reduction-to-the-pole in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes, *Proc. 3<sup>rd</sup> Int. Congress of the Brazilian Society Of Geophysics*.
- Marín-Stillman, L. E., 1990, Field investigations and numerical simulations of groundwater flow in the karstic aquifer of northwest Yucatan, Mexico. [PhD. thesis]: Northern Illinois University, 183 p.
- Melosh, H. J. (1989) *Impact Cratering: A Geologic Process*: New York, Oxford University Press, 254 p.
- Ortiz-Alemán, C, (1999), *Modelación Geofísica de Estructuras Complejas*, PhD. Thesis, Instituto de Geofísica, UNAM, México, D.F. 100 pp.
- Penfield, G.T. and A. Camargo (1981) Definition of a major igneous zone in the central Yucatan platform with aeromagnetics and gravity. *Soc. Explor. Geophys. Annu. Meeting, Tech. Progr. Abstracts*, 51:37 (abstr).
- Perry, E., L. Marín, J. McClain, G. Velázquez (1995) Ring of Cenotes (sinkholes), northwest Yucatan, Mexico: Its hydrogeologic characteristics and possible association with the Chicxulub impact crater. *Geology*, V. 23, pp. 17-20.

- Pilkington, M. and A. Hildebrand, (2000), Three-dimensional magnetic imaging of the Chicxulub Crater, *Jour. Of Geophys. Research*, Vol. 105, No. B10, pp. 23,479-23,491.
- Pilkington, M. and R.A.F. Grieve, (1992), The Geophysical Signature of Terrestrial Impact Craters, *Reviews of Geophysics*, Vol. 30, pp. 161-181.
- Pope, K. O., A. C. Ocampo, G.L. Kinsland, R. Smith (1996) Surface expression of the Chicxulub crater. *Geology*, V. 24, p. 527-530.
- Rebolledo-Vieyra, M, J. Urrutia-Fucugauchi, A. Trejo-Garcia, Luis E. Marin, V.L. Sharpton and A.M. Soler-Arechalde, (2000), UNAM's Scientific Shallow Drilling Program into the Chicxulub Impact Crater., *International Geology Review*, Vol. 42, pp. 948-972.
- Sharpton, V.L., G.B. Dalrymple, L.E. Marin, G. Ryder, B.C. Shuraytz and J. Urrutia-Fucugauchi (1992) New links between the Chicxulub impact structure and the Cretaceous/Tertiary boundary. *Nature*, 359: 819-821.
- Steinich, B., G. Velásquez-Olimán, L.E. Marin and E. Perry (1996) Determination of the ground water divide in the karst aquifer of Yucatán, Mexico, combining geochemical and hydrogeological data, *Geofísica Internacional*, Vol. 35, No. 2, pp. 153-159.
- Urrutia-Fucugauchi J., L. Marin and A. Trejo-Garcia (1996) UNAM Scientific drilling program of Chicxulub impact structure. Evidence for a 300 kilometer crater diameter. *Geophysical Research letters*, Vol. 23, pp. 1565-1568.
- Urrutia-Fucugauchi, J., L. Marin and V.L. Sharpton (1996) Reverse polarity magnetized melt rocks from the Cretaceous/Tertiary Chicxulub structure, Yucatan peninsula, Mexico, *Tectonophysics*, 237: 105-112.
- Zhou S., and H. Thybo (1998). "Power spectra analysis of aeromagnetic data and KTB susceptibility logs, and their implication for fractal behavior of crustal magnetization." *Pure and Applied Geophysics* 151: 147-159.



## Discusiones y conclusiones

### Litologías

Los ocho pozos perforados, entre 1994 y 1995, por el Programa de Perforación Científica Somera de la Universidad Nacional Autónoma de México, dirigido por el Dr. Luis E. Marín del Instituto de Geofísica, UNAM, cuyo rango de profundidad va de los 60 m a los 702 m, con un total de 2.62 km de núcleos continuos recuperados. El alto porcentaje de recuperación (promedio de recuperación de 87%) permite realizar estudios, detallados, de la litología, estratigrafía y petrología de las litologías de impacto y la secuencia carbonatada del Terciario. Tres de ocho, pozos (UNAM-5, UNAM-6 y UNAM-7) recuperaron muestras de las brechas de impacto, las cuales se clasificaron en dos unidades, una unidad superior de brechas ricas en fragmentos de basamento granítico paleozoico, vidrio diaplético y fragmentos de "melt" (brecha tipo suevita) y una unidad inferior de brechas ricas en fragmentos de calizas, dolomías y evaporitas (brecha tipo bunte). La secuencia recuperada en el pozo UNAM-5 sólo contiene la primera de estas dos unidades (brecha tipo suevita), el contacto entre las calizas del Terciario y la brecha tipo suevita se localiza a los 332 m y se extiende hasta al final de la secuencia recuperada (504 m), lo cual sugiere que el pozo no atravesó el paquete completo de litologías de impacto. Por su parte en la secuencia del pozo UNAM-6, el contacto entre las calizas del Terciario y las brechas de impacto se ubica a los 282.8 m, aunque el contacto es con la brecha tipo bunte y no con la brecha suevita, lo cual indica claramente que la brecha tipo suevita no se encuentra en la secuencia de este pozo. La brecha tipo bunte tiene un espesor de 258 m. Finalmente, el único de los tres pozos que recuperó ambas unidades, es el pozo

UNAM-7. En este pozo el contacto entre las calizas del Terciario y la brecha tipo suevita se ubica a los 222.2 m, y el contacto entre la brecha tipo suevita y la brecha tipo bunte se ubica a los 348.4 m, y ésta última tiene un espesor de 316 m. La ausencia de la brecha tipo suevita en el pozo UNAM-6 puede interpretarse con base en el comportamiento post-impacto del cráter, que debió ser el de una cuenca cerrada, permitiendo la depositación de sedimentos en condiciones de baja energía, con tasas de erosión bajas dentro de la cuenca. Cualquier secuencia depositada al exterior de la cuenca, debió estar expuesta, directamente, a procesos erosivos, por lo cual es posible que el pozo UNAM-6, que es el más alejado del centro del cráter (152 km), puede estar localizado fuera de los límites estructurales del cráter.

Por otra parte, en la secuencia de brechas de los pozos UNAM, se registra un fenómeno asociado a eventos de impacto. La "estratigrafía inversa" de los clastos de las brechas está directamente asociada con el impacto, en la brecha tipo bunte (unidad inferior) los clastos de calizas, dolomías y evaporitas representan la litología sedimentaria superior del Mesozoico de la Península de Yucatán, que fueron excavados en la primera fase del impacto. Probablemente excavados por la onda de choque, antes de que el bólido hiciera contacto con la superficie terrestre, mientras que los clastos cristalinos paleozoicos (Vera-Sánchez, 2000, Rebolledo-Vieyra et al., 2000) de la brecha tipo suevita (unidad superior) representan el basamento granítico de la península, expulsados en la fase final de excavación y en la cual ya se incorporan elementos producto del metamorfismo de impacto (vidrio diaplético, pseudomorfos de cuarzo, melt, etc.).

El resto de los pozos (UNAM-1, UNAM-2, UNAM-3, UNAM-4, y UNAM-8) muestrearon diferentes segmentos de la secuencia sedimentaria del Terciario.

### **Susceptibilidad magnética**

Los resultados del análisis del comportamiento de la susceptibilidad magnética a lo largo de los núcleos recuperados en los pozos UNAM-5, UNAM-6 y UNAM-7, confirman las interpretaciones litológicas hechas en éstos. La distribución espacial de la mineralogía magnética se concentra en las litologías de impacto, particularmente en la brecha tipo suevita, asociada a los fragmentos graníticos del basamento, vidrio diaplético y *melt*. Mientras que las litologías carbonatadas, asociadas a la secuencia Mesozoica (en los clastos de la brecha tipo Bunte) y a la secuencia Terciaria, que a su vez apoya la interpretación de la "estratigrafía inversa", con los productos del metamorfismo de impacto contenidos en la unidad superior.

Por su parte, los análisis espectrales y de series de tiempo, indican que la distribución espacial de la susceptibilidad magnética, en las brechas tipo suevita, tienen un comportamiento fractal. El registro de susceptibilidad magnética en las unidades de brecha tipo suevita en los pozos UNAM.5 y UNAM-7, muestra incrementos hacia la base de la unidad, lo cual sugiere que los clastos de basamento, vidrio y *melt*, pudieron experimentar alteración hidrotermal de baja temperatura, pues los altos valores de susceptibilidad alcanzados hacia la base de la unidad ( $1,200 \times 10^{-5}$  S.I.) sólo pueden estar asociados a fases magnéticas oxidadas a menos de 400°C (Allen et al., 1982; Morris et al., 1995), sin embargo las evidencias no son suficientes, por lo cual es necesario realizar estudios que conduzcan a establecer el modelo hidrotermal, si es que lo hubo, que explique, así

como estudios de mineralogía magnética que demuestren, sin ambigüedades, qué fases magnéticas dan este tipo de comportamiento.

Por otra parte, resulta interesante el comportamiento de invariabilidad escalar del espectro de potencia de los registros de susceptibilidad magnética. El exponente escalar indica, y resulta obvio de la inspección del espectro, que la energía se concentra hacia las bajas frecuencias. El punto sustancial radica en que, en la brecha tipo suevita, las bajas frecuencias asociadas a mineralogía magnética de susceptibilidad alta, pero tamaño pequeño, tienen el mismo comportamiento que los clastos de mayor tamaño, como lo demuestra la dimensión fractal de los espectros, que son proporcionales a una potencia de  $-1.6$ , para el pozo UNAM-5, y una potencia  $-1.1$  para el UNAM-7, de la frecuencia espacial.

### **Magnetostratigrafía**

La susceptibilidad magnética presenta un agudo contraste entre las litologías carbonatadas del Terciario y las litologías de impacto. El estudio de las características paleomagnéticas de la brecha tipo suevita y de los carbonatos del Terciario Inferior, permitió establecer que también existe un agudo contraste entre las magnitudes del magnetismo remanente natural (NRM), el cual es del orden de  $10^{-4}$  A/m para las brechas, y de  $10^{-8}$  A/m para los carbonatos. Pero aún más importante que los valores de NRM, la polaridad calculada para cada muestra resulta clave, ya que la brechas en los tres pozos (UNAM-5, UNAM-6 y UNAM-7) es de naturaleza inversa. Esta polaridad correlacionada con la edad radiométrica obtenida para un fragmento de melt recuperado en el pozo Y6, ubica la edad de la formación, y depositación, de esta brecha en 65 Ma., la cual a su vez correlaciona la polaridad inversa con el magnetocron 29R que contiene al límite K/T y por lo

tanto el evento se relaciona con los eventos de extinción ocurridos al final de Cretácico. Es probable que tras el impacto, y una vez estabilizado tectónicamente, el cráter se haya comportado como una cuenca cerrada, lo cual explicaría las tasas, extremadamente, bajas de sedimentación (~1 mm/170 ka). De esta investigación también se desprende el hecho de que la sedimentación tardó varios miles de años (~250,000 años) en reactivarse, como lo demuestra el hecho de que menos de 50 cm separan el cambio de polaridad normal (29R) a un evento de polaridad normal (29N), o que existieron eventos de erosión al interior del cráter. Por otra parte, en el pozo UNAM-6 se calculó la tasa más baja de sedimentación (1 mm/300 ka) y en el límite K/T un evento de polaridad inversa inusualmente prolongado, en comparación con los otros dos pozos. De los datos obtenidos de la descripción litológica y el registro de susceptibilidad magnética, es evidente que la brecha tipo suevita, y tal vez un segmento de los carbonatos del Terciario Inferior, fue erosionada, o tal vez no depositada. Si sostenemos la hipótesis de que esta secuencia fue depositada fuera de los límites estructurales del cráter, podemos argumentar que la unidad antes mencionada fue, seguramente, erosionada. Muestras sedimentarias comúnmente promedian alrededor de  $10^2$  a  $10^4$  años, dependiendo de la tasa de sedimentación, hiatuses y el proceso de registro magnético (e.g. Hay et al. 1985; Johnson and McGee, 1982). El cráter de Chicxulub se formó en una plataforma marina somera, con menos de 100-200 m de tirante de agua. Después de la formación del cráter, es probable que el cuerpo de agua regresara a la cuenca. La cuenca pudo haber sido modificada por fallamiento y por asentamientos gravitacionales, y un periodo indeterminado debió transcurrir para reestablecer la depositación de carbonatos.

El impacto produjo una perturbación importante en el Golfo de México y el Mar Caribe, con la generación de un gran tsunami y alteración de la plataforma carbonatada. En una escala de tiempo mayor, se ha propuesto que el impacto amplificó o indujo oscilaciones con periodos de ~100 ka que duraron un millón de años, las cuales se han registrado en secuencias sedimentarias del Atlántico Sur (D'Hordt et al., 1996). Las oscilaciones de gran-amplitud baja-frecuencia, han sido documentadas en registros de susceptibilidad magnéticas en el sitio 526 del D.S.D.P., el cual muestra una relación inversa con la concentración de carbonatos con altos valores y una relación directa cuando las concentraciones de carbonatos son bajas.

### **Aeromagnetometría**

Una característica importante de la estructura, resultado de los nuevos modelos, es la presencia de zonas de debilidad, interpretadas como un sistema de fallas, hacia la porción norte del cráter, que se refleja en los altos y bajos magnéticos de la anomalía. Este sistema concuerda con aquel propuesto en los modelos teóricos de la formación y evolución de los cráteres complejos. Esta característica también es evidente en los análisis realizados a la anomalía magnética, tales como continuación hacia abajo, reducción al polo, aún más evidente resulta en la segunda derivada de la vertical de los datos. Utilizando la técnica del espectro radialmente promediado, se pudo estimar una profundidad a la cima de la fuente de la anomalía, que va desde los ~1000 m para las litologías de impacto, hasta los 6000 m para la elevación central. Sin embargo, de nuestros modelos, y de los datos obtenidos, pudimos establecer que existen tres fuentes magnéticas principales en el cráter de Chicxulub: 1) la unidad de *melt*, 2) la brecha tipo-suevita

y 3) la elevación central. La brecha tipo bunte, otro producto de impacto, y la denominada "mega-brecha", no tienen una aportación magnética debido a la naturaleza de sus componentes, principalmente carbonatos y evaporitas (Rebolledo-Vieyra et al., 2000), que tienen un comportamiento paramagnético. Aunque estas características diamagnéticas limitan los modelos, es posible estimar el espesor del resto de las unidades, las cuales, como es de esperarse, tienen mayor espesor hacia el centro de la estructura, sin embargo, en lugares como la porción sur del perfil A-A', que coincide con el sitio elegido para la perforación del Proyecto de Perforación Científica Profunda en Chicxulub (C.S.D.P.), es posible encontrar "parches" de impactitas que pueden alcanzar los 1000 m de espesor. Los estudios realizados en las muestras provenientes de las perforaciones anteriores (Rebolledo-Vieyra et al., 2000), nos indica que la brecha tipo suevita sobreyace a la brecha tipo bunte. Nuestros modelos estiman un espesor para la brecha tipo suevita, de entre 400 a 1000 m, dado que la brecha tipo bunte no aporta señal magnética, se predice que el paquete de brechas de impacto será mayor de 1000 m, así que se espera que la perforación del C.S.D.P. ayude a resolver el problema de los espesores individuales.

Anexos Artículos pertenecientes a esta investigación, o relacionados con ésta.

- I UNAM Scientific Shallow Drilling Program into the Chicxulub Impact Crater
- II Scaling Nature of Magnetic Susceptibility in the Impact Breccias of the Chicxulub Crater, Yucatan Peninsula, Mexico
- III Magnetostratigraphy of the K/T Boundary and Early Paleocene from the Chicxulub Impact Crater
- IV Aeromagnetic Anomaly Interpretation to Assess the Site for the Chicxulub Scientific Deep-Drilling Program
- V Stratigraphy at Ground Zero: A Contemporary Evaluation of Well Data Within the Chicxulub Impact Basin



## UNAM Scientific Shallow-Drilling Program of the Chicxulub Impact Crater

M. REBOLLEDO-VIEYRA, J. URRUTIA-FUCUGAUCHI, L. E. MARÍN, A. TREJO-GARCÍA,

*Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Del. Coyoacán, D.F., 04510 México*

V. L. SHARPTON,

*Institute of Geophysics, University of Alaska, 903 Koyukuk Dr., Fairbanks, Alaska*

AND A.M. SOLER-ARECHALDE

*Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Del. Coyoacán, D.F., 04510 México*

### Abstract

A scientific drilling program is being carried out by the National Autonomous University of Mexico (UNAM) at the southern sector of the Chicxulub impact crater in the Yucatan Peninsula, Mexico. Eight boreholes, ranging in depth from 60 m to 702 m, with a total of 2.62 km of continuous core, were recovered. A high recovery rate of up to 99% (overall average recovery rate for the eight boreholes is 87%) allows us to investigate in detail the stratigraphy of the impact lithologies and the Tertiary carbonate sequence. Three of the boreholes (UNAM-5, UNAM-6, and UNAM-7, with core recovery rates from 89 to 99%) sampled impact breccias that were classified in two units—an upper breccia sequence rich in basement clasts, impact glass, and fragments of melt (suevite-like breccia) and a lower breccia sequence rich in limestone, dolomite, and evaporite clasts (bunte-like breccia). Depths of contact between the Tertiary carbonate sequence and the impact breccias are 332.0 m in UNAM-5, 222.2 m in UNAM-7, and 282.8 m in UNAM-6, giving the depth to the K/T boundary. In UNAM-7, the contact between the upper and the lower breccias is at 348.4 m, which yields a thickness of 126.2 m for the suevite-like breccia. The rest of the boreholes sampled part of the Tertiary carbonate sequence (~200 m thick), composed mainly of limestones, dolomitized carbonates, and calcarenite, with some fossiliferous horizons.

### Introduction

THE SUBSURFACE STRATIGRAPHY of northwestern Yucatan has been primarily investigated by Petroleos Mexicanos (Pemex) oil exploration projects, comprising geophysical surveys and a drilling program (Comejo-Toledo and Hernandez-Osuna, 1950; López-Ramos, 1973, 1975, 1983). Reexamination of the available subsurface information and new analyses on the limited core material were initiated in the early 1990s with the association of the Chicxulub structure with the Cretaceous/Tertiary (K/T) impact event (Hildebrand et al., 1991; Pope et al., 1991). Although the impact nature of the Chicxulub structure had been recognized from the concentric gravity and magnetic anomalies by Penfield and Camargo (1981), just a year after publication of the Alvarez et al. (1980) study on the impact hypothesis

for the K/T extinctions, no further investigations of the crater were made for a decade.

The Pemex drilling program (Fig. 1) included lithologic descriptions from rock cuttings, limited core recovery from certain intervals, and from well logging. The Chicxulub-1 (C-1), Sacapuc-1 (S-1), and Yucatan-6 (Y-6) boreholes (Fig. 1) intersected intervals of coarse breccias and clastic and andesitic rocks, corresponding to the impact breccias and melt produced by the impact. Although scarce, the core material from the breccias and melt were analyzed, supporting the impact origin and K/T age of the structure (e.g., Sharpton et al., 1992; Swisher et al., 1992; Koeberl et al., 1994; Urrutia-Fucugauchi et al., 1994). Nevertheless, interpretations in terms of a volcanic origin (Meyerhoff et al., 1994), and an upper Maastrichtian age (Meyerhoff et al., 1994; Ward et al., 1995) also have been proposed. Questioning of the impact origin and K/T boundary age

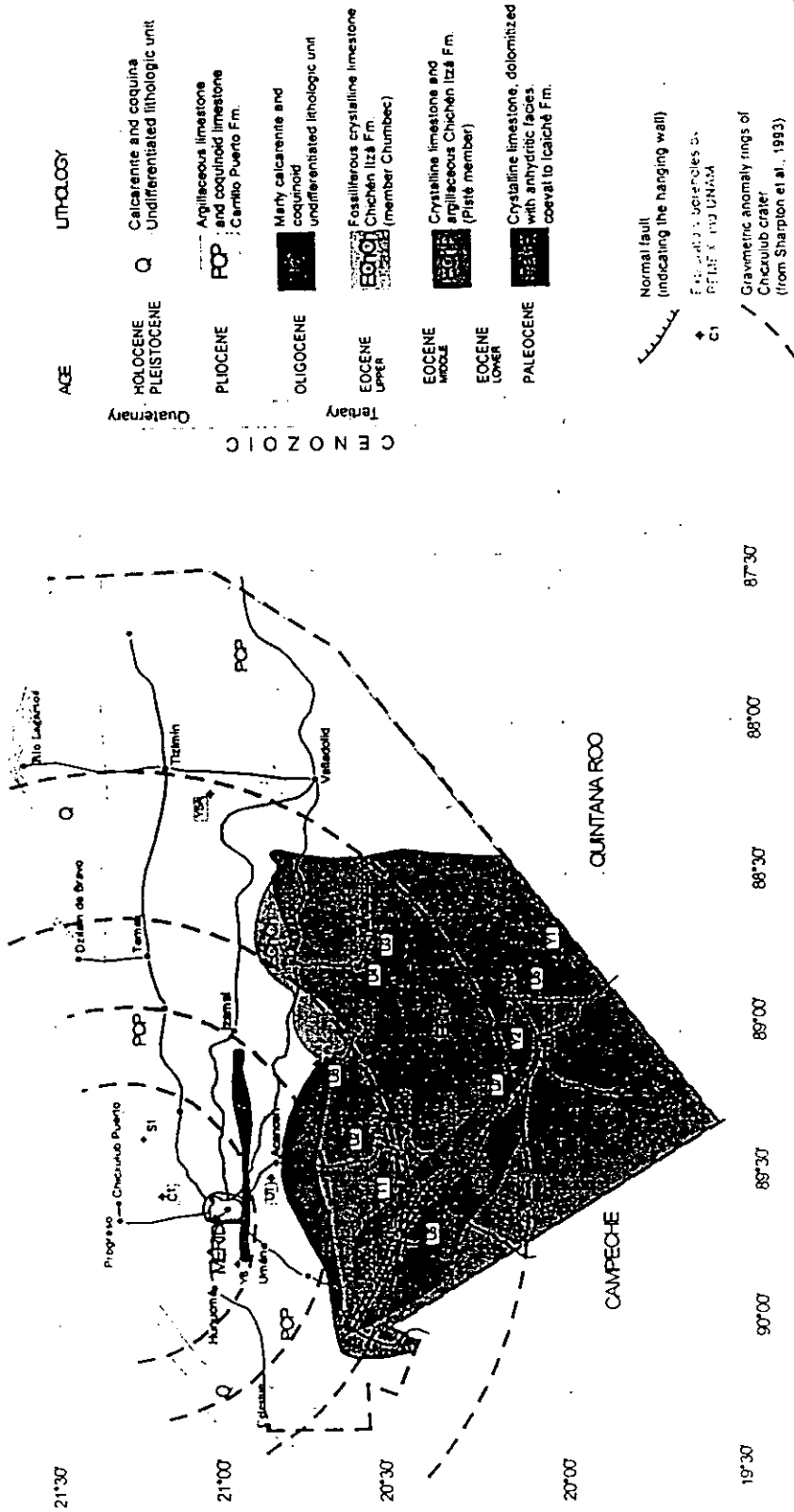


FIG. 1. Compiled geologic map of Yucatan. Gravimetric anomaly rings are from Sharpson et al. (1992). The map shows the location of PEMEX exploratory boreholes (Chicxulub-1 = C1, Sacapuc-1 = S1, Ticul-1 = T1, Yucatan-6 = Y6) and UNAM scientific shallow-drilling program boreholes (UNAM-1 = U1, UNAM-2 = U2, UNAM-3 = U3, UNAM-4 = U4, UNAM-5 = U5, UNAM-6 = U6, UNAM-7 = U7, and UNAM-8 = U8). No scale.

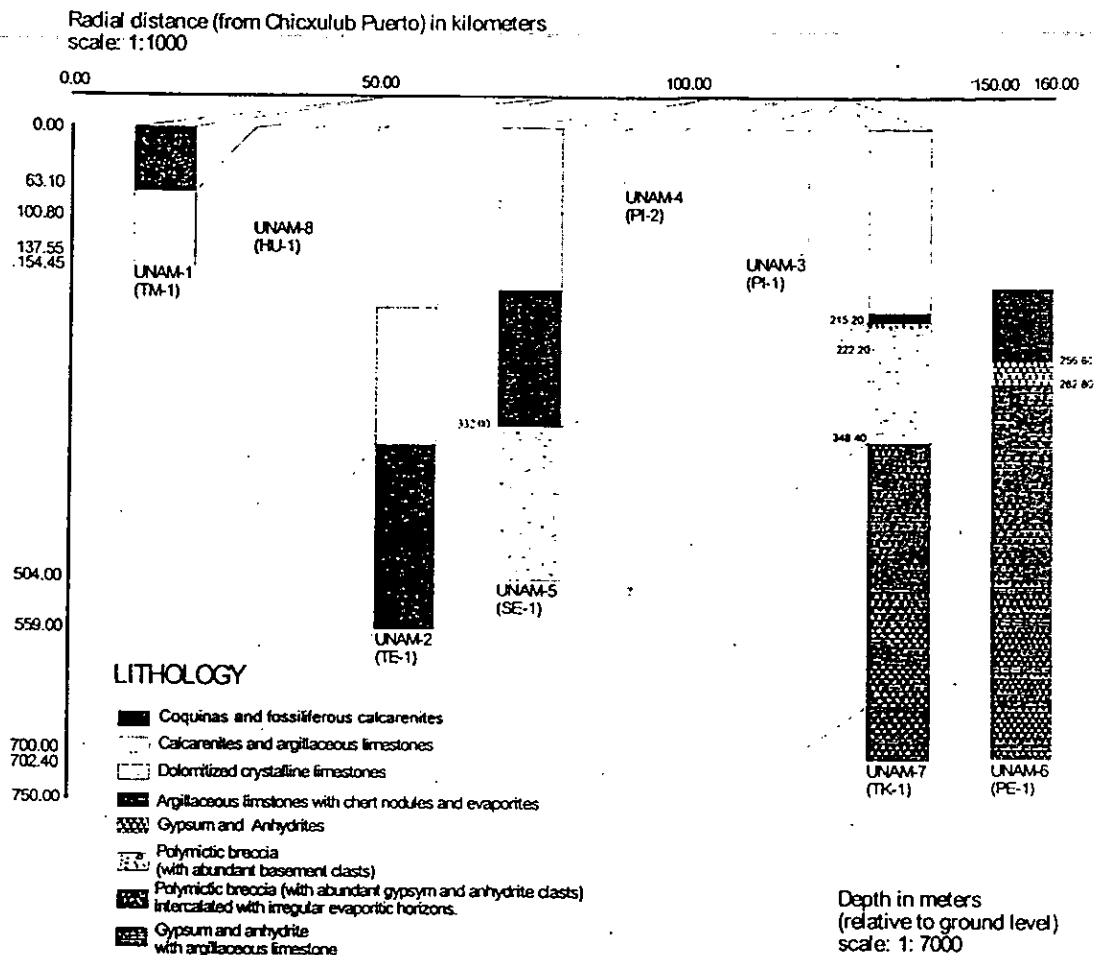


FIG. 2. Schematic lithologic columns of the UNAM Scientific Drilling program, showing radial distance of boreholes from the center of the crater in Chicxulub Puerto.

has relied upon the initial Pemex internal reports, subsequent studies, and summary compilations (e.g., Murray and Weidie, 1962; Lopez-Ramos, 1973, 1975; Marshall, 1974; Wiedie, 1985). Ward et al. (1995) mentioned that for their subsurface stratigraphic study they relied on electrical logs and published lithological and paleontological descriptions for the critical boreholes of the Chicxulub structure (Y-6, S-1, C-1, and Ticul-1 [T-1]); no samples were examined. In general, samples available from the breccias and melt are restricted to a few intervals in the Pemex boreholes (Lopez-Ramos, 1983); also the amount of material remaining is relatively limited.

Scientists at the National Autonomous University of Mexico (UNAM) recognized that a scientific drilling program had to be established in order to recover continuous cores from the Chicxulub Impact

Crater. Through the efforts of Arcadio Poveda from UNAM, the mining company Servicios Corporativos Frisco offered to drill five holes with continuous core recovery in 1994 (UNAM-1 to UNAM-5) (Fig. 1). Three additional boreholes were drilled in 1995 (UNAM-6 to UNAM-8) (Fig. 1). The objective was to investigate the Tertiary carbonate sequence within and outside the impact structure and to recover samples from the impact breccias. Three boreholes crossed the K/T boundary and sampled the impact breccias (UNAM-5, UNAM-6, and UNAM-7; Fig. 1). The lithologies of the UNAM-6 and UNAM-7 boreholes have been described by Urrutia-Fucugauchi et al. (1996). In this paper we discuss technical details of the UNAM Scientific Shallow-Drilling Program. The location of the boreholes is shown in Figure 1 and their radial distance

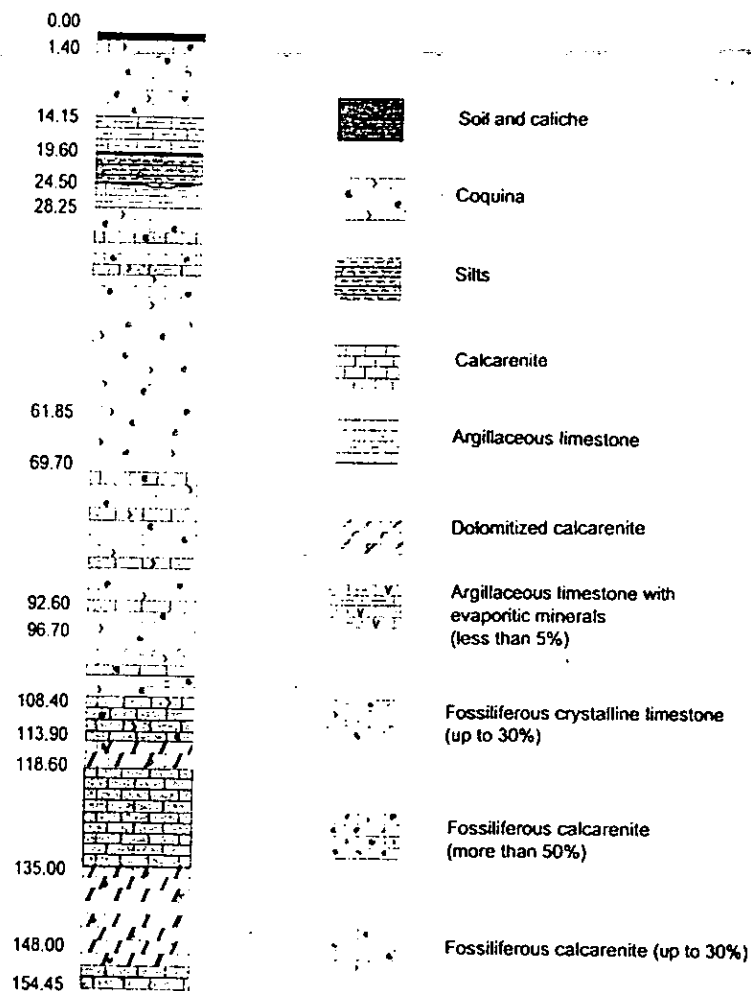


FIG. 3. Lithologic column of the UNAM-1 borehole, located 53 km from the center of the crater. It consists mainly of coquina intercalated with calcarenite. Scale 1:1000, UNAM-1, Timucuy-1.

from the center of the crater in Chicxulub Puerto is shown in Figure 2.

### Methodology

Drilling of the UNAM boreholes was carried out with rotary drilling equipment composed of two JKS Boyles drilling rigs, models BBS-45 and BBS-37. The drilling gear consisted of pipes with HQ (8.89 cm), NQ (6.69 cm), and BQ (5.55 cm) standard diameters, sampling barrels, bits with impregnated diamond crown plus several tools, and additional equipment for pumping water, which was used as the drilling fluid. The HQ pipe yields a 5.6 cm core diameter, NQ yields a 4.8 cm diameter core, and

BQ yields a 3.7 cm diameter core. Table 1 provides information on the total length of core recovery and depth drilled in each borehole.

Core samples were washed on site, marked with depth and up-down information (arrows pointing downward), and boxed. Samples were stored on site until the campaign was over, at which point samples were transferred to a central facility in UNAM (Chicxulub core repository) for core description and laboratory analyses.

### Lithology

Borehole UNAM-1 (Fig. 3) is located 53 km from the center of the crater. The depth of the borehole is

TABLE 1. Technical Data of Drilling in Each Well, with Diameters of Drilling Pipe and the Interval Drilled

Well, UNAM	Length of drilling pipe, m			Total length of core recovered, m	Total depth, m	Recovery rate (percentage)
	BQ (5.55 cm) <sup>1</sup>	NQ (6.69 cm)	HQ (8.89 cm)			
1		146.5		93.6	146.5	61
2	250.1	308.9		479.0	559.0	87
3		137.55		120.1	137.5	87
4		63.1		59.35	63.1	94
5	247.3	255.3		459.15	502.6	91
6	180.4	420.5	99.1	620.15	700.0	89
7	161.6	426.1	114.7	651.1	702.4	99
8	9.6		91.2	90.7	100.8	90

<sup>1</sup>Drilling pipe diameters are indicated in parentheses.

146.5 m, and the length of the core recovered is 93.6 m (Table 1). From surface to bottom, the sequence consists of 1.4 m of soil, followed by 13.0 m of coquina intercalated with calcarenite. Coquina forms the bulk of the recovered sequence. It has a white to cream color, and consists of calcium carbonate with abundant spheroids and fragments of bivalves, gastropods, and corals. The sequence is poorly consolidated. It is followed by 14 m of white to cream-colored argillaceous limestone. Next in the sequence is a 5 m thick horizon of dark yellow clay, followed by 40 m of cream to white-colored coquina. Within the coquina are irregular interstratifications of white to cream-colored calcarenites, formed by spherical particles, ranging in size from 1 to 10 mm in diameter. Coral structures form thin horizons of recrystallized limestones. This sequence continues downwards, but the thickness of the calcarenites increases and the thickness of the coquina diminishes. Both lithologies show dolomitization by diagenetic processes, revealed by intervals of dolomitized crystalline limestones with sandy and coquina textures.

Borehole UNAM-2 (Fig. 4) is located 80.5 km from Chicxulub Puerto and it lies within the ring of cenotes (Connors et al., 1996; Pope et al., 1996, 1991; Perry et al., 1995). The depth of the borehole is 559 m, and the length of the core recovered is 479 m (Table 1). From surface to bottom, it consists of the following: 1.7 m of soil and caliche, followed by 85 m of dolomitized crystalline limestone with 14 m of intercalated dolomitized calcarenite, 95 m of fossiliferous dolomitized crystalline limestone, and 10 m of argillaceous limestone, then another 10 m of dolomitized crystalline limestone. This sequence is

followed by 41 m of argillaceous limestones with fossils (10% to 30% fossil content), and then another 10 m of dolomitized crystalline limestone and 50 m of argillaceous limestones. A sequence of dolomitized crystalline limestone with fossils grades downward to a dolomitized crystalline limestone without fossils, the final portion consisting of 178 m of argillaceous limestones, with chert nodules.

Borehole UNAM-3 (Fig. 5) is located 125.5 km from the center of the structure. The borehole is 137.5 m deep, and the core recovered is 120.1 m long (Table 1). It has 0.5 m of soil and caliche, and the bulk of the sequence is formed by 137.5 m of calcarenite. Intercalated within the sequence there are argillaceous limestones, dolomitized crystalline limestones, crystalline limestone, and coquina. Within this sequence, thin and irregular horizons of limestones are present, together with thin horizons of crystalline limestones, which are the product of coralline limestone recrystallization; the units were sampled to a depth of 50 m. From 68 m on, irregular intervals of dolomitization affected the calcarenites present. Textural changes to argillaceous limestones were observed from 100 m to the end of the borehole.

Borehole UNAM-4 (Fig. 6) is the shortest of the UNAM boreholes series. It is located at 118 km radial distance from Chicxulub Puerto. It is only 63 m deep, and the core recovered is 59.35 m long (Table 1); the borehole was only drilled to this depth because many technical difficulties were encountered. The core starts with 0.2 m of soil, then 10.3 m of crystalline limestones. The limestones are composed of recrystallized coralline structures that show intercalations of calcarenites, followed by cream-colored calcarenites with fossil fragments,

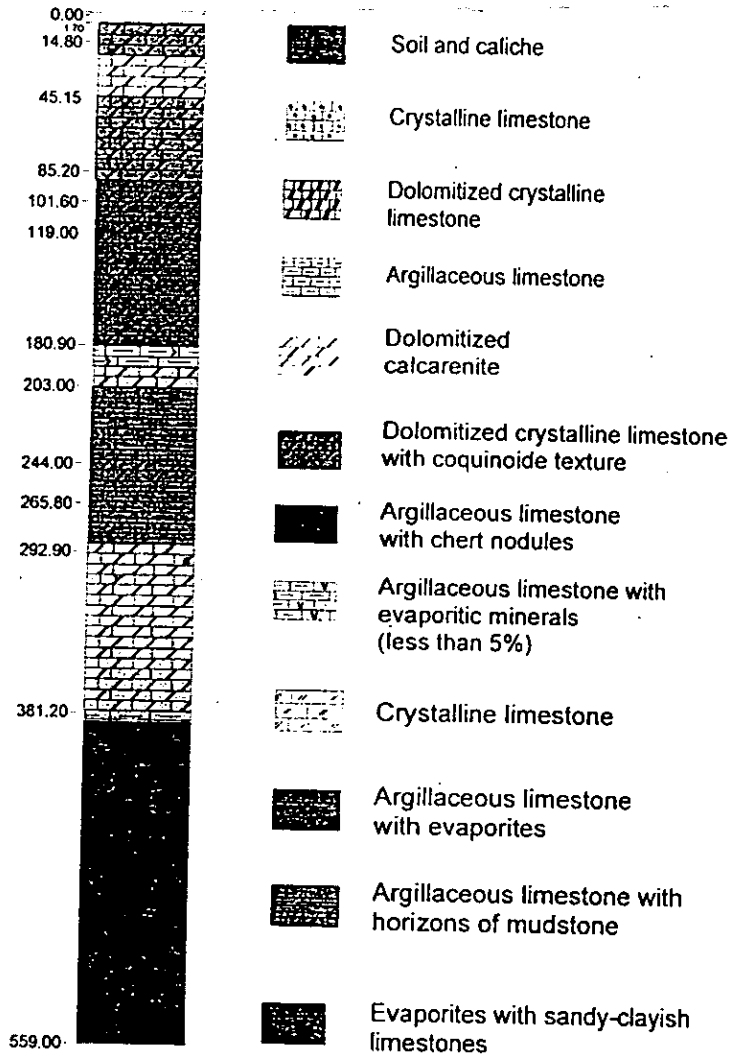


FIG. 4. Lithologic column of UNAM-2 borehole, located 80.5 km from the center of the crater and within the ring of cenotes. The bulk of the sequence consists of argillaceous limestones with chert nodules. Scale 1:3000, UNAM-2, Tecoh.

less than three mm in size (with 10% gastropods and bivalves). Another 11 m of argillaceous limestones were sampled. These are fine grained, with less than a 10% content of fragments of gastropods, bivalves, and coralline structures. A sequence of 36.6 m of calcarenites intercalated with horizons of recrystallized carbonates and argillaceous limestones follows. This sequence grades downward to argillaceous limestones.

Borehole UNAM-5 is one of the three boreholes that sampled the impact breccia (Fig. 7). It is located at a radial distance of 110.0 km from Chicxulub Puerto. The depth of the borehole is 502.6 m,

and the length of the core recovered is 459.15 m (Table 1). It consists of one meter of soil, followed by 56.5 m of crystalline limestone; then follows 145 m of dolomitized crystalline limestones and 15 m of cream- to white-colored argillaceous limestones with reddish-yellowish stripes in fractured zones. In general, they show crystalline textures, even though they show few intervals with recrystallized dolomitized brecciated intraclasts.

Below this sequence lies a 115 m thick sequence of argillaceous limestones alternating with lutites. The texture is crystalline, with slight variations to a coquina texture, at small intervals, with molds of

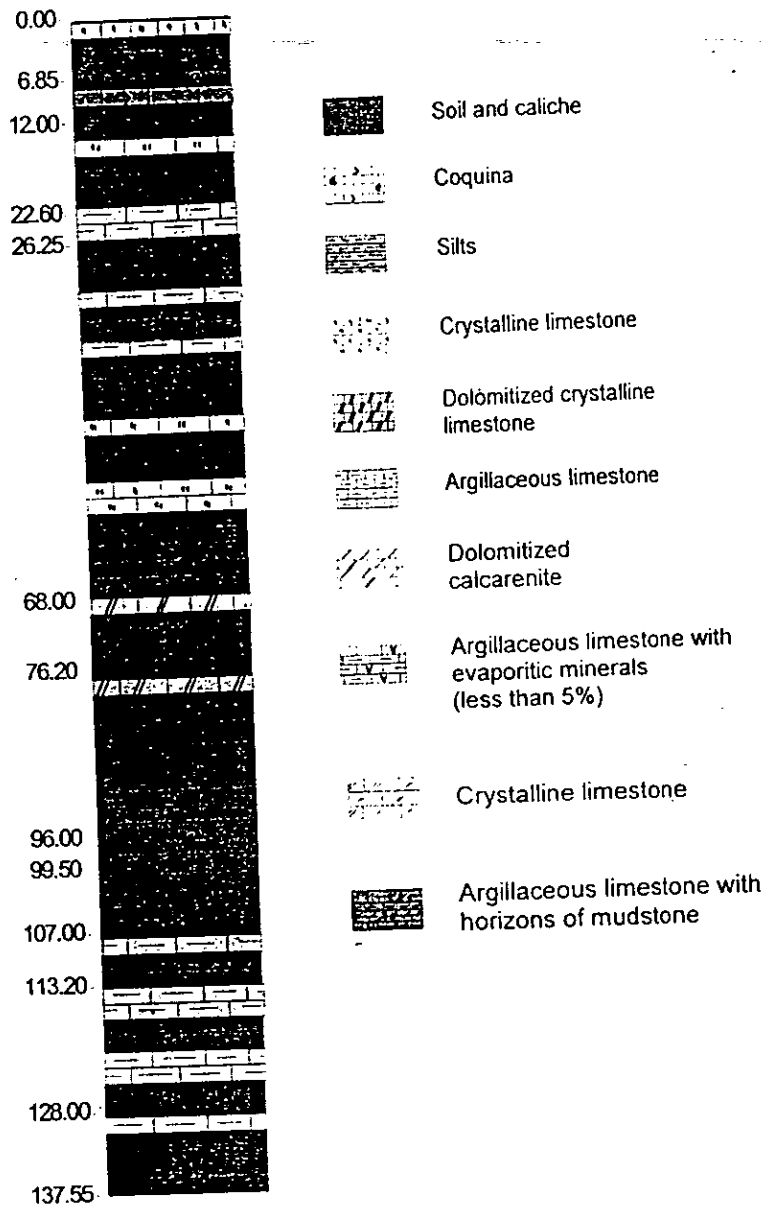


FIG. 5. Lithologic column of UNAM-3 borehole, located 125.5 km from the center of the structure. The sequence is mainly composed by calcarenite. Scale 1:1000, UNAM-3, Piste-1.

gastropods and molluscs altered by dolomitization and dissolution. Below these, 114 m of cream- to white-colored argillaceous limestones are found. They are intercalated with thin horizons of carbonated lutites, grey-green in color, with a fossil content of less than 10%. At a depth of 286.5 m, a sequence of 45.5 m was cut; the sequence is formed by argillaceous limestones with horizons of lutites that are

cream to white in color. They show evaporitic minerals, mainly gypsum that forms lenses toward the bottom of the unit. From 332 m, the unit grades downward to 60 m of argillaceous limestones with lutites and evaporites. Underneath lies a 172 m thick, suevite-like polymictic breccia with a silty matrix, rich in carbonate clasts, impact glass, impact melt, and granitic basement clasts. Toward

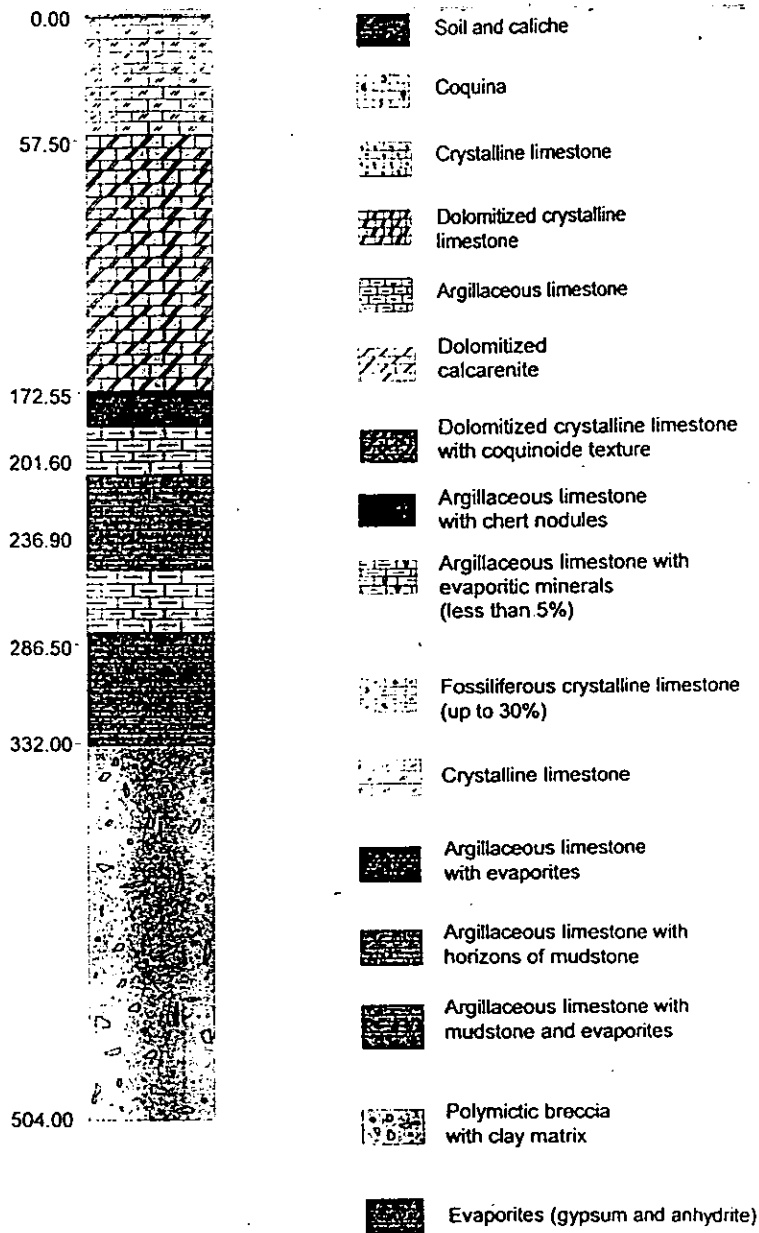


FIG. 7. Lithologic column of UNAM-5 borehole, located 110 km from the center of the structure. This is one of the three boreholes that sampled the impact breccias. The bulk of the carbonate sequence consists of dolomitized crystalline limestones. The impact breccia is a 172 m thick suevite-like breccia. Scale 1:3000, UNAM-5, Santa Elena.

282.8 m; the thickness of the unit is 153.7 m (Figs. 9 and 10B). As in the Ries crater, the upper breccia lacks aerodynamically shaped bombs; this suggests that there was not any interaction with the atmosphere (Newsom et al., 1990). The presence of angular to subrounded clasts (such as gneiss and diorite

from the crystalline basement), fragments of melt and impact glass (black and dark green), and shocked quartz grains allows an accurate correlation between the upper breccia in UNAM-5 (Fig. 10A) and UNAM-7 (Figs. 10C, 10D). The distribution of the clasts within the breccia is highly heterogeneous; this is a



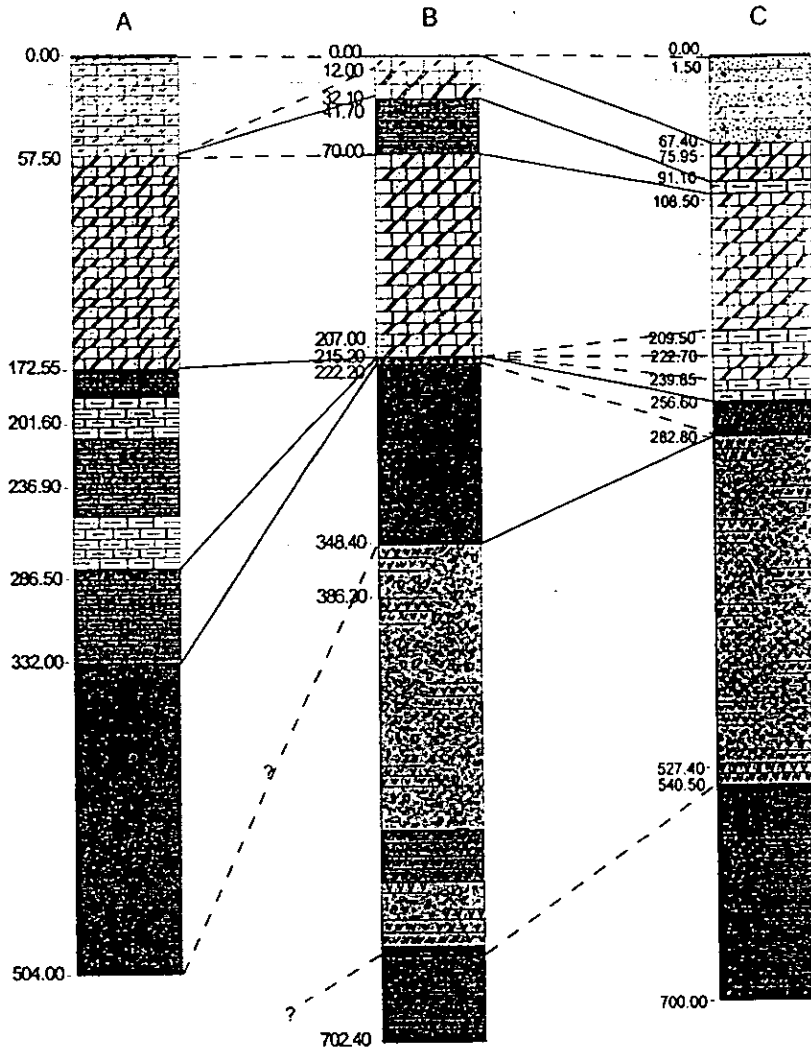


FIG. 9. Lithological correlation of the three boreholes that sampled the impact breccias. A. UNAM-5, 1:3000, Santa Elena. B. UNAM-7, 1:4000, Tekax. C. UNAM-6, 1:4000, Peto. UNAM-5 and UNAM-7 boreholes sampled the upper suevite-like breccia. UNAM-5 shows a 3 m thick horizon of suevite-like breccia toward the upper part of the sequence (242.15 m to 245.15 m). UNAM-7 and UNAM-6 sampled the bunte-like breccia (both breccia units are present in the UNAM-7 borehole).

ment clasts, impact glass, and fragments of melt (suevite-like breccia), and a lower breccia sequence rich in limestone, dolomite, and evaporite clasts (bunte-like breccia). The contact of the Tertiary carbonates with the impact breccias marks the K/T boundary. In Figure 9, it can be observed that the limit moves toward the upper part of the sequence as the sequence is sampled toward the outer part of the crater (332 m at 110 km, 222.2 m at 127 km, and above 280 m at 152 km from the center of the crater). Preliminary results of the magnetic properties of the suevite-like breccia show that the distribution

of the magnetic clasts is not heterogeneous, since the magnetic minerals are clustered toward the base of the breccia sequence (Rebolledo-Vieyra and Urrutia-Fucugauchi, 1999, and paper in prep.). The rest of the boreholes sampled part of the Tertiary lithologies, composed mainly of limestones, dolomitized carbonates, and calcarenite, with some fossiliferous horizons.

As for the absence of the upper breccia within the UNAM-6 borehole, a suevitic-breccia type fall-out sequence should be expected according to the Ries crater formation model (Newsom et al., 1990;

Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE) for scholarships granted to pursue graduate studies. Partial support has been provided by CONACyT and Dirección General de Apoyo al Personal Académico (DGAPA) research grants.

## REFERENCES

- Alvarez, L. W., Alvarez, W., Asaro, F., and Michel, H. V., 1980, Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction: *Science*, v. 208, p. 1095-1108.
- Connors, M., Hildebrand, A. R., Pilkington, M., Ortz-Almán, C., Chávez, R. E., Urrutia-Fucugauchi, J., Graniel-Castro, E., Camara-Zi, A., Vasquez, J., and Halpenny, J. F., 1996, Yucatan karst features and the size of Chicxulub crater: *Geophys. Jour. Int.*, v. 127, p. F11-F14.
- Cornejo-Toledo, A., and Hernandez-Osuna, A., 1950, Las anomalías gravimétricas en la cuenca salina del istmo, planicie costera de Tabasco, Campeche y Yucatan: *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol.*, v. 2, p. 453-460.
- Hildebrand, A. R., Penfield, G. T., Kring, D. A., Pilkington, M., Camargo, A., Jacobsen, S. B., and Boyton, W. V., 1991, Chicxulub Crater: A possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater on the Yucatan Peninsula, Mexico: *Geology*, v. 19, p. 867-871.
- Hörz, F., Ostertag, R., and Rainey, D. A., 1983, Bunte breccia of the Ries: Continuous deposits of large impact crater: *Rev. Geophys. Space Phys.*, v. 21, p. 1667-1725.
- Koeberl, C., Sharpton, V. L., Shuraytz, B. C., Shirey, S. B., Blum, J. D., and Marin, L. E., 1994, Evidence for a meteoritic component in impact melt rock from the Chicxulub structure: *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 58, p. 1679-1684.
- López-Ramos, E., 1973, Estudio geológico de la Península de Yucatán: *Asoc. Mex. Geol. Petrol. Bol.*, v. 25, p. 23-76.
- \_\_\_\_\_, 1975, Geological summary of the Yucatan peninsula, in Nairn, A., and Stethi, F., eds., *The ocean basin and margins*, v. 3: New York, Plenum, p. 257-282.
- \_\_\_\_\_, 1983, *Geología de México*, third ed.: Mexico City, UNAM.
- Marshall, R. H., 1974, Petrology of subsurface Mesozoic rocks of the Yucatan Platform, Mexico: Unpubl. M.S. thesis, University of New Orleans, 97 p.
- Meyerhoff, A. A., Lyons, J. B., and Officer, C. B., 1994, Chicxulub structure: A volcanic sequence of Late Cretaceous age: *Geology*, v. 22, p. 3-4.
- Murray, G. E., and Weidie, A. E., 1962, Regional geologic summary of Yucatan Peninsula, in *Field trip to peninsula of Yucatan*: New Orleans, New Orleans Geol. Soc., 142 p.
- Newsom, H. G., Graup, G., Fseri, D., Geissman, J., and Keil, K., 1990, The formation of the Ries crater, West Germany: Evidence of atmospheric interactions during a large cratering event, in Sharpton, V. L., and Ward, P. D., *Global catastrophes in Earth history: An interdisciplinary conference on impacts, volcanism, and mass mortality*: Boulder, CO, Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 247.
- Penfield, G. T., and Camargo, A., 1981, Definition of a major igneous zone in the central Yucatan platform with aeromagnetism and gravity [abs.]: *Soc. Explor. Geophys. Ann. Meeting, Tech. Progr. Abs.*, v. 51, p. 37.
- Perry, E., Marín, L., McClain, J., and Velázquez, G., 1995, Ring of cenotes (sinkholes), northwest Yucatan, Mexico: Its hydrogeologic characteristics and possible association with the Chicxulub impact crater: *Geology*, v. 23, p. 17-20.
- Pope, K. O., Ocampo, A. C., and Duller, C. E., 1991, Mexican site for K/T impact crater?: *Nature*, v. 351, p. 105.
- Pope, K. O., Ocampo, A. C., Kinsland, G. L., and Smith, R., 1996, Surface expression of the Chicxulub crater: *Geology*, v. 24, p. 527-530.
- Rebolledo-Vieyra, M., and Urrutia-Fucugauchi, J., 1999, High-resolution magnetic susceptibility record of the impact lithologies of the Chicxulub impact crater: *EOS (Trans. Amer. Geophys. Union)*, v. 80, no. 46, p. F595.
- Sharpton, V. L., Dalrymple, G. B., Marin, L. E., Ryder, G., Shuraytz, B. C., and Urrutia-Fucugauchi, J., 1992, New links between the Chicxulub impact structure and the Cretaceous/Tertiary boundary: *Nature*, v. 359, p. 819-821.
- Stöffler, D., 1977, Research drilling Nördlingen 1973, polymictic breccias, crater basement and cratering model of the Ries impact crater: *Geol. Bavarica*, v. 75, p. 443-458.
- Swisher, C. C., and 11 others, 1992, 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*, v. 257, p. 954-958.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Marin, J. L., and Trejo-García, A., 1996, UNAM Scientific drilling program of Chicxulub impact structure. Evidence for a 300 kilometer crater diameter: *Geophys. Res. Lett.*, v. 23, p. 1565-1568.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Marin, L., and Sharpton, V. L., 1994, Reverse polarity magnetized melt rocks from the Cretaceous/Tertiary Chicxulub structure, Yucatan peninsula, Mexico: *Tectonophysics*, v. 237, p. 105-112.
- Von Engelhardt, W., 1990, Distribution, petrography and shock metamorphism of the ejecta of the Ries crater in Germany—A review: *Tectonophysics*, v. 171, p. 259-273.
- Ward, W. C., Keller, G., Stinnesbeck, W., and Adatte, T., 1995, Yucatan subsurface stratigraphy: Implications and constraints for the Chicxulub impact: *Geology*, v. 23, p. 873-876.
- Weidie, A. E., 1985, Geology of the Yucatan platform, part 1, in Ward, W. C., et al., eds. *Geology and hydrology of the Yucatan and Quaternary geology of northeastern Yucatan Peninsula*: New Orleans, New Orleans Geol. Soc., p. 1-19.

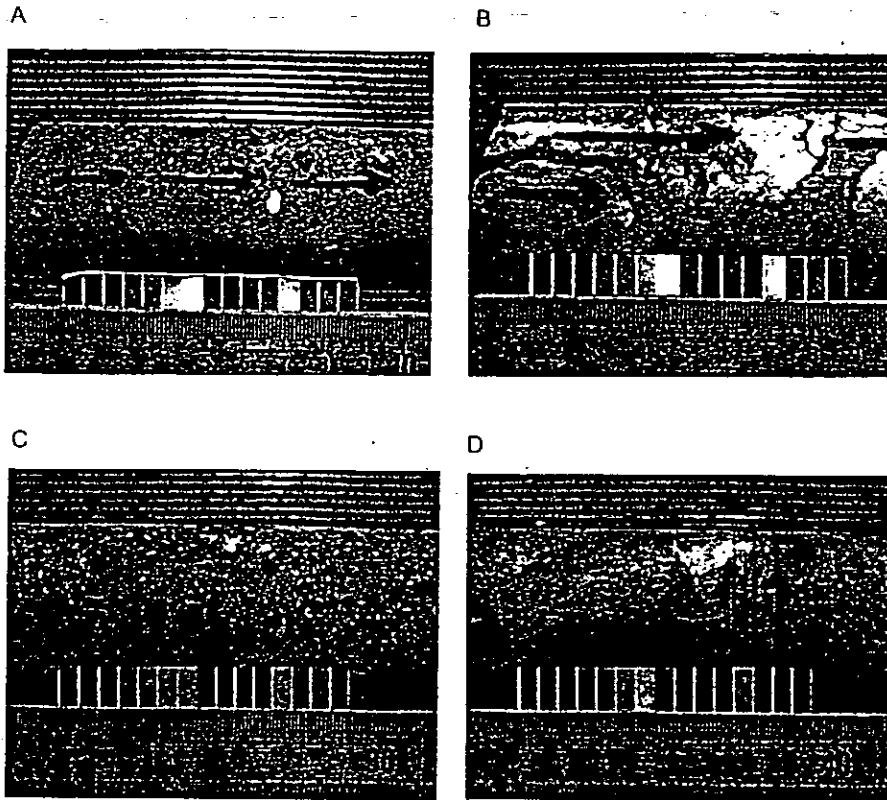


FIG. 10. Examples of recovered impact breccia. A. Suevite-like breccia from UNAM-5 borehole; depth of sample = 359.05 m. It is rich in basement and melt and impact glass clasts, supported by matrix with the same composition. B. Bunte-like breccia from UNAM-6 borehole; depth of sample = 288.0 m. It shows an abundance of carbonates and it is rich in anhydrite clasts. C. Suevite-like breccia from UNAM-7 borehole; depth of sample = 237.94 m. It shows few clasts of carbonates and more abundant basement and melt clasts. D. Bunte-like breccia from the UNAM-7 borehole; depth of sample = 401.96 m. As in UNAM-6, it is rich in basement and melt and impact glass clasts.

Von Engelhardt, 1990). The crater acted as a closed basin, allowing the deposition and low erosion rates within the basin; any sequence deposited outside the basin was directly under the influence of erosive processes, so we conclude that this borehole is located outside of the crater. The unit, not being located inside the crater, may have been eroded away.

Another important bit of evidence documented within the impact lithologies is the "reversed stratigraphy" typical of impacts; in the lower unit, clasts from the Mesozoic carbonates and evaporates are present, while within the upper breccia clasts from the Paleozoic crystalline basement are present, along with impact products (melt, glass and shocked quartz). The remaining boreholes (UNAM-1, UNAM-2, UNAM-3, UNAM-4, and UNAM-8) represent segments of the Tertiary carbonate lithologies.

In the future, it will be important to establish stratigraphic correlations, if possible, among UNAM-5, UNAM-7, and UNAM-6, with PEMEX boreholes Ticul-1 (T-1), Yucatan-2 (Y-2), and Yucatan-1 (Y-1). Since these boreholes are approximately radially distributed from the center of the crater (Fig. 1), this correlation will make it possible to trace the lateral extent and aerial distribution of the impact breccia sequence within and outside the crater.

#### Acknowledgments

The authors acknowledge the drilling carried out by Servicios Corporativos FRISCO, as well as funds obtained through UNAM Foundation. We also acknowledge useful comments by Prof. B. Skinner. Rebolledo-Vieyra acknowledges the support from UNAM, Consejo Nacional de Ciencia y Tecnologia (CONACyT), IMP, and Centro de Investigacion

## **Scaling Nature of Magnetic Susceptibility in the Impact Breccias of the Chicxulub Crater, Yucatan Peninsula, Mexico**

Rebolledo-Vieyra, Mario, Jaime Urrutia-Fucugauchi, Luis E. Marin and Ana María Soler-Arechalde

Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Coyoacán, D.F., México, 04510, MEXICO,

[marior@igeofcu.unam.mx](mailto:marior@igeofcu.unam.mx), [juf@igeofcu.unam.mx](mailto:juf@igeofcu.unam.mx),

[lmartin@igeofcu.unam.mx](mailto:lmartin@igeofcu.unam.mx), [anesoler@igeofcu.unam.mx](mailto:anesoler@igeofcu.unam.mx)

Keyword: Magnetic susceptibility, Chicxulub, fractal dimension

### **Abstract**

Investigations on the variation with depth of the magnetic susceptibility within the impact breccia sequence of the Chicxulub crater sampled by UNAM boreholes UNAM-5 and UNAM-7 reveal that the spatial arrangement of magnetic minerals within the upper breccia unit rich in melt and basement clasts conforms to a fractal distribution. Magnetic susceptibility values increase towards the base of the sequence, suggesting that basement and melt clasts (magnetic minerals) were subjected to a low temperature hydrothermal alteration. The magnetic susceptibility data confirm the absence of the upper breccia unit at UNAM-6 borehole. The fractal behavior of the magnetic susceptibility, show scale invariant or self-similar properties, with a power spectrum proportional to the  $-1.6$  power, for UNAM-5, and  $-1.1$  power, for UNAM-7, of the spatial frequency.

### **Introduction**

Many geophysical parameters extend over wide ranges of spatial and temporal scales, and have been characterized by fractal or scaling relationships with power spectra proportional to some power of frequency (Mandelbrot, 1983). Recent studies have shown that magnetic susceptibility logs from boreholes and aeromagnetic anomaly data present power spectra that are proportional to spatial frequency (e.g., Pilkington and Todoeschuck, 1993, 1995; Pilkington et al., 1994; Zhou and Thybo, 1998). In this paper we investigate on the scale invariant or self-similar properties of the magnetic susceptibility within the impact breccias of the Chicxulub crater. Breccias generated by large high energy impact processes incorporate fragments of the target lithologies from the surface units down to the deep basement (Melosh, 1989). In the Chicxulub structure, as in other impact craters like Ries,

two distinct breccia sequences have been identified. These impact lithologies include an upper breccia unit rich in basement and melt fragments, and a lower breccia unit rich in carbonate clasts. The upper breccias are characterized by high magnetic susceptibility values, whereas the lower breccias present diamagnetic behavior (Urrutia-Fucugauchi et al., 1996). The magnetic susceptibility in the breccias extends over two orders of magnitude from  $50 \times 10^{-5}$  up to  $1200 \times 10^{-5}$  SI. This is the first attempt to investigate on the scaling behavior of magnetic properties on impact lithologies.

The magnetic susceptibility and aeromagnetic anomaly data sets are characterized by a power law, as described by Zhou and Thybo (1998), Pilkington and Todoeschuck, (1993), Pilkington et al. (1994) and Peitgen et al. (1992). This power law corresponds to  $P=Ck^\beta$ , where P is the power spectrum and  $\beta$  is the scaling exponent, which describes how the variable changes spatially with scale. The exponent  $\beta$  also reflects the degree of correlation within the distribution. If  $\beta$  is negative, the majority of power is concentrated at low frequencies and the variable is correlated (Pilkington and Todoeschuck, 1995). The spectral scale invariant characteristics of the magnetic parameters have permitted to develop crustal magnetization models in which the three-dimensional distribution of susceptibility and magnetization conforms a fractal geometry (Pilkington and Todoeschuck, 1993, 1995; Pilkington et al., 1994).

### **Stratigraphy**

As part of the UNAM scientific drilling program 8 boreholes have been drilled (Fig. 1), with high recovery rates (up to 99 % in UNAM-5, with overall average recovery rates of ~87%) that permitted detailed stratigraphic investigation. Three boreholes sampled the impact lithologies (UNAM-5, UNAM-6 and UNAM-7), which are here used for the magnetic property investigations.

UNAM-5 borehole (Fig. 2a) is 500 m deep and is located near Santa Elena 112 km from Puerto Chicxulub, which marks roughly the center of the impact structure. UNAM-7 borehole (Fig. 2b) is 702 m deep and is located near Tekax 126 km from Puerto Chicxulub. Finally, UNAM-6 (Fig. 2c) is 700 m deep and is located near Peto 151 km from Puerto Chicxulub (Rebolledo-Vieyra *et al.*, 2000).

Rebolledo-Vieyra et al. (2000) established the stratigraphy of the UNAM boreholes, and we here study the magnetic properties. On top of the sequence, crystalline limestone appear in the 3 boreholes, although the thickest unit appears in UNAM-5 (57.5 m) and it is only 12 m thick in UNAM-7, in UNAM-6 this unit is intercalated with fossiliferous calcarenite. This unit is formed by calcium carbonate re-crystallization of coral reef limestone; the fossiliferous calcarenites present a white to cream color, calcium carbonate composition (grain sizes up to 2 mm) and abundant spheroids and fragments (up to 1.5 cm) of bivalves, gastropods and corals, that were useful as correlation markers. The next unit that can be correlated is a unit of dolomitized crystalline limestones that form the bulk of the carbonate sequence and are characterized by light cream to dark brown colors, compact appearance and a high degree of fracturing and fragmentation. Dolomitization appears in bands, due to the replacement of bivalves and corals by magnesium carbonate.

Two units are reported as impact lithologies, an upper breccia (similar to the suevitic breccia documented in the Ries crater by Newsom *et al.*, 1990) that is present in UNAM-5 with 146 m thickness and in UNAM-7, where it is 148 m thick and establish a clear correlation. The lower breccia (similar to the Bunte breccias documented in the Ries crater) appears in UNAM-7 (180 m) and UNAM-6 (200 m) where there is no evidence of the upper breccia sequence. As in the Ries crater, the upper breccia lacks aerodynamically shaped bombs; this shows no evidence of interaction with the atmosphere (Newsom *et al.*, 1990).

The presence of angular to subrounded clasts from the crystalline basement (gneiss, diorite), fragments of melt and impact glass (black and dark green) and shocked quartz grains, are present as well, allows an accurate correlation between the upper breccia in UNAM-5 and UNAM-7. The distribution of the clasts within the breccia is highly heterogeneous, this is a matrix supported unit, but the matrix has the same bulk composition as the clasts (crystalline basement, melt, impact glass and carbonate clasts).

The size of the clasts ranges from gravel to blocks (up to 5 cm in diameter). Another important feature that helped us to correlate these units, is the presence of an alteration ring surrounding the melt clasts, although the nature of this rings is still uncertain, so, further analysis of their origin and composition are required.

The lower unit is a matrix supported breccia, the distribution of clasts is also highly heterogeneous, and the size of the clasts ranges from gravel to block size (up to 25 cm), the composition is mainly carbonate, crystalline limestones and anhydrite, the color is light brown to gray. Some clasts present alteration and the original lithologies are difficult to identify.

### **Magnetic susceptibility**

Urrutia-Fucugauchi et al. (1996) reported results on the behavior of the magnetic susceptibility in UNAM-6 and UNAM-7; we extended the study of these boreholes and in addition included UNAM-5. Our aim has been to obtain a high-resolution data set to characterize the impact lithologies. Low-field magnetic susceptibility was measured with a Bartington MS2 system and a core-logging sensor. Measurements were taken at 10-cm spacing. UNAM-5 was measured between 308.00 m to 468.65 m (Fig. 3a), UNAM-6 was measured between 91.60 m to 700.00 m (Fig. 3c) and UNAM-7 was measured between 218.35 m to 702.00 m (Fig. 3b). In UNAM-5 and UNAM-7 we started the measurements at 218.35 m because it is close to the first appearance of the breccia, in UNAM-6 we started at 91.6 m.

The magnetic susceptibility contrasts, between the impact lithologies, is high enough in UNAM-7 to establish accurately the contact, particularly between the carbonates and the breccias. Susceptibility displays a simple pattern, values from, carbonates, dolomitized carbonates, marls, anhydrite and evaporitic breccia, are within the diamagnetic and paramagnetic range (Fig. 3). The upper breccia displays high values, UNAM-5 highest value is  $463.8 \times 10^{-5}$  SI (Fig. 3a), and UNAM-7 (Fig. 3b) displays higher values, up to  $1252.5 \times 10^{-5}$  SI. A remarkable feature, in both boreholes, is the increment of the susceptibility towards the base of the unit, which in turn shows, clearly, the contact between the upper and lower breccias. The contact is marked by a sudden change, from high values ( $159.3 \times 10^{-6}$  SI at 346.9 m), to low values ( $-7.6 \times 10^{-5}$  SI at 347.0 m) (Fig. 3b), which locates the contact between the upper and lower breccias, in UNAM-7, at 346.95 m. In the measurements of UNAM-6 (Fig. 3c), we observed a homogeneous behavior of the susceptibility all along the core, within the diamagnetic and paramagnetic range. This clearly shows a lack of highly magnetic minerals in this borehole, and also indicates that there is no upper breccia, and only the lower breccia is present, with a composition similar

to that of the carbonate target lithologies (Rebolledo-Vieyra *et al.*, 2000). UNAM-5 exhibits a similar behavior of that of UNAM-7 for the upper breccias; but we could not point at the contact with the lower breccia, because this borehole did not penetrate this unit.

We calculated the power spectrum of this data, using the Discrete Fast Fourier Transform (DFFT), with the data of the upper breccia unit from UNAM-5 and UNAM-7. In Figure 4 we plotted both spectra; they show basically the same behavior, concentrating the energy at low frequencies. We also performed a cross-correlation analysis (Fig. 5). We found a  $\tau = -1.6$ , which yields an, almost, identical correlation. Using the power law,  $P=Ck^\beta$ , we calculated the scaling exponent of the power spectrum from UNAM-5 and UNAM-7. Considering that the slope of the power spectrum can be considered as the fractal dimension (Peitgen *et al.*, 1992), we used the “least squares method” to adjust the power spectrum to a line, and then calculate the slope of the line. We also used the “box counting method” (Peitgen *et al.*, 1992) to calculate the fractal dimension, with  $s=4$  and  $s=8$ . The results are shown in Table 1, the results yielded by the two methods are similar, and both results are within the values expected for sedimentary rocks (Pilkington *et al.*, 1994).

## Conclusions

The spatial distribution of magnetic susceptibility in the impact breccias from the Chicxulub impact structure follows a fractal model. Magnetic susceptibility in boreholes UNAM-5 and UNAM-7 shows a characteristic behavior with values increasing towards the bottom in the upper breccia unit, which suggests that basement and melt fragments experienced a low temperature hydrothermal alteration, generating new, and more magnetic, phases, considering the very high values of the magnetic-susceptibility, maghemites.. Several explanations could be advanced, but further studies about impact generated lithologies, fall-out deposits, have to be made. Results also emphasize that the magnetic mineral contents and spatial distribution, from melt, impact glass and from granitic basement, are important. The low values of the magnetic susceptibility measurements, within the lower carbonate breccia unit, reveals the inverse stratigraphic character of the impact lithologies, since the composition of this unit is dominated by the surface minerals of target zone and they lack the high impacted lithologies. The scaling



exponent shows, and it is obvious in the spectra, that the power is concentrated at low frequencies. The magnetic susceptibility shows invariant or self-similar properties, with a power spectrum proportional to the  $-1.6$  power, for UNAM-5, and to the  $-1.1$  power, for UNAM-7, of the spatial frequency.

## References

- Mandelbrot, B.B. The Fractal Geometry of Nature. W.H. Freeman, New York, 468 pp. W. H. Freeman, New York, 1983.
- Melosh, H.J., Impact Cratering: A Geologic Process. Oxford University Press, New York, U.S.A., 254 pp. 1989.
- Newsom, H.G., G. Graup, D. Fseri, J. Geissman and K. Keil, The formation of the Ries crater, West Germany: Evidence of atmospheric interactions during a large cratering event, in: Global Catastrophes in Earth History: An Interdisciplinary conference on Impacts, Volcanism and Mass Mortality, edited by V.L. Sharpton and P.D. Ward, 195-206, Geol. Soc. Am., sp. Pap. 247. 1990.
- Peitgen, H.O., H. Jürgens, D. and Saupe, Fractals for the Classroom. Part One. Introduction to Fractals and Chaos. Ed. Springer-Verlag, Rensselaer, N.Y., 452 pp.
- Pilkington M., J.P. and Todoeschuck, 1993, Fractal magnetization of continental crust. Geophysical Research Letters, 20, 627-630. 1992.
- Pilkington M., and J.P. Todoeschuck, Scaling nature of crustal susceptibilities, Geophysical Research Letters, 22, 779-782. 1995.
- Pilkington M., M.E. Gergotski, and J.P. Todoeschuck, Using fractal crustal magnetization models in magnetic interpretation. Geophysical Prospecting, 42, 677-692. 1994.
- Rebolledo-Vieyra, M, J. Urrutia-Fucugauchi, A. Trejo-Garcia, Luis E. Marin, V.L. Sharpton and A.M. Soler-Arechalde, (2000), UNAM's Scientific Shallow Drilling Program into the Chicxulub Impact Crater., International Geology Review, Vol. 42, No. 10, pp. 948-972.
- Sharpton, V.L., K. Burke, A. Camargo, S.A. Hall, S. Lee, L.E. Marin, G. Suarez, J.M. Quezada, P.D. Spudis and J. Urrutia-Fucugauchi, Chicxulub multiring impact basin: Size and other characteristics derived from gravity analysis. Science, 261, 1564-1567. 1993.
- Urrutia-Fucugauchi J., L. Marin and A. Trejo-Garcia, UNAM Scientific drilling program of Chicxulub impact structure. Evidence for a 300 kilometer crater diameter. Geophysical Research Letters, 23, 1565-1568. 1996.
- Zhou S., and H. Thybo, Power spectra analysis of aeromagnetic data and KTB susceptibility logs, and their implication for fractal behavior of crustal magnetization. Pure and Applied Geophysics, 151, 147-159. 1998.

Table 1. Fractal dimension calculated for UNAM-5 and UNAM-7, using two methods. least squares and box counting.

Borehole	Fractal dimension	
	Least Squares	Box Counting
UNAM-5	-1.67	-1.66
UNAM-7	-1.1	-0.9

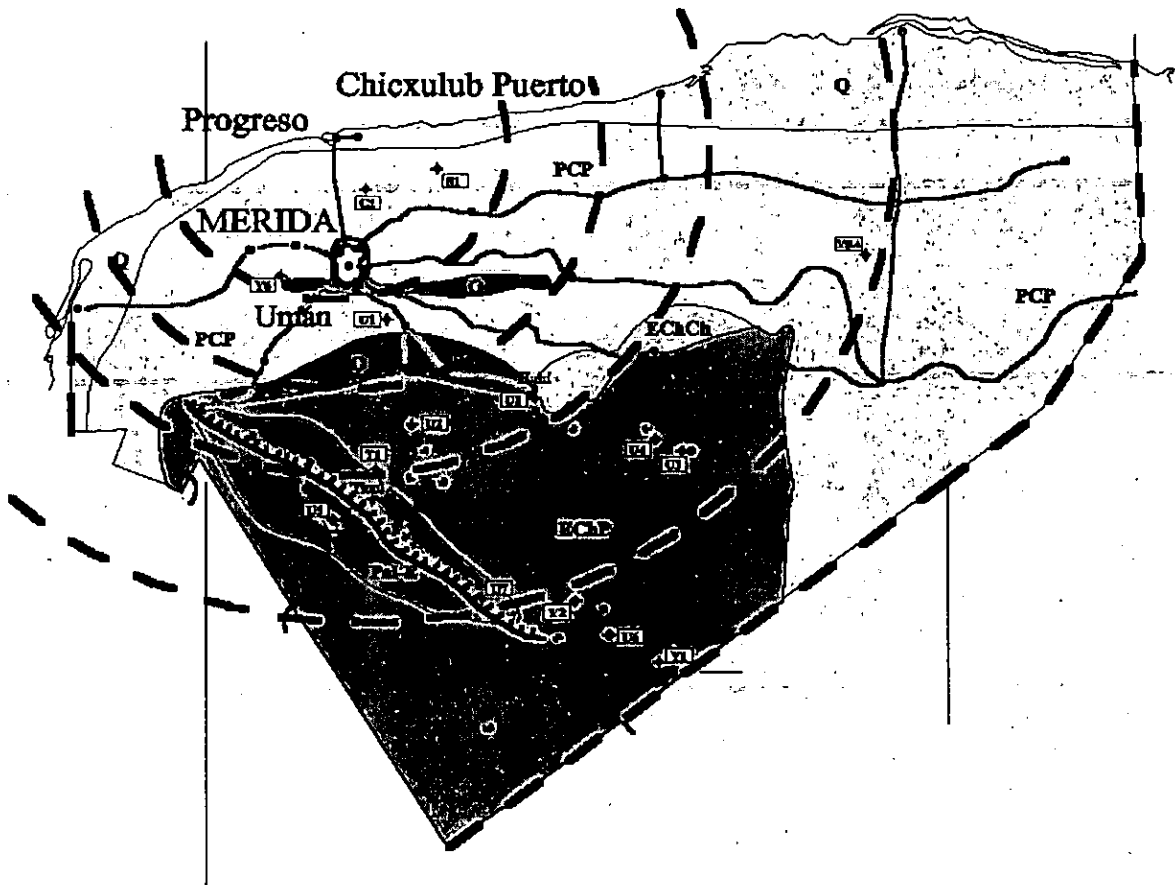


Figure 1.- Compiled geologic map of Yucatan. Gravimetric anomalies rings are from Sharpton et al. (1993). The map shows the location of PEMEX exploratory boreholes, Chicxulub-1, C1; Sacapuc-1, S1; Ticul-1, T1; Yucatan-6, Y6 and UNAM scientific shallow drilling program boreholes, UNAM-1, U1; UNAM-2, U2; UNAM-3, U3; UNAM-4, U4; UNAM-5, UNAM-5; UNAM-6, UNAM-6; UNAM-7, UNAM-7 and UNAM-8, U8.

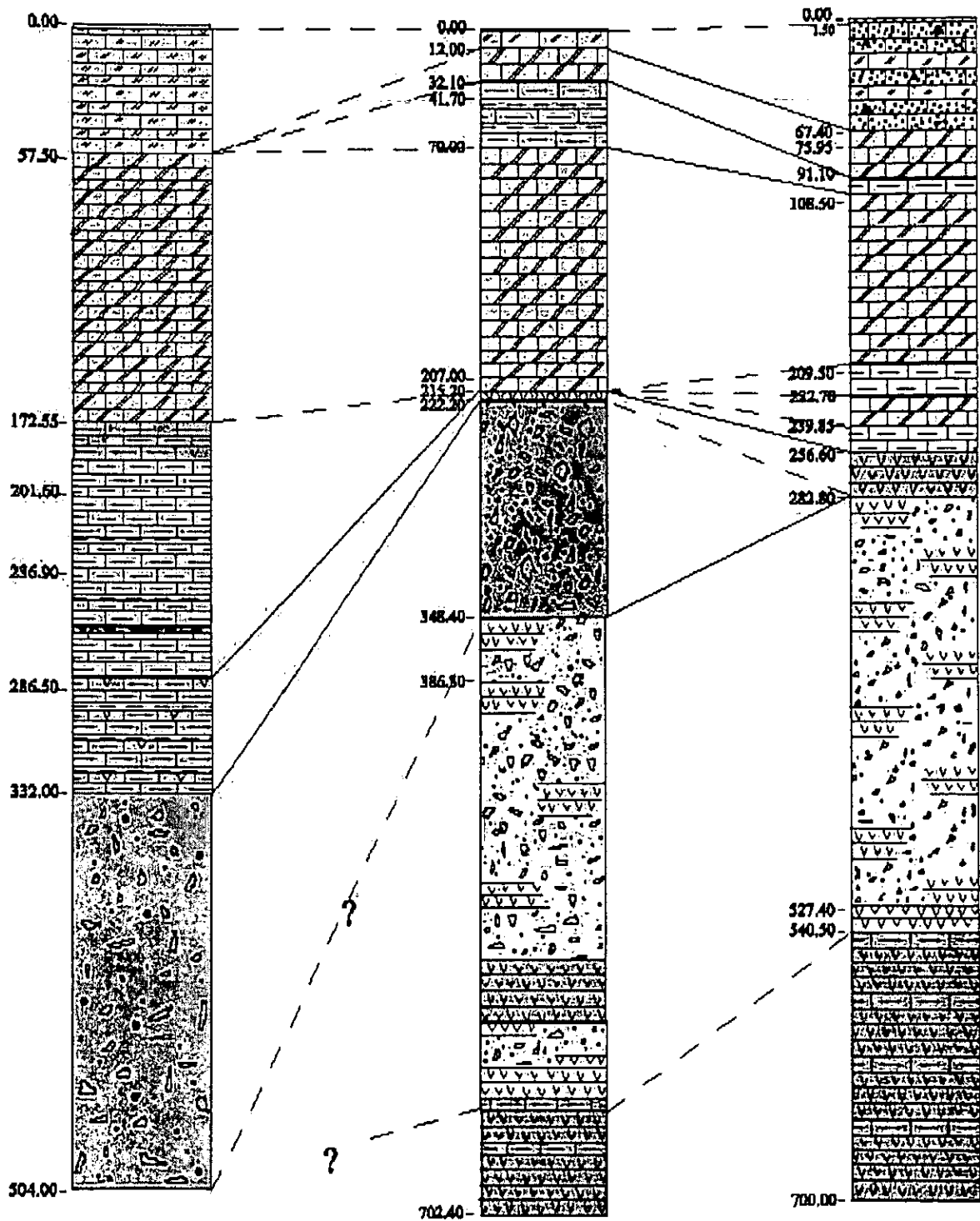
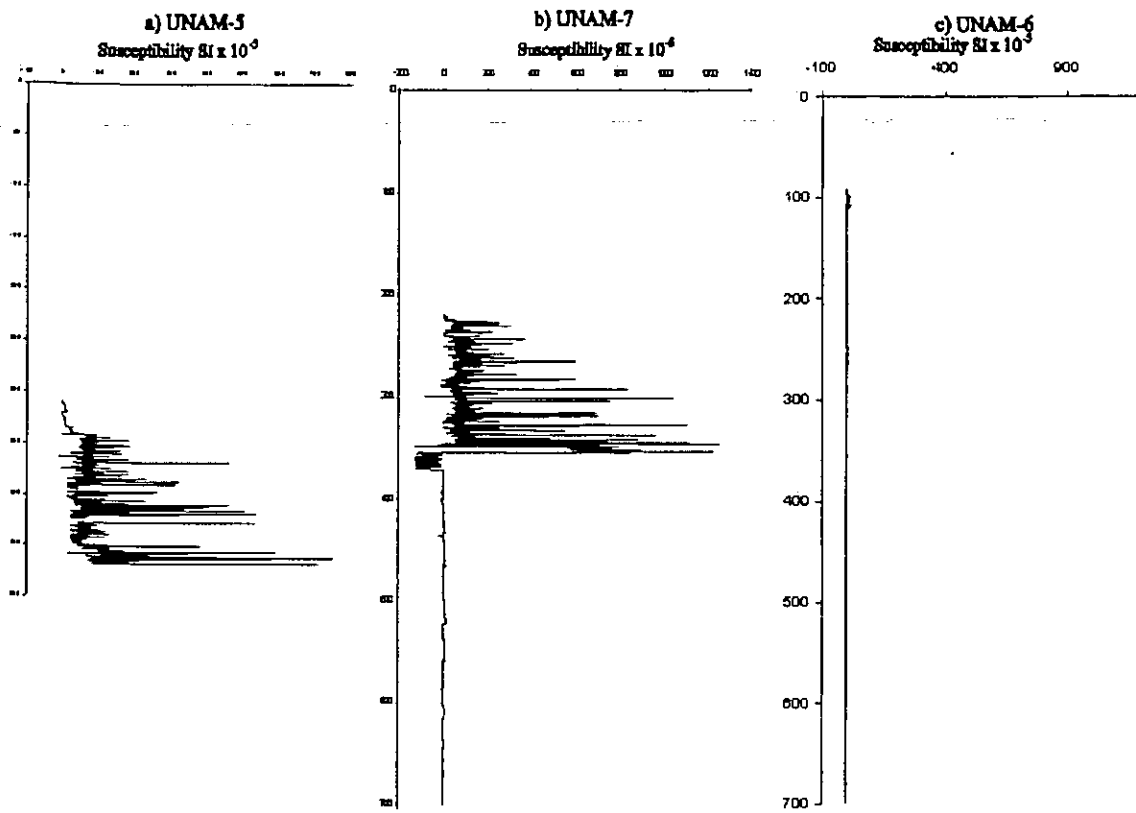


Figure 2.- Lithological correlation of the three boreholes that sampled the impact breccias. A) UNAM-5 and b) UNAM-7 boreholes, sampled the upper suevite-like breccia. A) UNAM-5 shows a 3 m thick horizon of suevite-like breccia towards the upper part of the sequence (242.15 m to 245.15 m) b) UNAM-7 and c) UNAM-6, sampled the bunte-like breccia. UNAM-7 was the only borehole that sampled both units.



Depth in meters from ground level

Figure 3.- Susceptibility behavior in a) UNAM-5 borehole, b) UNAM-7 borehole and c) UNAM-6 borehole. Boreholes are in radial order from the center of the crater. Units are in  $SI \times 10^{-5}$ .

# Power Spectrum UNAM5 vs. UNAM7

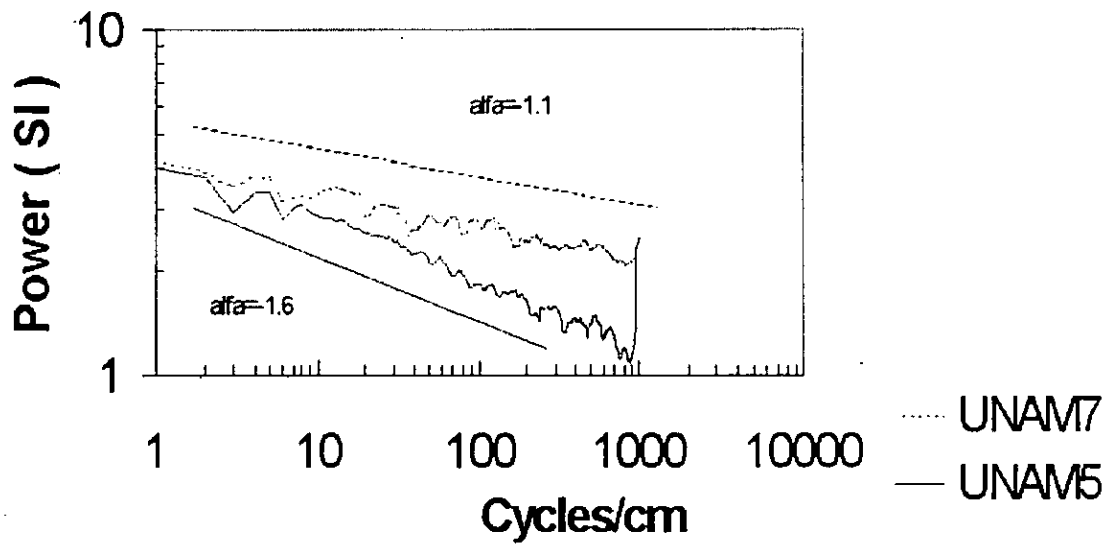


Figure 4.- Fourier power spectrum of the susceptibility behavior in the suevite-like breccia of UNAM-5 and UNAM-7 boreholes. The straight line is for slope comparison. The slope was calculated using "least squares fitting", and it represents the "fractal dimension" for the power law:  $P=Ck^\beta$ .

## Cross Correlation of UNAM5 vs. UNAM7

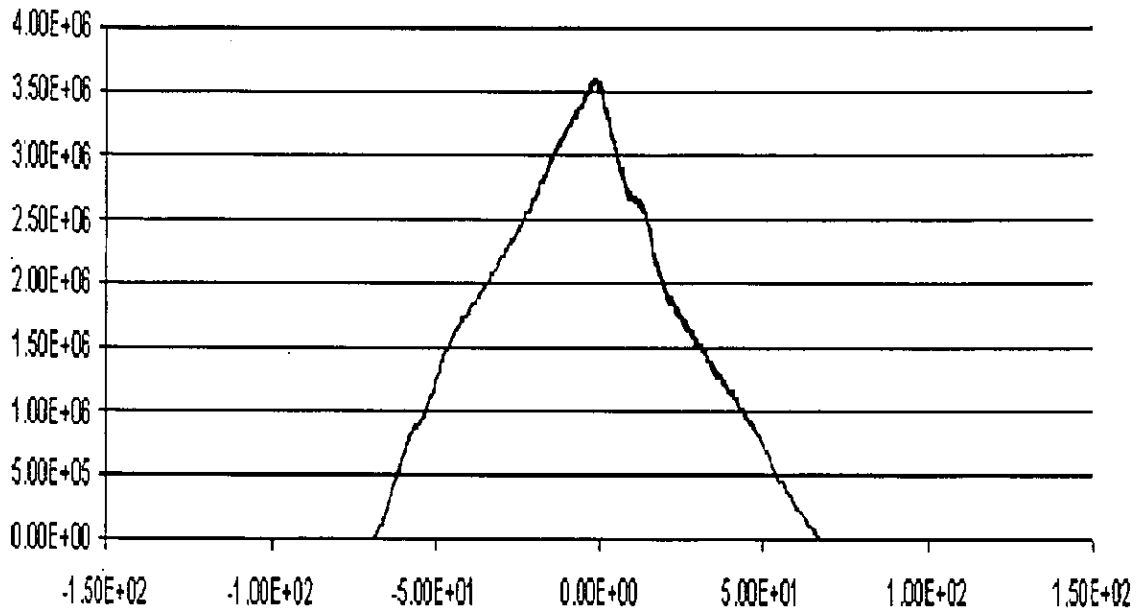


Figure 5.- Cross correlation function of UNAM-5 and UNAM-7 time series.  $\tau = 1.6$ , which yields a good correlation between the two series.

## **Magnetostratigraphy of the K/T Boundary and Early Paleocene from the Chicxulub Impact Crater**

Rebolledo-Vieyra, Mario and Jaime Urrutia-Fucugauchi

Laboratorio de Paleomagnetismo, Instituto de Geofisica, UNAM, Circuito Exterior S/N, Cd. Universitaria, Coyoacan, D.F., 04510, Mexico

### **Abstract**

We report the magnetostratigraphy of K/T boundary and the first 15 meters of the Tertiary sedimentary sequence recovered from the Chicxulub Impact Crater by the UNAM Scientific Shallow Drilling Program. Three geomagnetic polarities were determined from the upper Cretaceous to the first 15 meters of the lower Tertiary sedimentary sequence. The Polarities recorded span from the magnetochron 29R to 28N in a 15 m interval, ~2.5 Ma time span, yielding sedimentary rates of ~1 mm/170 ky for boreholes UNAM-5 (110 km from the center of the crater) and UNAM-7 (127 km from the center of the crater), which can be associated to a basinal sea deposition environment. In these boreholes we found a 50 cm interval between the 29R and the 29N chrons, suggesting that the sedimentation during the 100,000 years from the K/T boundary to the polarity shift, was either interrupted or eroded. Within borehole UNAM-6 (152 km from the center of the crater) it appears that the sedimentary sequence containing magnetochron 29N is missing, the lack of the suevite-like unit, the long duration of a reversal event within the base of the sequence and an unusually low sedimentary rate of 1 m/300 ky, indicate an important hiatus within the K/T boundary and the Tertiary sedimentary sequence.

### **Introduction**

Since the discovery of the Chicxulub Impact Crater in the early 80's (Penfield and Camargo, 1981), several geophysical surveys had focused in characterized the size and morphology of the crater (Sharpton et al., 1990; Hildebrand et al., 1991; Pope et al., 1991; Pope et al., 1996; Morgan et al. 1997; Snyder et al. 1997; Morgan et al. 2000,), but direct information on the nature of the target lithology and the nature of the Yucatan block basement is scarce (Cornejo-Toledo et al., 1950; Lopez-Ramos, 1973, 1975 and 1983; Weidie et al., 1985, Ward et al., 1995). Until recently, some authors incorporated data from boreholes (Hildebrand et al., 1998; Rebolledo-Vieyra et al., 1999; Rebolledo-Vieyra et al., 2000). Additionally, samples from the Chicxulub suevitic breccia and from PEMEX boreholes (Rebolledo-Vieyra et al., 2000, Vera-Sanchez, 2000) have yielded information on the nature and magnetic characteristic of the crystalline Paleozoic basement of the Yucatan block. However studies related to the post-impact geological history, the sedimentary record and paleo-environment of the impact basin are necessary. In this paper we report the results of the magnetostratigraphy obtained from three boreholes of the UNAM Scientific Shallow Drilling Program, UNAM-5, UNAM-6 and UNAM-7 (Fig.- 1), corresponding to the upper suevitic-breccia, the K/T boundary and to the first 15 m from the base of the carbonate Tertiary sequence.



## Stratigraphy

Two units are documented as impact lithologies, an upper breccia (similar to the suevitic breccia documented in the Ries crater, Von Engelhardt, 1990; Newsom *et al.*, 1990). It is present in UNAM-5 (Fig. 2a), the contact with the Tertiary carbonates is at 332.0 m deep and the suevite-breccia has a thickness of 146 m, although the borehole did not reach the bottom of the unit. In UNAM-7, where it is 126.1 m thick (Fig. 2b), the contact with the Tertiary carbonates is at 222.2 m deep. The lower breccia (Bunte type, also described in the Ries crater, Stöffler, 1977; Hörz *et al.*, 1999; Von Engelhardt, 1990; Newsom, *et al.*, 1990) appears in UNAM-7, the contact between the upper and lower breccia is at 348.4 m deep and it has a thickness of 180 m (Fig. 2b) and in UNAM-6 no evidence of the upper breccia is found, the contact of the bunte-like breccia with the Tertiary carbonates is at 282.8 m deep, the thickness of the unit is 153.7 m (Fig. 2c). As in the Ries crater, the upper breccia lacks aerodynamically shaped bombs; this suggests that there was not any interaction with the atmosphere (Newsom *et al.*, 1990). The presence of angular to sub-rounded clasts from the crystalline basement (gneiss, diorite), fragments of melt and impact glass (black and dark green) and shocked quartz grains, present as well, allows an accurate correlation between the upper breccia in UNAM-5 (Fig. 2a) and UNAM-7 (Fig. 2b). The distribution of the clasts within the breccia is highly heterogeneous, this is a matrix-supported unit, but the matrix has the same bulk composition as the clasts (crystalline basement, melt, impact glass and occasionally carbonate clasts). The size of the clasts ranges from gravel to blocks (up to 5 cm in diameter). It is important to point at the fact that the unit below the Tertiary carbonates of UNAM-5, corresponds to a redopisted sandstone. This sandstone is a gray colored, fine grained, well sorted, unit; it shows planar and cross-bedded stratification. However, its magnetic-susceptibility (Rebolledo-Vieyra *et al.*, 1999) indicates that the magnetic mineralogy is the same as that of the suevitic-breccia. The cross-bedding and the sorting, suggest that this unit is a redeposited unit of the suevitic-breccia.

The lower unit of UNAM-5 is a matrix-supported breccia. The distribution of clasts is also highly heterogeneous, and the size of the clasts ranges from gravel to block size (up to 25 cm), the composition is mainly carbonate, crystalline limestones and anhydrite. The color is light brown to gray. Some clasts are strongly altered and the original lithology is difficult to identify. The next unit that can be correlated is a unit of dolomitized crystalline limestones, which forms the bulk of the carbonate sequence and are characterized by light cream to dark brown colors, compact appearance and a high degree of fracturing and fragmentation. Dolomitization appears in bands, replacing bivalves and corals by magnesium carbonate.

## Time Constrains

Swisher *et al.* (1992) reported a  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age for a sample of melt rock from the Chicxulub-1 borehole of  $64.98 \pm 0.05$  Ma, which, according to the geomagnetic polarity scale, correspond to the magnetochron 29R (Cande and Kent, 1995). Urrutia-Fucugauchi *et al.* (1994) reported the reverse polarity magnetization for a sample of melt from borehole Yucatan-6, which is also correlated to the 29R magnetochron which contains the K/T boundary.

## Magnetostratigraphy

We sampled the three boreholes that recovered the impact lithologies (UNAM-5, UNAM-6 and UNAM-7) (Figs. 1 and 2). Samples were taken every 50 cm, if the preservation conditions of the cores allowed it, starting at the last one meter of the suevitic-breccia (two samples from the suevitic-breccias) and finishing approximately 15 m above the contact between the breccias and the carbonate sequence, averaging 30 samples for each borehole, however few were lost during the preparation process. We only sampled the top one meter (two samples) from the breccia, under the hypothesis that the deposition of the breccias was instantaneous, making no sense to look for magnetic polarity changes within the whole breccia sequence.

Samples were analyzed in a Super Quantum Interference Device (SQUID) cryogenic magnetometer with background noise of  $10^{-9}$  A/m and were subjected to AF demagnetization from 0-100 Oe in 10 Oe steps, afterwards were thermally demagnetized from 0-400°C in 100°C steps, then 450°C, 500°C, 525°C and 550°C.

Samples from the suevite-like breccia had a magnetic intensity within the range of  $10^{-4}$  A/m and about  $10^{-7}$  A/m for carbonates and evaporites. Most of the samples were totally demagnetized between 300°C and 400°C (Fig. 3), these characteristics forced us to use only the AF and the 100°C and 200°C steps to calculate the mean direction for the samples.

Since our samples came from boreholes cores, without orientation, the declination were neglected and we've only calculated the inclination to get the polarity of each sample. Using standard least-squares fit (Kirschvink, 1980) and statistics (Fisher, 1953) we estimated the polarities of the samples (Fig. 4).

Three polarity changes were detected for the sequence within the three boreholes studied, two reverse (29R and 28R) and two normal (29N and 28N) (Figs. 5, 6 and 7). The tie point was apported by the radiometric age of the suevitic breccia, just below the K/T boundary, which correlates to the chron 29R. In the three boreholes, the polarity of the samples of suevite-like breccia have reversed polarity, followed by samples with normal polarity. We interpreted this change as the transition from the chron 29R to chron 29N (Fig. 5 and 7). However, in borehole UNAM-6, we observed a long reverse polarity event (Fig. 6), which spans from the suevite-like breccia to the first three or four meters of the Tertiary carbonates, in this case, we interpreted this long reverse event, as evidence of the absence of the sedimentary sequence containing the chron 29N, probably as consequence of the erosion, or non-deposition, of the sedimentary sequence coeval with this chron, the reverse event corresponds to chrons 29R and 28R. The behavior of the magnetic-susceptibility record lies within the diamagnetic range along the whole sequence of the borehole (502 m), since the sequence lacks of highly magnetic minerals of the suevite-like breccia (Rebolledo-Vieyra *et al.*, 1999), this evidence supports our interpretation of the magnetostratigraphy of borehole UNAM-6.

Once the magnetostratigraphy was established, we estimated the sedimentary rate for each borehole using the equation of Johnson and McGee (1983):

$$\Delta t = S\tau N$$

$$S = \frac{-\ln(1-2P)}{2}$$

$$P = \frac{R}{N-1}$$

$$sr = \frac{d}{\Delta t}$$

$\tau$  = arithmetic mean of the duration of the polarities within the sequence

S = Sediments accumulated

N = Number of intervals sampled

R = Number of reversals within the sequence

D = Thickness of the sequence

sr = Sedimentary rate

The sedimentary rates calculated for each borehole are shown in table 1. It is important to point out that boreholes UNAM-5 and UNAM-7 have similar calculations, and therefore similar sedimentary rates, since they have the same number of polarity changes, and the same chrons, in the approximately same thickness. These sedimentary rates are rather low, this characteristic can be explained in two ways, one explanation can be a very low sedimentary deposition itself, or a series of erosional events that took away segments of the sequence. According to Sadler (1981), the accumulation rates in small basinal seas, for time spans of  $\sim 10^8$  years, can be as low as 1 mm/1000 yr, which is a good model for the Chicxulub impact crater that probably behaved as a closed basin after the impact.

### Conclusions

A sharp contrast of the NRM from the suevitic-breccia and the Tertiary carbonates have been established for three of the Chicxulub Impact Crater recovered by the UNAM Scientific Drilling Program. In turn, this sharp contrast, tied to radiometric age of the impact melt, can be correlated to the K/T boundary and the mass extinctions events. Several models suggested that, after the impact, the crater became a closed basin, our results yielded low accumulation rates of sediments for the crater, suggesting, not only that the crater acted as a closed basin, but that there was any sedimentation at all, at least for several thousand years. UNAM-6 boreholes exhibit a very interesting characteristic, an important segment of the sequence is missing, that we interpreted as this segment was eroded, or not deposited at all?, suggesting that this portion of the sequence was deposited outside the closed-basin.

### References

Connors, M., A. R. Hildebrand, M. Pilkington, C. Ortiz-Aleman, R.E. Chavez, J. Urrutia-Fucugauchi, E. Graniel-Castro, A. Camara-Zi, J. Vasquez and J.F. Halpenny (1996) Yucatan karst features and the size of Chicxulub crater, *Geophys. J. Int.* No. 127, pp. F11-F14.

- Cornejo-Toledo, A., Hernandez-Osuna, A., (1950) Las anomalías gravimétricas en la cuenca salina del istmo, planicie costera de Tabasco, Campeche y Yucatán. Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol., Vol. 2, pp. 453-460.
- Fisher, R.A. (1953) Dispersion on a sphere, Proc. Roy. Soc. London, Vol. A217, pp. 295-305.
- Hildebrand, A.R., G.T. Penfield, D.A. Kring, M. Pilkington, A. Camargo, S.B. Jacobsen, W.V. Boyton (1991) Chicxulub Crater: A possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater on the Yucatán Peninsula, Mexico. *Geology*, vol. 19, pp. 867-871.
- Johnson N.M. and McGee V.E., (1983): Magnetic polarity stratigraphy: Stochastic properties of data, sampling problems, and the evolution of interpretations, *J. Geophys. Res.* Vol. 88, pp. 1213-1221.
- Kirschvink, J.L. (1980) The Least-Square Line and Plane and the Analysis of Palaeomagnetic Data, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, Vol. 62, pp. 699-718.
- Lopez-Ramos, E. (1973) Estudio geológico de la Península de Yucatán, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Boletín, Vol.25, pp. 23-76.
- Newsom, H.G., G. Graup, D. Fseri, J. Geissman and K. Keil (1990) The formation of the Ries crater, West Germany: Evidence of atmospheric interactions during a large cratering event, in: *Global Catastrophes in Earth History: An Interdisciplinary conference on Impacts, Volcanism and Mass Mortality*, edited by V.L. Sharpton and P.D. Ward, *Geol. Soc. Am.*, sp. Pap. 247, pp. 196-206.
- Penfield, G.T. and A. Camargo (1981) Definition of a major igneous zone in the central Yucatán platform with aeromagnetism and gravity. *Soc. Explor. Geophys. Annu. Meeting, Tech. Progr. Abstracts*, Vol. 51, pp. 37 (abstr).
- Perry, E., L. Marín, J. McClain, G. Velázquez (1995) Ring of Cenotes (sinkholes), northwest Yucatán, Mexico: Its hydrogeologic characteristics and possible association with the Chicxulub impact crater. *Geology*, V. 23, No. 1, pp. 17-20.
- Pope, K. O., C. Ocampo, and C.E. Duller (1991) Mexican site for K/T impact crater?, *Nature*, V. 351. pp. 105.
- Pope, K. O., A. C. Ocampo, G.L. Kinsland, R. Smith (1996) Surface expression of the Chicxulub crater. *Geology*, V. 24, pp. 527-530.
- Rebolledo-Vieyra, M. and J. Urrutia-Fucugauchi (1999) High-resolution magnetic susceptibility record of the impact lithologies of the Chicxulub impact crater, *American Geophysical Union, San Francisco, CA*, Vol. 80, No. 46, EOS, Transactions, pp. F595.
- Rebolledo-Vieyra, M., J. Urrutia-Fucugauchi, L. Marín, A. Trejo-García, A.M. Soler-Arechalde and V.L. Sharpton (2000) UNAM Scientific Shallow Drilling Program of the Chicxulub Impact Crater, *International Geology Review*, Vol. 42, No. 10, pp. 948-972
- Sadler, P.M. (1981) Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections. *Journal of Geology*, Vol. 89, pp. 569-584.

- Sharpton, V.L., G.B. Dalrymple, L.E. Marin, G. Ryder, B.C. Shuraytz and J. Urrutia-Fucugauchi (1992) New links between the Chicxulub impact structure and the Cretaceous/Tertiary boundary. *Nature*, 359, pp. 819-821.
- Stöffler, D. (1977) Research drilling Nördlingen 1973: polymictic breccias, crater basement and cratering model of the Ries impact crater. *Geol. Bavarica*, No. 75, pp. 443-458.
- Swisher, C.C., and 11 others (1992) 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*, Vol. 257, pp. 954-958.
- Urrutia-Fucugauchi, J., L. Marin and V.L. Sharpton (1994) Reverse polarity magnetized melt rocks from the Cretaceous/Tertiary Chicxulub structure, Yucatan peninsula, Mexico, *Tectonophysics*, No. 237, pp. 105-112.
- Von Engelhardt, W. (1990) Distribution, petrography and shock metamorphism of the ejecta of the Ries crater in Germany- A review. *Tectonophysics*, No. 171, pp. 259-273.
- Ward W.C., G. Keller, W. Stinnesbeck, T. Adatte (1995) Yucatan subsurface stratigraphy: Implications and constraints for the Chicxulub impact. *Geology*, Vol. 23, No. 10, pp. 873-876.
- Weidie, A.E. (1985) Geology of the Yucatan Platform, Part I, in: Ward, W.C. et al., eds. *Geology and hydrology of the Yucatan and Quaternary geology of northeastern Yucatan Peninsula*, New Orleans, Louisiana, New Orleans Geological Society, pp. 1-19

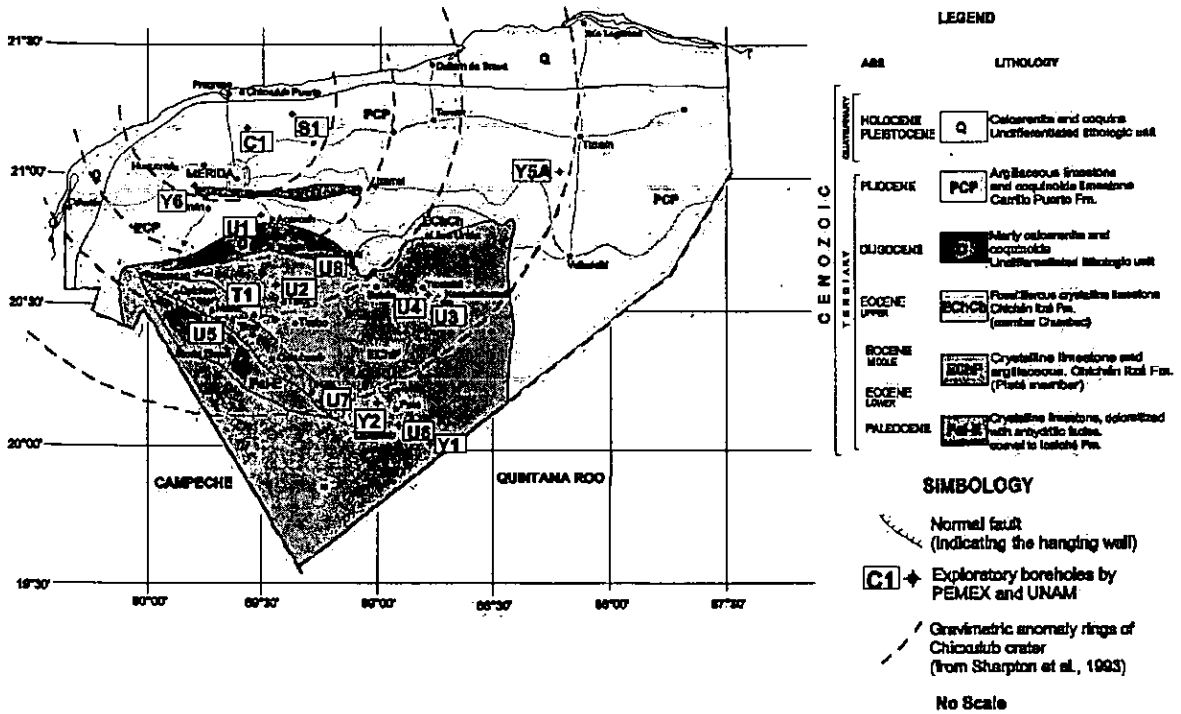
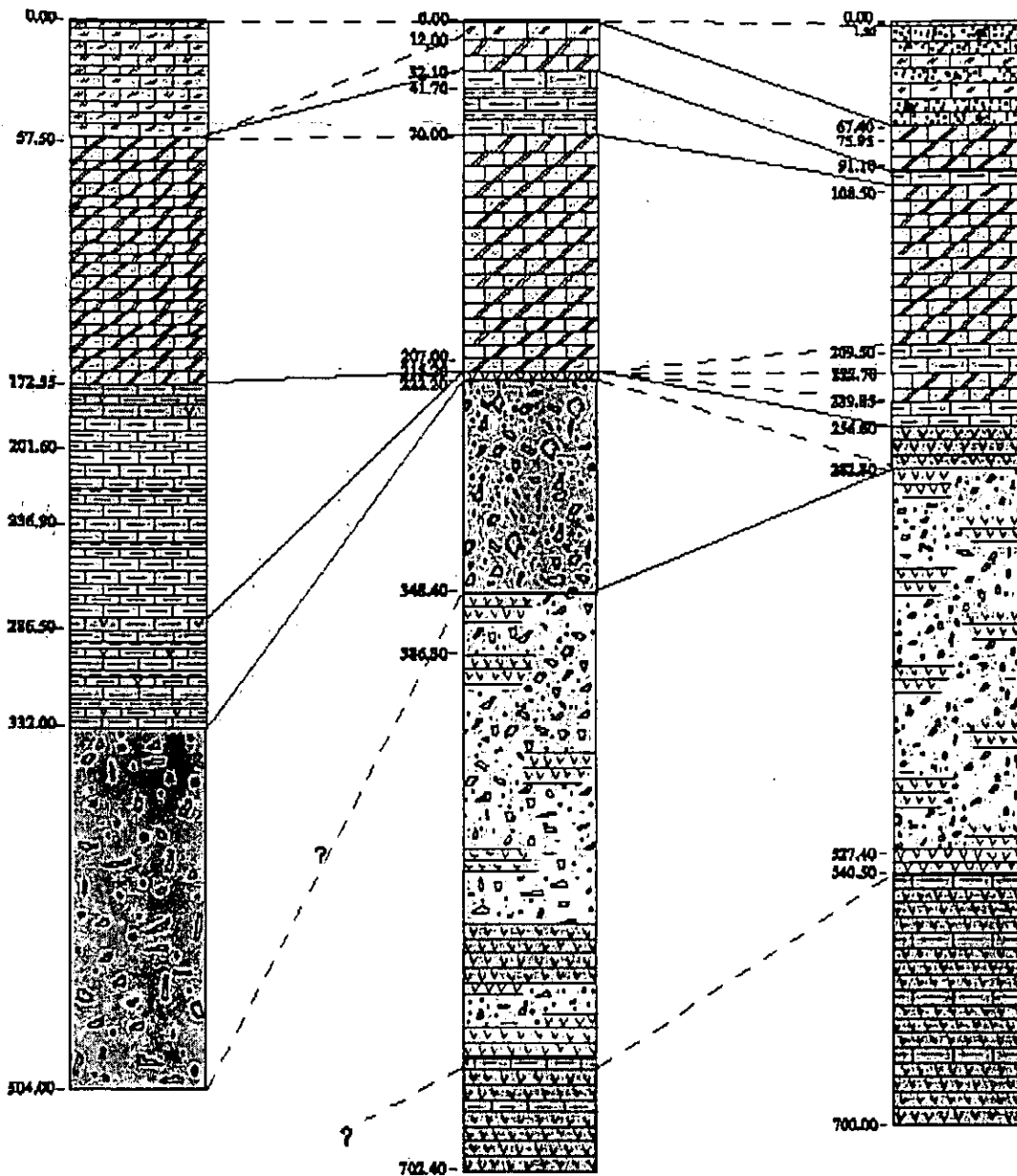


Figure 1.- Geologic map of Yucatán, showing the borehole's locations. PEMEX boreholes: Chicxulub-1, C1; Ticul-1, T1; Yucatan-1, Y1; Yucatan-6, Y6; UNAM boreholes: UNAM-1, U1; UNAM-2, U2; UNAM-3, U3; UNAM-4, U4; UNAM-5, U5; UNAM-6, U6; UNAM-7, U7; UNAM-8, U8. The red semi-circles correspond to gravity anomalies from Sharpton et al. (1991).



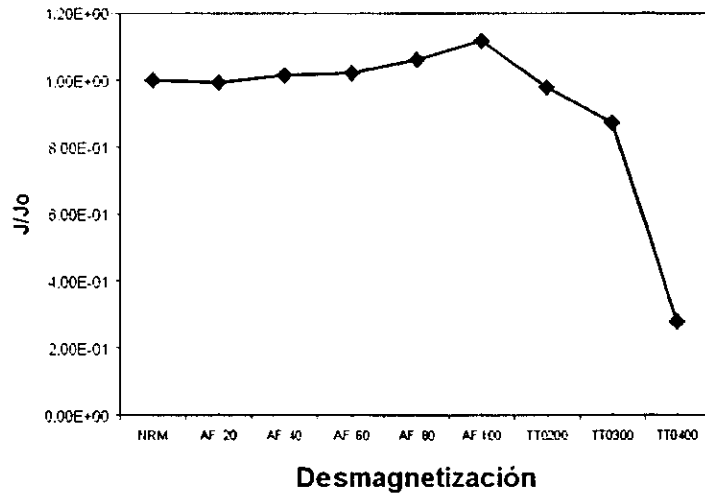
**A) Scale 1:3000  
UNAM-5  
Santa Elena**

**B) Scale 1:4000  
UNAM-7  
Tekax**

**C) Scale 1:4000  
UNAM-6  
Peto**

Figure 2.- Lithologic correlation of the three boreholes. (Modified from Rebolledo-Vieyra et al., 2000)

a)



b)

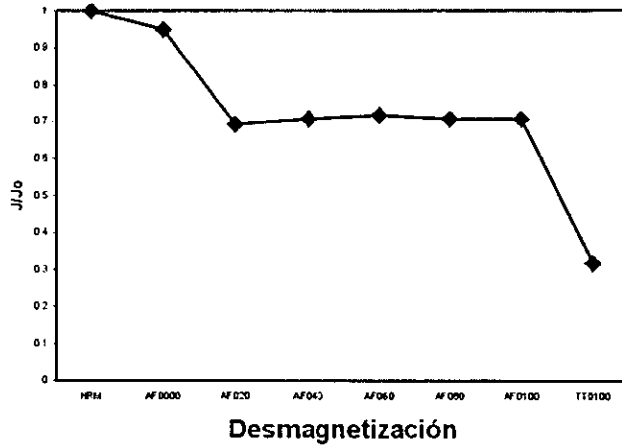


Figure 3.- Demagnetization paths for: a) Sample of suevitic-breccia from UNAM-7; b) Sample of bunte-like breccia from UNAM-6; c) Sample of crystalline-limestone from UNAM-5.



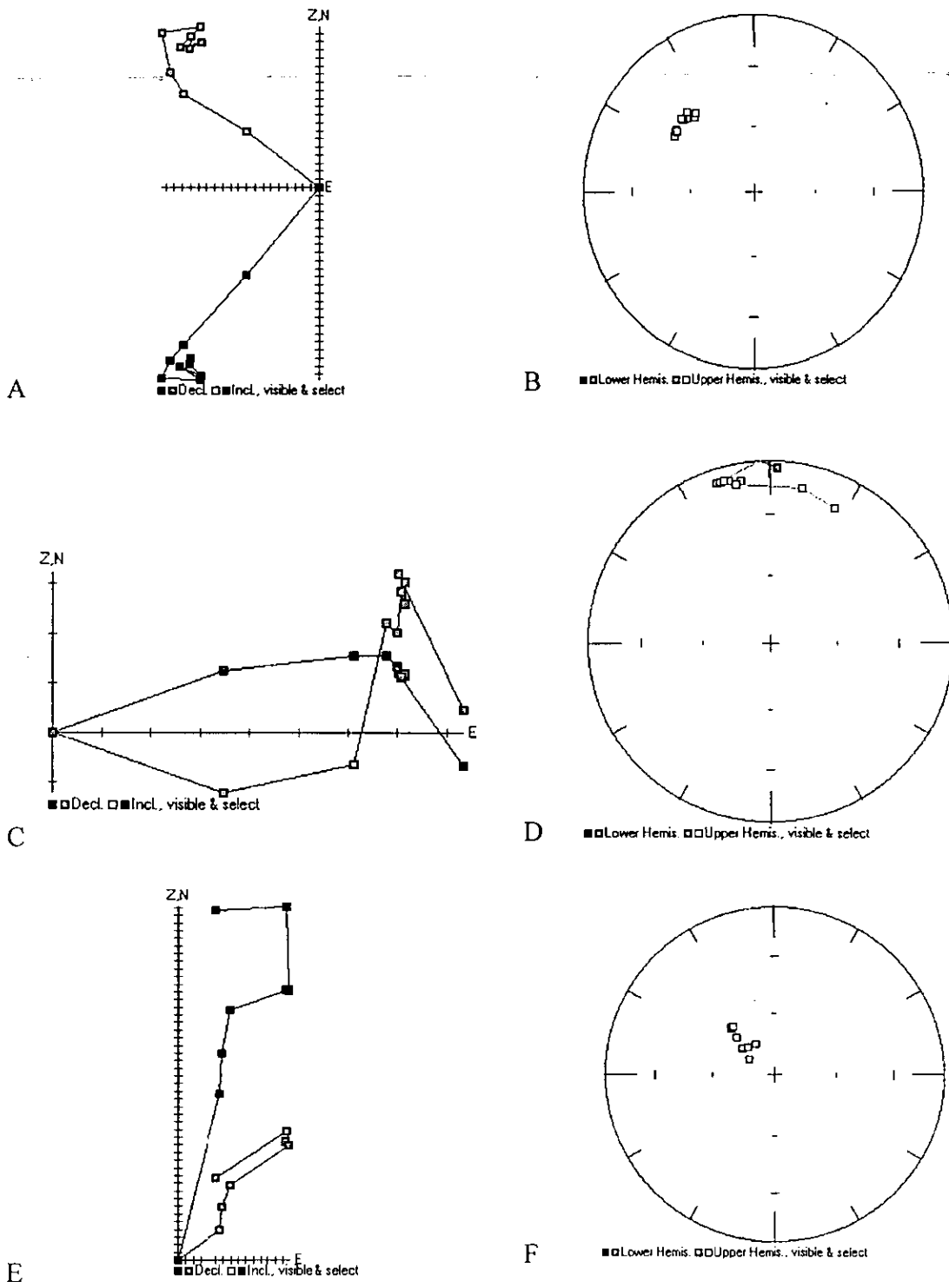


Figure 4.- Zijderveld diagrams for: a) Sample of suevitic-breccia from UNAM-7; b) Sample of bunte-like breccia from UNAM-6; c) Sample of crystalline-limestone from UNAM-5. All the least-squares fits have a maximum angular deviation of  $< 10^\circ$ .

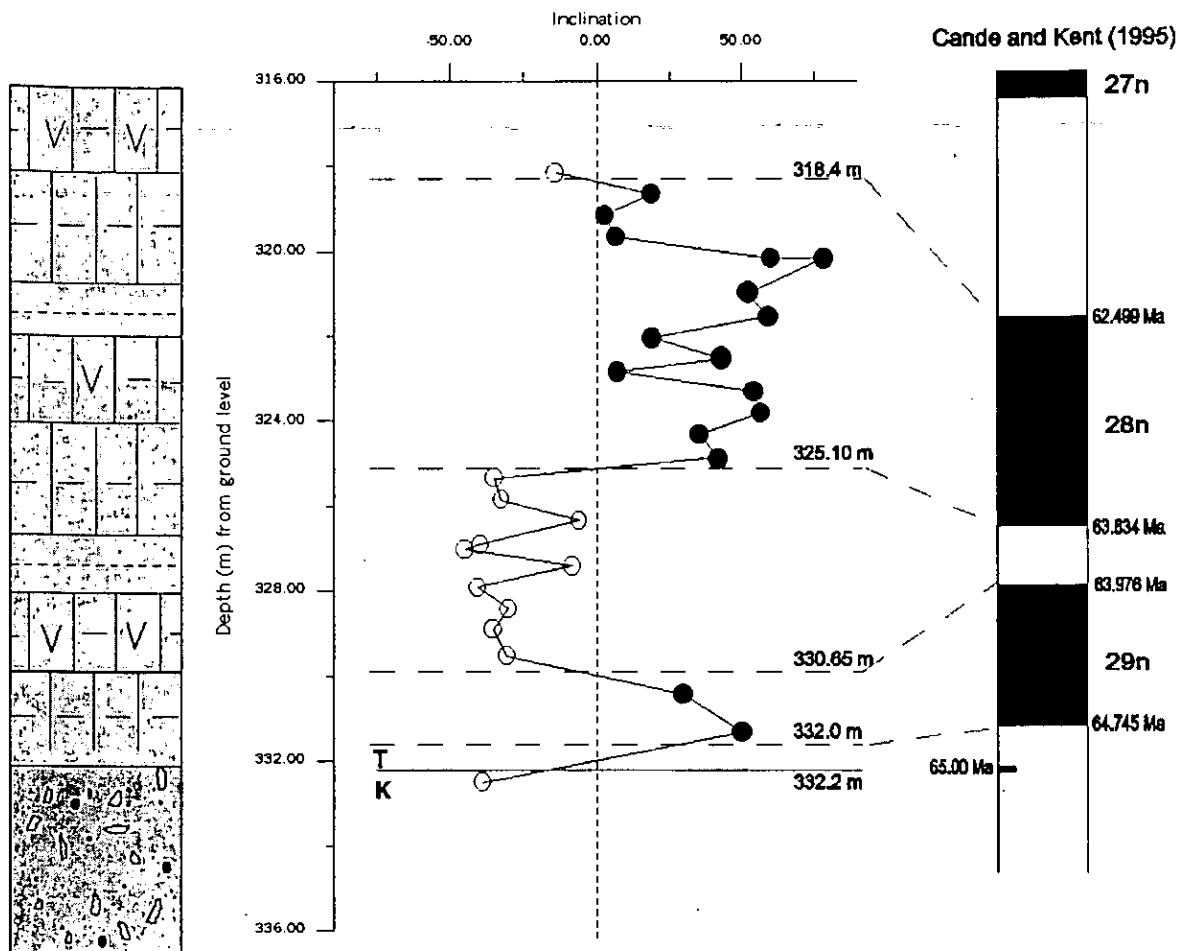


Figure 5.- Lithology, magnetostratigraphy and age constrains for borehole UNAM-5. K = Cretaceous; T = Tertiary; continous line = K/T boundary.

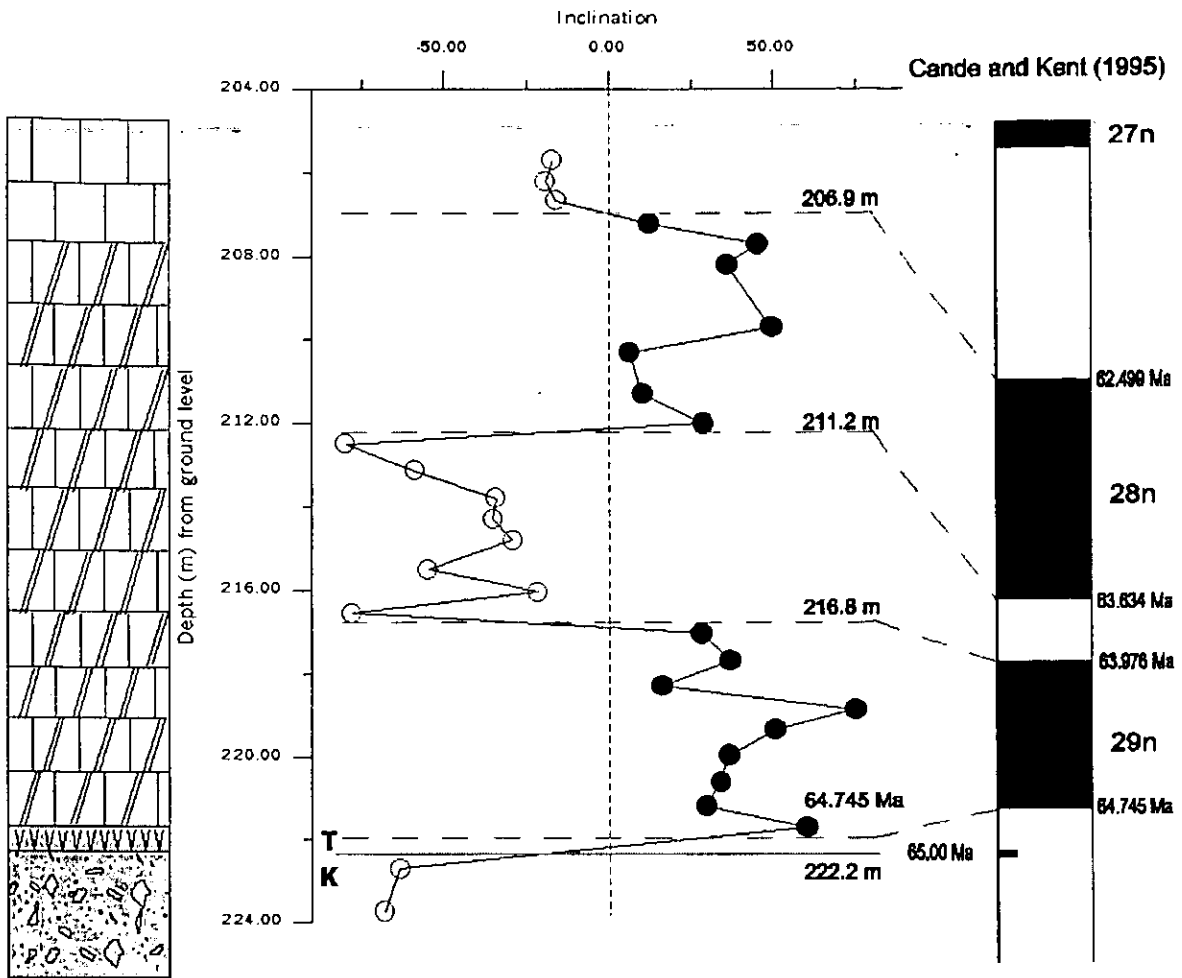


Figure 6.- Lithology, magnetostratigraphy and age constraints for borehole UNAM-7. K = Cretaceous; T = Tertiary; continuous line = K/T boundary.

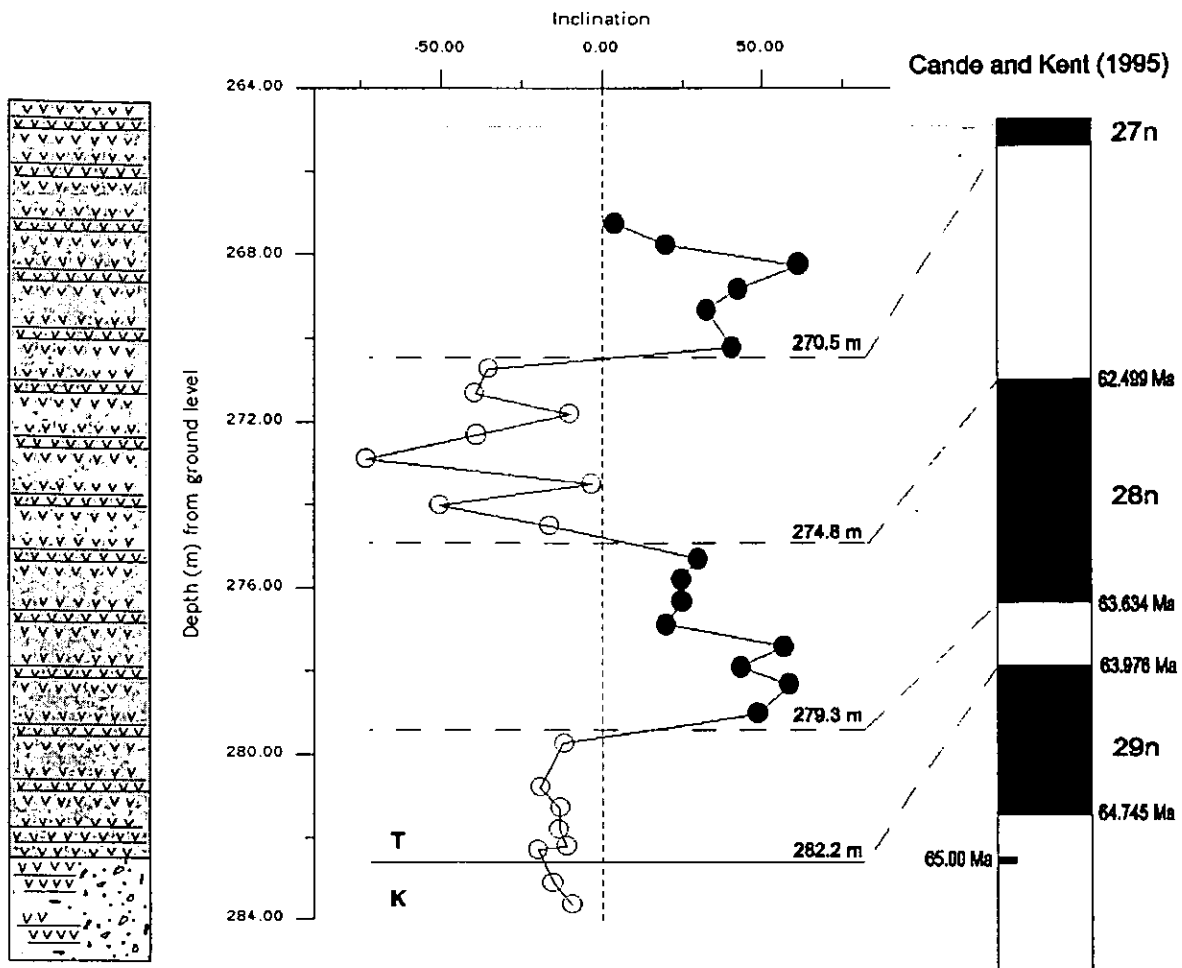


Figure 7.- Lithology, magnetostratigraphy and age constrains for borehole UNAM-6. K = Cretaceous; T = Tertiary; continous line = K/T boundary.

Table 1. Parameters and sedimentary rates calculated for each borehole

Borehole	D (mm)	$\tau$ (yr)	N	S	R	$\Delta t$ (yr)	SR (mm/yr)
UNAM-5	15,000	748,000	26	0.137	3	2,660,000	1/176
UNAM-6	15,000	1,241,000	22	0.168	3	4,580,000	1/302
UNAM-7	15,000	748,000	24	0.150	3	2,690,000	1/177

## **Aeromagnetic Anomaly Interpretation to Assess the Site for the Chicxulub Scientific Deep-Drilling Program**

Rebolledo-Vieyra, Mario, Héctor López-Loera and Jaime Urrutia-Fucugauchi  
Laboratorio de Paleomagnetismo, Instituto de Geofísica, UNAM, Circuito Exterior S/N, Cd. Universitaria, Coyoacán, D.F., 04510, Mexico

### **Abstract**

We propose an updated model of the Chicxulub impact structure using new models for the aeromagnetic anomaly data. Studies of the magnetic susceptibility variation along the lithologic column in the crater reveal that the suevite-like breccias have a stronger magnetic signature than that of the impact-melt. The crystalline component estimated from clasts analyses in the suevite-like breccias has a higher magnetic susceptibility (up to  $1200 \times 10^{-5}$  SI) than that of the impact melt ( $\sim 500 \times 10^{-5}$  SI) and the crystalline basement ( $400 \times 10^{-5}$  SI). Reduction to the pole and downward continuations document a fragmented character of the anomaly. The second-derivative of the magnetic anomaly depicts five concentric rings within the anomaly, the last ring correlates with the cenote ring, supporting its relation with the buried structure. The analytical signal and the radially averaged spectrum yield an estimate of the depth to the magnetic sources, ranging from 1000 to 6000 m. Using this data, new 2-D magnetic models were developed, which suggest that the fragmented character of the northern portion of the crater might be controlled by a system of vertical faults. The main central anomaly is produced by a central uplift that is  $\sim 2500$  m deep, from ground level, in the central area of the crater.

### **Introduction**

Geophysical survey provided the first indications about the Chicxulub crater buried under the thick carbonate sequence in northwestern Yucatan, Mexico (Penfield and Camargo, 1981). Geophysical modeling has documented the structure of a large well preserved crater (Sharpton et al., 1990; Hildebrand et al., 1991; Pope et al., 1991; Swisher et al., 1996), but direct information on the nature of the target lithology and the nature of the Yucatan block basement was scarce (Cornejo-Toledo et al., 1950; Lopez-Ramos, 1973, 1975 and 1983; Weidie et al., 1985, Ward et al., 1995), and this lack of information prevented those geophysical models from vital pieces of information. Until recently, some authors incorporated data from wells (Hildebrand et al., 1998; Rebolledo-Vieyra et al., 1999; Rebolledo-Vieyra et al., 2000) that had helped to constrain these models. Additionally, samples from the Chicxulub suevitic breccia and from PEMEX boreholes (Rebolledo-Vieyra et al., 2000, Vera-Sanchez, 2000) have yielded information on the nature and magnetic characteristic of the crystalline Paleozoic basement of the Yucatan block. In this work, we report a reinterpretation of aeromagnetic data from Pilkington et al. (1994) and Ortiz-Aleman (1999) incorporating paleomagnetic data obtained from boreholes (Urrutia-Fucugauchi et al., 1994) and geochemical analyses of crystalline basement clasts from the UNAM and PEMEX boreholes (Vera-Sanchez, 2000). From the aeromagnetic anomaly, we proposed new 2-D models.

Investigations on other terrestrial impact structures and laboratory experiments, have documented wide ranges in the magnetic properties (i.e. magnetic susceptibility ranges from diamagnetic range, 0.00 S.I. to  $1,200 \times 10^{-5}$  S.I.). In general it is considered that the shock produces a drop in the magnetic susceptibility and often in the natural remanent magnetization (NRM) (Plado et al., 1999). Lithologies like the impact melt that cool down

slowly may acquire a thermal remanent magnetization (TRM) in the direction of the present magnetic field (e.g., Manicouagan). However in some cases, like in complex craters, the impact lithologies may acquire a new remanence by transient stresses; i.e. the shock remanence magnetization (SRM) along the direction of the Earth's magnetic field at the time of impact. The magnetic anomaly of the Chicxulub crater is an excellent example of a complex crater geophysical signature, and in geophysical models, it has a circular shape, a large positive central anomaly and it is surrounded by a negative magnetic anomaly.

## Results

To describe the NRM and magnetic susceptibility in the models, we used the data from measurements of the samples from the UNAM's Scientific Shallow Program (Rebolledo-Vieyra et al., 2000) performed in our laboratory. We obtained a high-resolution record of the magnetic susceptibility behavior from 3 boreholes drilled by the UNAM Shallow Scientific Drilling Program (Rebolledo-Vieyra, 1999); from this study we obtained detailed data of the magnetic susceptibility of the suevitic breccia, which has a mean magnetic susceptibility of  $229 \times 10^{-5}$  SI, but it shows values as high as  $1200 \times 10^{-5}$  SI, bunte breccia with a susceptibility mean within the diamagnetic range and from individual clasts of impact-melt,  $500 \times 10^{-5}$  SI and crystalline basement,  $400 \times 10^{-5}$  SI and from the carbonates and anhydrites as well, their magnetic susceptibility is also within the diamagnetic range. The  $\text{Ar}^{39}/\text{Ar}^{40}$  dates reported by Swisher et al. (1992, from glass recovered from the same unit of Yucatan-6) and by Sharpton et al. (1992, from melt samples recovered from the PEMEX borehole Chicxulub-1) of 65 M.y., and the magnetic polarity of melt, investigated by Urrutia-Fucugauchi et al. (1994, from a sample recovered from PEMEX borehole Yucatan-6) reported reverse polarity, which agrees with expected polarity of chron 29R which spans the K/T boundary. Considering this data we assumed a  $-41^\circ$  inclination and a declination of  $163^\circ$  using the North America paleopole from Irving and Irving (1982) for our models.

We processed the aeromagnetic grid that is 171 x 171 km with 1 km intervals, and flight altitude of 450 m. The process consisted in reduction to the pole (Figure.- 2a), second derivative of Z (Figure.- 2b), pseudogravity (Figure.- 2c) and downward continuation (Figure.- 2d); we also calculated the radial average spectrum to estimate the depth to sources (Figure.- 2e). Using this data we modeled four profiles, oriented N-S, E-W,  $\text{N}45^\circ\text{E}$  and  $\text{N}45^\circ\text{W}$  (Figure.- 1). From this process we constrained the principal structures of the crater as being fragmented in several magnetic domains, considering as a magnetic domain, a region with similar magnetic properties and null, or very weak, magnetic susceptibility contrast, when a visible contrast of the magnetic susceptibility is noticed within the domain, we call it a magnetic subdomain (Figure.- 2).

## Magnetic Anomaly

The analysis of the magnetic survey (Figure.- 1a) shows that the Earth's magnetic field configuration has three aeromagnetic domains. Two magnetic subdomains form the first domain; the first of them is characterized by one dipolar magnetic anomaly that is located at the central part of the configuration extending onshore and offshore. It has, at least, three magnetic highs, one of them has an isolated maximum and the other two have dipolar distances between 7 and 10 km. This subdomain is associated with magnetic responses of long wavelengths and large amplitudes. The second magnetic subdomain is located SE from the first subdomain and it is completely onshore. The magnetic configuration of this anomaly has three anomalous zones, with normal dipolar behavior; the dipolar distances range from seven to eight km. This magnetic subdomain is formed by responses of long wavelengths and intermediate amplitudes. According to the configuration of the total magnetic field in

Chicxulub, this aeromagnetic domain has an elongated form striking N80W, with a maximum longitude of 70 km and 40 km perpendicular to that. The second aeromagnetic domain is located SW from the zone surveyed, and is characterized by an isolated high anomaly with an oval shape striking NW, defined by long wavelengths and large amplitudes. Even though, the anomaly is not well defined, we can tell that its minimum dimensions are 64 km, striking NW and 50 km, striking NE. The third magnetic subdomain is located NE from the surveyed area and it has an elongated shape with more than 50 km long in each direction. The configuration reflects the presence of main lineaments striking NE-SW and NW-SE that limit the impact structure. Within the magnetic zones, secondary lineaments can be observed plus an E-W lineament that, apparently, limits the magnetic anomaly that forms the first magnetic subdomain this fragmented character can be associated to faults and/or fractures. From these data we estimated the radially average spectrum (Figure.- 1b), assuming that the ejecta blanket within the crater behaves as a coherent and continuous deposit, allowing us to estimate the depth to the sources about ~6,000 m within the center of the structure to ~500 m towards the edge of the anomaly.

### **Reduction to magnetic pole**

The configuration of the magnetic field reduced to the pole shows the presence of three magnetic domains (Figure.- 2a). The first magnetic domain is located in the central part, and apparently, it is formed by four magnetic anomalies with dipolar behavior. The first of them is located NW within the domain, it is elongated, striking NNE and it has a polar distance of 17 km and it is associated to a magnetic response of short-long wavelengths and intermediate amplitude. The second anomaly is located within the NW central portion of the magnetic domain and it is formed by a, apparently, normal dipolar anomaly, elongated and striking ENE, its polar distance is ~17 km. This anomalous zone consist in two positive high that in the north, as in the south, present dipolar behavior, to the north has normal polarity and to the south it has reverse polarity. A probable weakness zone, striking ENE that borders the anomalous zone, divides the two lobes. These subdomain present magnetic signals of long wavelengths and large amplitudes. The third anomalous zone of this magnetic domain is formed by a normal dipolar anomaly, elongated, striking N-S; it has a polar distance of about 9 km and is associated to a magnetic response of long wavelengths and intermediate amplitudes. The fourth anomalous zone, or magnetic subdomain, is formed by a triangular shaped anomaly that in its central part shows normal dipolarity, with a polar distance of about 17 km. This anomalous zone is formed by medium longitude wavelengths and medium amplitudes.

The second magnetic domain is located SW from the center of the configuration, it is formed by an anomaly with isolated high characteristics, with a magnetic signal of long wavelengths and large amplitudes. The anomaly has an ellipsoidal shape with the long axis striking NE-SW, it covers a large area and it is located onshore and offshore as well.

The third magnetic domain is located NE from the center of the configuration and it is characterized by an anomaly associated to a long wavelengths and large amplitude signal, it is necessary to have a more extensive magnetic coverage to better constrain the magnetic characteristics of the zone.

The analysis of the magnetic field shows a high degree of faulting and fracturing. In the configuration there can be observed lineaments striking NW-SE, NE-SW and N-S that border the anomalous zones. In this configuration it can be seen the presence of a weakness zone



striking NNE-SSW that crosses all the Chicxulub structure, that separates the anomalies one and two of the first domain.

The dimension of the structure, estimated in this analysis, are, maximum longitude of 167 km striking NW76SE and the perpendicular distance is 106 km.

### **Second derivative of the vertical**

This technique of processing yields a magnetic configuration showing the principal characteristic of the zone is that it is formed by three circular limits (Figure.- 2b). The first limit is formed by an interior ring with a longitude of 71.5 km striking NW and by a 65.5 km striking NE. The second limit is also associated to a circular shape (intermediate ring) and it has a longitude of 137 km striking NW and 113 km in the NE direction. The third limit is not well defined.

### **Pseudogravimetry**

With this analysis (Figure.- 2c), four pseudogravimetric domains are evident, the central domain is located in a valley or gravimetric graben, with a gravimetric horst in the middle that is associated to this domain and it shows a pseudogravimetric high surrounded by pseudogravimetric lows, the other three pseudogravimetric domains are located with the flanks of this graben, and are represented by the pseudogravimetric high at W, SW, SE, E and NE. Within this configuration the main lineaments are observed striking NNW-SSE and ENE-WSW.

### **Downward continuation**

In 1978 PEMEX conducted an aeromagnetic survey over the Chicxulub crater, the flight altitude was 450 m above ground level. With this information we performed the downward continuation to 450 m (Figure.- 2d). This analysis yielded information of the magnetic field, that is composed by a series of dipolar and monopolar magnetic anomalies that can be grouped in three magnetic domains. The first and main domain is located in the central part of the configuration and is conformed by two magnetic subdomains; the first one it is amorphous and presents a magnetic anomaly formed by, at least, three positive lobes, two of them present normal dipolarity and are associated to magnetic responses with long wavelengths and large amplitudes. The second magnetic subdomain is located SE from the first subdomain and it is amorphous as well; it is conformed by intermediate to short long wavelength with medium amplitudes. The second lobe is located SE from the first domain and it is amorphous as well; it is formed by intermediate longitude and amplitude wavelengths. The second domain is located to the SW from the center of the configuration and it is formed by a dipolar anomaly of large dimensions, it is elongated, striking NW-SE. This lobe is not well defined, but it is possible to observe that is formed by long wavelengths and large amplitudes. The third magnetic domain is located to the N, NW and NE from the center of the configuration, it has an inverted-U shape and long wavelengths and large amplitudes form it. At its W limit it has a well defined magnetic high with isolated highs and lows. This domain has large dimensions and it surrounds the magnetic domain number one, in its limits NW, N and NE. This analysis shows an anomalous zone of 161 km long, striking NW and 143 km in the NE direction.

### **Two dimensional modeling**

Considering the magnetic susceptibility data obtained from the UNAM cores and the depth estimated from the aeromagnetic anomaly, we elaborated four 2-D models from profiles of the

aeromagnetic anomaly. The profiles are oriented N-S (Figure.- 1a, A-A'), E-W (Figure.- 1a, B-B'), N45E (Figure.- 1a, C-C') and N45W (Figure.- 1a, D-D').

**N-S profile** (Figure.- 1a, A-A'; Figure.- 3a) shows an important magnetic high towards the center of the profile, with ~20 km width, the "pick to pick" magnetic range is ~700 nT. From the profile, and the aeromagnetic anomaly, it is clear that the central magnetic anomaly is highly fragmented and it might be associated to a strong deformation in form of faults. This central magnetic-high is a direct consequence of the central uplift as predicted by the complex-crater model (Melosh, 1989), from which we assumed that the material is highly magnetic. The depth to the top of the central uplift is estimated, from our models to be from 2000 to 2900 m, since it is tilted rather than flat, capped by a ~400 thick cover of impact lithologies. The central uplift is bounded by two mayor lineaments and it shows an important lineament in the top of the central anomaly and a series of smaller lineaments towards the northern limit that account for the irregular behavior of the magnetic low. We inferred that these lineaments might be associated to faulting or fractures. Towards the south of the profile, where the C.S.D.P. borehole will be located, between 60 and 70 km from the center, we found a magnetic high that is probably a result of a deposit of impact lithologies that is ~1000 deep and has an approximately thickness of 1000 m.

**E-W profile** (Figure.- 1a, B-B'; Figure.- 3b), in this model, as in the N-S model, the depth to the top of the central uplift is estimated between 2000 and 3000 m also capped by ~400 thick cover of impact lithologies. But the more striking feature in this model is the high frequency of the magnetic profile, even though such behavior can be associated to shallower magnetic sources, we assume that this behavior is a consequence of a fault system toward the East of the central uplift. These faults seem to be normal fault based in the high angle and the distribution of the hanging walls. As in the prior models, we considered the suevite-like breccia as the major magnetic source, besides being the shallower source.

**N45°W profile** (Figure.- 1a, C-C'; Figure.- 4a), as in the prior models, it is important the fragmentary character of the magnetic signal, as in the prior models, we assume that faulting towards the northern sector of the profile is responsible for such behavior. We can see a major vertical fault delimiting the central uplift followed by a series of minor vertical faults and the important presence of a vertical fault within the top of the central uplift. Just like the N-S profile, we found an important magnetic high towards the southern portion of the profile, as high as 320 nT, indicating the presence of a major body ~45 km radius.

**N45°E profile** (Figure.- 1a, D-D'; Figure 4b), this model contributed to establish an important fault zone towards the northern portion of the crater, due to the presence of an extensive fault system, all of them being of high angle, which suggest that these are vertical/normal faults. As in the rest of the models, there is the presence of a vertical fault within the top of the central uplift. The top of the central uplift, as in the prior models, is estimated to lie between 2000 and 300 m.

## Discussion

Most of the early geophysical interpretation of the Chicxulub crater lacked of actual data from the basement lithologies, target lithologies, impact lithologies and crater in-fill Tertiary lithologies. Except from some scattered data from PEMEX boreholes incorporated in some previous works (Pilkington et al., 1996, Urrutia et al. 1996, Ortíz-Alemán, 1999, Pilkington et al., 2000), this is first time that partial data of the magnetic properties of these lithologies, coming from the UNAM Scientific Shallow Drilling Program, are used to elaborate models and interpretations of the aeromagnetic anomaly. The models presented here incorporate not

only the magnetic data obtained from the UNAM boreholes; they also incorporate information from prior models. The first important data obtained from these models, is the presence of a fault system towards the northern portion of the crater, which is reflected in the magnetic high and lows of the anomaly, this fault system is predicted in the models of formation and evolution of complex-craters. These characteristics were also evident by the analyses performed to the aeromagnetic anomaly, like the downward continuation and the reduction to pole, even more evident is the circular shape of the anomaly as the second derivative analysis shows. From the radially averaged spectrum we estimated a depth of ~1000 to the top of the impact lithologies in the central portion of the anomaly and ~2500 m to the top of the central uplift. From our models we estimated the thickness and distribution of the impact lithologies, however, from our analyses, there are only three significant magnetic sources within the Chicxulub Crater: 1) the melt unit, 2) the suevite-like breccia and 3) the central uplift. The bunte-like breccia and the mega-breccia do not yield a significant magnetic signal due to the nature of their components, mainly carbonates and evaporites (Rebolledo-Vieyra et al., 2000), which are within the diamagnetic range. These characteristics prevented us from having more realistic geological models, even though we have estimated the depths and thickness of the magnetic sources that, as expected, are thicker towards the center of the structure, however, in places such as in southern portion of the profile A-A', appears patches of impactite lithologies as thick as 1000 m, which is the site selected for the Chicxulub Scientific Deep Drilling (C.S.D.P.). From prior drilling experience (Rebolledo-Vieyra et al., 2000), we know that the sequence of impact breccia is that the suevite-like breccia overlies the bunte-like breccia, we estimated the thickness of the suevite-like breccia to be somewhere between 400 m and 1000 m, since the bunte-like breccia does not yield a magnetic signal, we assumed that the thickness proposed of the suevite-like includes the bunte-like breccia, so further studies from the C.S.D.P. will help to solve the problem of the individual thickness.

## References

- Connors, M., A. R. Hildebrand, M. Pilkington, C. Ortíz-Alemán, R.E. Chávez, J. Urrutia-Fucugauchi, E. Graniel-Castro, A. Camara-Zi, J. Vasquez and J.F. Halpenny (1996) Yucatan karst features and the size of Chicxulub crater, *Geophys. J. Int.* 127: F11-F14.
- Hildebrand, A.R., G.T. Penfield, D.A. Kring, M. Pilkington, A. Camargo, S.B. Jacobsen, W.V. Boyton (1991) Chicxulub Crater: A possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater on the Yucatan Peninsula, Mexico. *Geology*, v. 19: 867-871.
- López-Ramos, E. (1973) Estudio geológico de la Península de Yucatán, *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Boletín*, v.25: 23-76.
- López-Ramos, E. (1975) Geological summary of the Yucatan peninsula, in: *The Ocean Basin and Margins*, edited by A. Nairn and F. Stheli, v. 3, pp. 257-282, Plenum, N.Y.
- López-Ramos, E. (1983) *Geología de México*, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F., 3a. Edición.
- MacLeod, I.N., S. Vierra and A.C. Chaves, 1993, Analytic signal and reduction-to-the-pole in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes, *Proc. 3<sup>rd</sup> Int. Congress of the Brazilian Society Of Geophysics*.
- Marshall, R.H. (1974) *Petrology of subsurface Mesozoic rocks of the Yucatan Platform, Mexico*, (M.S. thesis), New Orleans, Louisiana, University of New Orleans, 97 p.
- Melosh, H.J., (1989) *Impact Cratering: A Geologic Process*. Oxford University Press, New York, U.S.A., 254 pp.
- Meyerhoff, A.A., J.B. Lyons and C.B. Officer (1994) Chicxulub structure: A volcanic sequence of Late Cretaceous age, *Geology*, v.22: 3-4.
- Murray, G.E. and A.E. Weidie (1962) Regional geologic summary of Yucatan Peninsula, in: *Field trip to peninsula of Yucatan*, New Orleans, Louisiana, New Orleans Geological Society, 142 p.
- Ortíz-Alemán, C. (1999), *Modelación Geofísica de Estructuras Complejas*, PhD. Thesis, Instituto de Geofísica, UNAM, México, D.F. 100 pp.
- Penfield, G.T. and A. Camargo (1981) Definition of a major igneous zone in the central Yucatan platform with aeromagnetism and gravity. *Soc. Explor. Geophys. Annu. Meeting, Tech. Progr. Abstracts*, 51:37 (abstr).
- Perry, E., L. Marín, J. McClain, G. Velázquez (1995) Ring of Cenotes (sinkholes), northwest Yucatan, Mexico: Its hydrogeologic characteristics and possible association with the Chicxulub impact crater. *Geology*, V. 23, pp. 17-20.
- Pilkington, M. and A. Hildebrand, (2000), Three-dimensional magnetic imaging of the Chicxulub Crater, *Jour. Of Geophys. Research*, Vol. 105, No. B10, pp. 23,479-23,491.
- Pilkington, M. and R.A.F. Grieve, (1992), *The Geophysical Signature of Terrestrial Impact Craters*, *Reviews of Geophysics*, Vol. 30, pp. 161-181.
- Plado, J., L.J. Pesonen and V. Puura, (1999), Effect of erosion on gravity and magnetic signatures of complex impact structures: Geophysical modeling and applications. In: Dressler, B.O. and V.L. Sharpton, eds., *Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution II*, G.S.A. Special Paper 339, pp. 229-240.

- Pope, K. O., C. Ocampo, and C.E. Duller (1991) Mexican site for K/T impact crater?, *Nature*, V. 351: 105.
- Pope, K. O., A. C. Ocampo, G.L. Kinsland, R. Smith (1996) Surface expression of the Chicxulub crater. *Geology*, V. 24, p. 527-530.
- Rebolledo-Vieyra, M, J. Urrutia-Fucugauchi, A. Trejo-Garcia, Luis E. Marín, V.L. Sharpton and A.M. Soler-Arechalde, (2000), UNAM's Scientific Shallow Drilling Program into the Chicxulub Impact Crater., *International Geology Review*, Vol. 42, pp. 948-972.
- Rebolledo-Vieyra, M. and J. Urrutia-Fucugauchi, (1999), High-resolution magnetic susceptibility record of the impact lithologies of the Chicxulub impact crater. *A.G.U. Annual Meeting*, San Francisco, California, EOS, Transactions, A.G.U., Vol. 80, No. 46:F595.
- Sharpton, V.L., K. Burke, A. Camargo, S.A. Hall, S. Lee, L.E. Marin, G. Suarez, J.M. Quezada, P.D. Spudis and J. Urrutia-Fucugauchi, (1993) Chicxulub multiring impact basin: Size and other characteristics derived from gravity analysis. *Science*, 261, 1564-1567.
- Sharpton, V.L., G.B. Dalrymple, L.E. Marin, G. Ryder, B.C. Shuraytz and J. Urrutia-Fucugauchi (1992) New links between the Chicxulub impact structure and the Cretaceous/Tertiary boundary. *Nature*, 359: 819-821.
- Swisher, C.C., and 11 others (1992) 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*, v. 257: 954-958.
- Urrutia-Fucugauchi J., L. Marin and A. Trejo-Garcia (1996) UNAM Scientific drilling program of Chicxulub impact structure. Evidence for a 300 kilometer crater diameter. *Geophysical Research letters*, Vol. 23, pp. 1565-1568.
- Urrutia-Fucugauchi, J., L. Marin and V.L. Sharpton (1994) Reverse polarity magnetized melt rocks from the Cretaceous/Tertiary Chicxulub structure, Yucatan peninsula, Mexico, *Tectonophysics*, 237: 105-112.
- Ward W.C., G. Keller, W. Stinnesbeck, T. Adatte (1995) Yucatan subsurface stratigraphy: Implications and constraints for the Chicxulub impact. *Geology*, Vol. 23, No. 10: 873-876.
- Weidie, A.E. (1985) *Geology of the Yucatan Platform, Part I*, in: Ward, W.C. et al., eds. *Geology and hydrology of the Yucatan and Quaternary geology of northeastern Yucatan Peninsula*, New Orleans, Louisiana, New Orleans Geological Society, p. 1-19.

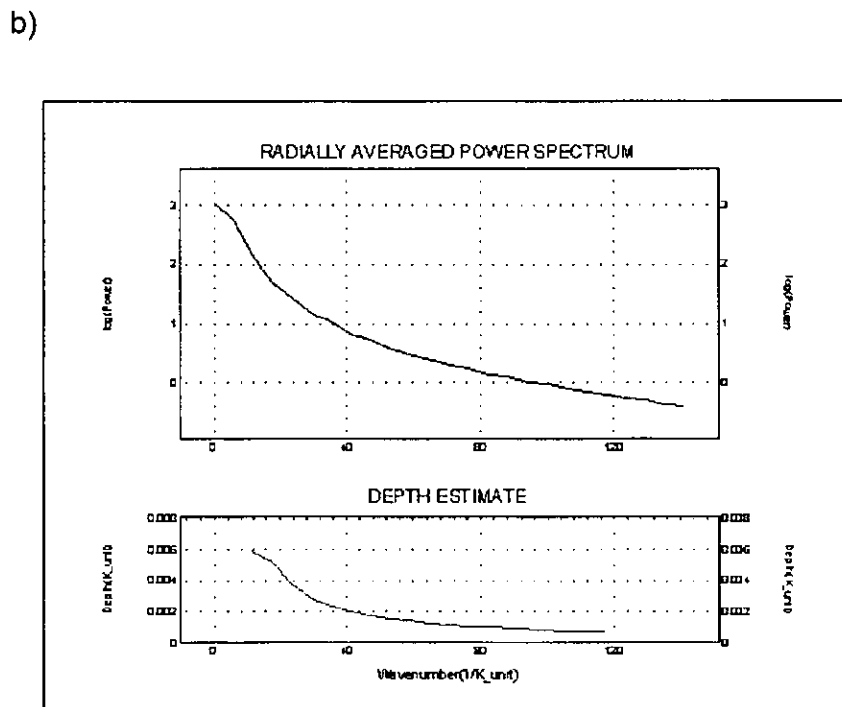
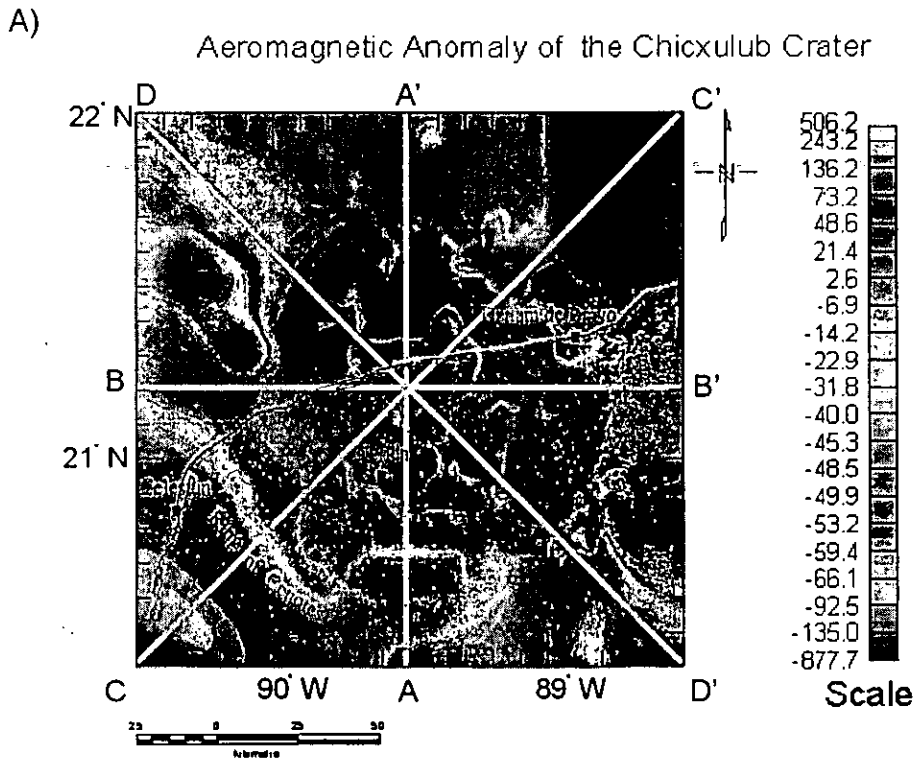


Figure 1.- A) Aeromagnetic anomaly of the Chicxulub Crater flight altitud 450 m. Lines A-A', B-B', C-C' and D-D' used for 2-D modeling (Figures 3 and 4). B) Radially averaged spectra of the aeromagnetic anomaly, units in the vertical axis is depth in thousands of km.

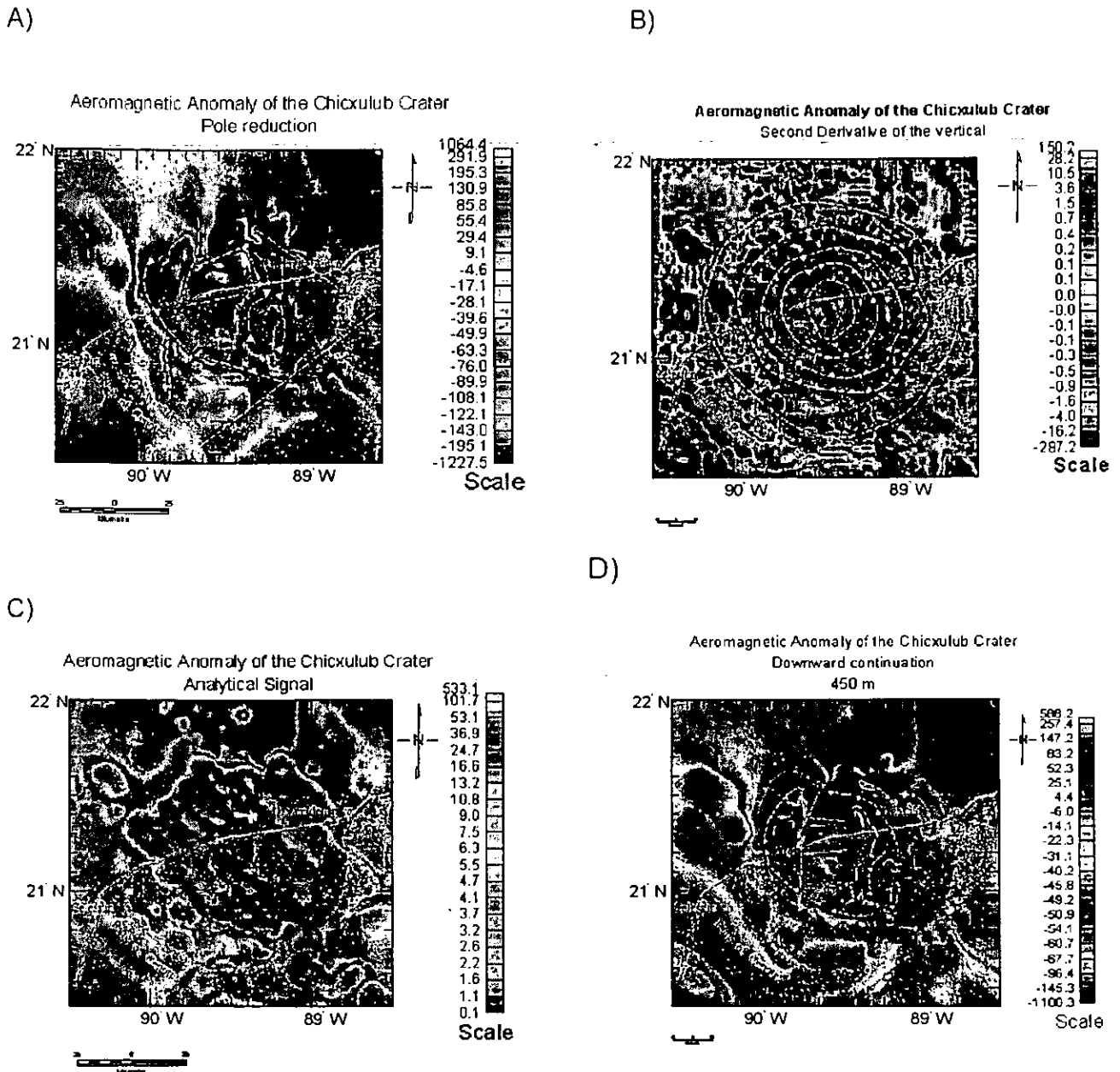
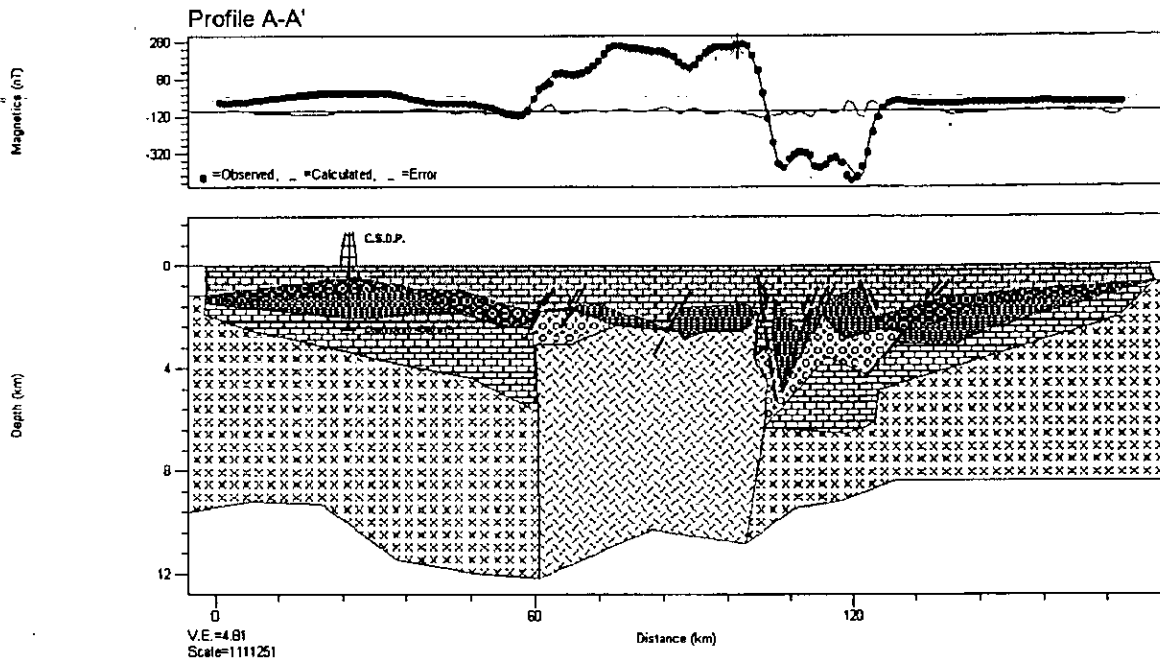


Figure 2.- A) Aeromagnetic anomaly of the Chicxulub Crater reduced to the magnetic pole. Ambient field inclination of  $45^\circ$ , declination  $5^\circ$ . B) Second derivative of the aeromagnetic anomaly. C) Pseudogravimetric Analysis of the aeromagnetic anomaly. Density Contrast  $1.8 \text{ g/cm}^3$ . D) Downward continuation, 450 m, of the aeromagnetic anomaly.

a)



b)

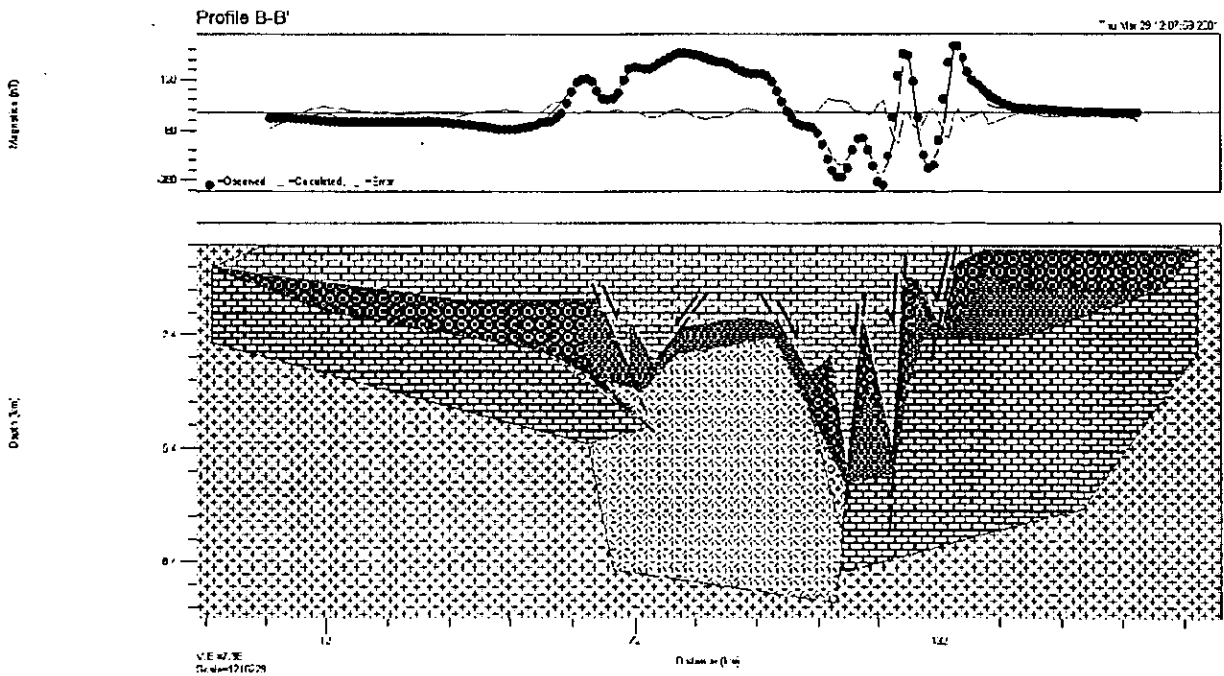
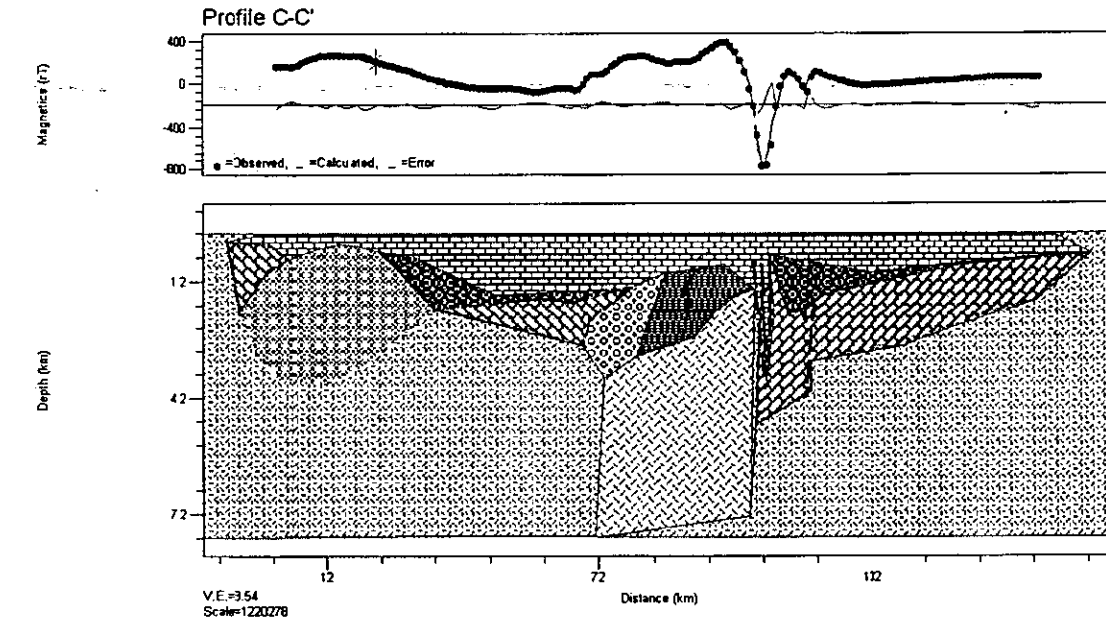


Figure 3.- A) 2-D model of the profile A-A' from figure 1. B) 2-D model of the profile B-B' from figure 1.



a)



b)

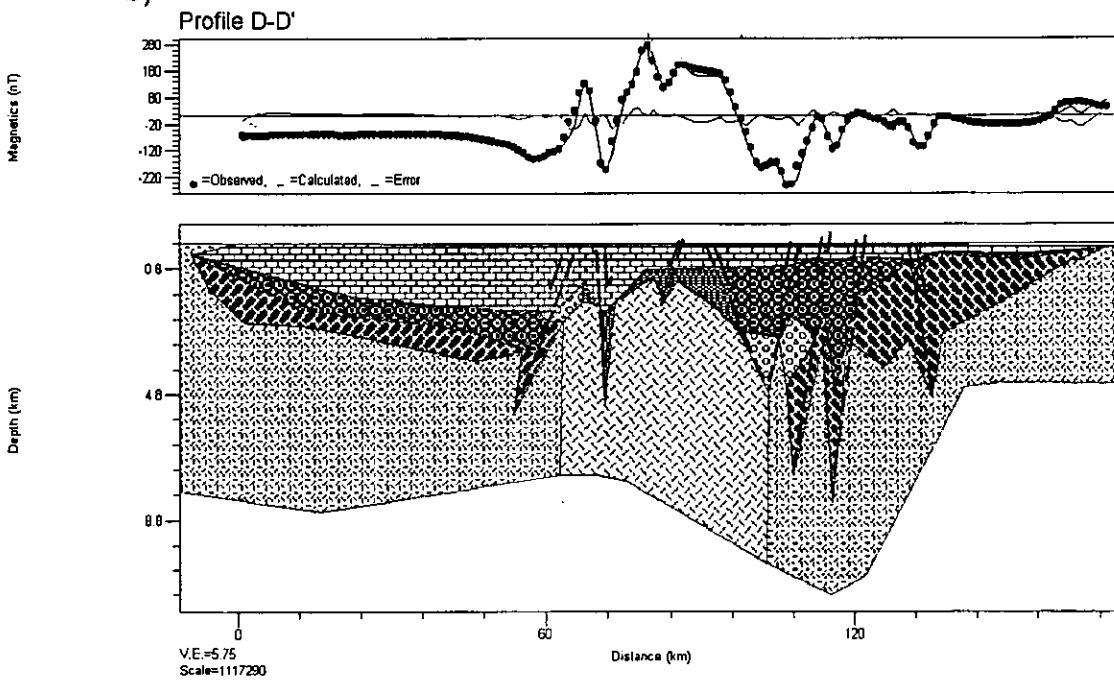


Figure 4.- A) 2-D model of the profile C-C' from figure 1. B) 2-D model of the profile D-D' from figure 1.

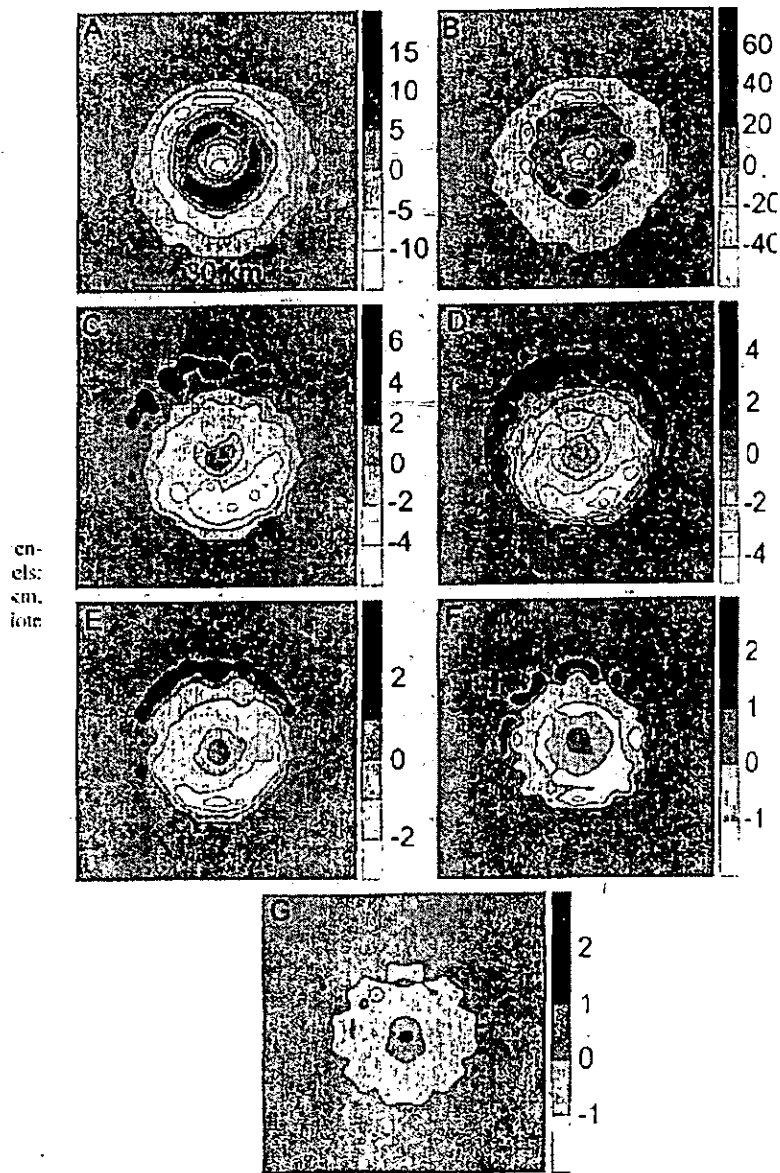


Figure 5.- Plan view of the magnetic anomalies (Total intensity, nT) of A, early postimpact, at various erosion levels: B, 1 km; C, 2 km; D, 3 km; E, 4 km; F, 5 km; and G, 6 km. The impact is taking place at the center of the area. Note that the amplitude scale varies. (From Plado et al., 1999).

## Stratigraphy at Ground Zero: A Contemporary Evaluation of Well Data in the Chicxulub Impact Basin

LUIS E. MARÍN,

*Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Cd. Universitaria, México, D.F., C.P. 04510, México*

VIRGIL L. SHARPTON,

*Lunar and Planetary Institute, 3600 Bay Area Blvd., Houston, Texas 77058*

JAIME URRUTÍA FUCUGAUCHI,

*Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Cd. Universitaria, México, D.F., C.P. 04510, México*

JAN SMIT,

*Department of Sedimentary Geology, Free University, de Boelelaan 1085, 1081 HV Amsterdam, The Netherlands*

PAUL SIKORA, CHIP CARNEY,

*AMOCO Production Company, 501 Westlake Park Boulevard, Houston, Texas 77253*

AND MARIO REBOLLEDO-VIEYRA

*Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Cd. Universitaria, México, D.F., C.P. 04510, México*

### Abstract

Evidence of "Upper Cretaceous" sediments above the melt rock/breccia assemblage at Chicxulub has been used to dispute the link between this large impact crater and the Cretaceous-Tertiary (KT) extinction horizon. We have evaluated core samples and well logs from the Petróleos Mexicanos (Pemex) Yucatan No. 6 exploratory well located ~50 km from ground zero. Despite previous reports to the contrary, the sequence of crystalline rocks and breccias located at depths exceeding 1000 m below sea level are characteristic of the upper lithological sequence observed at other large impact basins such as the 220 km Sudbury structure. Furthermore, the "Upper Cretaceous" sediments overlying the melt rocks and impact breccias at Chicxulub contain abundant glass shards and shocked minerals, demonstrating conclusively that these are reworked debris involved in the impact event, and not normal marine sediments. Core samples straddling the KT boundary indicate that the impact event created a basin several hundred meters deep.

### Introduction

THE BURIED CHICXULUB structure, first described by Penfield and Camargo (1981) from geophysical studies, is now recognized as one of the largest impact basins on Earth, and is widely held to be the source of the KT boundary layer based on geochemistry and isotopic dating techniques (Hildebrand et al., 1991; Sharpton et al., 1992, 1993; Swisher et al., 1992). However, criticism of this idea is fueled by evidence that the impact lithologies are overlain by normal sediments of Upper Cretaceous age (Lopez Ramos, 1975; Meyerhoff et al., 1994; Ward et al., 1995). Furthermore, Meyerhoff et al. (1994) have challenged the impact model for Chicxulub based on the rock sequence observed at the Petróleos Mex-

icanos (Pemex) Yucatan No. 6 (Y6) well located ~50 km from the center of the structure.

The notion of Upper Cretaceous sediments being located above the crater (López Ramos, 1973, 1975; Meyerhoff et al., 1994; Ward et al., 1995) arises from early unpublished reports based primarily on on-site analysis of well cuttings and correlations of electrical well logs for Y6 and Yucatan No. 1 (Y1; Fig. 1). The Y1 well, however, is outside the crater where the impact melt and breccias are not present. Swisher et al. (1992) and Sharpton et al. (1992) reported  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  analyses on impact melt samples that confirmed an age of ~65 Ma. Paleomagnetic study of samples from the impact melt and breccias gave a reverse polarity that agrees with the expected polarity for the Cretaceous-Tertiary (KT) boundary

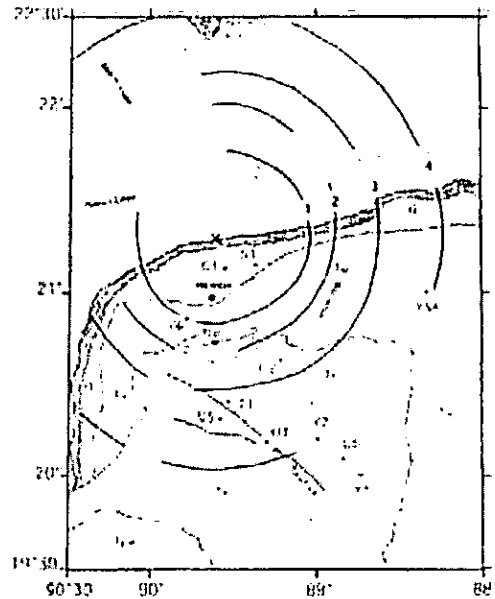


FIG. 1. Map showing the location of the Yucatan 6 and Yucatan 1 wells.

(29R) (Sharpton et al., 1992; Urrutía-Fucugauchi et al., 1994). Meyerhoff et al. (1994) questioned the KT age, however, claiming that normal sediments are found above the crystalline rock assemblage. The work presented here addresses the issue of the biostratigraphy immediately above the impact breccias from the Yucatan-6 well.

Our analysis is based on core intervals of melt rocks, breccias, and basin fill deposits from the Petróleos Mexicanos (Pemex) Yucatan No. 6 (Y6) exploratory well located ~50 km SSW of the basin center (Fig. 1). We have completed a detailed biostratigraphic and lithological study of core samples N12 (1000–1003 m below sea level) and N13 (1200–1203 m bsl), the two core intervals immediately above the undisputed breccias and crystalline rocks of the Y6 well. Here we report results of this analysis that pertain to the age and origin of the Chicxulub structure.

### Stratigraphy

Silicate rocks recovered from Y6 show a well-sorted, apparently graded breccia sequence extending from ~1100 m bsl to >1400 m bsl (Fig. 2). In the upper portions of this unit, the clasts are heavily altered and the size of medium to coarse sand, grading to pebble-size clasts at core interval Y6-N14

(1208–1211 m bsl). This polymict breccia and the underlying melt rocks of N17 (1295.5–1299 m bsl) and N19 (1377–1379 m bsl) are further described in Sharpton et al. (1992), Schuraytz et al. (1994), and Sharpton et al. (in press).

Silicate rocks recovered from Y6 show a well-sorted, apparently graded breccia sequence extending from ~1100 m bsl to >1400 m bsl (Fig. 2). In the upper portions of this unit, the clasts are heavily altered and the size of medium to coarse sand, grading to pebble-sized clasts at core interval Y6-N14 (1208–1211 m bsl). This polymictic breccia and the underlying melt rocks of N17 (1295.5–1299 m bsl) and N19 (1377–1379 m bsl) are further described in Sharpton et al. (1992), Schuraytz et al. (1994), and Sharpton et al. (in press).

According to the Meyerhoff et al. (1994) interpretation, the Upper Cretaceous carbonate unit is represented by core intervals N12 and N13. Core interval N13 was described in early PEMEX reports as a benthonic carbonate sandstone unit of Upper Cretaceous age (Table 1). This description is accurate in the sense that this unit is comprised of sand-sized clasts of platform lithologies and highly altered silicate rocks; it also shows clear evidence of an Upper Cretaceous faunal assemblage (Fig. 2).

However, the silicate clasts, derived from basement lithologies, also contain abundant evidence of



FIG. 2. Cross-polarized photomicrograph showing shock deformed quartz with multiple sets of planar deformation features, glass shards, and bioclasts. Width of field is approximately 4 mm.

TABLE 1. Summarized Well Log of Yucatan-6 Drilled by Pemex<sup>1</sup>

Core no.	Interval (m. bsl)	PEMEX description	Meyerhoff et al. (1994)	Our interpretation
12	1000–1003	White limestone and grayish-white cryptocrystalline with microfauna	Upper Cretaceous limestone	Reworked Upper Cretaceous rocks. Impact breccia with melt rock matrix
13	1100–1103	Greenish gray sandstone, with fine grain, cemented with calcium carbonate		
14	1208–1211			

<sup>1</sup>This Table describes the original Pemex core description intervals for well Yucatan-6, N12-N14.

shock deformation, characteristic of a high-velocity impact. This evidence includes planar deformation features in quartz (Fig. 2), plagioclase (Sharpton et al., 1992), and zircons (Krogh et al., 1993), and records peak shock pressures that span the range between 10 and 23 GPa, far in excess of those characteristic of normal terrestrial processes. In addition, the bentonite is associated with shards of partially altered glass. Consequently, the N13 interval is not representative of a normal Upper Cretaceous sandstone, but rather is a reworked deposit generated during the Chicxulub basin-forming impact event. There is no evidence of a Tertiary faunal assemblage in samples from N13 or below.

Core interval N12 is a fine-grained, well-indurated white limestone containing ~95% mud and 5% very small planktic foraminifera. Original PEMEX records indicate that a 2 cm thick bentonite layer is located near the top of this core interval. Thin sections of two N12 samples near the interval's base were examined for indications of age-specific fauna and paleoenvironmental information. No indication of shock deformation or crystalline rock clasts were detected in this interval.

The Y6-N12 fossil assemblage consists mainly of Tertiary planktic foraminifera of the genera *Globigerina* and *Globorotalia* (Fig. 1). The following age-significant species were identified: *Globorotalia*

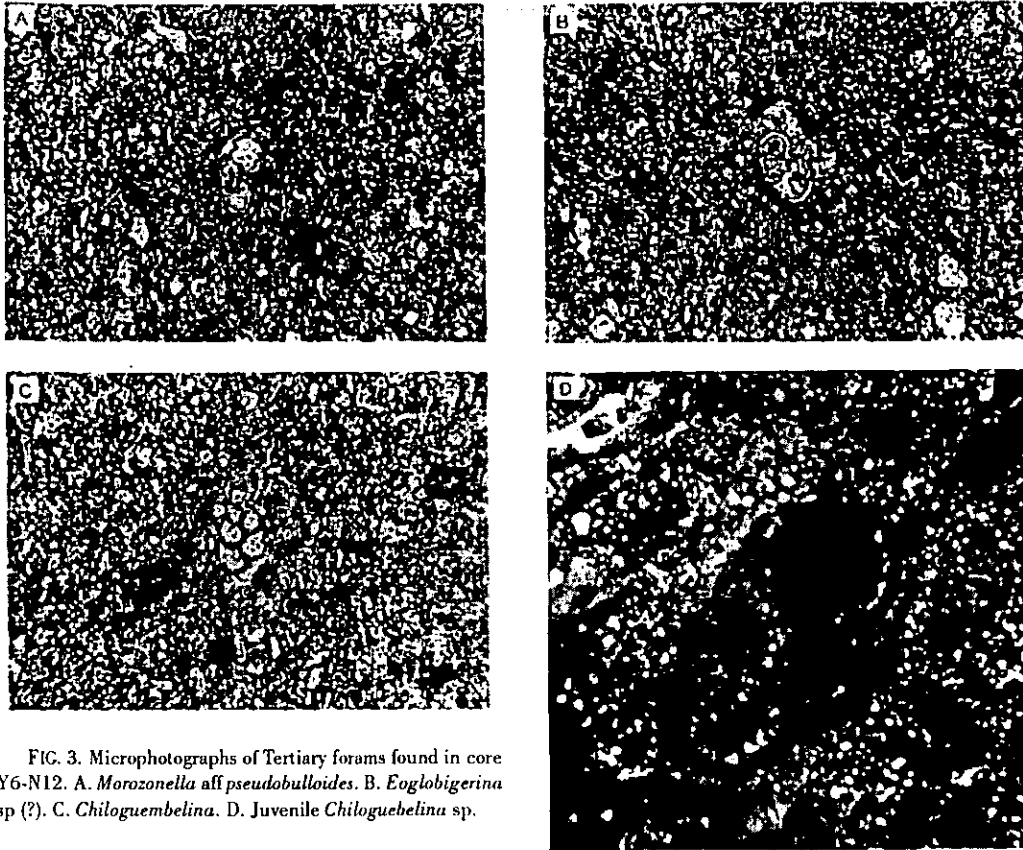


FIG. 3. Microphotographs of Tertiary forams found in core Y6-N12. A. *Morozonella* aff. *pseudobulloides*. B. *Eoglobigerina* sp. (?). C. *Chiloguembelina*. D. Juvenile *Chiloguembelina* sp.

*pseudobulloides*, *Globorotalia trinidadensis* (or possibly *Globorotalia uncinata*), and *Globigerina triloculinoides*. Each of these forms has the base of its stratigraphic range in the lower Danian: the youngest base is that of *G. Compresa*. The tops of their ranges are mostly in the lower Thanetian: the oldest top is that of *G. trinidadensis* in the lowermost Thanetian. Thus, the most likely depositional interval for these core samples is bounded by the Middle to Lower Danian and the base of the Thanetian. These age assignments rely on the stratigraphic ranges of species in the Amoco Corporate Composite Standard Database, but can be referenced to (Blow's) Planktonic Foram Zones (Bolli et al., 1985). The age range corresponds to P1 through Middle P2 (if *G. trinidadensis*) or Lower P2 through Lower P3 (if *G. uncinata*). Either alternative yields lower to lower middle Paleocene. In addition, there are moderately well preserved nannofossils including *Toweius pertusus* (mid NP4), large *Cruciplacolithus tenuis* (FAD in NP4), *Coccolithus subpertusus*, *C. cf. C. robustus* (no

older than NP4), *Neochiastozygus* (younger morphotypes), large *P. martini*, and *T. pertusus*.

The above biostratigraphic and lithological constraints indicate that the KT boundary is located between N12 and N13, and all Upper Cretaceous samples show clear signs of involvement in the Chicxulub impact event. Consequently, there is no evidence from the Y6 well that would support normal Upper Cretaceous sediments above the impact lithologies, or would contradict a precise KT age for the Chicxulub basin-forming event.

The complexity of the breccia and rock assemblage at the Y6 well led Meyerhoff et al. (1994) to question the impact origin of these rocks, commenting that there was no similarity between these rocks and the "simple succession encountered in impact melt sheets." While a general lithological homogeneity is typical of the thick melt sheets exposed at many terrestrial craters, there is no evidence that the Y6 core penetrated into the Chicxulub melt sheet.

The Sudbury impact basin (220 km in diameter) shows a well-preserved rock assemblage near the center of the basin. The igneous complex interpreted to represent differentiated melt sheet is covered by a complex sequence of fall-back deposits (Onaping Formation) that exceeds two kilometers in thickness. This breccia sequence contains enclaves of melt rock at various depths and shows evidence of reworking near the top (e.g., Averman, 1994). Because the Chicxulub crater is approximately the same size as the Sudbury structure, the Y6 well, which extends <650 m into the crater, would not penetrate the Onaping-like fall-back sequence; melt rock intervals probably represent melt zones within this breccia and not a true, laterally continuous and homogeneous melt sheet. The intercalated nature of the breccia and melt rock intervals in the deep portions of the Y6 well, therefore, are not compelling arguments against the impact origin of this assemblage.

#### Paleoenvironment

The fossil assemblage within the impact breccia samples Y6-N13 and Y6-N14 includes orbitoid foraminiferids, mollusk fragments, and algal fragments. This shallow-water assemblage indicates that water depths prior to the impact event were at most a few tens of meters. By the time the Y6-N12 interval was deposited (lower Danian) the water depth in this portion of the basin was considerably deeper. This is based on the abundant occurrences of planktonic forams in general. Frequent occurrences of *Globorotalias* suggest an outer neritic environment—approaching 200 m water depth or beyond. We observe a single specimen that appears to be *Nuttalides* (benthic); if so, an upper bathyal environment is implied. Based on our evaluation of well stratigraphy across the basin (Sharpton et al., in press), water depth at the time Y6-N12 was deposited was ~700–800 m.

#### Acknowledgments

Luis Marín acknowledges support from the Dirección General de Asuntos del Personal Académico (DGAPA Project IN106891, IN107595) of the Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) and from the Consejo Nacional de Tecnología (CONACyT Project T9302-2057). This work was conducted through a collaborative research agreement between the Instituto de Geofísica,

UNAM and the Lunar and Planetary Institute (LPI). The LPI is operated by Universities Space Research Association under contract NASA 4574 with the National Aeronautics and Space Administration.

#### REFERENCES

- Averman, A., 1994, Origin of the Polymictic, allochthonous breccias of the Onaping Formation, Sudbury Structure, Ontario, Canada, in Geological Society of America Special Paper 293, p. 265–274.
- Bolli, H. M., Saunders, J. B., and Perch-Nielsen, K., 1985, Plankton stratigraphy: New York, UK, Cambridge University Press.
- Hildebrand, A. R., et al., 1991, Chicxulub Crater: A possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater on the Yucatan Peninsula: *Geology*, v. 19, p. 867–871.
- Krogh, T. E., Kamo, S. L., Sharpton, V. L., Marín, L. E., and Hildebrand, A. R., 1993, U-Pb ages of single shocked zircons linking KT ejecta to the Chicxulub Crater, *Nature*, v. 366, p. 731–734.
- López Ramos, E., 1973, *Geología de México*, Vol. III: Mexico City, Universidad Nacional Autónoma de México.
- , 1975, Geologic summary of the Yucatan Peninsula, in Nairn, A. E. M., and Stehli, F. G., eds. *The ocean basins and margins*, v. 3. *The Gulf of Mexico and the Caribbean*: New York, Plenum Press, p. 257–282.
- Meyerhoff, A. A., Lyons, J. B., and Officer, C. B., 1994, Chicxulub structure: A volcanic sequence of late Cretaceous Age: *Opinions: Geology*, v. 22, p. 3–4.
- Penfield, G., and Camargo, A., 1981, Definition of a major igneous zone in the central Yucatan platform with aeromagnetics and gravity [abs.]: *Annual meeting of the Society of Exploration Geophysicists*, no. 51, p. 37.
- Schuraytz, B. C., Sharpton, V. L., and Marín, L. E., 1994, Petrology of impact-melt rocks at the Chicxulub multiring basin, Yucatan, Mexico: *Geology*, v. 22, p. 868–872.
- Sharpton, V. L., Burke, K., Camargo, A., Hall, S. A., Marín, L. E., Suárez, G., Quezada, J. M., Spudis, P. D., and Urrutia-Fucugauchi, J., 1993, The gravity expression of the Chicxulub multiring impact basin: Size, morphology, and basement characteristics: *Science*, v. 261, p. 1564–1567.
- Sharpton, V. L., Dalrymple, G. B., Marín, L. E., Ryder, G., Schuraytz, B. C., and Urrutia-Fucugauchi, J., 1992, New links between the Chicxulub impact structure and the Cretaceous–Tertiary boundary: *Nature*, v. 359, p. 819–821.
- Sharpton, V. L., et al., in press, A model of the Chicxulub Impact Basin based on evaluation of geophysical data, well logs, and drill core samples: *Geological Society of America Special Paper 307*.
- Swisher, C. C., Grajales-Nishimura, J. M., Montanari, A., Margolis, S. V., Claeys, P., Alvarez, W., Renne, P., Cedillo-Pardo, E., Maurrasse, F. J.-M. R., Curtis, G. H.,

- Smit, J., and McWilliams, M. O., 1992, Coeval  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of 65.0 million years ago from Chicxulub melt rock and Cretaceous Tertiary boundary tektites: *Science*, v. 257, p. 954-958
- Urrutia-Fucugauchi, J., Marín, L. E., and Sharpton, V. L., 1994, Reverse polarity magnetized melt rocks from the Cretaceous/Tertiary Chicxulub Structure, Yucatan Peninsula, Mexico: *Tectonophysics*, v. 237, p. 105-112.
- Ward, W., Keller, G., Stinnesbeck, W., and Adatte, T., 1995, Yucatan subsurface stratigraphy: Implications and constraints for the Chicxulub impact event: *Geology*, v. 23, p. 873-876.