



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

***"CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA Y GEOQUÍMICA DE LA SECUENCIA
CARBONATADA SOBREYACIENTE A LA BRECHA DE IMPACTO
EN EL POZO UNAM-5, CRÁTER CHICXULUB"***

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE:

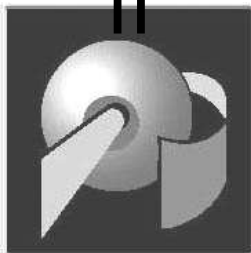
**MAESTRO EN CIENCIAS
(Geoquímica y Petrología)**

P R E S E N T A :

Juana Elia Escobar Sánchez

ASESOR DE TESIS: DR. JAIME URRUTIA FUCUGAUCHI

Ciudad Universitaria D. F. Junio del año 2005





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.

AGRADECIMIENTOS

En un principio quiero agradecer por todo el apoyo brindado y la confianza que tuvo conmigo al Doctor Jaime Urrutia para la realización de este trabajo. A los revisores de esta tesis por sus valiosos comentarios y asesoría que me brindaron: al Doctor Dante Morán Centeno por su paciencia y consejos. Al Doctor Peter Schaaf por su amplia disposición a ayudar y por sus aportaciones para la realización de mi trabajo. A la Doctora Ofelia Mortón Bermea por su confianza y disposición. Al Doctor Ricardo Barragán Manzo, por su amplia asesoría durante mi estancia en la maestría.

En particular quiero agradecer a mi amigo y consejero al Químico Rufino Lozano Santa Cruz, por su ayuda en cualquier ámbito, a Patricia Girón por su apoyo siempre que lo necesite.

Al personal del laboratorio de espectrometría de Masas a la M. en C. Elizabeth Hernández Álvarez, a la M. en C. Galia González Hernández, por ayudarme en la realización de los análisis.

Quiero agradecer de igual forma al personal del laboratorio de LUGIS a la M. en C. Gabriela Solís Pichardo, por la preparación de las muestras y asesoría en las mismas, al Doctor Julio Morales, a M. en C. María del Sol Bernal y al Ing. Teodoro Hernández Treviño.

Un agradecimiento al Laboratorio de Isótopos Estables por su asesoría en mi trabajo.

También agradezco a la doctora Elena Centeno porque desinteresadamente siempre ha estado dispuesta a colaborar y a ofrecer su ayuda a mi y a varios estudiantes siempre que se lo pedimos.

Un agradecimiento especial al M. en C. Víctor Dávila porque ayudarme y asesorarme en el presente trabajo.

**"CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA Y GEOQUÍMICA DE LA SECUENCIA
CARBONATADA SOBREYACIENTE A LA BRECHA DE IMPACTO EN EL POZO
UNAM-5, CRÁTER CHICXULUB"**

ÍNDICE

Hoja de jurado	3
Agradecimientos	4
Dedicatoria	5
Resumen	8
I. INTRODUCCIÓN	9
I.1 Planteamiento del problema	9
I.2 Objetivos y metas	10
I.3 Estudios previos	12
II. MARCO GEOLÓGICO DE LA PENÍNSULA DE YUCATÁN	10
II.1 Localización	10
II.2 Fisiografía	11
II.3 Estratigrafía	13
II.3.1 Paleozoico	15
II.3.1.1 Grupo metamórfico Chuacús (Pzm)	15
II.3.1.2 Grupo volcano-sedimentario Santa Rosa (Pzs)	17
II.3.1.3 Intrusivos (Mi)	18
II.3.2 Mesozoico	18
II.3.2.1 Secuencia sedimentaria de Lechos Rojos (Ms)	18
II.3.2.2 Secuencia sedimentaria marina (Jss)	19
II.3.2.3 Secuencia sedimentaria marina (K)	20
II.3.2.4 Secuencia sedimentaria marina (Ks)	20
II.3.2.5 Secuencia de brecha de impacto (KTb)	20
II.3.2.6 Roca fundida (KTrf)	21
II.3.3 Cenozoico	21
II.3.3.1 Secuencia marina del Paleoceno (Tpa)	21
II.3.3.2 Secuencia marina del Eoceno (Te)	21
II.3.3.3 Secuencia marina del Oligoceno (To)	22
II.3.3.4 Secuencia marina del Mioceno (Tm)	22
II.3.3.5 Secuencia marina del Neógeno (Tn)	22
II.3.3.6 Secuencia marina del Plioceno (Tpl)	22
II.3.3.7 Secuencia continental del Cuaternario (Qc)	23
II.3.3.8 Secuencia marina del Cuaternario (Q)	23
II.4 Tectónica regional (Modelos de evolución del Golfo de México)	23
II.4.1 Bloque de Yucatán	29
III. CRÁTER CHICXULUB	31
III.1 Localización	31
III.2 Morfología del cráter	32
III.3 Pozo UNAM-5	35
III.4 Columna litológica del pozo UNAM-5	36

IV. METODOLOGÍA	39
IV.1 Muestreo	39
IV.2 Descripción petrográfica	42
IV.3 Geoquímica	44
IV.3.1 Elementos mayores y traza por Fluorescencia de Rayos X	44
IV.3.1.1 Muestras Fundidas	44
IV.3.1.2 Muestras Prensadas	45
IV.3.2 Análisis de Elementos de Tierras Raras	46
IV.3.2.1 Normalización de las muestras	48
IV.3.3 Relaciones isotópicas de Oxígeno y Carbono	48
IV.3.3.1 Estándares	49
IV.3.4 Geoquímica isotópica de Sr	50
IV.3.4.1 Relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en rocas carbonatadas	51
IV.3.4.2 Estándares	54
IV.3.5 Estudios de Difracción de Rayos X	54
IV.3.5.1 Preparación de la muestra	55
V. RESULTADOS	56
V.1 Descripción macroscópica de la columna litológica	56
V.2 Petrografía	61
V.3 Fluorescencia de Rayos X	65
V.4 Espectrometría de masas (ICP-MS)	68
V.4.1 Normalización de los elementos de Tierras Raras	70
V.4.2 Otros patrones de normalización	73
V.5 Resultados de isótopos estables de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$	75
V.6 Isótopos de Sr	78
V.7 Difracción de Rayos X	82
VI. DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....	84
VI.1 Implicaciones paleoambientales	92
VII. CONCLUSIONES	94
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	98
Anexos	
1. Fotomicrografías petrográficas	108
2. Tierras Raras	112
3. Datos geoquímicos completos de O y C	115
4. Preparación de carbonatos en el laboratorio para análisis isotópicos de Sr	125
5. Difracción de Rayos X.....	128
6. Horizontes arcillosos, Pozo UNAM-5	132

RESUMEN

El cráter Chicxulub, se ubica en la porción noroeste de la Península de Yucatán, está sepultado por una secuencia de rocas carbonatadas y evaporíticas del Cenozoico a 4 km de profundidad. La estructura tiene un diámetro aproximado de 180 km y se define morfológicamente como una cuenca multianillada con un levantamiento central.

El presente trabajo se enfoca al estudio de una parte de la secuencia calcárea sobreyacente a la brecha de impacto del cráter Chicxulub, perteneciente al pozo UNAM-5, ubicado a los 20°23' de latitud Norte y 89°39' de longitud oeste, al sur de Yucatán, a una distancia radial de 112 km del centro del cráter. El pozo se perforó con núcleos continuos hasta la profundidad de 504 m, presentando una columna de rocas calcáreas hasta los 332 m y de ahí hasta su base brechas de impacto.

El objetivo central es determinar las variaciones petrológicas y geoquímicas a lo largo de 30 m de roca calcárea depositada sobre la brecha, para tratar de observar los cambios paleoambientales presentes después del impacto y su posible relación con el mismo. Se obtuvieron 60 muestras, con un intervalo cerrado hacia la zona más cercana a la brecha. Las técnicas geoquímicas utilizadas son Fluorescencia de Rayos X, ICP-MS para elementos de Tierras Raras, Isótopos estables de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, geoquímica Isotópica de Sr y difracción de rayos X.

A partir de los estudios petrográficos se logró diferenciar tres cambios texturales que indican cambios en los niveles de energía, interpretados como condiciones de somerización de la plataforma a lo largo del tiempo. Tanto en los estudios petrográficos como en los geoquímicos se pudo notar el constante incremento de material terrígeno e inhibición de materia orgánica, que existió desde la base de la secuencia hasta aproximadamente 10 m arriba del material de impacto (de los 332 m hasta los 322 m). Los procesos diagenético se ven ampliamente manifestados en este mismo intervalo, reflejados en el alto contenido de MgO, así como de SiO₂. La constante presencia de agregados evaporíticos de forma esférica, hace pensar que estos se deban a un proceso diagenético de relleno de poros. A partir de los estudios isotópicos de Sr se logró establecer una edad de 63.66 Ma para la profundidad de 330 m. En cuanto a las

condiciones relacionadas con la presencia de organismos, se puede observar que la abundancia de materia orgánica, se da a 10 metros arriba de la base de la secuencia, lo cual podría darnos la pauta para decir que el impacto del meteorito posiblemente afectó la región por un periodo de varios miles de años, hasta que las condiciones ambientales se normalizaron.

El material terrígeno es de importancia ambiental porque posiblemente nos indica condiciones cercanas a la costa, lo cual nos reafirma la idea de condiciones someras en general para la secuencia, aunque en este caso posiblemente este influenciada por aporte local de material arcilloso del cráter que pudo haber sido retrabajado del material de la brecha.

Con base en toda la información anteriormente descrita se puede plantear una interpretación desde el punto de vista paleoambiental. En general se observa que muy posiblemente prevalecieron las condiciones someras por un periodo largo de tiempo, y que aunado a esto existió un levantamiento tectónico de la plataforma que persistió hasta la actualidad. Prueba de ello es la anhidrita, presente a todo lo largo de la columna de estudio, la cual indica condiciones de plataforma somera.

I. INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento del problema

Mediante estudios de geofísica realizados por parte de Petróleos Mexicanos (PEMEX), en la década de los cincuenta se reconoce la estructura Chicxulub, pensándose entonces que indicaban un gran campo volcánico (López Ramos, 1979).

A partir de 1980, un grupo de investigadores encabezado por Álvarez et al. (1980), indican que un impacto había producido la extinción masiva en el límite Cretácico-Terciario (K/T), se sugiere entonces que ésta fue debido a los efectos de la colisión de un bólido de grandes dimensiones con la Tierra, lo que produjo efectos globales en el clima y por ende en los organismos.

Actualmente, a partir de los estudios geofísicos y de los estudios realizados en los pozos exploratorios tanto de PEMEX, como de la UNAM, se ha logrado comprobar la existencia de un cráter impacto. Sin embargo, poco se ha dicho sobre los efectos que el material del impacto ocasionó en las rocas carbonatadas sobreyacentes.

En el presente estudio se trabaja con el pozo UNAM-5, el cual esta compuesto por una secuencia calcárea de 332 m, depositada encima de la brecha de impacto del cráter Chicxulub; se pretende estudiar un intervalo de 30 m de estas rocas.

Uno de los principales problemas es identificar el tiempo en que se restablecen las condiciones de depósito para la plataforma carbonatada, conocer los posibles efectos que produjo la brecha en las rocas calcáreas y determinar las variaciones geoquímicas y ambientales en dicha secuencia.

De igual forma no se ha realizado un estudio para conocer la existencia de procesos hidrotermales, diagenéticos o de dolomitización en las mismas, así como corroborar edades isotópicas para la base de la secuencia, tratando de verificar si efectivamente concuerdan con una edad cercana a los 65 Ma.

1.2 Objetivos y metas

El objetivo general de este trabajo es estudiar las variaciones petrográficas y geoquímicas de la secuencia carbonatada depositada encima de la brecha de impacto en el pozo UNAM-5.

Con base en lo anterior se pretende aportar información sobre el régimen sedimentario, así como los posibles cambios geoquímicos y ambientales que se desarrollaron después del impacto.

Objetivos particulares:

Determinar el ambiente de depósito, variaciones y procesos asociados, ocurridos durante y después del depósito, como son la diagénesis, dolomitización o el posible hidrotermalismo ocurrido en la secuencia.

Observar las variaciones verticales en cuanto a la composición química de la secuencia y determinar las posibles implicaciones geológico - ambientales.

Conocer la posible influencia de la brecha de impacto con las rocas calcáreas depositadas.

Conocer el intervalo de tiempo en el que ocurren los procesos asociados a la secuencia.

Conocer los cambios en la productividad orgánica y la cantidad de C a través del tiempo, así como los posibles cambios paleoclimáticos asociados a través del intervalo de estudio.

Determinar la existencia de la mineralogía arcillosa y sus posibles implicaciones paleoambientales.

Realizar una integración de la información proporcionada por las diversas técnicas de estudio, e interpretarlas en términos de las variaciones ambientales para la secuencia en cuestión.

Metas

Realizar estudios petrográficos de la secuencia para observar las variaciones de microfauna y macrofauna,

Realizar estudios de geoquímica analítica como: Fluorescencia de rayos X, para la determinación de óxidos mayores y trazas, estudios de Difracción de rayos X, para conocer la mineralogía arcillosa, y estudios de espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS) para conocer el comportamiento de la tierras raras en la secuencia.

Realizar estudios de isótopos estables, para conocer las variaciones de las firmas isotópica del $\delta^{13}\text{C}$ y del $\delta^{18}\text{O}$.

Estudios de geoquímica isotópica de Sr para conocer edades absolutas.

I.3 Estudios previos

La información relacionada con los carbonatos sobreyacientes a la brecha de impacto es mínima, ya que aunque existen varios trabajos relacionados con el límite K/T, la mayoría se enfoca al estudio de la brecha de impacto, y dentro de los pocos existentes relativos a las calizas sobreyacientes, muy pocos las evalúan desde un punto de vista geoquímico.

Uno de los trabajos publicados, en los que se realiza una investigación de la secuencia carbonatada del área, desde un punto de vista geoquímico, es el de Vollbert (1999). En el cual mediante el empleo de la petrografía y la geoquímica de Tierras Raras, se realiza un estudio sobre la secuencia carbonatada del pozo Yucatán 1.

Otros trabajos geoquímicos pero en relación con la brecha es el de Grajales (2001), en donde se realizan estudios estratigráficos, sedimentológicos y diagenéticos en las zonas de Chiapas, Tabasco y Quintana Roo, para determinar el origen de las brechas calcáreas del límite K/T y el de Vazquez (2000), donde se hacen estudios de Fluorescencia de Rayos X, en fragmentos de la brecha.

En relación con el régimen sedimentario que prevaleció después del impacto y sobre la naturaleza del contacto entre la brecha de impacto y los carbonatos, existen los trabajos de Rebolledo y Urrutia, (2005), en el cual se hace un estudio magnetoestratigráfico de los 15 m superiores de la brecha y la secuencia carbonatada, para los pozos UNAM-5, UNAM-6 y UNAM-7.

Otro trabajo es el de Keller et al. (2004), en el que se plantean algunas controversias sobre la estratigrafía y la capa de eyecta en el límite K/T.

Existen también varios trabajos de carácter general que no son del todo relacionados a la secuencia calcárea, pero han sido precursores en el estudio del cráter Chicxulub; dentro de estos se tienen los trabajos de Sharpton et al. (1993, y 1995) y Hildebrand et al. (1998), en el que mediante datos geológicos y geofísicos de los pozos se da a conocer un modelo de la estructura de impacto, así como el diámetro del cráter.

Otros trabajos que han servido de base para conocer la estructura de cráter y su relación con el límite K-T han sido los de Urrutia et al. (1996b y 1997), Marín et al. (1997, 2001).

El trabajo de Pope et al. (1991 y 1996), proporciona datos sobre la geología de Yucatán y su relación con el cráter. El de Vera (1993 y 2000), se enfoca al estudio petrográfico de las brechas de impacto y su afinidad con el basamento del bloque de Yucatán. Y por último el de Escobar (2002), presenta información sobre las variaciones litológicas existentes en la columna de las brechas.

II MARCO GEOLÓGICO DE LA PENÍNSULA DE YUCATÁN

II.1 Localización

La Península de Yucatán abarca la parte más oriental de la República Mexicana, incluye a los estados de Campeche, Yucatán, Quintana Roo y porciones de Tabasco y Chiapas; en Guatemala, el Distrito de Petén y en Belice las Montañas Maya. Se extiende desde los 16° a los 22° de latitud norte y de los 86° a los 91° de longitud oeste y cuenta con un área aproximada de 300,000 km² (López Ramos, 1975), (Figura 1).

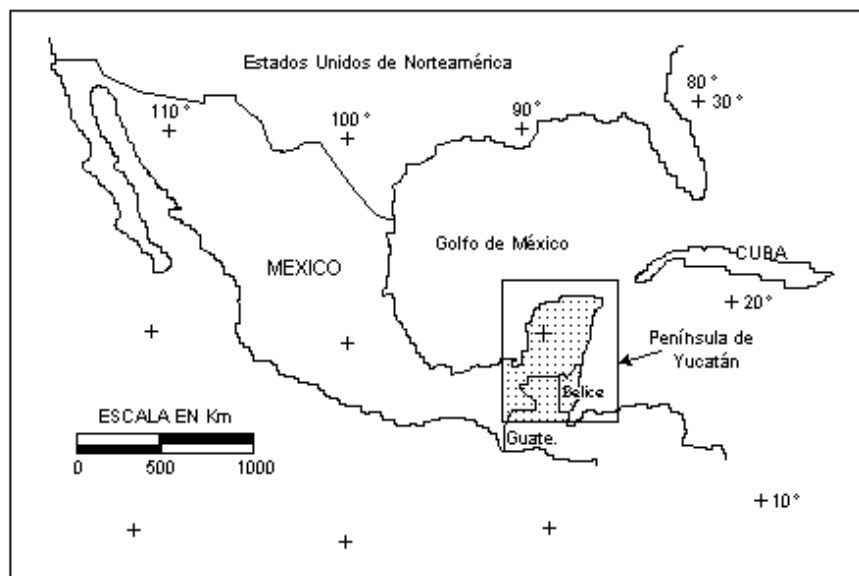


Figura 1. Mapa de localización de la Península de Yucatán (**Guate:** Guatemala).

Está limitada naturalmente al norte por el Banco de Campeche (Talud Continental), cuyos márgenes hacia el norte y occidente se caracterizan por un cambio abrupto en la pendiente, en lo que se denomina Escarpe de Campeche (Figura 2). El Banco se extiende hasta los 24° de latitud norte con un ancho máximo de 260 km en dirección norte-sur; en el occidente se extiende hasta el 92.5° oeste, limitado por el Cañón de Campeche con dirección norte-sur. La porción occidental del Banco tiene un ancho máximo de 225 km

(López Ramos, 1975). Al sur está limitada por la Sierra Madre del Sur y Sierra de Chiapas en México y las sierras del norte de Centro América, incluyendo el Petén de Guatemala y las Montañas Maya de Belice (Weidie, 1985); y al oriente por el Talud Continental del Mar del Caribe.

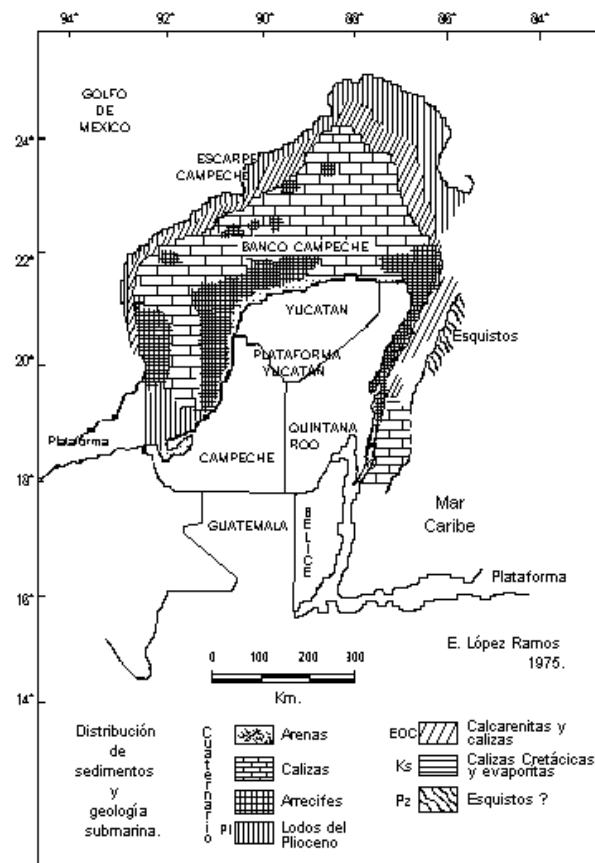


Figura 2. Áreas colindantes a la Península de Yucatán (López Ramos, 1975)

II.2 Fisiografía

La Península de Yucatán es una gran plataforma calcárea que puede ser fácilmente diferenciada del resto de la República Mexicana y áreas colindantes en Centro América debido a su relativa poca variabilidad geológica y fisiográfica. Se considera como la Provincia Geológica de la Plataforma de Yucatán, la cual en general se caracteriza por

tener rocas de edad Cenozoica y por estar compuesta de sedimentos marinos calcáreos, depositados en un ambiente de plataforma de margen pasiva (Ortega et al., 1992).

La Península de Yucatán pertenece a la Provincia Fisiográfica de la Planicie Costera del Golfo, en la cual se pueden reconocer cuatro regiones fisiográficas (Weidie, 1985). Como todas sus rocas aflorantes en la superficie son carbonatos, ésta presenta una gran variedad de rasgos kársticos que están altamente relacionados con la elevación de la región y la profundidad del nivel freático; las regiones fisiográficas son:

- 1) Planicie del norte caracterizada por cenotes kársticos, se encuentra al norte y noreste de la Sierrita de Ticul, extendiéndose hasta la línea de costa del Golfo de México y el Caribe, presenta un ancho máximo de 275 km desde el área de Peto hasta Cabo Catoche al noreste y un mínimo de 50 km desde Mexcanú hasta Celestúm al noroeste (Figura 3). Las alturas se incrementan desde la costa hacia tierra adentro hasta unos 35-40 m cerca de la base de la Sierrita de Ticul. El relieve local raramente excede los 10 m y disminuye hacia la costa.
- 2) Sierrita de Ticul, se encuentra en la parte sur del Estado de Yucatán, con un rumbo N 55° W y con aproximadamente 160 km de largo; se extiende desde Mexcanú hasta el área de Polyuc (Figura 3); sus rasgos fisiográficos son el resultado de un fallamiento normal y sus elevaciones máximas son de 100 a 150 m.
- 3) Planicie del sur con cerros kársticos, se encuentra al sur de la Sierra de Ticul y continua hasta el pie de las montañas en la Sierra Madre, en los Estados de Tabasco y Chiapas, el Arco de la Libertad al norte de Guatemala y las Montañas Maya en el norte de Belice (Figura 3); presenta elevaciones máximas de 300 m en la parte central al oriente de Campeche; la porción oriental de la planicie es cortada por la zona de falla del Río Hondo; hacia el occidente el plegamiento de los carbonatos causa ondulaciones topográficas las cuales se extienden desde el oriente de Campeche hasta el Golfo de México cerca de los poblados de Champotón y Campeche.
- 4) Distrito del Bloque afallado del oriente, paralelo a la costa del Caribe, abarca desde Belice hasta Tulum en Quintana Roo, presenta una topografía caracterizada por

sierras y depresiones con rumbo NNE, las cuales reflejan la ocurrencia de horst y grabens de la zona de falla del Río Hondo; la mayoría del distrito presenta elevaciones de 50 a 100 m y el relieve es generalmente de cerca de 25 m, pero podría ser mayor en áreas locales cercanas a fallas.

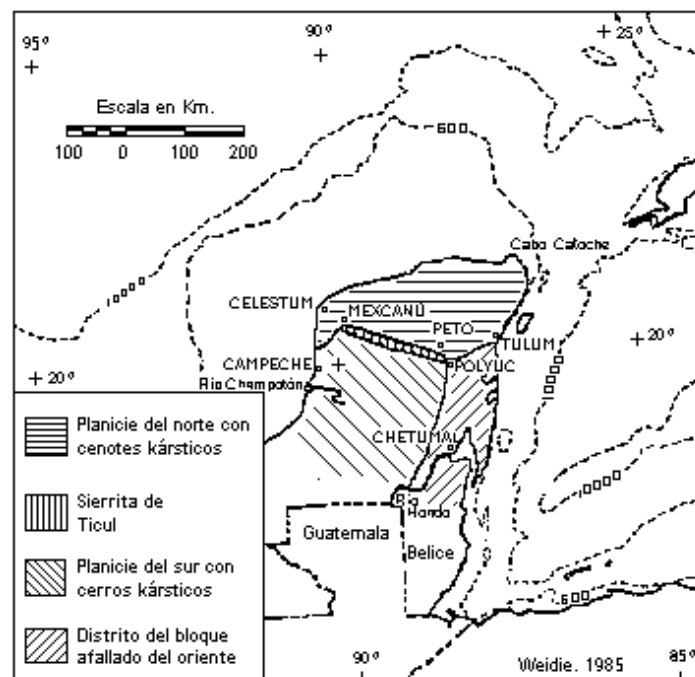


Figura 3. Provincias fisiográficas de la Península de Yucatán (Weidie, 1985).

II.3 Estratigrafía

En la Península de Yucatán las rocas que se tienen en superficie, están representadas básicamente por una secuencia litológica compuesta de rocas calcáreas de edad Cenozoica, ésta secuencia no presenta deformaciones significativas y sus estratos conservan una actitud horizontal o subhorizontal (Figura 4).

Sin embargo, en el subsuelo se ha registrado la presencia de rocas con edades del Paleozoico y Mesozoico, siendo las más antiguas rocas con metamorfismo regional,

con aspectos estructurales más complejos. Para fines de descripción de las distintas unidades litológicas, se inicia a partir de las rocas más antiguas a las más recientes (Figura 5).

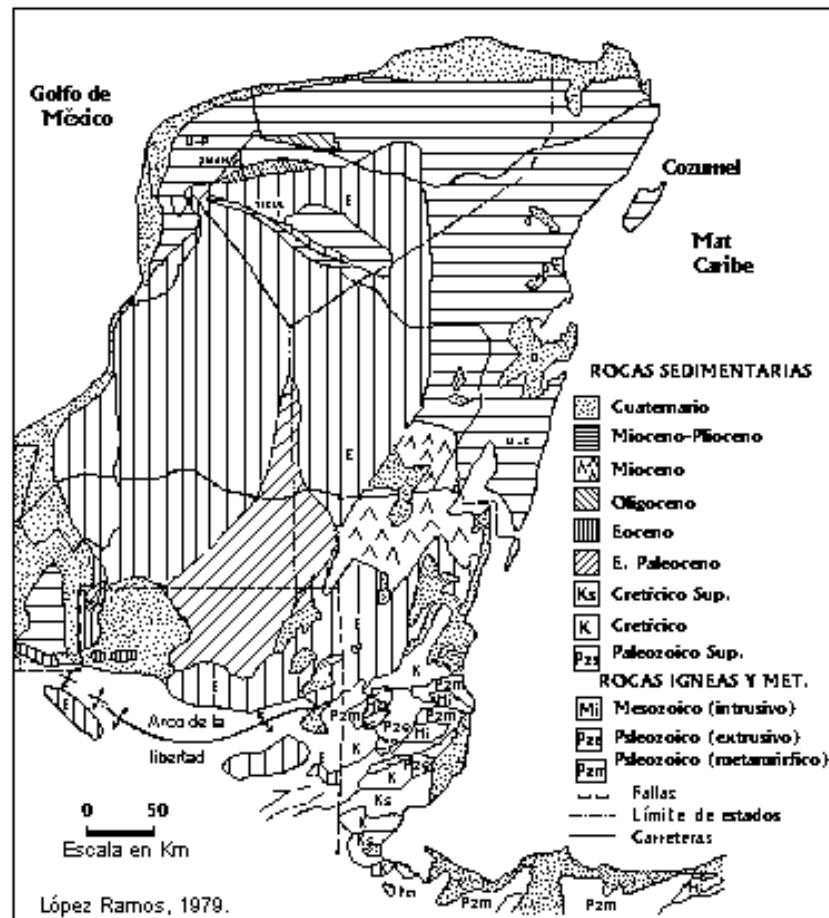


Figura 4. Mapa geológico de la Península de Yucatán (López, 1979).

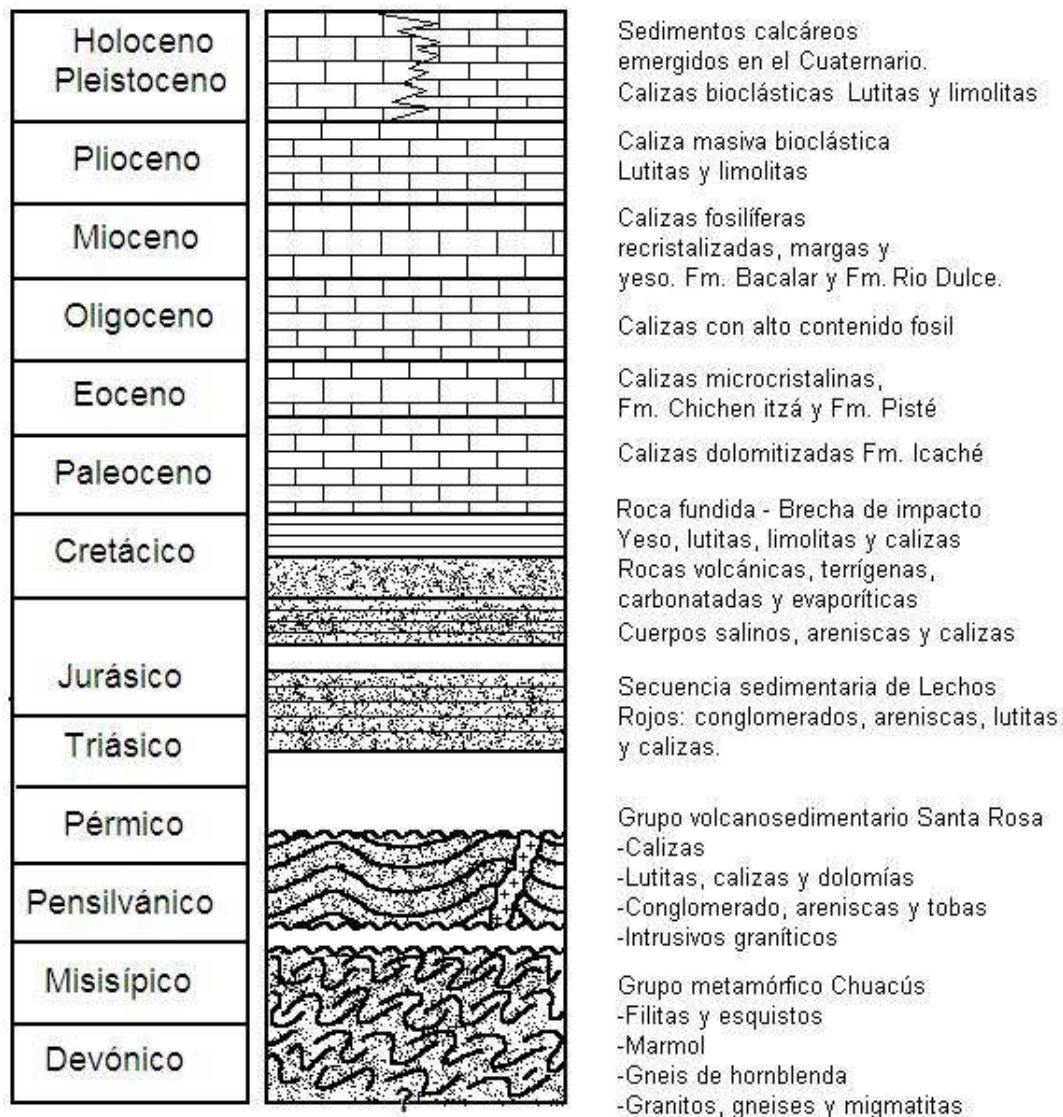


Figura 5. Columna estratigráfica de la Península de Yucatán.

II.3.1 PALEOZOICO

II.3.1.1 Grupo metamórfico Chuacús (Pzm)

Representa a las rocas más antiguas de la península, aflora únicamente en la parte más al sur que limita a la Península, en la región de Chiapas en México, y en los

Altos Cuchumatanes y Sierra de Chuacús en Guatemala. Dado que constituyen el sector sur de la Península de Yucatán, se ha propuesto que podrían ser el basamento para toda península. El Grupo Chuacús es una secuencia meta-sedimentaria y meta-ígne, compuesta de varios miembros. El inferior se conoce como Formación San Agustín, y esta compuesto por granitos, gneises y migmatitas, encima se tiene un miembro de gneis de hornblenda, después un mármol considerado como Miembro San Lorenzo y por último en la parte superior a la Formación Jones, compuesta de filita y esquistos de mica (Roper, 1978). El grado metamórfico de estas rocas corresponde a facies de anfibolita (Figuras 4 y 6).

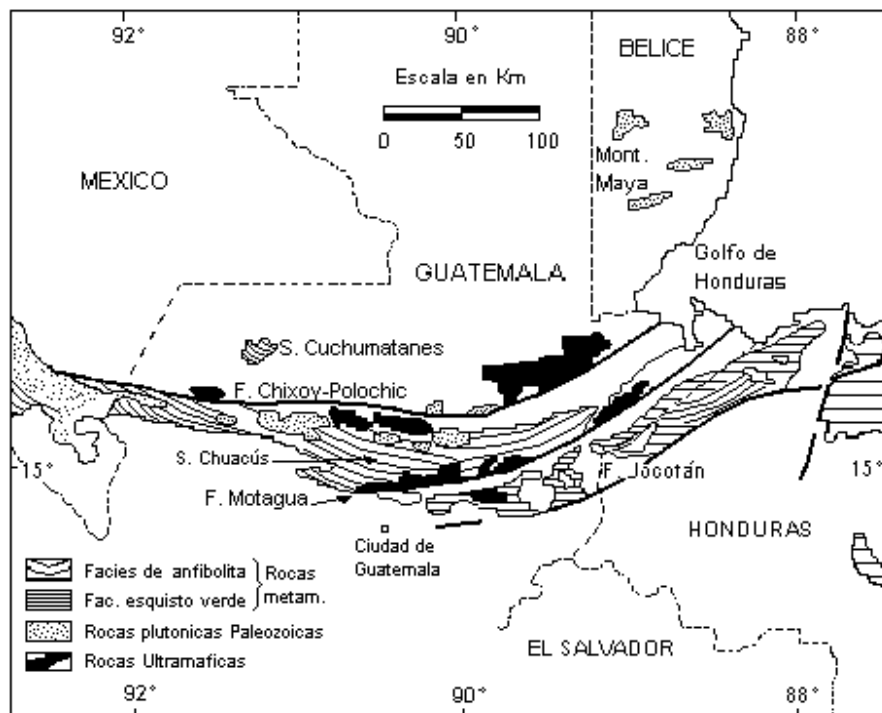


Figura 6. Distribución de rocas metamórficas y plutónicas pre-Mesozoicas en el norte de Centroamérica (Modificada de Weyl, 1980).

La edad asignada a la secuencia metamórfica (Pzm) corresponde al Paleozoico (Devónico-Carbonífero), aunque posiblemente llegue al Precámbrico (Donnelly et al., 1990). Varios autores han reportado diferentes edades para este Grupo, observándose las siguientes variaciones: 290 ± 30 Ma., 330 Ma., 410 Ma. y 420 Ma. (Bass y Zartman,

1969; Dengo et al., 1969; Viniegra, 1971; López, 1973), esta variación de edades se ha sugerido que se debe a una alteración térmica del Paleozoico Tardío, que alteró todas las rocas pre-Misisípicas (Meyerhoff, 1967).

II.3.1.2 Grupo volcano-sedimentario Santa Rosa (Pzs)

Esta secuencia aflora en la parte sur de la Península, en el área correspondiente a Chiapas, Guatemala y en las Montañas Maya de Belice (Series Maya y Macal). Se compone de una secuencia de rocas sedimentarias altamente plegadas y en algunas ocasiones ligeramente metamorfoseadas. La edad asignada a la secuencia Pzs es Paleozoico Superior (Carbonífero Superior – Pérmico Inferior), (Anderson et al., 1973; Weyl, 1980), (Figura 4).

Las formaciones que conforman al Grupo de la parte inferior hacia arriba son:

Formación Chícol: definida en Guatemala, consiste de intercalaciones de conglomerados, areniscas con tobas, capas volcanoclásticas y menos comúnmente brecha andesítica, el contacto con las rocas del basamento cristalino es discordante.

Formación Tactic: consiste de lutitas que algunas veces son esquistosas, otras filíticas y ocasionalmente contienen capas de caliza y dolomita.

Formación Esperanza: es litológicamente similar a la Formación Tactic, pero contiene fusulínidos que le han asignado una edad del Sakmariano.

Caliza Chóchal: presenta un contenido muy rico de fauna, en particular de fusulínidos con los cuales se le ha asignado la edad del Artinskiano. Su parte superior se conoce como Miembro Tuilán, el cual según su fauna de braquiópodos y amonoideos se ubica en el Kunguriano (Pérmico Inferior).

II.3.1.3 Intrusivos (Mi)

Se compone de plutones graníticos, que se encuentran intrusionando al Grupo Santa Rosa, afloran en la parte sureste de la Península, en el área correspondiente a las Montañas Maya de Belice y la parte oriental de Guatemala (Figuras 4 y 6).

Se les ha asignado múltiples edades radiométricas. De acuerdo con Steiner (comunicación oral en: Marton y Buffler, 1994), se mostró que al menos uno de los batolitos graníticos (Mountain Pine Ridge), es un cuerpo compuesto del cual se obtuvieron edades U/Pb de 403-418 M.a. (Silúrico Tardío), y Bateson y Hall (1977), dataron el mismo, obteniendo una edad del Carbonífero (Rb/Sr, 320 ± 10 M.a.).

Algunos de los distintos intrusivos son los siguientes: el granito Humingbird de edad Triásica (K/Ar, 227-237 M.a.), (Bateson y Hall, 1977); el granito Matanzas con edades Triásicas (Rb/Sr, 227 M.a., Ar/Ar, 212-213 M.a.) y Jurásica (Ar/Ar, 161 M.a.), (Donnelly et al., 1990); y el granito Rabinal del centro de Guatemala con edad Precámbrica y Misisípica (U/Pb, 1075 ± 25 M.a., 345 ± 20 M.a.), (Donnelly et al., 1990).

II.3.2 MESOZOICO

II.3.2.1 Secuencia sedimentaria de Lechos Rojos (Ms)

La secuencia se compone de estratos de conglomerados continentales rojos, areniscas y lutitas arcillosas. El contenido de los conglomerados varía de acuerdo al ambiente, pero consiste principalmente de material metamórfico, granitos y calizas Paleozoicas. Se han reconocido horizontes intercalados de caliza dolomítica, representando transgresiones marinas, por lo que la unidad no es exclusivamente continental (López, 1979).

Esta secuencia ha sido correlacionada con la formación Todos Santos de edad Jurásico-Cretácico (Viniestra, 1971), (Figura 7), mientras que López (1979) los consideró del Triásico-Jurásico; por su parte Ochoa y colaboradores (1999), consideran que los

lechos rojos del anticlinorio de Huayacocotla, en el estado de Hidalgo, corresponden a las Formaciones Cahuascal y Tepéxic, por lo que dicha edad podría caer en el intervalo Triásico Tardío-Jurásico Medio.

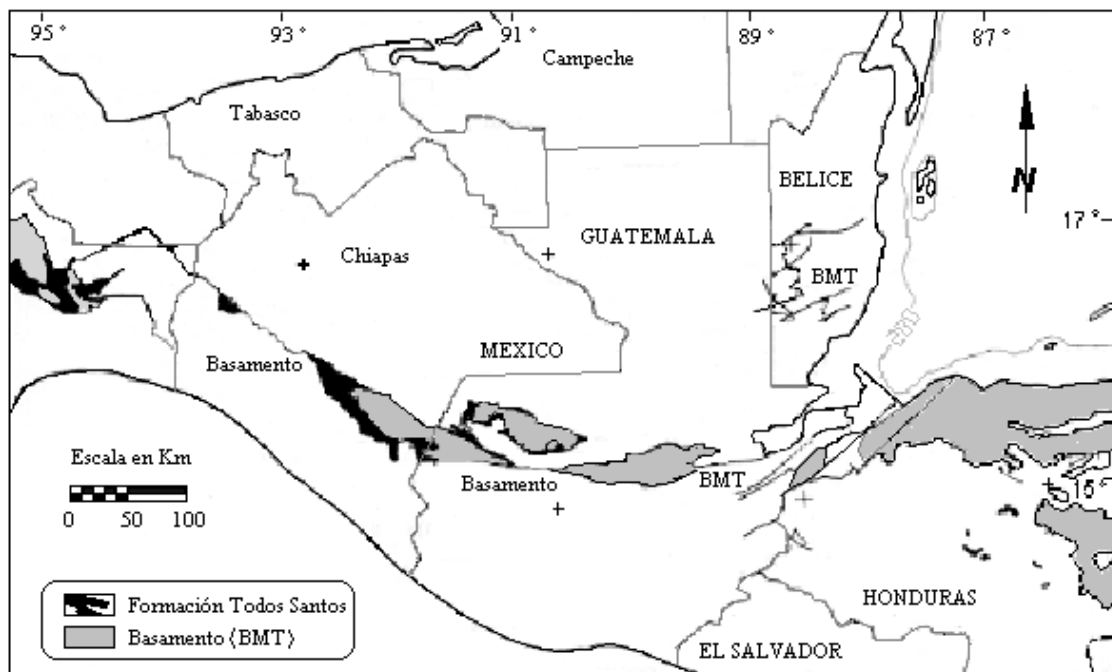


Figura 7. Afloramientos de la Formación Todos Santos y del basamento pre-Mesozoico (Modificada de Bishop, 1980).

II.3.2.2 Secuencia sedimentaria marina (Jss)

Consiste principalmente de grandes cuerpos salinos de edad caloviana que afectan a una secuencia del Jurásico Superior, la cual presenta areniscas formadas en ambiente de dunas costeras y de playa, así como calizas oolíticas, depositadas como bancos en plataforma somera durante el Oxfordiano (Formación Ekbalam), Kimeridgiano (Formación Akimpech) y Titoniano (Formación Edzná), depositadas en un ambiente de tipo transgresivo (Ángeles, 1997).

II.3.2.3 Secuencia sedimentaria marina (K)

Consiste de un paquete de rocas volcánicas, terrígenas, carbonatadas y evaporíticas de facies mixtas, constituido por lutita obscura, bentonita, limolita pardo rojiza, arenisca fina, anhidrita-yeso, caliza y dolomía. A estas rocas se les ha asignado una edad del Cretácico Inferior por estar descansando en transición sobre las rocas del Jurásico Superior (Moreno, 1988).

II.3.2.4 Secuencia sedimentaria marina (Ks)

El Cretácico Superior fue el principio de una etapa extensa de depósitos de carbonatos y evaporitas que se continuó en la plataforma de Yucatán hasta el Cuaternario. Sobre los lechos rojos descansa, en discordancia angular, una serie de evaporitas conocida como Evaporitas Yucatán, definidas como una secuencia de anhidrita, yeso, dolomía y caliza del Albiano-Cenomaniano (López, 1973 y 1975); ésta secuencia evaporítica contiene además importantes espesores de yeso, así como horizontes de lutita, limolita y caliza marmorizada. Su intervalo de depósito fue ampliado del Albiano hasta el Maastrichtiano (Salvador y Quezada, 1989), (Figura 4).

II.3.2.5 Secuencia de brecha de impacto (KTb)

Consiste de un paquete de brechas dividida en dos cuerpos, la brecha inferior constituida principalmente por fragmentos de caliza, yeso y anhidrita, y la brecha superior constituida por fragmentos de basamento cristalino y en menor cantidad caliza (Vázquez, 2000; Vera, 2000; Escobar 2002). Ésta brecha fue generada por el impacto de un meteorito, generando el cráter de impacto Chicxulub en la porción noroeste de la Península de Yucatán. La brecha puede reconocerse en toda península, aunque en algunas zonas como en la sonda de Campeche se ha considerado que se originó por efectos combinados tanto del impacto meteorítico, como por sismicidad asociada que sacudió el frente de la plataforma desprendiendo bloques de caliza, así como por oleaje gigantesco (tsunamis), (Grajales et al., 2000).

II.3.2.6 Roca fundida (KTrf)

Unidad de rocas fundidas generadas por el impacto meteorítico en el cráter Chicxulub. La génesis de estas rocas se considera como fusión parcial y selectiva del granito y gneis del basamento, más un aporte significativo de la cobertura sedimentaria (calcáreo-evaporítica). Tales rocas han sido divididas en dos tipos de impactitas: roca holocristalina de fusión por impacto y brecha de fusión por impacto (Lounejeva, 2001).

II.3.3 CENOZOICO

II.3.3.1 Secuencia marina del Paleoceno (Tpa)

Se constituye de calizas compactas de micro a macro cristalinas, generalmente dolomitizadas, a veces silicificadas, o bien simplemente recristalizadas, lo que explica la ausencia de fósiles determinables. En el pozo Corinto No. 1, se atravesó la secuencia más de 500 metros y no se llegó a la base de la misma, por lo tanto se desconoce su espesor exacto (López, 1975). Las rocas son de ambiente marino, con facies bentónica de mares someros. La edad que se le asigna corresponde al Paleoceno-Eoceno Inferior y se le ha denominado como Formación Icaché (Sapper, 1896), (Figura 4).

II.3.3.2 Secuencia marina del Eoceno (Te)

Está compuesta por una columna de caliza microcristalina de textura mudstone de color pardo claro, con estratificación de espesores variables. En ocasiones se presenta de forma masiva y llega a presentar fragmentos de sílice coloidal dentro de la matriz calcárea; pueden cambiar a verdaderas margas amarillas e inclusive a lutitas verdosas. Se les ha asignado el nombre de Formación Chichen Itzá y Pisté. Son las rocas más abundantes de la península, cubren de manera concordante a las rocas de la Formación Icaché (López Ramos, 1973), en la figura 4.

II.3.3.3 Secuencia marina del Oligoceno (To)

La secuencia está constituida principalmente por paquetes de caliza con contenido fósil, con texturas que varían de grainstone-pakstone a boundstone de color blanco y rosado, así como caliza grainstone de la misma tonalidad; ocasionalmente se llegan a presentar horizontes arenosos. Estas rocas podrían pertenecer a la parte superior de la Formación Chichen Itzá, o bien, a la parte inferior de la Formación Carrillo Puerto (Figura 4).

II.3.3.4 Secuencia marina del Mioceno (Tm)

Esta secuencia marina se compone de calizas fosilíferas, con texturas de tipo packstone de color blanquecino un poco recristalizadas, en los niveles inferiores pasan a margas blancas, a veces se presentan finas capas de yeso. Se les ha asignado el nombre de Formación Bacalar (López Ramos, 1973). Por su similitud con la Formación Carrillo Puerto, resulta complicado establecer diferencias claras entre ambas. La unidad también es correlacionable con la Formación Río Dulce que se encuentra aflorando en el Estado de Quintana Roo (Figura 4).

II.3.3.5 Secuencia marina del Neógeno (Tn)

Esta secuencia se compone de calizas blancas recristalizadas con microfauna, calizas coquinoides y calizas conglomeráticas. Su actitud es horizontal y no presenta estratificación. Estas rocas se les ha asignado al Neógeno, por ser de edad Plioceno-Mioceno, no diferenciadas (Ortega et al., 1992), (Figura 4).

II.3.3.6 Secuencia marina del Plioceno (Tpl)

Las rocas que pertenecen exclusivamente al Plioceno, constituyen depósitos de caliza masiva bioclástica, ocasionalmente estratificada, con textura packstone y esporádicos horizontes de lutita y limolita.

II.3.3.7 Secuencia continental del Cuaternario (Qc)

Son depósitos de caliza bioclástica con textura packstone, y horizontes detríticos compuestos por lutita y limolita cubiertas por caliche (conocido en lengua maya como sascab), a las cuales no se les ha asignado un nombre formacional (Figura 4).

II.3.3.8 Secuencia marina del Cuaternario (Q)

Son los sedimentos de la costa norte de la península, emergidos durante el Cuaternario, debido a cambios eustáticos del nivel del mar en todo el mundo. Esta región costera constituye una provincia de depósito en la que la naturaleza de los sedimentos es estrictamente carbonatada marina debido a la ausencia de corrientes fluviales que depositen sedimentos terrígenos (Aguayo et al., 1980). López (1979), argumenta que es probable que las calizas consolidadas pertenezcan al Pleistoceno y las capas superiores más blandas y costeras pertenezcan al Holoceno (Figura 4).

II.4 Tectónica regional (Modelos de evolución del Golfo de México)

Se han realizado muchos modelos enfocados a reconstruir la historia del Paleozoico Tardío al Mesozoico en la región del Golfo de México-Caribe-Atlántico Central. Desde Bullard et al. (1965), se dio la pauta para una mejor comprensión de la reconstrucción en el Paleozoico Tardío y la subsecuente evolución de esta área. Sin embargo, aún no existe un consenso general a este respecto. Aunque se ha tomado una inmensa cantidad de datos geológicos y geofísicos en las márgenes de la cuenca, su enfoque ha sido sólo al registro geológico más accesible (Cenozoico). Las rocas del Mesozoico Temprano y Paleozoico afloran únicamente en unas pocas localidades cerca de las márgenes de la cuenca.

Lejos de los márgenes éstas rocas están mas allá de las profundidades de perforación o se encuentran cubiertas por sal. En general, la información geológica disponible de las áreas marginales no provee datos que permitan una buena comprensión

del tiempo, secuencia y naturaleza de los eventos geológicos que dieron lugar al Golfo de México.

La historia de apertura y expansión en el Atlántico Central está relativamente bien comprendida y puede emplearse para restringir la evolución del sistema Golfo de México-Caribe (Marton, 1995). En la actualidad existe poca duda de que el sistema Golfo de México-Caribe-Atlántico Central evolucionó en el espacio creado por la separación de Laurentia (Norteamérica) y Gondwana (Sudamérica/África) durante el rompimiento del supercontinente Pangea en el Mesozoico Temprano (Triásico), originado por expansión y formación de corteza oceánica en esta región.

Los conceptos de apertura y deriva continental, no son ideas totalmente nuevas para explicar el origen del Golfo de México. Wegener (1929) propuso la apertura del Golfo de México durante el rompimiento de Pangea y difiere poco de los modelos propuestos en la actualidad. Carey (1958) propuso que la apertura del Golfo se inició durante el Jurásico Tardío, cuando el Bloque de Centroamérica-Yucatán (en el oriente) y el Bloque Hondureño (al occidente) se separaron del continente Norteamericano a lo largo del eje aproximado de lo que se denominaba el Geosinclinal de la costa del Golfo y subsecuentemente tuvo una rotación en contra de las manecillas del reloj hasta la posición actual de Guatemala y Honduras.

Aunque algunos de los primeros modelos sugirieron que el Golfo de México existió como una cuenca oceánica desde principios del Paleozoico (Shurbet y Cebull, 1975), generalmente ahora se acepta que la evolución temprana del Golfo de México está relacionada y unida a un complejo proceso de rompimiento que dio origen a la fragmentación del supercontinente Pangea. La prueba principal para este modelo es la corteza oceánica de edad jurásica encontrada en el Golfo (Marton y Buffler, 1994). La separación de los principales bloques continentales (Norteamérica, Sudamérica-África) siguió una tendencia general NW-SE (Pindell y Barrett, 1990), dejando detrás un complejo terreno fragmentado o roto que evolucionó en tres cuencas oceánicas, el Atlántico Central, el Golfo de México y el Caribe respectivamente. Además los tres mares se originaron casi entre 50 y 80 Ma después del ensamble final de la Pangea, la cual se había completado en otro periodo de tiempo en las fajas de pliegues

Apalachiana/Herciniana (AFB) y Ouachita/Maratón (OFB) del Misisipico al Pérmico (Figura 8-B y C), (Rast, 1989; Viele y Thomas, 1989; Buffler y Thomas, 1994), y en una faja antitética poco documentada a lo largo de la margen norte de Sudamérica en el área de la cordillera central y del occidente de Venezuela (Bartok, 1993), así como la faja Mauritania en el occidente de África (Lefort, 1988).

Uno de los modelos más recientes es el propuesto por Marton y Buffler (1994) y Marton (1995), el cual se considera como uno de los más completos por hacer una conjugación de información geológica y de datos geofísicos, pocas veces realizada en otros modelos, en los cuales se interpreta información geológica o datos geofísicos por separado. Consta de dos etapas y muestra una definición precisa de la corteza oceánica en el Golfo de México y el conocimiento de la estructura cinemática de los grandes bloques continentales (Placa Norteamericana y Placa Afro-Sudamericana), (Figura 8-A).

La determinación de la corteza oceánica en el Golfo de México se obtuvo al combinar los resultados de datos geofísicos (refracción, sísmico multicanal, magnetometría y gravimetría) con información geológica y programas de reconstrucción de placas para visualizar los movimientos de estas. Proponiendo así, que durante el Triásico Tardío(?) al Jurásico Medio, en un estado "*sinrift*", el Bloque relativamente estable de Yucatán se movió hacia el sureste a lo largo de una zona de falla transforme en el lado oriental de México (Figura 8-B y C). Este movimiento dio lugar a una gran cantidad de extensión en el área del futuro norte del Golfo y al mismo tiempo el Bloque Florida-Bahamas se extendió en una dirección sureste para formar una serie de cuencas y arcos a lo largo de la actual plataforma de Florida.

Contrario a varios esquemas evolutivos del Golfo de México publicados, este modelo no requiere de gran fallamiento lateral entre Yucatán y Florida, aunque se postula desplazamiento lateral izquierdo a lo largo de una gran zona de cizalla en el oriente del Golfo (zona de fracturas Bahamas y su extensión noroeste), (Figura 8-B, BFZ).

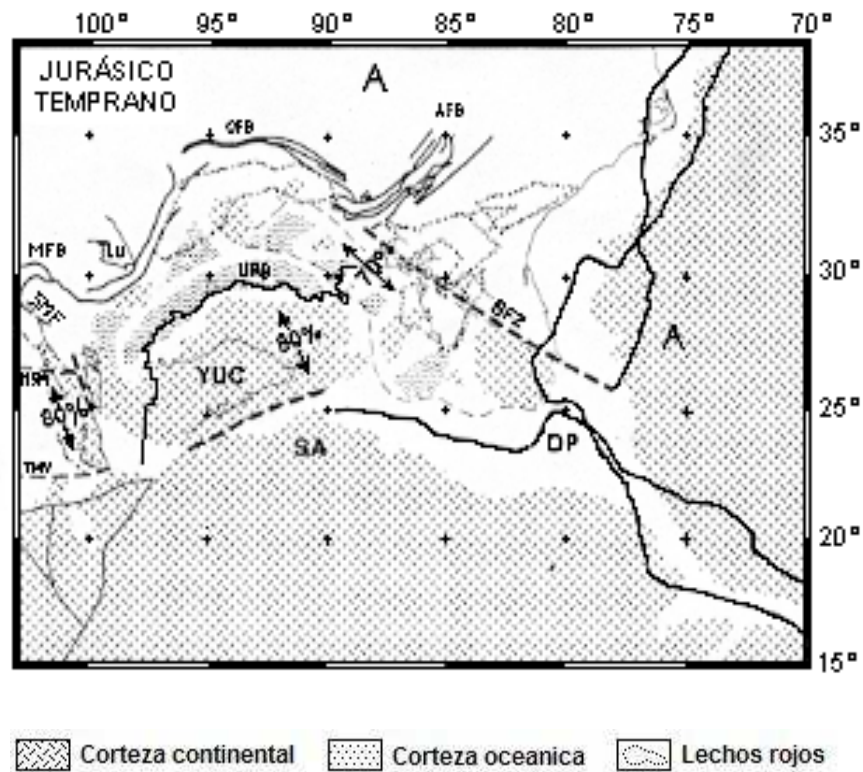


Figura 8-A. Modelo de evolución del Golfo de México (Marton y Buffler, 1994).

Leyenda: **A**, África; **AFB**, Faja de pliegues Apalaches; **BF**, Falla la Babia; **BFZ**, Zona de Fracturas Bahamas; **BP**, Meseta Blake; **CA**, Atlántico Central; **DP**, Meseta Demarara; **GM**, Golfo de México; **GP**, Meseta Guyana; **LU**, Elevación Llano; **MFB**, Faja de Pliegues Marathon; **Mgr**, Sierra media del Golfo; **MSM**, Megacizalla Mojave Sonora; **OFB**, Faja de pliegues Ouachita; **P**, Polo de rotación; **PC**, Proto Caribe; **SA**, Sudamérica; **SMF**, Falla San Marcos; **TMV**, Megacizalla de la Faja Volcánica Transmexicana; **URB**, Cuencas de rift no diferenciadas; **YUC**, Bloque de Yucatán; **WMT**, Falla Transforme Western Main.

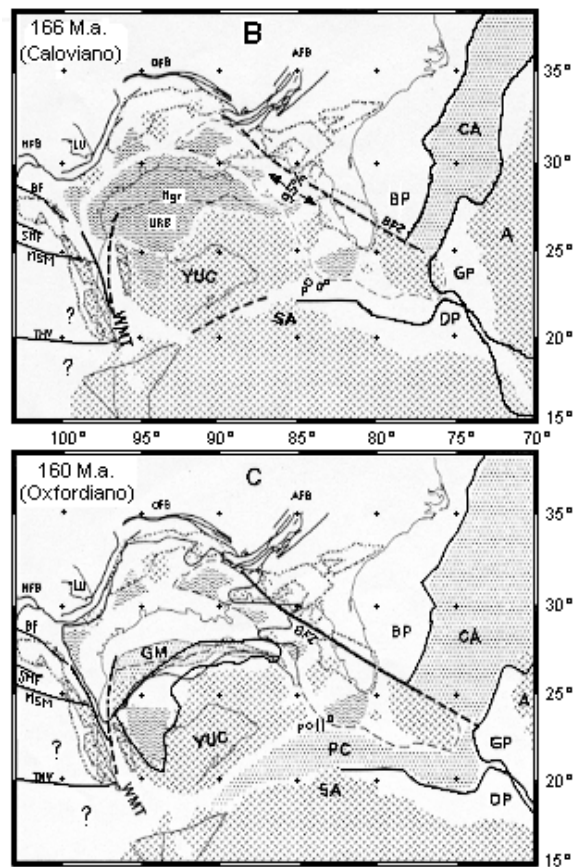


Figura 8-B y C. Modelo de evolución del Golfo de México (Marton y Buffler, 1994).

Leyenda: **A**, África; **AFB**, Faja de pliegues Apalaches; **BF**, Falla la Babia; **BFZ**, Zona de Fracturas Bahamas; **BP**, Meseta Blake; **CA**, Atlántico Central; **DP**, Meseta Demarara; **GM**, Golfo de México; **GP**, Meseta Guyana; **LU**, Elevación Llano; **MFB**, Faja de Pliegues Marathon; **Mgr**, Sierra media del Golfo; **MSM**, Megacizalla Mojave Sonora; **OFB**, Faja de pliegues Ouachita; **P**, Polo de rotación; **PC**, Proto Caribe; **SA**, Sudamérica; **SMF**, Falla San Marcos; **TMV**, Megacizalla de la Faja Volcánica Transmexicana; **URB**, Cuencas de rift no diferenciadas; **YUC**, Bloque de Yucatán; **WMT**, Falla Transforme Western Main.

La evidencia estratigráfica del borde de la cuenca indica que durante la fase de expansión (rifting), la cuenca emergió y fue una área de erosión con sedimentación continental localizada y vulcanismo. De acuerdo con Marton y Buffler (1994), la

reconstrucción de las provincias salinas de Louann y Campeche, muestran que algo de la sal original pudo haberse depositado en una cuenca oceánica parcialmente abierta del Calloviano al Oxfordiano temprano. El estado de deriva estaría marcado entonces por el cese del vulcanismo de la margen continental, una transgresión mayor y la sedimentación marina a lo ancho del Golfo.

La estructura cinemática para la apertura del Golfo de México requiere una expansión mayor en el sureste del Golfo, conforme el Bloque de Yucatán rotaba de forma antihoraria con respecto a la región Florida-Bahamas, cesando para el Berriasiano Tardío (Marton y Buffler 1994).

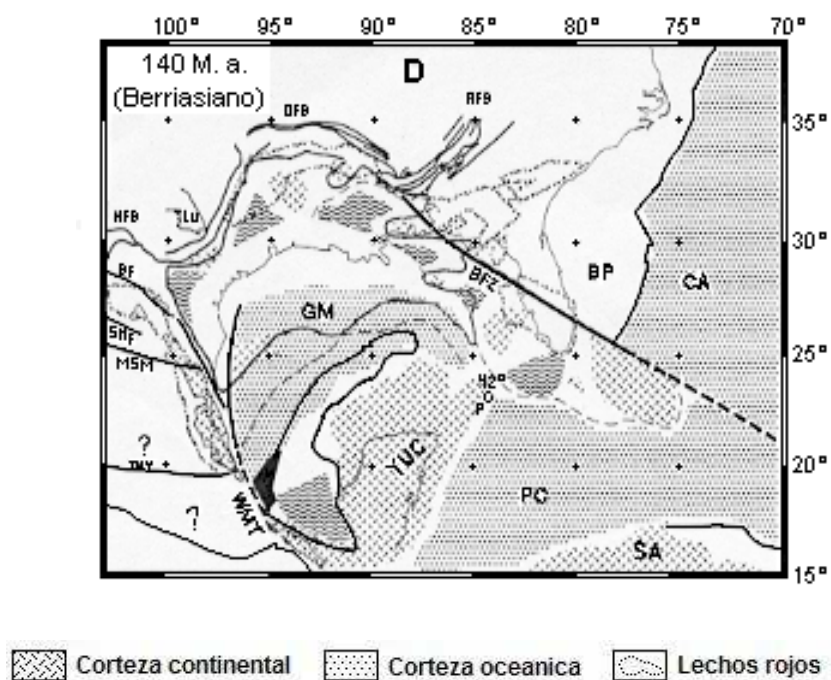


Figura 8-D. Modelo de evolución del Golfo de México (Marton y Buffler, 1994).

II. 4.1 Bloque de Yucatán

El Bloque de Yucatán (Figura 9), tiene como límites corteza oceánica del Golfo de México al norte y al occidente. Entre el bloque estable y la corteza oceánica existe una estrecha margen de rift con pendiente hacia el norte, caracterizada por el rápido adelgazamiento de la corteza continental. Al noreste, en el área del sureste del Golfo de México, el Bloque de Yucatán está separado de los terrenos del sur de Florida, por un complejo sistema de rift del Jurásico Medio a Tardío de orientación noroeste (Marton, 1994).

En general, el límite del Bloque de Yucatán puede ser definido por la margen de la plataforma carbonatada del Cretácico Inferior (Buffler y Sawyer, 1985; Buffler y Thomas, 1994). En el sector ESE, el Bloque está limitado por el borde continental sumergido de Yucatán. Existe evidencia sísmica y de perforaciones, de que la estratigrafía de la plataforma y el basamento de Yucatán, continúan hasta el borde del Bloque (Rosencrantz, 1990) y que su estratigrafía estuvo afectada por tectonismo del Cretácico Tardío al Paleógeno. Sin embargo, no es claro cuanto de la margen pasiva Mesozoica original se preservó, o cuanto fue afectada durante el emplazamiento de la moderna corteza del Caribe en la cuenca de Yucatán. El límite sur del Bloque está definido por la zona de falla Polochic - Motagua (Donnelly et al., 1990); aunque éste es un límite de placas actual y dicha zona se asume que estuvo cerca de la margen Mesozoica del sur de Yucatán, debido a la ausencia de más datos.

Existen dos tipos de interpretaciones del límite suroeste de Yucatán: Pindell (1985) sugiere que la enorme área representada por el Complejo Granítico del Batolito de Chiapas (Figura 9), donde plutones permo-triásicos intrusionan rocas metamórficas Precámbricas (Lopez-Ramos, 1979), no forma parte del Bloque de Yucatán y está separado de éste por la falla transforme "Tamaulipas - Golden Lane - Chiapas".

Sin embargo, se ha argumentado que no existe evidencia clara para dicha falla transforme, (Salvador, 1991). En 1987 el mismo autor sugirió que la transforme occidental que se requería para dar lugar a la apertura del Golfo, debería cruzar el sur de México hasta el Istmo de Tehuantepec. Marton y Buffler (1994) apoyan la idea de Salvador,

aunque la forma de la falla propuesta (Western Main Transform) es diferente (Figura 9). Además proponen un polo de rotación en el sureste del Golfo, que describe la fase de deriva del Golfo de México, definiendo un círculo pequeño que no solo sigue la margen oriental mexicana, sino que también gira hacia el occidente del Batolito de Chiapas y cruza el Istmo (Figura 9).

Dicha solución es compatible con la gran cantidad de rotación en contra de las manecillas del reloj ($63^\circ \pm 11^\circ$), que se ha demostrado existente para el Bloque de Yucatán con relación a Norteamérica (Molina Garza et al., 1992).

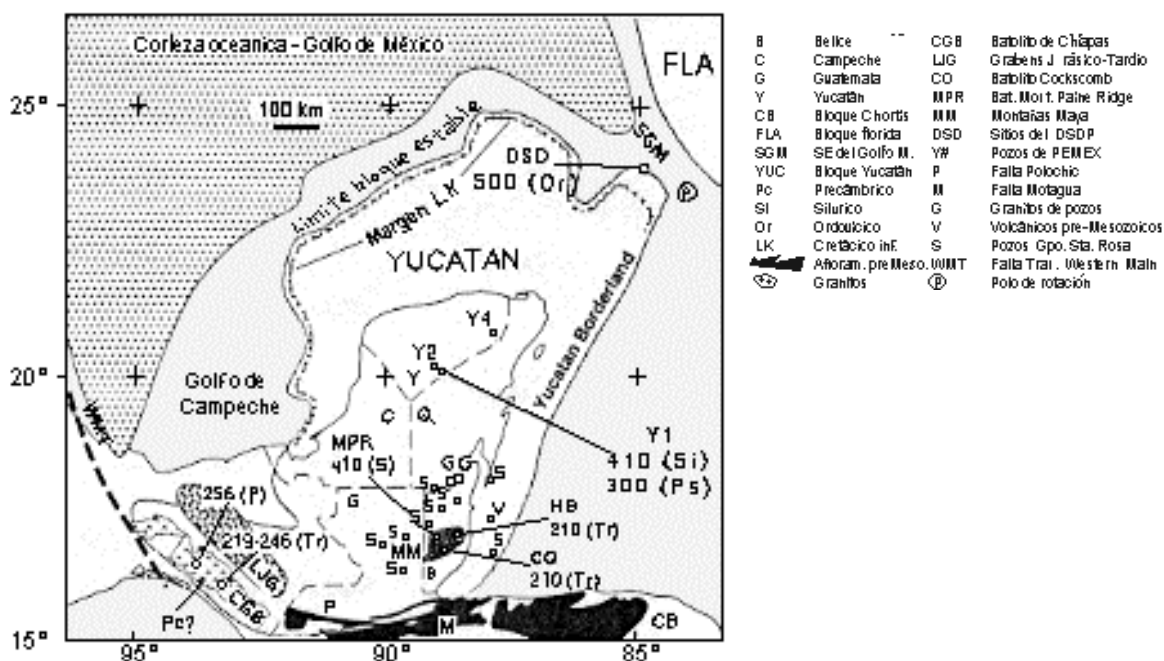


Figura 9. Mapa del Bloque de Yucatán mostrando las principales ocurrencias de fallas, rocas pre-Cámbricas y Paleozoicas (Marton y Buffler, 1994).

III CRÁTER CHICXULUB

III.1 Localización

El Cráter Chicxulub se encuentra localizado en la porción noroeste de la Península de Yucatán (Figura 10), sepultado entre unos 300 y 1100 m de profundidad.

El centro aproximado de esta estructura se encuentra cercano al puerto de Chicxulub, a unos kilómetros al oriente de Puerto Progreso y por ello se le ha denominado como Cráter Chicxulub.

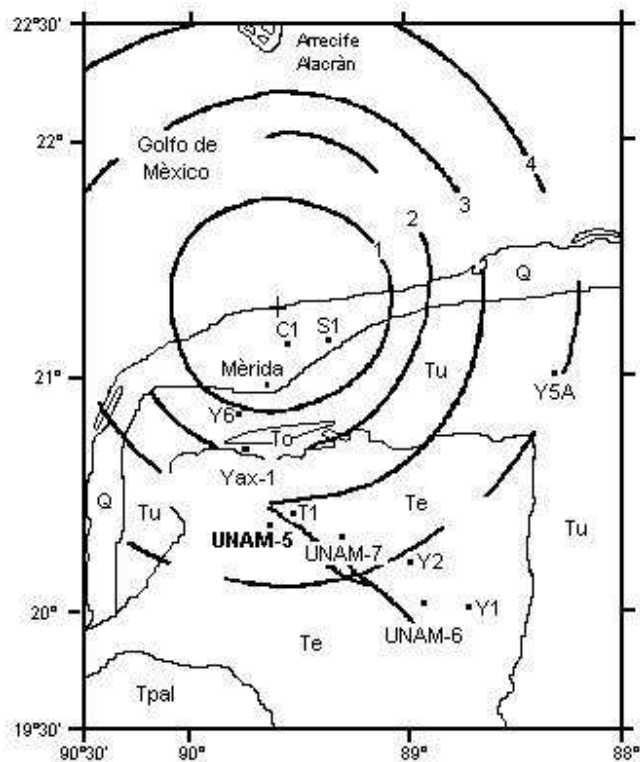


Figura 10. Localidades de los principales pozos perforados en la Península de Yucatán: C1, Chicxulub-1; S1, Sacapuc-1; T1, Ticul-1; Y1, Yucatán-1; Y2, Yucatán-2; Y5A, Yucatán-5A y Y6, Yucatán-6, UNAM-7, UNAM-6. El UNAM-5, se encuentra al sur de la estructura a 3.5 km al noroeste del pueblo de Santa Elena, entre los anillos 3 y 4 del modelo gravimétrico de Sharpton et al., 1993. Las unidades en superficie son: Q, Cuaternario (< 2 Ma); Tu, Terciario Superior (2 a 35 Ma); Te, Eoceno (35 a 55 Ma) y Tpal, Paleoceno (55 a 65 Ma), (Modificado de Urrutia et al., 1996a).

La estructura del cráter fue reconocida a partir de la década de los cincuenta con el uso de datos geofísicos, realizados por Petróleos Mexicanos (PEMEX). El programa de perforación incluyó ocho pozos exploratorios, que revelaron ocurrencias inusuales de rocas cristalinas y brechas del Cretácico Superior, pensándose entonces que indicaban un gran campo volcánico (López Ramos, 1979).

En 1980, un grupo de investigadores encabezado por Álvarez et al. (1980), indican que la extinción masiva en el límite Cretácico-Terciario (K/T), fue debida a los efectos de la colisión de un bólido de grandes dimensiones (~10 km de diámetro) con la Tierra con, el cual dio lugar a la depositación de una nube de polvo que cubrió el planeta por un periodo de varios años. Se produjeron efectos globales en el clima y por ende en los organismos al bloquear los rayos solares e interrumpir los procesos de fotosíntesis, dando como resultado efectos mayores en la biosfera. A partir de la publicación de Álvarez y colaboradores, se iniciaron numerosas investigaciones para analizar la teoría y con ello se comenzó la búsqueda del cráter (Urrutia et al., 1997).

III.2 Morfología del cráter

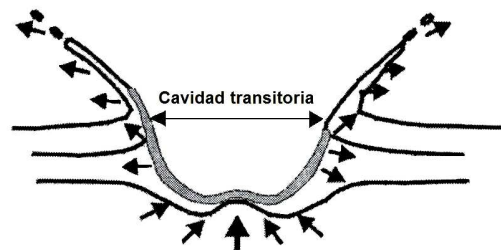
El cráter de impacto Chicxulub se ha considerado como una cuenca multianillada, que se encuentra completamente sepultada por una secuencia de carbonatos y evaporitas de edad Cretácica, de aproximadamente cuatro km (con base en anomalías de Bouguer). Los estudios gravimétricos y magnéticos, han mostrado anomalías en forma de anillos concéntricos a la cuenca de impacto, dichos anillos son reflejados en superficie por un modelo de fracturamiento el cual ha influenciado el flujo del agua subterránea, produciendo así un anillo de cenotes (Pope et al., 1991; Connors et al., 1996).

El diámetro de la estructura de impacto en la Península de Yucatán, todavía es ampliamente discutido aunque se ha considerado de aproximadamente 180 km (Pilkington y Hildebrand, 1994).

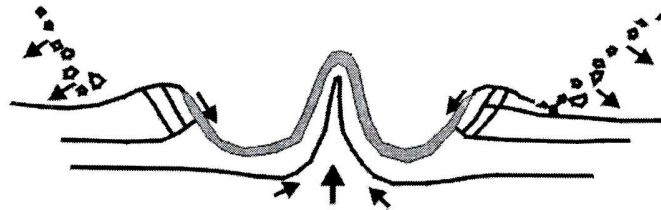
Para que un cráter de tipo complejo o de cuenca multianillada se forme como es el caso del cráter Chicxulub, es necesario que por lo menos algunos procesos se lleven a cabo.

En el momento del impacto, dos procesos son llevados a cabo simultáneamente que dependen tanto del diámetro del cuerpo impactador, su velocidad, así como de las características del material impactado. En primer lugar el centro de la cavidad transitoria, rebota y produce en algunas ocasiones un levantamiento central (Figura 11b), que cuando está expuesta toma la forma de pico central compuesto de las rocas del basamento y los márgenes del cráter se colapsan en series de fallas normales hasta formar zonas de terrazas de bloques deslizables. En los grandes cráteres el levantamiento central es gravitacionalmente inestable y subsecuentemente se colapsa para formar un anillo de picos (Figura 11 c).

a) Proceso de excavacion y comienzo del levantamiento



b) Levantamiento central



c) Formación del cráter con anillos de picos o d) Cuenca multianillada



Figura 11. Modelo genérico de la formación de cráter de grandes dimensiones, modificado de Melosh (1989).

En segundo lugar la cuenca modificada se rellena con una mezcla de roca fundida y una gran cantidad de fragmentos de rocas originadas en el sitio del impacto, así como una cantidad considerable de fragmentos afectados y no afectados, muchos de los cuales entrarán a la cuenca transportados por gravedad hacia la misma.

Actualmente a partir de los estudios geofísicos y de los estudios obtenidos por los pozos exploratorios tanto de PEMEX como de la UNAM, se ha logrado establecer dos modelos estructurales para el cráter Chicxulub (Figura 12). Uno es propuesto por Pilkington et al. (1994) y el otro por Sharpton et al. (1996).

En el modelo de Pilkington et al (1994), (Figura 12-a) el levantamiento central es más angosto y el anillo de picos se encuentra directamente sobre una capa gruesa de roca fundida. El anillo de picos consiste de material brechado el cual presenta algunos rebotes o picos en el levantamiento central y el material fundido no se extiende significativamente más allá del anillo de picos. Este modelo es estructuralmente similar al cráter de Manicouagan en Canadá, el cual tiene ~ 100 km de diámetro.

En el modelo de Sharpton et al. (1996), (Figura 12-b), el levantamiento central es muy extenso y el anillo de picos es producido por un ligero levantamiento subvertical compuesto por rocas del basamento. Una fracción significativa de roca fundida se encuentra fuera del anillo de picos formando una cuenca anular. Este modelo es estructuralmente similar al cráter de Popigai en Siberia con ~ 100 km de diámetro.

Como se puede ver estos modelos son muy divergentes entre si, con considerables implicaciones en los mecanismos de craterización, por lo que aún se siguen proponiendo nuevos modelos para la formación del cráter Chicxulub.

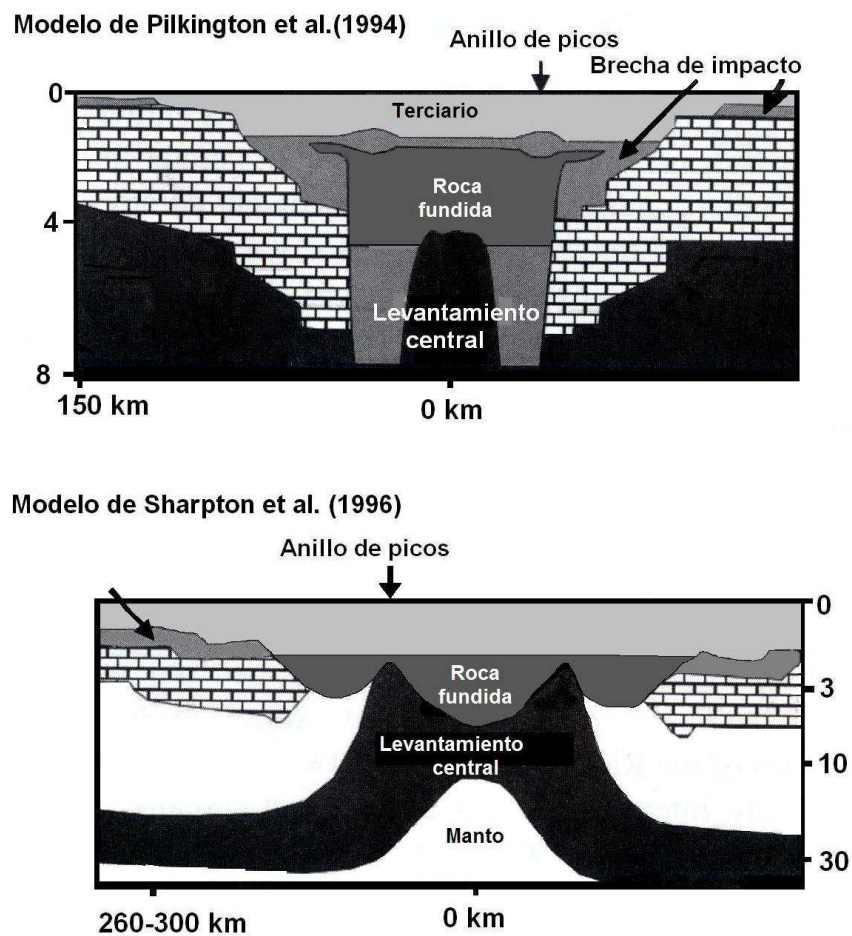


Figura 12. Modelos estructurales del cráter de impacto Chicxulub

III.3 Pozo UNAM-5

Debido a que las muestras obtenidas de los pozos de PEMEX para el estudio del cráter, corresponden a intervalos discretos y por lo tanto proporcionan información parcial y discontinua, un grupo de investigadores de la UNAM consideró que para poder sustentar que el Chicxulub correspondía a una estructura de impacto, era necesario conocer más a cerca de la geometría y de la composición de sus rocas por lo que decidió iniciar un programa de perforación somera.

El programa de perforaciones inicio en marzo de 1994 y en ese mismo año se obtuvo la perforación de 5 pozos con núcleo continuo (UNAM-1 a UNAM-5). Tres pozos adicionales fueron perforados en 1995 (UNAM-6 a UNAM-8), de estos ocho pozos sólo en tres se logró cruzar el limite K/T, (UNAM-5, UNAM-6 y UNAM-7), obteniendo así muestras de brechas de impacto, (Marín y Trejo, 1997).

La perforación fue llevada a cabo con un equipo de perforación rotatoria, compuesta por dos anillos de perforación (JKS Boyles), modelos BBS-45 y BBS-37. Las herramientas de perforación consistieron en tres tuberías con diámetros estándares, barrenas de muestreo de diamante y equipo adicional para el bombeo, el cual fue empleado para los fluidos de perforación (Rebolledo et al., 2000).

De los diferentes pozos exploratorios que la UNAM ha realizado con el fin de estudiar el cráter Chicxulub, el pozo UNAM-5 es objeto de estudio para este trabajo. Este se encuentra ubicado a los 20° 23' de latitud Norte y 89° 39' de longitud oeste, a 3.5 km al noroeste del pueblo de Santa Elena, al sur del estado de Yucatán y aproximadamente a una distancia radial de 112 km del centro de la estructura del cráter. Dentro del mismo se encuentra en su sector suroeste, entre los anillos 3 y 4, de acuerdo al estudio de gravimetría (Sharpton et al., 1993). El pozo fue perforado hasta una profundidad total de 504 m, con una recuperación de 468 m, logrando así un 92.85 % de recuperación de roca durante la misma.

III.4 Columna litológica del pozo UNAM-5

La columna del núcleo recuperado en el pozo UNAM-5, se encuentra constituida en su parte superior por una capa de suelo de aproximadamente 1 m, seguida hacia abajo por 56.5 m de una secuencia de calizas cristalinas, 145 m de calizas cristalinas dolomitizadas y 15 m de calizas arcillosas de color blanco a cremoso con bandeamientos de color amarillo a rojizo en zonas de fracturas. En general en esta zona se presentan texturas cristalinas, aunque se aprecian algunos intervalos de intraclastos de brecha dolomítica recristalizada (Figura 13).

En la parte media de la secuencia y debajo de las anteriores se encuentra un intervalo de aproximadamente 115 m de calizas arcillosas intercaladas con lutitas. La textura es cristalina con ligeras variaciones a textura tipo coquina, con algunos moldes de moluscos como gasterópodos alterados por la dolomitización y la disolución. Debajo se encuentran 114 m de calizas arcillosas de color blanco a crema, intercaladas con horizontes de lutitas calcáreas de color gris verdoso con contenido fosilífero aproximadamente menor al 10 % (Rebolledo et al., 2000). Hacia la base de esta zona intermedia se observa un conjunto de calizas arcillosas con horizontes de lutitas las cuales muestran contenido evaporítico principalmente de anhidrita y fragmentos de yeso redondeados.

En la parte inferior del pozo a partir de los 332 m se encuentra el material de impacto, constituido por una secuencia de brechas polimícticas, las cuales llegan hasta los 504 m (parte final del pozo), alcanzando un espesor relativo de 172 m de material de impacto.

Dicho material de impacto presenta un registro continuo que atraviesa el límite Cretácico-Terciario, el cual constituye la fuente de material de eyecta que caracteriza los sedimentos de esta frontera, marcada en muchas regiones del mundo por una delgada capa de arcilla intercalada entre las formaciones calcáreas, con un alto contenido de Iridio (hasta 160 veces arriba de lo normal), así como de algunos otros elementos pertenecientes al grupo del platino, lo que muy posiblemente indica que su procedencia es de fuentes extraterrestres.

El material de impacto encontrado en el pozo UNAM-5, ha sido caracterizado como una brecha tipo suevítica, la cual consiste de fragmentos de roca fundida, clastos de roca y minerales en una matriz clástica. El término de suevita fue originalmente aplicado a fragmentos de roca fundida (Stöffler y Grieve, 1994), para el cráter de Ries en Alemania, un cráter relativamente joven (15 Ma), con una estructura bien preservada de 24 km de diámetro.

La brecha tipo suevítica del pozo UNAM-5 a partir de los 332 m de profundidad hasta su base se encuentra constituida por fragmentos de basamento cristalino como

granitos, gneis, esquistos, así como de roca fundida, cuarzo, feldespatos y fragmentos de cristales de anhidrita. En ocasiones la anhidrita se encuentra rellenando oquedades. Hacia la base de la secuencia la matriz comienza a ser más vítrea, siendo cada vez menos calcárea.

En este trabajo, el estudio está enfocado a los 30 m de rocas calcáreas depositadas directamente encima de la brecha de impacto del cráter Chicxulub, pozo UNMA-5 (de 306 m hasta los 332 m de profundidad).

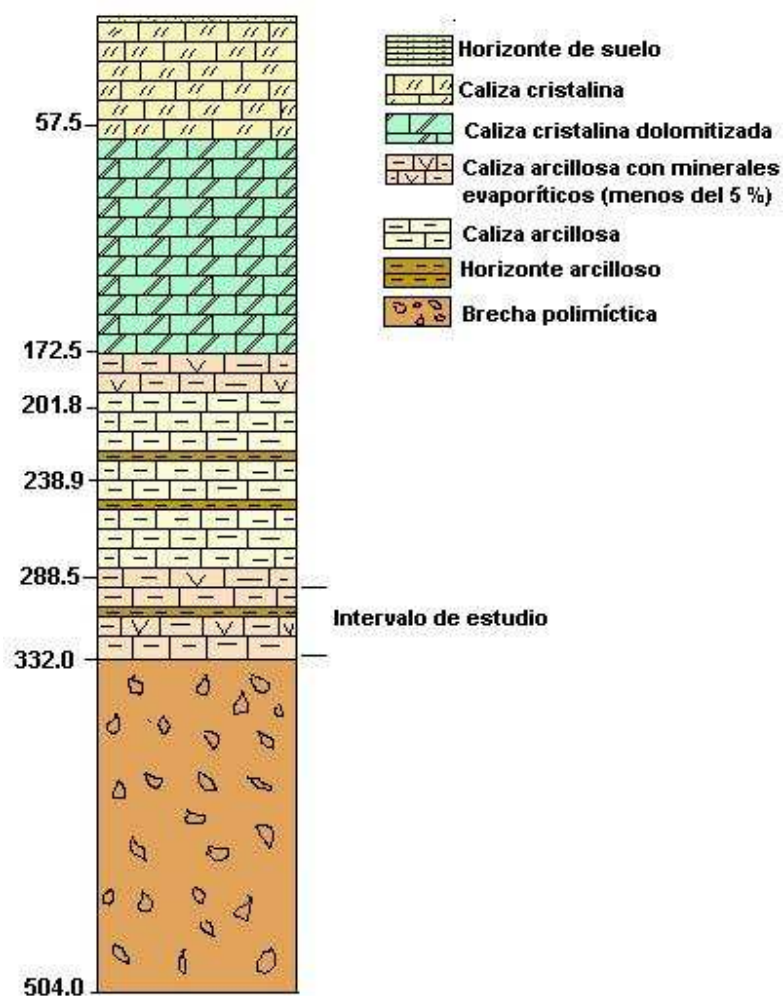


Figura 13. Caracterización de la columna litológica del pozo UNAM-5. La profundidad está dada en metros.

IV METODOLOGÍA

El presente capítulo describe el muestreo y la metodología realizada en cada una de las diferentes técnicas utilizadas en este trabajo. Dentro de estas se tiene las petrográficas y geoquímicas (ICP-MS para elementos de Tierras Raras, Isótopos estables de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, Fluorescencia de Rayos X (FRX), Difracción de Rayos X (DRX), y técnicas de Geoquímica Isotópica de Sr). Con la aplicación de estas técnicas se tiene el propósito de determinar las variaciones verticales a lo largo de la columna, tratando de observar los cambios paleoambientales presentes en la secuencia carbonatada sobreyacente a la brecha de impacto del cráter Chicxulub, pozo UNAM-5.

IV.1 Muestreo

El intervalo de estudio comprende un rango de aproximadamente 30 metros, que corresponden al intervalo entre 303.46 m hasta 331.5 m de profundidad (Figura 11), el cual se encuentra por encima del material de impacto. La selección de las muestras fue realizada a partir de una detallada descripción megascópica de los núcleos, considerando para este trabajo las zonas de menor alteración y/o mayor pureza de la roca. De esta manera se obtuvo un total de 60 muestras a lo largo del intervalo mencionado.

Las muestras extraídas se obtuvieron de acuerdo a cinco bloques de muestreo (Tabla 2), el primer bloque inicia a partir de los 303 m hasta los 319.26 m de profundidad; en este se tomaron 10 muestras con un intervalo de muestreo entre 50 y 100 cm cada una, debido a que en esta parte de la secuencia se presentan horizontes muy arcillosos, los cuales se trataron de evitar por la problemática que representa su estudio.

El segundo bloque se consideró a partir de los 319.27 m hasta los 326.02 m de profundidad, obteniéndose un total de 20 muestras a cada 35 cm de distancia. El tercer bloque abarca desde los 326.03 m hasta los 327.27 m; para este intervalo sólo fueron seleccionadas 5 muestras, con un intervalo de separación de 25 cm entre cada una. El cuarto bloque se consideró a partir de los 327.28 m hasta los 329.30 m de profundidad y cuenta con 10 muestras tomadas a cada 15 cm de distancia.

Conforme nos acercamos al sitio de interés (parte cercana a la brecha de impacto), se tomaron muestras con un intervalo de separación cada vez menor. De esta manera para el quinto bloque se tomaron 15 muestras a partir de los 329.31 m hasta los 331.50 m de profundidad, con un intervalo de muestreo de 10 cm entre cada una de estas.

En la Tabla 2 se presenta una lista las muestras de acuerdo a su respectivo bloque de muestreo. Una vez obtenido el material de los núcleos se procedió a escoger el número de muestras para ser estudiadas, procurando que una misma muestra fuera suficiente para el estudio mediante varias de estas técnicas, ya que de esta manera nos permite tener varios criterios de comparación para un mismo punto.

Tabla 2. Muestreo de los núcleos del pozo UNAM-5.

Bloque de muestreo	No. de muestras	Intervalo de muestreo (cm)	Profundidad (m)
Primero	10	50 a 100	303 - 319.26
Segundo	20	35	319.27 - 326.02
Tercero	5	25	326.03 - 327.27
Cuarto	10	15	327.28 - 329.30
Quinto	15	10	329.31 - 331.50

En las tablas que se exponen a continuación (Tabla 3-1 a 3-5), se muestra para cada uno de los bloques la relación de técnicas empleadas en cada una de las muestras de roca de acuerdo a su profundidad. Debido a la alteración que se observó en la cima de la secuencia la primera muestra fue tomada a partir de los 306 m.

Tabla 3-1. Relación de muestras por el tipo de análisis empleado. (Primer bloque).

Muestra	Profundidad	Petrografía	$\delta^{18}\text{O}$ $\delta^{13}\text{C}$	ICP-MS	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	FRX	DRX
U5-60	306.05		x	x		x	x
U5-59	308.57	x	x				
U5-58	310.6		x				
U5-57	313.68		x				
U5-56	315.23		x				
U5-55	316.37		x				
U5-54	317.19		x				
U5-53	318.41		x				x
U5-52	318.53		x				
U5-51	319.25		x				

Tabla 3-2. Relación de muestras por el tipo de análisis empleado. (Segundo bloque).

Muestra	Profundidad	Petrografía	$\delta^{18}\text{O}$ $\delta^{13}\text{C}$	ICP-MS	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	FRX	DRX
U5-50	319.62		x	x		x	
U5-49	320.01		x				
U5-48	320.39		x				
U5-47	320.73		x				
U5-46	321.1		x				
U5-45	321.39		x				
U5-44	321.73		x				
U5-43	322.05		x				
U5-42	322.41		x			x	
U5-41	322.78		x				
U5-40	322.92	x	x				
U5-39	323.19		x				
U5-38	323.56		x				x
U5-37	323.98		x				
U5-36	324.34		x				
U5-35	324.74	x	x				
U5-34	325.03		x	x		x	
U5-33	325.35		x				x
U5-32	325.72	x	x				
U5-31	326.01		x				

Tabla 3-3. Relación de muestras por el tipo de análisis empleado. (Tercer bloque).

Muestra	Profundidad	Petrografía	$\delta^{18}\text{O}$ $\delta^{13}\text{C}$	ICP-MS	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	FRX	DRX
U5-30	326.28	x	x				
U5-29	326.5		x				
U5-28	326.79		x				
U5-27	327.01		x				
U5-26	327.26		x			x	

Tabla 3-4. Relación de muestras por el tipo de análisis empleado. (Cuarto bloque).

Muestra	Profundidad	Petrografía	$\delta^{18}\text{O}$ $\delta^{13}\text{C}$	ICP-MS	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	FRX	DRX
U5-25	327.54		x	x			
U5-24	327.7		x				
U5-23	327.87	x	x				
U5-22	328.05		x				
U5-21	328.29		x				
U5-20	328.54		x				
U5-19	328.68	x	x				
U5-18	328.88		x				
U5-17	329.06	x	x				
U5-16	329.29		x			x	

Tabla 3-5. Relación de muestras por el tipo de análisis empleado. (Quinto bloque).

Muestra	Profundidad	Petrografía	$\delta^{18}\text{O}$ $\delta^{13}\text{C}$	ICP-MS	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	FRX	DRX
U5-15	329.46	x	x	x			
U5-14	329.54	x	x				
U5-13	329.64	x	x				
U5-12	329.76	x	x		x	x	
U5-11	329.93	x	x		x		
U5-10	330.04	x	x	x	x		
U5-9	330.16	x	x	x	x		
U5-8	330.45	x	x	x			
U5-7	330.59	x	x	x			
U5-6	330.73	x	x	x	x		
U5-5	330.9	x	x	x		x	
U5-4	331.03	x	x	x	x		x
U5-3	331.23	x	x	x		x	x
U5-2	331.32	x	x	x			x
U5-1	331.39	x	x	x	x		x

IV.2 Descripción petrográfica

Existen dos propiedades fundamentales que son de utilidad en la descripción de láminas delgadas en rocas calcáreas: (1) las propiedades de grano actual que incluye a las granulométricas y las morfométricas, (por ejemplo el tamaño que proporciona una guía para determinar los niveles de energía en los ambientes de depósito) y (2) la fábrica de la roca, que es la relación entre los granos y la matriz, aunque la propiedad más importante es la composición de los clastos (Tucker, 1990).

Una de las clasificaciones más útiles son las de Folk (1959, 1962) y la de Dunham (1962) las cuales relacionan las propiedades de grano con la fábrica, basadas en el

concepto de la madurez textural (fábrica), donde ésta última se encuentra relacionada con los niveles de energía durante el depósito de las calizas.

En este trabajo la petrografía tiene como objetivo conocer las variaciones texturales y el contenido fosilífero, los cuales son elementales para la determinación de facies, procesos diagenéticos y grados de alteración de la roca.

En primer lugar se realizó un submuestreo a partir de los 60 fragmentos obtenidos a lo largo de todo el intervalo de interés. Se seleccionaron para petrografía exclusivamente 23 muestras (tabla 3-1 a 3-5). Los criterios que se consideraron para la selección de estas muestras fue esencialmente la menor alteración posible, así como un intervalo de separación adecuado entre una y otra, de modo que se cubriera toda la zona de interés para permitir una interpretación más representativa de la secuencia.

Para la descripción y clasificación en secciones delgadas se utilizaron los parámetros composicionales establecidos por Folk (1962) y los parámetros texturales propuestos por Dunham (1962). Sin embargo, la clasificación que más se empleó para este trabajo es la de Dunham, ya que reconoce los cambios en los niveles de energía más claramente.

Se seleccionaron cuatro láminas delgadas a diferentes profundidades a lo largo de la columna para ser teñidas utilizando un colorante químico orgánico de alizarina roja, (Friedman, 1959), en las muestras U5-2, U5-15, U5-40 y U5-59, con el propósito de conocer la cantidad de calcita presente en la muestra; también para poder diferenciarlo de los componentes predominantes, como son el contenido dolomítico y evaporítico, entre otros.

Por último se describió de manera cualitativa el grado de porosidad de las muestras (primaria o secundaria). Estos análisis se realizaron en los laboratorios de microscopía del Instituto de Geofísica y Geología, de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Se utilizó un microscopio petrográfico Olympus BX60, mediante la técnica de luz transmitida a través de láminas delgadas con un espesor de 30 μm . En el anexo 1 se muestran las fotomicrografías obtenidas para este estudio.

IV.3 Geoquímica

IV.3.1 Elementos mayores y traza por Fluorescencia de Rayos X (FRX)

El objetivo de este estudio fue conocer las concentraciones de los elementos mayores y algunos traza a lo largo de la secuencia. Sobre todo fue de gran utilidad para conocer las variaciones en el contenido de CaCO_3 , MgO y SiO_2 que puede indicar condiciones de diagénesis o de hidrotermalismo.

Se seleccionaron 9 muestras para ambos análisis (elementos mayores y traza) a lo largo de todo el intervalo de estudio (tabla 3-1 a 3-5). Esto con el fin de poder comparar la variabilidad de algunos de estos elementos con los resultados de otras técnicas empleadas en este mismo trabajo y tener un mayor parámetro informativo.

Para realizar este análisis se debe de contar con aproximadamente 10 gramos de roca molida, por lo que las muestras que se eligieron fueron aquellas en las que se tenía mayor cantidad. Fue muy importante para la selección debido que la mayoría de las muestras son de tamaños muy reducidos.

En un principio el material es molido a 200 mallas en un mortero de agata, posteriormente se pone a desecar el material en una mufla a $400\text{ }^\circ\text{C}$. Una vez realizado este procedimiento, la preparación de las muestras se lleva a cabo mediante dos técnicas: una es en muestras fundidas para la determinación de elementos mayores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5) y la otra es en muestras prensadas para elementos traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb).

IV.3.1.1 Muestras fundidas

Esta preparación consiste en la fusión de 0.8 g de muestra y 7.2 g de fundente constituido por $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ y LiBO_2 granular, grado puro, en relación 1:1. La naturaleza granular, por su mayor densidad, favorece el llenado de los crisoles y evita pérdidas en el enfriamiento. La fusión se lleva a cabo en crisoles de una aleación de Platino y Oro (Pt:Au, 95:5) bajo un procedimiento programado que controla el calentamiento en un

periodo total de 10 minutos aproximadamente. Se utiliza bromuro de litio (LiBr) en solución acuosa, con una concentración de 250 g/l, como agente no mojante. El empleo de agente no mojante es muy importante para evitar que queden residuos de la fusión en los crisoles.

Se emplea una relación muestra fundente (1:9, dilución al 10% de la muestra), de tal manera que muestras con composiciones extremas de SiO_2 , Al_2O_3 y MgO sean fundidas y enfriadas, obteniéndose pastillas de vidrio apropiadas para su medida.

IV.3.1.2 Muestras prensadas

Para la preparación de prensado, en principio se pesan 5 g de cada una de las muestras con 0.5 g osea (10%) de aglutinante constituido por cera Wax-C micropolvo de Hoechst (Verma et al., 1996). Si por alguna razón la muestra no alcanza los 5 gramos, la relación de aglutinante- muestra debe ser (1:10).

Una vez que ha sido pesada la muestra, se coloca en un mortero de ágata junto con el aglutinante para lograr una mezcla homogénea. Enseguida se lleva a una prensa automática GRASEBY-SPECAC, modelo T-40 autopress, compactando a una presión de 30 ton / cm^2 , con un tiempo de sujeción de 30 segundos que es el recomendado para todo tipo de muestras.

En el momento en que se tienen las muestras fundidas y prensadas, estas son llevadas a un espectrómetro secuencial, marca Siemens SRS 3000 con tubo de Rh y ventana de Be de 125 mm. El análisis cuantitativo es eficiente siempre y cuando se disponga de patrones de calibración que se aproximen considerablemente a las muestras en su composición química y física, y de métodos adecuados para resolver los efectos que provienen de la propia matriz de la muestra. Cumpliendo con los requisitos antes mencionados los resultados son mucho más rápidamente obtenidos que por los métodos de vía húmeda y algunos otros métodos instrumentales. Dichos análisis se realizaron en el laboratorio de FRX del LUGIS en el Instituto de Geología, UNAM.

IV.3.2 Análisis de Elementos de Tierras Raras

Los Elementos de Tierras Raras (REE, por sus siglas en inglés) forman parte del grupo de elementos de transición, con número atómico del 57 al 71 (La-Lu) y se dividen en tres grupos principales: Tierras Raras Ligeras (LREE), que comienzan con los números atómicos más bajos, del 57 al 61 (La-Pm); otro grupo lo constituyen las Tierras Raras Intermedias (MREE), las cuales llevan números atómicos del 62 al 67 (Sm-Ho), (Rollinson, 1993) y por último esta el grupo de Tierras Raras Pesadas (HREE), con número atómico mayor, del 64 al 71 (Gd-Lu).

Las tierras raras tienen características químicas y físicas que varían poco a poco de forma mas o menos sistemática debido a que todas ellas forman iones estables (con valencia $+3$) de tamaño similar. Sin embargo, existe un grupo pequeño con distintas valencias, el Ce con valencia $+4$ y el Eu con valencia $+2$ (Rollinson, 1993).

En las rocas formadas en el agua de mar es común encontrar la anomalía de Cerio (Ce/Ce^*), la cual es enriquecida (anomalía positiva) o empobrecida (anomalía negativa), en relación a otras tierras raras normalizadas con condritas. La anomalía de Ce nos indica ambientes de oxidación-reducción en que fueron formadas las rocas, mientras que la anomalía de Eu tiene por objeto determinar la existencia de residuos de procedencia continental (Vollbert, 1999).

En este trabajo, el análisis de elementos de Tierras Raras tiene como objetivo inferir a través de sus patrones o comportamientos, los posibles ambientes de formación o de depósito que hayan sufrido las rocas carbonatadas sobreyacentes a la brecha de impacto, como por ejemplo, tratar de determinar las condiciones oxidantes presentes en el momento de su precipitación.

Para esta técnica fueron seleccionadas 15 muestras, representativas de la columna, considerando intervalos cortos entre aquellas que se encontraban más cerca de la brecha de impacto (parte inferior de la columna), e intervalos con mayor distancia hacia la parte superior de la columna, abarcando toda el área de interés. Las profundidades a

las que corresponden las muestras empleadas en esta técnica pueden ser consultadas en las tablas 3-1 a 3-5.

Se consideraron ciertos criterios de selección, como fragmentos de roca que fueran lo más puros posibles, sin microvetillas ni alteraciones. Posteriormente las muestras fueron molidas en un mortero de ágata hasta obtener un tamaño de grano menor $75\ \mu\text{m}$ (malla 200). El siguiente paso consistió en la digestión de las muestras en sistema abierto (significa que se digiere en vasos de precipitado de Teflón PFA sin cubrirlo). Se pesa 0.2500 g de muestra en el vaso de PFA de 50 ml y se adiciona una mezcla de ácidos concentrados puros (10 ml de ácido fluorhídrico, HF y 4 ml de ácido perclórico, HClO_4) y se coloca en una parrilla de calentamiento por 2 horas aproximadamente a $12^\circ\ \text{C}$, hasta que se forme una pasta con aspecto de gel. Se le agrega 2 ml de HClO_4 para eliminar los residuos de HF y se evapora hasta sequedad total.

La fase final (la pasta con aspecto de gel), se afora a 100 ml con 10 ppb de la solución utilizada como estándar interno (Indio) y 2 % de HNO_3 con el objetivo de corregir las fluctuaciones inmediatas del instrumento.

Por cada grupo de muestras se efectuó la digestión de un material de referencia, certificado con matriz semejante a las muestras por analizar (BCU-3 y ES-3 para calizas), con la finalidad de verificar la calidad de la preparación de la muestra. Cabe resaltar que BCU, es un estándar obtenido de los Basaltos de Ciudad Universitaria, México y el estándar ES-3, es una caliza gris que pertenece al límite superior de la Formación Vão, Estonia, del Ordovícico Medio (Kiipli et al., 2000).

Las muestras fueron analizadas de manera cuantitativa en un espectrómetro de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS), marca VG Elemental modelo Plasma Quad 3. La curva de calibración se realizó con seis puntos: Blanco, 0.01 ppb, 0.1 ppb, 1 ppb, 10 ppb y 100 ppb, de una solución acuosa certificada multielemental de elementos de Tierras Raras, con la adición del estándar interno con el fin de corregir fluctuaciones inmediatas del instrumento y efectos de matriz. La precisión del procedimiento se evaluó en términos de la desviación estándar relativa (% DER) y fue

para todos los elementos < 3 %, (más detalles sobre el método en el anexo 2). Estos análisis se realizaron en el Laboratorio de ICP-MS, del Instituto de Geofísica, UNAM.

IV.3.2.1 Normalización de las muestras

Las concentraciones de tierras raras en las rocas son normalizadas con un material de referencia, comúnmente un meteorito de composición condritica, debido a que son muestras no fraccionadas en el Sistema Solar. Las REE con número atómico par (más abundantes), son más estables que las de número atómico impar, produciendo un modelo de zig-zag en un diagrama de abundancia-composición. Por lo anterior es importante normalizar con la condrita (meteorito condritico), debido a dos razones: elimina la abundante variación entre los elementos de número atómico par e impar, y no permite la fraccionización del grupo de REE con los estándares de meteoritos condriticos.

En este trabajo la normalización empleada fue con la condrita propuesta por Evensen et al. (1978), sugerido por el laboratorio donde se llevo a cabo la realización de las muestras, aunque también se utilizó otro material de referencia a manera de comparación, como los empleados para rocas sedimentarias, NASC (North American Shale Composite), de Gromet et al. (1984), recomendado por Rollinson (1993), Ver anexo 2.

IV.3.3 Relaciones Isotópicas de Oxígeno y Carbono

Los estudios isotópicos de oxígeno y carbono tienen como objetivo conocer las variaciones de la composición isotópica través de una secuencia, con el fin de poder determinar los posibles cambios de temperatura y variaciones de contenido orgánico.

Para esta técnica fueron seleccionadas las 60 muestras que abarcan la totalidad dentro del intervalo de estudio. Se consideraron los fragmentos de roca pura, con bajo grado de alteración debido a procesos diagenéticos, sin coloraciones grisáceas en muestra de mano y sin microvetillas o recristalizaciones. En los casos donde había cristales de dolomita, se trato de eliminar el contenido de éstos, aunque en algunas ocasiones fue muy difícil, debido a que dicho mineral se encuentra en cristales muy

pequeños y de manera diseminada. En la Tabla 3-1 a 3-5 se presenta la posición de las muestras utilizadas en esta técnica con respecto a su profundidad en la secuencia.

El tratamiento previo que se siguió para la selección de muestras fue realizado de acuerdo a los requerimientos ó condiciones establecidas para el método (Kinga et al., 2001). El siguiente proceso es el de limpieza de las muestras, para lo cual se colocan en tubos de pyrex para ser lavadas con acetona. Primero se sumergen en la acetona y se ponen en baños ultrasónicos durante 15 minutos, tres veces continuas, se quita la acetona y después se colocan en un horno a 80 °C durante 24 horas para secarlas. Posteriormente se muelen en un mortero de ágata hasta un tamaño de aproximadamente 62.5 a 31 μm (de la escala de Wentworth, 1922, 1935), con cuidado de no contaminar la muestra con algún otro tipo de material, especialmente con celulosa. Las muestras se guardan en recipientes cerrados perfectamente limpios, para ser procesadas en un espectrómetro de masas tipo Finnigan Delta XL, en el LUGIS del Instituto de Geología, UNAM.

IV.3.3.1 Estándares

En la actualidad se utilizan diferentes estándares para normalizar los resultados de cada elemento. En la Tabla 4 se muestran los estándares empleados por la Comunidad Internacional relacionados con Isótopos Estables así como las relaciones isotópicas absolutas de estándares primarios, que son utilizados en el presente trabajo (Hoefs, 1997).

Las composiciones isotópicas de oxígeno y carbono se reportan en términos de las diferencias de las relaciones de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, a bajas temperaturas (25 °C). Están referidos al estándar basado en el CO_2 producido del Belemnites Cretácicos de la formación PeeDee en Carolina del Sur, EEUU, conocido como norma de referencia internacional PDB (Peedee Belemnite). Este estándar es utilizado para expresar la composición isotópica del oxígeno en carbonatos y es empleado desde 1950, cuando fue desarrollada la escala de paleotemperaturas.

Un segundo estándar es el SMOW (Standard Mean Ocean Water). Fue originalmente una muestra de agua hipotética (Craig, 1961) definida en términos de una

muestra de agua, distribuida por la oficina de estándares estadounidense (National Bureau of Standards) denominada como NBS-1. Posteriormente el Organismo de Energía Atómica Internacional (International Atomic Energy Authority, IAEA), distribuyó una muestra de agua nombrada V-SMOW (Viena-SMOW), la cual es muy cercana a la composición original del estándar de SMOW.

Dichos estándares son empleados en agua, silicatos, fosfatos, sulfatos y carbonatos a altas temperaturas (72 °C). Para más detalles sobre el método, consultar el anexo 3.

Tabla 4. Relaciones isotópicas de estándares primarios para el O y C.

Estándar	Material	Relación Isotópica	Valor aceptado (x 10 ⁶) con 95% de confiabilidad	Fuentes
SMOW (Standard Mean Ocean Water)	Estándar de agua oceánica	D/H $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$	155.76 ± 0.10 2005.20 ± 0.43 373 ± 15	*Hagemann et al., (1970). *Baetschi (1976). *Nier (1950), corregido por Hayes (1983.)
PDB (Peedee Formation South Carolina Belemnite)	Belemnite americana del Cretácico de la Formación Peedee	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$	11237.2 ± 2.9 2067.1 ± 2.1 379 ± 15	*Craig (1957).
Troilita (CDT)	Troilita de FeS del Cañón del Diablo	$^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$	45004.5 ± 9.3	*Jensen y Nakai (1962).
N ₂ (atmósfera)	Nitrógeno	$^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$	3676.5 ± 8.1	*Junk y Svec (1958).

Nota: *las fuentes reportadas en esta tabla fueron obtenidas de Hoefs, 1997.

IV.3.4 Geoquímica isotópica de Sr

La composición isotópica del estroncio ha variado a lo largo de la historia de la Tierra. Hoy el agua de mar se encuentra caracterizada por la relación isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con un valor de 0.70906 ± 0.00003 , basado en el promedio de cientos de análisis, valor que fue subsecuentemente confirmado por Burke et al. (1982) quien obtuvo un promedio de 0.70910 ± 0.00004 (Faure, 1986).

Esta relación en el océano es controlada por la mezcla de tres variedades isotópicas de estroncio y derivada de las siguientes fuentes: rocas volcánicas jóvenes, rocas silíceas de corteza continental antigua y carbonatos marinos de edad Fanerozoica (Faure et al., 1965). De acuerdo a lo anterior las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se consideran como un indicador indirecto de los tipos de rocas que han estado expuestas al intemperismo químico (sobre la superficie de los continentes), así como de rocas procedentes de las cuencas oceánicas. Bajo estas consideraciones se puede suponer que las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de los océanos han variado durante el curso del tiempo geológico, en respuesta a los cambios de tipo de las rocas expuestas. Esta variación de la relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en los océanos durante el Fanerozoico, se muestra en la figura 14.

En los océanos actuales la relación isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ disuelta es constante, el tiempo de residencia en estos es de 10^6 años por lo que la uniformidad de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se espera hasta el quinto decimal. Este tiempo de residencia es mucho mayor que el tiempo que tardan en mezclarse los océanos (10^3 años), por tanto los océanos se llegan a mezclar bien a escalas cortas de tiempo y están en función de las tasas de ganancia o pérdida de estroncio (McArthur, 1994).

IV.3.4.1 Relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en rocas carbonatadas

Con respecto a la relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las rocas carbonatadas, su composición elemental e isotópica no sólo está en función de las soluciones que han sido precipitadas, depende también de los efectos diagenéticos y procesos epigenéticos. Pero debido a que en su mayoría son precipitadas del agua de mar, es importante conocer la composición de estroncio en éste y los posibles cambios de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ por factores sinsedimentarios y posdeposicionales (Veizer y Compston, 1974).

Para conocer la variación de Sr en las rocas se emplean curvas de relaciones isotópicas de Sr de agua de mar (como la propuesta por Burke et al., 1982), estas pueden ser usadas como herramientas de fechamiento, dicho proceso incluye análisis de relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de carbonatos marinos sin ser alterado o de fosfatos en una muestra para ser fechada (Figura 14).

El empleo de dichas curvas de referencia para determinar las variaciones de Sr proporciona las bases para resolver problemas de correlación temporal de estratos marinos (calizas, dolomías, evaporitas y fósiles en carbonatos). Las relaciones isotópicas de estroncio en carbonatos marinos y sulfatos de todas las edades del Fanerozoico están confinadas a un rango de 0.7067 a 0.7091 (Burke et al., 1982).

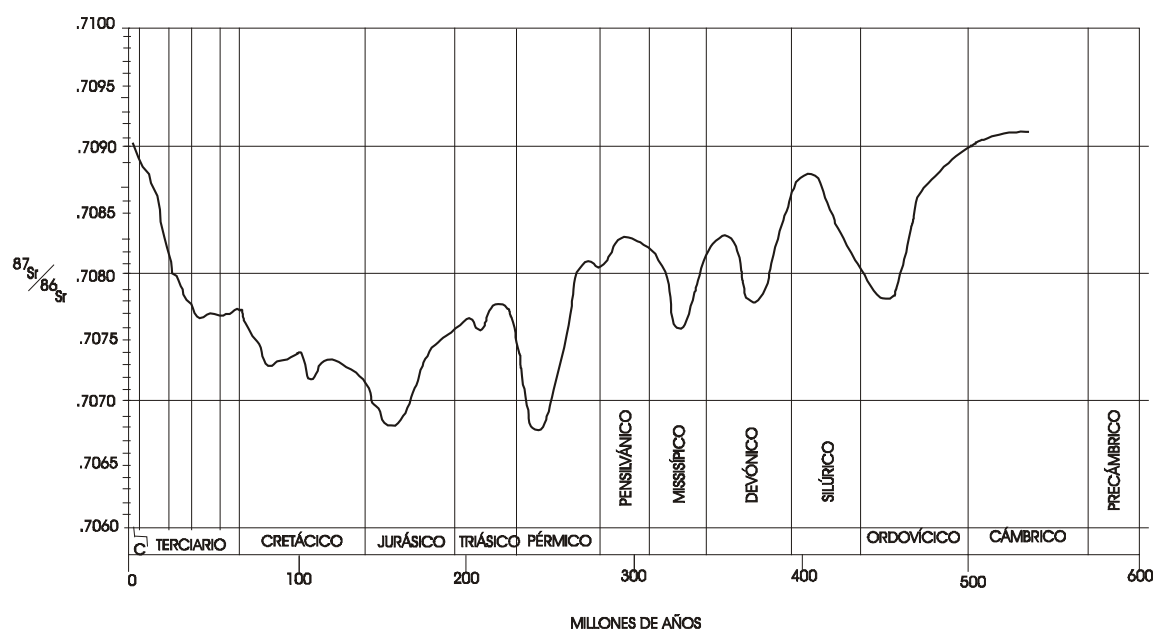


Figura 14. En la grafica se representa la curva isotópica para el Sr. En el eje horizontal esta representado el tiempo geológico medido en milones de años (Ma) y en el eje vertical son representados los valores isotópicos de Sr, medidos en rocas marinas (tomado de Burke et al., 1982).

El cálculo de las edades numéricas de los datos obtenidos, se obtiene mediante la base de datos isotópica denominada LOWESS (Locally Weighted Scatterplot Smoother), versión 3:10/99, compilada por McArthur et al. (2001), basada en 3366 datos, la cual es una función o regresión estadística no paramétrica con un intervalo de confiabilidad del 95%. Las escalas de tiempo empleadas en dicha base de datos son: de 0 a 6.4 Ma (Shackleton et al., 1995), de 6.4 a 70 Ma (Berggren et al., 1995 basado en Cande y Kent, 1995), de 70 a 98.5 Ma (Obradovich, 1993), de 98.5 a 206 Ma (Gradstein et al., 1995), y de 206 a 509 Ma (Young y Laurie, 1996).

En este trabajo se aplicó la isotopía de estroncio con el fin de conocer las sus variaciones en la parte final del intervalo de estudio (330 m a 332 m). Se usaron 7 muestras representativas, obteniendo así algunas edades para ser correlacionadas con la curva de referencia de variaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del agua de mar.

Para la selección de las muestras se considero un submuestreo minucioso, buscando siempre que la roca estuviera lo más pura posible. Con el objetivo de conocer la variabilidad de Sr en la parte más cercana a la brecha de impacto, se eligieron 7 muestras. De acuerdo a los estudios previos de petrografía se observó un alto contenido de arcilla, así como alteraciones diagenéticas que provocarían variaciones secundarias en el estudio, por lo que se decidió no continuar con el muestreo hacia arriba de la secuencia (en las tablas 3-1 a 3-5 se muestran las profundidades de los fragmentos empleados para la presente técnica).

Una vez seleccionadas se muele una cantidad suficiente en un mortero de ágata, posteriormente se cuartean, separándose aproximadamente 120 mg de cada muestra.

A continuación se vuelven a pesar para ser colocadas en bombas de teflón, agregando 500 ml de ácido clorhídrico 2N. Se colocan en una parrilla a 60 °C durante 3 horas; después se vacían en tubos de centrifuga con el objetivo de separar sólidos remanentes (en este caso las arcillas), y se agrega ácido clorhídrico 6N. Después de centrifugarse por media hora, se saca la muestra sin sólidos con una Pipeta Pasteur, esta solución se vuelve a colocar en bombas de teflón para ser llevada a la parrilla a 90 °C, dejándose 3 horas para su evaporación. Una vez pasado este tiempo se les agrega de 2 a 5 ml de HNO_3 8N hasta su completa evaporación, y se vuelve a disolver en 0.6 ml de HNO_3 8N.

Cumplido dicho procedimiento las muestras son llevadas a columnas de intercambio iónico, donde se realiza la separación química del Sr, utilizando columnas de separación de 2.3 cm de ancho para volúmenes de 3 ml de resina de Sr-Spec. El Sr separado en las columnas se carga en los filamentos de Re para su medida en un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca FINNIGAN MAT 262. Las

muestras se cargan como cloruros y se miden como iones metálicos analizando 60 relaciones isotópicas (n) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Una vez obtenidas las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del laboratorio se obtiene el cálculo de las edades numéricas mediante la base de datos isotópicos LOWESS (anteriormente mencionada; McArthur, 2001).

En el anexo 3 se mencionan algunos detalles sobre la técnica de preparación de carbonatos empleada en el laboratorio. Los análisis fueron realizados en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), del Instituto de Geofísica, UNAM.

IV.3.4.2 Estándares

El estándar utilizado en el laboratorio fue NBS 987 (SrCO_3), el cual se midió con valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710235 \pm 19$ ($\pm 1\sigma_{\text{abs}}$, $n = 295$). Los valores de la desviación estándar ($1\text{sd} = \pm 1\sigma$) y 2SE(M) ($2\sigma/\text{raiz } n$) se refieren a los dos últimos dígitos.

Todas las relaciones isotópicas de Sr se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$; además las muestras fueron ajustadas con un factor de 0.999930 (con respecto al valor de 0.710235 del estándar NBS 987) debido al alto valor $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del estándar durante el periodo de medida de estas muestras.

Los blancos analíticos obtenidos de las muestras en este trabajo resultaron 1.1 ng Sr (blanco total).

IV.3.5 Estudios de Difracción de Rayos X

Esta técnica de análisis químico nos permite conocer la composición mineralógica del material. Los minerales arcillosos en sedimentos y rocas marinas son indicadores paleoclimáticos de las áreas continentales de donde proceden los sedimentos (Parrish, 1998).

Con base en las descripciones de mano (color más oscuro y compuestos de material fino) y con ayuda de la petrografía (mayor contenido de partículas del tamaño de las arcillas), fueron seleccionadas ocho muestras con mayor contenido arcilloso y representativas de todo el intervalo de interés (Tabla 3).

El principio que sigue la difracción de los rayos X esta basado en la ley de Bragg, en donde un rayo alcanza la superficie de un cristal a cualquier ángulo θ y una porción es dispersada por la capa de los átomos de la superficie.

La porción no dispersada penetra en la segunda capa de átomos donde otra vez una fracción es dispersada y la que se queda pasa a la tercera capa. El efecto acumulativo de esta dispersión desde los centros regularmente espaciados del cristal es la difracción del haz.

IV.3.5.1 Preparación de la muestra

El material se pulveriza hasta obtener un tamaño de grano fino homogéneo. De esta forma, el enorme número de pequeños cristales está orientado en todas las direcciones posibles. Cuando un haz de rayos X atraviesa el material, se puede esperar que un número significativo de partículas este orientado, de tal manera que cumpla la ley de Bragg, para la reflexión en todos los espaciados interplanares posibles.

Las muestras fueron colocadas en tubos capilares de paredes finas de vidrio o de celofán y estos se introducen en el haz. Alternativamente, se puede mezclar la muestra con un soporte adecuado no cristalino y moldearlo dándole una forma adecuada (Willard et al., 1991).

Los análisis fueron realizados en el laboratorio de DRX, de la Facultad de química, UNAM e interpretados en el Laboratorio de FRX del Instituto de geofísica, UNAM. Detalles sobre el método son encontrados en el anexo 5.

V RESULTADOS

Los resultados que aquí se presentan fueron obtenidos de la aplicación de diferentes técnicas utilizadas en la secuencia carbonatada estudiada en este trabajo; cubriendo un intervalo de ~30 m por encima de la brecha de impacto del pozo UNAM-5. Las interpretaciones derivadas de los mismos serán discutidas en el capítulo VI.

V.1 Descripción macroscópica de la Columna Litológica

Uno de los objetivos de este trabajo es describir las variaciones verticales existentes a lo largo de la secuencia carbonatada del pozo UNAM-5 a partir de los 303 m hasta los 331.5 m. A continuación se presenta la descripción macroscópica detallada de la secuencia litológica.

De la parte superior hacia abajo, a los 303 m se observa una caliza de color blanco a cremoso con una marcada porosidad de aproximadamente 15 % del total de la roca, presentando algunas microvetillas de material cristalino.

A partir de los 315 m la caliza cambia ligeramente de coloración ya que presenta tonalidades ligeramente más oscuras de manera heterogénea, la porosidad se ve reducida en un porcentaje menor al 10 % y las microvetillas son escasas. Sin embargo, aún son observables en gran medida.

En la figura 15-a se muestra una fotografía representativa de la caliza a ésta profundidad, en donde se aprecia una estratificación cruzada de forma irregular y discontinua (anastomosada), ya que no se observa una continuidad en cada pequeño horizonte, que podría indicar aparentes condiciones de flujo.

Cerca de los 325 m el color de la roca cambia a gris claro, debido al incremento en el contenido de material arcilloso con una porosidad menor al 5 % a esta profundidad las microvetillas están ausentes. Nuevamente se observa un cambio de color a los 329.75 m en la caliza, siendo cada vez más grisácea, ocasionado por el aporte de terrígenos.

En la parte final de la secuencia a cincuenta centímetros arriba de la brecha de impacto (a 331.5 m de profundidad), se observa una caliza margosa de color gris, con algunos minúsculos lentes de color crema, posiblemente de calcita y otros pequeños lentes de color gris oscuro que dan una apariencia de una mezcla fundida.

Con relación al contenido de los horizontes arcillosos (laminaciones) de color negro, varios de estos fueron observados a lo largo de la secuencia con espesores e intervalos variables. Desde los 303.46 m dichos bandeamientos los cuales no son continuos entre sí, presentan espesores menores a 1.5 cm, los cuales se repiten a todo lo largo de la secuencia variando de 1 a 3 cm de espesor.

Existen cuatro horizontes arcillosos bien definidos, que presentan un espesor entre 5 a 6 cm (los de mayor grosor). Los primeros dos horizontes de color negro bien definidos (H1 y H2), se encuentran cercanos a los 306 m, el tercer horizonte (H3) se encuentra a los 310.5 m y por último el cuarto horizonte (H4) se encuentra a los 321 m de profundidad.

En la figura 15-b se observa el horizonte H4, representativo de la secuencia, en donde se aprecia que no es un bandeamiento continuo, sino irregular, por lo que se vuelve a repetir una laminación “anastomosada”, que indica irregularidad en el momento del depósito.

A partir de los 321 m de profundidad los espesores de las capas arcillosas son de 1 cm y con una distancia promedio de separación entre ellos de 30 cm. Cerca de la base de la columna las capas de contenido arcilloso son menos horizontales y se presentan de manera muy dispersa.

Se lograron contabilizar 51 horizontes de composición arcillosa a lo largo de toda la secuencia. Se agruparon de acuerdo a su espesor e intervalo de separación o de depósito, aunque de manera general, se presentan con espesores e intervalos muy variables entre uno y otro (ver anexo 6).

Cabe mencionar que las figuras 15 a y 15 b fueron tomadas mediante un sistema de documentación digital de núcleos denominado “Core -Scanner”, el cual está diseñado

para la captura de imágenes, su ordenamiento y almacenamiento de forma digital, de los núcleos adquiridos en la perforación.

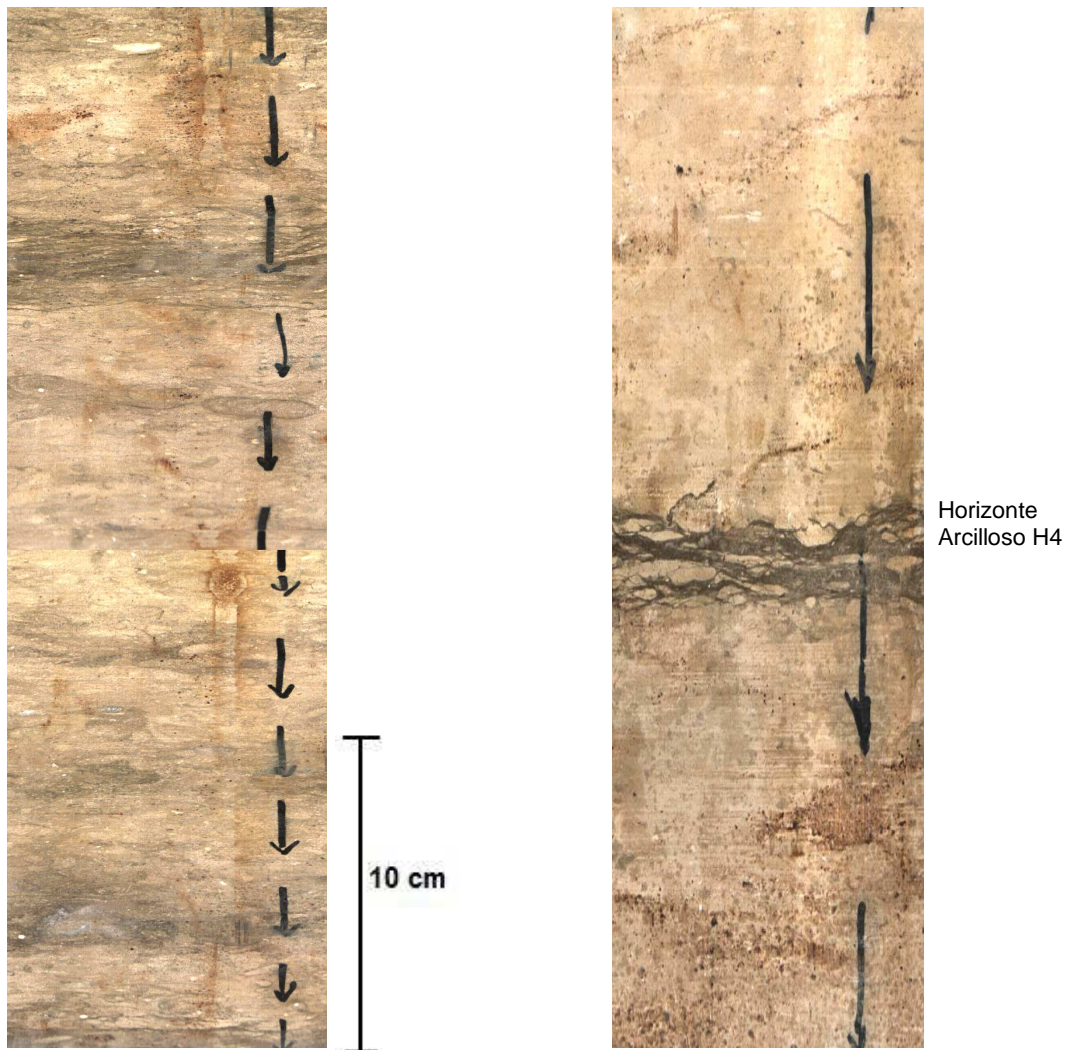


Figura 15 a (a los 315 m de profundidad)

Figura 15 b (a los 325 m de profundidad)

Figuras 15-a y 15-b representan dos fragmentos los núcleo del pozo UNAM-5. Se adquirieron mediante un sistema de documentación digital de núcleos. La figura 15-a, se encuentra a 315 m de profundidad, presenta de manera general la textura macroscópica de la secuencia. La figura 15-b a 325 m de profundidad presenta uno de los horizontes arcillosos (H4), característicos de la secuencia por su espesor en la secuencia. Cada fragmento mide aproximadamente 30 cm de largo.

Los agregados evaporíticos que están presentes a lo largo de la columna, son principalmente de anhidrita de forma esférica y de tamaños variables. A partir de los 315.23 m presentan formas pseudo-esféricas y se encuentran en menor porcentaje (2 % del total de la roca), varían notablemente de tamaño, desde unos cuantos milímetros hasta 5 cm de diámetro, siendo muy esporádicos y presentan bordes arcillosos.

A lo largo de todo el intervalo de estudio se presentaron constantemente agregados de anhidrita, sus formas pasan a ser de pseudo-esféricas a esféricas con tamaños menores a un centímetro cerca de los 318 m.

A los 329.75 m de profundidad el porcentaje de los clastos de anhidrita aumenta, presentando tamaños variados (de 1 cm a unos cuantos milímetros), completamente esféricas. Hacia la base de la secuencia, a los 331.5 m los cristales de anhidrita son bien redondeados de 1 mm a 5 mm de diámetro, aunque esporádicos.

Existen algunos intraclastos aparentemente de caliza, los cuales se aprecian en la parte media de la columna, aproximadamente a los 315 m de profundidad. Estos son de color más oscuro que la matriz de la roca ya antes descrita.

Se tienen también estructuras laminares irregulares (< 1 mm), de color negro, que dan una apariencia de laminación cruzada. Se presentan a partir de los 320 m de profundidad como estructuras de flujo o de corriente, posiblemente de composición arcillosa. Estas estructuras se repiten en la base de la secuencia de estudio cerca de los 331.5 m.

Por último se observa a la profundidad de 331.5 m, la presencia de los únicos fragmentos de minerales metálicos visibles en muestra de mano, tal es el caso de sulfuros de hierro (pirita), de los cuales algunos se observan como relleno de los poros.

En la figura 16, se presenta la columna litológica detallada del pozo UNAM-5, obtenida a partir de la descripción megascópica para este trabajo. También se muestran los horizontes arcillosos más representativos de la secuencia carbonatada.

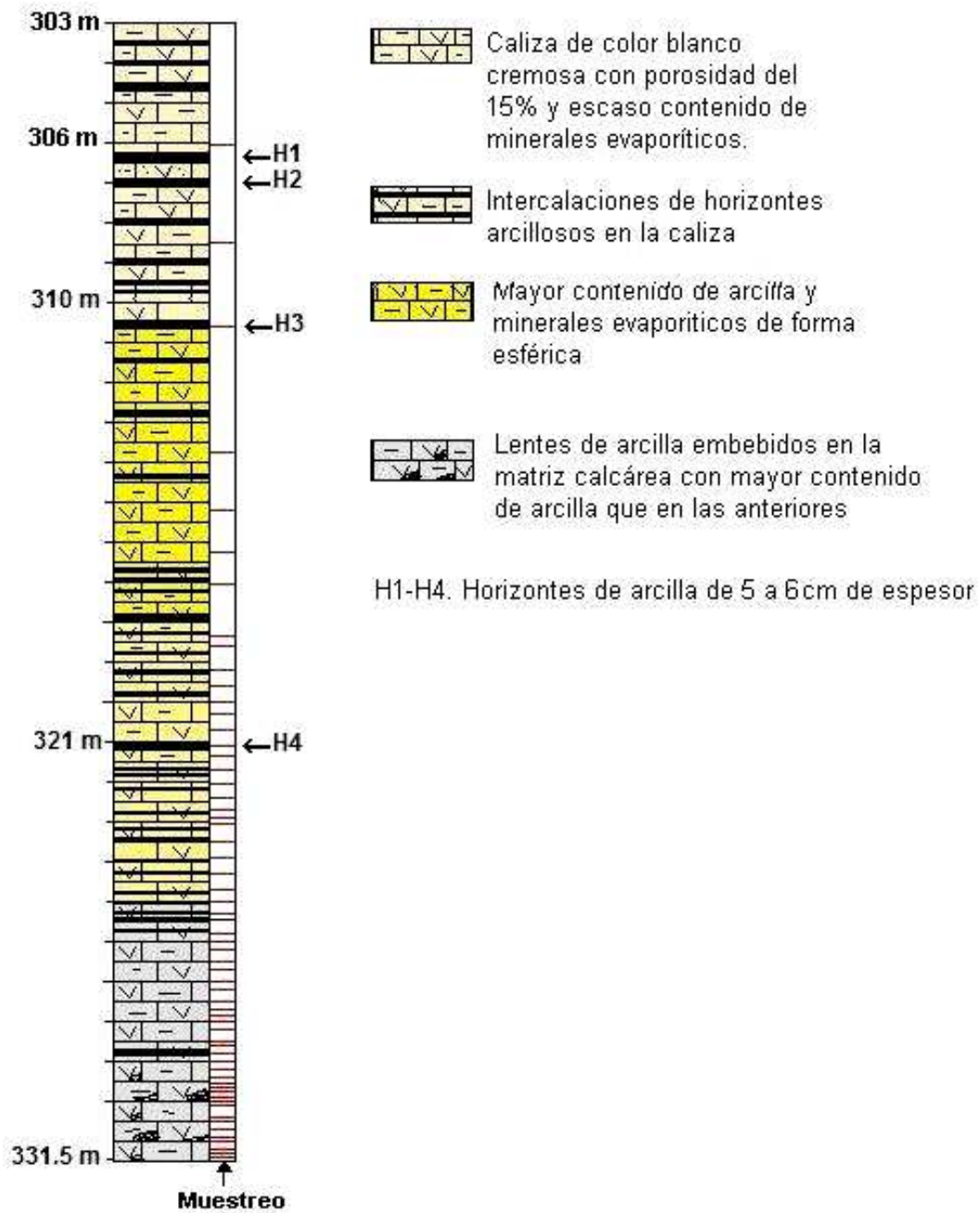


Figura 16. Columna de rocas calcáreas del pozo UNAM-5, sobreyacente a la brecha de impacto. Se presentan las características generales de la columna. Los horizontes arcillosos con mayor espesor (6 cm), de la secuencia están representados por: H1, H2, H3 y H4. Las líneas horizontales hacia la derecha de la columna, simbolizan los lugares donde se hizo el muestreo.

V.2 Petrografía

Los resultados que a continuación se presentan se obtuvieron a partir del análisis en microscopio petrográfico de 23 láminas delgadas representativas del intervalo de estudio.

La secuencia carbonatada que sobreyace a la brecha de impacto del cráter Chicxulub, pozo UNAM-5, se caracteriza en general por un conjunto de calizas de matriz micrítica y aporte de terrígenos, con presencia de clastos evaporíticos, esencialmente anhidritas de forma esférica, cristales de dolomita de forma euedrales de manera aislada y microorganismos fósiles.

Se observa una porosidad primaria en los primeros metros de la secuencia, la cual es rellenada hacia la parte media de la secuencia y en la base es casi nula.

De acuerdo con la clasificación de Dunham (1962), para rocas carbonatadas, se observan tres variaciones texturales de la cima a la base de la secuencia. A partir de los 306 m de la secuencia son clasificadas como packstone de bioclastos, ya que contienen organismos como: fragmentos de moluscos, ostrácodos, equinodermos, algas rojas (Figura 17 y 18), así como algunos foraminíferos (bentónicos y planctónicos), algunos clastos de anhidrita de forma esférica y cristales de yeso de forma anedral.

A los 322 m la textura de la roca cambia a wackestone con matriz micrítica, contiene aproximadamente más del 10 % de granos, con aporte de terrígenos, en donde predominan los foraminíferos bentónicos sobre los planctónicos, siendo estos últimos muy fracturados y de difícil identificación. Presenta agregados de anhidrita de menor tamaño pero en mayor porcentaje, así como algunos cristales de dolomita de origen diagenético (Figura 19).

A partir de los 326 m y en las partes más profundas de la secuencia de estudio, la roca cambia a una textura de mudstone arcilloso con una matriz micrítica, el aporte de terrígenos se incrementa, así como una recristalización de la roca con alto contenido

de cristales de dolomita de forma euedral y de manera aislada, los cristales de anhidrita conservan la forma esférica (Figura 20 y 21).

Desde los 328 m hacia la base, solo se observan algunos fragmentos de foraminíferos de tipo bentónico y restos de bioclastos.

Otros estudios realizados en el pozo UNAM-5 para esta misma secuencia de estudio (de los 300 m a los 332 m), por Wolfgang Stinnesbeck (comunicación personal), comenta, la presencia de foraminíferos planctónicos. Presenta organismos como *Acarinina* sp y *subbotina* spp, que corresponde a la zona bioestratigráfica P2 (Berggren et al., 1995) a los 323 m de profundidad. También encuentra p. *pseudobulloides*, s. *triloculinoides*, g. *cretacea*, g. *compressa*, s. *variata* y s. *trivialis* de la zona P1c-d a los 330 m de profundidad, y *Guembelitra cretacea*, *Woodringina horneotowrensis* de la zona P1a, a los 331 m de profundidad, todos ellos correspondientes al Paleoceno Temprano.

Debido a que los microorganismos observados en las láminas delgadas de este trabajo, se encuentran muy fragmentados y fue difícil su identificación. Sólo se observaron algunos organismos bentónicos y planctónicos. Se considera que los estudios realizados por Stinnesbeck fueron de utilidad para ser corroborados con la datación de estroncio, la cual se presenta en las siguientes secciones.

En el anexo 1 se describen a mayor detalle las fotomicrografías obtenidas de las observaciones petrográficas.

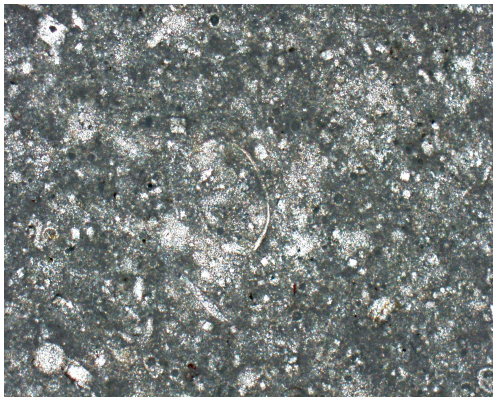


Figura 17

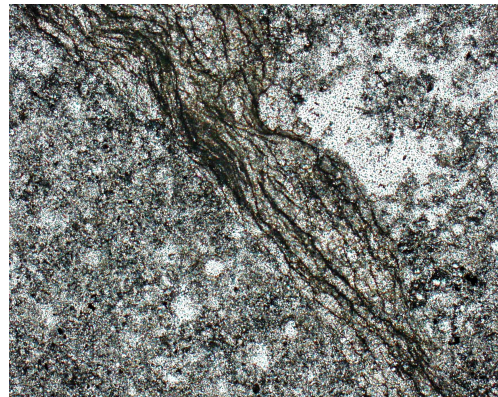


Figura 18

Figura 17 Fotomicrografía obtenida de la muestra U5-59 a 308 m de profundidad, representando la textura del packstone de bioclastos, con un fragmento de ostrácodo (10X, luz reflejada). Figura 18, muestra U5-45 (321 m de profundidad), se observa un fragmento de alga roja, presenta la misma textura de la muestra U5-59 (10X, luz reflejada).

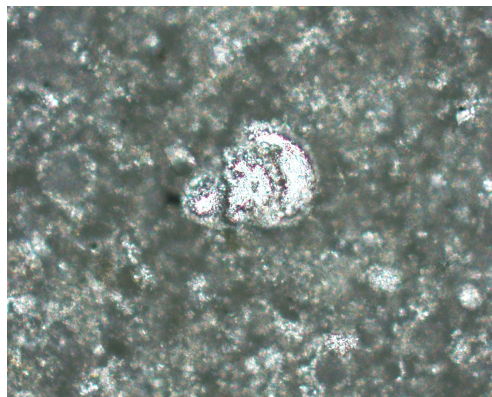


Figura 19

Figura 19. Muestra U5-40 a 322 m de profundidad. Ejemplo del wackestone con matriz micrítica, con foraminífero de tipo bentónico (20x luz reflejada).

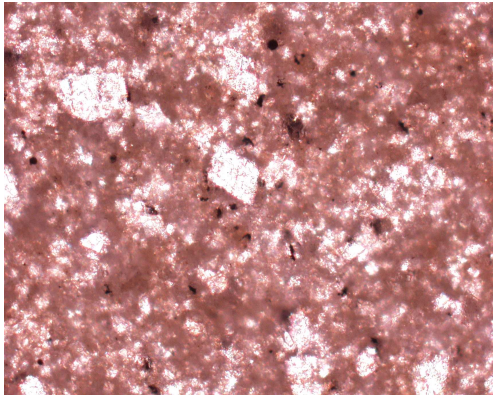


Figura 20

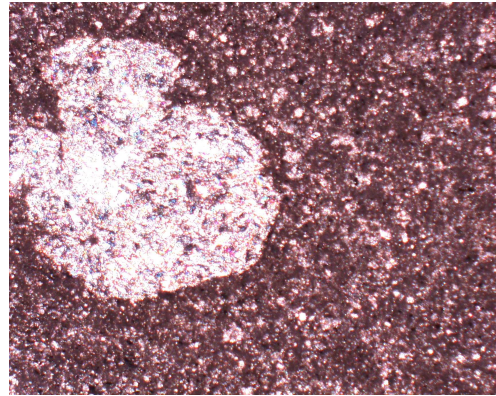


Figura 21

Figura 20. Muestra U5-2 a 331 m de profundidad. Se ejemplifica la textura mudstone arcilloso con matriz micrítica, en la cual se observa un cristal de dolomita de forma euedral embebidos en la misma matriz (10x, luz reflejada). Figura 21. Muestra U5-4, a 331 m de profundidad, se observa un cristal de anhidrita de forma esférica. Dicha forma es característica en toda la secuencia, (10x con luz transmitida).

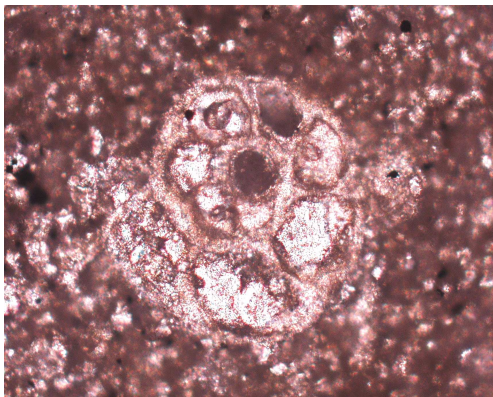


Figura 22

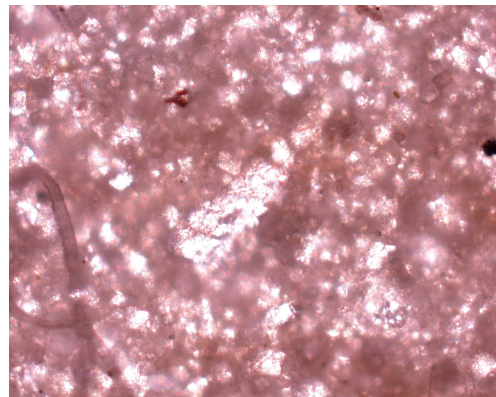


Figura 23

Figura 22. Muestra U5-12 a 329.76 m profundidad. Se observa un mudstone con matriz arcillosa, con algunos foraminíferos bentónicos (*Globorotalia*?); este microfósil es uno de los mejor preservados a esta profundidad. Figura 23. De la misma muestra se observa un fragmento de bioclasto en una matriz micrítica (20x luz transmitida).

V.3 Fluorescencia de Rayos X

Mediante esta técnica se puede obtener la composición general para cada una de las muestras en términos de sus óxidos mayores y de algunos elementos traza. En las tablas 5 y 6 se presentan los resultados de FRX para 9 muestras obtenidas del intervalo en estudio.

Los elementos mayores (Tabla 5), que se analizaron son: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5 . De estos el CaO es el principal componente en las muestras, el MgO y SiO_2 son los siguientes en proporción y en general los demás restantes se presentan en proporciones bajas menores a 2 % (en peso) con un comportamiento muy similar.

Tabla 5. Resultados de los análisis por FRX para elementos mayores en 9 muestras de la secuencia carbonatada del pozo UNAM-5.

No.	Profundidad (m)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	PXC	Suma
Estándar ES-17Vq		9.83	0.089	2.45	0.76	0.03	5.36	40.79	0.04	1.72	0.015		
U5-60	306.05	1.94	0.01	0.47	0.23	0.02	1.67	52.86	0.15	0.27	0.07	42.44	100.12
U5-50	319.62	2.50	0.02	0.54	0.31	0.02	2.71	51.57	0.13	0.34	0.05	42.35	100.53
U5-42	322.41	1.57	0.03	0.34	0.08	0.03	1.40	52.80	0.07	0.36	0.07	42.29	99.03
U5-34	325.03	5.29	0.05	1.15	0.57	0.02	4.66	47.30	0.16	0.71	0.08	40.77	100.77
U5-26	327.26	5.50	0.05	1.25	0.63	0.04	7.25	43.87	0.14	0.73	0.17	40.54	100.19
U5-16	329.29	6.89	0.07	1.60	0.72	0.08	9.78	39.73	0.17	0.93	0.10	39.90	99.96
U5-12	329.76	7.20	0.07	1.68	0.83	0.08	9.84	39.20	0.13	1.00	0.11	39.19	99.35
U5-5	330.9	7.73	0.09	1.82	1.13	0.13	11.08	36.60	0.13	1.16	0.11	37.72	97.70
U5-3	331.23	7.07	0.09	1.78	1.21	0.15	11.41	37.37	0.15	1.11	0.11	39.51	99.95

Nota: Valores dados en porcentaje en peso, $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$: Hierro total, PXC: pérdida por calcinación. Vq significa el valor certificado.

Considerando que el objetivo esencial para este trabajo es conocer las variaciones verticales de estos elementos desde la cima a la base de la secuencia, se pueden hacer dos observaciones importantes: (1) El CaO mantiene un comportamiento constante desde

la cima (303 m) hasta cerca de los 322 m, donde inicia un decremento en su concentración, y (2) el contenido de MgO y SiO₂ presenta un comportamiento inverso en relación al CaO, ya que estos dos compuestos inician un incremento a partir de los 322 m hacia la base (Figura 24).

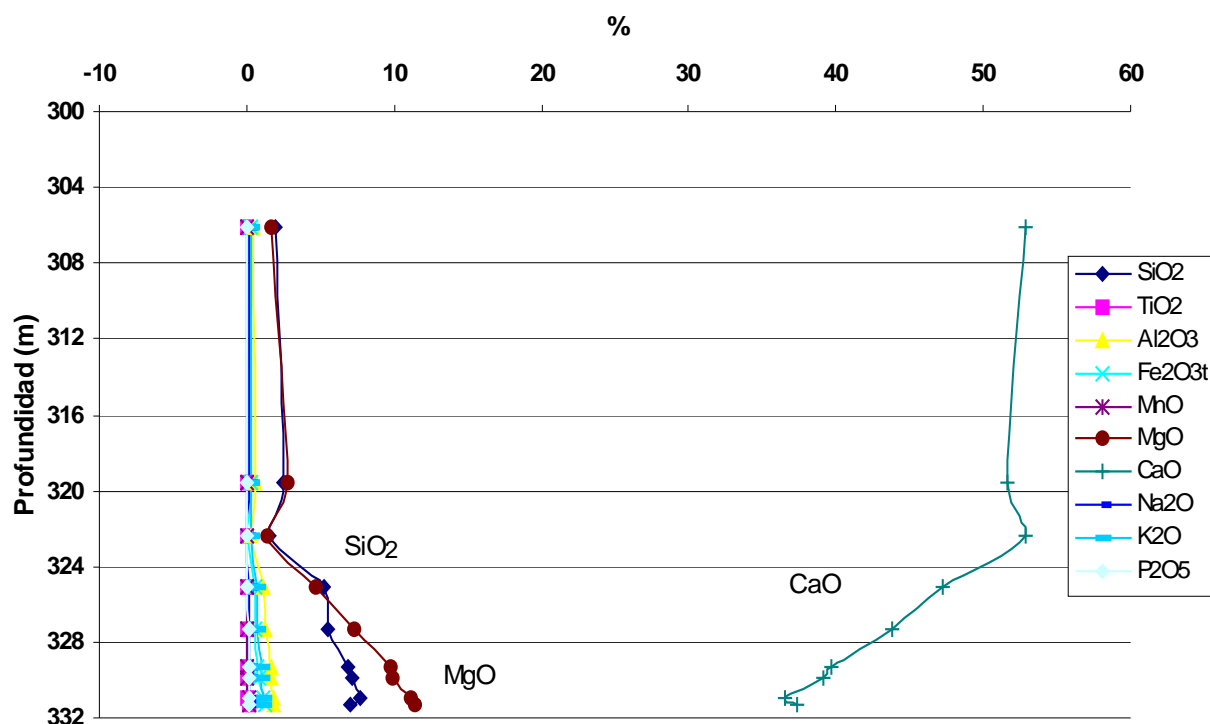


Figura 24. Variación de algunos elementos mayores con respecto a la profundidad. El contenido de CaO disminuye en los últimos 10 metros del intervalo a partir de los 322 m hacia la base de la secuencia, mientras que en el contenido de MgO y SiO₂ presentan un comportamiento inverso. Las unidades están dadas en por ciento en peso.

Los cambios en incremento y decremento para estos compuestos, son muy notables a una profundidad de 322 a 325 m. La disminución en el contenido de CaO es de los 52.80 a 47.30 % (en peso), mientras que para el MgO y SiO₂ el incremento varía de 1.40 a 4.66 y 1.57 a 5.29 % (en peso), respectivamente, correspondiendo al intervalo comprendido entre las muestras U5-42 y U5-34 (Tabla 5).

Con respecto a los resultados obtenidos para los elementos traza: Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb (Tabla 6), el elemento más abundante y característico en rocas carbonatadas es el Sr, el cual presenta en nuestro caso valores de 306 ppm en la cima de la secuencia y 135 ppm en la base. Se puede observar que existe un comportamiento paralelo del Sr con respecto al CaO (figura 24), posiblemente debido a la cercanía con su radio iónico (Sr radio iónico de 1.13 Å y del Ca es de 0.99 Å), (Faure, 1986).

Tabla 6. Resultados de los análisis por FRX para elementos traza en 9 muestras de la secuencia carbonatada del pozo UNAM-5.

No.	Profundidad (m)	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Th	Pb
Estándar ES-17Vq		15.16	137.0	46.88	8.91	23.98	2.19	9.60	7.28	0.98	5.37	3.64	8.88	2.96	3.54
U5-60	306.05	4	306	<11	<0.7	1	<0.7	<5	<2	<3	<1	5	8	<3	<4
U5-50	319.62	4	277	<11	<0.7	2	<0.7	6	6	<3	2	7	8	<3	<4
U5-42	322.41	5	259	<11	<0.7	2	<0.7	9	5	<3	<1	6	6	<3	<4
U5-34	325.03	9	274	<11	<0.7	5	<0.7	16	12	4	4	8	10	<3	<4
U5-26	327.26	8	235	<11	1	5	<0.7	15	9	7	7	9	16	<3	<4
U5-16	329.29	9	205	<11	1	9	<0.7	25	18	5	13	12	23	<3	<4
U5-12	329.76	9	203	<11	1	10	<0.7	27	21	7	17	12	29	<3	<4
U5-5	330.9	10	205	14	1	11	<0.7	27	20	6	20	13	24	<3	<4
U5-3	331.23	9	135	<11	2	12	1	32	22	5	21	14	27	3	<4

Nota: valores dados en partes por millón (ppm). El símbolo < indica los valores obtenidos por abajo del límite de detección.

Por otro lado para algunos de los otros elementos traza (Zn, Cr, V, Cu, Zr y Rb), se observa un proceso similar inverso en relación con el Sr, iniciando con valores bajos y finaliza con valores mayores (de la cima a la base), aunque este aumento es mínimo, pues su comportamiento es muy homogéneo como se aprecia en la figura 25. Los elementos traza restantes (Ba, Y, Nb, Co, Ni, Th y Pb), se encuentran por debajo del límite de detección.

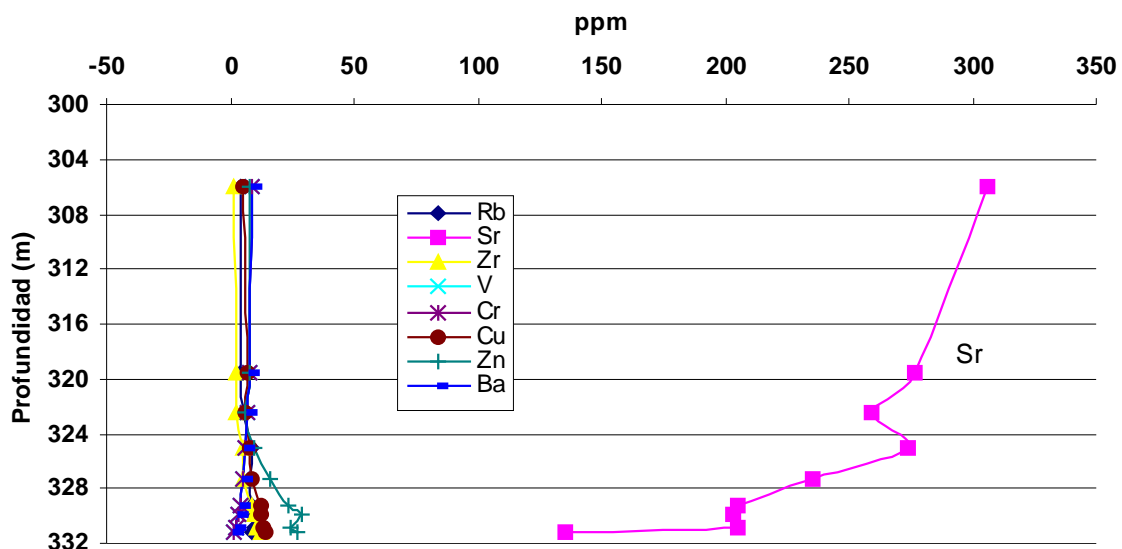


Figura 25. Variaciones de los elementos traza con respecto a la profundidad. El Sr presenta un decremento desde la cima hasta la base, siendo en mayor proporción en los últimos 10 metros de la columna (base) a diferencia de los otros elementos traza analizados.

V.4 Espectrometría de masas (ICP-MS)

El análisis de elementos de Tierras Raras por ICP-MS se realizó en roca total, 15 muestras representativas de todo el intervalo de estudio. En la Tabla 7 se muestran los resultados de forma numérica de los mismos, los valores reportados para cada una de las muestras son en partes por millón (ppm).

Analizando los resultados obtenidos con respecto a la profundidad, se puede notar que las concentraciones de los elementos son menores en la cima (306 m), incrementándose hacia a la base de la secuencia, esto es una característica que se ha reportado como común de las Tierras Raras dell agua de mar, citada por autores como De Baar et al. (1985) y Pieprgas y Jacobsen, (1992).

Tabla 7. Concentraciones de REE en partes por millón (ppm) para las calizas pertenecientes al pozo UNAM-5.

Muestra	Profundidad (m)	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Estándar ES-3		9.38	13.71	2.32	9.14	2.23	0.51	2.38	0.35	1.87	0.37	0.87	0.13	0.71	0.11
U5-60	306.05	1.07	1.72	0.28	0.61	0.15	0.05	0.20	0.04	0.24	0.06	0.17	0.02	0.18	0.02
U5-50	319.62	1.08	1.88	0.32	0.66	0.15	0.06	0.22	0.04	0.24	0.05	0.16	0.02	0.17	0.02
U5-34	325.03	1.99	3.47	0.51	1.20	0.22	0.10	0.39	0.07	0.43	0.10	0.29	0.04	0.33	0.04
U5-25	327.54	2.71	4.88	0.67	1.72	0.31	0.15	0.56	0.09	0.61	0.14	0.38	0.06	0.44	0.05
U5-15	329.46	2.68	5.16	0.70	1.93	0.36	0.17	0.68	0.11	0.71	0.16	0.44	0.06	0.48	0.06
U5-10	330.16	3.54	6.95	0.89	2.70	0.43	0.30	0.91	0.17	0.94	0.17	0.52	0.09	0.54	0.08
U5-9	330.34	3.54	6.80	0.86	2.21	0.42	0.22	0.82	0.10	0.86	0.17	0.58	0.08	0.49	0.07
U5-8	330.45	3.53	6.60	0.88	2.38	0.49	0.26	1.05	0.17	0.99	0.21	0.57	0.10	0.61	0.10
U5-7	330.6	3.59	6.81	0.91	2.47	0.50	0.27	1.02	0.17	0.92	0.20	0.58	0.09	0.65	0.10
U5-6	330.74	3.65	7.00	0.90	2.60	0.48	0.22	0.95	0.15	0.92	0.19	0.55	0.09	0.58	0.08
U5-5	330.91	3.70	7.03	0.91	2.52	0.48	0.22	0.98	0.15	0.93	0.19	0.54	0.08	0.58	0.09
U5-4	331.04	3.67	6.96	0.86	2.48	0.47	0.23	0.95	0.15	0.85	0.19	0.53	0.09	0.57	0.08
U5-3	331.24	3.89	7.30	0.96	2.60	0.48	0.25	1.05	0.16	0.95	0.20	0.57	0.09	0.58	0.08
U5-2	331.33	4.04	7.89	1.06	2.85	0.53	0.26	1.08	0.17	1.02	0.21	0.60	0.09	0.61	0.09
U5-1	331.39	4.10	7.97	1.05	2.80	0.52	0.25	1.08	0.17	1.03	0.23	0.62	0.09	0.63	0.09

Las concentraciones en las primeras cuatro tierras raras ligeras (La, Ce, Pr y Nd), son mayores a 1 ppm, las siguientes (Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yd y Lu), presentan valores menores a 1 ppm. Los dos elementos con mayores concentraciones son el Ce que varía de 1 a 8 ppm y el La que varía de 1 a 4 ppm.

Las concentraciones de la Tierras Raras estudiadas en general presentan un patrón muy homogéneo, siendo constante desde la cima (306) hasta los 320 m donde las concentraciones del Ce, La y Nd se incrementan (Figura 26).

Para los elementos Pr, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu, las concentraciones son muy bajas, cercanas a cero, aunque también presentan un ligero enriquecimiento hacia la base. Un patrón semejante se ve reflejado en los estudios de FRX que se presentaron en la sección anterior, donde algunos elementos se enriquecen hacia la base y otros solo ligeramente.

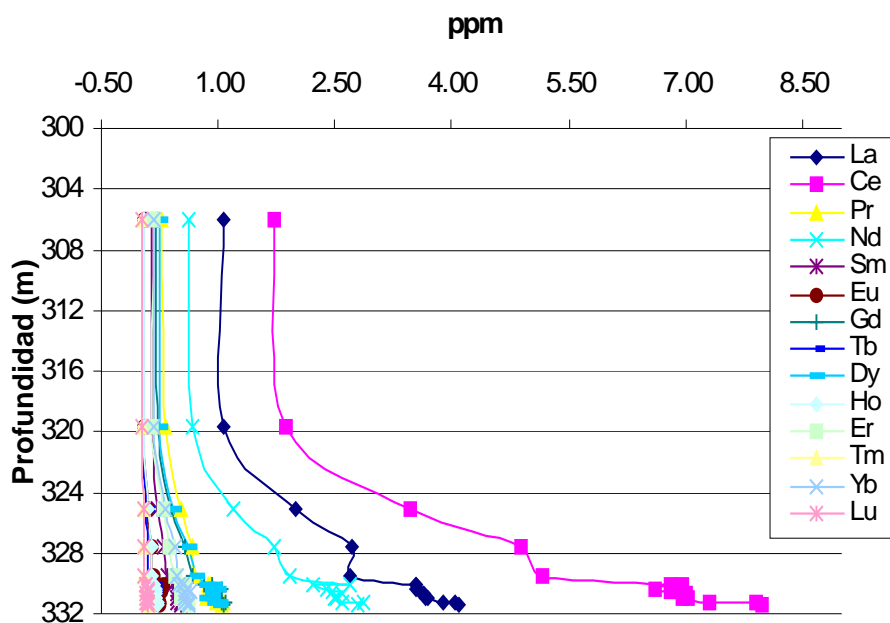


Figura 26. Representación gráfica de las concentraciones de los elementos de Tierras Raras con respecto a la profundidad. Se observa un notable incremento en el contenido de Ce, La y Nd hacia la parte inferior de la secuencia, mientras que los demás elementos presentan un patrón muy homogéneo cercano a cero. Este tipo de graficas con respecto a la profundidad no es común para representar a las Tierras Raras. Sin embargo, en esta ocasión se proponen para hacer evidentes las variaciones verticales de la secuencia de estudio.

V.4.1 Normalización de los elementos de Tierras Raras

Desde el punto de vista geoquímico es común la representación de los datos en forma de diagramas específicos para Tierras Raras, los cuales tienen la característica de normalizar los elementos con respecto a un material con valores conocidos. En este caso en particular las muestras de carbonatos, se presentan en función de una condrita por representar la composición global de la Tierra.

En las figuras 27 y 28, se muestra el patrón de tierras raras normalizadas con un origen condrítico, el patrón establecido para este análisis fue el propuesto por Evensen et al. (1978) el cual fue sugerido por el laboratorio donde se realizaron las muestras.

En la figura 27 se presentan los estudios realizados por la técnica de ICP-MS de 10 primeras muestras cercanas a la base de la secuencia (U5-1 a U5-10), que abarcan de la profundidad 330.04 a la 331.39 m, quedando arriba del material de impacto y muy cercanas al mismo. Se puede notar que el patrón del material es muy uniforme, presenta concentraciones de 2 a 20 veces mayores al material condrítico, con un enriquecimiento en Tierras Raras Ligeras, siendo mayor para el La y Ce en comparación con las Tierras Raras Intermedias y Pesadas. En esta parte de la secuencia, petrográficamente se observa un incremento en el contenido de terrígenos, dicho patrón de homogeneidad puede ser debido a la cercanía con la brecha de impacto que le subyace.

En esta misma gráfica no se logra apreciar anomalías de Ce o de Eu como era de esperarse, para rocas de precipitación química, lo que se observa es una anomalía negativa de Sm con valores que van de 2.74 a 3.41.

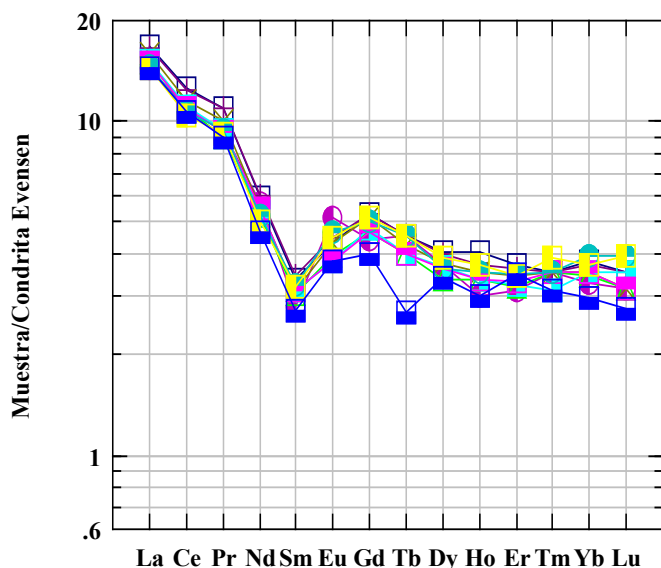


Figura 27. Representación de 10 muestras (U5-1 a U5-10), 330.4 a 331.39 m de profundidad referenciadas con condrita (Evensen et al., 1978), que muestran concentraciones y comportamientos semejantes entre sí.

En la figura 28 se muestra el patrón de Tierras Raras para las siguientes 5 muestras que cubren el intervalo de interés, desde los 306 m hasta los 329 m, (U5-15 a U5-60), este patrón muestra concentraciones mayores que el de la figura 27.

La variación correspondiente de las Tierras Raras para las dos muestras de la parte superior de la secuencia (12 m arriba del material brechado) presenta concentraciones menores a 1 ppm que las anteriores (U5-50 y U5-60). En estas se puede percibir una anomalía de Ce negativa.

En las 3 muestras cercanas al material de impacto (U5-15, U5-25, U5-34) se observa una anomalía negativa de Sm las cuales presentan mayor concentración que las muestras U5-50 y U5-60 (Figura 28).

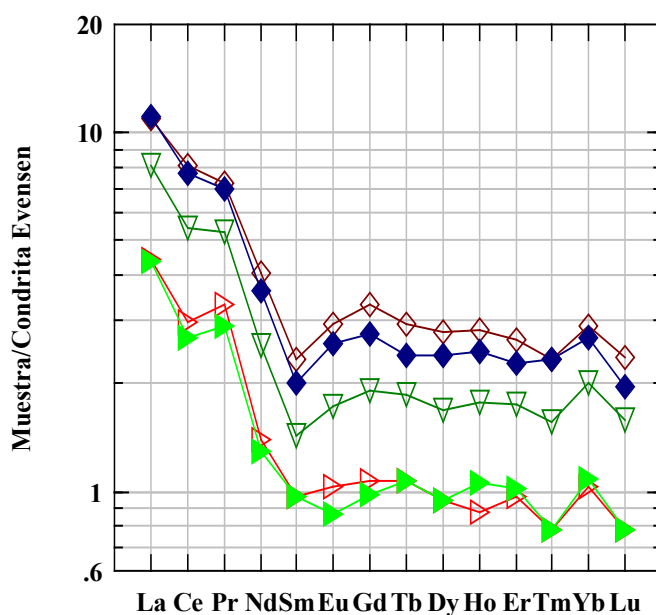


Figura 28. En estas 5 muestras U5-15 a U5-60, se observa un enriquecimiento en Tierras Raras Ligeras hasta llegar al Sm, después de ahí se ve un ligero enriquecimiento hasta mostrar un patrón de empobrecimiento muy homogéneo en Tierras Raras Intermedias y Pesadas. Sólo se percibe una anomalía negativa de Sm. Las dos muestras con menor concentración se encuentran a 13 m de distancia por encima del material de impacto y en estas sí presentan una anomalía negativa de Ce.

V.4.2 Otros patrones de normalización

La normalización anterior se realizó con un material condritico de referencia (condrita Evensen), debido a que elimina la abundante variación entre los elementos de número atómico par e impar, y no permite la fraccionización del grupo de REE con los estándares de meteoritos condriticos. En esta sección se utiliza, el patrón de nombre NASC (North American Shale Composite) propuesta por Gromet et al. (1984), con el propósito de comparar la normalización realizada con otro patrón de origen sedimentario.

Al realizar la normalización con el NASC se observó la presencia de un patrón de forma inversa al mostrado con el de origen condritico, este comportamiento es característico cuando se normaliza con un patrón compuesto por una lutita, como en este caso (De Baar et al., 1985). En éste trabajo la distribución de las Tierras Raras presenta un empobrecimiento en Tierras Raras Ligeras, con concentraciones de < 0.2 a 0.02 veces menores que el NASC y un ligero enriquecimiento muy homogéneo en Tierra Raras Pesadas, con concentraciones menores que el NASC entre 0.02 y < 0.3 aproximadamente.

De igual forma que en la normalización con la condrita se observa una anomalía de Sm negativa, sobre todo en las diez primeras muestras, desde la U5-1 a U5-10, las cuales pertenecen a la zona más cercana a la base de la secuencia (figura 29 a). Para este patrón de normalización se percibe una anomalía positiva de Eu, sobre todo en las dos últimas muestras de la secuencia (parte superior, U5-50 y U5-60, figura 29 b).

Con estas observaciones se encontró que la normalización realizada con la condrita muestra un patrón más homogéneo (típico de rocas de precipitación química), con concentraciones mayores a 10 ppm, con una aparente anomalía de Ce en dos muestras, sin que sea perceptible una anomalía de Eu.

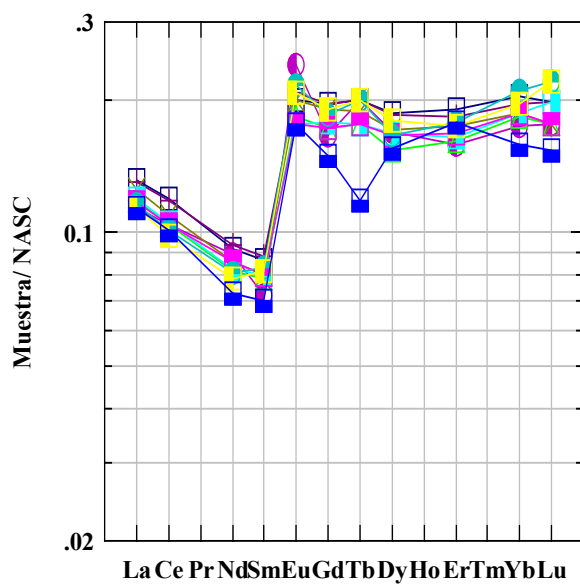


Figura 29 a)

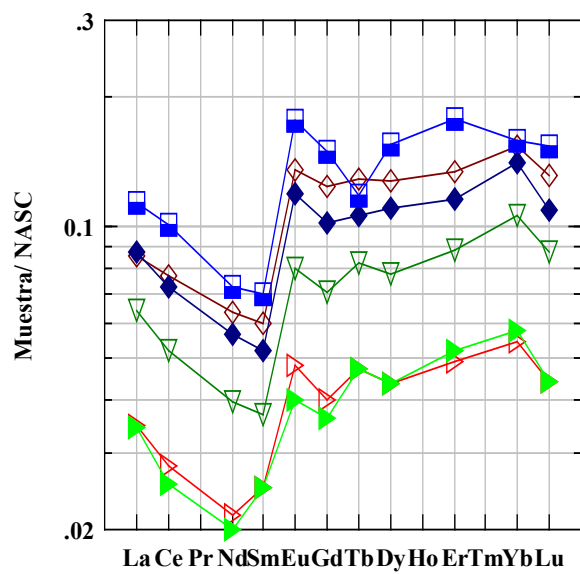


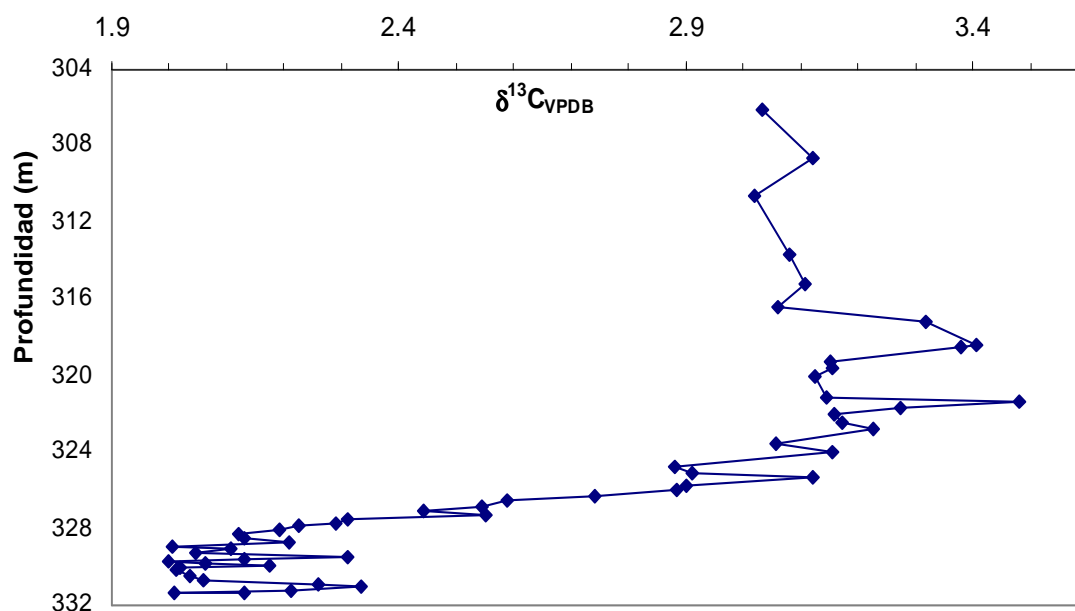
Figura 29 b)

Figura 29. Patrón de normalización de las Tierras Raras con el NAC (Gromet et al., 1984). Para todo el intervalo de estudio. Se observa un comportamiento inverso al mostrado por el de origen condritico.

V.5 Resultados de isótopos estables de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$

A continuación se muestran los resultados obtenidos por isótopos de carbono y oxígeno de 60 muestras empleadas en este trabajo. La tabla de resultados se presenta en el anexo 3, debido a su extensión.

Con respecto a la profundidad, se obtuvo en general un patrón de valores $\delta^{13}\text{C}_{(\text{VPDB})}$ positivos mayores a 1 ‰ (Figura 30).



con el contenido de CaO, perteneciente a los estudios de elementos mayores por FRX vistos anteriormente en la figura 24.

Para el caso de las variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ con respecto a la profundidad se observa hacia la cima de la secuencia (306 m) una homogeneidad en los valores con tendencias a ser cercanos a -4‰ . Para la profundidad de los 315.23 m el valor de $\delta^{18}\text{O}$ se incrementa a -2.95 , e inicia un aumento en sus valores de forma oscilatoria alcanzando su valor más alto a 325.35 m de profundidad con -1.43‰ y finalizando con un decremento de -2.39‰ en la base a los 331.39 m de profundidad (Figura 31).

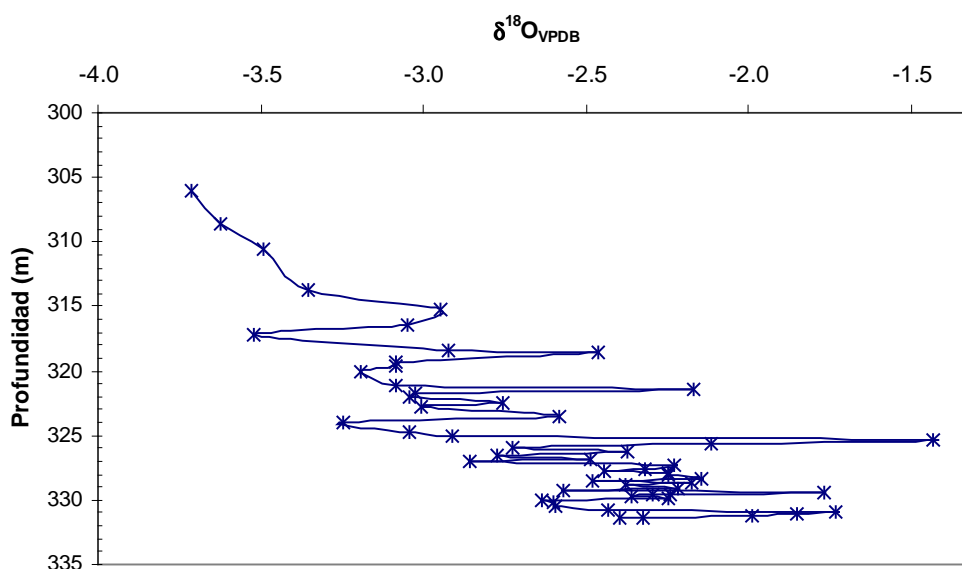


Figura 31. Representación gráfica de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ con respecto a la profundidad.

Con el fin de investigar si existe una relación entre $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ se presentan ambos isótopos en un mismo diagrama (Figura 32). De acuerdo a la tendencia general del gráfico se observa que presentan un rango de variación en promedio de 2 a 3.5 en el eje horizontal correspondiente al $\delta^{13}\text{C}$ y una variación de -1.73 a -3.71 en el eje vertical correspondiente al $\delta^{18}\text{O}$. Se observa que la dependencia no es de tipo lineal, sino que es oscilatoria.

También se puede notar que existen dos grupos con comportamientos particulares, aunque uno de estos (el de la izquierda), presenta los puntos más aglutinados y el de la derecha a pesar de demostrar el agrupamiento, se ven más dispersos.

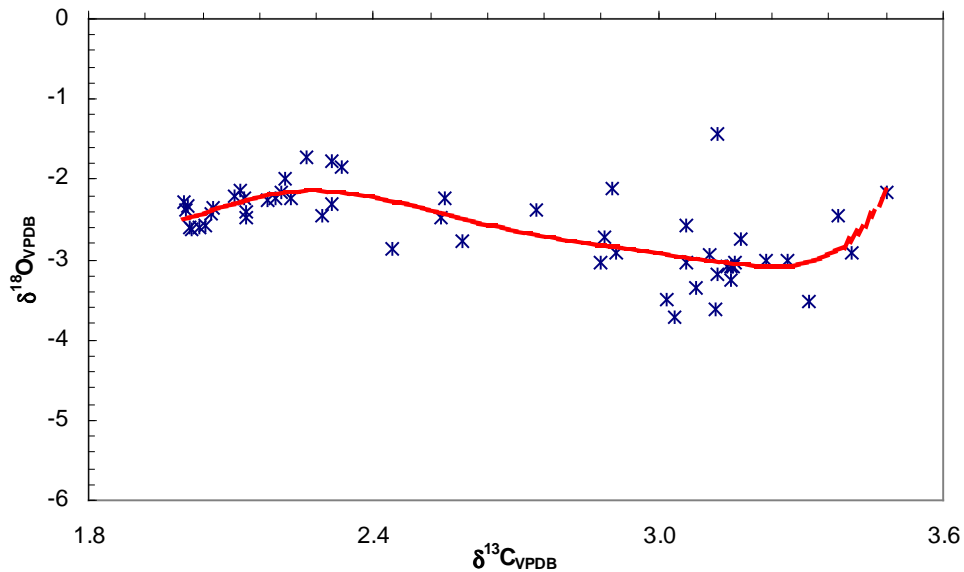


Figura 32. Representación gráfica de la dependencia de los dos valores obtenidos por $\delta^{13}\text{C}$ contra $\delta^{18}\text{O}$.

Por último se puede observar la comparación de la variación de $\delta^{18}\text{O}$ y de $\delta^{13}\text{C}$ con respecto a la profundidad. Es evidente el comportamiento inverso de ambos, ya que conforme aumenta el contenido de $\delta^{13}\text{C}$ disminuye el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ y este mismo comportamiento se observa desde la cima hasta la base, como se aprecia en la figura 33.

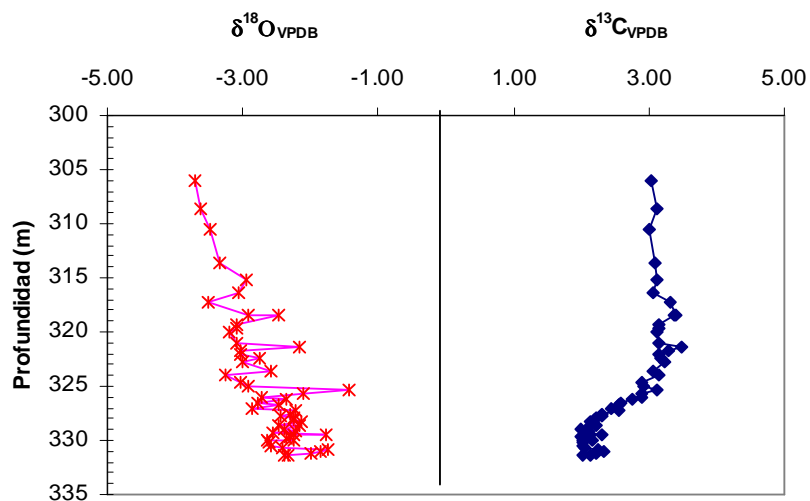


Figura 33. Comparación de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ con respecto a su profundidad.

V.6 Isótopos de Sr

A continuación se presentan los resultados de los análisis de 7 muestras (tabla 8), realizadas por geoquímica isotópica de Sr, las cuales corresponden a los dos metros inferiores de la columna. Estos análisis se realizaron con el objeto de conocer la influencia en el estroncio que representa la cercanía a la brecha de impacto.

De acuerdo a los estudios petrográficos, se observó una matriz con alto contenido de arcilla y procesos de diagénesis, sobre todo hacia la base de la secuencia, lo que afecta considerablemente la señal isotópica del Sr. Por tanto sólo algunos de los resultados obtenidos serán considerados para el fechamiento relativo; aunque la composición isotópica de estroncio también fue utilizado para conocer las aportaciones de dicho material arcilloso.

En la tabla 8 se muestran los resultados obtenidos por los análisis de las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 7 muestras del presente trabajo.

Tabla 8. Relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la secuencia calcárea del pozo UNAM-5.

Muestra	Profundidad	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 sd*	2 SE(M)	n	Edad (Ma)
Estándar-SRM 987		0.710293	31	8	57	
U5-12	329.76	0.707795	39	10	57	59.49 (1.43-3.39)
U5-11	329.93	0.707826	38	10	55	64.39 (0.29-6.38)
U5-10	330.04	0.707821	33	9	55	63.66 (0.54-6.23)
*U5-10-II	330.04	0.707787	39	11	53	58.78 (5.9-3.07)
U5-9	330.16	0.707784	38	10	54	58.55 (5.74-2.94)
**U5-6	330.73	0.707843	42	12	52	33.16 (0.18-0.94)
U5-4	331.03	0.707804	39	11	50	60.63 (1.60-4.09)
U5-1	331.39	0.707805	35	9	58	60.77 (1.59-5.49)

De este análisis solo la muestra U5-10 se correlacionó con los datos bioestratigráficos. **Sd**: desviación estándar (errores durante la medición), **n**: relaciones isotópicas para el Sr, **2 SE(M)** = $2\sigma/\sqrt{n}$. Las edades y sus errores se calcularon con el programa LOWESS, versión 3, (McArthur, et al., 2001). **La muestra U5-10-II, se repitió con el objeto de comprobar los resultados.

**En esta muestra no se obtuvo el límite inferior por lo que se calculo con su propio límite.

Las edades obtenidas para este trabajo fueron elegidas para el Paleoceno debido a que la secuencia de carbonatos se encuentra depositada sobre el material de impacto. Este se ha definido sobre el límite K/T a partir de edades radiométricas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Swisher et al., 1992) y de geomagnetismo (Cande y Kent, 1995).

A continuación en la figura 34, se presenta la curva obtenida de las variaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en el mar, propuesta por Burke et al. (1982). Dicha gráfica representa un intervalo de 30 a 70 Ma en donde le corresponden valores entre 0.707983 a 0.707757 (McArthur et al., 2001).

Dos muestras fueron colocadas en la gráfica para conocer las variaciones de Sr en el tiempo, la muestra U5-1 la cual se encuentra a 331.39 de profundidad, con un valor de 0.707805 y la muestra U5-10 que se encuentra a 330.04 m de profundidad, con valor de 0.707821. La primera representa la base de la secuencia y la segunda se correlaciono con datos bioestratigráficos mencionados en la sección petrográfica.

Las edades obtenidas para estas muestras (U5-1 y U5-10), son de 60.77 Ma y 63.66 Ma, por lo que se eligieron los límites del Maastrichtiano al Daniano.

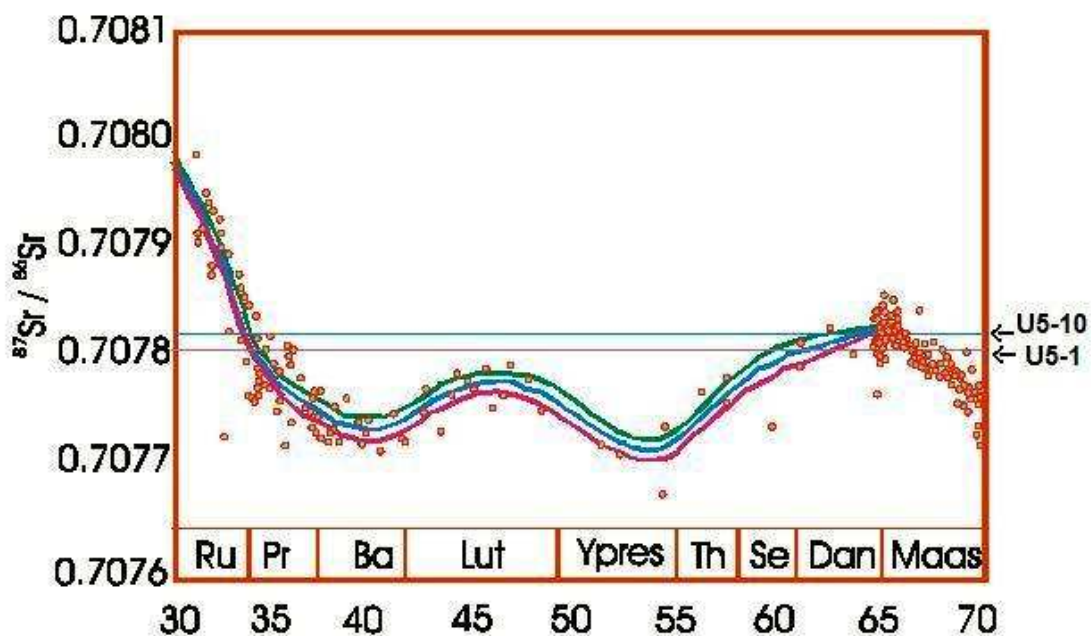


Figura 34. Gráfica de las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, en donde se exponen dos muestras representativas de la secuencia para el método (líneas horizontales, muestras U5-1 y U5-10) en un segmento del Terciario de la curva de variación secular isotópica del $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del agua marina de Burke et al. (1982).

En la figura 35, se muestran los valores obtenidos por las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en función de su profundidad. A partir de los 330.16 m se reporta un valor de 0.707784, siendo el más bajo de todos, incrementándose a 0.707805 hacia la base de la secuencia (331.39 m) hacia arriba de la secuencia aumenta a 0.707826 para llegar a la cima con un valor de 0.707795 (Figura 35).

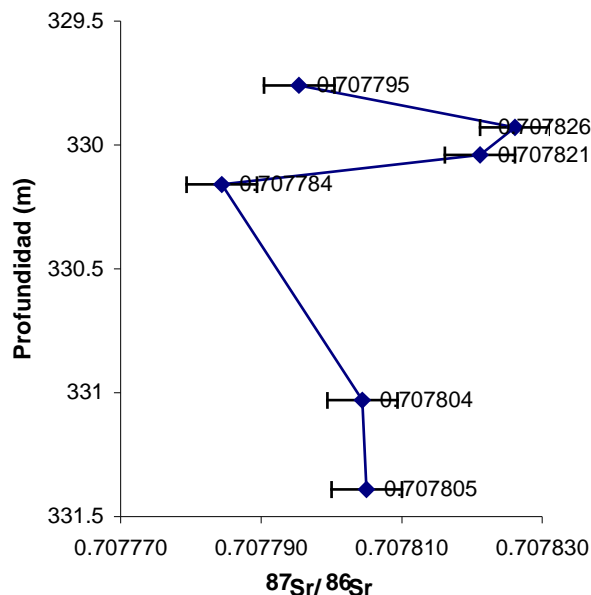


Figura 35. Variaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con respecto a la profundidad. Las barras de error corresponden a $\pm 1 \sigma$ (Tabla 8).

El cálculo de las edades (Tabla 8), se llevó a cabo mediante la base de datos isotópicas LOWESS versión 3 (McArthur, et al. 2001), posteriormente se representaron en la curva de referencia de Burke et al., 1982 y en las propuestas por Howarth y Mc Arthur, 1997.

Las edades calculadas varían entre 58.55 y 64.39 Ma (Figura 36 y Tabla 8), lo cual corresponde dentro de la escala del tiempo geológico a las edades del Paleoceno Inferior (Daniano-Selandiano?). Las limitaciones para la correlación estratigráfica se deben al contenido de arcilla presente. Sin embargo, el valor de 0.707821 que reporta una edad de 63.66 Ma se correlaciona bastante bien con uno de los fechamientos obtenidos por Stinnesbeck W. (comunicación personal) para esta misma secuencia del pozo UNAM-5, mediante el contenido bioestratigráfico, en el que obtuvo edades del Daniano inferior. También resulta concordante con los datos obtenidos con magnetoestratigrafía, los cuales

indican una polaridad normal (29N), correspondiente con una edad de 63.976 Ma (Rebolledo y Urrutia, 2005).

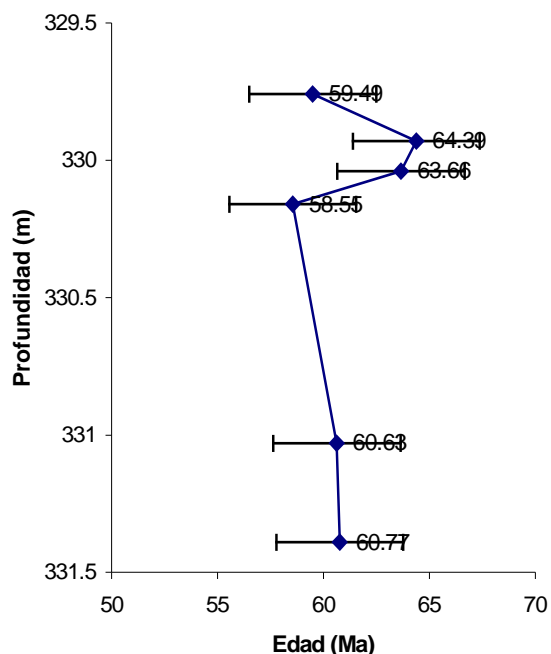


Figura 36. Edades obtenidas por isótopos de Sr, para las muestras correspondientes a la base de la secuencia carbonatada en función de su profundidad. A pesar de que estas no son del todo congruentes con su profundidad, puede observarse que la variación de edades es mínima entre todas ellas, correspondiendo al Paleoceno Inferior.

V.7 Difracción de Rayos X

Los resultados mediante esta técnica tienen como objetivo tratar de conocer la composición del material arcilloso, lo que es de gran utilidad en la interpretación paleoambiental. El conocimiento de la mineralogía arcillosa nos permite conocer procesos como la morfología continental, actividad tectónica, evolución climática, así como la asociación con las fluctuaciones en el nivel del mar (Chamley, 1989).

En total se analizaron 8 muestras por DFX, de las cuales en cuatro de ellas no fue posible identificar algún tipo de material con contenido arcilloso, ya que el mineral que

predomina es la calcita. Al realizar otra prueba con las cuatro primeras muestras de mayor profundidad (U5-1 a U5-4), cerca de los 331 m se alcanzó a percibir un ligero pico de 14.42, entre el intervalo de 5 a 10 θ el cual nos indica la presencia de material arcilloso clasificado posiblemente como del grupo de la smectita (smectita - montmorillonita), como se puede observar en la figura 34.

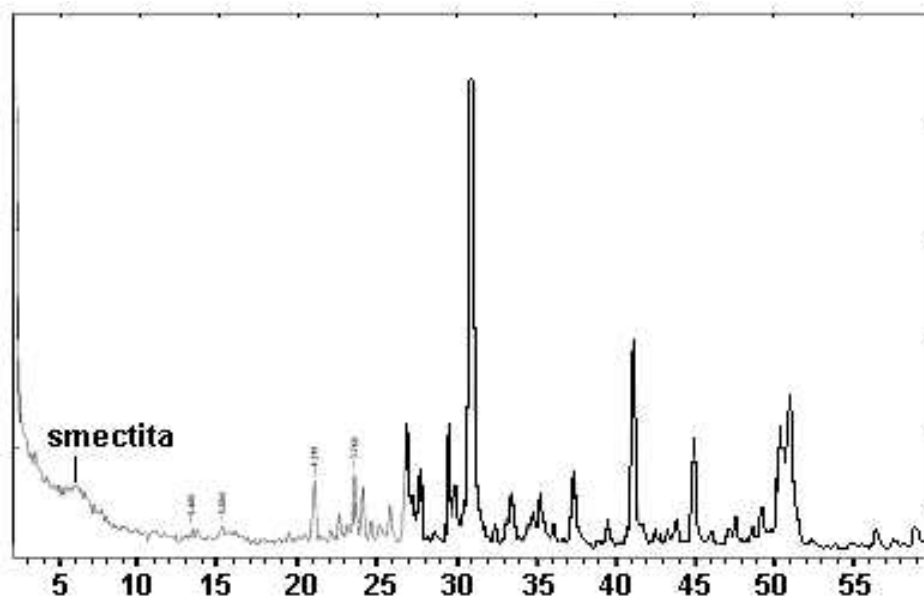


Figura 37. Diffractograma de la muestra U5-4 a una profundidad de 331.03 m, en la que aparece un ligero pico y se puede interpretar como una posible smectita correspondiente al material arcilloso predominante a esta profundidad de la secuencia de estudio.

VI DISCUSIÓN DE RESULTADOS

En este capítulo se discuten los resultados obtenidos por la aplicación de las diferentes técnicas de caracterización petrológica y geoquímica, utilizadas en la secuencia carbonatada del pozo UNAM-5. También se plantean las implicaciones e interpretaciones paleoambientales para el Terciario Temprano en la región del Cráter Chicxulub.

En primer lugar se discute las variaciones texturales en función de la descripción megascópica y petrológica de la secuencia. Posteriormente se discuten los resultados obtenidos de las técnicas geoquímicas e isotópicas, así como la variación de los distintos parámetros analizados a largo de la misma y su posible interpretación ambiental en función del tiempo.

El pozo UNAM-5 se encuentra ubicado entre los paralelos 20°23' de latitud norte y 89°39' longitud oeste, a 3.5 km al noroeste del pueblo de Santa Elena, sur del estado de Yucatán; aproximadamente a una distancia radial de 112 km del centro de la estructura del cráter (Puerto de Chicxulub), (Figura 10). Se ubica en el sector suroeste de la misma, entre los anillos 3 y 4 propuestos por el estudio de gravimetría (Sharpton et al. 1993). El pozo fue perforado a una profundidad total de 504 m, con una recuperación de 468 m, interceptando a la brecha de impacto a los 332 m de profundidad y finalizó a los 504 m sin llegar a la base de la brecha.

En este trabajo, el estudio está enfocado a una secuencia de aproximadamente 30 m de largo, que va desde los 306 m hasta los 332 m de profundidad depositada sobre el material de impacto del cráter Chicxulub.

Es importante resaltar que la interpretación presentada en este capítulo se realizó en función del tiempo, debido a la importancia de conocer los eventos en la secuencia calcárea posteriores al impacto. Por tal razón la discusión se presenta por orden de eventos de lo más antiguo a lo más joven. A diferencia de lo descrito en los capítulos anteriores, donde se tratan de arriba abajo las características de la secuencia para todas las técnicas.

Mediante lo antes descrito en el capítulo V, relacionado a la petrografía y a la descripción megascópica se observaron tres variaciones texturales que reflejan condiciones de depósito en un ambiente de baja energía, variando de la base a la cima en la columna sedimentaria.

La secuencia comienza con un mudstone arcilloso, donde la producción de organismos fue reducida posiblemente por el aporte de material terrígeno. Este cual fue más abundante en dicha profundidad y se encuentra cercano al material de la brecha de impacto. En la parte intermedia de la secuencia la siguiente textura fue de un wackestone con matriz micrítica y hacia la cima a partir de los 322 m se registra una textura de packstone de bioclastos (Figura 38), donde los organismos son más visibles que en la textura anterior, se describen desde microfósiles como foraminíferos bentónicos y planctónicos y macro fósiles como fragmentos de ostracodos y moluscos, entre otros.

En los primeros 10 metros de la secuencia no se puede hablar de diversidad de fauna ni micro-fauna, ya que a esta profundidad sobre todo se encontraron procesos de dolomitización abundante reflejada en pequeños cristales de dolomita de forma eudral y de manera aislada. Estas aparentemente fue formada por un reemplazamiento diagenético de la caliza precursora. Tampoco fue perceptible alguna evidencia de bioturbación, lo que hace difícil determinar la textura primaria de la roca.

La estructura sedimentaria más evidente aún en la descripción megascópica fue una microestratificación cruzada irregular de forma “anastomozada” (ondulada), la cual esta representada por pequeñas laminaciones de material arcilloso, de color negro. Con base en esta se puede interpretar la existencia de corrientes de velocidad moderada en un régimen de flujo bajo principalmente para la parte inferior de la secuencia (Picard y High, H., 1973).

Con base en estos cambios texturales y de acuerdo a las facies de Wilson (1975, consultado en Tucker, 1990) y Flügel (2004), podríamos decir que desde la base a la cima existe un ligero cambio transicional, de un ambiente poco profundo a más somero; aún tratándose de un ambiente somero como lo fue en la Península de Yucatán, por estar situada en un ambiente sedimentario de plataforma carbonatada de rampa interna.

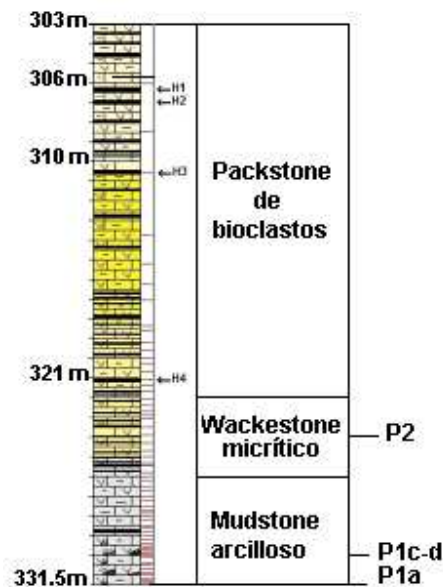


Figura 38. Se muestran las tres variaciones texturales obtenidas de la secuencia carbonatada del pozo UNAM-5. La textura de mudstone se pudo correlacionar con dos zonas bioestratigráficas P1a y P1c-d y la textura de wackestone se correlacionó con la zona bioestratigráfica P2.

Se puede decir que la plataforma de Yucatán atravesó por un periodo de levantamiento tectónico que posiblemente inicio desde el Jurásico y continuó por varios millones de años después del periodo estudiado, hasta quedar posiblemente como se encuentra en la actualidad, con una porción emergida.

La constante presencia de agregados evaporíticos como la anhidrita, sugiere que las condiciones ambientales someras prevalecieron desde el inicio del intervalo de estudio. Sin embargo, la forma esférica en la que ha sido encontrada y la textura diferente a la observada en la brecha de impacto (Escobar, 2002) hace pensar que posiblemente es de origen secundario, relacionada mas a procesos de diagénesis como dolomitización que a un proceso autigénico.

Los procesos diagenéticos observados en petrografía, han sido determinados también en la geoquímica realizada para este trabajo, mediante los estudios por FRX, en

donde la variación de los elementos mayores a lo largo de la secuencia ha sido determinante para la interpretación.

En la tabla 5, se observan dos patrones de comportamiento inversos en donde el contenido tanto de SiO₂ como de MgO son mayores (a partir de los 332 m de profundidad) y al ir avanzando en el tiempo (hacia la cima), este disminuye aproximadamente a los 322 m. Un patrón inverso se ve con el contenido de CaO, en el cual desde la base de la secuencia se observan bajas concentraciones y aumenta de manera paulatina hacia las partes más someras para estabilizarse próxima a los 322 m. También se observa el mismo comportamiento para el Sr (elemento traza, ver tabla 6) y el CaO, debido a la relación que se tiene con el radio iónico de ambos.

A partir de los 322 m los elementos antes mencionados se estabilizan y mantienen un valor constante hasta la cima de la secuencia (Figura 24 y 25).

Se ha dicho ya que, en la petrografía se observó hacia la base de la secuencia un alto contenido de material terrígeno (arcillas). Esta posiblemente sea la causa del alto contenido de SiO₂ en esta zona (tabla 5, figura 24). Los abundantes cristales de dolomita (producto de la diagénesis) explican el alto contenido de MgO también en la base. Ambos compuestos están relacionados entre sí, pues mediante la técnica de DRX se pudo comprobar que el aporte de arcilla está dado por minerales del grupo de la smectita ($4\text{NaAlMgSi}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 6\text{H}_2\text{CO}_3$) como se demostró en el diagrama de la figura 37, lo que posiblemente explica esta alta cantidad tanto de sílice como de magnesio en la base de la secuencia.

La smectita generalmente indica la presencia de un mar transgresivo y clima caliente con alternancia de climas húmedos y áridos, aunque también pueden reflejar la presencia de actividad volcánica (Chamley et al. (1989 y 1997). Posiblemente en nuestro caso reflejaría simplemente climas calientes debido a una somerización de la plataforma.

Revisando en la literatura datos reportados para el material arcilloso como el grupo de la smectita de la Península de Yucatán, generalmente se piensa que la fuente proviene del distrito afallado del bloque de oriente o por depósitos pirocláticos que se dirigieron

hacia el norte desde el sur de Belice y de Guatemala Central. Se tiene evidencias de que este tipo de materiales se han depositado en lagunas marginales, que posteriormente se transformaron en lagos salinos por levantamiento tectónico (Isphording, 1984).

Otro tipo de arcillas reportadas para la región norte de la Península de Yucatán ha sido el talco, clorita, boehmita, palygorskita-sepiolita y una mezcla de caolinita - montmorillonita; aunque se cree que están relacionadas a un origen volcánico por cristalización directa, en aguas marinas de elevada salinidad o bien han sido formadas diagenéticamente por alteración de la dolomita (Quiñónez, 1975; Isphording 1984).

Sin embargo, aún no ha quedado demostrado el origen arcilloso para la zona cercana al pozo UNAM-5. En este caso específico debido a la cercanía que tiene con el material de impacto, dicho material arcilloso se asocia con la brecha que se encuentra subyacente. Un caso puede ser que estas arcillas provengan de la alteración del vidrio volcánico existente en la roca fundida. Otro aporte podría ser por material terrígeno acareado por el viento.

Con respecto a los procesos de diagénesis vistos en la base de la secuencia sobre todo procesos de dolomitización, estos van siendo cada vez menores hacia la cima de la secuencia, hasta llegar a un punto donde es mínima.

Mediante el estudio por ICP-MS de los elementos de Tierras raras se logró establecer que existe un incremento de concentración en la base, la cual disminuye hacia la cima. Los elementos con mayor concentración son el Ce y La comportamiento similar para el agua de mar, utilizado en otros estudios como el caso del océano Pacífico Norte y el Atlántico (De Baar et al. 1985; Piepgras y Jacobsen, 1992) en los cuales se ha notado un incremento en la concentración de las Tierras Raras en función directa de la profundidad.

Desde el punto de vista de la distribución de Tierras Raras normalizadas con la condrita Evensen. Las concentraciones son menores de 10 ppm, y el patrón refleja un notable enriquecimiento en Tierras Raras Ligeras, mostrando una anomalía negativa de Sm y mostrando una tendencia menor en la concentración de Tierras Raras Pesadas. En

este patrón se corrobora la línea de tendencia sigue presentando un comportamiento semejante para rocas formadas por precipitación química, aunque la línea no sea suavizada.

Las concentraciones mayores a 10 ppm obtenidas de este análisis, solo se observan en las muestras más cercanas a la base de la secuencia (Figura 25), lo que posiblemente indica un enriquecimiento influenciado por la brecha de impacto.

Las anomalías esperadas tanto de Ce como de Eu, no fueron reflejadas en este trabajo (Figura 27 y 28). Sin embargo, una anomalía de Sm negativa se ve reflejada al normalizar tanto con la condrita como con la lutita (Figuras 27, 28 y 29 a-b). Cabe mencionar que en rocas carbonatadas no es común encontrar anomalías de este tipo, por lo que se ha considerado que podría ocurrir debido a la cantidad de aporte terrígeno que se tiene sobre todo en la base de la secuencia. Con base en esto se puede decir que los valores para el Sm se pudieron haber enriquecido en el agua de mar, ya que los valores reportados han sido de: 0.000004 ng/kg^2 , 0.0005 ppb , 0.6 ng/kg^2 hasta $4.320 \times 10^{-12} \text{ mol/Kg}$ (Broeker y Peng, 1982; Quinby – Hunt y Turekian, 1983; Elderfield y Greaves, 1982). Sin embargo no se descarta un error analítico.

De los resultados obtenidos por $\delta^{13}\text{C}$ se comprueba que a pesar de los procesos diagenéticos observables sobre todo en la base de la secuencia, los valores son confiables ya que oscilan entre 1 ‰ y 3 ‰ y además son positivos (Figura 28) característica que distingue a los registros isotópicos del Terciario, los valores coinciden con los de Shackleton (1987).

A partir de los estudios de carbono se puede observar que el menor contenido de $\delta^{13}\text{C}$ se encuentra en la parte más profunda de la secuencia, con ligeras excursiones positivas y negativas. Estos valores se incrementan de forma oscilatoria hacia la cima.

Considerando lo anterior y de acuerdo con el trabajo de Keller et al. (1997), en el que se divide en zonas bioestratigráficas establecidas por Berggren et al. (1995), a partir del estudio de foraminíferos en el límite K/T; la zona P1c marca un límite post K/T que indica condiciones de somerización con un restablecimiento en la productividad orgánica y

ésta se identifica porque los valores de $\delta^{13}\text{C}$ pasan de negativos a positivos, mayores de de 0 ‰. Los mismos resultados se obtuvieron al interpretar el ambiente sedimentario con la ayuda de la petrografía, así como las condiciones de diagénesis que se corroboraron con los estudios de elementos mayores en el sílice, el cual se incrementó en la base de la secuencia.

De acuerdo a lo anteriormente citado, se puede interpretar con los resultados obtenidos en este trabajo, que aproximadamente a los 323 m de profundidad (parte media de la secuencia) y hacia la parte superior, inician condiciones que indican proximidad con la superficie y un reestablecimiento de la presencia de materia orgánica. Este comportamiento continúa hasta alcanzar la parte superior de la secuencia en estudio. Además, considerando que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ encontrados no son exclusivos de alguna latitud en particular, de acuerdo a Keller et al. (1997) entonces pueden ser encontrados tanto en latitudes altas como bajas y por ende no existiría aparente contradicción con los mismos.

Para el caso de los resultados obtenidos por isótopos de $\delta^{18}\text{O}$, no se observa el patrón esperado, debido a que se registraron valores negativos que oscilan entre -4 ‰ y -1 ‰ (Figura 31), a diferencia de los valores reportados para el Terciario, que oscilan desde -1 ‰ a 4 ‰ (Shackleton, 1987). Por lo anterior se puede argumentar que las relaciones isotópicas podrían haber sido afectadas por los procesos diagenéticos, lo que hace que se salgan del rango común reportado. Por tal motivo estos datos no resultan ser determinativos para una interpretación paleoambiental y/o paleoclimática.

De las muestras analizadas para esta secuencia por geoquímica isotópica de Sr, se observó que las edades obtenidas en su mayoría estuvieron dentro de un rango de tiempo perteneciente al Paleoceno Temprano, a pesar de que en los análisis se presentan altas cantidades de material terrígeno, que podrían haber alterado los resultados. Sólo dos muestras (U5-1 y U5-4) se obtuvieron con edades más antiguas al valor esperado, cercano al límite K/T, estas fueron las muestras más cercanas a la base, pero es más factible que esto pueda haber sido ocasionado por el alto contenido de arcilla presente en esta parte de la secuencia, Otra muestra también se descartó por estar completamente fuera del rango esperado, con una edad de 33 Ma muy alejada del Paleoceno Temprano.

Sin embargo, con las demás muestras fue posible corroborar que la secuencia efectivamente corresponde con el periodo Paleoceno Temprano, tal y como se esperaba, pero que hasta el momento no había datos precisos al respecto, más que un estudio realizado con magnetoestratigrafía. Con base en esto se puede argumentar a favor de que después del impacto la sedimentación siguió siendo continua para esta porción de la península de Yucatán. Lo anterior también ha sido corroborado mediante los estudios de isótopos estables mencionados anteriormente.

Una aportación importante realizada por el empleo de esta metodología fue que uno de estos resultados (muestra U5-10) se correlacionó con datos bioestratigráficos y magnetoestratigráficos. Dicho valor obtenido corresponde a 0.707821 de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, con una edad de 63.66 Ma (Tabla 8, figura 34 y 35). Con base en lo anterior se podría establecer esta edad de 63.66 Ma para la profundidad de 330 m, aproximadamente 2 m por encima del material de impacto, la cual resulta ser congruente con su profundidad, pues se estima que la brecha de impacto que se encuentra en su parte inferior tiene una edad de ~65 Ma.

En relación al material arcilloso presente sobre todo en la base de la secuencia, éste ha provocado la dificultad de dar una interpretación sin antes observar la posible influencia que ha tenido en los resultados de las diferentes técnicas (Figura 36). Otro factor que debe considerarse es la falta de un estudio detallado por DRX a lo largo de toda la secuencia, para observar sus distintas concentraciones y tipos de las mismas, sin embargo, este es tema de otro estudio con diferentes objetivos.

Cabe resaltar también, que fue muy difícil conocer las variaciones porcentuales de smectita, con lo cual se podría interpretar los cambios climáticos de la secuencia. Es por esto que sólo fue posible correlacionar estos resultados con otros trabajos para el límite K/T (Cretácico Tardío / Paleoceno Temprano), donde ha sido reportado este material arcilloso. Tal es el caso de las localidades de Túnez, como El Kef, Elles y Seldja del Mastrichtiano Superior y sedimentos del Daniano Temprano (Adatte et al., 2002). Estos estudios reflejan alteraciones de condiciones más secas a más húmedas durante los primeros 30 a 40 Ka del Daniano. Con base en estas interpretaciones se podría

argumentar a favor de una somerización de la plataforma, que produjo condiciones cálidas para este periodo.

VI.1 Implicaciones paleoambientales

Con base en toda la información anteriormente descrita se puede plantear una interpretación desde el punto de vista paleoambiental, la cual en general nos indica que muy posiblemente prevalecieron las condiciones someras en la plataforma.

El aporte de terrígenos es un dato que argumenta en este sentido, ya que posiblemente provenga de dos o más fuentes de aporte. Una de estas podría ser de posiciones alejadas de la plataforma, posiblemente por el viento; otra procedencia podría ser la brecha de impacto del cráter Chicxulub, pues pudo haber existido remoción o retrabajo del material de la brecha durante varios miles de años después del impacto.

El aporte de arcillas, se encuentra de forma abundante sobre todo hacia la base de la secuencia, observándose una saturación de material terrígeno sobre los carbonatos. Este material terrígeno es de importancia ambiental porque posiblemente nos indica condiciones cercanas a la costa, lo cual nos reafirma la idea de condiciones someras en general para la secuencia. Aún no existe una evidencia clara de que esta arcilla provenga del material de la brecha subyacente, pero con base en la característica de que existe una saturación de terrígenos hasta diez metros por encima del material de impacto en las rocas calcáreas, entonces sería de esperar que el material que influyó en mayor medida en estas, podría ser procedente de esta brecha; aunque no se descarta que al mismo tiempo existió también una somerización de la plataforma, que estaría influenciada por un aporte de terrígenos de otras fuentes.

En cuanto a las condiciones relacionadas con la presencia de organismos, se puede observar que la abundancia de materia orgánica (presencia de micro y macro fauna), se da a casi 10 metros arriba de la base de la secuencia, donde ésta en general es más claramente visible. Esto podría darnos la pauta para decir que el impacto del

meteorito posiblemente afecto la región por un periodo de varios miles de años, hasta que las condiciones ambientales se normalizaron, lo que también se ve reflejado en las gráficas en función de la profundidad de los estudios geoquímicos (figura 36).

De acuerdo a algunos estudios previos, las hipótesis planteadas originalmente de posibles efectos de hidrotermalismo en la secuencia, no han podido ser comprobadas bajo la presente metodología, debido a que no ha sido observado transporte de fluidos en las texturas de las rocas estudiadas, sobre todo en la base de la secuencia (parte cercana a la brecha) ya que la textura propia de la roca (mudstone), manifiesta que es prácticamente imposible la comunicación entre poros (porosidad muy baja), como para poder permitir la circulación de fluidos hidrotermales en la misma.

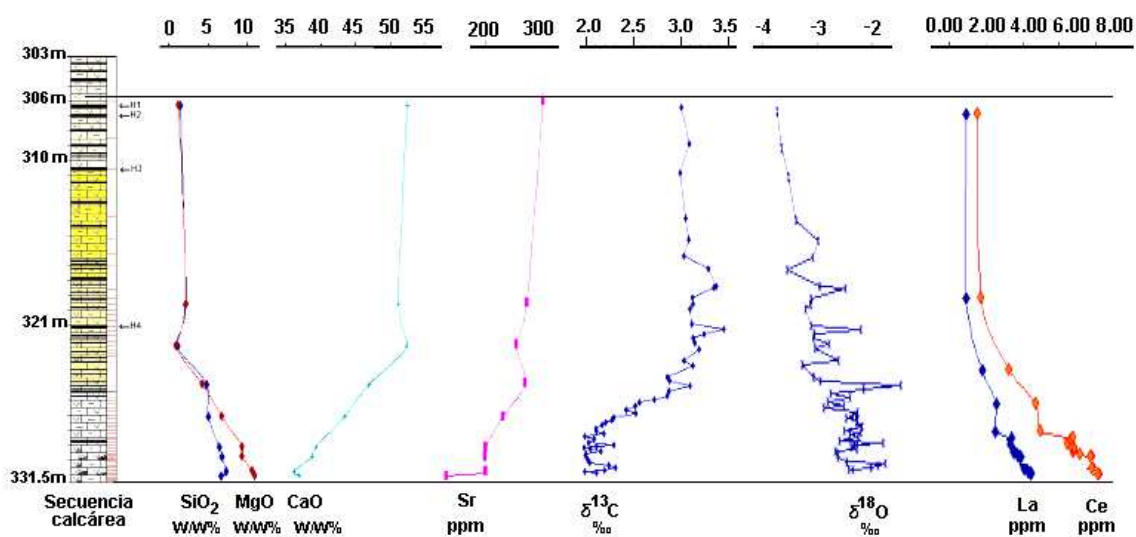


Figura 36. Representación general de los resultados obtenidos para este trabajo con respecto a la profundidad.

VII. CONCLUSIONES

El objetivo central de este trabajo fue dar a conocer las variaciones verticales de la secuencia carbonatada depositada sobre la brecha de impacto en el cráter Chicxulub. Esto se realizó mediante la aplicación de diversas técnicas como la petrografía y algunas de tipo geoquímico, incluyendo geoquímica isotópica, con la cual se trató de tener una visión más completa de la información referente al depósito de carbonatos en el pozo UNAM 5.

A partir de la petrografía se observaron variaciones texturales, que indican condiciones de baja energía en el depósito, con tendencias a una ligera somerización de la plataforma. La arcilla presente es más evidente hacia la base (331 m de profundidad) mientras que hacia las zonas más cercanas a la cima ésta disminuye. Esta arcilla por estudios de DRX se clasifica como del grupo de la smectita.

En relación con los procesos de dolomitización se observa algo muy similar al comportamiento anterior, ya que estos son más evidentes hacia la base de la secuencia.

Mediante estudios de elementos mayores y traza, se pudo ver como el contenido de SiO_2 y MgO es mayor hacia la base de la secuencia. En relación al SiO_2 , se interpreta que posiblemente este comportamiento se debe a la presencia de arcillas y en relación al MgO posiblemente está relacionado a los procesos de dolomitización originados por la diagenesis.

Para el caso del contenido de CaO así como el de Sr presentan un comportamiento inverso, pues disminuyen hacia la base de la secuencia, lo que posiblemente también está relacionado con procesos diagenéticos que ocasionan el remplazamiento de CaO por MgO .

Para estos cuatro elementos mencionados existe una zona de estabilización marcado a partir de los 322 m de profundidad, donde el comportamiento de estos tiende a ser homogéneo hasta la cima de la secuencia.

Con base en los resultados de Tierras Raras, se observó la variación geoquímica de la secuencia, sobre todo de los elementos como el Ce y La, los cuales presentan altas concentraciones en la parte inferior de la secuencia. Para el caso del elemento Ce, también se observa un decremento desde la base hacia la cima, lo cual se asocia con el contenido de dolomita, por ser similar la zona donde se presentan.

Desde el punto de vista de la distribución de Tierras Raras normalizadas con una condrita, estas presentan concentraciones menores de 10 ppm, y el patrón refleja un notable enriquecimiento en Tierras Raras Ligeras en relación con las Tierras Raras Pesadas, característico para rocas formadas por precipitación química.

Para este método se consideraron dos normalizaciones con patrones diferentes de normalización. En ambos se observó una anomalía de Sm negativa la cual se observa mejor en la base de la secuencia. Este tipo de anomalía no es común encontrarlas en este tipo de rocas. Sin embargo, se ha considerado que posiblemente se deba a la cantidad de aporte terrígeno que se tiene sobre todo en la base de la secuencia por lo cual los valores de Sm se pudieron haber enriquecido en el agua de mar. Los valores reportados para este medio son de: $.000004 \text{ ng/kg}^2$, 0.0005 ppb , 0.6 ng/kg^2 hasta $4.320 \times 10^{-12} \text{ mol/Kg}$. Mientras que los obtenidos para este trabajo varían desde la base de 0.5 ppm a 0.15 ppm que representan los valores bajos en la corteza y los mas altos en el agua de mar. Debido a lo difícil que resulta su presencia en estas rocas, no se descarta la posibilidad de un error analítico.

De los resultados obtenidos por $\delta^{13}\text{C}$ se comprueba que a pesar de los procesos diagenéticos observables, sobre todo en la base de la secuencia, los valores son confiables ya que oscilan entre 1 ‰ y 3 ‰ y además son positivos, característica que distingue a los registros isotópicos del Terciario.

Para el caso de los resultados obtenidos por isótopos de $\delta^{18}\text{O}$, no son del todo satisfactorios, debido a que se registraron valores negativos que oscilan entre -4 ‰ y -1 ‰ , a diferencia de los valores reportados para el Terciario, los cuales oscilan desde -1 a 4 , por lo que se interpreta que estos han sido afectados por los procesos diagenéticos.

De los resultados por isótopos de Sr a pesar de que en los análisis se presentaron altas cantidades de material terrígeno, las edades encontradas en la mayoría de las muestras, se encuentran dentro de un rango de tiempo perteneciente al Paleoceno Temprano, tal y como se corroboró mediante los estudios de isótopos estables obtenidos para este trabajo.

El valor de 0.707821 de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, con una edad de 63.66 Ma, fue posible correlacionarlo con datos bioestratigráficos y magnetoestratigráficos, obtenidos por otros autores. Por tanto se podría establecer esta edad para la profundidad de 330 m, dato que resulta congruente pues se estima que la brecha de impacto que se encuentra en su parte inferior tiene una edad de ~65 Ma.

Los resultados obtenidos fueron comparados con otros trabajos para el límite K/T (Cretácico Tardío / Paleoceno Temprano), donde ha sido reportado este material arcilloso del grupo de la smectita, tal es el caso de las localidades de Tunez, como El Kef, Elles y Seldja del Mastrichtiano Superior y sedimentos del Daniano Temprano, que reflejan alteraciones de condiciones secas a húmedas. Argumentando una somerización de la plataforma. Con base en la smectita presente, se puede corroborar que posiblemente reflejaría climas calientes, debido a una somerización de la plataforma.

En relación al aporte de terrígenos, este pudo haber sido de varias procedencias, siendo posiblemente una componente importante la brecha depositada en el cráter de impacto Chicxulub, posiblemente porque se estaba depositando directamente encima de esta y pudo haber existido remoción del material durante varios miles de años posteriores al mismo. Sin embargo no se descarta la existencia de aporte terrígeno, posiblemente por viento, ya que difícilmente un proceso natural estaría sujeto a una sola componente.

De acuerdo a algunos estudios previos, donde se plantea algunas hipótesis sobre posibles efectos de hidrotermalismo en la secuencia, estos no han podido ser verificados debido a que no ha sido observado transporte de fluidos en las texturas de las rocas estudiadas.

Considerando que las rocas corresponden a una plataforma carbonatada de rampa interna, se podría decir que la plataforma de Yucatán atravesó por un periodo de levantamiento tectónico que posiblemente continuó por varios millones de años después del periodo estudiado, hasta quedar como se encuentra en la actualidad, con una porción emergida y la otra bajo el mar.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adatte, T., Keller, G., y Stinnesbeck, W., 2002, **Late Cretaceous to early Paleocene climate and sea-level fluctuations: Tunisian record**: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, vol. 178, p. 165-196.
- Aguayo, C., Bello, M., Del Veccio, C., Araujo, M., y Basáñez, L., 1980, **Estudio sedimentológico en el área de Tulum-Cancún-Isla Mujeres, Estado de Quintana Roo, México**: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. 41, p. 15-45.
- Alvarez, M., Jr., 1969, **Geología, paleogeografía y tectónica de México**: Apuntes ESIA-IPN, p. 212.
- Alvarez, L., Alvarez, W., Asaro, F., y Michel, H., 1982, **Extraterrestrial cause for the Cretaceous – Tertiary extinction**: Science, vol. 208, p. 1095-1108.
- Anderson, T., Burkart, B., Clemons, R., Bohnenberger O., y Blount, D., 1973, **Geology of the western Altos Cuchumatanes, northwestern Guatemala**: Geological Society America Bulletin, vol. 84, p. 805-826.
- Anderson, T., y Schmidt, V., 1983, **The evolution of middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean sea region during Mesozoic time**: Geological Society America Bulletin, vol. 94, p. 941-966.
- Ángeles, A., 1997, **Estratigrafía del Jurásico Superior del subsuelo en la sonda de Campeche (Golfo de México)**: Tesis de maestría, ESIA, IPN, México D. F. 88 p.
- Bally, A., 1989, **Phanerozoic basins of North America**, en: Bally, A., y Palmer, A., (Eds.), The Geology of North America – an overview; Boulder, CO., Geological Society of America Bulletin, The geology of North America, vol. A, p. 397-446.
- Bartok, P., 1993, **Prebreakup geology of the Gulf of Mexico-Caribbean, Its relation to Triassic and Jurassic rift systems of the region**: Tectonics, vol. 12, p. 441-459.
- Bass, y Zartman, 1969, **The basement of Yucatan Peninsula**: Abs (EOS) Trans. AGU, vol. 50, p. 313.
- Bateson, J., y Hall, I., 1977, **The geology of the Maya Mountains, Belize**: Overseas Memoir 3, Institute of Geological Sciences, Inglaterra.
- Beall, R., 1973, **Plate tectonics and the origin of the Gulf Coast Basin**: Transaction Gulf Coast Association of Petroleum Geologist Bull., vol. 56 p. 956-963.
- Berggren, W., Kent, D., Swisher C., Aubry, M., 1995, **A revised Cenozoic Geochronology and chronostratigraphy**: en Geochronology, Time scales and Global Stratigraphic Correlations: A Unified Temporal Framework for an Historical Geology., Soc. Econ. Geol. Mineral. Spec. vol. 54, p. 129-212.
- Bishop, W., 1980, **Petroleum geology of Northern Central America**: Journal of Petroleum Geology, vol. 3, p. 3-59.
- Blair, T., 1986, **Paleoenvironments, tectonic and eustatic controls on sedimentation, Regional Stratigraphic correlation and plate tectonic significance of the Jurassic-**

- Lowermost Cretaceous Todos Santos and San Ricardo Formations, Chiapas, Mexico:** Tesis doctoral, Universidad de Colorado, p. 251.
- Broeker, W., y Peng, T., 1982, **Tracers in the sea**, Eldigio Press, p. 690.
- Buffler, R., Schlager, W., Bowdler, J., Cotillon, P., Halley, R., Kinoshita, H., Magoon, L., McNulty, C., Patton, J., Pisciotto, K., Premoli, I., Suarez, O., Testamarta, M., Tyson, R., y Watkins, D., 1984, **Initial Reports, Deep Sea Drilling Project (DSDP), pozos 537 y 538a**, vol. 77, U.S. Government printing office, Washington D. C, p. 255-336.
- Buffler, R., y Sawyer, D., 1985, **Distribution of crust and history, Gulf of Mexico Basin:** Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, vol. 35, p. 333-334.
- Buffler, R., y Thomas, W., 1994, **Crustal structure and evolution of the southeastern margin of North America and the Gulf of Mexico Basin**, en: Speed R. (Ed.), Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions: Boulder Colorado, Geol. Soc. Amer., The Geology of North America, vol. CTV-1, p. 219-263.
- Bullard, E., Everett, J., y Smith, A., 1965, **The fit of continents around the Atlantic:** A symposium on continental drift: Philos. Trans. R. Soc. London. Ser. A., 258, p. 31-51.
- Burke, W., Denison, R., Hetherington, E., Koepnick, R., Nelson, H., y Nelson, O., 1982, **Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time:** Geology, vol 10, p. 516-519.
- Butterlin, J., y Bonet, F., 1958, **Reconocimiento geológico preliminar del territorio de Quintana Roo:** Bol. AMGP, vol. IX, No. 9 y 10.
- Cande, S., y Kent, D., 1995, **Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic:** J. Geophys. Res, vol. 100, p. 6093-6095.
- Carey, S., 1958, **The tectonic approach to continental drift**, en: Continental drift-A Symposium: Univ. Tasmania, geology dept. hobart, Australia, p. 177-355.
- Chamley, H., 1989, **Clay sedimentology:** Springer, p. 222-226.
- Chamley, H., Proust, N., Mansy, L., y Boulvain, F., 1997, **Diagenetic and palaeogeographic significance of clay, carbonate and other sedimentary components in the middle Devonian limestones of western Ardenne, France:** Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, vol 129, No. 3-4, p. 369-385.
- Chowns, T., y Williams, C., 1983, **Pre-Cretaceous Rocks Beneath the Georgia Coastal-Regional Implications**, en: studies related to the Charleston, south Carolina, earthquake of 1886 – Tectonics and Seismicity., Geological Survey Professional Paper, 1313-L.
- Connors, M., Hildebrand, A., Pilkington, M., Ortiz, C., Chavez, R., Urrutia, J., Graniel, E., Camara, A., Vasquez, J. y Halpenny, J., 1996, **Yucatán karst features and size of Chicxulub crater:** Geophysics, J. Int., vol. 127, p. F11-F14.
- Cornelis, W., y Cornelius W., 1993, **Manual of Mineralogy:** Ed. John Wiley & Sons. Nueva York, p. 854.
- De Baar, H., Bacon, M., y Brewer, P., 1985, **Rare earth elements in the Pacific and Atlantic Oceans:** Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.49, p. 1943-1959.
- Dengo, G., y Bohnenberger, O., 1969, **Structural Development of Northern Central America**, en: McBirney R. (Ed.), AAPG, Memoir, vol. 11, p. 203-220.

- Dewey, J., 1988, **Litospheric stress, deformation and tectonic cycles: the distribution of Pangaea and the closure of the Tethys**: Spec. Pub. Geol. Soc. London, vol. 37, p. 23-40.
- Donnelly, T., Horne, G., Finch, R., y Lopez, R., 1990, **Northern Central America: The Maya and Chortis Bloks**, en: Dengo, G., y Case, J., (Eds.), *The Geology of North America. The Caribbean Region*: Geol. Soc. of Am., vol. A, p. 371-396.
- Dunham, R., 1962, **Clasificación de carbonates according to depositional texture**, en: *Classification of Carbonate Rocks. Memoir American Assoc. Petroleum Geologist*, Ham, W., (Ed.), vol. 1, p. 108-121.
- Elderfield, H. y Greaves, M., 1982, **The rare earth element elements in seawater**, *Nature*, vol. 296, p. 214-219.
- Escobar, E., 2002, **Características Litológicas de las Brechas de impacto del Cráter Chicxulub, (Pozo UNAM-5)**: Tesis de licenciatura, UNAM, Facultad de Ingeniería, México D. F., p. 55-60.
- Evensen, N., Halmilton, P., y O'Nions, R., 1978, **Rare earth abundances in chondritic meteorites**: *Geochimica Cosmochimica Acta*, vol. 42, p. 1199-1212.
- Faure, G., Hurley, P., y Powell, J., 1965, **The isotopic composition of strontium in surface water from the North Atlantic Ocean**: *Geochimica et Cosmochimica, Acta*, vol. 29, p. 209-220.
- Faure, G., Assereto, R., y Tremba, E., 1978, **Strontium isotope composition of marine carbonates of middle Triassic to early Jurassic age, Lombardic Alps, Italy**: *Sedimentology*, vol. 25, p. 523-543.
- Faure, G., 1986, **Principles of Isotope Geology**: 2da ed., Ed. John Wiley & Sons, p. 186-199.
- Flügel, E., 2004, **Microfacies of carbonate rocks (Analysis, interpretation and application)**, Springer, p. 226-227.
- Folk, R., 1959, **Practical Petrographic classification of limestone**: *Bulletin American Assoc. Petroleum Geologist*, vol. 43, p. 1-38.
- Folk, R., 1962, **Spectral subdivision of limestone types**, en: Ham W., (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks. Memoir American Assoc. Petroleum Geologist*, vol. 1, p. 62-84.
- Freeland, G., y Dietz, R., 1971, **Plate tectonic evolution of Caribbean-Gulf of Mexico region**: *Nature*, vol. 232, No. 5305, p. 20-23.
- Friedman, G., 1959, **Identification of carbonate minerals by staining methods**, *Journal of sedimentary petrology*, vol. 29, no. 1, p. 87-97.
- Gomberg, D., Banks, P., y McBirney, A., 1968, **Guatemala preliminary zircon ages from Central Cordillera**: *Science*, vol. 162, p. 121-122.
- Grajales, N., Cedillo, P., Rosales, D., Morán, Z., Álvarez, W., Claves, P., Ruiz, M., García, H., Padilla, A., y Sánchez, R., 2000, **Chicxulub impact –the origin of reservoir and seal facies in the southeastern México oil fields**: *Geology*, vol. 28, p. 307-310.
- Grajales, N., 2001, **Origen y diagénesis e importancia petrolera de la secuencia carbonatada del límite Cretácico-Terciario en el sureste de México**: Tesis de Doctorado, UNAM, Posgrado en Ciencias de la Tierra, p. 15-84

- Grandstein, F., Agterberg F., Ogg, J., Hardenbol, J., Van, V., y Huang, Z., 1995, **A Mesozoic time scale**: J. Geophys Res., vol. 99 (B12), p. 24051-24074.
- Gromet, L., Dymek, R., Haskin, L., y Korotev R., 1984, **The North American Shale Composite: its compilation, major and trace element characteristics**: Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 48, p. 2469-2482.
- Henderson, P., 1984, **Rare Earth Element Geochemistry: Developments in Geochemistry**: Ed. Elsevier, p. 343-369.
- Hildebrand, A., Pilkington, M., Ortiz, C., Chavez, R., Urrutia, J., Connors, M., Graniel, E., Camara, Z., Halpenny, J., y Niehaus, D., 1998, **Mapping Chicxulub crater structure with gravity and seismic reflection data**, en: Meteorites: Flux with Time and Impact Effects, Geological Society, Special, Publication, London, vol. 140, p. 153-173.
- Hoefs, J., 1997, **Stable Isotope Geochemistry**: Ed. Springer, p. 5-53
- Howarth, R., y McArthur, J., 1997, **Statistics for strontium isotope stratigraphy: a robust LOWESS fit to the marine strontium isotope curve for the period 0 to 206 Ma, with look-up table for the derivation of numerical age**: Journal of Geology, vol 105, p. 441-456.
- Isphording, W., 1984, **The Clays of Yucatan, Mexico: A contrast in genesis**, en: Palygoskite-sepiolite occurrence and uses soil, Amsterdam, Elsevier, p. 59-73
- Keller, G., Lopez, O., Stinnesbeck, W., y Adatte, T., 1997, **Age stratigraphy and deposition of near K/T siliciclastic deposits in México; relation to bolide impact?**: Geological Society of America Bulletin, vol. 109, p. 410-428.
- Keller, G., Adatte, T., Stinnesbeck, W., Rebolledo, M., Urrutia, J., Kramar, U., y Stüben, D., 2004, **Chicxulub impact predates the K-T boundary mass extinction**: PNAS, vol. 101, No. 11, p. 3753-3758.
- Kesler, Josey, y Collings, 1970, **Basement rocks of western Chuacus Group, Guatemala**: Bol. GSA, vol. 81, p. 3307-3322.
- Kiipli, T., Batchelor, R., Bernal, J., Cowing, Ch., Hagel, M., Ingham, M., Johnson, D., Kivisilla, J., Knaack, Ch., Kump, P., Lozano, R., Michiels, D., Orlova, K., Pirrus, E., Rousseau, R., Ruzicka, J., Sandström, H., y Willis, J., 2000, **Seven Sedimentary Rock Reference Samples from Estonia**: Oil Shale, vol. 17, no. 3, p. 215-223.
- Kinga, M., Revesz, Jurate, M., Landwehr, y Jerry, K., 2001, **Measurement of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotopic Ratios of CaCO_3 using Thermoquest Finnigan GasBench II Delta Plus XL Continuous Flow Isotope Ratio Mass Spectrometer with Application to Devils Hole Core DH-11 Calcite**: U.S.Geological Survey, open file report 01-257, p. 1-16.
- Klitgord, K., y Popeone, P., 1984, **Florida: A Jurassic transform plate boundary**: Journal of Geophysical Research, vol. 89, p. 7753-7772.
- Klitgord, K., y Schouten, H., 1986, **Plate kinematics of the central Atlantic**, en: Vogt, P., y Tucholke, B., (Eds.), The western North Atlantic region: Boulder, Colorado., Geol. Soc. Amer., Geology of North America, vol. M, p. 351-378.

- Klitgord, K., Hutchinson, D., y Schouten, H., 1988, **U. S. Atlantic Continental Margin, structural an tectonic framework**, en: Sheridan, R., y Grown, J., (Eds.), The Atlantic continental margin, Boulder, Colorado. Geol. Soc. Amer., Geology of North America, vol. 1-2, p. 19-55.
- Krogh, T., Kamo, S., Bohor, y B., 1993, **U-Pb ages of single shocked zircons linking distal K/T ejecta to the Chicxulub crater**: Earth Planet. Sci. Lett., vol. 119, p. 425-429.
- Lefort, J., 1988, **Imprint of the Reguibat uplift (Mauritania) on the central and southern Appalachians of the U. S. A.**: Journal of African Earth Sciences, vol. 7, p. 433-442.
- López, R., 1973, **Estudio geológico de la Península de Yucatán**: Boletín de la Asociación Mexicana de Geología Petrolera, vol. 25, No. 13, p. 23-76.
- López, R., 1975, **Geological summary of the Yucatán Peninsula**, en: Nair, A., y Steal, F., (Eds.), The Ocean basins and Margins, vol.3, The Gulf of the Mexico and the Caribbean.
- López, R., 1979, **Geología de México**: Tesis, UNAM, México D. F., vol. 3, p. 456.
- Lounejeva, B., 2001, **Mineralogía y petrología de las rocas fundidas del crater Chicxulub, México**: Tesis de maestría, Instituto de Geología, UNAM, México D. F., 130 p.
- Marin, L., y Trejo, A., 1997, **El limite K-T y su exploración en el cráter Chicxulub**, en: Extinción masiva del limite cretácico – Terciario: mitos y realidades, Monografía No.4, Unión geofísica Mexicana, p. 117-174.
- Marshall, R., 1974, **Petrology of the Subsurface Mesozoic Rock of the Yucatan Platform, Mexico**: Tesis, The Department of Earth Sciences, University of New Orleans.
- Marton, G., 1994, **Jurassic Reconstruction of the Gulf of Mexico, based on reinterpreted geological data**: American Association of Petroleum Geologist, Annual Convention, Official Program, (Abstract), vol. 3, p. 207.
- Marton, G., y Buffler, R., 1994. **Jurassic Reconstruction of the Gulf of Mexico Basin**: International Geology Review, vol. 36, p. 545-586.
- Marton, G., 1995, **Jurassic evolution of the Southeastern Gulf of Mexico**: The University of Texas at Austin, Tesis, 276p.
- McArthur, J., 1994, **Recent trends in strontium isotope stratigraphy**: Terra Review, no 6, p. 331-358.
- McArthur, J., Howarth, R., y Bailey, T., 2001, **Strontium Isotope Stratigraphy: LOWESS Version 3: Best-Fit to the Marine Sr-Isotope Curve for 0-509 Ma and Accompanying Look-up Table for Deriving Numerical Age**: The Journal of Geology, vol 109, p. 155-170.
- McBirney, A., 1963, **Geology of a part of the Central Guatemalan Cordillera**: Publicaciones geológicas científicas de la Universidad de California, vol. 38, 242p.
- McBirney, A., y Bass N., 1969, **Structural Relations of Pre-Mesozoic Rocks of Northern Central America**, en: McBirney, A., (Ed.), Tectonic relation of Northern Central America and the Western Caribbean, the Bonacca expedition, p. 269-280.
- Meyerhoff, A., 1967, **Future Hydrocarbon provinces of the Gulf of Mexico Caribbean region**: Gulf Coast Assoc., Geol. Soc. Trans., vol. 17, p. 217-260.

- Molina, G., van der voo, R., y Urrutia, J., 1992, **Paleomagnetism of the Chiapas Massif, southern Mexico: evidence for rotation of the Maya Block and implication for the opening of the Gulf of Mexico**: Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 104, p. 1156-1168.
- Moore, G., y Del Castillo, L., 1974, **Tectonic evolution of the southern Gulf of Mexico**: Geological Society of America Bulletin, vol. 85, p. 607-618.
- Moreno, H., 1988, **Estudio estratigráfico, sedimentológico y bioestratigráfico de las rocas del Mesozoico en la plataforma de Yucatán**: Instituto Mexicano del Petróleo, proyecto IMPC-3027, Informe técnico, México D. F., 64 p.
- Mueller, P., Heatherington, A., Wooden, J., Shuster, R., Nutman, A., y Williams I., 1994, **Precambrians zircons from the Florida Basement, A Gondwana Connection**: Geology, vol. 22, p. 119-122.
- Newcomb, W., 1975, **Geology, structure and metamorphism of the Chuacus Group, Rio Hondo Coadrangle and vecinity, Guatemala**: PHD, Tesis, State Univ., of New York.
- Newcomb, W., 1977, **Mylonitic and cataclastic rocks from meta-fault zone, Guatemala**: 8th Caribb. Geol. Conf. Abstr., p. 141-142.
- Newcomb, W., 1978, **Retrograde cataclastic gneiss north of the Motagua fault zone, east-central Guatemala**: Geol. en Mijnbouw, Amsterdam, vol. 57, no. 2, p. 271-276,.
- Obradovich, J., 1993, **A Cretaceous timescale in evolution of the Western Interior Foreland Basin**, en: Caldwell, W., (Ed.), Geol. Assoc. Can. Spec, vol. 39, p. 379-396.
- Ochoa, C., Buitrón, S. y Silva, P., 1999, **Redbeds of the Guayacocotla anticlinorium, state of Hidalgo, east-central Mexico**, en: Bartolini, C., Wilson, J., y Lawton, T., (Eds.), Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico, Geological Society of America Special Paper, vol. 340, p. 59-68.
- Ortega, G., Mitre, S., Roldan, Q., Morán, Z., Alaniz, A., y Nieto, S., 1992, **Texto explicativo de la quinta edición de la carta geológica de la República Mexicana, escala 1:2,000,000**: México D. F., Instituto de Geología de la UNAM-CRM.
- Parrish, J., 1998, **Interpreting Pre-Quaternary Climate from the Geologic Record**: Columbia University Press, p 122-124.
- Picard, M. y High L., 1973, **Sedimentary structures of ephemeral streams**, en: Developments in sedimentology 17, Elsevier Scientific Publishing company, p. 143-161.
- Piegras, D., y Jacobsen, S., 1992, **The behavior of rare earth elements in seawater: Precise determination of variations in the North Pacific water column**: Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 56, p. 1851-1862.
- Pilkington, M., y Hildebrand A., 1994, **Gravity and magnetic field modeling and structure of the Chicxulub Crater, México**: Journal of Geophysical Research, vol. 99, No.E6, p.13,147-13,162.
- Pindell, J., y Dewey, J., 1982, **Permo-Triassic reconstruction of western pangaea and the evolution of the Gulf of Mexico-Caribbean region**: Tectonics, vol. 1, p. 179-212.
- Pindell, J., 1985, **Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and proto Caribbean**: Tectonics, vol. 4. No. 1, p.1-39.

- Pindell, J., y Barrett, S., 1990, **Geological evolution of the Caribbean region, a plate tectonic perspective**, en: Dengo, G., y Case, J., (Eds.), The geology of North America – The Caribbean Region: Geol. Soc. Amer., vol. H, p. 405-432.
- Pope, K., Ocampo, A., y Duller, D., 1991, **Mexican site for the K/T crater?:** Nature, vol. 351, p. 105.
- Quinones, H., 1975, **Soil study area 4. Intrazonal soils of northern Yucatan Península**, en: Guidebook FT-4, Int. Clay Conf. , Instituto de Geología, p. 70-93.
- Rast, N., 1989, **The evolution of the Appalachian Chain**, en: Bally, A., y Palmer, A., (Eds.), The geology of North America – An overview, Geol. Soc. Amer., Geology of North America, vol. A, p. 323-348.
- Rebolledo, M., Urrutia, J., Marin, L., Trejo, A., Sharpton, V., y Soler, A., 2000, **UNAM Scientific Shallow-Drilling Program of the Chicxulub Impact Crater:** International Geology Review, vol. 42, p. 928-940.
- Rebolledo, M., Urrutia, J., 2005, **Magnetostratigraphy of the Late Cretaceous and Early Paleocene Sedimentary sequence from the UNAM Scientific Shallow Drilling Project:** Earth Planets and Space, ?
- Rollinson, H., 1993, **Using Geochemical Data: evaluation, presentation, Interpretation:** 1a. ed., Ed. Longman Scientific & Technical, Singapur, p. 133-142.
- Roper, P., 1976, **Lithologic subdivisions of the Chuacús Group and their structural significance in the southwestern end of the Sierra de las Minas Range, Guatemala:** Transact. VII Conf. Géol. Des Caraibes, p. 589-594, Saint Francois (Guadeloupe).
- Roper, P., 1978, **Stratigraphy of Chuacús Group in the south of the Sierra de Las Minas Range, Guatemala:** Geol. En Mijnbow 57, p. 303-313.
- Rosencrantz, E., 1990, **Structure and Tectonics of the Yucatan Basin, Caribbean sea, as determined from seismic reflection studies:** Tectonics, vol. 15, p. 445-503.
- Salvador, A., 1991, **Origin and development of the Gulf of Mexico Basin**, en: Salvador, A., (Ed.), The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Colorado, Geol. Soc. Amer., The Geology of North America, vol. J, p. 389-444.
- Salvador, A., y Quezada, M., 1989, **Stratigraphic correlation chart of the Gulf of México basin:** Geological Society of America, Boulder C., Vol. J, plate 5 of the Geology of North America (GNA-J).
- Sánchez, M., 1979, **Geología petrolera de la Sierra de Chiapas:** Bol. Soc. Mex. Geol. Pet.
- Sapper, C., 1896, **Sobre la geografía física y la geología de la península de Yucatán:** Boletín Instituto Geológico de México, vol. 8, 57 p.
- Shackleton, N., 1987, **Oxygen isotopes, ice volume and sea level:** Quaternary Science Reviews, vol. 6, No. 3-4, p. 183-190.
- Shackleton, N., Crowhurst, S., Hagelberg, T., Pisias, N., y Schneider, D., 1995, **A new late Neogene time scale: application to Leg 138 sites**, en: Pisias, N., Mayer, L., Janecek, T., Palmer, J., y Van, A., Proc. Ocean Drilling Program Sci. Results, vol. 138, p. 73-101.

- Sharpton, V., Burke, K., Camargo, A., Hall, S., Lee, S., Marín, L., Suarez, G., Quezada, J., Spudis, P., y Urrutia, J., 1993, **Chicxulub Multiring Impact Basin: size and other characteristics derived from gravity analysis**: Science, vol. 261, p. 1564-1567.
- Sharpton, V., Marín, L., Carney, C., Lee, S., Ryder, G., Shurayts, B., Sikara, P., y Spudis, P., 1995, **A model of the Chicxulub impact basin based on evaluation of Geophysical data, well logs and drill core samples**: Geol. Soc. Amer., Special Paper 307, Lunar and Planetary Institute, Contribution No. 873.
- Shurbet, D., y Cebull, S., 1975, **The age of the crust beneath the Gulf of Mexico**: Tectonophysics, vol. 28, p. 25-30.
- Steiner, M., y Walker, J., 1996, **Late Silurian Plutons in Yucatan**: Journal of Geophysical Research, vol. 101, No. B8, p.17,727-17,735.
- Stöffler, D., y Grieve, R., 1994, **Classification and nomenclature of impact metamorphic rocks: A proposal to the IUGS Subcomisión on the systematics of metamorphic rocks**: Lunar and planetary Institute, LPSC XXV, p. 1347-1348.
- Surendra, V., Lozano, R., Girón, P., y Velasco, F., 1996, **Calibración preeliminar de FR-X para análisis cuantitativo de elementos traza en rocas ígneas**: Actas INAGEQ, vol 2, p. 237-242.
- Tucker, M., y Wright, V., 1990, **Carbonate Sedimentology**: Ed. Blackwell Science, p.17 a 27.
- Urrutia, J., Alva, V., Espíndola, C., 1997, **El Límite Cretácico Terciario y El Cráter Chicxulub**: Monografía No. 4, Unión Geofísica Mexicana, p. 137-146.
- Urrutia, J., Marín, L., y Trejo A., 1996b, **UNAM scientific drilling program of Chicxulub impact structure. Evidence for a 300 kilometer crater diameter**: Research Letters, vol. 23, no. 13, p. 1565-1568.
- Urrutia, J., Marín, L., y Trejo, A., 1996a, **Initial results of the UNAM scientific drilling program on the Chicxulub impact structure: rock magnetic properties of UNAM-7 Tekax borehole**: Geofísica Internacional, vol. 35, no. 2, p. 125-133.
- Vázquez, G., 2000, **Algunas características geoquímicas y litológicas de fragmentos basales de la brecha del cráter Chicxulub**: Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, México D. F., p. 1-26.
- Veizer, J., y Copston, W., 1974, **$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of seawater during the Phanerozoic**: Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 38, p. 1461-1484.
- Vera, P., Sharpton, V., y Schuraytz, B., 1993, **Petrological characterization of melt rocks of the Chicxulub multiring impact basin**: Papers presented at the Ninth Annual Summer Intern Conference, Agosto 19, Houston, Texas, p. 67-69.
- Vera, S., 2000, **Caracterización geoquímica de las unidades basales del bloque de Yucatán y su afinidad con las unidades similares en el Golfo de México**: Tesis de maestría, Instituto de Geofísica, UNAM, México D. F., 105 p.
- Viele, G., y Thomas, W., 1989, **Tectonic Synthesis of The Ouachita orogenic belt**, en: Hatcher, R., Thomas, W., y Viele, G., (Eds.), The Appalachian-Ouachita Orogen in the United States, Boulder, Colorado, Geol. Soc. Amer., The Geology of North America, vol. F2, p. 695-728.

- Viniegra, O., 1971, **Age and evolution of salt basin of southeastern Mexico**: Amer. Asso. Petr. Geol. Bull., vol. 55, p. 478-494.
- Viniegra, O., 1981, **Great Carbonate Bank of Yucatan Southern Mexico**: Journal of Petroleum Geology, vol 3, p. 247-278.
- Vollbert, M., 1999, **Geoquímica e isotopía de una secuencia carbonatada del pozo Yucatán 1**: Tesis de maestría, UNAM, México, p. 36-60.
- Walper, J., y Rowett, C., 1972, **Plate tectonics and origin of the Caribbean Sea and the Gulf of Mexico**: Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., vol. 22, p. 105-116.
- Weidie A., 1985, **Geology of Yucatan platform**, en: Ward, W., Weidie, A., y Back, W., (Eds.), Geology and hydrogeology of the Yucatan and Quaternary geology of northeastern Yucatan Peninsula, Publicado por The New Orleans Geological Society.
- Weidie, A., Ward, W., y Marshall, R., 1978, **Geology of the Yucatan Platform**, en Ward, W., y Weidie, A., (Eds.), Geology and Hidrogeology of Northeastern Yucatan, New Orleans, Geol. Soc. p. 3-29.
- Wentworth, C., 1922, **A scale of grade and class terms for clastic sediments**: Journal of Geology. vol. 30, p. 377-392.
- Wentworth, C., 1935, **The terminology of coarse sediments**: National Research Council. Bulletin 98, p. 225-246.
- Weyl, R., 1980, **Geology of the Central America**: 2a ed., Gebrüder Borntraeger, Berlín.
- Wilhelm, O., y Ewing, M., 1972, **Geology and history of the Gulf of Mexico**: Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 83, p. 575-600.
- Willard, H., Merrit, L., Dean, J., y Settle, F., 1991, **Métodos Instrumentales de Análisis**: Grupo Editorial Iberoamérica., México, p 879.
- Williams, D., Lerche, I., y Full, W., 1988, **Isotope Chronostratigraphy: Theory and Methods**: Ed. Academic Press, Inc. p. 41-54.
- Yarborough, H., 1967, **Geologic history of the Gulf Basin**: Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans. Abstr., vol. 17, 160 p.
- Young, G., y Lauri, J., 1996, **An Australian Phanerozoic timescale**: Universidad de Oxford, Inglaterra.
- Yungul, S., 1971, **Magnetic anomalies and possibilities of continental drifting in the Gulf of Mexico**: Journal of Geophys. Res., vol. 76, p. 2639-2642.