



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**  
**POSGRADO EN CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA**

**SIMULACIÓN EXPERIMENTAL DEL IMPACTO PRODUCIDO EN  
CHICXULUB EN EL LÍMITE CRETÁCICO/PALEÓGENO POR ABLACIÓN  
LÁSER DE SEDIMENTOS MARINOS**

**TESIS**

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

**MAESTRA EN CIENCIAS**

(Ciencias del Mar y Limnología: Geología Marina )

PRESENTA:

**KARINA FABIOLA NAVARRO ACEVES**

**TUTOR**

Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi, Instituto de Geofísica, UNAM.

**COMITÉ TUTOR**

Dr. Eligio Alberto Orozco Mendoza, Instituto de Física, UNAM.

Dr. Mayo Villagrán Muniz, Centro de Ciencias Aplicadas y Desarrollo Tecnológico, UNAM.

Dr. Joan Albert Sánchez Cabeza, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM.

Dr. Oscar Augusto Peralta Rosales, Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM.

**CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX., Diciembre, 2017.**



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**

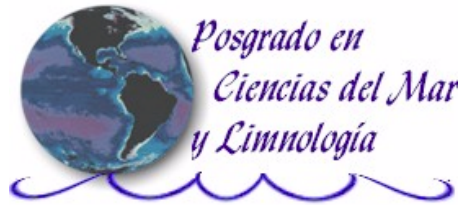


**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**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.



**SIMULACIÓN EXPERIMENTAL DEL IMPACTO PRODUCIDO EN  
CHICXULUB EN EL LÍMITE CRETÁCICO/PALEÓGENO POR ABLACIÓN  
LÁSER DE SEDIMENTOS MARINOS**

**TESIS**

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE:

**MAESTRA EN CIENCIAS**

(Ciencias del Mar y Limnología: Geología Marina )

PRESENTA:

**KARINA FABIOLA NAVARRO ACEVES**

**TUTOR**

Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi, Instituto de Geofísica, UNAM.

**COMITÉ TUTOR**

Dr. Eligio Alberto Orozco Mendoza, Instituto de Física, UNAM.

Dr. Mayo Villagrán Muniz, Centro de Ciencias Aplicadas y Desarrollo Tecnológico, UNAM.

Dr. Joan Albert Sánchez Cabeza, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM.

Dr. Oscar Augusto Peralta Rosales, Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM.

**MÉXICO, CD. MX., Diciembre, 2017.**



Universidad Nacional Autónoma de México  
 Coordinación de Estudios de Posgrado  
 Posgrado En Ciencias del Mar y Limnología



OFICIO CEP/PCML/01397/16  
 ASUNTO: Asignación de Jurado

**Bióloga KARINA FABIOLA NAVARRO ACEVES**

**Alumna de Maestría**

**Presente**

Por medio del presente, me permito informarle que el Comité Académico de este Posgrado, en su sesión CA/08/16 celebrada el 29 de septiembre de 2016 y después de analizar su solicitud, acordó:

Asignarle su Jurado para Examen de Maestría, el cual evaluará su tesis titulada: "Simulación experimental del impacto producido en *Chicxulub* en el límite Cretácico/Paleógeno por ablación láser de sedimentos marinos".

		Fecha	Firma de aceptación
Dr. Eligio Alberto Orozco Mendoza	Presidente	03/11/16	
Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi	Secretario	1/11/16	
Dr. Mayo Villagrán Muniz	Vocal	7-11-2016	
Dr. Joan Albert Sánchez Cabeza	Suplente	7-11-2016	
Dr. Oscar Augusto Peralta Rosales	Suplente	03-11-2016	

Es necesario que usted recabe las firmas de los integrantes propuestos a la brevedad y nos remita una copia, para hacer efectivos estos nombramientos.

Sin más por el momento, le enviamos un cordial saludo.

Atentamente

**"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"**

Ciudad Universitaria, Cd., Mx., a 14 de octubre de 2016

**LA COORDINADORA**

**DRA. RUTH CECILIA VANEGAS PÉREZ**

Nota 1: Todos los miembros del jurado lo son en el mismo nivel de jerarquía académica, ya sean titulares o suplentes. El orden en que aparecen en el jurado se asigna exclusivamente con base en su antigüedad laboral en al UNAM, con excepción del Director de Tesis, al cual se nombrará siempre Secretario, con el fin de facilitar el llenado del Acta de Examen.

Nota 2: De conformidad con el Artículo 25 del RGEP, cada miembro del jurado deberá entregar su voto fundamentado por escrito, en un plazo máximo de treinta días hábiles, contados a partir del momento en que el sinodal designado oficialmente reciba la tesis. Es importante considerar estos plazos para que cada sinodal entregue sus correcciones con tiempo suficiente para que queden realizadas y pueda emitir el voto correspondiente.

RCVP/ChRG

Coordinación del Posgrado, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Circuito Exterior s/n, Ciudad Universitaria, México, D.F. 04510  
 Teléfono y Fax : (52) 56-22-5803, 5990 y 5991 <http://www.pcml.unam.mx>, [posgrado@cmarl.unam.mx](mailto:posgrado@cmarl.unam.mx)

## AGRADECIMIENTOS

---

A la Universidad Nacional Autónoma de México por los principios que me ha enseñado como estudiante de licenciatura y de maestría.

Al posgrado en Ciencias del Mar y Limnología por todo el apoyo que siempre me han brindado.

Un sincero agradecimiento a CONACYT por el apoyo brindado con la beca de posgrado.

A mi tutor el Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi por guiarme en mi maestría y apoyarme en esta investigación.

A mis sinodales de este proyecto: al Dr. Mayo Villagrán Muniz, Dr. Eligio Alberto Orozco Mendoza, Dr. Joan Albert Sánchez Cabeza y al Dr. Oscar Augusto Peralta Rosales por todos sus consejos y recomendaciones en la elaboración de mi proyecto.

Al Instituto de Ciencias Nucleares (ICN) y al Centro de Ciencias Aplicadas y Desarrollo Tecnológico (CCADET), por todas las facilidades que he recibido como estudiante asociado.

Al proyecto PAPIIT-IN-111112.

A la Dra. Theresa Pi Puig por realizar el análisis por Difracción de Rayos X.

Al Dr. Ari Rodríguez González por su apoyo en el modelaje de Chicxulub.

Al M. en C. José de la Rosa Canales, a la Quím. Paola Molina Sevilla y a todos los integrantes del laboratorio por siempre brindarme su apoyo y consejos.

A la técnica Mayra Esther Ham Reyes, del taller de soplado de vidrio en el Instituto de Ciencias Nucleares, por su apoyo en la preparación de material de vidrio necesario para esta investigación.

Al Mtro. Martín Ibañez por su apoyo en la obtención de los núcleos de Yaxcopoil-1.

# ÍNDICE GENERAL

---

<b>RESUMEN</b> .....	1
<b>ABSTRACT</b> .....	3
<b>I. INTRODUCCIÓN</b> .....	5
1.1 Antecedentes.....	6
<b>II. MARCO TEÓRICO</b> .....	7
2.1 Área de estudio.....	7
2.2 Descubrimiento del cráter de Chicxulub.....	8
2.3 Características del cráter de Chicxulub .....	9
2.4 Evidencias sobre el impacto de un asteroide.....	12
2.5 Extinción masiva del Cretácico/Paleógeno.....	13
2.5.1 Ideas alternativas sobre la extinción.....	13
2.5.2 Efectos del impacto.....	14
2.6 Programas de perforación.....	17
2.6.1 Núcleo de perforación Yaxcopoil-1.....	18
2.7 Estudios sobre Chicxulub y modelaciones.....	22
<b>III. JUSTIFICACIÓN ACADÉMICA</b> .....	24
<b>IV. HIPÓTESIS</b> .....	25
<b>V. OBJETIVOS</b> .....	26
5.1 Objetivo General.....	26
5.2 Objetivos particulares.....	26
<b>VI. DESARROLLO EXPERIMENTAL</b> .....	27
ETAPA I: Análisis del núcleo de Chicxulub.....	28
6.1 TGA-DSC-MS.....	28
6.2 Difracción de rayos X.....	31
ETAPA II: Simulación del impacto por medio de ablación láser.....	32
6.3 Preparación de la atmósfera.....	33
6.4 Cromatografía de gases acoplado a espectrometría de masas.....	36
6.4.1 Identificación de productos.....	39
6.4.2 Curvas de calibración.....	40
6.4.3 Rendimiento de producto.....	43
6.5 Análisis mineralógico de productos generados por ablación láser por difracción de rayos X.....	43
6.6 Shadowgrafía.....	43
6.7 Espectroscopía.....	45
6.8 Medición de temperatura y densidad del plasma.....	46
6.9 Modelo termoquímico.....	46
6.10 Modelo hidrodinámico con modulo químico.....	47



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.

<b>VII. RESULTADOS Y DISCUSIÓN</b> .....	50
<b>ETAPA I: Análisis del núcleo de Chicxulub</b> .....	50
7.1 TGA-DSC-MS.....	52
7.2 Difracción de rayos X.....	66
<b>ETAPA II: Simulación del impacto por medio de ablación láser</b> .....	68
7.3 Cromatografía de gases acoplado a espectrometría de masas.....	69
7.4 Análisis mineralógico de productos generados por ablación láser por difracción de rayos X.....	73
7.5 Shadowgrafía.....	79
7.6 Espectroscopía.....	83
7.7 Medición de temperatura y densidad del plasma.....	88
7.8 Modelo termoquímico.....	95
7.9 Modelo hidrodinámico con modulo químico.....	97
<b>ETAPA III: Implicaciones para el impacto de Chicxulub</b> .....	108
<b>VIII. CONCLUSIONES</b> .....	114
<b>IX. PERSPECTIVAS</b> .....	116
<b>X.REFERENCIAS</b> .....	117
<b>XI. ANEXOS</b> .....	124



## ÍNDICE DE FIGURAS

---

<b>Figura 1.1.</b> Indicadores paleoclimáticos para la reconstrucción del clima en la Tierra...	5
<b>Figura 2.1.</b> Localización geográfica del cráter de Chicxulub en la Península de Yucatán, México.....	7
<b>Figura 2.2.</b> Cráter por actividad volcánica Monte Mazama en Oregón, USA (A) y cráter Barringer de impacto en Arizona, USA (B).....	9
<b>Figura 2.3.</b> Esquema sobre la estructura del cráter de Chicxulub.....	10
<b>Figura 2.4.</b> Localización de los sitios de impacto K/Pg.....	11
<b>Figura 2.5.</b> Estructura de impacto de Chicxulub en Yucatán, México, en donde se observa el sitio de perforación Yaxcopoil-1.....	19
<b>Figura 2.6.</b> Esquema de la columna para el núcleo de perforación Yaxcopoil-1 con las principales divisiones litológicas.....	20
<b>Figura 6.1.</b> Diagrama de la metodología utilizada en la investigación.....	27
<b>Figura 6.2.</b> Analizador Térmico del Laboratorio de Química de Plasmas y Estudios Planetarios del Instituto de Ciencias Nucleares, UNAM.....	29
<b>Figura 6.3.</b> Curva de calibración de dióxido de carbono (CO <sub>2</sub> ) detectado por espectrometría de masas utilizando el ion 44 (m/z) liberado al calentar cantidades conocidas de carbonato de calcio (CaCO <sub>3</sub> ) en el analizador térmico de Netzsch.....	30
<b>Figura 6.4.</b> Difractómetro Emyrean del Laboratorio de Difracción de Rayos X del Instituto de Geología, UNAM.....	31
<b>Figura 6.5.</b> Caja 264 núcleo de sedimento de Chicxulub, horizonte 980.13 m.....	33
<b>Figura 6.6.</b> Esquema del sistema de preparación de atmósferas simuladas y estándares de calibración.....	34
<b>Figura 6.7.</b> Línea de vacío conectada a un tanque cilíndrico (bala) en donde se mezcla la atmósfera.....	36
<b>Figura 6.8.</b> Reactor con placa de vidrio utilizado en la simulación de Chicxulub.....	37
<b>Figura 6.9.</b> Plasma generado en el reactor con el láser de Nd-YAG.....	38
<b>Figura 6.10.</b> Diagrama de arreglo experimental para la simulación del impacto de Chicxulub.....	38
<b>Figura 6.11.</b> Cromatógrafo de gases acoplado a un espectrómetro de masas en el laboratorio de Química de Plasmas y Estudios Planetarios en el Instituto de Ciencias Nucleares de la UNAM.....	40
<b>Figura 6.12.</b> Curva de calibración del óxido nítrico.....	42
<b>Figura 6.13.</b> Cámara cúbica de vacío de acero inoxidable.....	43
<b>Figura 6.14.</b> Arreglo experimental para obtener shadowgrafía y espectros de emisión de un plasma de ablación láser.....	44
<b>Figura 6.15.</b> Arreglo experimental en el laboratorio utilizado en shadowgrafía y espectroscopia de la pluma de ablación.....	45
<b>Figura 6.16.</b> Espectrógrafo utilizado para la espectroscopia de ablación láser.....	46

<b>Figura 6.17.</b> Papel fotográfico utilizado para medir el diámetro del pulso en la parte A con un zoom del cráter en el papel y lado derecho B muestra 3 disparos con diferentes diámetros.....	48
<b>Figura 6.18.</b> Reacciones químicas utilizadas en el modelo hidrodinámico (izquierda parte A) y parte B malla 2D Walicxe paralelizado.....	49
<b>Figura 7.1.</b> Diagrama de flujo de los resultados para el proyecto en Chicxulub dividido en 2 etapas: Etapa I. Análisis del núcleo de Chicxulub, y Etapa II. Simulación del impacto por medio de ablación láser.....	50
<b>Figura 7.2.</b> Análisis de TGA-DSC-MS para la profundidad de 980.13 m.....	54
<b>Figura 7.3.</b> Análisis de TGA-DSC-MS con estándar de carbonato de calcio.....	56
<b>Figura 7.4.</b> Análisis de TGA-DSC-MS con estándar de carbonato de magnesio.....	58
<b>Figura 7.5.</b> Análisis de TGA-DSC-MS con estándar de sulfato de calcio.....	60
<b>Figura 7.6.</b> Análisis de TGA-DSC-MS con estándar de sulfato de magnesio.....	62
<b>Figura 7.7.</b> Curvas de TGA para diferentes profundidades del núcleo YAX-1 de sedimento de Chicxulub.....	63
<b>Figura 7.8.</b> Crisoles fragmentados por el alto contenido de silicatos en las muestras.	64
<b>Figura 7.9.</b> Volátiles liberados del núcleo de perforación YAX-1 para profundidades desde 599.5 m a 1,500.01 m determinada por TGA-DSC-MS.....	65
<b>Figura 7.10.</b> Composición química del núcleo de perforación YAX-1 para profundidades desde 599.5 m a 1,500.01 m determinada por difracción de rayos X.....	68
<b>Figura 7.11.</b> Cromatogramas de extracción de iones reconstruidos por espectrometría de masas del núcleo de la caja 264 de 980.13 m colectado a 113 cm.....	70
<b>Figura 7.12.</b> Cromatograma obtenido por método de monitoreo selectivo de iones utilizando 12 y 30.....	72
<b>Figura 7.13.</b> Variación en la intensidad del dióxido de carbono, monóxido de carbono y óxido nítrico en función del tiempo de exposición de la muestra a la ablación láser....	73
<b>Figura 7.14.</b> Ablación láser sobre una atmósfera simulada para K/Pg (lado A derecho) y residuos generados por la ablación (lado B izquierdo).....	74
<b>Figura 7.15.</b> Residuos de la ablación láser y crisoles utilizados durante el análisis de TGA-DSC-MS.....	74
<b>Figura 7.16.</b> Difractogramas de una muestra del núcleo de perforación YAX-1 a 980.13 m sin tratar (muestra original) y sometida un calentamiento lento (20°C/min) en un horno de TGA bajo una atmósfera de nitrógeno a 900°C y 1200°C, y un calentamiento súbito por ablación láser en una atmósfera simulada compuesta por 30% O <sub>2</sub> , 69.84 N <sub>2</sub> , y 0.16% CO <sub>2</sub> a 1000 mbar.....	76
<b>Figura 7.17.</b> Transformación térmica de los minerales presentes en una muestra del núcleo de perforación YAX-1 a 980.18 m mediante un calentamiento lento (20°C/min) en un horno de TGA bajo una atmósfera de nitrógeno y un calentamiento súbito por ablación láser en una atmósfera simulada compuesta por 30% O <sub>2</sub> , 69.84 N <sub>2</sub> , y 0.16% CO <sub>2</sub> a 1000 mbar.....	77

<b>Figura 7.18.</b> Evolución temporal entre 0 – 20 $\mu$ s de la onda de choque y hongo generados por plasma de ablación láser (50.5 $\pm$ 0.4 mJ) producido en una muestra de un núcleo de perforación de Chicxulub en una atmósfera simulada del K/Pg compuesta por 0.16% CO <sub>2</sub> , 30% O <sub>2</sub> y 69.84 N <sub>2</sub> a 970 mbar.....	80
<b>Figura 7.19.</b> Evolución temporal entre 30 - 100 $\mu$ s del hongo generado por plasma de ablación láser (50.5 $\pm$ 0.4 mJ) producido en una muestra de un núcleo de perforación de Chicxulub en una atmósfera simulada del K/Pg compuesta por 0.16% CO <sub>2</sub> , 30% O <sub>2</sub> y 69.84 N <sub>2</sub> a 970 mbar.....	80
<b>Figura 7.20.</b> Evolución temporal entre 150 - 500 $\mu$ s del hongo generado por plasma de ablación láser (50.5 $\pm$ 0.4 mJ) producido en una muestra de un núcleo de perforación de Chicxulub en una atmósfera simulada del K/Pg compuesta por 0.16% CO <sub>2</sub> , 30% O <sub>2</sub> y 69.84 N <sub>2</sub> a 970 mbar.....	81
<b>Figura 7.21.</b> Distancia del frente de la onda de choque a diferentes tiempos producida por un plasma de ablación láser en una muestra de un núcleo de perforación de Chicxulub en una atmósfera simulada del K/Pg compuesta por 0.16% CO <sub>2</sub> , 30% O <sub>2</sub> y 69.84 N <sub>2</sub> a 1000 mbar y con un pulso de 50 mJ.....	82
<b>Figura 7.22.</b> Distancia de la nube del hongo a diferentes tiempos producida por un plasma de ablación láser en una muestra de un núcleo de perforación de Chicxulub en una atmósfera simulada del K/Pg compuesta por 0.16% CO <sub>2</sub> , 30% O <sub>2</sub> y 69.84 N <sub>2</sub> a 1000 mbar y con un pulso de 50 mJ.....	83
<b>Figura 7.23.</b> Espectro de emisión del plasma generado por una pluma de impacto inducida al enfocar un láser pulsado sobre una muestra del núcleo de perforación YAX-1 a 980.18 m de profundidad en una atmósfera simulada compuesta por 30% O <sub>2</sub> , 69.84 N <sub>2</sub> , y 0.16% CO <sub>2</sub> a 1000 mbar.....	84
<b>Figura 7.24.</b> Evolución temporal de los espectros de emisión centrados en 300 nm de un plasma de ablación láser (50.5 $\pm$ 0.4 mJ) producido en una muestra de un núcleo de perforación de Chicxulub en una atmósfera simulada del K/Pg compuesta por 0.16% CO <sub>2</sub> , 30% O <sub>2</sub> y 69.84 N <sub>2</sub> a 1000 mbar.....	85
<b>Figura 7.25.</b> Evolución temporal de los espectros de emisión centrados en 450 nm de un plasma de ablación láser (50.5 $\pm$ 0.4 mJ) producido en una muestra de un núcleo de perforación de Chicxulub en una atmósfera simulada del K/Pg compuesta por 0.16% CO <sub>2</sub> , 30% O <sub>2</sub> y 69.84 N <sub>2</sub> a 1000 mbar.....	86
<b>Figura 7.26.</b> Evolución temporal de los espectros de emisión centrados en 600 nm de un plasma de ablación láser (50.5 $\pm$ 0.4 mJ) producido en una muestra de un núcleo de perforación de Chicxulub en una atmósfera simulada del K/Pg compuesta por 0.16% CO <sub>2</sub> , 30% O <sub>2</sub> y 69.84 N <sub>2</sub> a 1000 mbar.....	87
<b>Figura 7.27.</b> Evolución temporal de los espectros de emisión centrados en 750 nm de un plasma de ablación láser (50.5 $\pm$ 0.4 mJ) producido en una muestra de un núcleo de perforación de Chicxulub en una atmósfera simulada del K/Pg compuesta por 0.16% CO <sub>2</sub> , 30% O <sub>2</sub> y 69.84 N <sub>2</sub> a 100 mbar.....	88

<b>Figura 7.28.</b> Espectro de emisión del calcio neutro (Ca) centrado en la región de 649.96 nm.....	90
<b>Figura 7.29.</b> Variación del ensanchamiento Stark del pico 1 correspondiente a calcio neutro a 649.96 nm.....	91
<b>Figura 7.30.</b> Variación de la densidad de electrones en función del tiempo.....	92
<b>Figura 7.31.</b> Gráfica de Boltzmann en calcio neutro (Ca I).....	94
<b>Figura 7.32.</b> Variación de la temperatura de electrones en función del tiempo...	95
<b>Figura 7.33.</b> Modelo termoquímico que describe a los componentes más importantes presentes en la muestra de Chicxulub a una profundidad de 980.13 m.....	96
<b>Figura 7.34.</b> Parte A. Conceptualización del depósito de energía proveniente del láser en el experimento de ablación utilizado en el código hidrodinámico. Parte B. Forma cónica en el modelo hidrodinámico. ....	97
<b>Figura 7.35.</b> Conceptualización del depósito de energía proveniente del láser en el experimento de ablación utilizado en el código hidrodinámico con la energía proveniente de todos los puntos en el cráter.....	98
<b>Figura 7.36.</b> Evolución de la densidad total en función de tiempo, en el rango de 0.5 - 5.5 $\mu$ s en el tiempo.....	99
<b>Figura 7.37.</b> Evolución de la densidad total en función de tiempo, en el rango de 6.5 - 11.5 $\mu$ s en el tiempo.....	99
<b>Figura 7.38.</b> Evolución de la densidad total en función de tiempo, en el rango de 12.5 - 16.5 $\mu$ s en el tiempo.....	100
<b>Figura 7.39.</b> Determinación de la posición de la onda de choque por dos técnicas diferentes.....	101
<b>Figura 7.40.</b> Comparación de la distancia experimental (símbolos) y predicha (línea) del frente de la onda de choque generada por un plasma de ablación láser producido en una muestra de un núcleo de perforación de Chicxulub en una atmósfera simulada del K/Pg compuesta por 0.16% CO <sub>2</sub> , 30% O <sub>2</sub> y 69.84 N <sub>2</sub> a 970 mbar.....	101
<b>Figura 7.41.</b> Evolución de la temperatura total en función de tiempo, en el rango de 0.5 - 5.5 $\mu$ s en el tiempo.....	102
<b>Figura 7.42.</b> Evolución de la temperatura total en función de tiempo, en el rango de 6.5 - 11.5 $\mu$ s en el tiempo.....	103
<b>Figura 7.43.</b> Evolución de la temperatura total en función de tiempo, en el rango de 12.5 - 16.5 $\mu$ s en el tiempo.....	103
<b>Figura 7.44.</b> Evolución de la densidad de dióxido de carbono (CO <sub>2</sub> ) en función de tiempo, en el rango de 0.5 - 5.5 $\mu$ s en el tiempo.....	104
<b>Figura 7.45.</b> Evolución de la densidad de dióxido de carbono (CO <sub>2</sub> ) en función de tiempo, en el rango de 6.5 - 11.5 $\mu$ s en el tiempo.....	105
<b>Figura 7.46.</b> Evolución de la densidad de dióxido de carbono (CO <sub>2</sub> ) en función de tiempo, en el rango de 12.5 - 16.5 $\mu$ s en el tiempo.....	105

**Figura 7.47.** Evolución de la densidad de óxido nítrico (NO) en función de tiempo, en el rango de 0.5 - 5.5  $\mu$ s en el tiempo..... 106

**Figura 7.48.** Evolución de la densidad de óxido nítrico (NO) en función de tiempo, en el rango de 6.5 - 11.5  $\mu$ s en el tiempo..... 107

**Figura 7.49.** Evolución de la densidad de óxido nítrico (NO) en función de tiempo, en el rango de 12.5 - 16.5  $\mu$ s en el tiempo..... 107

**Figura 11.1.** Resultados de TGA-DSC-MS para una profundidad de 599.5 m del núcleo de perforación YAX-1 de Chicxulub..... 125

**Figura 11.2.** Resultados de Difracción de Rayos X para una profundidad de 599.5 m del núcleo de perforación YAX-1 de Chicxulub..... 126

**Figura 11.3.** Resultados de espectrometría de masas por TGA-DSC-MS para una profundidad de 599.5 m del núcleo de perforación YAX-1 de Chicxulub..... 127

## ÍNDICE DE TABLAS

---

<b>Tabla 2.1.</b> Unidades bio y litoestratigráficas del núcleo Yaxcopoil-1.....	21
<b>Tabla 6.1.</b> Datos estadísticos para las curvas de calibración.....	30
<b>Tabla 6.2.</b> Datos estadísticos para las curvas de calibración.....	42
<b>Tabla 7.1.</b> Inventario de muestras analizadas del núcleo YAX-1 del cráter de Chicxulub.....	51
<b>Tabla 7.2.</b> Resultados de difracción de rayos x para la profundidad de 980.13 m (113 cm).....	66
<b>Tabla 7.3.</b> Parámetro de ensanchamiento de impacto electrónico para calcio I de 646.22nm para la transición 3D - 4P / 3D – 3F.....	91
<b>Tabla 7.4.</b> Parámetros espectroscópicos para las líneas de calcio neutro (Ca I)*.....	93
<b>Tabla 7.5.</b> Integración de los resultados de la investigación de Chicxulub para la muestra de 980.13m.....	109
<b>Tabla 11.1.</b> Tabla cronoestratigráfica internacional que muestra los tiempos geológicos de la historia de la Tierra.....	124

## RESUMEN

---

Uno de los eventos más sobresalientes en la historia de la Tierra corresponde al impacto de un asteroide en el golfo de México, en el límite entre el Cretácico/Paleógeno (K/Pg) hace 66 millones de años. Marca una de las tres extinciones masivas de especies que se han dado en la historia geológica por sus efectos tanto locales, regionales y globales, afectando en el sistema terrestre. Los sedimentos marinos son excelentes registros paleoclimáticos, en donde se permite llevar a cabo la investigación de parámetros físicos, químicos y biológicos para mejorar nuestro conocimiento sobre el pasado. Desde el descubrimiento del cráter de Chicxulub, en la península de Yucatán, se han llevado a cabo diversos estudios teóricos y experimentales para la simulación del impacto, al igual que sus efectos. Los estudios experimentales que se han realizado hasta la fecha consisten en estudiar minerales puros de calcita, principal componente en los sedimentos de Chicxulub. Esta investigación consistió en la caracterización de 37 horizontes provenientes del núcleo de perforación YAX-1 ubicado en el cráter de Chicxulub, con profundidades que van de 599.5 m a 1,500.01 m por las técnicas de termogravimetría, calorimetría diferencial de barrido acoplado a espectrometría de masas (TGA-DSC-MS), así como por difracción de rayos X. Los componentes principales para el núcleo YAX-1 por TGA-DSC-MS por kilogramo de muestra corresponde a 387.2 g de CO<sub>2</sub>, 9.9 g de SO<sub>2</sub>, 0.7 g de HCl y 0.4 g de NO. Para difracción de rayos X se encontró un 83.5 % de carbonatos, 7.4% de aluminosilicatos y sulfatos, 0.7% de sílice, 0.5% de hierro y 0.3% de cloruro. Debido a que el núcleo está constituido principalmente por calcita, se decidió trabajar con un horizonte representativo de los sedimentos que fueron impactados por el asteroide, correspondiente a 980.13 m para la simulación del impacto. Se realizó la simulación experimental del impacto por ablación de un láser pulsado de Nd-YAG operando a 1,064 nm, y con una energía de 50 mJ por pulso. Se utilizó una atmósfera simulada para el K/Pg con una composición de 0.16% CO<sub>2</sub>, 30% O<sub>2</sub> en nitrógeno que fue impactada por el láser y posteriormente se llevó a cabo un análisis por cromatografía de gases acoplado a espectrometría de masas para determinar cuáles fueron los productos generados por la simulación del impacto. Se encontró que los principales productos generados fueron el dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) con un rendimiento de  $4.7 \times 10^{14}$  mol J<sup>-1</sup>, monóxido de carbono (CO) de  $9.0 \times 10^{14}$  mol J<sup>-1</sup> y óxido nítrico (NO) y  $1.4 \times 10^{14}$  mol J<sup>-1</sup>. Se estudió por difracción de rayos X la estructura mineralógica de los productos sólidos generados por la ablación láser, en donde se encontró como principales componentes a la larnita (Ca<sub>2</sub>O<sub>4</sub>Si), la hatrurita (Ca<sub>3</sub>O<sub>5</sub>Si) y la portlandita (Ca(OH)<sub>2</sub>). Se analizó a la evolución de la pluma de impacto por shadowgrafía y espectroscopía UV visible para determinar la velocidad de propagación de la onda de choque ( $V = 4,541 \pm 136$  m s<sup>-1</sup>) y la velocidad del hongo generado por el impacto ( $V =$



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.



$2318 \pm 438 \text{ m s}^{-1}$ ). Los espectros de emisión estuvieron caracterizados por calcio (Ca), calcio ionizado ( $\text{Ca}^+$ ), óxido de calcio (CaO), nitrógeno atómico (N), nitrógeno atómico ionizado ( $\text{N}^+$ ) y oxígeno atómico (O). Las líneas de emisión de calcio fueron utilizadas para determinar la temperatura (16,700 K) y la densidad electrónica del plasma ( $3.5 \times 10^{17} \text{ e} / \text{cm}^3$ ). Se utilizó un modelo termoquímico el cual indica que las especies que están termodinámicamente estables a temperaturas de 4,000 – 6,000 K son: O, CO, Ca, óxido de silicio (SiO), Si y óxido de calcio (CaO gaseoso). Conforme disminuía la temperatura de 4,000 – 2,000 K aumentó la concentración de  $\text{CO}_2$ , CO,  $\text{O}_2$ ,  $\text{CaO}_{\text{líquido}}$ ,  $\text{CaO}_{\text{sólido}}$  y la formación de larnita. A temperaturas menores de 2,000 K quedan como productos principales  $\text{CO}_2$ , CO,  $\text{O}_2$ , CaO y hatrurita. Se aplicó un modelo hidrodinámico para modelar la ablación láser con reacciones químicas en donde los resultados confirman las mediciones experimentales. La incorporación de hatrurita y larnita pudieron haber tenido un efecto neutralizante en los océanos al disolverse el ácido proveniente de la lluvia ácida por la generación de  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_2$  y NO; la portlandita provocó una rápida basificación y secuestro de los carbonatos hacia el fondo marino alternado el ciclo del carbono y provocando posiblemente la extinción de las especies calcificadoras en el K/Pg. En esta investigación se utilizó por primera vez una muestra proveniente del núcleo de Chicxulub del horizonte correspondiente al límite K/Pg para una simulación experimental del impacto.

## ABSTRACT

---

The impact of an asteroid in the Gulf of Mexico around 66 million years ago, at the Cretaceous-Paleogene boundary (K/Pg), remains one of the most outstanding events in Earth's history. This event marks one of the three largest mass extinctions in geologic history and remains as one of the most relevant because of its local, regional and global effects in the terrestrial system. Since marine sediments are excellent paleoclimatic records, it is possible to carry out the investigation of physical, chemical and biological parameters to improve our knowledge about the climate in the past. As a result of the discovery of the Chicxulub crater in the Yucatan peninsula, several theoretical and experimental studies have been carried out to simulate the impact, as well as its global effects. The experimental studies that have been carried out up to date consist of studying pure minerals of calcite, the main component in the Chicxulub sediments. This research consisted in the characterization of 37 horizons of the Yaxcopoil-1 drill core located in the Chicxulub crater, with depths ranging from 599.5 to 1,500.01 by thermogravimetry techniques and differential scanning calorimetry coupled to mass spectrometry (TGA- DSC-MS). The core composition is similar throughout the different depths investigated; therefore for the experimental simulation of the asteroid impact, we used a representative horizon of the sediments that were impacted by the asteroid, corresponding to 980.13 m. The core composition of the Yaxcopoil-1 drill core for TGA-DSC-MS for kilogram per sample was 387.2 g of CO<sub>2</sub>, 9.9 g of SO<sub>2</sub>, 0.7 g of HCl and 0.4 g of NO. From X ray diffraction analysis it was found that the core was made of 83.5 % carbonates, 7.4% de aluminosilicates y sulphates, 0.7% silica, 0.5% iron and 0.3% chlorates. For the experimental simulation of the impact, an Nd-Yag laser was used with a wavelength of 1,064 nm, and with energy of 50 mJ per pulse. The laser was exposed to a simulated atmosphere of the K/Pg boundary, composed by 0.16% CO<sub>2</sub>, 30% O<sub>2</sub> in nitrogen, where the products generated by the impact were analyzed by gas chromatography coupled to mass spectrometry. The main products were found to be carbon dioxide (CO<sub>2</sub>) with a value of  $4.7 \times 10^{14}$  mol J<sup>-1</sup>, carbon monoxide (CO) with a value of  $9.0 \times 10^{14}$  mol J<sup>-1</sup> and nitric oxide (NO) with a value of  $1.4 \times 10^{14}$  mol J<sup>-1</sup>. The mineralogical nature of the powder generated by laser ablation was investigated by X-ray diffraction, and the main components were identified to be larnite (Ca<sub>2</sub>O<sub>4</sub>Si), hatrurite (Ca<sub>3</sub>O<sub>5</sub>Si) and portlandite (Ca(OH)<sub>2</sub>). Shadowgraphy and visible UV spectroscopy were used to determine the propagation of the shock wave with a velocity of  $4,541 \pm 136$  m s<sup>-1</sup> and the plume generated by the impact with a velocity of  $2318 \pm 438$  m s<sup>-1</sup>. The emission spectra of the impact plume are characterized by calcium (Ca), ionized calcium (Ca<sup>+</sup>), calcium oxide (CaO), atomic nitrogen (N), ionized atomic nitrogen (N<sup>+</sup>) and oxygen atom (O) species. The emission lines of Ca were used to determine the temperature (16,700 K) and electron density of the plasma ( $3.5 \times 10^{17}$  e / cm<sup>3</sup>). A

thermochemical model was used in order to obtain the chemical species in thermodynamic equilibrium. The main species to be obtained between 4,000 – 6,000 K were: O, CO, Ca, (SiO), Si and (CaO gas). Between 4,000 – 2,000 K the concentration was higher for CO<sub>2</sub>, CO, O<sub>2</sub>, CaO<sub>liquid</sub>, CaO<sub>solid</sub> and the formation of larnite was observed. For temperatures below 2,000 K the main components were CO<sub>2</sub>, CO, O<sub>2</sub>, CaO and hatrurite. A hydrodynamic code with a chemistry module was used to model the impact that occurred in Chicxulub. The theoretical results are in excellent agreement with the experimental data. The incorporation of hatrurite and larnite could have had a neutralizing effect in the oceans caused by acid rain from CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub> y NO; and portlandite could have basified and sequestered carbon dioxide depositing carbonates at the ocean floor altering the carbon cycle and possibly causing the extinction of marine calcifiers during the K/Pg. This is the first study in which a sample from the Chicxulub YAX-1 core from the K/Pg boundary has been used to experimentally study the asteroid impact on Earth using a laser to simulate the impact.

# 1. INTRODUCCIÓN

A lo largo del tiempo geológico, la Tierra ha experimentado varios cambios en su superficie y fondo oceánico debido a cambios en los procesos terrestres provocados por fuerzas o agentes endógenos y/o exógenos y por procesos extraterrestres (como la caída de un asteroide) que intervienen en los procesos dinámicos del planeta. Los impactos de asteroides y cometas en los planetas fueron procesos fundamentales en nuestro Sistema Solar; sin embargo, existen relativamente pocos cráteres en la Tierra que se encuentran preservados debido a procesos geológicos como la erosión (Morgan *et al.*, 2007). Es importante estudiar a los registros que quedan en los sedimentos para poder entender a los mecanismos que generaron cambios climáticos en la Tierra y cuales son los efectos que éstos provocaron a niveles locales, regionales y globales. Para poder conocer cuál fue el clima que se tuvo en el pasado, se pueden estudiar indicadores o proxies por medio de la información física, química y biológica que quedan en los registros naturales (Zachos *et al.*, 2001). Los indicadores paleoclimáticos consisten de registros naturales sobre el clima que hubo en el pasado que se puede obtener por medio de sedimentos marinos y lacustres, arrecifes de coral, glaciares, anillos de arboles, espeleotemas, polen, entre otros como se puede observar en la figura 1.1 (USGS, 2017).



Figura 1.1. Indicadores paleoclimáticos para la reconstrucción del clima en la Tierra. Obtenido del Servicio Geológico de los Estados Unidos, USGS 2017.

Los límites entre las divisiones de la escala de tiempo geológico representan épocas de cambio geológico o biológico de alta relevancia que pueden ser estudiados por medio de estos proxies y así poder conocer más sobre los eventos que han modificado la historia en la Tierra (Tarbuck, 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.

## 1.1 Antecedentes

Los cráteres terrestres son los únicos que nos pueden proveer información directa sobre el impacto, la formación del cráter y los efectos en el ambiente planetario (Morgan *et al.*, 2007). Uno de los eventos más importantes en la Tierra corresponde al límite entre el Cretácico/Paleógeno (K/Pg) ya que marca una de las tres extinciones masivas que se han dado en los últimos 500 millones de años (Schulte *et al.*, 2010) (Ver ANEXO I). El evento de impacto consistió en la caída de un asteroide hace 66 millones de años en Chicxulub, México en donde el impacto y la extinción están marcados en el registro geológico en los sedimentos marinos y continentales que marca la transición entre las eras Mesozoica y Cenozoica (Urrutia-Fucugauchi y Pérez-Cruz, 2015). Se ha sugerido que la extinción se debió a cambios climáticos y ambientales que ocurrieron después de haber impactado en la superficie terrestre (Alvarez *et al.*, 1980).

Los efectos provocados por el meteorito que quedaron registrados en los sedimentos permiten la investigación de la evolución de los ecosistemas en ambientes costeros, plataformas y mar profundo, así como en el interior de los continentes. Es importante llevar a cabo estudios sobre el cráter de Chicxulub ya que es uno de los eventos que provocaron una gran evolución de la vida en la Tierra y que tuvo varios efectos en el sistema climático a nivel global.

## II. MARCO TEÓRICO

---

A continuación se van a mencionar los aspectos más importantes para el cráter de impacto de Chicxulub, así como los efectos del impacto a nivel local, regional y global, al igual que los estudios que se han hecho hasta la fecha sobre éste cráter de impacto y que son relevantes para la investigación.

### 2.1 Área de estudio

- Geología

El cráter de Chicxulub se encuentra localizado en la parte noroeste de la península de Yucatán, en México. Actualmente la plataforma carbonatada de Yucatán tiene una extensión aproximada de 300 000 km<sup>2</sup> correspondiente a la parte que emerge de la plataforma continental y separa al Mar Caribe del Golfo de México (Urrutia-Fucugauchi y Pérez-Cruz, 2015). Los límites geomorfológicos de la plataforma se encuentran en el Norte y parte Noroeste al talud continental del Banco de Campeche; al Sur incluye el Petén de Guatemala y las montañas de Belice; al Oriente por el talud continental del mar del Caribe, y al Oeste la planicie costera del Golfo de México (Figura 2.1).

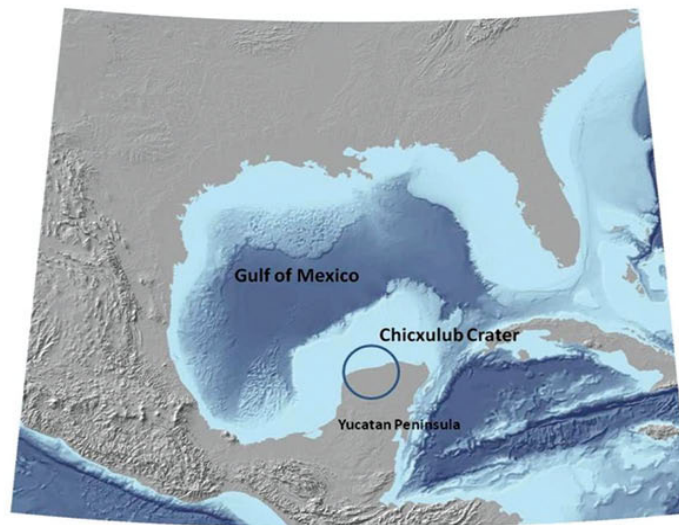


Figura 2.1. Localización geográfica del cráter de Chicxulub en la Península de Yucatán, México. Tomado de Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2011.

El bloque de Yucatán no tiene plegamientos y tiene un origen de la Pangea continental cuando se abrió el Golfo de México. La posición que tiene actualmente data de finales del Triásico ~ 200 millones de años. A lo largo del tiempo se ha acumulado una capa de sedimentos marinos del Paleozoico tardío, una sedimentación continental



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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



en el Jurásico y un depósito de evaporitas (rocas sedimentarias) por arrecifes del Cretácico temprano. Durante el Cretácico tardío se depositaron calizas (rocas sedimentarias formadas por carbonatos) y posteriormente se encuentra en el registro el límite entre el K/Pg cuando impactó el asteroide en Chicxulub (Baez-Miranda, 2010). El impacto se llevó a cabo cuando el Golfo de México estaba todavía en formación en una plataforma sumergida. La zona carece de drenaje superficial debido al material calcáreo, por lo que el escurrimiento fluvial es subterráneo y originó un sistema de formas cársticas, como los cenotes y grutas de agua subterráneas (Morgan *et al.*, 1997). El cráter de Chicxulub está por debajo del nivel del mar y contiene información del final de la era Mesozoica (Urrutia-Fucugauchi y Pérez-Cruz, 2015). Los núcleos recuperados cerca del borde del cráter de impacto incluyen depósitos de 80 - 100 m de sedimentos carbonatados (Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 1996).

- Clima y vegetación

El clima de la península de Yucatán es de tipo cálido-subhúmedo, con lluvias en verano. Esta zona tiene un gradiente de precipitación que va a ser aumentado de la parte noroeste hacia el sureste y se puede ver reflejado en la vegetación. La zona noroeste muestra una tendencia árida pero conforme se va hacia el sur se encuentra una selva baja y mediana de tipo subcaducifolia y caducifolia (pierde una parte o totalmente las hojas en la estación de secas) y hasta finalizar con selvas altas. En el verano se presenta la época de huracanes mientras que en el invierno se presentan los nortes al bajar los vientos de la parte del hemisferio norte de Estados Unidos y Canadá (Baéz-Miranda, 2010).

## 2.2 Descubrimiento del cráter de Chicxulub

Los conocimientos sobre los cráteres de impacto comenzaron con el descubrimiento del cráter Barringer, en Arizona, cuyo meteorito <sup>1</sup> cayó hace aproximadamente 50,000 años (Melosh, 2005); al igual que con los estudios llevados a cabo por las misiones Apolo en la Luna, en donde se sugirió que existía un vínculo entre las extinciones y los eventos de impacto (Kring, 1993). Álvarez et al. (1980) fue el primero en sustentar la hipótesis de impacto con extinciones masivas ya que descubrió iridio (Ir) en un sedimento depositado proveniente del periodo K/Pg. El iridio es un elemento importante ya que no es común en la corteza terrestre debido a que fue secuestrado durante la diferenciación planetaria hacia el núcleo terrestre y solamente ha sido encontrado en la corteza terrestre por el impacto de asteroides y cometas

---

<sup>1</sup> La principal diferencia entre un meteorito y un asteroide consiste en el tamaño; un meteorito puede llegar a ser  $\geq 50$  metros de diámetro y el asteroide es más grande de diámetro mayor a 1 km.

(Zahnle *et al.*, 2010). Álvarez sugirió que un asteroide había impactado a la Tierra y que había inyectado grandes cantidades de polvo en la atmósfera provocando una disminución en los procesos fotosintéticos y llevando a un colapso de la cadena trófica (Álvarez *et al.* 1980). El origen de cráteres de impacto era previamente confundido con cráteres por vulcanismo (Figura 2.2.), por lo que existían varias teorías que intentaban refutar la hipótesis de impacto durante el límite K/Pg; sin embargo, fue posteriormente aceptada gracias a la evidencia de cuarzo chocado que solo puede ser causado por un impactador (Bohor *et al.*, 1984).

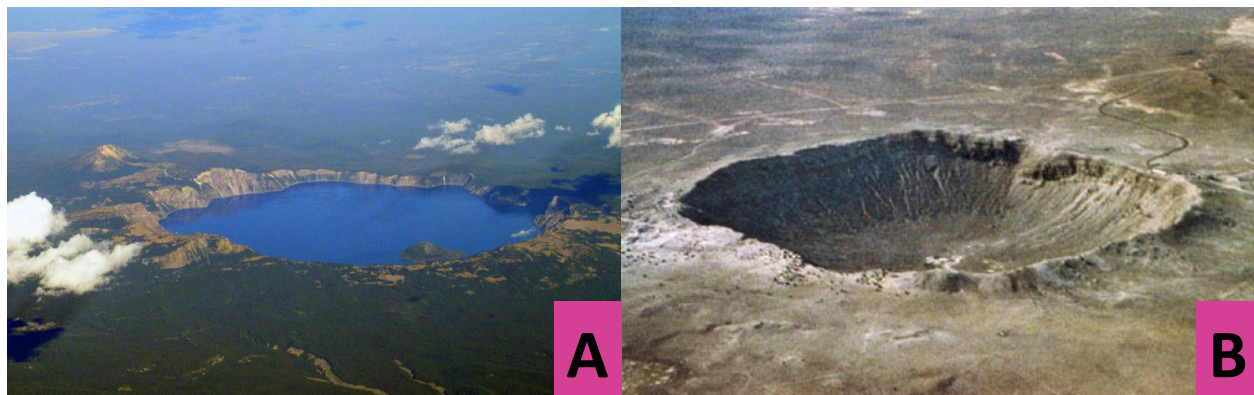


Figura 2.2. Cráter por actividad volcánica Monte Mazama en Oregón, USA (A) y cráter Barringer de impacto en Arizona, USA (B). Tomado de USGS (2013) y NASA (1997), respectivamente.

### 2.3 Características del cráter de Chicxulub

El cráter de Chicxulub recibe su nombre por el pueblo Puerto de Chicxulub, localizado en la parte superficial del centro del cráter (Kring, 2007). El cráter tiene un diámetro ~ 180 - 200 km (Schulte *et al.*, 2010) y es uno de los tres cráteres complejos multi-anillos documentados en el registro terrestre (Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2011). Estos crateres corresponden a Chicxulub en México (cuya formación fue hace 66 millones de años), Sudbury en Canadá (formación hace 1,850 millones de años) y Vredefort en Sudáfrica (con una formación hace 2,000 millones de años) y tienen en común un diámetro mayor a 150 km (Grieve and Therriault, 2000). De éstas tres estructuras, Chicxulub es el más reciente y mejor preservado. La preservación del cráter de Chicxulub se debe a la estabilidad tectónica de la península de Yucatán y gracias a los sedimentos que se acumularon del terciario que protegen la estructura del impacto (Collins *et al.*, 2008).

Los estudios realizados sobre la estructura del cráter han permitido estimar la edad del impacto, la geometría y características del cráter, así como sus relaciones con depósitos del K/Pg en las regiones adyacentes al Golfo de México y Mar Caribe (Ortiz Alemán *et al.*, 2002). La capa de eyecta con el material fragmentado conocida como

capa K/Pg permite llevar a cabo correlaciones estratigráficas y análisis de los procesos que ocurrieron durante la transición del Mesozoico al Cenozoico al ser un marcador estratigráfico a nivel mundial (Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2011).

El evento de impacto ocurrió en un corto tiempo del orden de centenas de segundos con una alta liberación de energía y una formación de una cavidad con profundidades de 25 km (Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2011) fracturando y expulsando rocas de carbonatos y del basamento. En la figura 2.3 se puede observar un esquema sobre la estructura del cráter de Chicxulub. Al momento de impactar el bólido sobre un ambiente marino somero se formó una cuenca para el depósito de sedimentos carbonatados de aproximadamente un kilometro (Escobar-Sánchez y Urrutia-Fucugauchi, 2010). En la formación del cráter todo el material cercano al sitio del impacto fue excavado y derretido; mientras que las rocas fueron levantadas para formar una zona central de ascenso de la estructura y se formaron brechas impactadas. Afuera de la zona de la excavación las rocas cercanas del área superficial en donde impactó el asteroide colapsaron hacia el interior para formar la zona de terraza (Collins *et al.*, 2008). Los registros sedimentarios marinos en la costa del Atlántico muestran los sedimentos cretácicos en la base mientras que los restos del Paleógeno en la cima (Urrutia-Fucugauchi y Pérez-Cruz, 2015). Entre los depósitos se encuentra el material fragmentado que constituye a la eyecta y posteriormente una capa conocida como capa de los océanos vacíos que se caracteriza por la ausencia de restos de organismos (Urrutia-Fucugauchi y Pérez-Cruz, 2015).

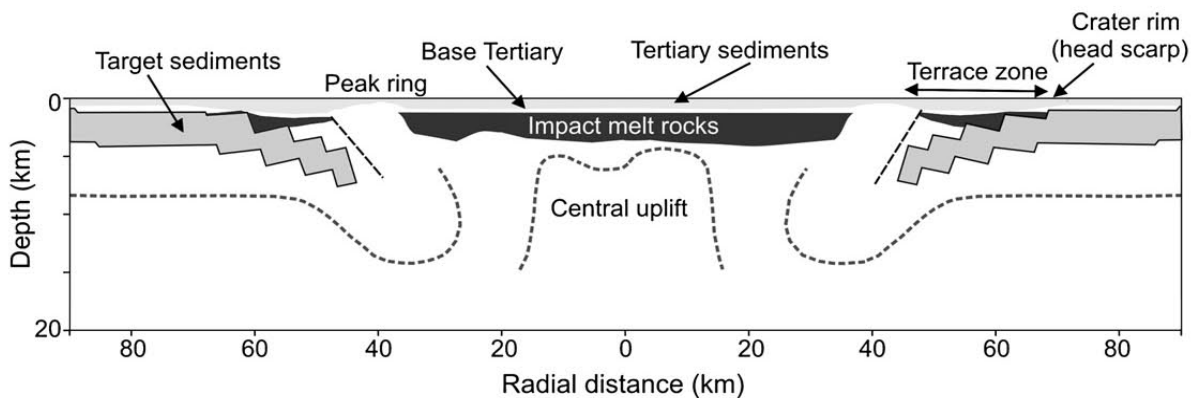


Figura 2.3. Esquema sobre la estructura del cráter de Chicxulub. Tomado de Collins *et al.*, 2008.

La figura 2.4 muestra las diferentes localidades sobre los sitios en donde se observan litologías que coinciden con el límite K/Pg. Estas secciones a nivel global son muy importantes para estudiar el clima y las perturbaciones generadas por el impacto y así evaluar los efectos en la biosfera. La eyecta del impacto se ha encontrado en más de 350 sitios a nivel global, en lugares que van desde ambientes continentales a marinos (Smit, 1999). La eyecta se encuentra en toda la plataforma de Yucatán hasta

Belice, aproximadamente más de 400 km desde el cráter. En la región del golfo de México se encuentran vidrios impactados y esférulas que se asocian a la alta energía del impacto. En zonas más alejadas de la zona se encuentra una capa fina indicativa para el K/Pg, formada por materiales impactados y con una anomalía positiva de iridio (Ir) (Claeys, 2010). En el cráter de Chicxulub se ha encontrado una asimetría en la zona de terraza (Figura 2.3) por lo que utilizando modelos dinámicos de la formación del cráter se ha encontrado que en el momento previo al impacto tanto la profundidad del agua como el grosor de los sedimentos no era uniforme en la zona de impacto (Collins *et al.*, 2008).

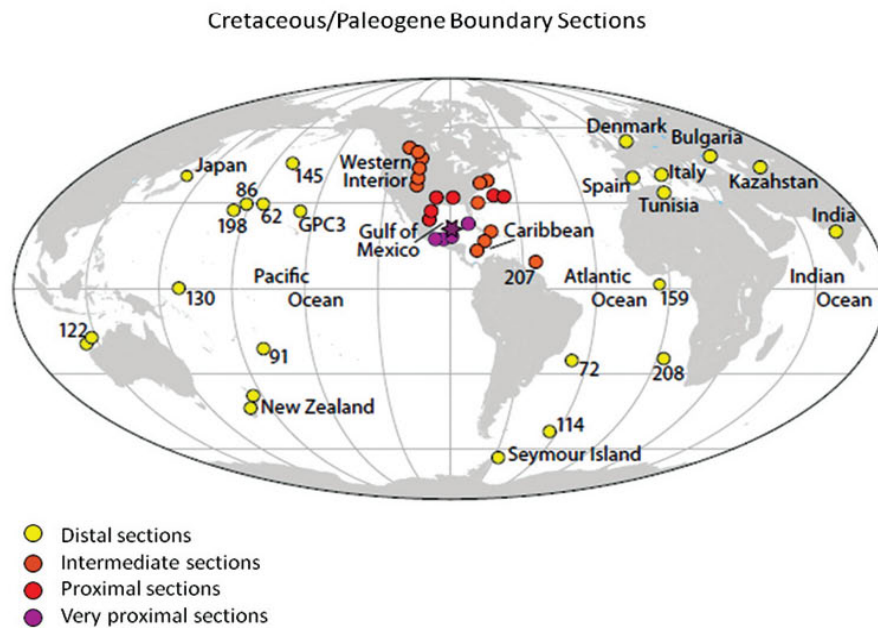


Figura 2.4. Localización de los sitios de impacto K/Pg. Obtenido de Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2011.

El cráter de Chicxulub es uno de los únicos lugares en donde se puede estudiar el proceso para la formación de un cráter y la distribución de la eyecta en planetas rocosos con atmósfera (Claeys, 2010). El cráter Ries en Alemania formado hace 14 -15 millones de años (diámetro de ~ 24 km) ha sido utilizado también para poder comprender más sobre el cráter de impacto de Chicxulub debido a que ambos tienen una composición similar de calizas y formaron brechas de impacto encontrados en su litología. Sin embargo, las consecuencias ambientales fueron mayores en proporción para Chicxulub debido a que su cráter fue más profundo y hubo una termovolatilización más intensa (Kring, 2005). Fuera de la Tierra, uno de los cráteres utilizados como una estructura análoga al cráter de Chicxulub corresponde al de Schrödinger, cuya formación en la Luna se llevó a cabo hace ~3.8 mil millones de años (Kring, 2016).

## 2.4 Evidencias sobre el impacto de un asteroide

A continuación se mencionan cuáles son las evidencias que sugieren que la zona en donde cayó el asteroide que impactó en la Tierra durante el límite K/Pg corresponde al cráter de Chicxulub en Yucatán, México.

- 1) Evidencia de sedimentos dentro del cráter con composición química y una edad radiométrica similar a las esférulas de impacto encontradas en Haití (Kring y Boynton, 1992).
- 2) Un espesor de la eyecta que va disminuyendo de manera radial conforme se aleja del cráter de Chicxulub, así como el tamaño de cuarzo impactado disminuye por distancia radial del cráter (Kring, 2016).
- 3) Presencia de fragmentos de cuarzo impactado, feldespatos y de roca similar a las encontradas en horizontes más profundos en Chicxulub, al igual que zirconitas no impactadas de sedimentos más profundos y zirconitas impactadas con una edad similar al cráter (Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2011).
- 4) En la superficie existen también evidencias del cráter sepultado que incluyen un anillo de cenotes y rasgos topográficos en forma semi-circular que se asocian a una compactación diferencial de los materiales que fueron fragmentados durante el impacto (Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2011).
- 5) Otra evidencia es una fuente de iridio proveniente del impactador condrítico (no metálico) que se encuentra en la capa de sedimentos provenientes del límite K/Pg en diferentes lugares del mundo (Kring, 2016).
- 6) Los cráteres de impacto están caracterizados por tener sistemas hidrotermales que estuvieron activos en un periodo posterior al impacto y en especial se dan en aquellos formados en ambientes marinos, como sería el caso de Chicxulub. La evidencia sobre esta actividad termal radica en la geoquímica de elementos traza marcado por un enriquecimiento en los primeros 10 metros de la secuencia, como sería el caso de concentraciones altas de sílice (Si), magnesio (Mg), aluminio (Al), potasio (K) y hierro (Fe) en las calcitas (Escobar-Sánchez y Urrutia-Fucugauchi, 2010). Esta actividad hidrotermal pudo haber terminado en un periodo posterior al impacto de aproximadamente un millón de años (Escobar-Sánchez y Urrutia-Fucugauchi, 2010).
- 7) Evidencia biológica de fósiles de rudistas, corales, ostras, almejas, amonites, briozoos, gasterópodos, cangrejos y foraminíferos calcáreos que se encuentran en el límite K/Pg (Kring, 2016). En un análisis sobre núcleos de sedimentos realizado en la meseta oceánica de Shatsky en el Pacífico se encontraron esférulas con magnetita en las conchas de foraminíferos que datan del límite K/Pg; al igual que una capa fina de micrita que se puede relacionar con el

colapso en la biosfera marina y la producción inorgánica de carbonatos en la superficie del océano (Bralower *et al.*, 2002).

## **2.5 Extinción masiva del Cretácico/Paleógeno**

Durante el Fanerozoico, (Ver ANEXO I) ocurrieron 5 grandes extinciones, en donde cada una conllevó a radiaciones evolutivas que han quedado en el registro fósil en ambientes marinos y terrestres (Sepkoski, 1986). Los eventos de extinción masiva requieren mecanismos capaces de alterar los ambientes físicos, químicos y biológicos. Uno de los procesos más energéticos que pueden modificar de manera significativa al ambiente son los impactos de asteroides que pueden liberar gran energía por la colisión equivalente a megatoneladas (Kring, 2007).

En las etapas tempranas de la evolución del Sistema Solar las colisiones de impactadores eran más frecuentes. Sin embargo, en la Tierra el número de cráteres documentados es reducido debido a los procesos como la erosión y el intemperismo que modifican la superficie terrestre (Tarbuck, 2005). Al analizar los diferentes horizontes en los perfiles sedimentarios durante el Cretácico/Paleógeno (K/Pg), se encontró evidencia de extinciones de especies en los registros, lo que indicaba que había ocurrido un evento con efecto global. La extinción correspondía al grupo de los dinosaurios al igual que organismos marinos calcificadores, como los foraminíferos y algunos radiolarios (Tyrell *et al.*, 2015).

La teoría de la extinción masiva del límite K/Pg sugiere que la extinción se debió a los efectos de un impactador (asteroide carbonáceo) vestigial de la formación del Sistema Solar, con un diámetro de ~10 km (Álvarez *et al.*, 1980). La extinción de las especies se atribuye a una incapacidad de adaptarse a un cambio radical en las condiciones ambientales provocadas por el impacto del asteroide (Kring, 2016). Durante el evento en el límite K/Pg se finalizó la era de los dinosaurios y comenzó la era de los mamíferos, que tomaron los nichos ecológicos que estaban vacíos por la extinción.

### **2.5.1 Ideas alternas sobre la extinción**

Algunos investigadores sostienen que el evento de impacto de Chicxulub ocurrió antes que el límite K/Pg, y que debe de haber alguna otra razón para las extinciones masivas (Keller, 2001). En estudios estratigráficos y de datos micropaleontológicos realizados con núcleos de Chicxulub indican que el impacto fue aproximadamente 300,000 años previo a la extinción masiva y se propone como posible opción al cráter de Shiva en la India (Keller, 2004). Otra teoría alterna a la extinción, indica la posibilidad de múltiples eventos de impacto pero ha sido descartada debido al estudio de la

abundancia de un isótopo de helio (He) y se encontró que solo fue causado por un evento de impacto (Schulte *et al.*, 2010). Otra propuesta sobre un evento que pudo haber desencadenado la extinción masiva en el límite K/Pg son las erupciones que se dieron en la meseta Deccan, en la India, en donde hubieron liberaciones de azufre (S) y dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) hacia la atmósfera (Self *et al.*, 2006). Sin embargo, la liberación de éstos compuestos hacia la atmósfera fue menor en las erupciones de la India, aproximadamente de 0.05 a 0.5 GT (1 gigatonelada es igual a 10<sup>15</sup> g) en el transcurso de un millón de años, a comparación de las liberaciones por la eyecta provocada en Chicxulub en donde se calcula que fue de 100 – 500 GT a minutos del impacto (Schulte *et al.*, 2010). En estudios más recientes se ha evidenciado que el impacto de Chicxulub si fue el causante de la extinción masiva del Cretácico-Paleógeno (Kring, 2007 y Schulte *et al.*, 2010).

### 2.5.2 Efectos del impacto

La energía liberada por la colisión está calculada al equivalente de 100 millones de megatoneladas de explosivos potentes (bomba nuclear) y que provocó un cambio en el clima (Kring, 2016). Los efectos se pueden dividir a corto plazo cuyo efecto es mínimo en la evolución del clima, como pueden ser: ondas de choque por el impacto, terremotos, tsunamis, producción de gases tóxicos y la liberación de hollín y polvo; y también se pueden dividir a largo plazo (meses, décadas y años) que tienen efectos directos e indirectos en el clima como puede ser la liberación de CO<sub>2</sub>, SO<sub>x</sub> y vapor de agua (Sue-Bell, 2016). A continuación se mencionan las principales razones para la extinción a nivel global de diferentes especies tanto terrestres como marinas.

- Lluvia ácida

Las modelaciones sobre el impacto en Chicxulub sugieren que la atmósfera puede ser calentada por un evento de impacto ya que al atravesar la atmósfera el asteroide o el cometa, se genera la expansión de una pluma rica en vapor desde el sitio en donde ocurrió el impacto, en donde se liberó una gran cantidad de sedimentos y gases (Zahnle, 1990). Durante el impacto de Chicxulub hubo una gran liberación de óxidos de nitrógeno (NO<sub>x</sub>) con una producción de  $\sim 1 \times 10^{14}$  moles de NO<sub>x</sub>; y  $\sim 1 \times 10^{15}$  moles de ácido nítrico (HNO<sub>3</sub>) (Zahnle, 1990), y así como también una liberación de  $\sim 3 \times 10^{15}$  moles de HNO<sub>3</sub> por incendios forestales (Crutzen, 1987), en donde la lluvia pudo haber caído en un periodo de meses a años. La presencia de anhídrita (CaSO<sub>4</sub>) en las rocas provocó una vaporización de dióxido de azufre (SO<sub>2</sub>) que fue inyectado a la atmósfera produciendo aerosoles de sulfatos y eventualmente lluvia ácida rica en azufre (Kring, 2007). La cantidad de azufre que fue liberado varía en un rango de  $5.5 \times 10^{15}$  g a  $4.3 \times 10^{18}$  g de S, pero recientemente se da una estimación de  $7.5 \times 10^{16}$  g a  $6.0 \times$

$10^{17}$  g de S produciendo un total de  $7.7 \times 10^{14}$  g a  $6.1 \times 10^{15}$  mol de lluvia ácida sulfúrica (Kring *et al.*, 1996). La combinación de la lluvia ácida nítrica y sulfúrica no fue suficiente para acidificar los océanos (D'Hondt *et al.*, 1994), pero si habría tenido efectos en cuerpos acuáticos más someros, así como en estuarios y una lixiviación en los suelos (Bailey *et al.*, 2005). El cambio en la concentración atmosféricas de las especies  $\text{NO}_x$ ,  $\text{HNO}_3$ ,  $\text{CaSO}_4$  y  $\text{SO}_2$ , entre otras, no se han reportado en la literatura debido a que son especies muy reactivas que se disuelven rápidamente en el agua formando lluvia ácida o bien se condensan formando aerosoles.

- Incendios forestales

La evidencia de incendios provocados por el impacto ha sido documentada en las secuencias del intervalo K/Pg en forma de fusinita, hollín, hidrocarburos aromáticos policíclicos de origen pirolítico, residuos de plantas carbonizadas y carbón. Sin embargo, el hollín a pesar de encontrarse a nivel global al ser una partícula que se transporta con el aire no se puede saber en donde se inicio el incendio. Los incendios forestales provocaron la liberación de gases de efecto invernadero (GEI), como el  $\text{CO}_2$ , monóxido de carbono (CO) y metano ( $\text{CH}_4$ ). Al igual que liberaron halógenos como cloro (Cl), bromo (Br), flúor (F), que contribuyeron en la destrucción de la capa de ozono (Kring, 2007). La cantidad de hollín recuperado en los sedimentos del límite K/Pg indican que los incendios liberaron  $\sim 10^4$  GT de  $\text{CO}_2$ ,  $\sim 10^2$  GT de  $\text{CH}_4$  y  $\sim 10^3$  GT de CO (Kring, 2003).

- Polvo y aerosoles en la atmósfera

La inyección de polvo, sulfatos y hollín hacia la atmósfera causó que la temperatura superficial disminuyera y que la luz solar no pudieran penetrar a la superficie, provocando una disminución en la fotosíntesis (Álvarez *et al.*, 1980). Esto provocó un colapso total en la cadena trófica marina en su base (fitoplancton) al no obtener la radiación solar necesaria para completar su ciclo. El tiempo promedio para que las partículas se establecieran en la atmósfera pudo haber sido de unas horas a aproximadamente un año (Kring, 2007). Sin embargo, el tamaño del polvo no es tan conocido, se estima que pudieron haber sido esferulas de  $\sim 250 \mu\text{m}$  de diámetro por lo que pudo haber sido rápido su establecimiento en la atmósfera, pero si fue mayor tardó más tiempo (Smit, 1999). El polvo, aerosoles y el hollín causaron un enfriamiento en la superficie inmediatamente después del periodo de calentamiento generado por el impacto del asteroide, aunque la magnitud sigue siendo difícil de datar.



- Destrucción de la capa de ozono

Los elementos cloro (Cl) y bromo (Br) destruyen al ozono y son producidos por la termovolatilización de los sedimentos y de la biomasa (Kring, 1999). Se ha calculado que hubo una liberación de Cl de origen oceánico hacia la estratósfera que al igual que la liberación de NO<sub>x</sub> pudo haber llevado a una ruptura de la capa de ozono. Al inicio el polvo, hollín y los NO<sub>x</sub> pudieron haber absorbido la radiación ultravioleta mientras que los aerosoles de sulfato pudieron haber esparcido a la radiación (Kring, 2007).

- Gases de Efecto Invernadero

Hubo una liberación importante de vapor de agua (H<sub>2</sub>O) proveniente del océano al impactar el asteroide; de CH<sub>4</sub> por hidrocarburos presentes en los sedimentos, y de CO<sub>2</sub> por la devolatilización de los carbonatos que pudieron haber producido un efecto invernadero en el planeta (Kring, 2007). Se estima que la concentración de CO<sub>2</sub> aumento 50 veces los niveles atmosféricos de CO<sub>2</sub> actuales de 390 ppm (Henderson-Sellers y McGuffie, 2012). El tiempo de residencia de gases como el CO<sub>2</sub> es mayor (décadas) que el del polvo y los aerosoles del sulfato (meses a años). Las estimaciones de calentamiento varían de ~ 1 – 1.5 °C (Pierazzo *et al.*, 1998) hasta 7.5°C (Beerling *et al.*, 2002).

- Efectos locales, regionales y globales

El impacto tuvo efectos locales muy importantes ya que después de que chocó con la superficie terrestre, se provocaron ondas de choque, olas marinas, destrucción de corales, enterramiento de piso marino por la eyecta del impacto y por deslaves de sedimentos. Se generaron por el impacto una gran cantidad de tsunamis por todo el Golfo de México, al igual que en el Caribe y el Atlántico de más de 100 - 300 m de altura, lo que seguramente rompió sedimentos del piso oceánico a unas profundidades de hasta 500 m (Matsui *et al.*, 2002). El impacto generó una onda de choque, masas de aire y una onda de calor que irradió por toda la superficie cercana a la región.

En cuanto a la vegetación terrestre hay evidencias de que hubo un cambio drástico en su composición; en un estudio realizado en Nueva Zelanda se encontró que hubo un aumento en la abundancia de helechos y una disminución de coníferas; se estima que el periodo de dominancia de los helechos fue de 8,000 – 20,000 años basado en la tasa de sedimentación y la estratigrafía de foraminíferos (Vajda *et al.*, 2004). Los records terrestres y marinos en ambos hemisferios terrestres, indican que el periodo de recuperación fue lento y había una diversidad baja de especies, fueron comunidades pioneras las que dominaron por un periodo de tiempo y posteriormente la

radiación adaptativa en el ecosistema. Los efectos regionales fueron diversos; sin embargo, se cree que no fueron los causantes de la extinción masiva. La identificación del sitio y el tamaño del cráter fue importante debido a que la cantidad de los fragmentos o sedimentos eyectados afecta al medio ambiente.

El evento de impacto del asteroide en Chicxulub marca desplazamiento geológico de rocas y sedimentos intenso en toda la superficie de la Tierra durante el Fanerozoico, y probablemente ocurrió de manera instantánea (Kring, 2016). La superficie tanto continental como marina, fue enterrada por la eyecta generada por el impacto. Los efectos regionales y globales del evento de impacto en Chicxulub alteraron el estado físico del ambiente por periodos >1000 años (Kring, 2007). Uno de los efectos más importantes fue la perturbación de los ciclos biogeoquímicos, como el del carbono por los incendios forestales ya que los bosques contienen el 80% del carbono disponible (Dixon *et al.*, 1994). Todo esto llevó a la generación del invierno nuclear en donde la liberación de gases y polvo hacia la atmósfera no permitió la entrada de los rayos UV provenientes del sol, disminuyendo drásticamente la temperatura y afectando la fotosíntesis lo que dañó a la cadena trófica en todos los niveles (Vellekoop *et al.*, 2014).

## **2.6 Programas de perforación**

El sitio de impacto fue descubierto debido a exploraciones petroleras en los años 40 por Petróleos Mexicanos (PEMEX), en donde se encontró una anomalía gravimétrica de Bouguer semicircular en la península de Yucatán en México. Se exploró ésta anomalía con las perforaciones de pozos que proporcionaron información sobre la estratigrafía del subsuelo (Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2011). En un inicio, las muestras de rocas ígneas de composición andesítica provenientes de los pozos de perforación se tomaron como confirmación de un origen volcánico de la estructura. Se encontró evidencia sobre un origen de impacto del cráter en donde se mostró evidencia de rocas metamórficas impactadas (Hildebrand *et al.*, 1991). Después de esta evidencia se han realizado estudios geofísicos, geológicos y registros de pozos en las últimas décadas la estructura, tamaño y la morfología de Chicxulub en el Noroeste de la Península de Yucatán (Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2011).

Los programas de perforación proveen gran información sobre la estratigrafía del subsuelo y la estructura y material para hacer mediciones en el laboratorio para medir propiedades físicas al igual que de la litología. Las perforaciones se han llevado a cabo por PEMEX, el Programa de Chicxulub de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), el Proyecto de Perforación Científica de Chicxulub con la UNAM, Programa por la Comisión Federal de Electricidad (CFE) con la UNAM y recientemente

por el Programa de Descubrimiento Oceánico Internacional conocido como expedición 364 en la periferia del cráter en el anillo interno (IODP por sus siglas en inglés) (Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2011). En estas perforaciones se obtenía por cada 100 m de perforación una muestra de 1 m de profundidad ya que la mayoría del material se perdía.

### **2.6.1 Núcleo de perforación Yaxcopoil-1**

El proyecto de Perforación Científica de Chicxulub (Chicxulub Scientific Drilling Project) inició en el año 2001 al 2002, gracias al Programa Internacional de Perforación Continental (International Continental Drilling Program, ICDP, por sus siglas en inglés). El objetivo de la campaña consistió en obtener la litología, química y el grado de impacto en uno de los tres cráteres complejos multi-anillos en la Tierra (Kenkmann *et al.*, 2004).

El núcleo de perforación Yaxcopoil-1 (YAX-1) está localizado a unos 62 km radiales de distancia del centro del cráter y dentro de la cuenca (Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2004). En la figura 2.5 se puede observar a la estructura de impacto en Yucatán, mostrando la localidad para el núcleo de perforación YAX-1, así como el anillo de cenotes y las unidades de carbonatos en la superficie que varían del Cuaternario, Terciario, Oligoceno, Eoceno y Paleoceno (Tomado de Mayr *et al.*, 2008).

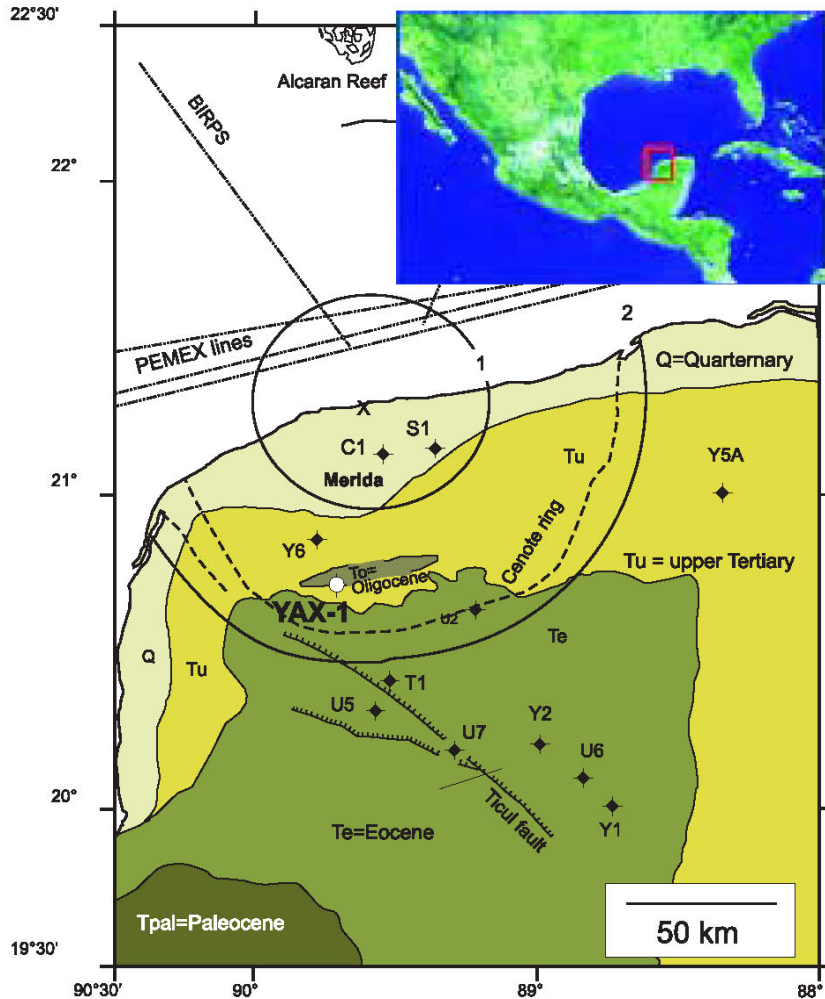


Figura 2.5. Estructura de impacto de Chicxulub en Yucatán, México, en donde se observa el sitio de perforación Yaxcopoil-1. Obtenido de Mayr *et al.*, 2008.

El proyecto consistió en obtener un núcleo de perforación de 404 m a 1,511 m y recuperó más de 1,100 metros de núcleo. La operación de perforación se hizo de manera rotatoria con una recuperación de muestras durante el trabajo de la sección por encima de los 400 m que corresponden al superior Terciario hasta la profundidad final. El sistema de perforación desplegó una fuerza e impulsó una barrena de punta de diamante en el sistema de recuperación continuo de núcleos (Sistema HC) lo que permite que se recuperen de manera rápida núcleos por medio de una tubería, también conocido como técnica wireline y las muestras se encuentran almacenadas en la UNAM (Dressler *et al.*, 2003). Las rocas del Cretácico están conformadas por dolomitas, calizas y anhidritas en 894 a 1,511 m y carbonatos de 794 – 894 m de profundidad en el núcleo (Dressler *et al.*, 2003 y Stinnesbeck *et al.*, 2004). En la figura 2.6 se muestran las secciones más representativas para los carbonatos del Paleógeno, la secuencia de las impactitas (rocas de impacto) y los carbonatos del Cretácico. Se puede observar que el límite K/Pg corresponde a una profundidad entre 794.4m a 894.9 m, por debajo

de los 894.9 m se encuentran los sedimentos del Cretácico y por encima de los 794.4 m los del Paleógeno.

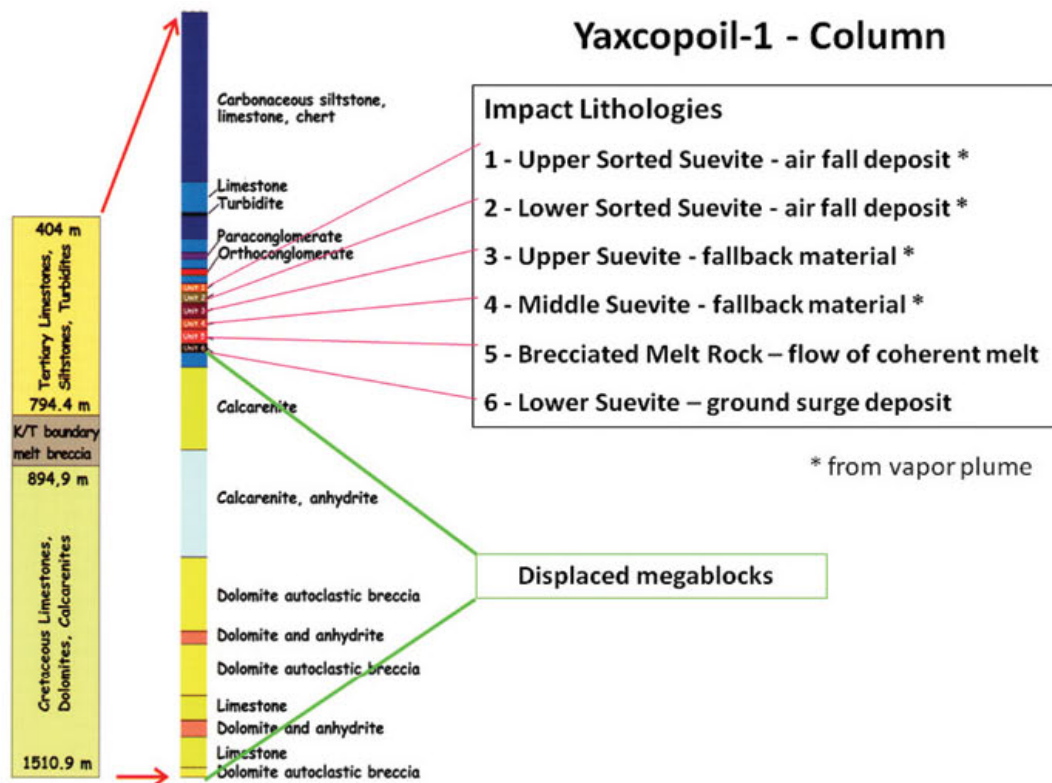


Figura 2.6. Esquema de la columna para el núcleo de perforación Yaxcopoil-1 con las principales divisiones litológicas. Obtenido de Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2011.

Se han identificado aproximadamente 10 unidades bio y litoestratigráficas en el núcleo YAX-1 que van de las letras A – K, en la tabla 2.1 se pueden observar algunas de las características químicas y biológicas (fósiles) principales para cada una de las unidades. La presencia de brechas de impacto es importante debido a que muestra una composición química diferente y se puede evidenciar la zona previa y posterior al impacto de Chicxulub (Schmitt *et al.*, 2004). En general se puede dividir en 4 partes los sitios para el límite K/Pg; primero a 500 km de Chicxulub en donde se encuentra un depósito del impacto muy grueso, después el segundo de 500 – 1,000 km de Chicxulub en donde se encuentran capas de clastos ricos en esferulas del impacto, tercero a una distancia de 1,000 – 5,000 km de distancia con esferulas, cuarzos impactados y clastos y finalmente a más de 5,000 km del cráter con una arcilla en material eyectado por el impacto (Schulte *et al.*, 2010).

Tabla 2.1. Unidades bio y litoestratigráficas del núcleo Yaxcopoil-1\*.

UNIDADES	Profundidad (m)	Características principales
A	1,495 – 1,511	Brechas (rocas sedimentarias detríticas) con dolomitas y anhidritas en la base del núcleo.
B	1,452 – 1,495	Calizas, foraminíferos planctónicos indicativos de una etapa anóxica en el océano.
C	1,452 – 1,315	Dolomitas, brechas y nódulos de anhidritas. Formaciones de cianobacterias laminadas (estromatolitos), bivalvos y foraminíferos bentónicos. Hay una capa de anhidrita y dolomita de manera alterna lo que indica un depósito de sedimentos en un ambiente Sabkha o salares y que es confirmado por la presencia de paligorskita (mineral arcilloso). La presencia de éste mineral indica que la unidad no tuvo una alteración térmica importante.
D	1,315 – 1,155	Abundantes capas de anhidritas y dolomitas. Pocos megafósiles. También se encontró la presencia de paligorskita.
E	1,124 – 1,155	Calizas y dolomitas principalmente y sin la presencia de anhidritas.
F	1,040 – 1,124	Anhidritas, calizas y dolomitas, ambiente sabkha.
G	894 – 1,040	Calizas y dolomitas, sin la presencia de anhidritas. Foraminíferos bentónicos, ostrácodos y bivalvos.
H	794.60 - 894	Dolomitas, calizas y arcillas, bajo en anhidritas. Presencia de brechas de impacto.
I	784 – 794.60	Calizas y areniscas.
K	784 – 774.65	Calizas, toba volcánica y con abundantes foraminíferos.

\*Tomado de Stinnesbeck *et al.*, 2004.

Para las propiedades físicas del núcleo YAX-1 se ha encontrado que las diferentes capas y litologías se pueden distinguir por sus porosidades (post impacto) o mineralógicas (pre impacto) con respecto a sus propiedades térmicas (Popov *et al.*, 2011 y Deutsch y Langenhorst, 2016). Igual en la zona de impacto hay una anomalía magnética en donde la orientación y la forma fluctúa y refleja la influencia del impacto por efectos de la temperatura. El impacto de Chicxulub ocurrió en una polaridad revertida geomagnética chron 29R, que se relaciona con el límite K/Pg (Elbra y Pesonen, 2011).

## 2.7 Estudios sobre Chicxulub y modelaciones

Dado que el cráter de impacto de Chicxulub es uno de los cráteres de impacto mejor preservados debido a que se encuentra por debajo de una secuencia de sedimentos de carbonatos del Cretácico; se han llevado una gran cantidad de estudios experimentales y modelaciones sobre el impacto. A continuación se van a mencionar algunos datos obtenidos previamente en la literatura que son relevantes para ésta investigación.

Los estudios previos sobre Chicxulub se han concentrado en gases de efecto invernadero como el CO<sub>2</sub>, vapor de agua, compuestos de S, aerosoles y partículas de silicatos. Las partículas de grano fino se dispersan como serían las capas de ceniza de volcanes o de explosiones nucleares pero se remueven en corto tiempo. Sin embargo, los efectos de reacciones en la atmósfera y los océanos como la lluvia ácida y la acidificación de los océanos se propagan tanto a corto como a largo plazo. Los efectos del impacto han sido estudiados junto con la volatilización en anhidrita (Pierazzo *et al.*, 2003) y calcita (Kawaragi *et al.*, 2009).

Estudios geofísicos indican que el impacto liberó grandes cantidades de agua, polvo y gases que tienen el potencial de cambiar al clima y alterar al sistema climático (Schulte *et al.*, 2010). Previo al impacto del asteroide en Chicxulub había mucha materia orgánica en la zona, por lo que debe de ser importante considerar que le pasó durante el evento de impacto. Según un estudio de Kenkmann en el 2003 se estimó que en un espacio de 100 km de diámetro (área de 7,850 km<sup>2</sup>) habría de 12 km<sup>3</sup> de materia orgánica, en donde podría haber kerógenos, bituminosos y petróleo dependiendo de la presión y la temperatura, dependiendo de donde se encontraban localizados en el momento del impacto. Debido a lo anterior era importante tener un conocimiento sobre los potenciales efectos tóxicos en el clima, en un estudio por Pope (1997) se calcularon los efectos climáticos de los volátiles que fueron liberados hacia la estratósfera por el impacto y se propuso que si hubo un efecto invernadero causado por el impacto en la materia orgánica fue insignificante a comparación con la vaporización de los carbonatos. En cuanto a la estimación de polvo que fue liberado hacia la atmósfera se ha calculado que fue aproximadamente de 0.01 a 0.1 GT, por lo que se considera que es un valor mínimo para causar un invierno nuclear (Schulte *et al.*, 2010). Sin embargo, la liberación de partículas de carbonatos en la eyecta al absorber la radiación de onda corta pudieron haber amplificado el efecto en el clima.

En un estudio realizado en la sección Moncada en Cuba se han encontrado elementos traza altamente tóxicos como el cobre (Cu) y níquel (Ni) cuyo origen se ha relacionado con el impacto del meteorito en Chicxulub y que pudieron haber causado

un estrés ecológico en el océano y posteriormente una extinción masiva de foraminíferos. El envenenamiento por metales pesados eyectados por el impacto pudieron haber generado mecanismos de estrés a largo plazo al plancton (base de la cadena alimenticia). El Cu y Ni tienen un mecanismo de remoción muy bajo de aproximadamente 1,000 años de tiempo de residencia en el océano, por lo que se hubiera mezclado en toda la columna de agua. Los sedimentos a nivel mundial pudieron haber sido erosionados a lo largo del tiempo por lo que los contaminantes fueron re suspendidos por un largo periodo (Arenillas *et al.*, 2016).

Al mapear la zona de depósitos de carbonatos en el límite K/Pg se encontró que no todo el sedimento se originó solo de la cuenca que formó el asteroide al impactar sino que sedimentos de las zonas aledañas, fueron introducidas por la onda de choque y que cayeron por efecto de la gravedad y los tsunamis posteriores. Se ha estimado que el grosor del depósito en la zona fue de  $\sim 1.98 \times 10^5 \text{ km}^3$ , el evento con mayor depósito de sedimentos a nivel global (Sanford *et al.*, 2016).

El presente trabajo de tesis consistió en una caracterización de un núcleo de perforación del pozo YAX-1 en Chicxulub. Se analizaron 37 horizontes con profundidades que varían de 599.5 m a 1,500.01 m con diferencias de 40-50 m entre cada horizonte. Al igual que se utilizó un horizonte que fue representativo para los sedimentos previos al límite K/Pg, y así analizar su composición química. En la tesis se experimenta con carbonatos, de la secuencia en la zona del cráter y que forman la mayor parte del volumen de rocas deformadas y fragmentadas en el impacto. Es la primera vez que se hace una simulación experimental sobre el impacto de Chicxulub utilizando sedimentos provenientes de un núcleo de perforación en vez de utilizar minerales puros en la simulación.



### III. JUSTIFICACIÓN ACADÉMICA

---

El impacto de un asteroide en la zona de Chicxulub en la plataforma de Yucatán en la zona sur del Golfo de México, hace 66 millones de años causó una extinción masiva en el límite del Cretácico/Paleógeno, en la cual desapareció casi un 75% de especies terrestres y marinas. Esta extinción masiva permitió una gran diversificación biológica de aves y de mamíferos que eventualmente ayudó a la aparición de los humanos. El impacto, sus efectos y la extinción de las especies quedaron en el registro geológico en depósitos de sedimentos marinos y continentales en donde se marca la transición entre las eras Mesozoica y Cenozoica.

Al llevar a cabo un estudio de los sedimentos marinos extraídos por la perforación y extracción de núcleos se puede caracterizar a la columna estratigráfica en sus diferentes horizontes para poder identificar cuáles fueron los principales elementos y compuestos químicos presentes en la época y como el impacto pudo haber modificado al ambiente. Al realizar una simulación del impacto ocurrido en Chicxulub utilizando a los sedimentos provenientes de un núcleo de perforación se va a poder hacer un mejor estudio sobre cuáles fueron los efectos tanto locales como globales en la emisión de compuestos hacia la atmósfera y su posterior incorporación a ciclos biogeoquímicos. Es la primera vez que se lleva a cabo una simulación de impacto para Chicxulub utilizando sedimentos provenientes del sitio.



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.

## IV. HIPÓTESIS

---

A la fecha no existen estudios experimentales sobre los gases generados por un impacto en sedimentos provenientes del núcleo de perforación YAX-1 de la zona de Chicxulub. Los estudios realizados hasta el momento han utilizado cristales puros y suponen que el impacto provocado en Chicxulub condujo a la volatilización de los sedimentos de la zona, los cuales son ricos en carbonatos y sulfatos por lo que produjeron grandes cantidades de dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) y dióxido de azufre ( $\text{SO}_2$ ). Se considera que la onda de choque provocada por el impacto condujo a la formación de óxidos de nitrógeno ( $\text{NO}_x$ ). Sin embargo, no se han tomado en consideración los gases generados por la descomposición de los sedimentos de la plataforma carbonatada de la secuencia que fue afectada por el impacto a alta temperatura, por lo que pudieran ser diferentes a los que se han considerado previamente como sería el caso de la formación de monóxido de carbono ( $\text{CO}$ ).



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

## V. OBJETIVOS

---

### 5.1 Objetivo General

Simular el impacto en Chicxulub utilizando ablación láser en muestras provenientes de un núcleo de sedimento marino en una atmósfera simulada para el K/Pg.

### 5.2 Objetivos particulares

- Caracterizar el material volátil que fue producido durante el calentamiento de muestras provenientes de un núcleo en Chicxulub mediante TGA-DSC-MS.
- Determinar la composición elemental y química de los principales minerales presentes en los sedimentos por difracción de rayos X.
- Analizar los gases estables por cromatografía de gases acoplado a espectrometría de masas generados por la ablación láser de las muestras obtenidas de los núcleos.
- Analizar los minerales generados por la simulación experimental del impacto por la ablación láser.
- Determinar la evolución de la onda de choque y el hongo generado por el impacto por shadowgrafía utilizando ablación láser como modelo de impacto.
- Estudiar la espectroscopía de emisión del plasma generado por ablación láser para identificar la evolución de las especies químicas generadas durante el impacto.
- Inferir la naturaleza química de los componentes generados por el impacto utilizando un modelo termoquímica.
- Aplicar un modelo hidrodinámico con un módulo químico utilizando los parámetros experimentales obtenidos del proyecto para realizar predicciones sobre el impacto.



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

## VI. DESARROLLO EXPERIMENTAL

Se utilizaron diferentes profundidades del núcleo YAX-1 proveniente del cráter de Chicxulub en Yucatán, México obtenido en campañas oceanográficas y que se encuentra almacenado en el Laboratorio de Análisis de Núcleos de Perforación y en el Laboratorio de Paleoceanografía y Paleoclimas del Instituto de Geofísica de la UNAM. Se utilizó el pozo YAX-1 debido a que alcanza una profundidad mayor a todos los núcleos que se han obtenido previamente de Chicxulub y por su localización en la parte interna del cráter. La fase experimental se llevó a cabo en el Laboratorio de Química de Plasmas y Estudios Planetarios en el Instituto de Ciencias Nucleares (ICN) y en el Laboratorio de Fotofísica y Películas delgadas en el Centro de Ciencias Aplicadas y Desarrollo Tecnológico (CCADET); ambos de la UNAM. En la figura 6.1 se muestra la metodología utilizada durante la investigación para este proyecto.

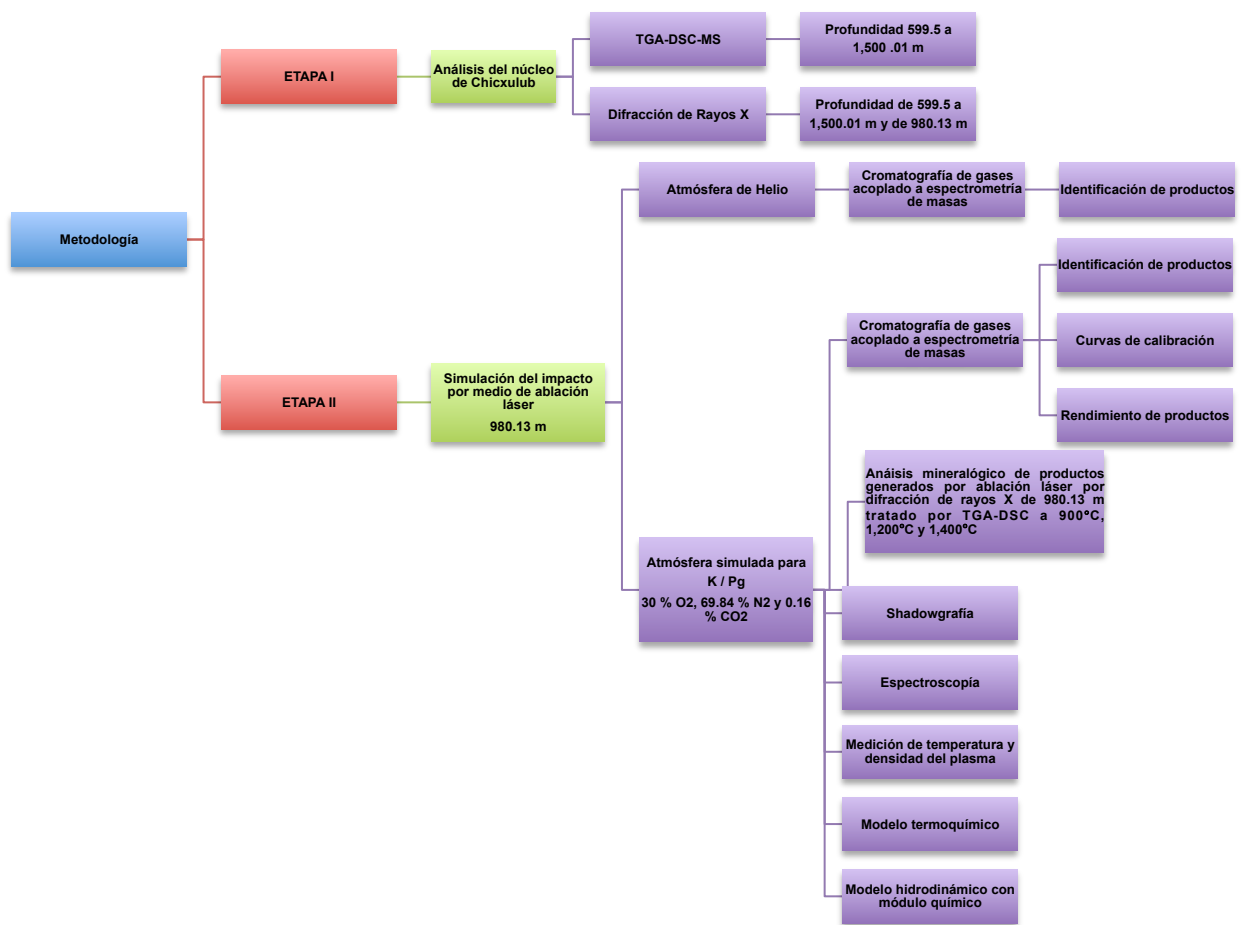


Figura 6.1. Diagrama de la metodología utilizada en la investigación.



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.



A continuación se explicará cada paso utilizado en la metodología para llevar a cabo este proyecto de maestría. Se dividió en dos etapas, en la primera etapa se realizó el análisis del núcleo de Chicxulub y en la segunda la simulación del impacto por medio de ablación láser utilizando solamente un horizonte del núcleo YAX-1 a una profundidad de 980.13 m correspondiente al tiempo de impacto.

## **ETAPA I. Análisis del núcleo de Chicxulub**

Se utilizaron muestras del núcleo de perforación YAX-1 en Chicxulub a diferentes profundidades desde 599.5 m hasta 1,500.01 m, haciendo un total de 37 horizontes. Las técnicas empleadas para el análisis de las muestras fueron: Termogravimetría y calorimetría diferencial de barrido acoplado a espectrometría de masas para estudiar el contenido de volátiles y Difracción de rayos X para la obtención de la composición mineralógica de las muestras.

### **6.1 TGA-DSC-MS**

Las muestras fueron molidas a un tamaño de partículas  $< 75 \mu\text{m}$  usando un pistilo y mortero de ágata; posteriormente fueron colocadas en un crisol de alúmina e insertadas en el interior del horno del TGA. Se realizó un análisis termogravimétrico (TGA) y calorimetría diferencial de barrido (DSC) acoplado a espectrometría de masas (MS) en un rango de temperatura de 30 - 1,450°C, con una tasa de calentamiento de 20°C por minuto utilizando una corriente de nitrógeno como gas acarreador con un flujo de 70 ml/min. Los gases y vapores liberados por las muestras fueron analizados por un espectrómetro de masas tipo cuadrupolar en un rango espectral de 14 - 120 unidades de masa atómica (uma). Se utilizó un analizador térmico Netzsch STA 449 FI Analizador Térmico Simultáneo modelo Júpiter (TGA-DSC/DTA). El equipo cuenta con dos hornos acoplados a un espectrómetro de masas marca Netzsch QMS 403 C Aeolos y a un espectrómetro de infrarrojo con transformada de Fourier marca Bruker 27 y pulso TA (Figura 6.2). Una vez concluidos los análisis de TGA-DSC-MS, los crisoles fueron lavados con una solución sulfonítrica compuesta por 50% de ácido sulfúrico concentrado ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ ) y 50% de  $\text{HNO}_3$  para poder remover los minerales presentes en el crisol. Posteriormente los crisoles fueron lavados con agua de la llave y finalmente enjuagados con agua destilada. Al término del lavado, los crisoles fueron secados en un horno a 80°C por 12 horas.



Figura 6.2. Analizador Térmico del Laboratorio de Química de Plasmas y Estudios Planetarios del Instituto de Ciencias Nucleares, UNAM.

- Profundidad de 979.8 y 980.13 m

Se analizaron las dos muestras ya que se encuentran en el horizonte del impacto del asteroide en Chicxulub con el fin de identificar la variación mineralógica que pudieran tener.

- Profundidad de 599.5 a 1,500.01 m

Se utilizó esta técnica para los 37 horizontes con el propósito de analizar las diferencias de los minerales en toda la secuencia estratigráfica.

- Curvas de calibración

Para realizar el análisis cuantitativo de los principales gases observados por espectrometría de masas se llevó a cabo una curva de calibración para el  $\text{CO}_2$  generado térmicamente al calentar muestras de carbonato de calcio. Se utilizaron diferentes masas de carbonato de calcio en crisoles de alúmina los cuales fueron colocados en el horno de TGA y calentados con el mismo tratamiento de temperatura descrito anteriormente. El  $\text{CO}_2$  liberado fue detectado por espectrometría de masas.

La figura 6.3 muestra la curva de calibración para el  $\text{CO}_2$ , en donde se puede observar que hay una buena respuesta lineal entre el contenido de carbonatos y la

liberación de CO<sub>2</sub> generado por la descomposición térmica. La dispersión en los datos se debe a la dificultad de pesar con precisión pequeñas cantidades del material para realizar las mediciones en el analizador térmico. Para los otros gases identificados, que fueron NO, SO<sub>2</sub> y HCl, se utilizó la misma respuesta del CO<sub>2</sub> para cuantificarlos.

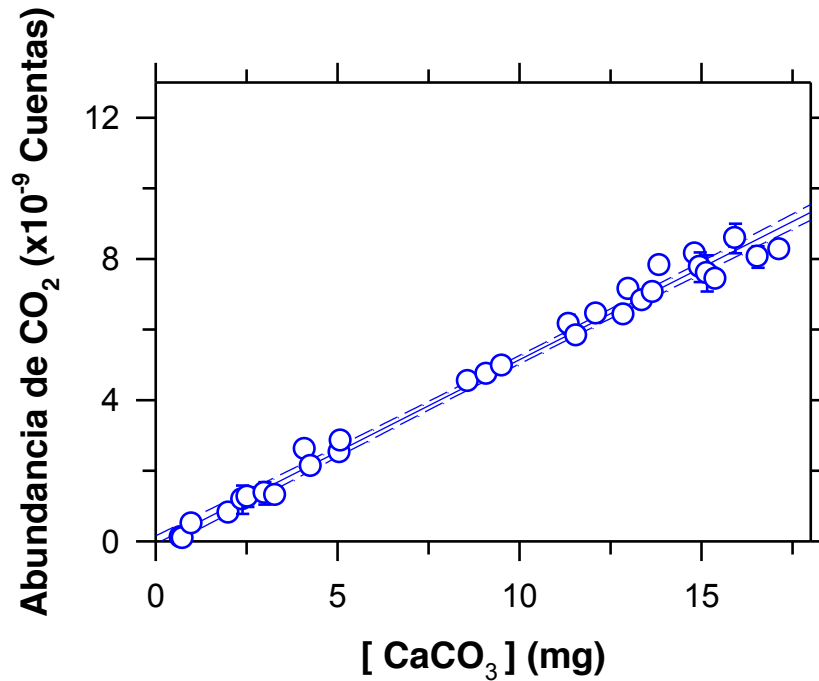


Figura 6.3. Curva de calibración de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) detectado por espectrometría de masas utilizando el ion 44 (m/z) liberado al calentar cantidades conocidas de carbonato de calcio (CaCO<sub>3</sub>) en el analizador térmico de Netzsch. La línea sólida muestra la regresión lineal de los datos experimentales y el valor R<sup>2</sup>: 0.967.

Tabla 6.1. Datos estadísticos para las curvas de calibración.

	CO <sub>2</sub>
Pendiente (m)	5.16×10 <sup>-10</sup>
Ordenada al origen (b)	0
Coefficiente de correlación (R <sup>2</sup> )	0.967
No. De datos	29
Nivel de confianza	95%
Grados de libertad (n-2)	27
Intervalo de confianza para la pendiente	±5.34×10 <sup>-12</sup>
Límite de detección* (mg)	0.05

\*Límite de detección es dos veces el nivel de ruido.

## 6.2 Difracción de Rayos X

La difracción de rayos X permitió la identificación de las estructuras cristalinas. Las muestras fueron analizadas en el Laboratorio de Difracción de Rayos X en el Instituto de Geología de la UNAM. Las muestras fueron molidas y separadas a un tamaño de partículas  $< 75 \mu\text{m}$  usando un pistilo y mortero de ágata y posteriormente montadas en un soporte de aluminio (portamuestras) para la Difracción de Rayos X. Se utilizó un difractómetro EMPYREAN de la marca PANalytical equipado con un filtro de Ni, un tubo de cobre de foco fino, un detector PIXcel3D (Figura 6.4), el cuál operó con un voltaje de aceleración de 45 kV y finalmente una corriente del filamento de 40 mA, usando radiación  $\text{Cu K}\alpha$ . La medición se realizó con el intervalo angular  $2\theta$  de  $5^\circ$  a  $70^\circ$  en escaneo por pasos con un “step scan” de  $0.003^\circ$  (2 Theta) y por un tiempo de integración de 40s por paso.



Figura 6.4. Difractómetro Empyrean del Laboratorio de Difracción de Rayos X del Instituto de Geología, UNAM.

Se llevó a cabo un análisis cuantitativo por el método de RIR, Referencia de Intensidad de Proporción (Reference Intensity Ratio) comúnmente utilizado en la difracción en polvo. El método comparó los datos de difracción con el corindón que es un material de referencia estándar el cuál está formado por óxido de aluminio ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ). El

factor de escala fue definido por: Intensidad del analito (especie química de interés) / intensidad del corindón =  $I / I_c$  ; en donde se utilizó el pico más alto obtenido en el difractograma para comparar con la referencia estándar y así obtener el valor de la especie química (ICDD, 2017).

- Profundidad 979.8 y 980.13 m

Se analizaron las dos muestras ya que se encuentran en el horizonte del impacto del asteroide en Chicxulub con el fin de identificar la variación mineralógica.

- Profundidad de 599.5 a 1,500.01 m

Se analizaron por difracción de rayos X los 37 horizontes correspondientes al perfil del núcleo para poder ver los cambios mineralógicos a lo largo de los diferentes estratos y en especial para ver las diferencias en el evento de impacto en Chicxulub.

## **ETAPA II. Simulación del impacto por medio de ablación láser**

En esta etapa se utilizó un fragmento del núcleo YAX-1 correspondiente a la profundidad de 980.13 m de la caja 264 (Figura 6.5) debido a que presenta las propiedades que caracterizan a los sedimentos del límite K/Pg. Se prepararon dos atmósferas, una de helio y una atmósfera simulada correspondiente al momento de impacto del asteroide en Chicxulub. Para simular el impacto del asteroide en el fragmento del núcleo se le incidió un láser de Nd-YAG con una energía de pulso de 50 a 1.06  $\mu\text{m}$  de longitud de onda. Posteriormente se llevaron a cabo las siguientes técnicas: Cromatografía de gases acoplado a espectrometría de masas, Análisis mineralógico de productos generados por ablación láser por difracción de rayos X, Shadowgrafía, Espectroscopía, Medición de temperatura y densidad del plasma, Modelo termoquímico y Modelo hidrodinámico con módulo químico. A continuación se explicará detalladamente cada uno.

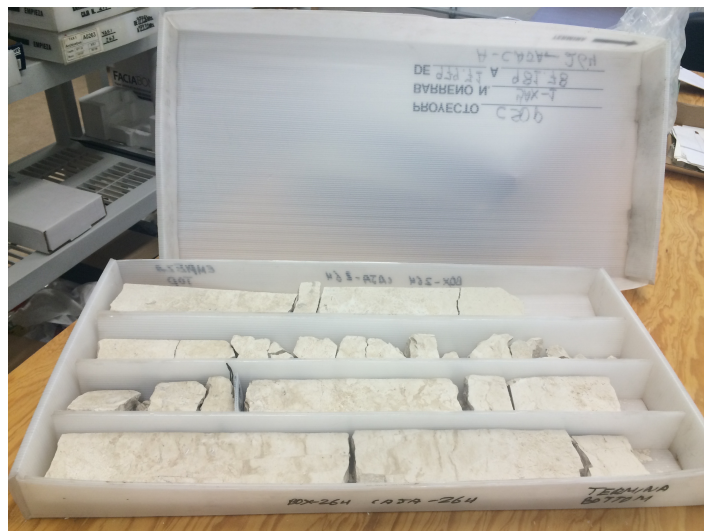


Figura 6.5. Caja 264 núcleo de sedimento de Chicxulub, horizonte 980.13 m.

### 6.3 Preparación de la atmósfera

La preparación de las dos atmósferas utilizadas en el proyecto se llevó a cabo en el Laboratorio de Química de Plasmas y Estudios Planetarios en el ICN. Se utilizó una atmósfera al 100% de helio (He) debido a que es un gas noble e inerte, por lo que se puede llevar a cabo una identificación de los productos generados directamente por la ablación láser del fragmento del núcleo de Chicxulub sin que hubieran reacciones secundarias entre la atmósfera y los gases generados por el impacto. Se decidió preparar una atmósfera simulada con la concentración atmosférica que estuvo presente en el Cretácico/ Paleógeno, compuesta por 0.16% CO<sub>2</sub>, 30% oxígeno (O<sub>2</sub>) en nitrógeno (N<sub>2</sub>) (Berner *et al.*, 1988 y Beerling *et al.*, 2002). Esta composición atmosférica fue obtenida de una investigación realizada en burbujas de aire atrapadas en ámbar proveniente del límite K/Pg. Esta atmósfera fue utilizada en todos los experimentos realizados en la etapa dos del proyecto para investigar cual sería el efecto que tendría la pluma de impacto en la atmósfera.

Los gases que se utilizaron para la preparación de las atmósferas utilizadas para esta investigación fueron He (99.996%), N<sub>2</sub> (99.999%), O<sub>2</sub> (99.99%) y CO<sub>2</sub> (99.99%) de alta pureza y que fueron adquiridas de la compañía Praxair de México. Los gases se encontraban contenidos en tanques ubicados dentro de un cuarto especial para gases no tóxicos y no flamables separado del laboratorio principal. Cada tanque está conectado a un regulador de dos etapas con un filtro de línea para partículas menores a 2 μm. Este filtro se encuentra unido a la tubería de acero inoxidable, por medio del cual fluye el gas hacia el sistema de mezclado en donde se preparó la atmósfera. Al final de cada línea existe una válvula restrictora de flujo la cual impidió el retroceso del gas hacia el tanque respectivo.

Las atmósferas fueron preparadas utilizando una mezcladora de gases marca Linde FM-4660 equipada con un medidor de presión Omega DP-350, un medidor de vacío Combitrón CM 351 y un medidor de temperatura Omega DP-80. Además constó de ocho canales electrónicos que controlaron y midieron el flujo másico de gas por medio de conductividad térmica. Cada canal fue utilizado para un gas específico y está conectado por medio de la tubería de acero con el tanque respectivo. Cada canal tiene un flujo máximo de 20 ml/min y un mínimo de 2 ml/min.

La mezcla de gases fue almacenada en un tanque cilíndrico (la bala) de acero inoxidable, previamente evacuado al vacío ( $8.6 \times 10^{-3}$  mbar), de 4 litros de capacidad en donde se expandió y terminó de mezclarse la atmósfera simulada hasta el momento de su uso (Figura 6.6). Posteriormente, se dejó terminar de mezclar por completo por 24 horas. Una vez mezclados los gases pasaron a través de un tubo de acero inoxidable con una válvula restrictora de flujo de seguridad que evitó a la mezcla de gases regresar o cambiar de línea.

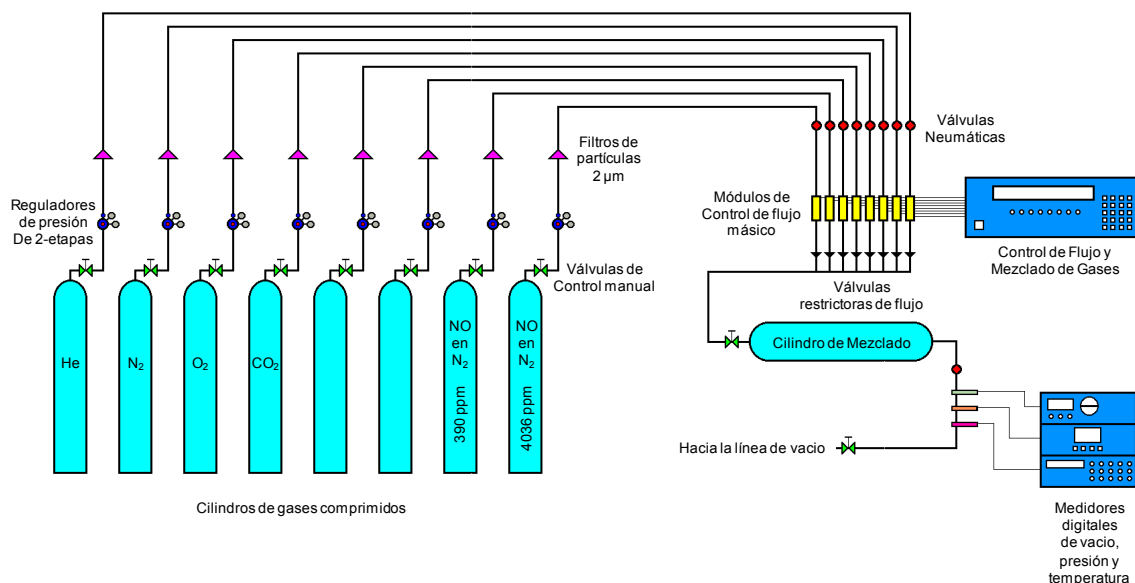


Figura 6.6. Esquema del sistema de preparación de atmósferas simuladas y estándares de calibración.

El tanque cilíndrico se encuentra conectado a una línea de vacío a través de una tubería de acero inoxidable que pasa por una válvula neumática y un transductor Omega PX-602-100GV. El transductor se encarga de medir la presión del sistema y está conectado al medidor de presión Omega DP-350. Posteriormente la tubería está unida a dos válvulas de flujo milimétrico, Nupro 318600-SS-4BMRG y Nupro SS-4BMRG, que controlan manualmente el flujo del tanque a la línea de vacío. El gas fluye

después a través de una válvula de liberación que opera a 1053 mbar. Arriba de esta presión se cierran las válvulas neumáticas deteniendo el flujo de los gases y evitando con esto la posible ruptura de la línea de vacío, lo que podría ocasionar un accidente.

La línea de vacío consta de dos detectores; el primero es de vacío mediano (Leybold TR 301 DN16KF modelo 15740 con filamento de tungsteno) que detecta presiones de hasta  $9.9 \times 10^{-4}$  mbar mientras que el segundo es un detector de alta presión (Leybold DI 2000 modelo 15813 con una reproducibilidad de 0.1%) que detecta presiones de 1 mbar a 2000 mbar. La presión es leída a través de un medidor de presión COMBITRON CM 351 con sistema Leybold para hacer una medición continua de vacío controlado por un microprocesador. El medidor opera a un intervalo de  $9.9 \times 10^{-4}$  mbar a 1053 mbar. En la línea de vacío existen llaves de teflón para alto vacío las cuales están compuestas por tres empaques (o-ring o arosello), éstas permitieron el llenado y la evacuación del reactor utilizado. La línea estaba conectada por medio de una manguera de acero inoxidable grado 316 a una bomba de vacío de paletas rotatorias de dos etapas (Alcatel modelo Pascal 2005 SD). Se utiliza acero que contenga molibdeno ya que le da mayor resistencia a productos corrosivos. La bomba de vacío cuenta con velocidad de bombeo de  $3.8 \text{ m}^3/\text{h}$  y una presión total de vacío de  $2 \times 10^{-3}$  mbar (Ver Figura 6.7).



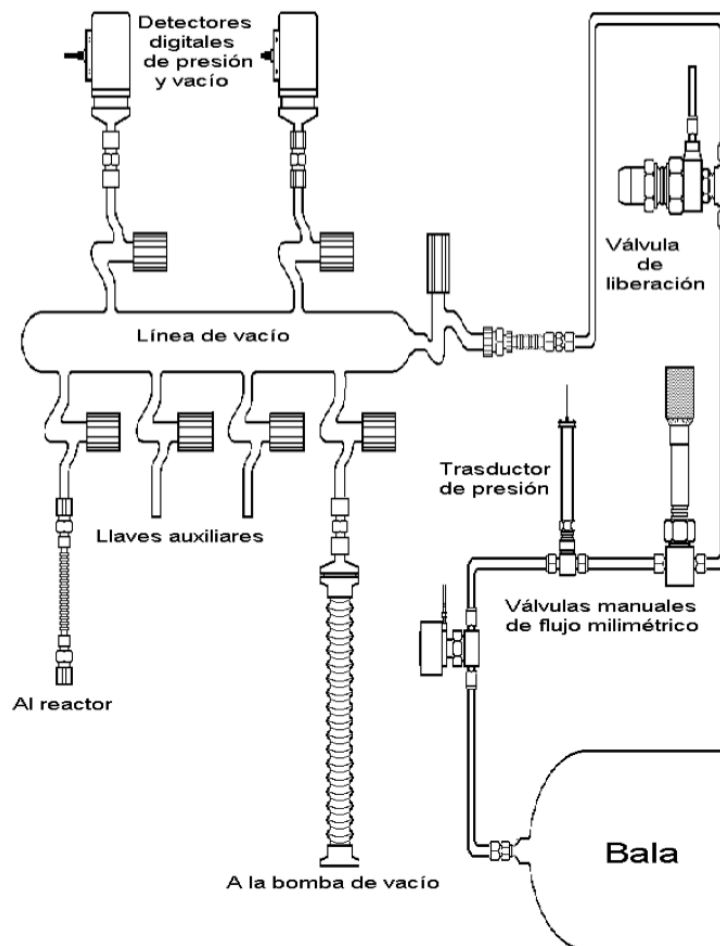


Figura 6.7. Línea de vacío conectada a un tanque cilíndrico (bala) en donde se mezcla la atmósfera.

## 6.4 Cromatografía de gases acoplado a espectrometría de masas

Para la identificación de los productos generados por el impacto generado en la zona de Chicxulub se sometieron las muestras a una ablación láser; tanto para la atmósfera de helio como la atmósfera simulada del K/Pg. Esta serie de experimentos también se llevaron a cabo en el ICN, de la UNAM.

Para la simulación del impacto se colocó en un reactor una placa de vidrio con un fragmento de la muestra proveniente del núcleo (Figura 6.8). Los reactores que se utilizaron fueron matraces esféricos de vidrio Pyrex de aproximadamente 770 ml de capacidad adaptados con una llave de teflón para alto vacío. Esta llave estaba compuesta por tres empaques arosello de FETFE (fluoroelastómero de tetrafluoroetileno) y conectaba al reactor con la línea de vacío o el sistema acoplado de análisis. Cada reactor se evacuó en la línea de vacío a  $8.3 \times 10^{-3}$  mbar antes de ser llenado con la presión de 1000 mb (1 bar). Posteriormente el reactor se colocó en la

mesa óptica para ser irradiado. En la figura 6.8 en la parte A se puede observar el reactor que está conectado a la línea de vacío y en la parte B se muestra el fragmento del núcleo de Chicxulub que se encuentra amarrado a dos placas de vidrio por un alambre de níquel-cromo (HAI-Ni Cy 80, 0.2032 mm,  $33.9239 \Omega \text{ m}^{-1}$ ) para poder ser irradiado y así evitar que se moviera durante el experimento; y finalmente en la parte C se observa toda la línea de vacío utilizada para el llenado de las atmósferas empleadas en este proyecto.



Figura 6.8. Reactor con placa de vidrio utilizado en la simulación de Chicxulub. En la parte A se puede observar el reactor conectado a la línea de vacío, en la parte B se observa la muestra sostenida por placas de vidrio dentro del reactor y en la parte C se da una vista completa de la línea de vacío.

El instrumento de irradiación fue un láser Surelite II-10 Continuum de estado sólido de Nd-YAG (neodimio-itrio, aluminio, granate) que emite un haz pulsado de 6 mm de diámetro, con una longitud de onda de  $1.06 \mu\text{m}$  y una duración de 7 ns. Este tipo de láser permite variar diferentes parámetros de irradiación como serían la energía de pulso de 0 a 650 mJ, la frecuencia de pulso de 1 a 10 Hz, la potencia de pulso de 1 a 6.5 Watts y el tiempo de irradiación. El láser produjo un plasma de corta duración ( $< 100 \mu\text{s}$ ), a altas temperaturas ( $\geq 10,000^\circ\text{C}$ ) y elevadas presiones que generan una onda de choque al contacto con la atmósfera circundante, simulando al fenómeno que ocurre cuando cayó el impactador en Chicxulub (Figura 6.9).

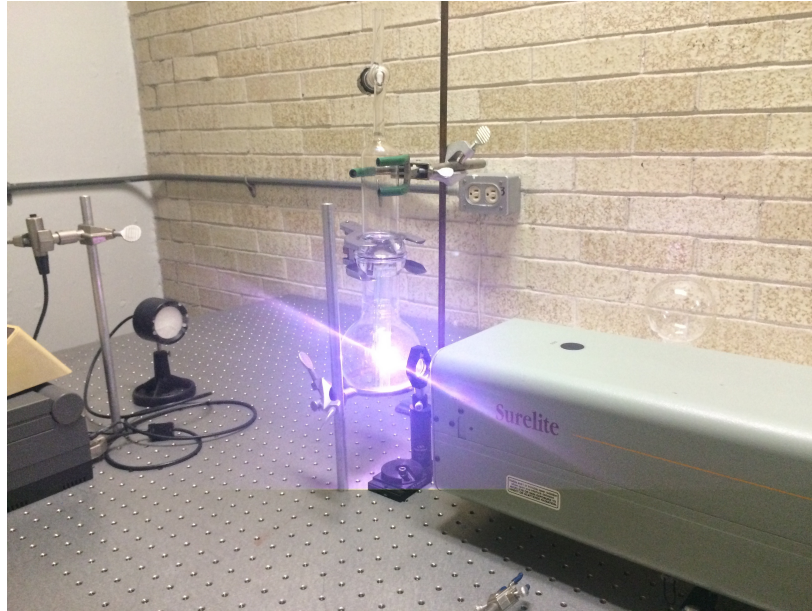


Figura 6.9. Plasma generado en el reactor con el láser de Nd-YAG.

El detector de energía y potencia es un Labmaster Ultima de Coherent, al cual se le conectó una cabeza detectora de cerámica modelo LM-P10 de Coherent. El haz de láser fue direccionado por espejos planos hacia el reactor. Para realizar la determinación de la energía del haz, una fracción de luz se desvió por un divisor hacia la primera cabeza detectora (Figura 6.10). El resto del haz se enfocó por el lente planoconvexo (5 cm de distancia focal) hacia el reactor en donde se produjo el plasma. Se asumió que la energía disipada ( $E_d$ ) dentro del reactor fue la energía con la que incidió el haz del láser.

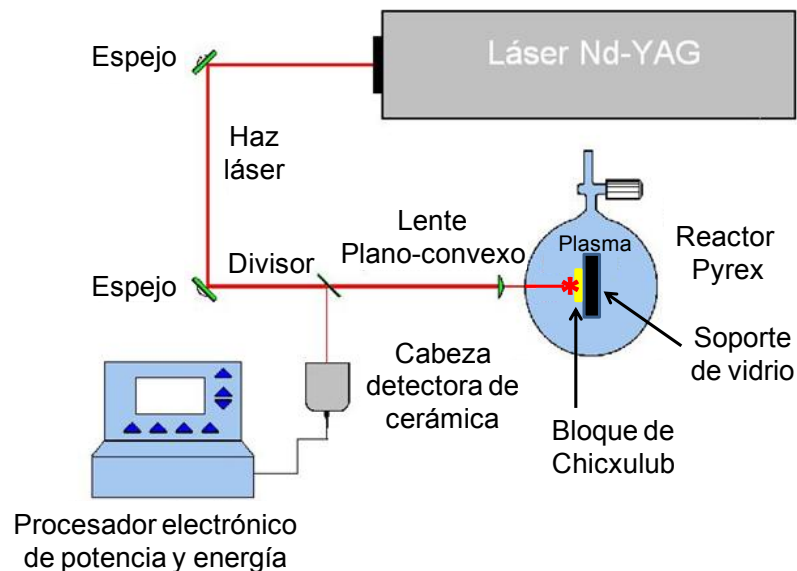


Figura 6.10. Diagrama de arreglo experimental para la simulación del impacto de Chicxulub.

Los gases liberados tanto de la muestra como de aquellos formados por la interacción del plasma con la atmósfera fueron analizados por cromatografía de gases utilizando una columna porabond Q acoplada a un detector de masas tipo cuadrupolar. Para la atmósfera compuesta por helio se irradió con una energía del láser de 300 mJ con el propósito de sobreexponer la energía al experimento y poder identificar de una manera más fácil los compuestos formados. Mientras que en los experimentos con la atmósfera simulada de K/Pg se utilizó una energía del láser de 50 mJ.

#### 6.4.1 Identificación de productos

Las irradiaciones en la atmósfera simulada generaron compuestos gaseosos los cuales son susceptibles de poder ser separados e identificados por métodos acoplados de análisis como la cromatografía de gases y espectrometría de masas.

El sistema de separación utilizado fue un cromatógrafo de gases (Agilent Technologies 7890A GC system). El cual constó de una válvula de inyección de gases automática de 6 puertos, unida a un circuito de inyección de 5 ml y operada neumáticamente. La inyección se realizó dividiendo el flujo de la muestra a la columna para no saturar la señal. El puerto de inyección del cromatógrafo de gases se calentó a 250°C. La columna fue un CP-PorabondQ capilar de sílice fundida de 50 metros de longitud por 0.32 mm de diámetro interno y un grosor de película de 5  $\mu\text{m}$  (copolimero de estireno-divinilbenceno). La separación se realizó mediante un programa de temperatura establecido como sigue: isoterma a 50°C por 5 minutos, una rampa de 10°C por minuto hasta 240°C y luego isoterma a 240°C hasta completar un tiempo de análisis de 30 min. Se utilizó como gas acarreador el He grado cromatográfico a 1.2 ml/min con una relación de inyección de flujo de 1:100. Se utilizó éste gas ya que es inerte, tiene alta pureza (99.999%), baja viscosidad, bajo peso molecular, bajo coeficiente de difusión y sobre todo un alto potencial de ionización. El cromatógrafo de gases estuvo conectado a un detector, al espectrómetro de masas, por medio de una interface que se calentó a 250°C.

El espectrómetro de masas fue de tipo cuadrupolo (Agilent Technologies 5975C inert XL EL/CI MSD con un detector Triple Axis) operado en el modo de impacto electrónico a 70 eV, con un intervalo espectral de 10 a 150 m/z y una resolución de 1 uma. La identificación de los compuestos se realizó en modo de barrido de masas (SCAN) a partir de la comparación de los espectros de masas obtenidos contra espectros contenidos en la biblioteca electrónica NIST (Wiley 138). Además se verificó por medio de mecanismos de fragmentación que la estructura propuesta pudiera producir los iones mayoritarios (m/z) que producen señal en el espectro de masas del compuesto en cuestión (Figura 6.11).



Figura 6.11. Cromatógrafo de gases acoplado a un espectrómetro de masas en el laboratorio de Química de Plasmas y Estudios Planetarios en el Instituto de Ciencias Nucleares de la UNAM.

#### 6.4.2 Curvas de calibración

Para realizar el análisis cuantitativo de los gases obtenidos al irradiar las atmósferas se llevó a cabo una curva de calibración para el óxido nítrico (NO). Se utilizaron 4 reactores de bola de Pyrex con llave de paso para alto vacío marca ACE Glass con tapón de Teflón y arosellos de FETFE que sellan la salida del reactor con teflón (modelo 8192-261) o FETFE (modelo 8194-270). Cada reactor fue nombrado A, B, C y D. Para determinar el volumen del reactor utilizado, se evacuó dicho reactor en la línea de vacío a  $1 \times 10^{-3}$  mbar y se pesó con una balanza analítica. Esta balanza fue de marca Ohaus modelo GT400 con una precisión de 0.01 g y capacidad máxima de 400 g. Posteriormente se llenó por medio de la línea de vacío a 1000 mbar con nitrógeno (pureza de 99.999% Praxair) y se pesó. Para calcular el volumen de cada reactor se utilizó la ecuación de los gases ideales (Ecuación 1) utilizando el valor obtenido de la diferencia de masas (masa del  $N_2$  dentro del reactor) dando un valor de volumen igual a  $1.076 \pm 0.16$  litros a una temperatura de  $19^\circ\text{C}$ .

$$P V = n R T$$

Ecuación 1

En donde:

P = Presión absoluta (1000 mb = 1 bar)

V = Volumen (1 L)

n = Moles de gas (valor que se quiere conocer)

R = Constante universal de los gases ideales (8.314 L bar K<sup>-1</sup> mol<sup>-1</sup>)

T = Temperatura absoluta (25°C + 273°C = 298 K)

Para la curva de calibración de óxido nítrico (NO) se utilizaron dos mezclas certificadas de éste gas de 390 y 4036 ppm, respectivamente con un balance en nitrógeno. Para la mezcla de 390 ppm se realizaron las siguientes diluciones: 17.6 ppm, 39 ppm, 78 ppm, 41 ppm y 116 ppm. Para la mezcla de 4036 ppm se hicieron las siguientes diluciones: 1205 ppm, 2354 ppm, 402 ppm, 1009 ppm y 2052 ppm. En todos los casos se diluyó con N<sub>2</sub> (Pureza 99.999% Praxair).

El tanque cilíndrico (bala) se llenó con sus respectivas mezclas de la cuales se tomaron muestras a 1000 mbar, 800 mbar, 600 mbar y 400 mbar. Cada muestra de NO fue inyectada al sistema acoplado de análisis y se obtuvo su respectivo cromatograma con áreas de pico específico para cada uno. El tiempo de retención para el óxido nítrico fue de 3.695 segundos.

La figura 6.12 muestra la curva de calibración para el óxido nítrico en un rango de concentraciones de 0 a 4000 ppm. Los puntos en color azul muestran las concentraciones de NO que se generaron utilizando una mezcla de 390 ppm de NO, mientras que los puntos rojos son los generados con la mezcla de 4036 ppm de NO. Se puede observar una excelente correlación entre las concentraciones generadas con las dos mezclas. La línea negra sólida muestra la regresión lineal mientras que las líneas no continuas muestran el rango de confianza de los datos al 95%. El coeficiente de correlación (R<sup>2</sup>) para la línea recta fue de 0.97 y la pendiente fue de 1.26 (±0.032) × 10<sup>4</sup>. La tabla 6.2 muestra los datos estadísticos obtenidos para la curva de calibración del óxido nítrico.



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.

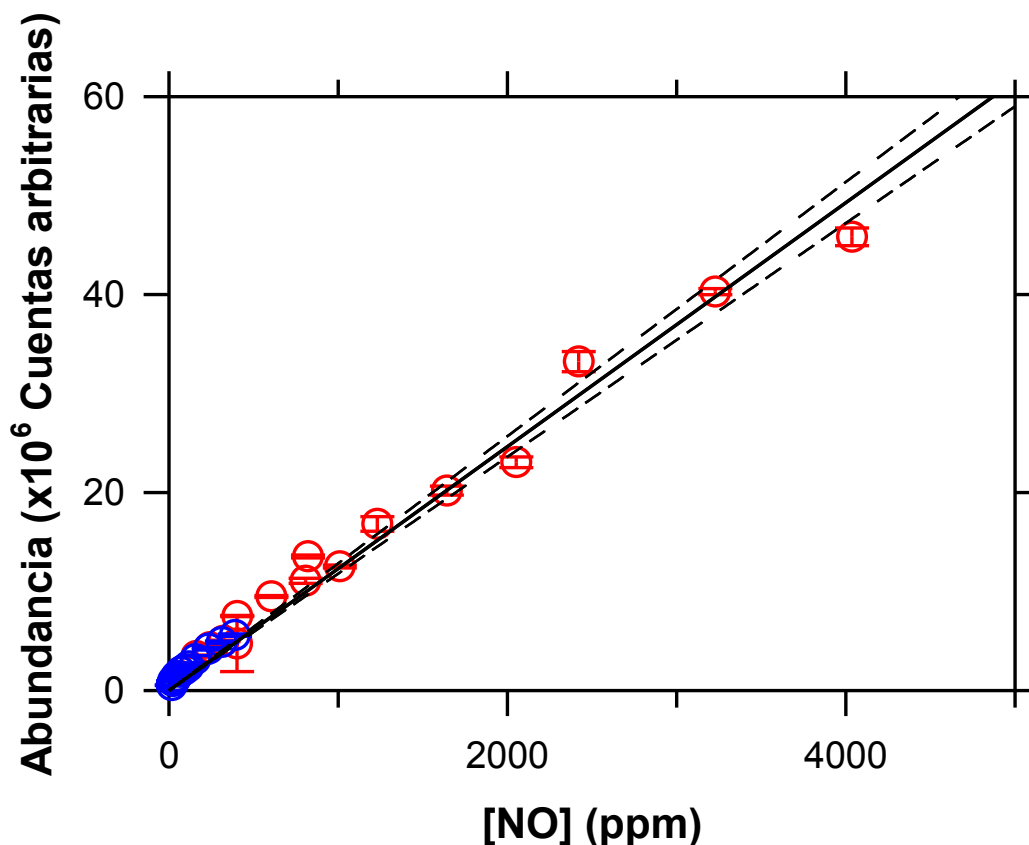


Figura 6.12. Curva de calibración del óxido nítrico. Los puntos en color azul muestran las concentraciones de NO generados por la mezcla de 390 ppm de NO, mientras que los puntos rojos son los generados con la mezcla de 4036 ppm de NO.

Tabla 6.2. Datos estadísticos para las curvas de calibración.

	NO
Pendiente (m)	$1.26 \times 10^4$
Ordenada al origen (b)	0
Coefficiente de correlación ( $R^2$ )	0.970
No. De datos	28
Nivel de confianza	95%
Grados de libertad (n-2)	26
Intervalo de confianza para la pendiente	$\pm 3.2 \times 10^2$
Límite de detección* (ppm)	60

\*Límite de detección es dos veces el nivel de ruido.

Con la curva de calibración del NO se puede determinar la producción de otros gases como el CO y CO<sub>2</sub> en los experimentos de ablación.



### 6.4.3 Rendimiento de producto

Tomando en consideración la respuesta de los gases producidos obtenidos con las curvas de calibración se realizaron experimentos a diferentes tiempos de irradiación para medir la producción de éstos gases en función de la energía depositada en el sistema.

## 6.5 Análisis mineralógico de productos generados por ablación láser por difracción de rayos X

Se utilizó la muestra a la profundidad de 980.13 m, y se calentó en el horno del instrumento TGA desde temperatura ambiente hasta 1,440°C. De 0 - 900°C, 900 - 1,200°C y de 1,200 - 1,440°C; con el propósito de ver las transformaciones térmicas que sufren los minerales. Adicionalmente, se analizaron los minerales volatilizados y condensados en las paredes del reactor que fue sometido a la irradiación por el láser. Los productos fueron estudiados y cuantificados de la misma forma como se explica en la sección 6.2 de difracción de rayos X.

## 6.6 Shadowgrafía

Se realizó shadowgrafía para estudiar la evolución en el tiempo de la onda de choque y de la evolución del hongo generado en la simulación del impacto en Chicxulub. La muestra fue colocada en una cámara cúbica de vacío de acero inoxidable con varias ventanas para poderla someter a la irradiación con un láser (Figura 6.13).

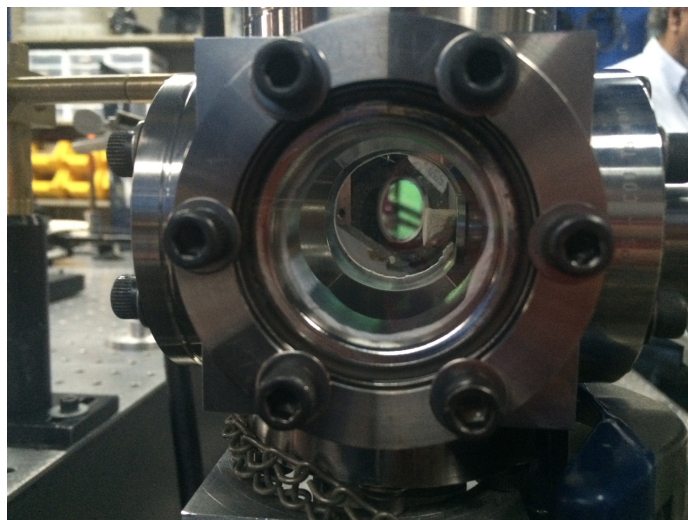


Figura 6.13. Cámara cúbica de vacío de acero inoxidable.

En la figura 6.14 se puede observar el arreglo experimental empleado para la llevar a cabo la ablación láser; mientras que la figura 6.15 partes A, B y C muestran el arreglo en el laboratorio. La pluma de ablación fue generada por la irradiación láser de Nd-YAG a  $1.064 \mu\text{m}$  al enfocar un fragmento de la roca obtenida del núcleo de Chicxulub. A su vez la muestra fue iluminada con un láser atenuado y expandido de Nd-YAG operado a  $532 \text{ nm}$  con una duración de pulso de  $7 \text{ ns}$ . Este láser utilizado para el diagnóstico del plasma por shadowgrafía fue sincronizado con el primer láser utilizando un generador de pulso/retraso (Berkeley Nucleonics modelo 575). Para medir el retraso del disparo generado por la ablación láser se utilizó un fotodiodo conectado a un osciloscopio digital de  $500 \text{ MHz}$  de la marca Tektronix modelo TDS 5054B. Las imágenes obtenidas fueron proyectadas en una pantalla utilizando una lente de expansión y fueron registradas con una cámara digital comercial Nikon D70. El proceso de ablación fue estudiado desde  $500 \text{ ns}$  hasta  $1 \text{ ms}$  para caracterizar la expansión de la onda de choque y la dinámica del material eyectado por la pluma de ablación láser. La cámara de ablación estuvo conectada a una bomba de vacío para extraer el aire del laboratorio y posteriormente se le introdujo una atmósfera simulada de la Tierra del K/Pg a un bar. El proceso de ablación estuvo conectado a una bomba de vacío para extraer el aire del laboratorio y posteriormente se le introdujo una atmósfera simulada de la Tierra del K/Pg a un bar.

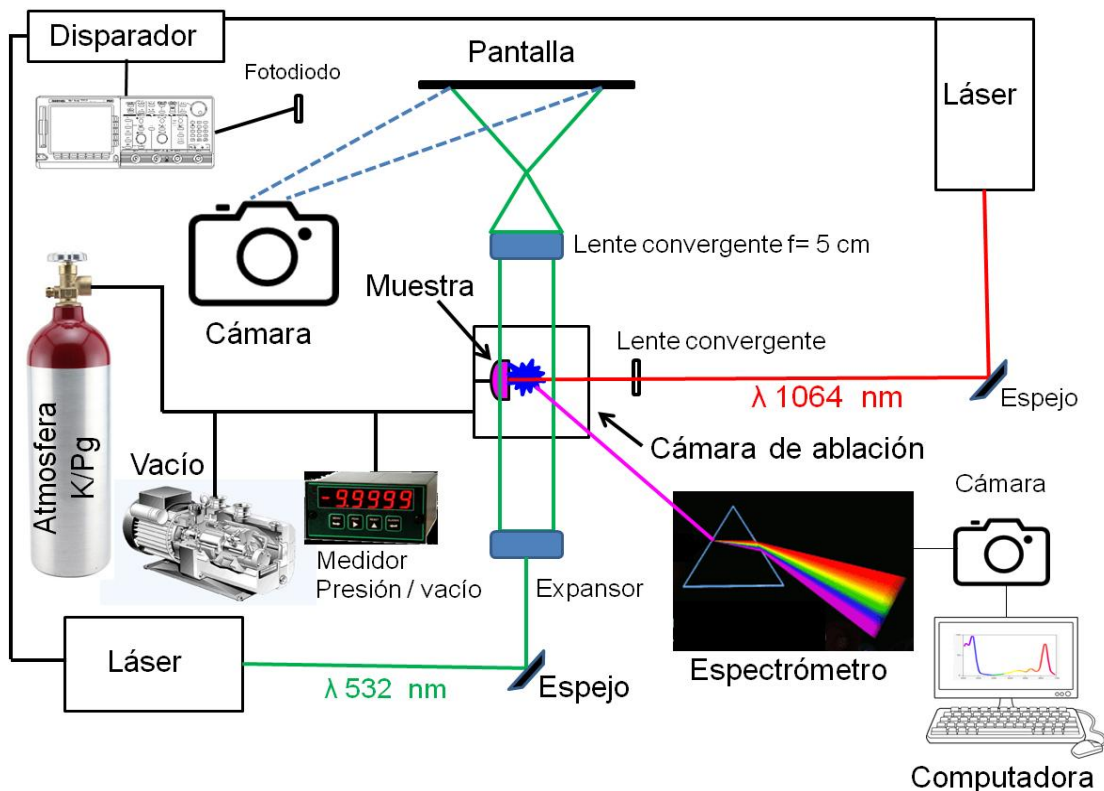


Figura 6.14. Arreglo experimental para obtener shadowgrafía y espectros de emisión de un plasma de ablación láser. Producido en una muestra de un núcleo de perforación de Chicxulub en una atmósfera simulada del K/Pg a  $1000 \text{ mb}$ .

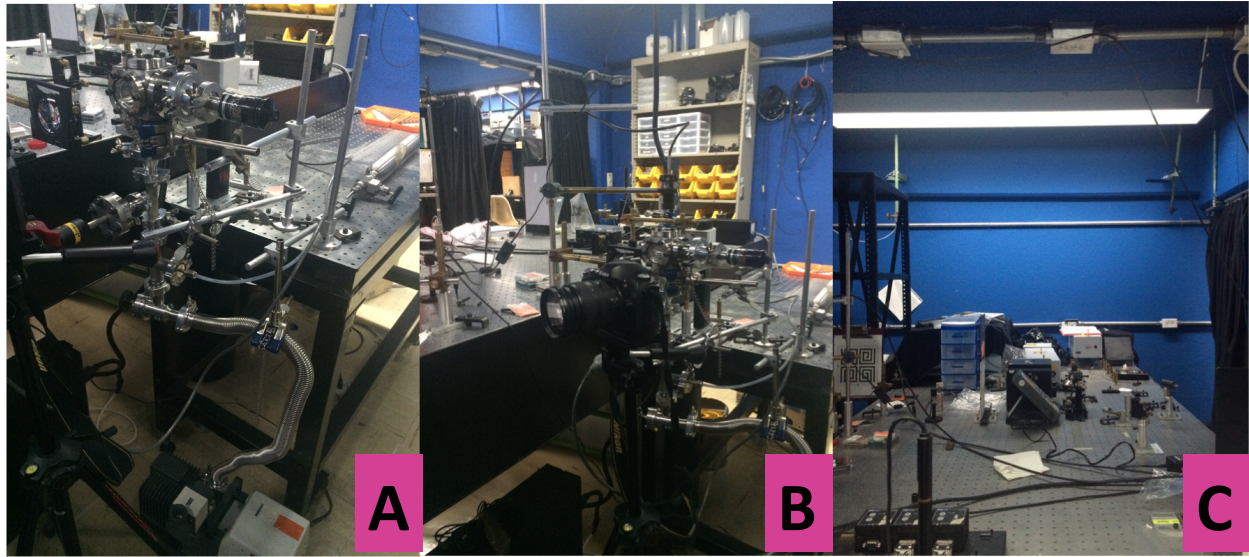


Figura 6.15. Arreglo experimental en el laboratorio utilizado en shadowgrafía y espectroscopía de la pluma de ablación. La parte A muestra la cámara de ablación, en el centro la parte B la cámara fotográfica Nikon y en la derecha la parte C el láser de Nd-YAG utilizando 1.064  $\mu\text{m}$ .

## 6.7 Espectroscopía

Se utilizó la espectroscopía de emisión para estudiar las especies químicas generadas por la onda de choque y la evolución del hongo. La técnica empleada se conoce como LIPS (laser induced plasma spectroscopy) en donde se utilizó un láser pulsado y una lente enfocada para generar el plasma en la superficie del objeto de estudio. El espectro del plasma generado por la pluma es particular para cada especie química y su análisis puede generar su composición y abundancia relativa (Salik et al., 2016). El arreglo experimental se muestra en las figuras 6.14 y 6.15. La luz emitida por la pluma de ablación fue capturada por un sistema colector de lentes y enviada a un espectrógrafo ubicado a 0.5 metros, de marca SpectraPro modelo 500i de la compañía Acton Research, con 150 líneas/mm rejilla con un resplandor en 500 nm por medio de un paquete de fibra óptica (Ver figura 6.16). El espectro de 215 a 840 nm fue observado con una cámara de dispositivo acoplado cargado intensificado (ICCD) de Princeton Instruments modelo PIMAX2, el cual está sincronizado con el disparo de ablación. La emisión fue registrada desde 200 ns hasta 2  $\mu\text{m}$  después del inicio de la ablación.

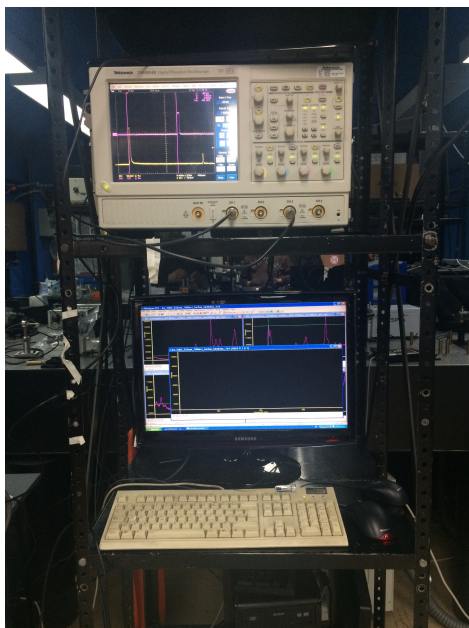


Figura 6.16. Espectrógrafo utilizado para la espectroscopia de ablación láser.

## 6.8 Medición de temperatura y densidad del plasma

Se utilizó la misma metodología para la espectroscopia de emisión del plasma de ablación, pero se centraron en líneas de emisión de calcio específicas para la determinación de la temperatura y la densidad del plasma. Se obtuvieron 3 regiones: 427 nm, 613 nm y 650 nm. Para obtener la temperatura se utilizaron las regiones de 427 nm y 613 nm y para la densidad la región de 650 nm. Para el procesamiento de los espectros se utilizó el programa OriginPro versión 9.0. También se utilizó la base de datos para los espectros atómicos NIST (NIST atomic spectra database lines data). Para las regresiones lineales y no lineales se utilizó el programa IGOR PRO versión 6.37.

## 6.9 Modelo termoquímico

Se utilizó el programa de computadora FactSage (Facility for the Analysis of Chemical Thermodynamics) versión 7.0, para determinar las especies químicas en equilibrio termodinámico a diferentes temperaturas y presiones (Bale *et al.*, 2016). El programa calculó las condiciones de equilibrio multifase y multicomponente para una gran variedad de elementos y minerales a través de minimización de energía de Gibbs. Para utilizar el programa fue necesario introducir la composición química de los componentes principales de la muestra de 980.13 m para poder predecir cuáles serían las composiciones químicas que están en equilibrio termodinámico desde 6,000 K hasta

temperatura ambiente. El programa genera las especies químicas estables en equilibrio termodinámico a las temperaturas seleccionadas.

## 6.10 Modelo hidrodinámico con módulo químico

El programa hidrodinámico que se utilizó en esta parte de la investigación estuvo definido por un sistema de ecuaciones como el mostrado a continuación:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial F}{\partial x} + \frac{\partial G}{\partial y} + \frac{\partial H}{\partial z} = S \quad \text{Ecuación 2}$$

En donde:

U = es la matriz de propiedades conservadas

F = flujo cartesiano en x

G = flujo cartesiano en y

H = flujo cartesiano en z

S = contiene a los términos fuente y sumideros

De la ecuación 3 a la 7 se muestran los parámetros utilizados en el modelo hidrodinámico.

$$\mathbf{U} = [\rho, \rho v_x, \rho v_y, \rho v_z, E] \quad \text{Ecuación 3}$$

$$\mathbf{F} = [\rho v_x, P + \rho v_x^2, \rho v_x v_y, \rho v_x v_z, v_x(E + P)] \quad \text{Ecuación 4}$$

$$\mathbf{G} = [\rho v_y, \rho v_x v_y, P + \rho v_y^2, \rho v_y v_z, v_y(E + P)] \quad \text{Ecuación 5}$$

$$\mathbf{H} = [\rho v_z, \rho v_x v_z, \rho v_y v_z, P + \rho v_z^2, v_z(E + P)] \quad \text{Ecuación 6}$$

$$\mathbf{S} = [0, 0, 0, 0, G - L] \quad \text{Ecuación 7}$$

En donde:

$\rho$  = densidad

$v_x$  = velocidad en x

$v_y$  = velocidad en y

$v_z$  = velocidad en z

P = presión

E = energía

G = calentamiento

L = enfriamiento de la celda

Se utilizó el código kimya y se le agregó el código de malla adaptativa Walixce-2D, el cual es un código para resolver problemas hidrodinámicos en computo paralelo usando una malla adaptativa (Esquivel *et al.*, 2010).

Se consideraron tres zonas:

1. El medio gaseoso el cuál está considerado como la zona que rodea a la roca de Chicxulub inicialmente a temperatura y presión ambiente y con una composición química de 0.16% CO<sub>2</sub>, 30% O<sub>2</sub> en nitrógeno. La presión atmosférica fue de 1 bar el equivalente a una densidad de partículas de  $n = 2.78 \times 10^{16}$  partículas /cm<sup>3</sup> a 298 K.
2. El flujo de gas inyectado por la sublimación del carbonato de calcio (CaCO<sub>3</sub>) tuvo una composición de 50% CO y 50% átomos de oxígeno (O) con una densidad  $n = 1.48 \times 10^{22}$  partículas /cm<sup>3</sup> a una temperatura de 10,000 K.
3. Una capa de carbonato de calcio lugar en donde se produjo un cráter de 946 nm. El cráter fue medido con una película fotográfica en donde se enfocó el láser utilizado en los experimentos de shadowgrafía y espectroscopía (Figura 6.17 A). En la figura 6.17 B se muestran 3 cráteres formados por diferentes pulsos los cuales fueron enfocados a diferentes distancias de la roca. La flecha muestra el diámetro del cráter que fue utilizado en los experimentos con un valor de diámetro total de 946 μm.

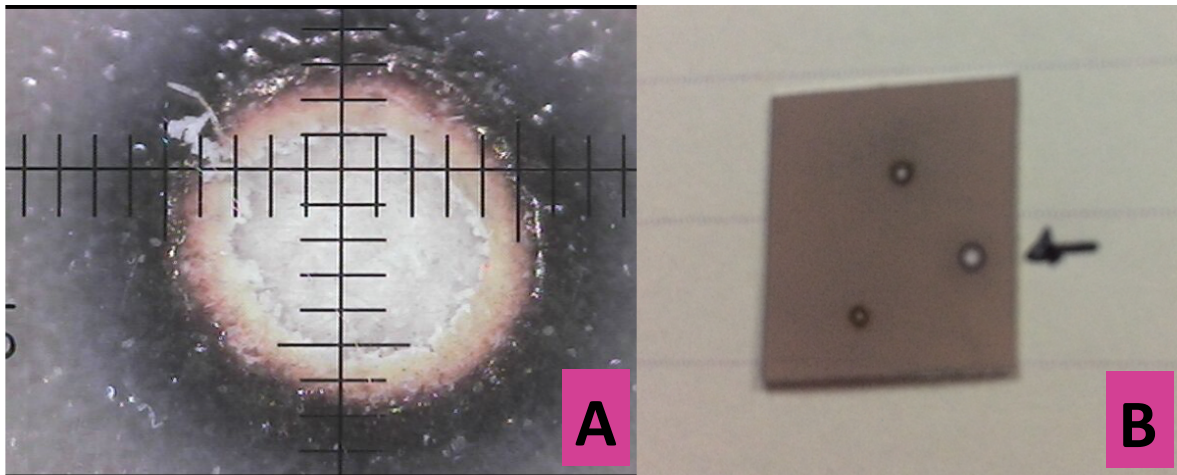


Figura 6.17. Papel fotográfico utilizado para medir el diámetro del pulso en la parte A con un zoom del cráter en el papel y lado derecho B muestra 3 disparos con diferentes diámetros.

Para la modelación de la química producida durante el impacto se utilizó un sistema de 39 reacciones químicas que involucró especies de: nitrógeno atómico (N), oxígeno atómico (O), N<sub>2</sub>, NO, dióxido de nitrógeno (NO<sub>2</sub>), O<sub>2</sub>, nitratos (NO<sub>3</sub>), óxido nitroso (N<sub>2</sub>O), ozono (O<sub>3</sub>), CO<sub>2</sub> y CO. Algunas de las reacciones químicas utilizadas en el modelo se pueden observar en la parte A de la figura 6.14; mientras que en la parte B de la figura se puede observar la malla 2D del código paralelizado Walicxe utilizado para estudiar la evolución del plasma de ablación. En cada celda del cuadrículado mostrado en la figura 6.18 se resuelve la densidad, velocidad en el eje X y en el eje Y,

presión y la concentración de cada especie para los diferentes tiempos utilizados en la modelación.

No.	Reaction	$\alpha$	$\gamma$ [kJ]
1	$N + N + M \rightarrow N_2 + M$	$2.6 \times 10^{-33}$	-3.7
2	$N + O + M \rightarrow NO + M$	$2.6 \times 10^{-33}$	-3.1
3	$N_2 + M \rightarrow N + N + M$	$8.5 \times 10^{-4}$	1102.2
4	$N_2 + e \rightarrow N + N + e$	$8.1 \times 10^{-13}$	0.
5	$NO + M \rightarrow N + O + M$	$3.1 \times 10^{-9}$	628.5
6	$NO + N \rightarrow N_2 + O$	$3.2 \times 10^{-11}$	1.4
7	$NO + O \rightarrow N + O_2$	$1.2 \times 10^{-11}$	169.7
8	$NO + O + M \rightarrow NO_2 + M$	$7.0 \times 10^{-33}$	-5.7
9	$NO + NO + O_2 \rightarrow NO_2 + NO_2$	$3.3 \times 10^{-39}$	-4.4
10	$NO + O_2 + M \rightarrow NO_2 + M$	$5.7 \times 10^{-41}$	1.8
11	$NO + NO \rightarrow N_2 + O_2$	$2.5 \times 10^{-11}$	254.9
12	$NO + NO \rightarrow N_2O + O$	$4.5 \times 10^{-12}$	267.7
13	$NO + O_2 \rightarrow NO_2 + O_2$	$2.3 \times 10^{-12}$	11.7
14	$NO_2 + M \rightarrow NO + O + M$	$1.2 \times 10^{-12}$	117.3
15	$NO_2 + O \rightarrow NO + O_2$	$5.8 \times 10^{-12}$	0.7
16	$NO_2 + O + M \rightarrow NO_3 + M$	$1.7 \times 10^{-33}$	-8.7
17	$NO_2 + N \rightarrow N_2O + O$	$5.8 \times 10^{-12}$	-1.8
18	$NO_2 + O_3 \rightarrow NO_3 + O_2$	$3.2 \times 10^{-13}$	22.1
19	$NO_2 + NO_2 \rightarrow NO + NO + O_2$	$2.7 \times 10^{-12}$	109.3
20	$NO_2 + NO_2 \rightarrow NO_3 + NO$	$5.7 \times 10^{-12}$	96.4
21	$NO_2 + M \rightarrow NO + O_2 + M$	$4.5 \times 10^{-13}$	17.6
22	$NO_3 + O \rightarrow NO_2 + O_2$	$1.0 \times 10^{-11}$	0.
23	$NO_3 + NO \rightarrow NO_2 + NO_2$	$4.8 \times 10^{-12}$	-3.6
24	$NO_3 + NO_2 \rightarrow NO + NO_2 + O_2$	$1.5 \times 10^{-13}$	13.3
25	$N_2O + M \rightarrow N_2 + O + M$	$3.5 \times 10^{-10}$	220.6
26	$N_2O + O \rightarrow N_2 + O_2$	$2.6 \times 10^{-10}$	118.8
27	$N_2O + O \rightarrow NO + NO$	$1.4 \times 10^{-10}$	114.4
28	$N_2O + NO \rightarrow N_2 + NO_2$	$3.6 \times 10^{-10}$	211.5
29	$O + O + M \rightarrow O_2 + M$	$1.7 \times 10^{-34}$	-6.0
30	$O + O_2 + M \rightarrow O_3 + M$	$9.2 \times 10^{-35}$	-4.3
31	$O_2 + M \rightarrow O + O + M$	$5.0 \times 10^{-7}$	493.0
33	$O_2 + e \rightarrow O + O + e$	$4.3 \times 10^{-11}$	0.
34	$O_2 + N \rightarrow NO + O$	$1.5 \times 10^{-10}$	63.1
34	$O_2 + M \rightarrow O_2 + O + M$	$1.2 \times 10^{-9}$	95.5
35	$O_3 + O \rightarrow O_2 + O_2$	$1.2 \times 10^{-11}$	17.6
36	$O_3 + N \rightarrow NO + O_2$	$5.7 \times 10^{-13}$	0.
37	$CO_2 \rightarrow CO + O$	$1.3 \times 10^{-9}$	-424
38	$CO + O \rightarrow CO_2$	$1.7 \times 10^{-33}$	-12.5
39	$CO_2 + N \rightarrow NO + CO$	$3.2 \times 10^{-13}$	-1710.

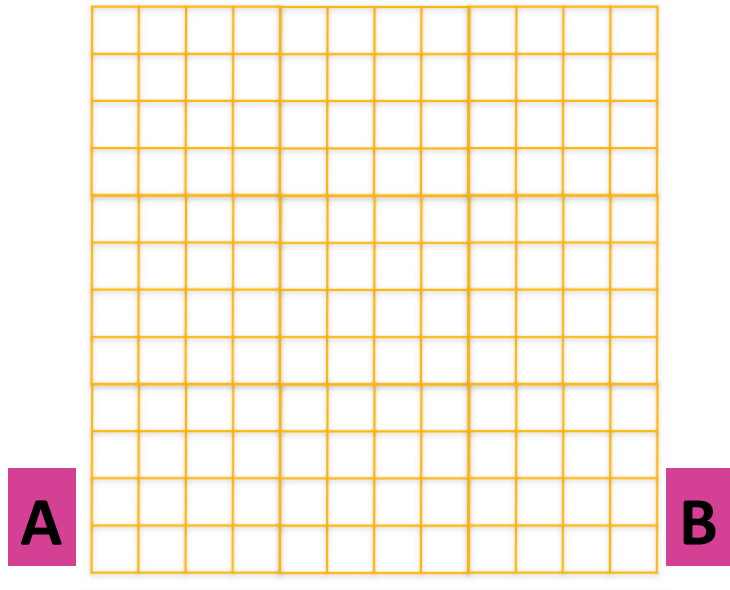


Figura 6.18. Reacciones químicas utilizadas en el modelo hidrodinámico (izquierda parte A) y parte B malla 2D Walicxe paralelizado.

## VII. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Para una mejor discusión y comprensión de los resultados se ha dividido en tres etapas. La primera etapa consistió en el análisis del núcleo de Chicxulub, la segunda etapa en la simulación del impacto por medio de la ablación láser y la tercera etapa sobre las implicaciones de los resultados en el impacto de Chicxulub. La primera etapa se llevó a cabo para tener una mejor idea de cuál es la composición química de los diferentes horizontes del núcleo y así poder seleccionar la muestra más representativa que sirvió para los experimentos de simulación del impacto que se realizaron en la segunda etapa.

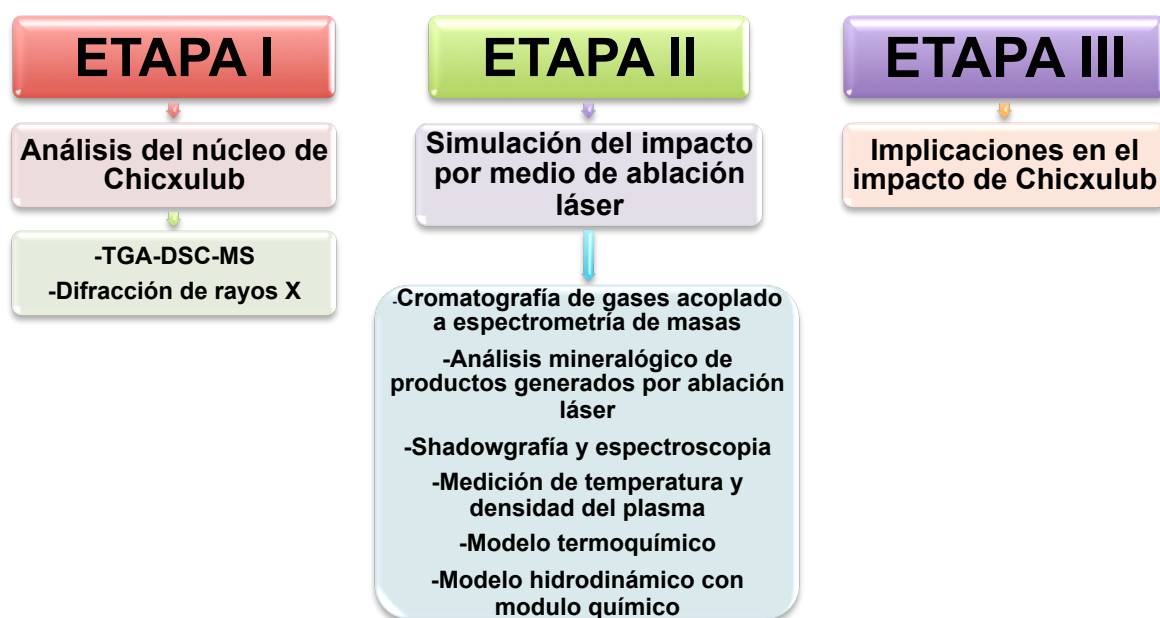


Figura 7.1. Diagrama de flujo de los resultados para el proyecto en Chicxulub dividido en 2 etapas: Etapa I. Análisis del núcleo de Chicxulub, y Etapa II. Simulación del impacto por medio de ablación láser.

### ETAPA I. Análisis del núcleo de Chicxulub

En la tabla 7.1 se muestra el inventario de las muestras que se analizaron para los 37 horizontes provenientes del núcleo de perforación YAX-1 del cráter de Chicxulub en Yucatán, México. Se pueden observar las diferentes profundidades a las que se seleccionaron los horizontes describiendo el número de caja y la posición de donde se tomo la muestra. En la tabla se presenta el nombre de análisis que se utilizó para el estudio de difracción de rayos X en el Instituto de Geología de la UNAM; éste nombre también se utilizó en la técnica de TGA-DSC-MS para los diferentes horizontes en el





Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

laboratorio de Química de plasmas y estudios planetarios en el Instituto de Ciencias Nucleares, también en la UNAM. Las muestras varían de una profundidad de 599.5 m a 1,500.01 m con una variación de 40-50 m entre cada una. El límite K/Pg se encuentra entre los 794.4 m hasta los 894.9 m, por debajo de los 894.9 m se encuentran los sedimentos del Cretácico (más antiguos) y por encima de los 794.4 m los del Paleógeno (más recientes). Fue importante caracterizar algunos horizontes característicos de toda la columna estratigráfica para poder determinar cuáles serían los volátiles que se liberarían en el momento del impacto y poder determinar cuál sería su efecto al ambiente.

Tabla 7.1. Inventario de muestras analizadas del núcleo YAX-1 del cráter de Chicxulub.

Muestra	d (cm)	Profundidad (m)	Nombre de análisis	TGA-DSC-MS	Rayos X
88	M-88-1	599.50	DRX-1	X	X
96	M-96-20	618.60	DRX-2	X	X
102	M-102-12	629.96	DRX-3	X	X
108	M-108-7	641.91	DRX-4	X	X
113	M-113-1	653.13	DRX-5	X	X
119	M-119.12	666.23	DRX-6	X	X
125	M-125-1	678.41	DRX-7	X	X
131	M-131-3	692.60	DRX-8	X	X
134	M-134-1	697.97	DRX-9	X	X
135	M-135-3	715.89	DRX-11	X	X
142	M-142-5	756.08	DRX-10	X	X
166	M-116-12	769.78	DRX-12	X	X
180	M-180-9	799.84	DRX-13	X	X
191	M-191-1	822.24	DRX-14	X	X
197	M-197-14	836.72	DRX-15	X	X
206	M-206-3	855.07	DRX-16	X	X
212	M-212-10	869.09	DRX-17	X	X
217	M-217-4	879.38	DRX-18	X	X
224	M-224-8	895.10	DRX-19	X	X
227	M-227-4	900.51	DRX-20	X	X
246	M-246-3	941.33	DRX-21	X	X
264	M-264-11	979.82	DRX-22	X	X
264	M-264-19	980.13	DRX-23	X	X
286	M-286-2	1029.98	DRX-24	X	X
303	M-303-9	1078.74	DRX-25	X	X

321	M-321-1	1127.50	DRX-26	X	X
325	M-325-6	1139.39	DRX-27	X	X
327	M327-8	1145.30	DRX-28	X	X
329	M-329-5	1150.72	DRX-29	X	X
347	M-347-9	1203.34	DRX-30	X	X
362	M-362-3	1244.17	DRX-31	X	X
377	M-377-3	1286.25	DRX-32	X	X
392	M-392-1	1328.26	DRX-33	X	X
407	M-407-3	1369.63	DRX-34	X	X
419	M-419-3	1403.05	DRX-35	X	X
437	M437-2	1452.49	DRX-36	X	X
454	M-454-10	1500.01	DRX-37	X	X

## 7.1 TGA-DSC-MS

A continuación se muestran los resultados obtenidos para la caracterización de la muestra de la caja 264 para la profundidad de 980.13 m, así como de muestras de estándares para carbonatos y sulfatos. Una vez concluida la caracterización inicial de la caja 264 se procedió a hacer los análisis de los diferentes horizontes del núcleo de perforación YAX-1 que van de profundidades de 599.5 m a 1,500.01 m. Como se muestra en la tabla 7.1.

- **Profundidad de 980.13 m**

En esta sección se presentan los resultados de los análisis para la muestra que corresponde a la profundidad de 980.13 m por la técnica de TGA-DSC-MS. También se utilizaron estándares de carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ), carbonato de magnesio ( $\text{MgCO}_3$ ), sulfato de calcio ( $\text{CaSO}_4$ ) y sulfato de magnesio ( $\text{MgSO}_4$ ). Esto se realizó para poder identificar cuáles eran los minerales presentes en las muestras estudiadas. De las figuras 7.2 a 7.6 el panel A corresponde en color azul a los resultados de TGA, en rojo a los resultados de DSC y el panel B a los resultados de MS.

La figura 7.2 corresponde al análisis para la profundidad a 980.13 m de un núcleo de la caja No. 264, tomada a una distancia de 113 cm del inicio del núcleo. El panel A corresponde a los resultados de TGA-DSC durante un calentamiento de 30 – 1,450°C. La muestra inicia con un peso del 100% y conforme se va calentando en el horno se empieza a perder peso, mostrado en color azul en la gráfica. Al calentarse a una temperatura aproximada de 500°C se observa una pequeña pérdida de peso y posteriormente una caída de peso abrupta entre 700°C - 800°C perdiéndose un total de 43% del peso original. Conforme se sigue calentando la muestra hasta 1,400°C no se

observa ningún cambio apreciable de pérdida de peso. En color rojo se muestra el flujo de calor; una pendiente negativa indica absorción de energía en la muestra mientras que una pendiente positiva (pico) indica que hay una liberación de energía. Se puede observar un pico aproximadamente a 770°C ya que hubo una liberación de calor que corresponde a la descomposición de la muestra que coincide con la pérdida de peso en color azul. Aproximadamente a 1,350 °C hay una pendiente negativa con un mínimo a 1,375°C lo cual indica que la muestra estuvo absorbiendo energía. Hay una liberación de energía a los 1,425°C la cual no está relacionada con un cambio de peso en la muestra. Esto sugiere que hubo un cambio de fase de la muestra, probablemente una transición de estado, pasando de amorfo a cristalino. El panel B muestra las curvas de intensidad por espectrometría de masas para los cuatro gases de interés para el proyecto, correspondientes al óxido nítrico (NO) en color azul con una  $m/z=30$ ; en color verde al cloruro de hidrógeno (HCl) con una  $m/z= 36$ ; en color rojo al dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) con una  $m/z 44$  y finalmente en color rosa al dióxido de azufre (SO<sub>2</sub>) con una  $m/z 64$ . No se observa ninguna liberación de NO y HCl; sin embargo, se puede observar que hay un aumento pequeño en las pendientes de ambos compuestos hasta llegar a los 1,460°C. Para el caso del CO<sub>2</sub>, éste fue el componente principal observado en el experimento debido a su respuesta tan intensa (pico muy alto) mostrado por un aumento de casi dos órdenes de magnitud. Este pico coincide con la pérdida de peso observada por TGA-DSC que corresponde a 770°C; indicando que el componente principal de esta muestra es un carbonato que se descompone a esta temperatura. Se puede observar unos picos de CO<sub>2</sub> entre 250 - 570°C, lo cual sugiere que hay pequeñas cantidades de otros carbonatos que descomponen a temperaturas menores. Para el SO<sub>2</sub> se muestra una pequeña liberación a una temperatura aproximada de 1,400°C. La intensidad de este compuesto es tres órdenes de magnitud menor que para el CO<sub>2</sub>.

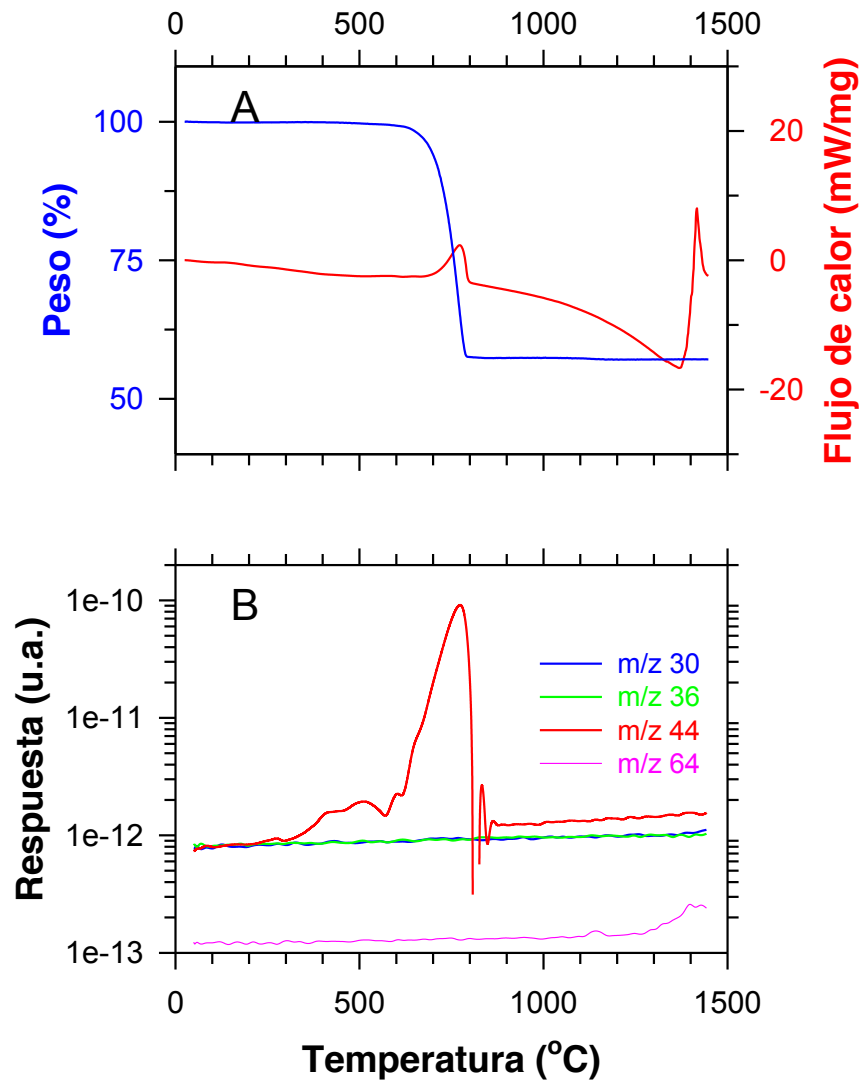


Figura 7.2. Análisis de TGA-DSC-MS para la profundidad de 980.13 m. Panel superior (A) muestra la pérdida de peso (color azul) y el flujo de calor (color rojo) de un núcleo de la caja No. 264 durante el calentamiento de 30 a 1,450°C. El panel inferior (B) muestra los gases liberados que fueron analizados por espectrometría de masas: óxido nítrico (NO):  $m/z=30$ ; cloruro de hidrógeno (HCl)  $m/z=36$ ; dióxido de carbono ( $CO_2$ ):  $m/z=44$ ; y dióxido de azufre ( $SO_2$ ):  $m/z=64$ .

- **Estándar de carbonato de calcio**

La figura 7.3 muestra el análisis de TGA-DSC-MS para un estándar de  $\text{CaCO}_3$  en forma de calcita. En el panel superior A se muestra la pérdida de peso en color azul y el flujo de calor en color rojo durante un calentamiento de 30 – 1,450°C. Se puede observar que existe una pérdida de peso que inicia a 660°C llegando a una pérdida máxima a 815°C correspondiendo a una pérdida de 43% de peso. Existe una liberación de calor a una temperatura de 805°C que coincide con la pérdida de peso. Adicionalmente existe otra liberación de calor a 1,400°C que no está asociada con la pérdida de peso, lo cual sugiere que hubo una transición de fase. El panel B muestra las curvas de intensidad por espectrometría de masas para los cuatro gases de interés para el proyecto, correspondientes al óxido nítrico (NO) en color azul con una  $m/z=30$ ; en color verde al cloruro de hidrógeno (HCl) con una  $m/z= 36$ ; en color rojo al dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) con una  $m/z 44$  y finalmente en color rosa al dióxido de azufre ( $\text{SO}_2$ ) con una  $m/z 64$ . Se observa solamente un pico que corresponde a  $\text{CO}_2$  y cuyo máximo se encuentra a 812°C. No hubo liberación de NO, HCl y de  $\text{SO}_2$ . El comportamiento de TGA-DSC-MS es idéntico al observado para la muestra de 980.13 m reportada en la figura 7.2; ésta similitud indica que la muestra está constituida principalmente por  $\text{CaCO}_3$  en forma de calcita.

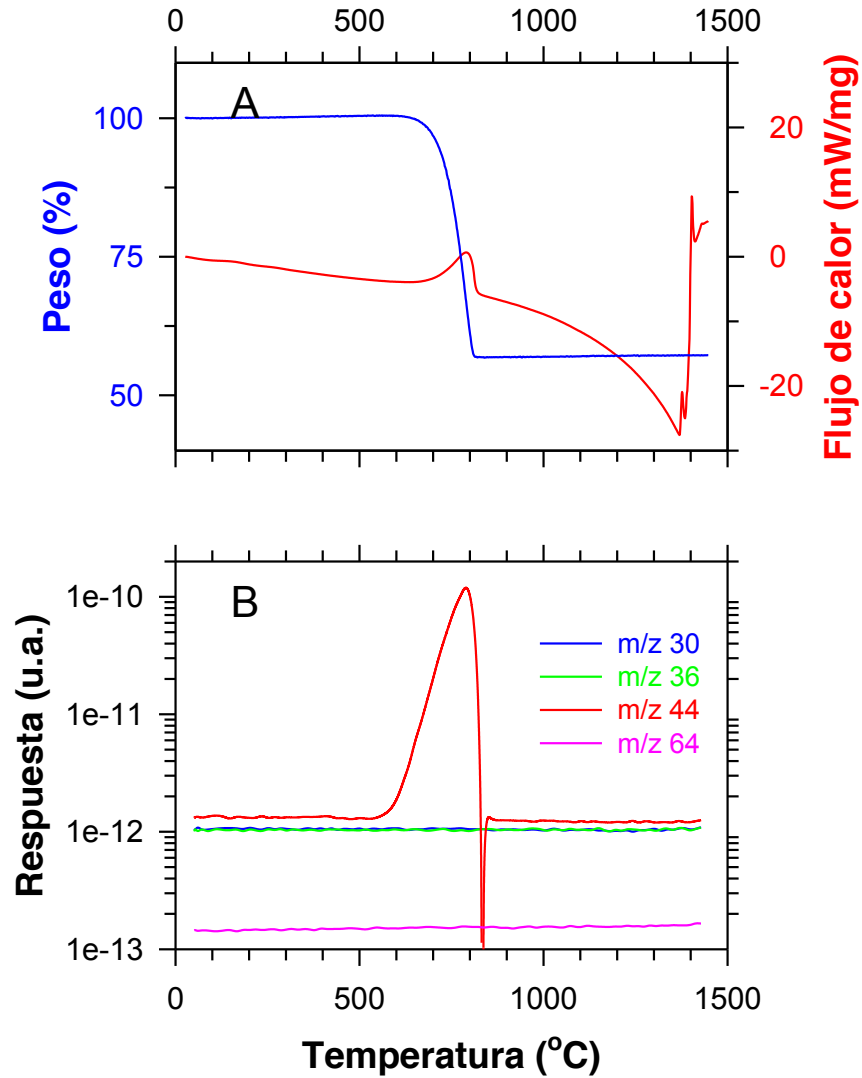


Figura 7.3. Análisis de TGA-DSC-MS con estándar de carbonato de calcio. Panel superior (A) muestra la pérdida de peso (color azul) y el flujo de calor (color rojo) de una muestra estándar de carbonato de calcio durante el calentamiento de 30 a 1,450°C. El panel inferior (B) muestra los gases liberados que fueron analizados por espectrometría de masas: óxido nítrico (NO): m/z=30; cloruro de hidrógeno (HCl) m/z= 36; dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>): m/z 44; y dióxido de azufre (SO<sub>2</sub>): m/z 64.

- **Estándar de carbonato de magnesio**

La figura 7.4 muestra el análisis de TGA-DSC-MS para un estándar de  $\text{MgCO}_3$ . En el panel superior A se muestra la pérdida de peso en color azul y el flujo de calor en color rojo durante un calentamiento de 30 – 1,450°C. Se puede observar una caída rápida de peso desde 50°C, siendo más notorio a 240°C y posteriormente cambio de pendiente a 400°C llegando a un máximo de composición a 500°C, con una pérdida de masa de aproximadamente 55%. Hay dos liberaciones de calor, una ubicada a 270°C y la otra a 490°C, que coincide con las pérdidas de peso detectadas en color azul. El panel B muestra las curvas de intensidad por espectrometría de masas para los cuatro gases de interés para el proyecto, correspondientes al óxido nítrico (NO) en color azul con una  $m/z=30$ ; en color verde al cloruro de hidrógeno (HCl) con una  $m/z= 36$ ; en color rojo al dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) con una  $m/z$  44 y finalmente en color rosa al dióxido de azufre ( $\text{SO}_2$ ) con una  $m/z$  64. Se observa la liberación de dos picos de  $\text{CO}_2$ , primero un pico pequeño a 270°C y posteriormente el pico principal a 470°C. Estos picos coinciden con la pérdida de peso observada en el panel A. No se observó la liberación de de NO, HCl y de  $\text{SO}_2$ . El comportamiento de TGA-DSC-MS de la figura 7.2 muestra una pequeña liberación de  $\text{CO}_2$  en el rango de temperatura de 250 - 570°C que coincide con el estándar de carbonato de magnesio mostrado en la figura 7.4.



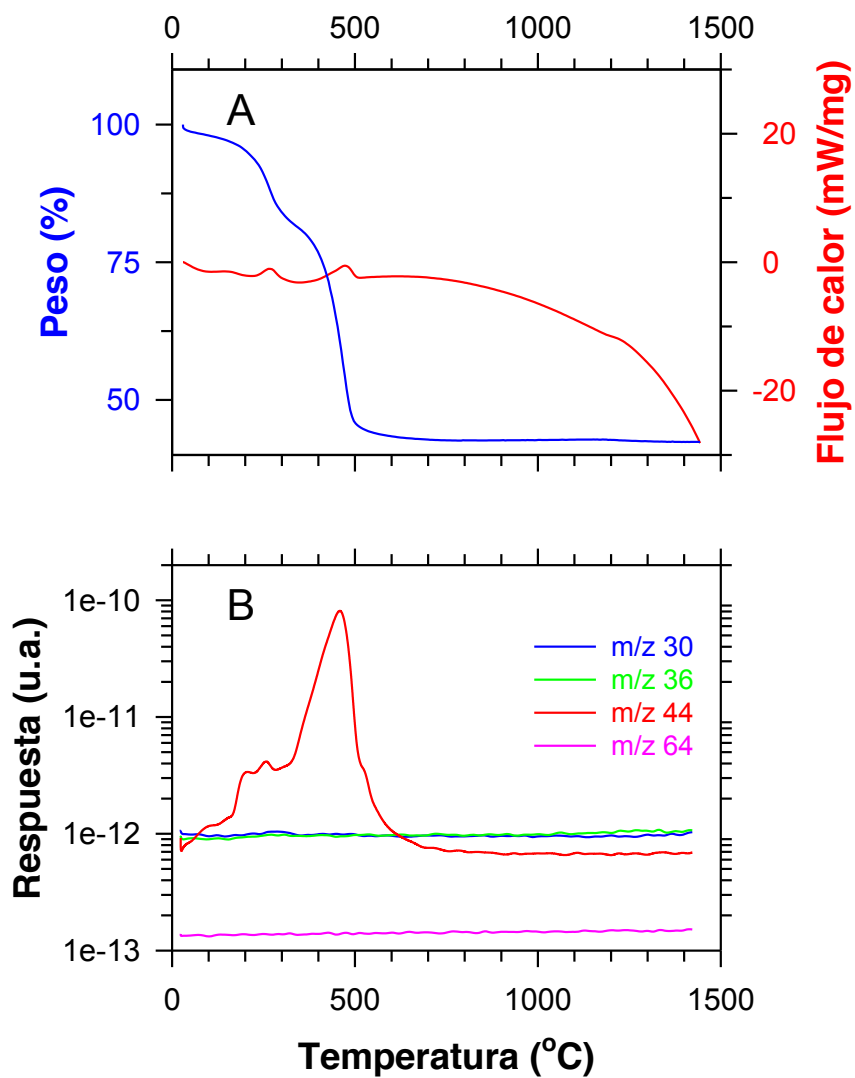


Figura 7.4. Análisis de TGA-DSC-MS con estándar de carbonato de magnesio. Panel superior (A) muestra la pérdida de peso (color azul) y el flujo de calor (color rojo) de una muestra estándar de carbonato de magnesio durante el calentamiento de 30 a 1,450°C. El panel inferior (B) muestra los gases liberados que fueron analizados por espectrometría de masas: **óxido nítrico (NO): m/z=30**; **cloruro de hidrógeno (HCl) m/z= 36**; **dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>): m/z 44**; y **dióxido de azufre (SO<sub>2</sub>): m/z 64**.

- **Estándar de sulfato de calcio**

La figura 7.5 muestra el análisis de TGA-DSC-MS para un estándar de  $\text{CaSO}_4$ . En el panel superior A se muestra la pérdida de peso en color azul y el flujo de calor en color rojo durante un calentamiento de 30 – 1,450°C. Existe una pérdida de peso de 11% a 120°C que corresponde a la liberación de agua de cristalización de la muestra. Esto se pudo observar por espectrometría de masas siguiendo la masa 18; sin embargo, por simplicidad no se muestra en éste trabajo. Existe otra pérdida de peso notable que inicia a 1,200°C y concluye a 1,400°C perdiéndose 46% del peso que corresponde a la descomposición del sulfato. Se observan 3 picos en color rojo de liberación de calor que corresponden a 167°C relacionado con la pérdida de agua, otro a 1,250°C que corresponde a la pérdida de  $\text{SO}_2$  y a 1,411°C que no está asociado a una pérdida de peso. Existe una absorción de calor (pico negativo) a 1,405°C y que junto con la pérdida a 1,411°C están asociados probablemente a una transición de fase. El panel B muestra las curvas de intensidad por espectrometría de masas para los cuatro gases de interés para el proyecto, correspondientes al óxido nítrico (NO) en color azul con una  $m/z=30$ ; en color verde al cloruro de hidrógeno (HCl) con una  $m/z= 36$ ; en color rojo al dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) con una  $m/z 44$  y finalmente en color rosa al dióxido de azufre ( $\text{SO}_2$ ) con una  $m/z 64$ . Se puede observar una pequeña liberación de NO y  $\text{CO}_2$  a una temperatura de 196°C que coincide aproximadamente con la pérdida de agua mostrada en el panel A y que es posible que se deba a la descomposición de pequeñas cantidades de materia orgánica presente en la muestra. El pico principal es la liberación de  $\text{SO}_2$  que tiene un máximo a 1,365°C y que corresponde a la segunda pérdida de peso de la muestra. El comportamiento de éste estándar tiene similitud a la encontrada en la figura 7.2 lo cual indica que existen muy pequeñas cantidades de sulfato de calcio en la muestra.

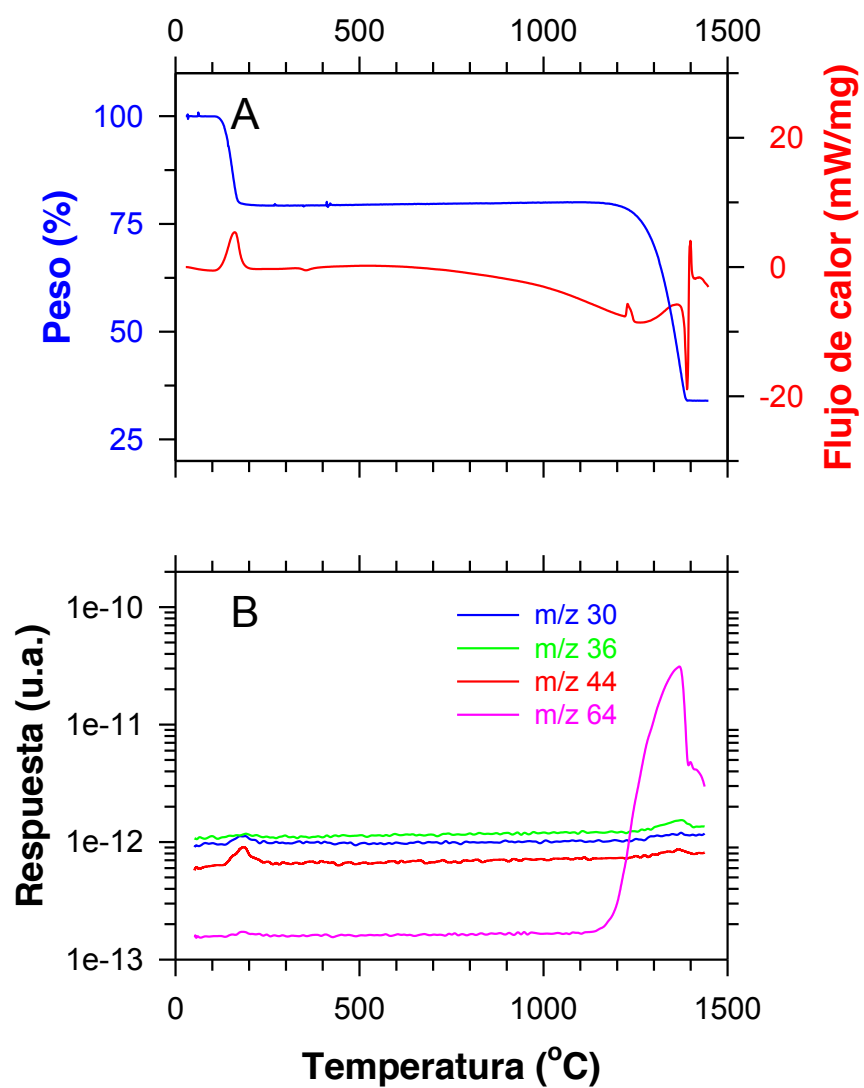


Figura 7.5. Análisis de TGA-DSC-MS con estándar de sulfato de calcio. Panel superior (A) muestra la pérdida de peso (color azul) y el flujo de calor (color rojo) de una muestra estándar de sulfato de calcio hidratado durante el calentamiento de 30 a 1,450°C. El panel inferior (B) muestra los gases liberados que fueron analizados por espectrometría de masas: óxido nítrico (NO): m/z=30; cloruro de hidrógeno (HCl) m/z= 36; dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>): m/z 44; y dióxido de azufre (SO<sub>2</sub>): m/z 64.

- **Estándar de sulfato de magnesio**

La figura 7.6 muestra el análisis de TGA-DSC-MS para un estándar de  $\text{MgSO}_4$ . En el panel superior A se muestra la pérdida de peso en color azul y el flujo de calor en color rojo durante un calentamiento de 30 – 1,450°C. La muestra empieza perdiendo gradualmente peso hasta 300°C en donde cae abruptamente y pierde alrededor de 13% de su peso original. La primera parte se debe a la pérdida de agua absorbida por la muestra mientras que la caída abrupta se debe a la pérdida de agua pero por cristalización. Posteriormente hay otra pérdida de peso del 55% a una temperatura que inicia entre 920°C y termina en 1,150°C; ésta pérdida se debe a la descomposición del sulfato a  $\text{SO}_2$ . La curva de DSC muestra dos picos principales, uno a 340°C que corresponde a la pérdida de agua de cristalización y el segundo a 1,140°C que corresponde a la descomposición del sulfato. El panel B muestra las curvas de intensidad por espectrometría de masas para los cuatro gases de interés para el proyecto, correspondientes al óxido nítrico (NO) en color azul con una  $m/z=30$ ; en color verde al cloruro de hidrógeno (HCl) con una  $m/z= 36$ ; en color rojo al dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) con una  $m/z$  44 y finalmente en color rosa al dióxido de azufre ( $\text{SO}_2$ ) con una  $m/z$  64. Se puede observar un pequeño pico de  $\text{CO}_2$  a 390°C que puede corresponder a la descomposición de materia orgánica. El pico principal fue  $\text{SO}_2$  que tuvo una liberación máxima a 1,140°C y que coincide con la pérdida principal de peso del panel A y el segundo pico de DSC. El comportamiento de éste estándar no se observó en la muestra estudiada en la figura 7.2, lo cual sugiere que no existe una cantidad importante de sulfato de magnesio en el material analizado.

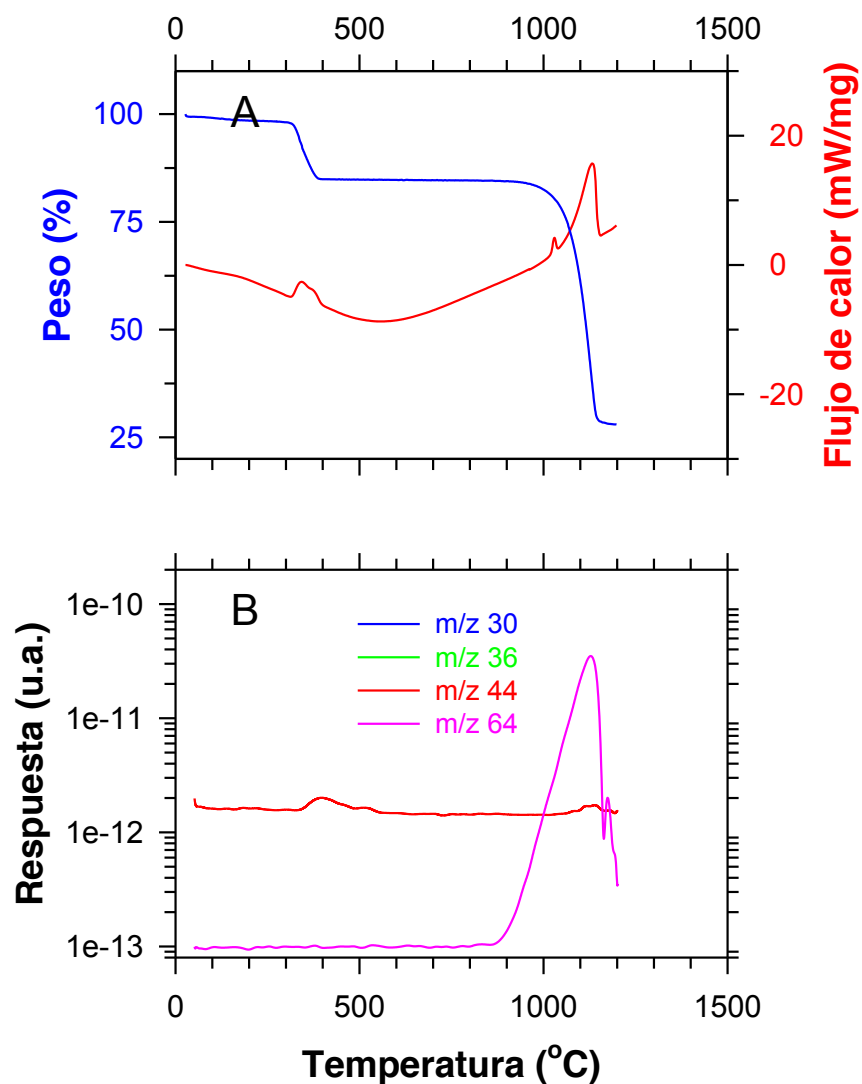


Figura 7.6. Análisis de TGA-DSC-MS con estándar de sulfato de magnesio. Panel superior (A) muestra la pérdida de peso (color azul) y el flujo de calor (color rojo) de una muestra estándar de sulfato de magnesio durante el calentamiento de 30 a 1,450°C. El panel inferior (B) muestra los gases liberados que fueron analizados por espectrometría de masas: óxido nítrico (NO):  $m/z=30$ ; cloruro de hidrógeno (HCl)  $m/z= 36$ ; dióxido de carbono ( $CO_2$ ):  $m/z 44$ ; y dióxido de azufre ( $SO_2$ ):  $m/z 64$ .

- **Profundidad de 599.5 m a 1,500.01 m**

La figura 7.7 muestra algunas curvas selectas a diferentes profundidades del núcleo por TGA descritas en la tabla 7.1. El patrón de pérdida de peso en todos los casos es muy parecido y coincide con la descomposición de calcita mostrada en la figura 7.3. Sin embargo, las pérdidas de peso varían para las diferentes muestras; ésto se debe a que las muestras tienen diferentes contenidos de aluminosilicatos que no se descomponen en el rango de temperatura estudiado.

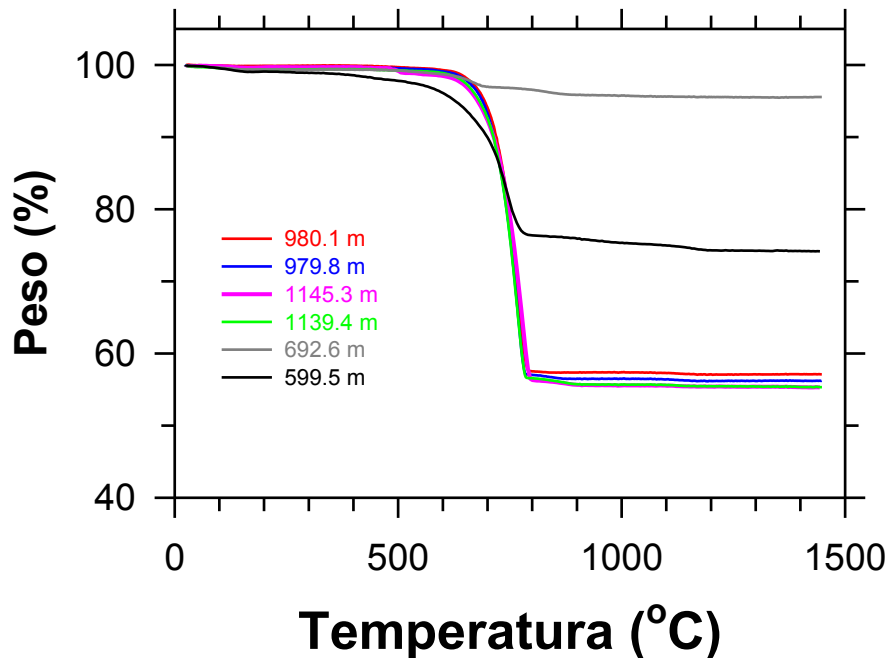


Figura 7.7. Curvas de TGA para diferentes profundidades del núcleo YAX-1 de sedimento de Chicxulub.

Los crisoles después de haber sido utilizados y haber sido sometidos al tratamiento de limpieza como se describe en la parte 6.1 normalmente se vuelven a utilizar en los análisis de TGA-DSC-MS. Sin embargo, en este proyecto no se pudo reutilizar los crisoles debido a que se fragmentaban después del primer análisis. Las muestras son ricas en carbonatos que al calentarse se descomponen a  $\text{CO}_2$  y óxido de calcio ( $\text{CaO}$ ). Sin embargo, hay una presencia alta de aluminosilicatos en las muestras, en donde los materiales quedan en estado líquido que al enfriarse en el horno se solidifican formando vidrios que se expanden y rompen los crisoles (Figura 7.8), poniendo en riesgo el soporte utilizado para la colocación de las muestras el cual es muy costoso. Por tal motivo, se decidió usar exclusivamente crisoles nuevos para este estudio.

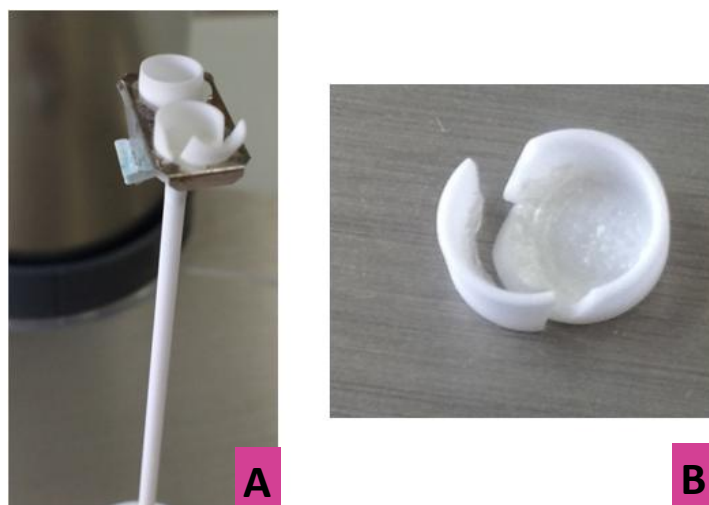


Figura 7.8. Crisoles fragmentados por el alto contenido de silicatos en las muestras. Parte derecha A se muestra el crisol roto en el soporte y parte B del lado izquierdo se puede observar los vidrios formados en el crisol.

En la figura 7.9 se muestra la variación del contenido de los siguientes volátiles:  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{HCl}$  y  $\text{NO}$  que son liberados térmicamente por los diferentes horizontes del núcleo de Chicxulub y que fueron detectados por espectrometría de masas. Para los diferentes horizontes del núcleo se hicieron los análisis de TGA-DSC-MS por duplicado y en algunos casos triplicados cuando era inconsistente alguno de los resultados de los análisis. Se obtuvo el promedio y desviación estándar de los análisis y estos valores fueron graficados con barras de error como se muestra en la figura 7.9. Se puede observar como varían los diferentes gases a lo largo de los 37 diferentes horizontes del núcleo de perforación YAX-1 para profundidades desde 599.5 m a 1,500.01 m. En color rojo se muestra al  $\text{CO}_2$ , siendo éste el componente dominante en las diferentes secuencias con valores de  $\sim 800$  g de  $\text{CO}_2$  / kg de roca. Se observan máximos de abundancia que oscilan de 30 - 100 g de  $\text{CO}_2$  / kg de roca en las siguientes profundidades: a 640 m, 700 m, 820 m y 1,400 m. Los horizontes con el menor contenido de  $\text{CO}_2$  se presentaron en 880 m y 1,079 m donde la abundancia de  $\text{CO}_2$  varió entre 5 - 10 g de  $\text{CO}_2$  / kg de roca. En color azul se muestra el perfil del  $\text{SO}_2$  en donde la concentración de  $\text{SO}_2$  estuvo entre 1 - 3 g de  $\text{SO}_2$  / kg de roca. La concentración máxima de abundancia corresponde al horizonte de 1,079 m y 1,400 m y tiene un valor que varía entre 18 - 94 g de  $\text{SO}_2$  / kg de roca. El perfil de  $\text{HCl}$  indicado en color verde está presente en concentraciones bajas variando desde 0.06 - 1.6 g de  $\text{HCl}$  / kg de roca. Por último en color rosa se muestra al  $\text{NO}$ , el cual también fue otro componente minoritario cuya concentración varió de 0.05 - 1.5 g de  $\text{NO}$  / kg de roca. La línea verde oscura continua muestra los análisis para la caja 264 con una profundidad de 980.13 m, la cual fue utilizada en la segunda etapa del proyecto. También se

muestra la línea correspondiente al límite K/Pg delimitado por las dos líneas de color gris.

En los análisis de TGA-DSC-MS fue la primera vez que se encontraron muestras con pequeñas cantidades de sulfatos. La mayor abundancia de sulfatos se encontró a 1,079 m y a 1,400 m de profundidad. Sin embargo, las muestras utilizadas tienen una separación en profundidad de 40 - 50 m por lo que no se ve con mucha resolución los cambios que puede tener y posiblemente podría haber una mayor cantidad de sulfatos en los puntos que no fueron analizados. Por lo tanto, sería deseable en un estudio futuro analizar más muestras a mayor resolución a estas profundidades, entre 15 y 20 m de diferencia o inclusive menos.

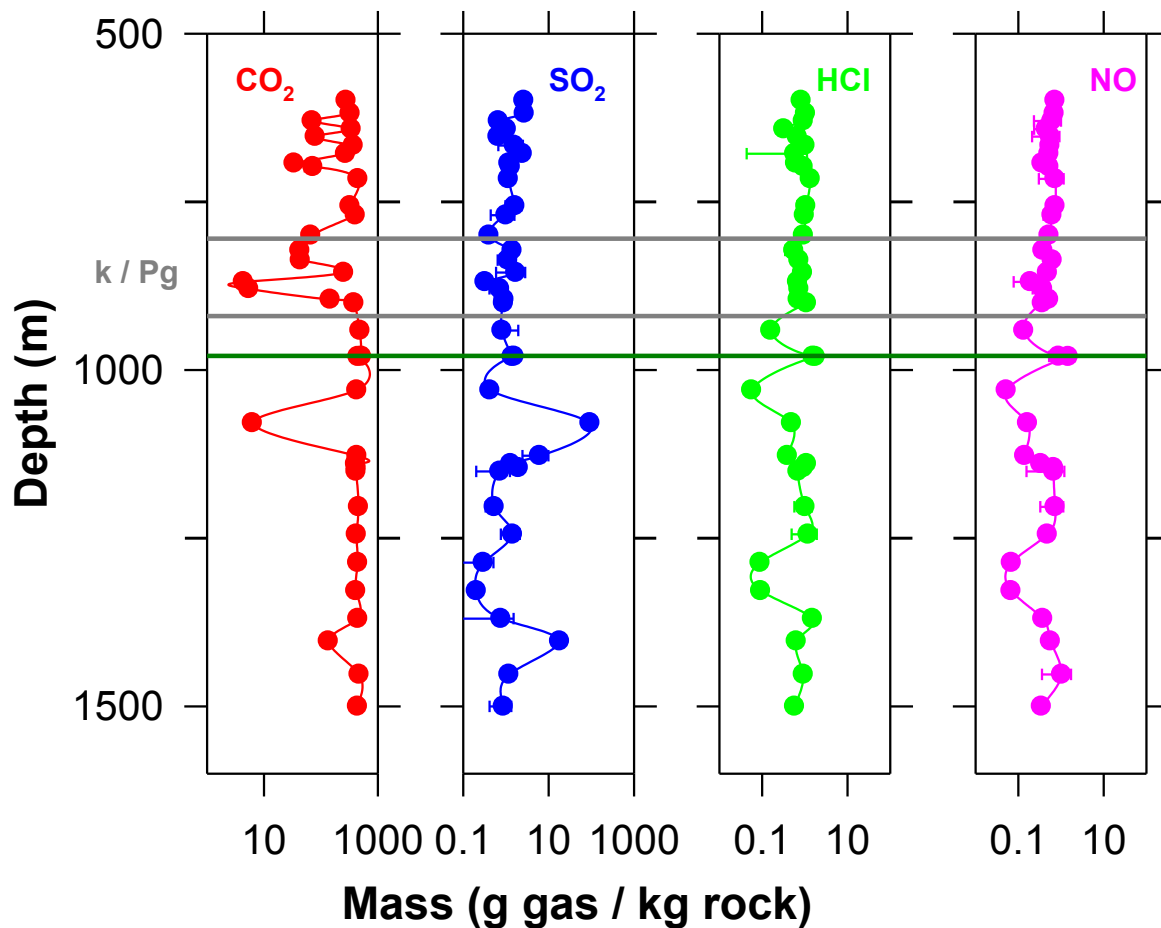


Figura 7.9. Volátiles liberados del núcleo de perforación YAX-1 para profundidades desde 599.5 m a 1,500.01 m determinada por TGA-DSC-MS. En color rojo se muestra al dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), de color azul al dióxido de azufre (SO<sub>2</sub>), con un color verde al cloruro de hidrógeno (HCl); y de color rosa al óxido nítrico (NO). Las líneas grises muestran el intervalo en las profundidades del núcleo que corresponden a las fronteras del Cretácico-Paleógeno (K/Pg); mientras que la línea verde oscuro corresponde al horizonte 980.13 m utilizado para los experimentos de ablación láser.



Con los datos de TGA-DSC-MS mostrados en la figura 7.9 se obtuvieron los valores promedio integrando el área bajo las curvas de cada panel de la figura de los componentes principales. Se llevó a cabo éste análisis para las muestras de las capas de 900 m a 1,500.01 m (que se encuentran por debajo del límite K/Pg) y que generaron por volatilización térmica 387.2 g de CO<sub>2</sub> por kg, 9.9 g de SO<sub>2</sub> por kg, 0.7 g de HCl por kg y 0.4 g de NO por cada kg de muestra.

## 7.2 Difracción de rayos X

A continuación se muestran los resultados obtenidos para la profundidad de 980.13 m que corresponde al límite K/Pg y para las diferentes profundidades de los estratos del núcleo YAX-1 que van de profundidades de 599.5 m a 1,500.01 m.

- **Profundidad de 980.13 m**

La tabla 7.2 muestra los resultados obtenidos por la técnica de difracción de rayos x para la profundidad de 980.13 m (113 cm), en donde se puede observar que el contenido principal de la muestra corresponde a calcita (CaCO<sub>3</sub>), seguido de cuarzo (SiO<sub>2</sub>), halita (NaCl) y arcillas. Se decidió trabajar con ésta muestra para los experimentos de la etapa II en la simulación del impacto por medio de ablación láser. Esta profundidad corresponde al límite K/Pg en donde la identificación de su contenido mineralógico por difracción de rayos X coincide con lo que se conoce sobre las condiciones de las rocas que se tenían en el momento del impacto (principalmente carbonatos).

Tabla 7.2. Resultados de difracción de rayos x para la profundidad de 980.13 m (113 cm). Adaptado de los resultados obtenidos en el laboratorio de Difracción de Rayos X del Instituto de Geología de la UNAM.

CLAVE USUARIO	FASES IDENTIFICADAS	FICHAS PDF	SEMICUANT (RIR, %)
DRX-23	Calcita: CaCO <sub>3</sub>	ICSD 98 007 9674	86
	Cuarzo: SiO <sub>2</sub>	ICSD 98 064 7406	6
	Halita: NaCl	ICSD 98 018 1148	1
	Silvita: KCl	ICSD 98 024 0586	1
	Paligorskita: (Mg·Al) <sub>2</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH)·4(H <sub>2</sub> O)	ICSD 98 009 7694	6

- **Profundidad de 599.5 m a 1,500.01 m**

Utilizando los resultados obtenidos por difracción de rayos X por medio de un análisis semicuantitativo con el método de RIR se pudo obtener la composición química mineralógica para toda la columna estratigráfica del núcleo de perforación YAX-1 que varía con una profundidad de 599.5 m hasta 1,500.01 m haciendo un total de 37 horizontes.

La figura 7.10 muestra 6 paneles correspondientes a los perfiles de carbonatos ( $\text{CO}_3^{2-}$ ) en color rojo, sílice ( $\text{SiO}_2$ ) en color rosa, aluminosilicatos ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{SiO}_2$ ) en color azul cielo, sulfatos ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) en color azul oscuro, cloruros ( $\text{Cl}^{-1}$ ) de color verde y minerales de hierro ( $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$ ) con un color café. En el primer panel se pueden observar los minerales de carbonatos encontrados en las muestras que estuvieron dominados principalmente por calcita ( $\text{CaCO}_3$ ) en las profundidades desde 1,500.01 m hasta 1,150 m; mientras que la dolomita ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ) se encontró en abundancias importantes en profundidades mayores a 1,200 m. Se encontraron pequeñas cantidades (1 %) de siderita ( $\text{FeCO}_3$ ) en algunos de los horizontes como sería a los 600 m, 630 m y 1,128 m. En el segundo panel se encuentran los minerales de sílice ( $\text{SiO}_2$ ) en el cual la fase que se encontró con mayor frecuencia fue el cuarzo que es estable a bajas temperaturas ( $< 870^\circ\text{C}$ ). Solamente en el perfil más superficial de 600 m se encontró otra forma de sílice que corresponde a cristobalita la cuál es la fase cúbica de alta temperatura ( $> 1,470^\circ\text{C}$ ) del sílice. En el tercer panel se encuentran los aluminosilicatos donde las fases más comunes fueron plagioclasa intermedia ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  a  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ), feldespato potásico ( $(\text{K},\text{Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$ ), arcillas, (silicatos hidratados de alumina cuya fórmula general es  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ); los cuales pueden ser de tipo esmectita, kaolinita, micaltita, vermiculita, paligorskita, zeolita y epidota ( $\text{Ca}_2(\text{Al},\text{Fe})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$ ). El cuarto panel corresponde a los sulfatos de los cuales se encontraron dos fases, el yeso ( $\text{Ca}(\text{SO}_4)_2 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ ) y anhidrita ( $\text{CaSO}_4$ ). La mayor abundancia de yeso se encontró a 1,400 m de profundidad mientras que la mayor abundancia de anhidrita se detecto a 1,079 m. Sin embargo, las muestras utilizadas tienen una separación en profundidad de 40-50 m de separación por lo que no se ve con mucha resolución los cambios que puede tener, ya que podría haber una mayor cantidad de sulfatos en los puntos que no fueron analizados. Por lo tanto, se recomendaría en un futuro correr más muestras a mayor resolución a estas profundidades, entre 15 y 20 m de diferencia o inclusive menos. Para el quinto panel contiene a los cloruros presentes en los horizontes en donde sólo se detecto halita ( $\text{NaCl}$ ). Finalmente para el último panel que corresponde a las fases de hierro que estuvieron compuestas por hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ), siderita ( $\text{FeCO}_3$ ) y pirita ( $\text{FeS}_2$ ). Hay pequeñas cantidades de hierro presentes en la arcilla epidota que no fueron considerados para el panel de mineral de hierro.

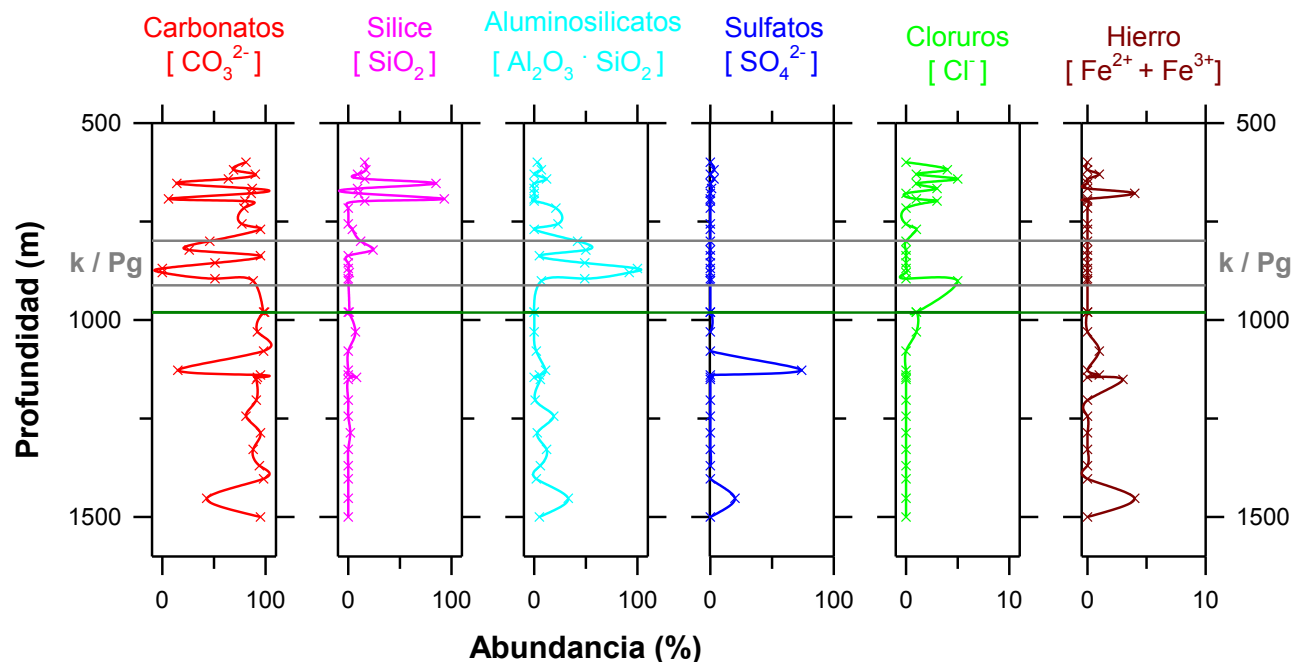


Figura 7.10. Composición química del núcleo de perforación YAX-1 para profundidades desde 599.5 m a 1,500.01 m determinada por difracción de rayos X. Se pueden observar 6 horizontes que corresponden a los carbonatos (rojo), sílice (rosa), aluminosilicatos (azul claro), sulfatos (azul oscuro), cloruros (verde) y minerales de hierro (café). Las líneas grises muestran el intervalo en las profundidades del núcleo que corresponden a las fronteras del Cretácico-Paleógeno (K/Pg); mientras que la línea verde oscuro corresponde al horizonte 980.13 m utilizado para los experimentos de ablación láser.

Con los datos de difracción de rayos X de la figura 7.10 se integraron los valores promedio de los componentes principales de las muestras para las capas de 900 m a 1,500.01 m (que se encuentran por debajo del límite K/Pg) y consistieron en un 83.5% de carbonatos, 7.4% de aluminosilicatos, 7.4% de sulfatos, 0.7% de sílice, 0.5% de hierro y 0.3% de cloruro.

En el ANEXO II se puede observar los datos obtenidos para la profundidad de 599.5 m de núcleo YAX-1 del análisis de TGA-DSC-MS, Difracción de Rayos X y espectrometría de masas correspondiente a los experimentos realizados en la primera etapa como un ejemplo de los datos adquiridos.

## ETAPA 2. Simulación del impacto por medio de ablación láser

Debido a la alta concentración de carbonatos presentes en los diferentes horizontes provenientes del núcleo de perforación YAX-1, para toda la investigación se enfocó en el estudio de éstos para la simulación de impacto. A continuación se muestran los resultados obtenidos para la simulación experimental del impacto de un

asteroide en Chicxulub por medio de la ablación láser con la roca de una profundidad de 980.13 m correspondiente a la fecha del impacto. Por medio del análisis de TGA-DSC-MS se deriva que la muestra de 980.13 m genera  $450 \pm 36$  g de  $\text{CO}_2$  por kg de muestra,  $1.4 \pm 0.4$  g de  $\text{SO}_2$  por kg de muestra,  $1.5 \pm 0.6$  g de NO por kg de muestra y  $1.8 \pm 4$  g de HCl por kg de muestra al ser calentada hasta  $1,450^\circ\text{C}$ . Con los datos de difracción de rayos X se pudo deducir que para la muestra a 980.13 m tiene como componentes principales un 92% de carbonatos en forma de calcita, 7% de sílice, 1% de cloruro y 0% de aluminosilicatos, sulfatos y hierro.

### **7.3 Cromatografía de gases acoplado a espectrometría de masas**

Como se mencionó previamente se utilizó una atmósfera de He ya que es un gas noble e inerte, lo que puede permitir con mayor facilidad observar las especies químicas que se generan directamente durante la ablación del láser con el núcleo de Chicxulub sin reacciones secundarias ocasionadas por la composición atmosférica. Se utilizó un método de barrido de iones (scan) de 10 a 150 m/z para detectar todos los posibles gases que se formarían en el experimento. La figura 7.11 muestra un cromatograma de iones reconstruidos por espectrometría de masas para la caja 264, con una profundidad de 980.13 m. En la parte superior A se observa un blanco y en el panel inferior B la simulación con la ablación láser en una atmósfera de He. Se encontraron como productos generados vapor de agua ( $\text{H}_2\text{O}$ ) en color azul con una m/z de 18,  $\text{CO}_2$  en color rosa con una m/z 28,  $\text{O}_2$  en color verde con una m/z de 32, CO en color rojo con una m/z de 44. En el panel A se puede notar que los picos correspondientes a  $\text{H}_2\text{O}$ , CO,  $\text{O}_2$  y  $\text{CO}_2$  fueron pequeños. El CO y  $\text{O}_2$  tienen el mismo tiempo de retención  $\sim 4.489$  min; para  $\text{CO}_2$  su tiempo de retención fue de  $\sim 4.453$  min y finalmente el  $\text{H}_2\text{O}$  se puede observar que fue un pico muy ancho en tiempos posteriores  $\sim 11.952$  min. En el panel B se puede notar que hay un aumento significativo en todos los picos con respecto al blanco y que el más notorio corresponde al  $\text{CO}_2$ . La señal del pico de  $\text{CO}_2$  es mayor que la de CO; sin embargo, un análisis cuantitativo de la proporción de CO/ $\text{CO}_2$  mostró que la composición era de 71% / 31% siendo el CO mayor. De todos estos productos el CO es el producto más interesante ya que es tóxico y su generación podría provocar efectos nocivos para algunos organismos.

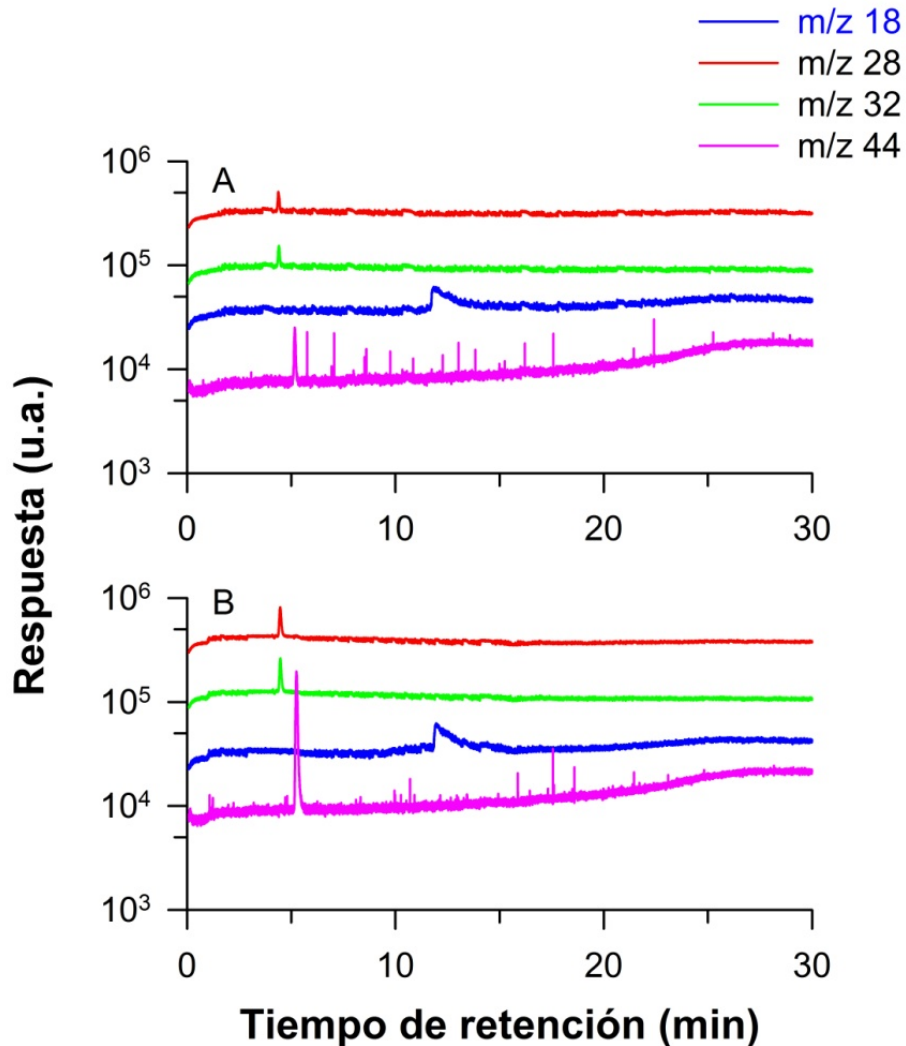


Figura 7.11. Cromatogramas de extracción de iones reconstruidos por espectrometría de masas del núcleo de la caja 264 de 980.13 m colectado a 113 cm. Panel A: Blanco y en el Panel B: Ablación láser. Los gases liberados que fueron analizados por espectrometría de masas son los siguientes: vapor de agua ( $H_2O$ ):  $m/z=18$ , monóxido de carbono ( $CO$ ):  $m/z=28$ , oxígeno ( $O_2$ )  $m/z=32$ ; y dióxido de carbono ( $CO_2$ ):  $m/z=44$ . Ambas muestras están presentes en una atmósfera de helio a 1000 mb.

A continuación se muestran los resultados obtenidos para la simulación experimental de ablación láser con la atmósfera preparada a 0.16%  $CO_2$ , 30%  $O_2$  en nitrógeno para el K/Pg. Se utilizó un método de barrido de iones (scan) de 10 a 150  $m/z$  para detectar todos los posibles gases que se formarían en el experimento. Solo se detectó la formación de  $CO$ ,  $CO_2$  y  $NO$ . Para la realización de un análisis cuantitativo se irradiaron muestras desde una hora hasta una hora y cuarto (75 minutos). Sin embargo, no se obtuvo una respuesta lineal y al tratar de encontrar las causas de error, se observó que a la sobreexposición de la muestra con el láser se produce rápidamente un cráter y al final ya no se está haciendo ablación en la roca sino que se produce el

plasma en el aire sin tocar la muestra. Por tal motivo, fue mejor irradiar a tiempos cortos, y en este caso si se obtuvo una tendencia lineal; sin embargo, había una gran dispersión en los datos. Por esta razón fue necesario desarrollar un método analítico más sensible y se escogió el monitoreo selectivo de iones utilizando el ion 12 y 30. Con este método fue posible obtener resultados más reproducibles pero aún así la variación es muy fuerte debido a que no se puede controlar que la ablación se realice siempre de manera constante.

A continuación se muestran los cromatogramas obtenidos para la simulación de Chicxulub por medio de ablación láser con la atmósfera preparada. La figura 7.12 muestra en el panel A un cromatograma de iones selectivos para el ion 12 que corresponde a CO y CO<sub>2</sub>. Se utilizó el ion 30 para el NO. Utilizando el ion 12, la respuesta del CO es de aproximadamente la mitad de CO<sub>2</sub>. Por lo tanto se puede observar que el producto principal es CO<sub>2</sub> pero sorprendentemente sigue produciéndose CO de manera importante, considerando que la atmósfera tiene 30% de O<sub>2</sub>. En el panel B se muestra la formación de NO, la respuesta es mucho mayor en número de cuentas que el ion 12. El blanco tiene pequeñas cantidades de NO que es generado en la cámara de ionización al bombardear el aire.

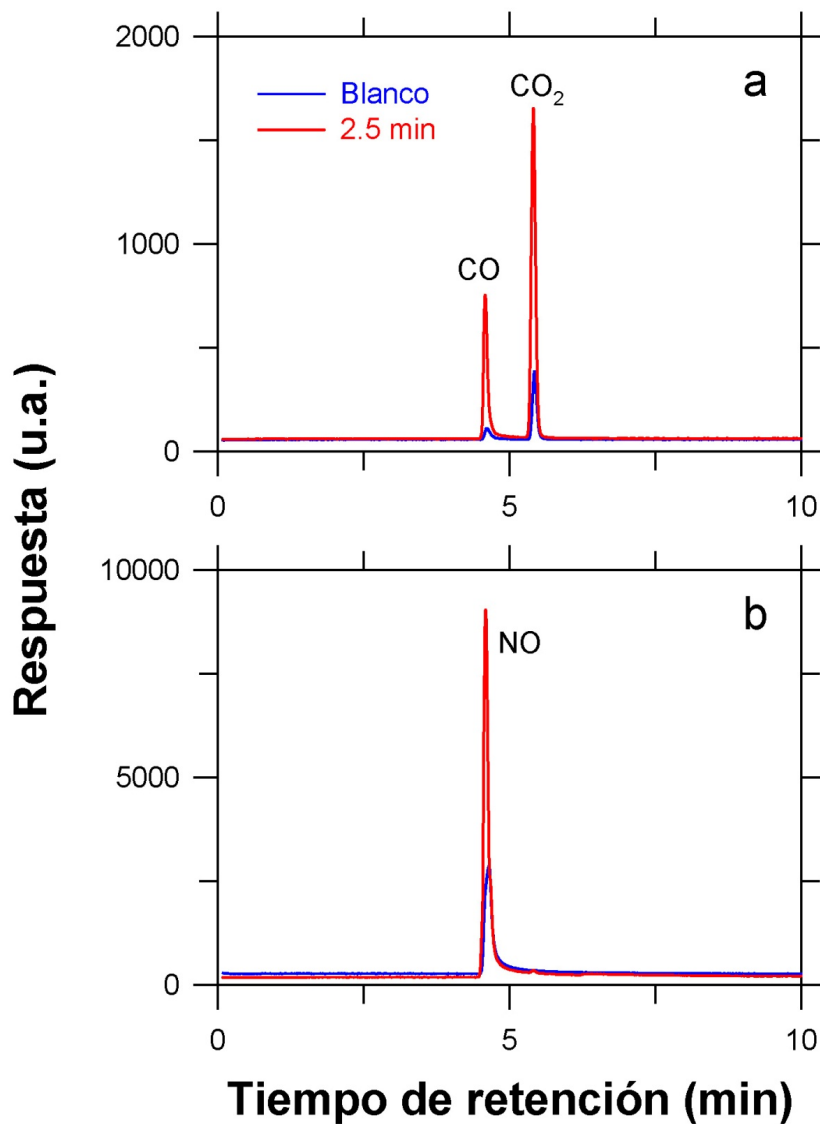


Figura 7.12. Cromatograma obtenido por método de monitoreo selectivo de iones utilizando 12 y 30. En color azul se muestra el blanco y en color rojo la muestra que ha sido irradiada con el láser. El panel A muestra el monitoreo de ion 12 correspondiente a monóxido de carbono y dióxido de carbono. El panel B muestra el ion 30 correspondiente al óxido nítrico.

La figura 7.13 muestra la tendencia del dióxido de carbono en color azul, al monóxido de carbono en color verde y finalmente al óxido nítrico en color azul; en función al tiempo de exposición de ablación láser. Se puede observar que su tendencia para los tres es lineal. Los rendimientos de los productos fueron determinados utilizando una energía del láser incidente de 50 mJ por pulso y las irradiaciones se hicieron de 0 – 5 min. El rendimiento del  $\text{CO}_2$  fue de  $6.4 \times 10^{14}$  moléculas  $\text{J}^{-1}$ , para CO fue de  $3.0 \times 10^{14}$  moléculas  $\text{J}^{-1}$  y para el NO fue de  $1.0 \times 10^{13}$  moléculas  $\text{J}^{-1}$ .

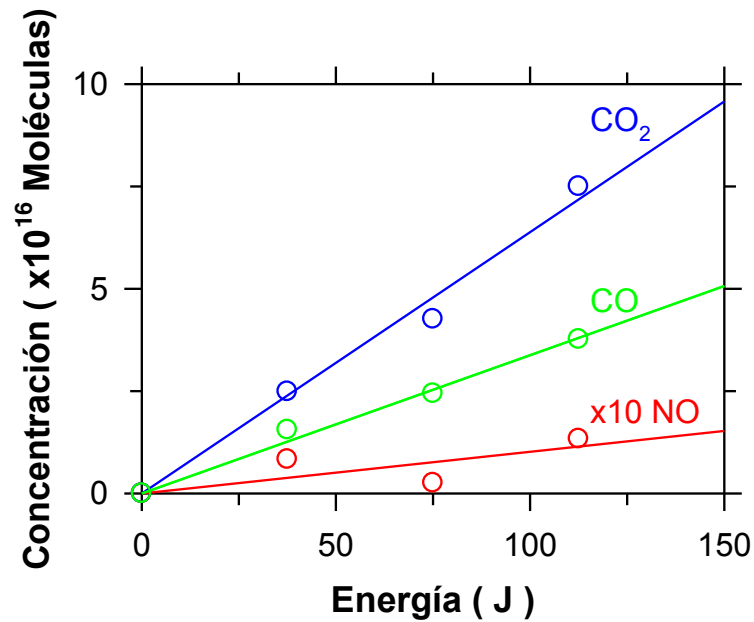


Figura 7.13. Variación en la intensidad del dióxido de carbono, monóxido de carbono y óxido nítrico en función del tiempo de exposición de la muestra a la ablación láser.

#### 7.4 Análisis mineralógico de productos generados por ablación láser

Durante los experimentos llevados a cabo por la ablación láser a una profundidad de 980.13 m, se produjo un polvo al erosionarse la roca por la incidencia del láser. En la figura 7.14 A se puede observar el plasma generado por el láser al incidir en la muestra y en la parte B el polvo que fue depositado en las paredes; este polvo fue llevado a un análisis por Difracción de rayos X en el laboratorio en el Instituto de Geología.

Posteriormente durante el análisis de TGA se tomó a la muestra original de 980.13 m y se llevó a cabo el programa de calentamiento a 900°C y después hasta 1,200°C; en donde se tomó una muestra de los residuos obtenidos en los crisoles a cada una de éstas temperaturas, como se puede observar en la figura 7.15. Estas muestras también fueron llevadas a analizar por difracción de rayos X.



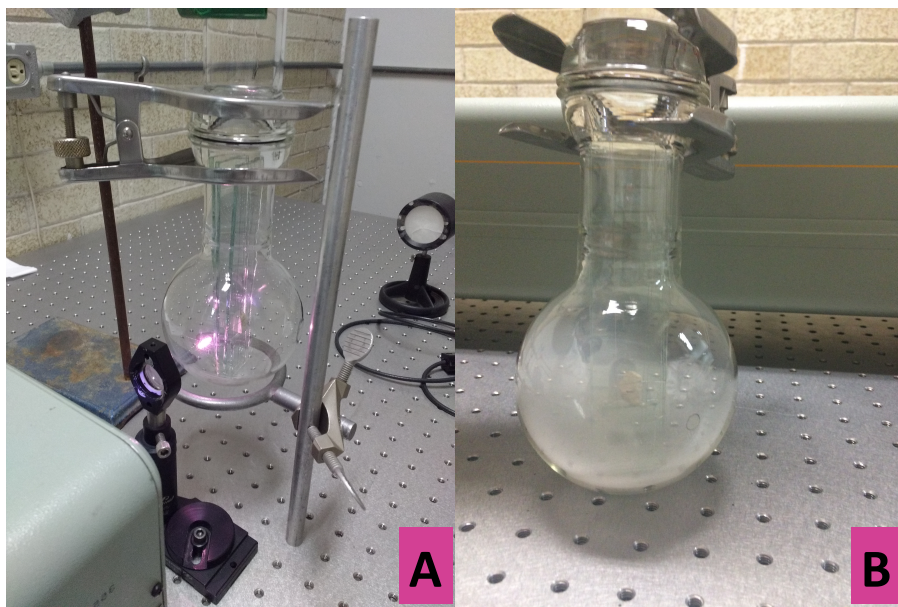


Figura 7.14. Ablación láser sobre una atmósfera simulada para K/Pg (lado A derecho) y residuos generados por la ablación (lado B izquierdo).

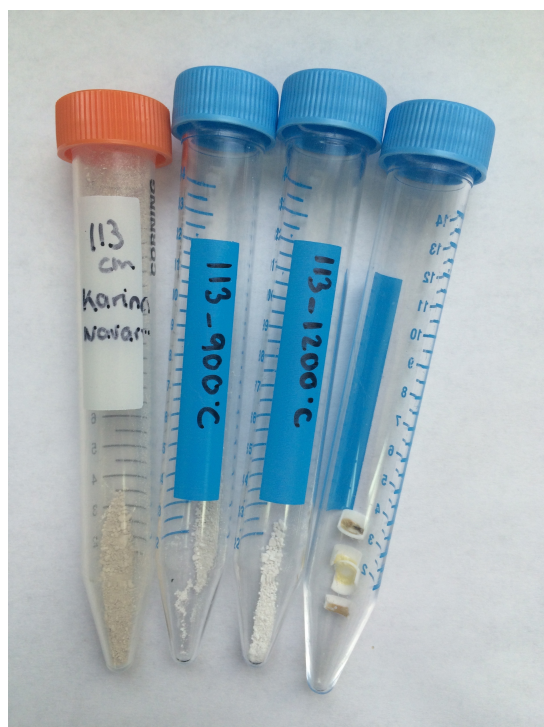


Figura 7.15. Residuos de la ablación láser y crisoles utilizados durante el análisis de TGA-DSC-MS.

En la figura 7.16 se muestran 4 difractogramas, el primero para la muestra original, el segundo la muestra a una temperatura de 900°C, el tercero la muestra a un calentamiento de 1,200°C y el cuarto por ablación láser. Se puede observar que en la sección de la muestra original se encuentra principalmente compuesta por calcita ( $\text{CaCO}_3$ ) mostrada con asteriscos (\*) en color rojo; se ven diferentes picos debido a los ángulos de difracción que genera la calcita. En el segundo difractograma con un calentamiento a 900°C se observa la formación de nuevos picos de difracción que corresponden al mineral Portlandita ( $\text{Ca}(\text{OH})_2$ ) mostrado en asteriscos (\*) en color verde; no se observa la presencia de calcita en este material. En el tercer difragtograma con un calentamiento a 1,200°C se forman los picos de difracción correspondientes a los minerales Iarnita ( $\text{Ca}_2\text{O}_4\text{Si}$ ) mostrado con asteriscos (\*) en color azul y hatrurita ( $\text{Ca}_3\text{O}_5\text{Si}$ ) mostrado con asteriscos (\*) en color rosa. Finalmente en el cuarto difractograma correspondiente a la muestra sometida a una ablación láser se produce también los mismos minerales encontrados por tratamiento térmico, que serían la Iarnita y hatrurita.

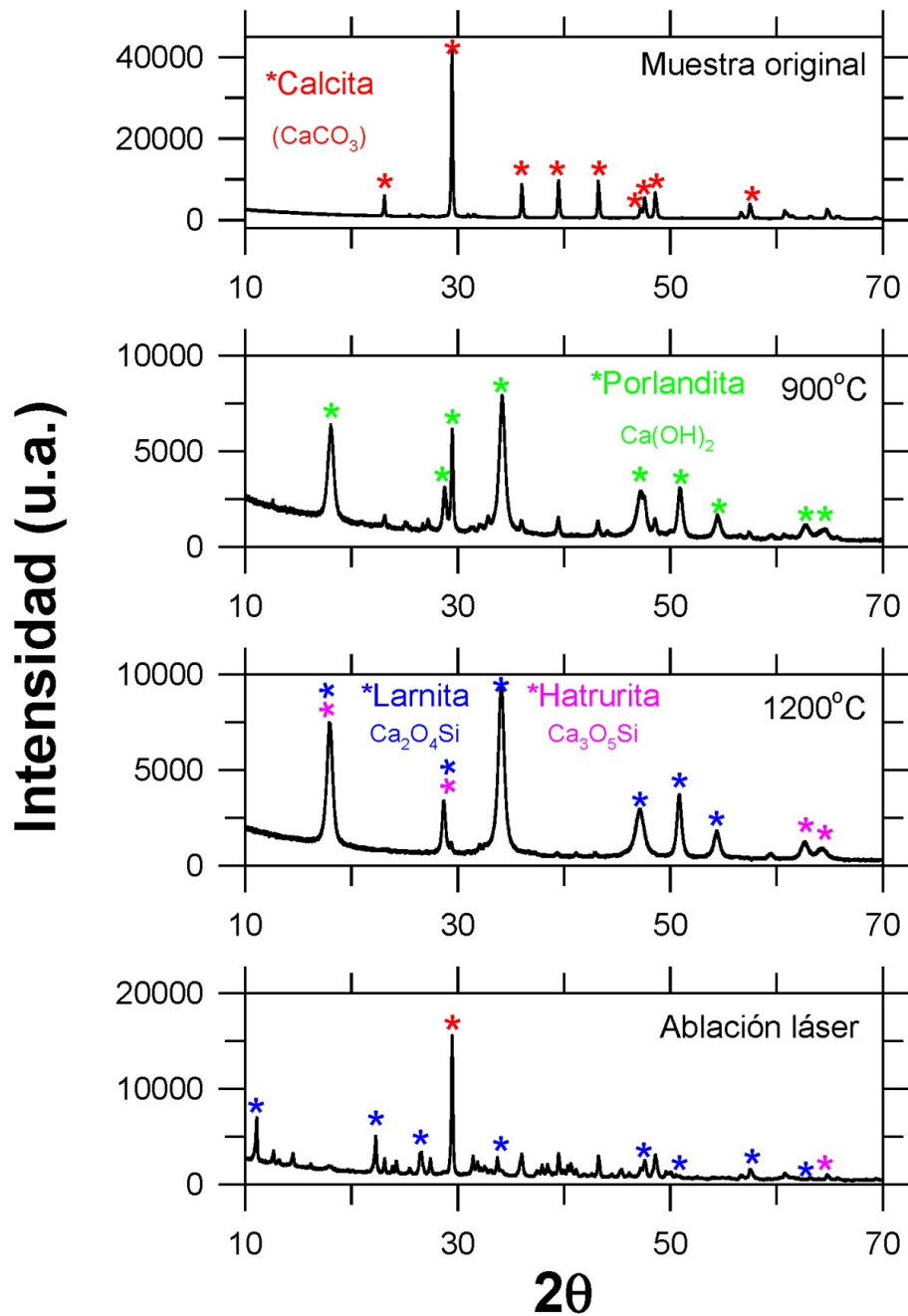


Figura 7.16. Difractogramas de una muestra del núcleo de perforación YAX-1 a 980.13 m sin tratar (muestra original) y sometida un calentamiento lento (20°C/min) en un horno de TGA bajo una atmósfera de nitrógeno a 900°C y 1200°C, y un calentamiento súbito por ablación láser en una atmósfera simulada compuesta por 30% O<sub>2</sub>, 69.84 N<sub>2</sub>, y 0.16% CO<sub>2</sub> a 1000 mbar. Los compuestos generados fueron: **calcita (CaCO<sub>3</sub>)** mostrada con asteriscos (\*) en color rojo, **Portlandita (Ca(OH)<sub>2</sub>)** mostrado en asteriscos (\*) en color verde, **larnita (Ca<sub>2</sub>O<sub>4</sub>Si)** mostrado con asteriscos (\*) en color azul y **hatrurita (Ca<sub>3</sub>O<sub>5</sub>Si)** mostrado con asteriscos (\*) en color rosa.

La figura 7.17 muestra un diagrama del proceso térmico por TGA-DSC-MS y la ablación láser de Nd-YAG, en donde se presentan los procesos químicos que se llevaron a cabo por los diferentes tratamientos. Con los datos obtenidos de difracción de rayos X correspondientes a la muestra de 980.13 m, se tiene que su composición es de: 92% de carbonatos en forma de calcita ( $\text{CaCO}_3$ ), 7% de sílice en forma de cuarzo ( $\text{SiO}_2$ ), 1% de cloruro y 0% de aluminosilicatos y hierro. Al inicio tenemos  $\text{CaCO}_3$  y  $\text{SiO}_2$  que están presentes en la muestra original para posteriormente ser analizados en la parte de arriba por TGA-DSC-MS y en la parte de abajo por ablación láser. Se puede observar que al ser calentados a una temperatura de  $900^\circ\text{C}$  hay una liberación de  $\text{CO}_2$ , posteriormente al seguir el calentamiento hay una formación de cal ( $\text{CaO}$ ) y de  $\text{SiO}_2$ , al abrirse el horno para la toma de la muestra hubo una absorción de humedad generando la formación de  $\text{Ca}(\text{OH})_2$ . Sin embargo, si se continúa el calentamiento hasta  $1,400^\circ\text{C}$ , la cal reacciona con el cuarzo generando la larnita y hatrurita. Por otro lado durante el experimento de la ablación láser se puede observar con el análisis de difracción de rayos X que se forma la larnita y la hatrurita. Es interesante ver como la formación de estos minerales se puede llevar a cabo por diferentes métodos térmicos, como serían el TGA-DSC-MS de calentamiento lento y la ablación láser de calentamiento rápido.

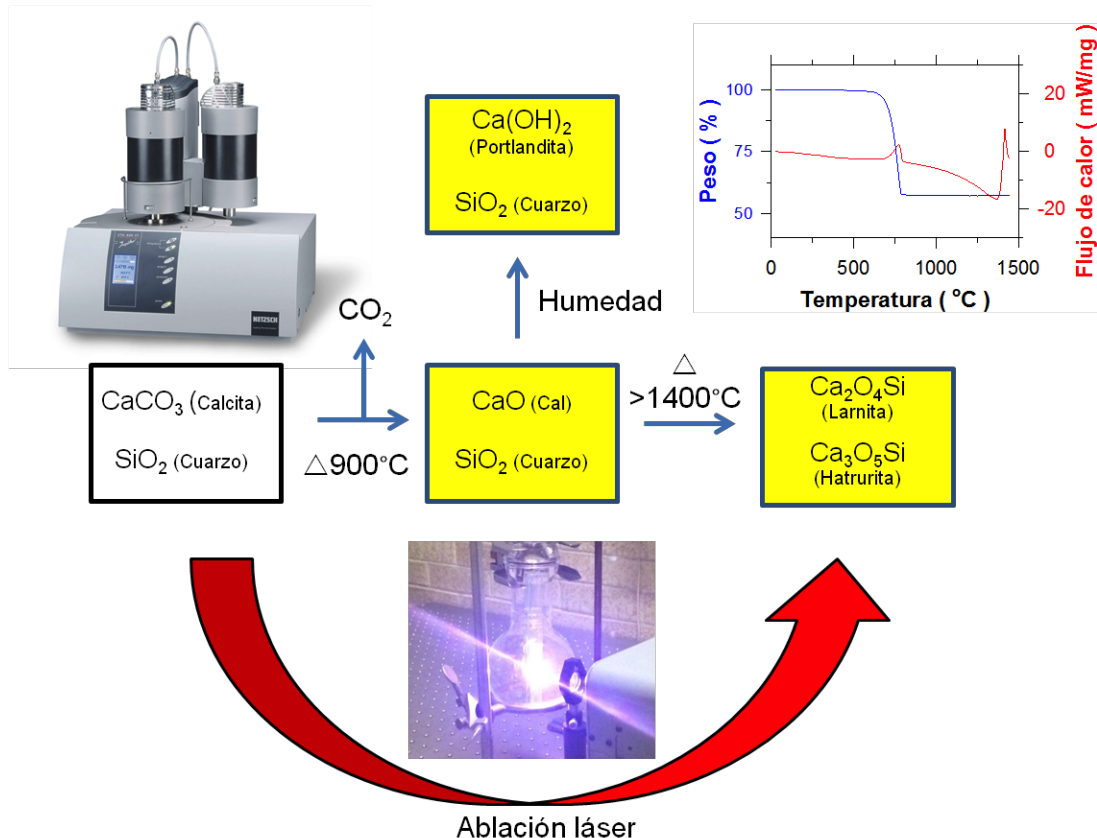


Figura 7.17. Transformación térmica de los minerales presentes en una muestra del núcleo de perforación YAX-1 a 980.18 m mediante un calentamiento lento ( $20^\circ\text{C}/\text{min}$ ) en un horno de TGA bajo una atmósfera de nitrógeno y un calentamiento súbito por ablación láser en una atmósfera simulada compuesta por 30%  $\text{O}_2$ , 69.84%  $\text{N}_2$ , y 0.16%  $\text{CO}_2$  a 1000 mbar.

En los análisis de difracción de rayos X no se pudo determinar el porcentaje de larnita y hatrurita. Para estimar su rendimiento máximo se tomó en consideración que todo el silicio presente en la sílica que fue del 7% para la muestra de 980.13 m, se transformó totalmente ya sea en larnita o hatrurita de acuerdo a las siguientes ecuaciones:

Para larnita:

$$\text{Rendimiento Ca}_2\text{O}_4\text{Si} \left( \frac{\text{g}}{\text{kg}} \right) = \left( \% \text{SiO}_2 \times \frac{1000 \text{ g}}{100\%} \right) \times \frac{\text{PM Ca}_2\text{O}_4\text{Si}}{\text{PM SiO}_2}, \quad \text{Ecuación 8}$$

$$\text{Rendimiento Ca}_2\text{O}_4\text{Si} \left( \frac{\text{g}}{\text{kg}} \right) = \left( 7\% \times \frac{1000 \text{ g}}{100\%} \right) \times \frac{174.24 \text{ g mol}^{-1}}{60.08 \text{ g mol}^{-1}}, \quad \text{Ecuación 9}$$

$$\text{Rendimiento Ca}_2\text{O}_4\text{Si} = 203.0 \text{ g kg}^{-1}, \quad \text{Ecuación 10}$$

Para hatrurita:

$$\text{Rendimiento Ca}_3\text{O}_5\text{Si} \left( \frac{\text{g}}{\text{kg}} \right) = \left( \% \text{SiO}_2 \times \frac{1000 \text{ g}}{100\%} \right) \times \frac{\text{PM Ca}_3\text{O}_5\text{Si}}{\text{PM SiO}_2}, \quad \text{Ecuación 11}$$

$$\text{Rendimiento Ca}_3\text{O}_5\text{Si} \left( \frac{\text{g}}{\text{kg}} \right) = \left( 7\% \times \frac{1000 \text{ g}}{100\%} \right) \times \frac{228.32 \text{ g mol}^{-1}}{60.08 \text{ g mol}^{-1}}, \quad \text{Ecuación 12}$$

$$\text{Rendimiento Ca}_3\text{O}_5\text{Si} = 266.0 \text{ g kg}^{-1}, \quad \text{Ecuación 13}$$

donde PM es el peso molecular;  $\text{PM SiO}_2 = 60.08 \text{ g mol}^{-1}$ ;  $\text{PM Ca}_2\text{O}_4\text{Si} = 174.24 \text{ g mol}^{-1}$ ; y  $\text{PM Ca}_3\text{O}_5\text{Si} = 228.32 \text{ g mol}^{-1}$ .

Estos cálculos sugieren que el rendimiento de larnita o hatrurita fue de 203 o 266  $\text{g kg}^{-1}$ , respectivamente.

Otro producto final es la portlandita ( $\text{Ca}(\text{OH})_2$ ), cuyo rendimiento se estima en  $832.7 \text{ g Kg}^{-1}$  tomando en consideración que toda la calcita se convierte en portlandita y restando la contribución de larnita, de acuerdo a las siguientes ecuaciones:

$$\begin{aligned} \text{Rendimiento Ca(OH)}_2 \left( \frac{\text{g}}{\text{kg}} \right) \\ = \left( \% \text{CaCO}_3 \times \frac{1000 \text{ g}}{100\%} - \frac{\text{g Ca}_2\text{O}_4\text{Si} \times \text{PM CaCO}_3}{\text{PM Ca}_2\text{O}_4\text{Si}} \right) \times \frac{\text{PM Ca(OH)}_2}{\text{PM CaCO}_3} , \end{aligned}$$

Ecuación 14

$$\begin{aligned} \text{Rendimiento Ca(OH)}_2 \left( \frac{\text{g}}{\text{kg}} \right) \\ = \left( 92\% \times \frac{1000 \text{ g}}{100\%} - \frac{203.0 \text{ g} \times 100.09 \text{ g mol}^{-1}}{172.24 \text{ g mol}^{-1}} \right) \times \frac{74.09 \text{ g mol}^{-1}}{100.09 \text{ g mol}^{-1}} , \end{aligned}$$

Ecuación 15

$$\text{Rendimiento Ca(OH)}_2 = 832.7 \text{ g kg}^{-1} , \quad \text{Ecuación 16}$$

donde  $\text{PM CaCO}_3 = 100.09 \text{ g mol}^{-1}$ ; y  $\text{PM Ca(OH)}_2 = 74.09 \text{ g mol}^{-1}$ .

## 7.5 Shadowgrafía

Se utilizó papel fotográfico para conocer el tamaño del cráter generado por la ablación del láser, el cuál generó un diámetro de  $946 \mu\text{m}$  con un pulso de  $50 \text{ mJ}$  (Figura 6.17 panel A en el desarrollo experimental). Los resultados para shadowgrafía con la atmósfera simulada se pueden observar en las figuras 7.18 a la 7.20, en donde se muestra la evolución de la onda de choque y la formación del hongo generado por la ablación láser en diferentes tiempos desde  $200 \text{ ns}$  hasta  $500 \mu\text{s}$ . Se puede ver claramente que la onda de choque es muy prominente de  $1 - 5 \mu\text{s}$  mientras que el hongo empieza a generarse en los primeros microsegundos pero evoluciona lentamente desapareciendo a  $500 \mu\text{s}$ .

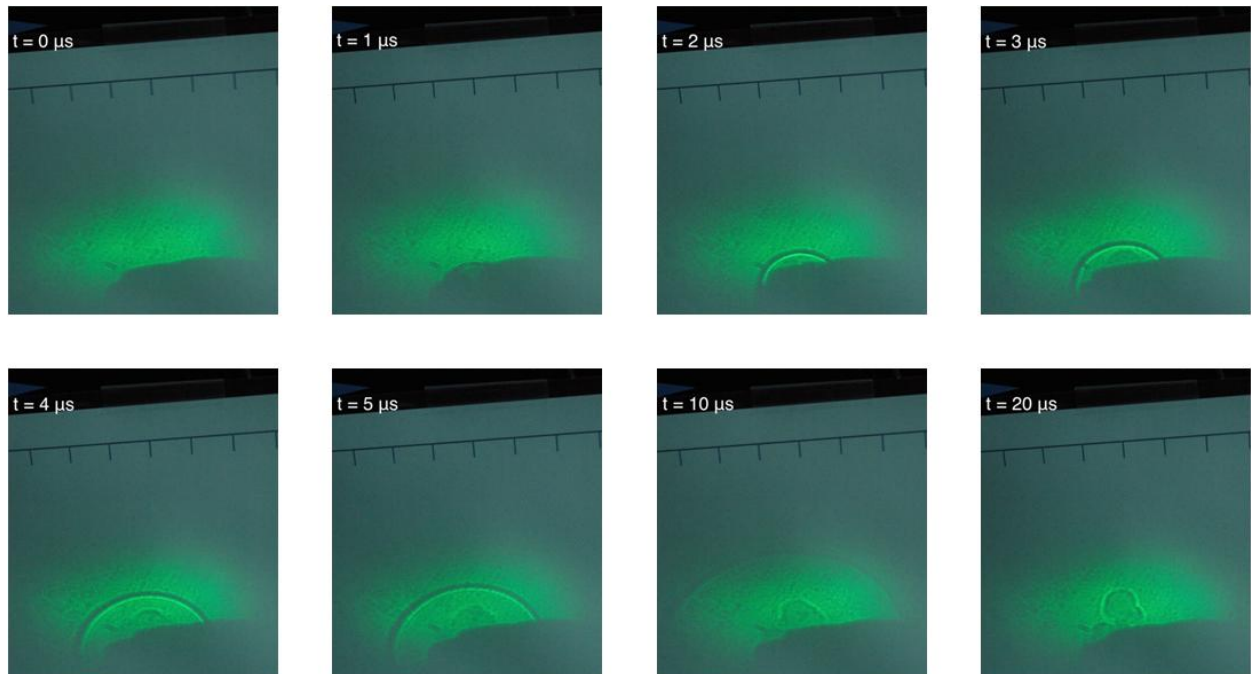


Figura 7.18. Evolución temporal entre 0 – 20  $\mu\text{s}$  de la onda de choque y hongo generados por plasma de ablación láser ( $50.5 \pm 0.4$  mJ) producido en una muestra de un núcleo de perforación de Chicxulub en una atmósfera simulada del K/Pg compuesta por 0.16%  $\text{CO}_2$ , 30%  $\text{O}_2$  y 69.84  $\text{N}_2$  a 970 mbar.

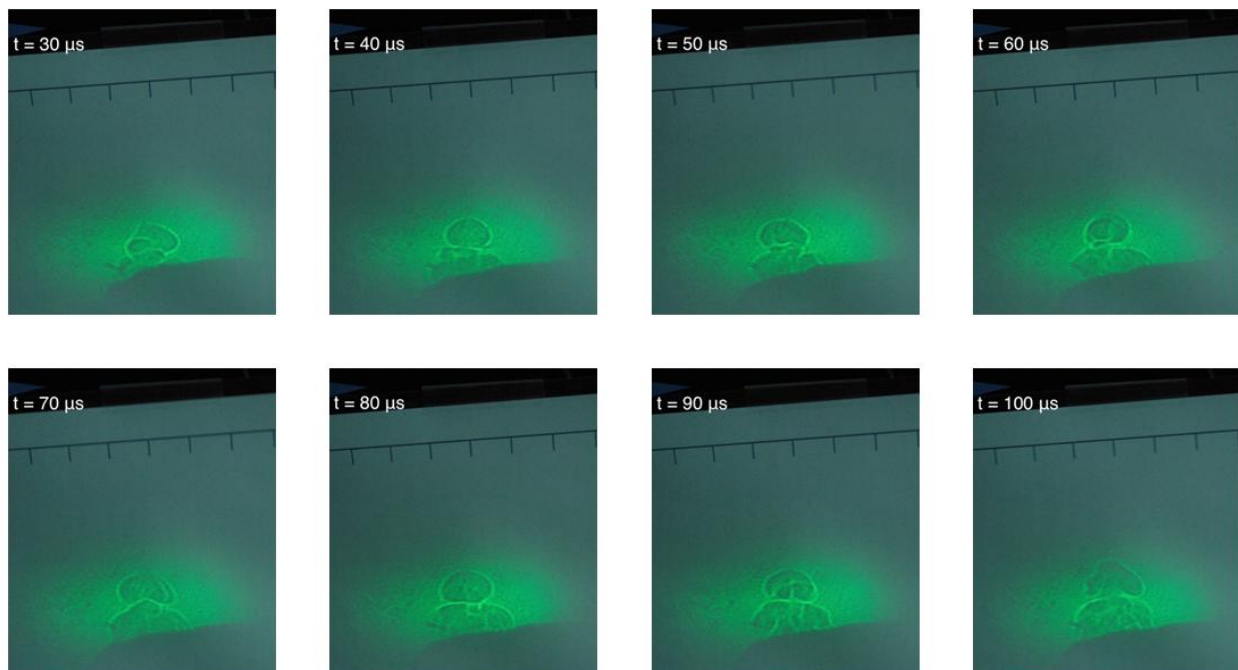


Figura 7.19. Evolución temporal entre 30 - 100  $\mu\text{s}$  del hongo generado por plasma de ablación láser ( $50.5 \pm 0.4$  mJ) producido en una muestra de un núcleo de perforación de Chicxulub en una atmósfera simulada del K/Pg compuesta por 0.16%  $\text{CO}_2$ , 30%  $\text{O}_2$  y 69.84  $\text{N}_2$  a 970 mbar.

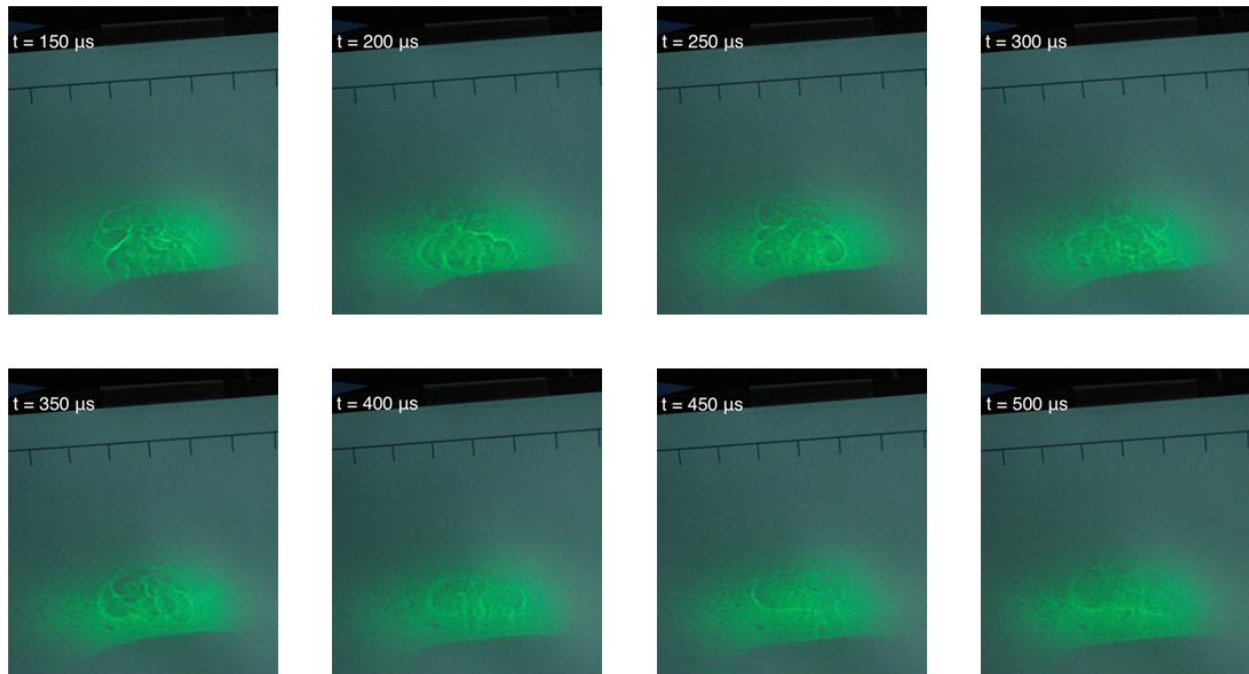


Figura 7.20. Evolución temporal entre 150 - 500  $\mu\text{s}$  del hongo generado por plasma de ablación láser ( $50.5 \pm 0.4 \text{ mJ}$ ) producido en una muestra de un núcleo de perforación de Chicxulub en una atmósfera simulada del K/Pg compuesta por 0.16%  $\text{CO}_2$ , 30%  $\text{O}_2$  y 69.84  $\text{N}_2$  a 970 mbar.

La figura 7.21 muestra la distancia del frente de la onda de choque medida de la figura 7.18 correspondiente al estudio de shadowgrafía. Para calcular la posición de la onda de choque se midió la distancia desde el centro de la superficie de la roca hasta el frente de la onda de choque. Se puede ver una tendencia lineal lo que significa que la velocidad de la expansión de la onda de choque se mantiene constante en el tiempo de 0 a 10  $\mu\text{s}$ . La velocidad ( $v$ ) determinada para la onda de choque fue obtenida de la pendiente de la línea recta de la gráfica mostrada en la figura 7.21, el valor numérico fue de:

$$v = 4,541 \pm 136 \text{ m s}^{-1} \quad \text{Ecuación 17}$$

Posteriormente, la onda de choque debe reducir su velocidad; sin embargo, ya no se pudo observar porque estaba fuera del campo visual utilizado en el experimento de shadowgrafía.

La figura 7.22 muestra la distancia del frente de expansión del hongo generado por la ablación láser a diferentes tiempos, como se muestra en las figuras 7.18 a la 7.20. Los símbolos en color rosa muestran la distancia de la onda de choque. Para calcular la posición de la expansión del hongo se midió la distancia desde el centro de la superficie de la roca hasta la parte superior del hongo. Para la expansión del hongo



su velocidad cambia rápidamente con el tiempo debido a su enfriamiento. La velocidad inicial fue calculada de la línea recta mostrada en color azul en la figura 7.22, y el valor calculado fue de:

$$v_o = 2,318 \pm 438 \text{ m s}^{-1} \quad \text{Ecuación 18}$$

Posteriormente la velocidad final fue calculada de la línea verde mostrada en la figura 7.22, y el valor determinado fue de:

$$v_f = 287.7 \pm 37.9 \text{ m s}^{-1} \quad \text{Ecuación 19}$$

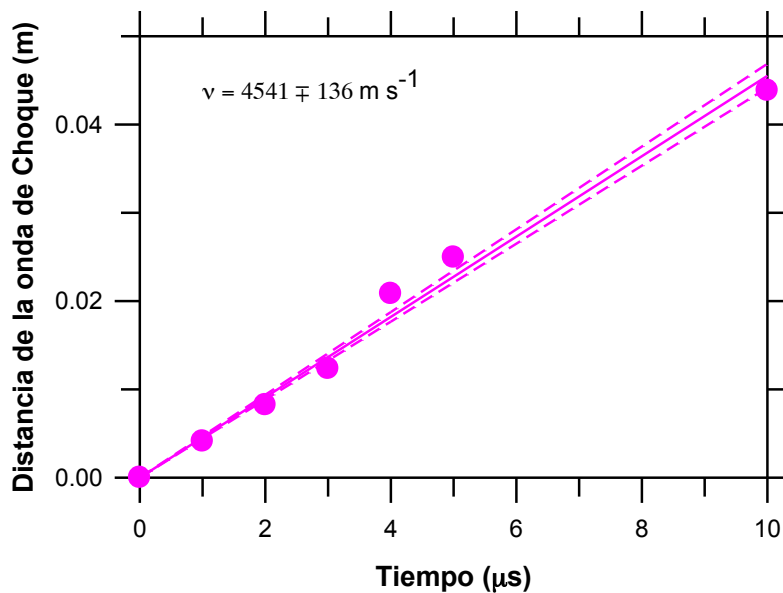


Figura 7.21. Distancia del frente de la onda de choque a diferentes tiempos producida por un plasma de ablación láser en una muestra de un núcleo de perforación de Chicxulub en una atmósfera simulada del K/Pg compuesta por 0.16%  $\text{CO}_2$ , 30%  $\text{O}_2$  y 69.84  $\text{N}_2$  a 1000 mbar y con un pulso de 50 mJ. Se observa en color rosa a los símbolos que muestran la distancia de la onda de choque con respecto al tiempo. La línea rosa continua muestra la regresión.

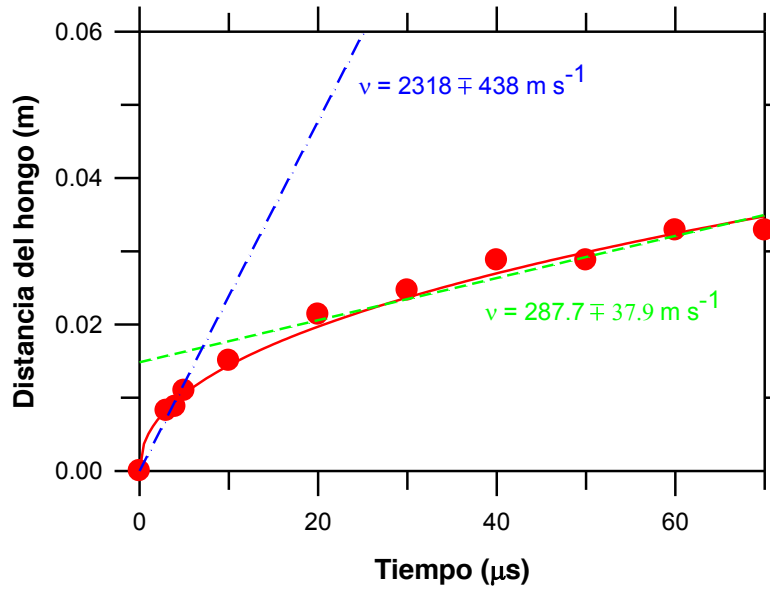


Figura 7.22. Distancia de la nube del hongo a diferentes tiempos producida por un plasma de ablación láser en una muestra de un núcleo de perforación de Chicxulub en una atmósfera simulada del K/Pg compuesta por 0.16% CO<sub>2</sub>, 30% O<sub>2</sub> y 69.84 N<sub>2</sub> a 1000 mbar y con un pulso de 50 mJ. En color rojo se muestra la **distancia del hongo**, las líneas punteadas muestran el ajuste a los datos, en color azul es la **velocidad inicial** y en color verde la **velocidad final**.

## 7.6 Espectroscopía

El espectro de emisión del plasma de ablación a 1 μs se puede observar en la figura 7.23. El espectro fue registrado en la región de 200 a 845 nm usando cuatro ventanas espectrales centradas a 300 nm, 450 nm, 600 nm y 750 nm correspondientes a las líneas azul, verde, amarillo y rojo, respectivamente. La luz emitida por la pluma de ablación contiene diferentes líneas espectrales correspondientes a moléculas y/o átomos neutros y ionizados. Se identificaron calcio neutro (Ca / Ca I), calcio ionizado (Ca<sup>+</sup> / Ca II), oxígeno atómico neutro (O), nitrógeno atómico neutro (N), nitrógeno atómico ionizado (N<sup>+</sup>), óxido de calcio (CaO) y monóxido de carbono (CO). Las identificaciones fueron realizadas comparando los espectros obtenidos con los espectros contenidos en la biblioteca NIST, así como de reportes de la literatura de experimentos de ablación de calcita (Aguilera *et al.*, 2014), portlandita (CaOH)<sub>2</sub> (Salik *et al.*, 2016) y de aire (Bak *et al.*, 2016).



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.

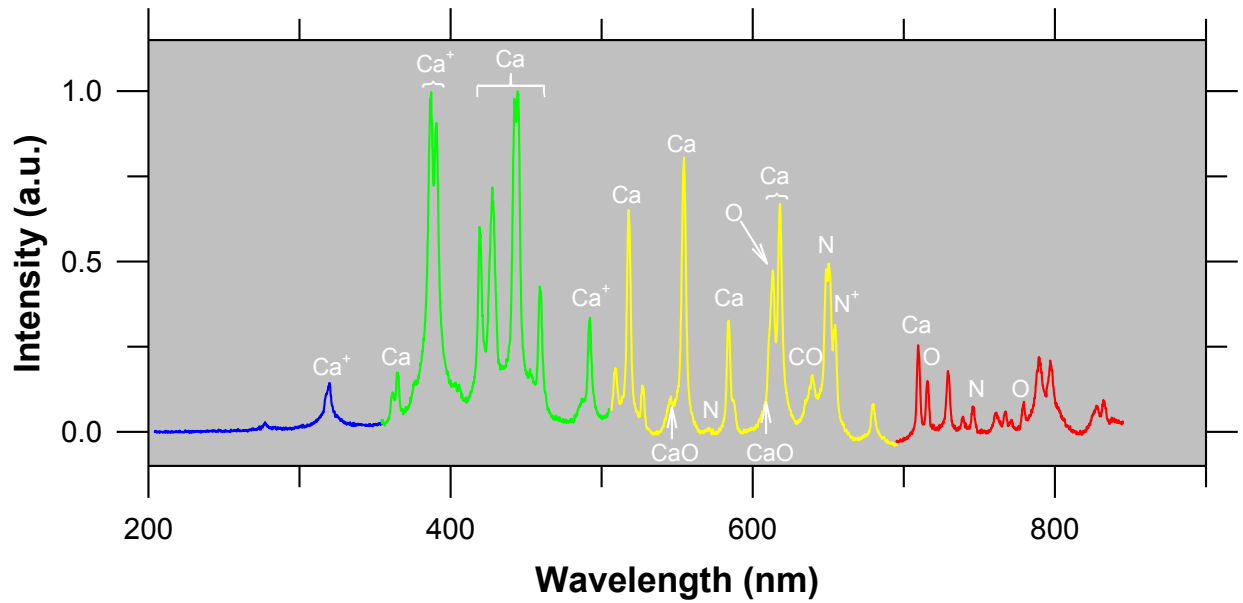


Figura 7.23. Espectro de emisión del plasma generado por una pluma de impacto inducida al enfocar un láser pulsado sobre una muestra del núcleo de perforación YAX-1 a 980.18 m de profundidad en una atmósfera simulada compuesta por 30% O<sub>2</sub>, 69.84 N<sub>2</sub>, y 0.16% CO<sub>2</sub> a 1000 mbar.

Las bandas de emisión del plasma varían con el tiempo como se puede observar en las figuras 7.24 a la 7.27 centrados en cuatro regiones espectrales: 300 nm, 450 nm, 600 nm y 750 nm. Estas gráficas nos muestran como varían las concentraciones de las especies a lo largo del tiempo de vida del plasma. Sin embargo, no se puede extraer directamente información sobre la temperatura y la densidad del plasma por lo que fue necesario realizar otros experimentos centrados en regiones específicas del espectro, como se mencionarán en la parte 7.7.

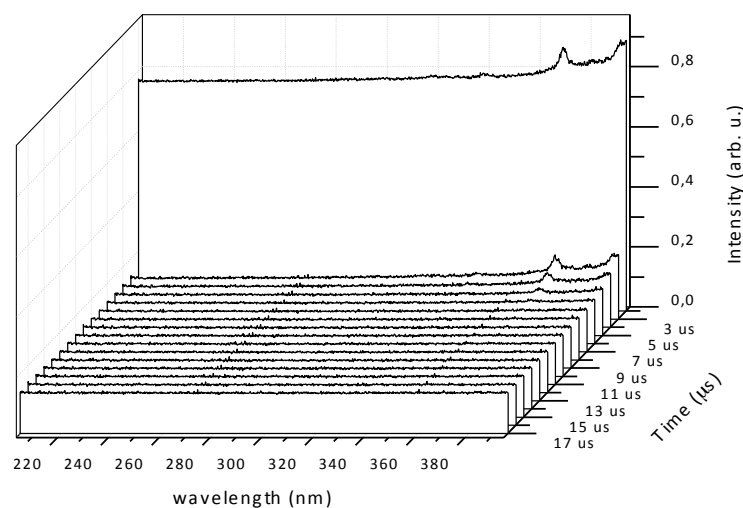
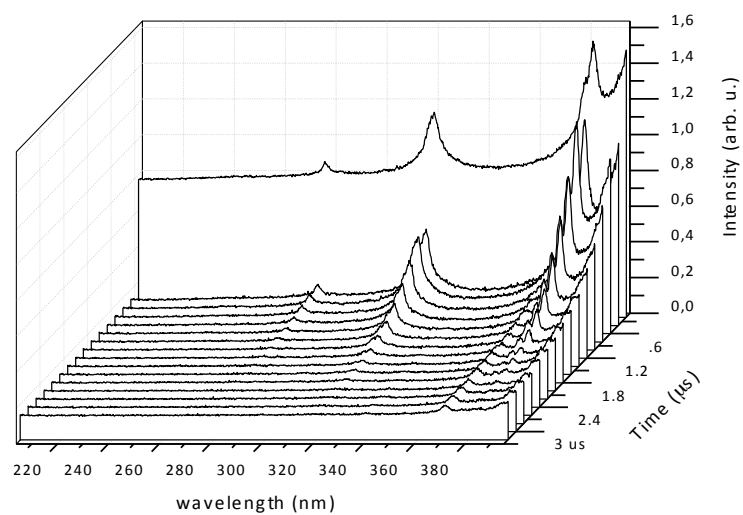


Figura 7.24. Evolución temporal de los espectros de emisión centrados en 300 nm de un plasma de ablación láser ( $50.5 \pm 0.4$  mJ) producido en una muestra de un núcleo de perforación de Chicxulub en una atmósfera simulada del K/Pg compuesta por 0.16%  $\text{CO}_2$ , 30%  $\text{O}_2$  y 69.84  $\text{N}_2$  a 1000 mbar.

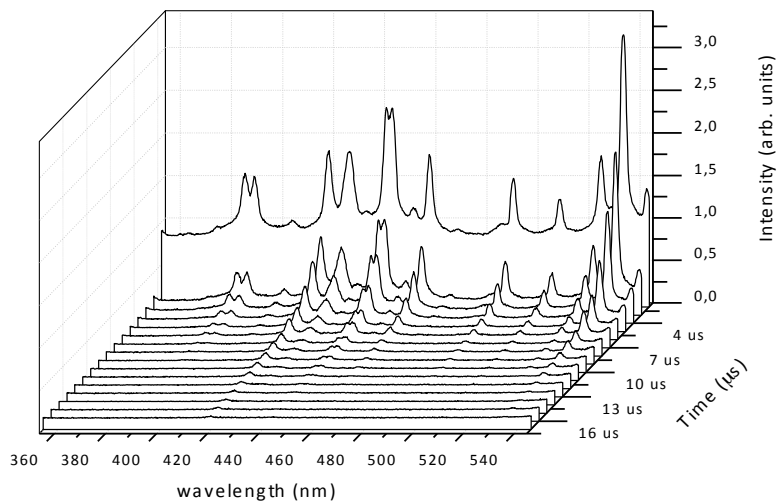
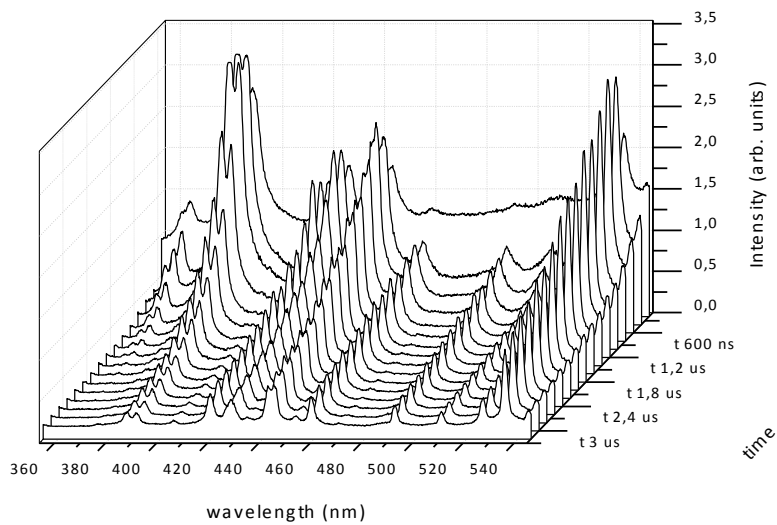


Figura 7.25. Evolución temporal de los espectros de emisión centrados en 450 nm de un plasma de ablación láser ( $50.5 \pm 0.4$  mJ) producido en una muestra de un núcleo de perforación de Chicxulub en una atmósfera simulada del K/Pg compuesta por 0.16%  $\text{CO}_2$ , 30%  $\text{O}_2$  y 69.84  $\text{N}_2$  a 1000 mbar.

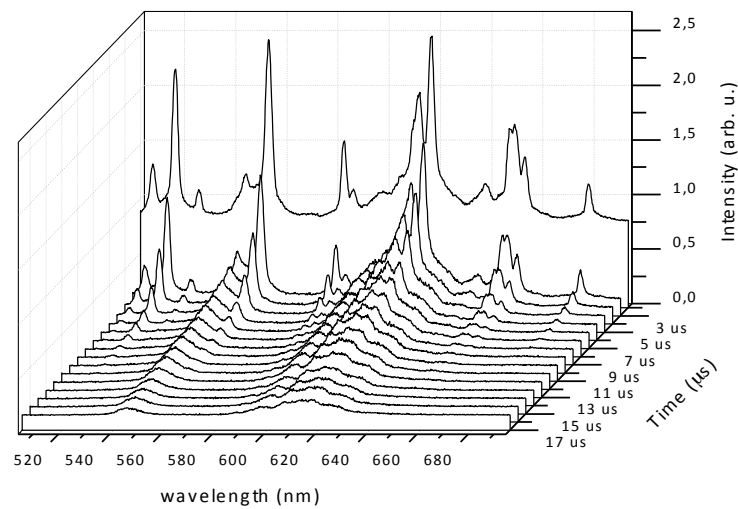
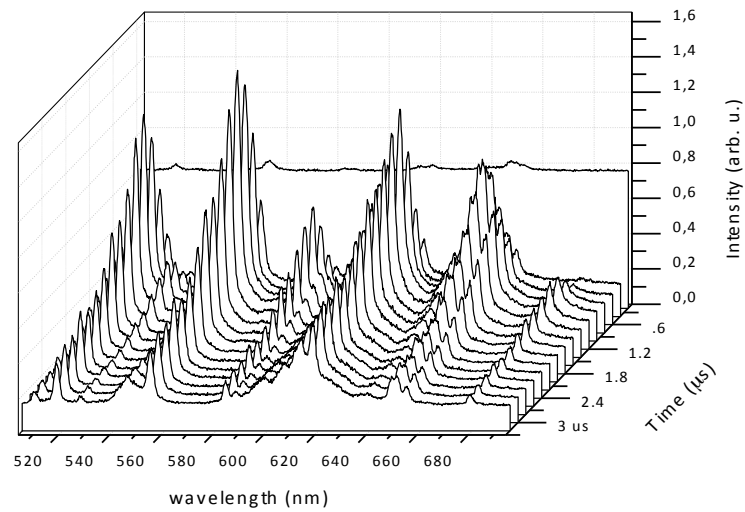


Figura 7.26. Evolución temporal de los espectros de emisión centrados en 600 nm de un plasma de ablación láser ( $50.5 \pm 0.4$  mJ) producido en una muestra de un núcleo de perforación de Chicxulub en una atmósfera simulada del K/Pg compuesta por 0.16%  $\text{CO}_2$ , 30%  $\text{O}_2$  y 69.84  $\text{N}_2$  a 1000 mbar.

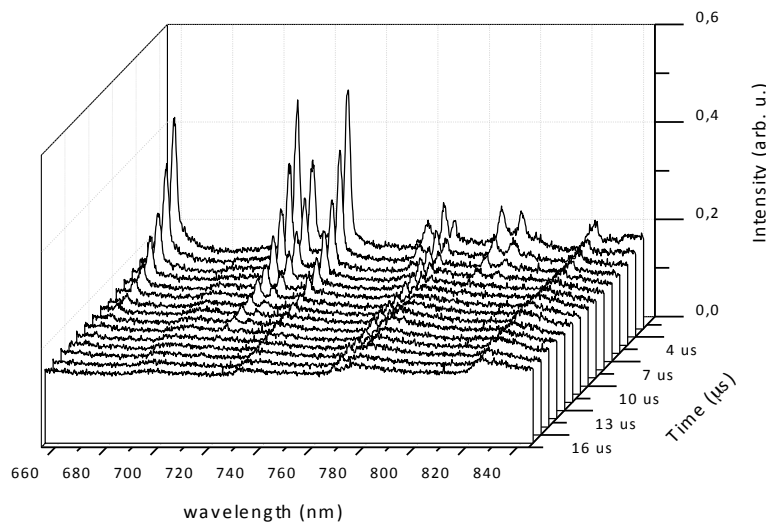
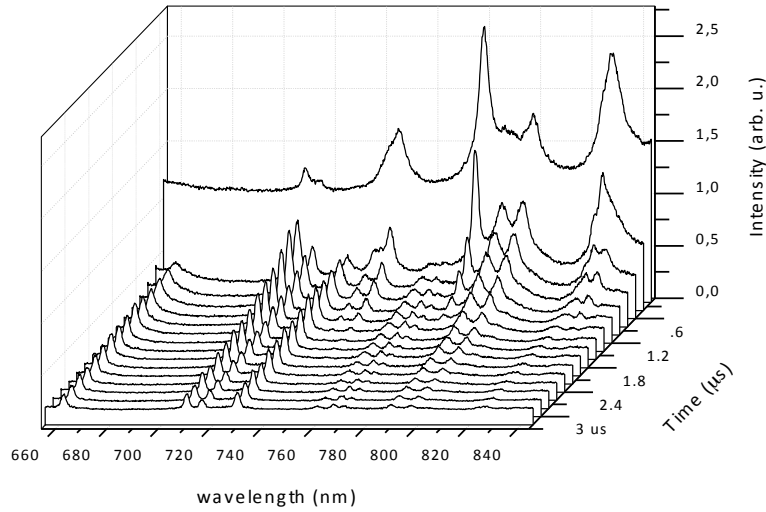


Figura 7.27. Evolución temporal de los espectros de emisión centrados en 750 nm de un plasma de ablación láser ( $50.5 \pm 0.4$  mJ) producido en una muestra de un núcleo de perforación de Chicxulub en una atmósfera simulada del K/Pg compuesta por 0.16%  $\text{CO}_2$ , 30%  $\text{O}_2$  y 69.84  $\text{N}_2$  a 100 mbar.

## 7.7 Medición de temperatura y densidad del plasma

Como se mencionó anteriormente se tuvieron que seleccionar 3 zonas del espectro electromagnético para adquirir las emisiones de especies específicas que pudieran dar información sobre la temperatura y la densidad del plasma. El principal elemento que se utilizó para estos cálculos fue el calcio ya que existe información en la



literatura que permite obtener los datos necesarios para saber la temperatura y la densidad de electrones del plasma. Se usaron las siguientes 3 regiones: 427 nm, 613 nm y 650 nm. Para obtener la temperatura se utilizaron 427 nm y 613 nm y para la densidad 650 nm.

Para la determinación de la densidad de electrones del plasma se utilizó una de las técnicas más confiables que se basa en la medición del ensanchamiento Stark de una línea espectral aislada para un átomo neutro o cargado. Para éste estudio se utilizó la línea de emisión del calcio neutro (Ca I) centrada a 649.96 nm. El cálculo de la densidad de electrones se reduce a la siguiente fórmula:

$$\lambda_{\frac{1}{2}} = 2 \omega (N_e / 10^{16}) \quad \text{Ecuación 20}$$

En donde

$\lambda_{\frac{1}{2}}$  = Ancho de la línea espectral

$\omega$  = Parámetro de ensanchamiento de impacto electrónico

$N_e$  = Densidad de electrones

Este procedimiento ha sido utilizado previamente por Salik *et al.*, 2016 en donde calcularon la densidad de electrones y la temperatura para un plasma de ablación de portlandita.

La figura 7.28 muestra el espectro de emisión del calcio centrado en la región de 649.96 nm. Los dos picos mostrados en la figura corresponden a la emisión de calcio neutro (Ca I). La línea roja muestra el espectro adquirido a 1  $\mu$ s y las líneas en azul y verde corresponden al ajuste de los picos utilizando el método lorentziano. El pico 1 centrado a 649.96 nm fue utilizado para obtener el ensanchamiento Stark para la determinación de la densidad de electrones en el plasma.

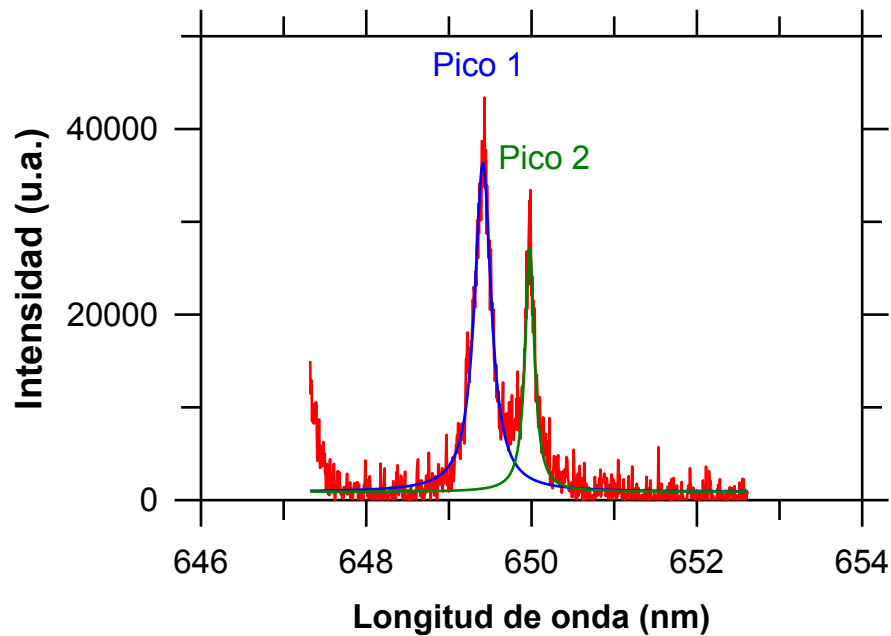


Figura 7.28. Espectro de emisión del calcio neutro (Ca) centrado en la región de 649.96 nm. La línea roja muestra el espectro adquirido a 1  $\mu$ s y la línea azul y verde corresponden al ajuste de los picos utilizando el método lorentziano.

La figura 7.29 muestra la variación del ensanchamiento Stark de la línea centrada de 649.96 nm a la mitad del pico para los espectros adquiridos en el intervalo de tiempo de 200 ns hasta 4,200 ns. Utilizando la ecuación 20 se calculó la densidad de electrones a diferentes tiempos. Los datos fueron ajustados a un decaimiento exponencial y la función que se obtuvo fue la siguiente:  $n_e = 3.47 \times 10^{17} e^{(-0.60t)}$ , donde  $t$  es el tiempo en microsegundos, y el coeficiente de correlación de la curva fue de  $R^2 = 0.926$ . De acuerdo a esta ecuación, la densidad de electrones inicial del plasma corresponde a  $3.47 \times 10^{17}$  electrones  $\text{cm}^{-3}$ .

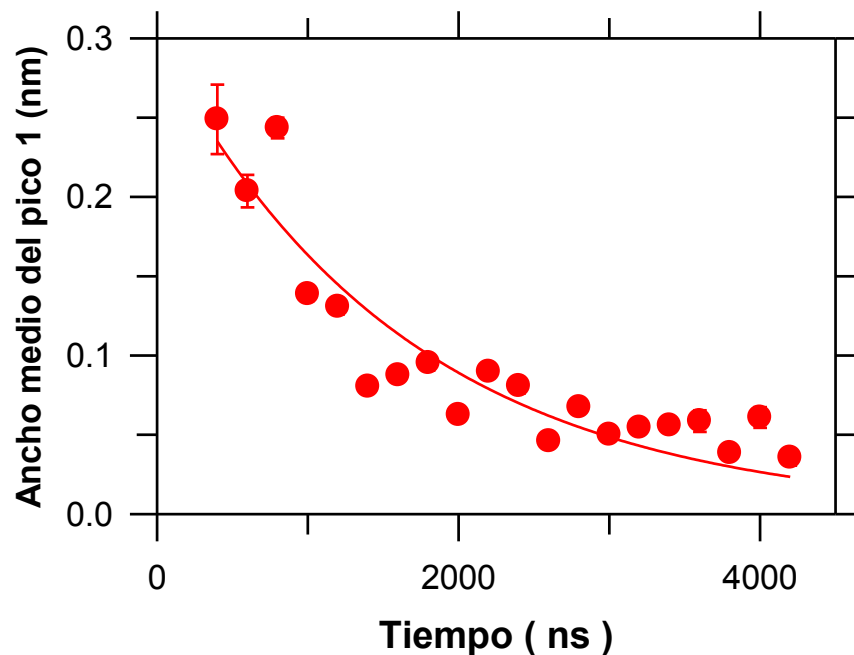


Figura 7.29. Variación del ensanchamiento Stark del pico 1 correspondiente a calcio neutro a 649.96 nm. Los puntos rojos muestran el valor experimental con la barra de error y la línea es el ajuste no lineal por un decaimiento exponencial.

El parámetro de ensanchamiento de impacto electrónico ( $\omega$ ) que se utilizó corresponde a la línea espectral del calcio a una longitud de onda ( $\lambda$ ) de 646.22 nm generada por la transición 3D - 4P / 3D – 3F la cual contiene 18 multipletes, uno de los cuales corresponde a la línea de 649.96 nm que fue utilizada (NIST ASD, 2017). El parámetro  $\omega$  depende de la temperatura del plasma, por lo que se tomaron los parámetros que oscilan entre 5,000 – 20,000 K para estimar la densidad de electrones, mostrados en la tabla 7.3. Con estos datos se obtuvo la densidad de electrones en función del tiempo para el plasma de ablación formado por el láser mostrado en la figura 7.30.

Tabla 7.3. Parámetro de ensanchamiento de impacto electrónico para calcio I de 646.22nm para la transición 3D - 4P / 3D – 3F (Tomado de Griem, 1974).

Temperatura (K)	$\omega$ (nm)
5,000	$3.81 \times 10^{-3}$
10,000	$4.37 \times 10^{-3}$
20,000	$4.91 \times 10^{-3}$

La figura 7.30 muestra la variación de la densidad de electrones en función del tiempo. El tiempo más corto en el que se pudo derivar una densidad de electrones correspondió a 400 nm y el valor obtenido fue de  $2.9 \times 10^{17}$  electrones  $\text{cm}^{-3}$ , con un error de  $\pm 13\%$ . A un tiempo mayor la densidad de electrones decae de manera exponencial llegando a una densidad de  $4.1 \times 10^{16}$  electrones  $\text{cm}^{-3}$  correspondiente a 4.2  $\mu\text{s}$ . La incertidumbre ocasionada por los diferentes parámetros de  $\omega$  en función de la temperatura disminuye con el tiempo por lo que es irrelevante el parámetro de temperatura que se escoja.

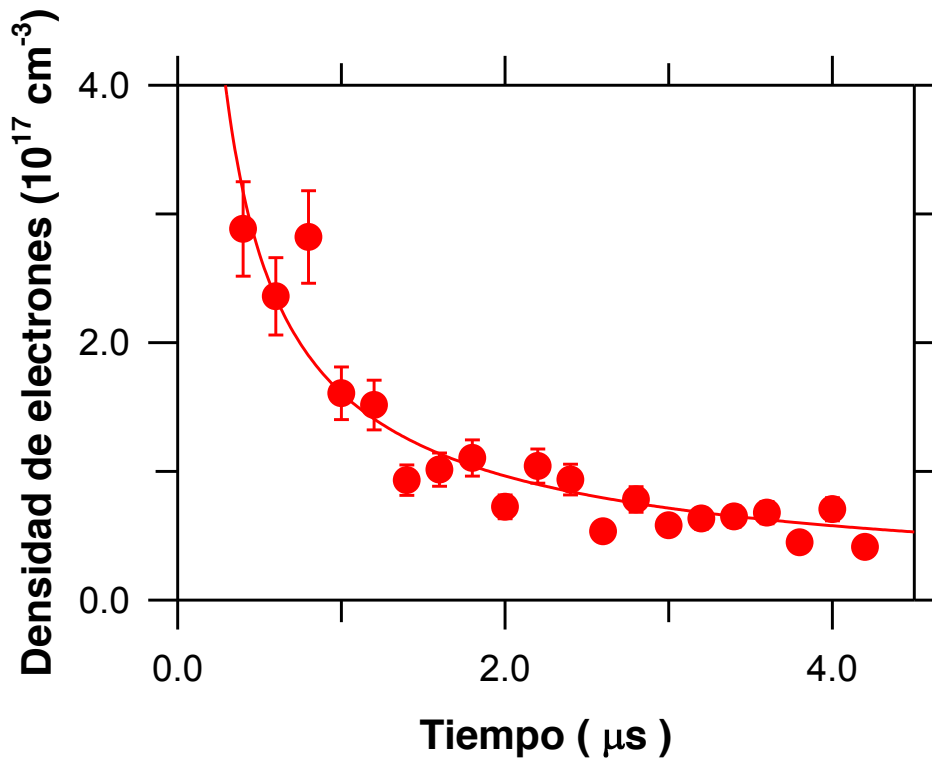


Figura 7.30. Variación de la densidad de electrones en función del tiempo.

Para la determinación de la temperatura del plasma se utilizó el método de la gráfica de Boltzmann, que toma en cuenta las intensidades relativas de las líneas observadas de una especie química, en este caso se utilizó el calcio neutro (Salik *et al.*, 2016). Las intensidades relativas son proporcionales a los niveles superiores de energía de acuerdo a la siguiente relación.

$$\ln \left( \frac{I_{ki} \lambda_{ki}}{A_{ki} g_k} \right) = \ln \left( \frac{N(T)}{U(T)} \right) - \frac{E_k}{kT} \quad \text{Ecuación 21}$$

En donde:

ln = Logaritmo natural

$I_{ki}$  = Intensidad de la transición correspondiente al nivel superior (k) y el nivel inferior (i)

$\lambda_{ki}$  = Longitud de onda correspondiente al nivel superior (k) y al nivel inferior (i)

$A_{ki}$  = Probabilidad de la transición correspondiente al nivel superior (k) y al nivel inferior (i)

$g_k$  = Peso estadístico del nivel superior (k)

$N(T)$  = Número de densidad total

$U(T)$  = Función de partición

$E_k$  = Energía del nivel superior (k)

$k$  = Constante de Boltzmann ( $8.6163 \times 10^{-5}$  eV  $K^{-1}$ )

$T$  = Temperatura del plasma en K

La tabla 7.4 muestra los parámetros espectroscópicos para las líneas de Ca I que fueron utilizados para la determinación de la temperatura del plasma de acuerdo a la gráfica de boltzmann.

Tabla 7.4. Parámetros espectroscópicos para las líneas de calcio neutro (Ca I)\*.

Longitud de onda	Transición	Peso estadístico	Probabilidad de la transición	Energía de excitación
$\lambda$ (nm)		$g_k$	$A_{ki}$ ( $s^{-1}$ )	$E_k$ ( $eV^{-1}$ )
428.3	$3p^6 4s 4p - 3p^6 4p^2$	5	4.34E+07	4.78
428.9	$3p^6 4s 4p - 3p^6 4p^2$	3	6.0e+07	4.77
430.3	$3p^6 4s 4p - 3p^6 4p^2$	5	1.36E+08	4.78
430.8	$3p^6 4s 4p - 3p^6 4p^2$	1	1.99E+08	4.76
431.9	$3p^6 4s 4p - 3p^6 4p^2$	3	7.40E+07	4.77
610.3	$3p^6 4s 4p - 3p^6 4s 5s$	3	9.60E+06	3.91
612.2	$3p^6 4s 4p - 3p^6 4s 5s$	3	2.87E+07	3.91
616.2	$3p^6 4s 4p - 3p^6 4s 5s$	3	4.77e+07	3.91
616.9	$3p^6 3d 4s - 3p^6 4s 5p$	3	1.70E+07	4.53
617.0	$3p^6 3d 4s - 3p^6 4s 5p$	5	1.90E+07	4.53
649.4	$3p^6 3d 4s - 3p^6 3d 4p$	5	4.40E+07	4.43
650.0	$3p^6 3d 4s - 3p^6 3d 4p$	5	8.10E+06	4.43

\* Los parámetros fueron tomados de Kramida *et al.*, 2015.

La figura 7.31 muestra una gráfica de Boltzmann para la determinación de la temperatura del plasma utilizando como ejemplo el experimento obtenido a 1.4  $\mu\text{s}$ . En donde se gráfica  $\ln \left( \frac{I_{ki} \lambda_{ki}}{A_{ki} g_k} \right)$  versus  $E_k$ , la cual da una línea recta en donde la pendiente es igual a  $(-1/kT)$ , por lo que no se requiere conocer el número de densidad total o la función de partición para el sistema en estudio. En este caso se utilizaron 9 líneas de emisión de calcio neutro correspondientes a las siguientes longitudes de onda: 610.3 nm, 612.2 nm, 616.2 nm, 428.3 nm, 428.9 nm, 430.2 nm, 430.8 nm, 431.9 nm y 649.9 nm. La temperatura que se obtuvo para este experimento fue de  $2,975 \pm 486$  K. Los errores derivados de la integración de la intensidad son menores al tamaño de los símbolos mostrados en la figura 7.31. Los errores derivados de la incertidumbre de las probabilidades de transición mostrados en la tabla 7.4 es del 10%; por lo tanto éste sería el error que se tendría para el valor de temperatura del plasma obtenido.

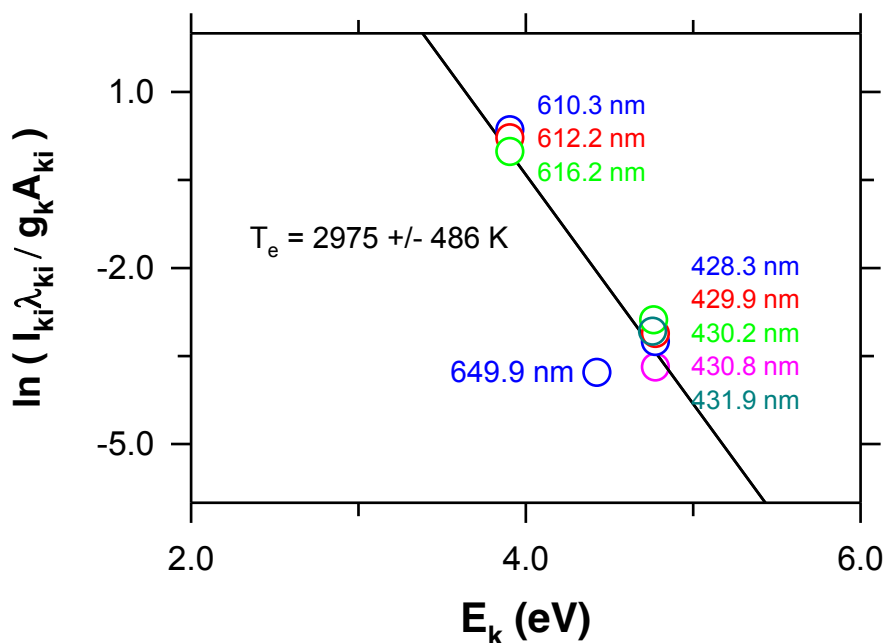


Figura 7.31. Gráfica de Boltzmann en calcio neutro (Ca I). Se utilizaron 9 líneas de emisión de calcio neutro que son: de 610.3 nm, 612.2 nm, 616.2 nm, 428.3 nm, 428.9 nm, 430.2 nm, 430.8 nm, 431.9 nm y 649.9 nm.

La figura 7.32 muestra las temperaturas del plasma en función del tiempo desde 0 hasta 4.2  $\mu\text{s}$  con un intervalo de 0.2  $\mu\text{s}$ . Las barras de error mostradas en la figura fueron obtenidas del error de la pendiente derivada de la gráfica de Boltzmann, como la mostrada en la figura 7.31. Los errores más grandes fueron para los tiempos más cortos de 0.2, 0.4 y 0.6  $\mu\text{s}$ ; la temperatura más alta que se obtuvo fue de 10,200 K correspondiente a 0.2  $\mu\text{s}$  y conforme transcurrió el tiempo del experimento la temperatura disminuyó de manera exponencial como se muestra en la figura 7.32 en la

línea sólida azul. Los datos fueron ajustados a un decaimiento exponencial y la función que se obtuvo fue la siguiente:  $T = T_0 + 13619.65e^{(-2.781t)}$ , coeficiente de correlación fue de  $R^2 = 0.914$ . De acuerdo a esta ecuación la temperatura inicial del plasma corresponde a 16,700 K.

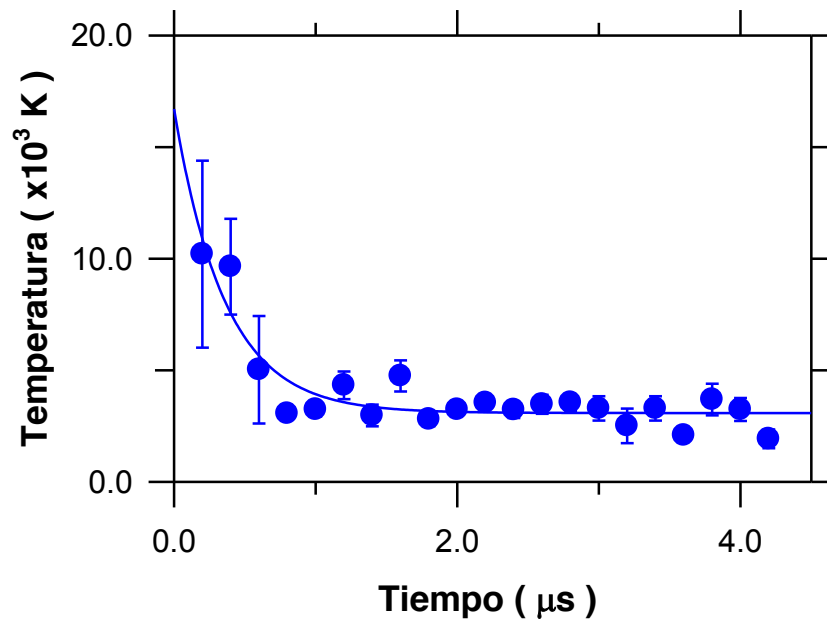


Figura 7.32. Variación de la temperatura de electrones en función del tiempo.

La densidad de electrones y la temperatura del plasma son parámetros muy importantes que describen la naturaleza del plasma. Este plasma es caliente, es decir, que la temperatura de los gases, iones y electrones está en equilibrio termodinámico. Estos parámetros son fundamentales para poder modelar correctamente nuestro plasma y fueron utilizados en la modelación química descrita a continuación.

## 7.8 Modelo termoquímico

Para poder inferir cuáles son las especies químicas estables en la pluma de impacto se utilizó el modelo termoquímico de FactSage. Se consideró que la muestra original de 980.13 mg está compuesta exclusivamente por 92% de carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ) y 7% de sílica ( $\text{SiO}_2$ ) en porcentaje de peso, tomado de los resultados de difracción de rayos X. Esto equivale a tener en 100 g de muestra 0.9 mol de carbonato de calcio y 0.1 mol de sílica. Se tomaron en consideración solamente a aquellas especies cuya concentración fuera mayor a  $10^{-6}$  molar. La figura 7.33 muestra cuáles son las especies químicas que se encuentran en equilibrio termodinámico. Éstas son:

átomo de oxígeno (O), CO, calcio neutro (Ca I), óxido de silicio (SiO), átomo de silicio (Si), óxido de calcio (CaO), oxígeno molecular (O<sub>2</sub>), átomo de carbono (C), CO<sub>2</sub>, óxido de silicio gaseoso (SiO<sub>2</sub>), dicalcio (Ca<sub>2</sub>), óxido de calcio líquido (CaO<sub>líquido</sub>), larnita (Ca<sub>2</sub>O<sub>4</sub>Si), óxido de calcio sólido (CaO<sub>sólido</sub>) y hatrurita (Ca<sub>3</sub>O<sub>5</sub>Si). Se puede observar que a temperaturas de 4,000 – 6,000 K las especies químicas dominantes son: O, CO, Ca, SiO, Si y CaO. Conforme disminuía la temperatura de 4,000 – 2,000 K aumentó la concentración de CO<sub>2</sub>, CO y O<sub>2</sub>. También se incrementa la formación de CaO<sub>líquido</sub>, CaO<sub>sólido</sub> y la formación de larnita. A temperaturas menores de 2,000 K quedan como productos principales CO<sub>2</sub>, CO, O<sub>2</sub>, CaO y hatrurita. Con los resultados del modelo termoquímico se puede conocer que la formación principal es de hatrurita y en pequeñas cantidades larnita. Estos resultados son consistentes con los obtenidos de manera experimental los cuales fueron descritos anteriormente.

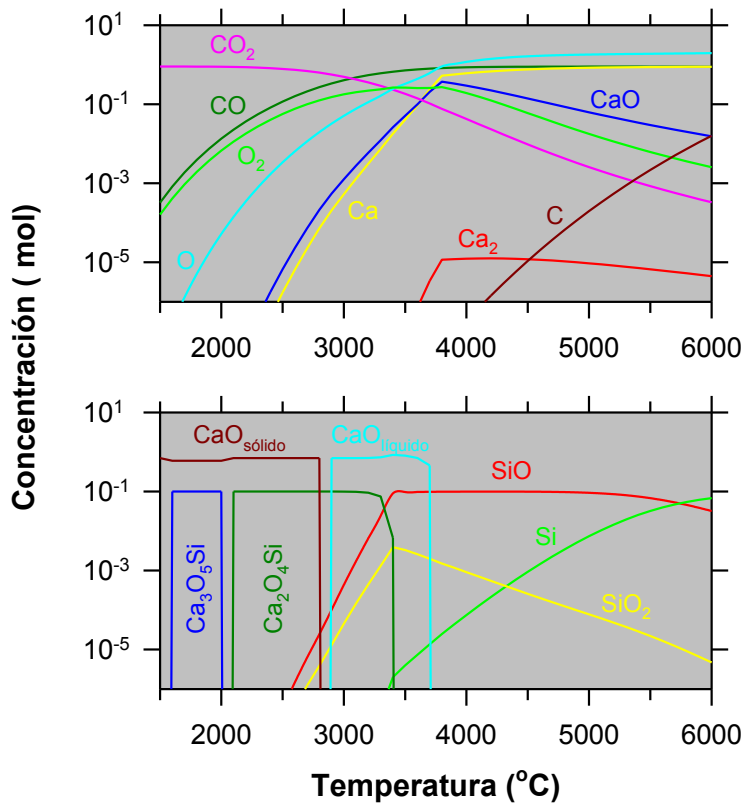


Figura 7.33. Modelo termoquímico que describe a los componentes más importantes presentes en la muestra de Chicxulub a una profundidad de 980.13 m. Concentración de 0.9 mol de CaCO<sub>3</sub> y 0.1 mol de SiO<sub>2</sub>. Muestra las especies químicas en equilibrio: átomo de oxígeno (O), CO, calcio neutro (Ca I), óxido de silicio (SiO), átomo de silicio (Si), óxido de calcio (CaO), oxígeno molecular (O<sub>2</sub>), átomo de carbono (C), CO<sub>2</sub>, óxido de silicio gaseoso (SiO<sub>2</sub>), dicalcio (Ca<sub>2</sub>), óxido de calcio líquido (CaO<sub>líquido</sub>), larnita (Ca<sub>2</sub>O<sub>4</sub>Si), óxido de calcio sólido (CaO<sub>sólido</sub>) y hatrurita (Ca<sub>3</sub>O<sub>5</sub>Si).



## 7.9 Modelo hidrodinámico con módulo químico

Se utilizó un modelo hidrodinámico de dos dimensiones con un módulo basado en un modelo químico que involucra varias especies químicas. Se parte que una ablación frontal va a generar una onda de choque con un componente altamente esférico (Yavas et al., 1997). En la figura 7.34 parte A se puede observar la conceptualización del depósito de energía que proviene del láser en el experimento de ablación que se llevó a cabo en el código hidrodinámico. En el modelo se asumió que la energía provenía de un extremo del cráter y del otro en donde convergían en el centro generando una pluma que salía hacia el medio con una forma cónica (Figura 7.34 parte B).

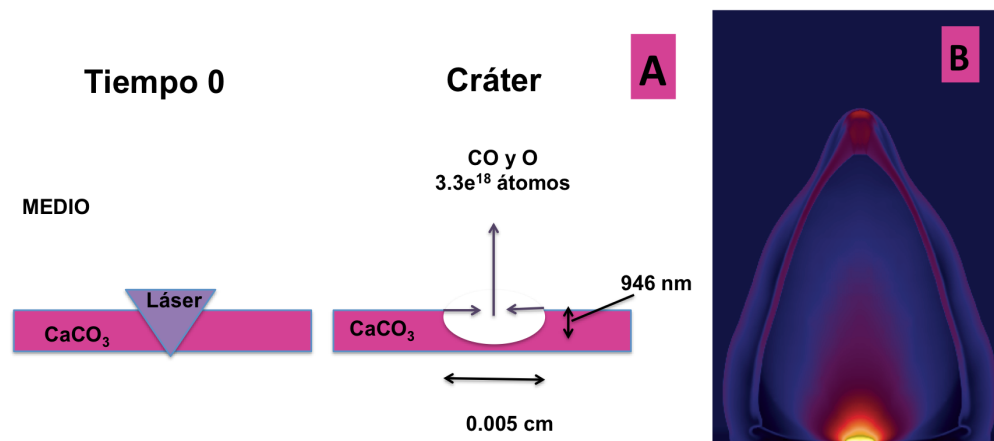


Figura 7.34. Parte A. Conceptualización del depósito de energía proveniente del láser en el experimento de ablación utilizado en el código hidrodinámico. Parte B. Forma cónica en el modelo hidrodinámico.

En los resultados de shadowgrafía se puede observar que la evolución del plasma y del hongo no tienen una forma cónica, debido a lo anterior se cambió como proviene la energía generada por la volatilización del material en la simulación del modelo. Se muestra en la figura 7.35 la conceptualización del depósito de energía que proviene del láser durante la simulación de la ablación por medio del código hidrodinámico, donde la volatilización del material impactado por el láser sale de todos los puntos en el cráter para que la energía se emita del centro del cráter hacia el medio.

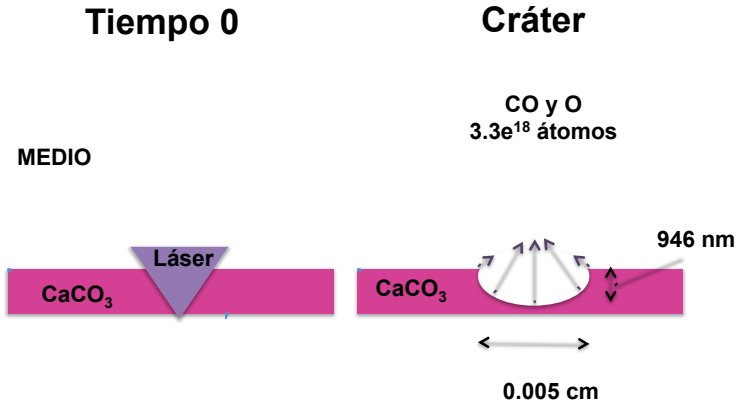


Figura 7.35. Conceptualización del depósito de energía proveniente del láser en el experimento de ablación utilizado en el código hidrodinámico con la energía proveniente de todos los puntos en el cráter.

Se puede observar la evolución de la densidad total en las figuras 7.36 - 7.38 con una variación en el tiempo desde  $0.5 \mu\text{s}$  a  $16.5 \mu\text{s}$ . En el tiempo  $0 \mu\text{s}$  (no mostrado en la gráfica) no se observa ningún cambio de densidad respecto al medio circundante. A partir de  $0.5 \mu\text{s}$  se puede detectar la evolución del plasma y el hongo generado por el impacto de ablación. Lo primero que ocurre es la formación de la onda de choque en forma de arco en donde la densidad en el frente de la onda de choque es mayor con un valor de  $\sim 7.5 \times 10^{19}$  partículas de gas total /  $\text{cm}^3$ , mostrada con una tonalidad de azul claro. Por debajo del frente de la onda de choque se puede observar una zona de vacío de menor densidad,  $\sim 2.5 \times 10^{19}$  partículas de gas total /  $\text{cm}^3$ , mostrada en una tonalidad violeta. En la parte inferior de esta capa se ve un hongo de color morado con una densidad  $< 2.5 \times 10^{19}$  partículas de gas total /  $\text{cm}^3$ . Abajo del hongo se ve una inyección de gas en las partes laterales con una densidad  $> 7.5 \times 10^{19}$  partículas de gas total /  $\text{cm}^3$ . Estas estructuras evolucionan con el tiempo hasta  $16.5 \mu\text{s}$ . La onda de choque se separa rápidamente del hongo en donde el hongo evoluciona en una forma de trébol.

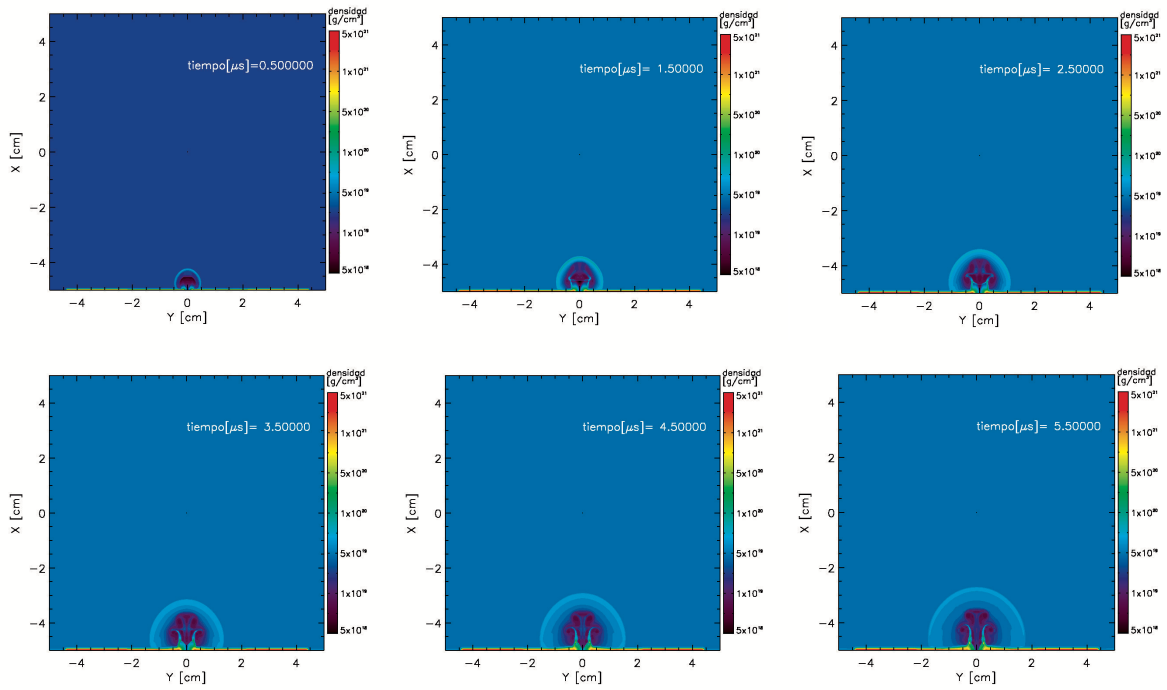


Figura 7.36. Evolución de la densidad total en función de tiempo, en el rango de 0.5 - 5.5  $\mu$ s en el tiempo.

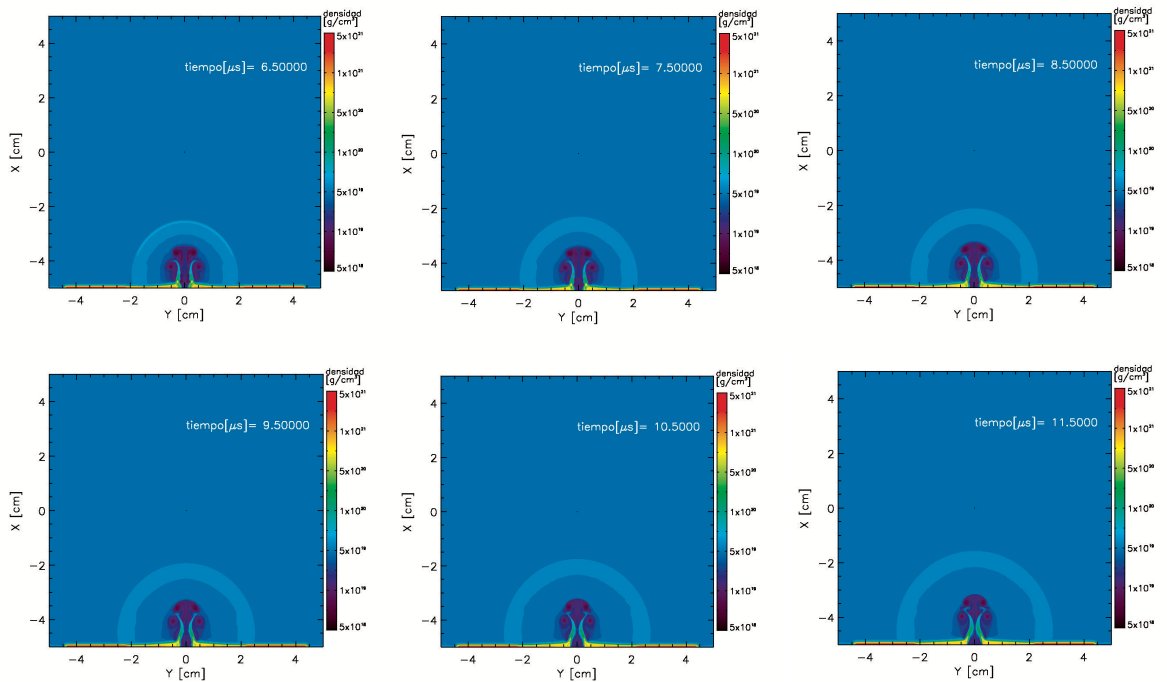


Figura 7.37. Evolución de la densidad total en función de tiempo, en el rango de 6.5 - 11.5  $\mu$ s en el tiempo.

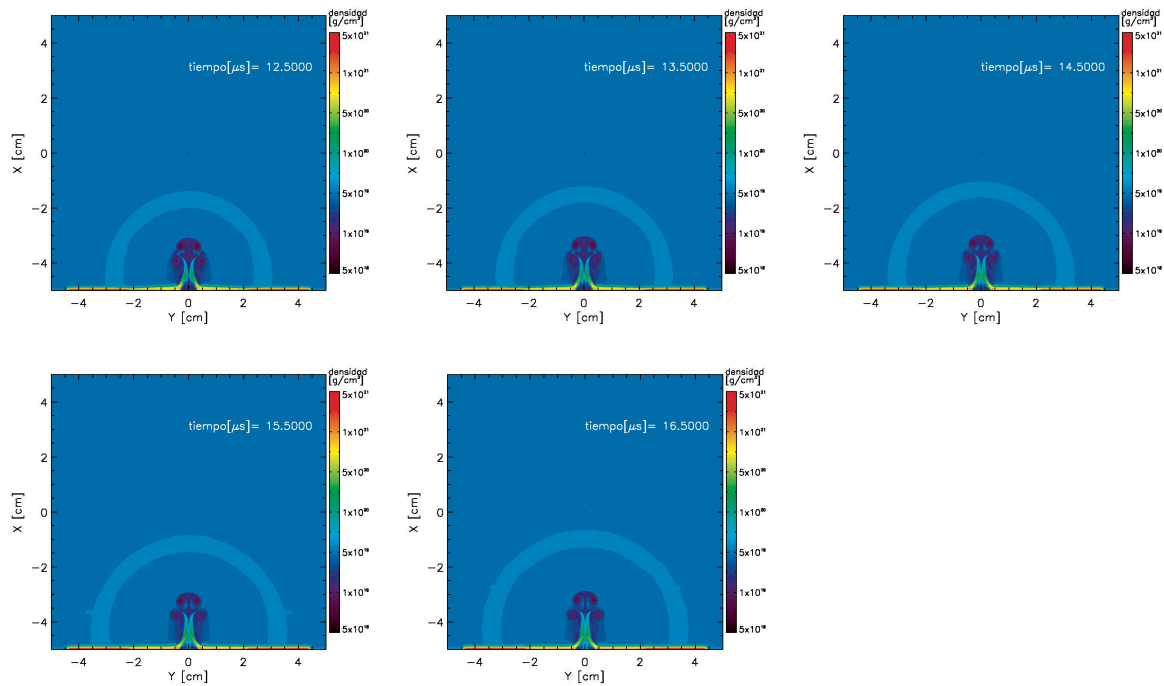


Figura 7.38. Evolución de la densidad total en función de tiempo, en el rango de 12.5 - 16.5  $\mu\text{s}$  en el tiempo.

Para comparar los datos obtenidos con shadowgrafía y el modelo hidrodinámico, se midió la distancia del frente de la onda de choque con respecto al tiempo, como se muestra en la figura 7.39. La parte A muestra la onda de choque a 5  $\mu\text{s}$  sin alteración. La parte B muestra la línea de color negro que se utilizó para medir la distancia del frente de la onda de choque suponiendo que la pluma surge de la superficie de la roca que se ve de forma sólida en la base del centro del arco formado por la onda de choque. Se puede observar que la distancia medida de la superficie a la parte alta del frente de choque es menor que la mitad de la distancia del arco formado por la onda de choque, como se muestra en la parte C de la figura. Esta diferencia sugiere que el punto donde ocurre la ablación está obstruido por la misma roca debido a que existe una pequeña inclinación que no permite ver la superficie en donde se lleva a cabo la ablación. Los valores teóricos y experimentales utilizando éstos dos métodos para medir la distancia del frente de la onda de choque se muestran en la figura 7.40. Se muestra que hay una discrepancia muy grande en cuanto a las tendencias medidas de manera experimental con la que se predice con el modelo. Esta diferencia se puede deber a que el origen de la pluma no está en el campo visual de la fotografía sacada en shadowgrafía. La figura 7.40 muestra la distancia de la onda de choque normalizada a una distancia de 10  $\mu\text{s}$  obtenida con el código hidrodinámico mostrada como una línea sólida. Se puede observar que la tendencia no es lineal ya que inicia con una velocidad muy rápida y posteriormente disminuye su velocidad después de 1  $\mu\text{s}$ . El valor

experimental utilizando la distancia del centro de la roca al frente de la onda de choque muestra una tendencia lineal (los círculos en la figura 7.40), la cual no es congruente con el modelo hidrodinámico. El valor obtenido utilizando la medición del arco de la onda de choque genera una mejor tendencia con respecto al valor teórico.

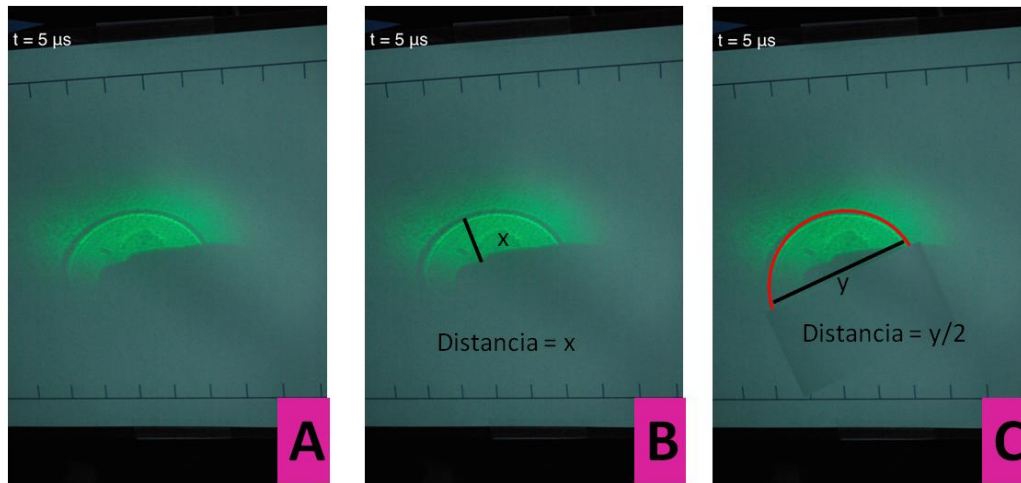


Figura 7.39. Determinación de la posición de la onda de choque por dos técnicas diferentes.

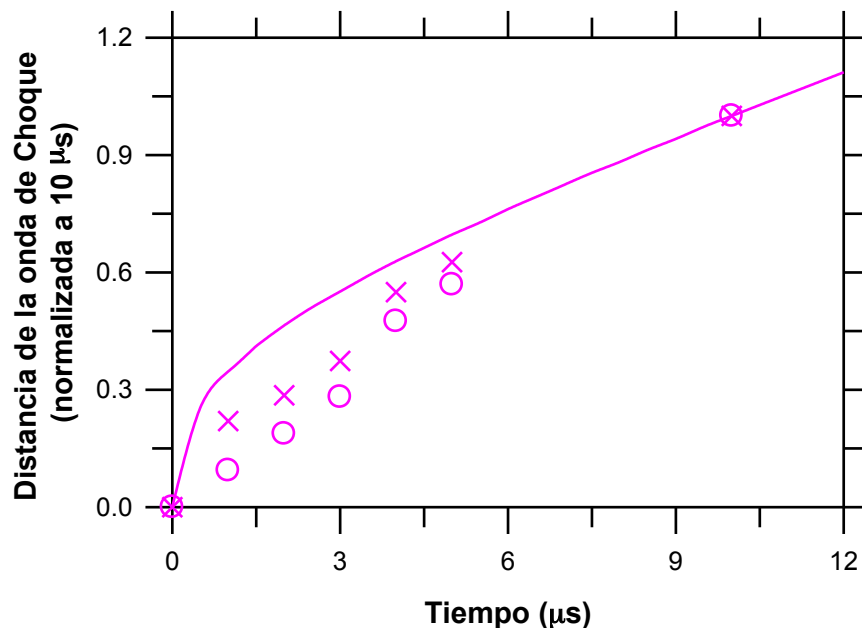


Figura 7.40. Comparación de la distancia experimental (símbolos) y predicha (línea) del frente de la onda de choque generada por un plasma de ablación láser producido en una muestra de un núcleo de perforación de Chicxulub en una atmósfera simulada del K/Pg compuesta por 0.16% CO<sub>2</sub>, 30% O<sub>2</sub> y 69.84 N<sub>2</sub> a 970 mbar. Los símbolos redondos muestran la distancia de la onda de choque suponiendo que el punto de origen está ubicado en la base del objeto oscuro, mientras que los símbolos × muestran la distancia suponiendo que el centro de la onda de choque se encuentra por detrás del objeto oscuro asumiendo un medio arco.

En las figuras 7.41 – 7.43 se muestra la evolución de la temperatura en función del tiempo desde  $0.5 \mu\text{s}$  hasta  $16.5 \mu\text{s}$ . Se puede observar que a  $0.5 \mu\text{s}$  la temperatura más alta está en el frente de la onda de choque. Conforme continua la expansión de la onda de choque a  $1.5 \mu\text{s}$  se ve un aumento de la temperatura en lo que sería la pluma del hongo. Para  $7.5 \mu\text{s}$  se observa un enfriamiento en el interior de la estructura entre el frente de la onda de choque y el hongo, que nos indica que está entrando aire frío del exterior de la pluma de impacto. Esto se ve más claro para  $8.5 \mu\text{s}$  y para  $11.5 \mu\text{s}$  se ve una separación de la alta temperatura generada por la onda de choque, una zona de temperatura casi ambiental y después una zona de mayor temperatura por afuera del hongo. La evolución de la estructura es muy similar a la mostrada por densidad en las figuras 7.36 – 7.38.

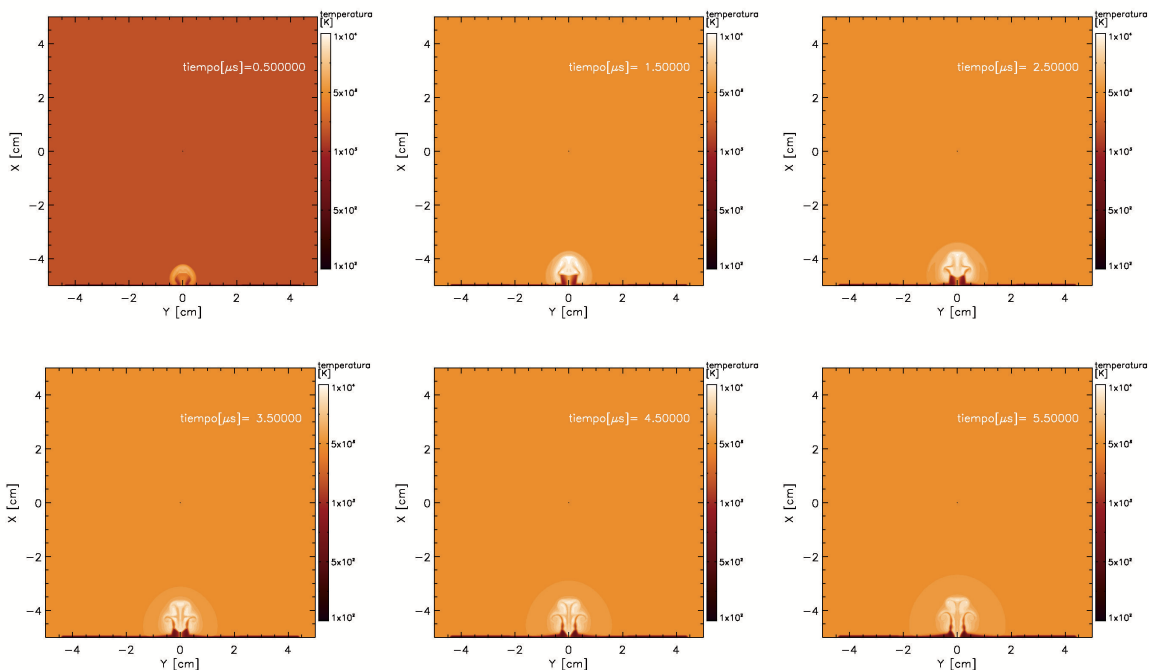


Figura 7.41. Evolución de la temperatura total en función de tiempo, en el rango de  $0.5 - 5.5 \mu\text{s}$  en el tiempo.

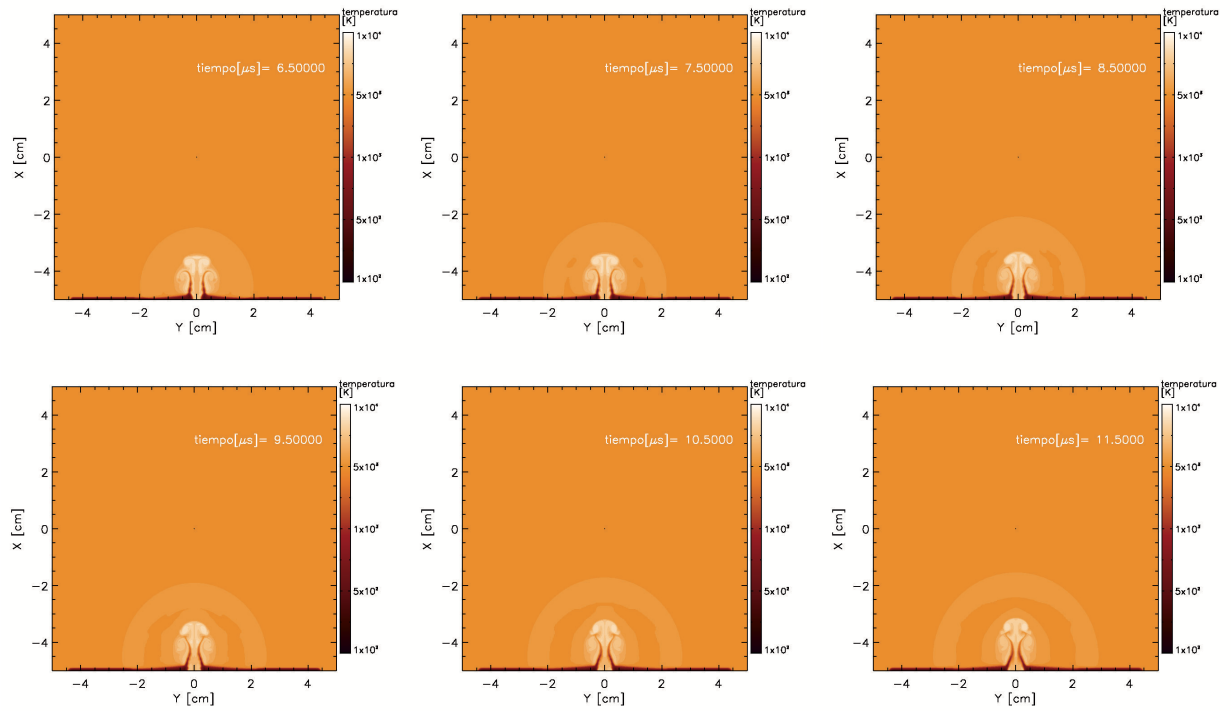


Figura 7.42. Evolución de la temperatura total en función de tiempo, en el rango de 6.5 - 11.5  $\mu\text{s}$  en el tiempo.

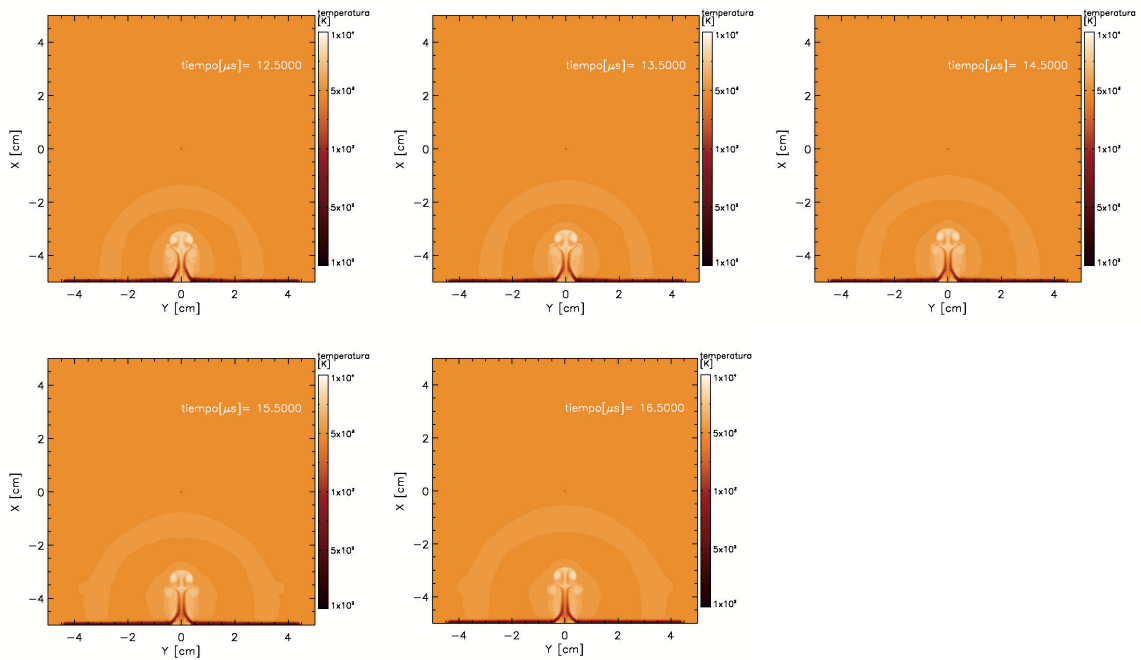


Figura 7.43. Evolución de la temperatura total en función de tiempo, en el rango de 12.5 - 16.5  $\mu\text{s}$  en el tiempo.

Para las figuras 7.44 – 7.46 se muestra la evolución de la densidad de dióxido de carbono en el tiempo desde  $0.5 \mu\text{s}$  hasta  $16.5 \mu\text{s}$ . Se puede observar que a  $0.5 \mu\text{s}$  hubo una gran inyección de dióxido de carbono que es transportada por la onda de choque. Hay una concentración menor que es inyectada en tiempos posteriores, aproximadamente a  $2.5 \mu\text{s}$  por el hongo que es generado. La estructura producida por la densidad de dióxido de carbono es similar a las figuras para la densidad total y la temperatura descritas previamente. El  $\text{CO}_2$  se descompone a las temperaturas en las que se encuentran la onda de choque y el hongo a  $\text{CO}$ . En esta fase de modelación no fue posible extraer la evolución de la densidad de  $\text{CO}$  debido a que su concentración era baja con respecto al  $\text{CO}_2$  y no se notaba un fuerte contraste con respecto a la densidad del medio ambiente.

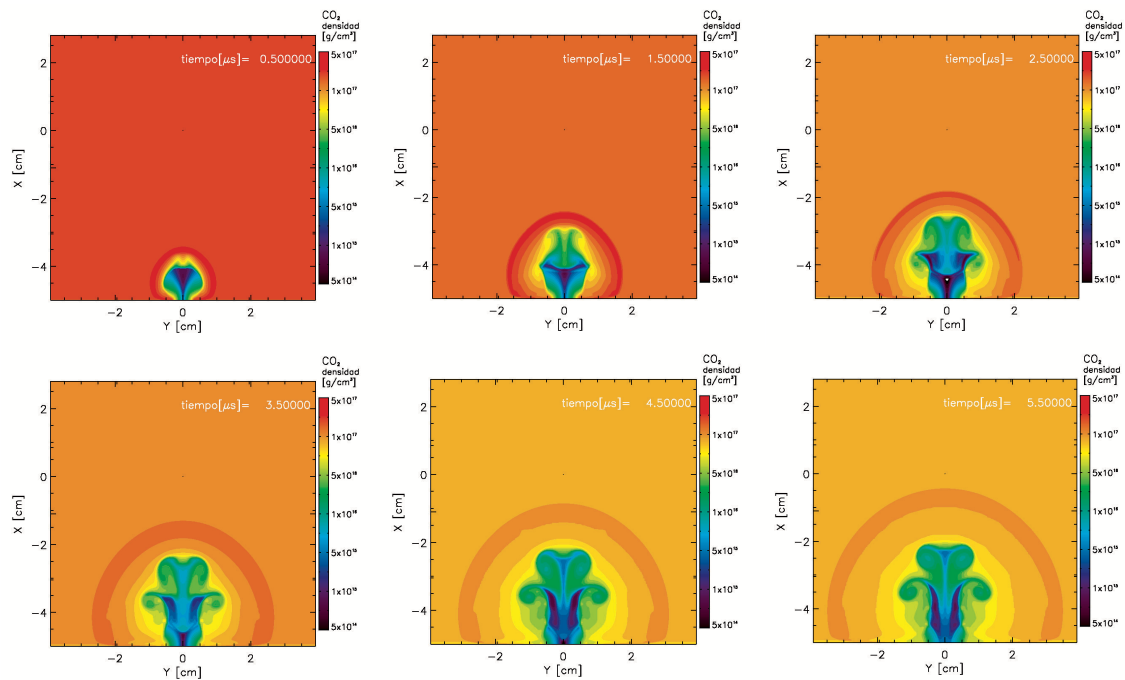


Figura 7.44. Evolución de la densidad de dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) en función de tiempo, en el rango de  $0.5 - 5.5 \mu\text{s}$  en el tiempo.



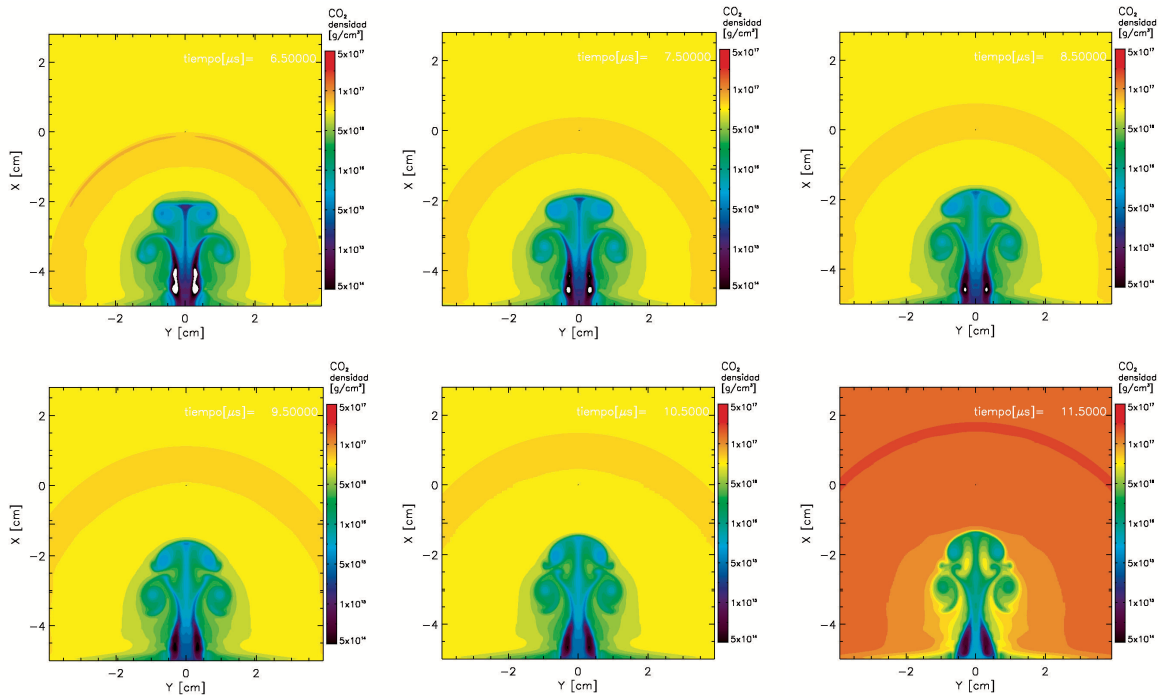


Figura 7.45. Evolución de la densidad de dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) en función de tiempo, en el rango de 6.5 - 11.5  $\mu\text{s}$  en el tiempo.

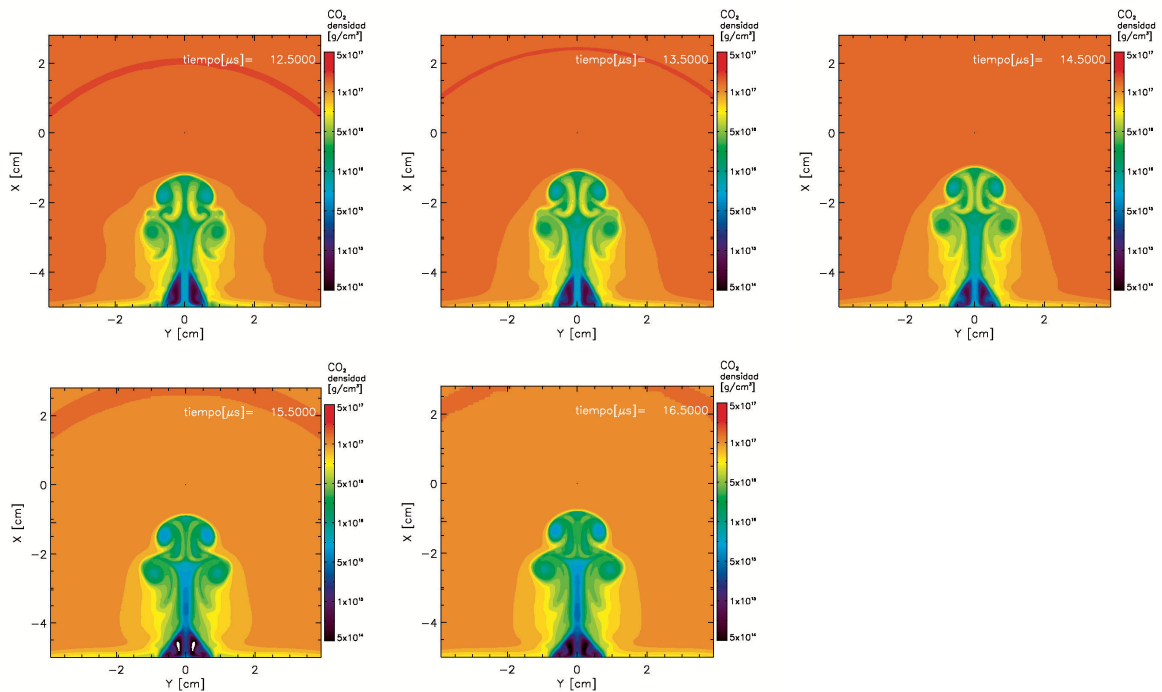


Figura 7.46. Evolución de la densidad de dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) en función de tiempo, en el rango de 12.5 - 16.5  $\mu\text{s}$  en el tiempo.

En las figuras 7.47 – 7.49 se puede observar la evolución de la densidad de óxido nítrico con respecto al tiempo que varía en un rango de 0.5  $\mu\text{s}$  hasta 16.5  $\mu\text{s}$ . Es interesante notar que a 0.5  $\mu\text{s}$  existe una pequeña producción de NO en la onda de choque. Sin embargo, la mayor producción de NO ocurre en el interior del hongo formado, como se puede ver en las figuras subsecuentes hasta 16.5  $\mu\text{s}$ . La estructura de la densidad de NO es similar a las mostradas anteriormente para la densidad total, temperatura y densidad de  $\text{CO}_2$ .

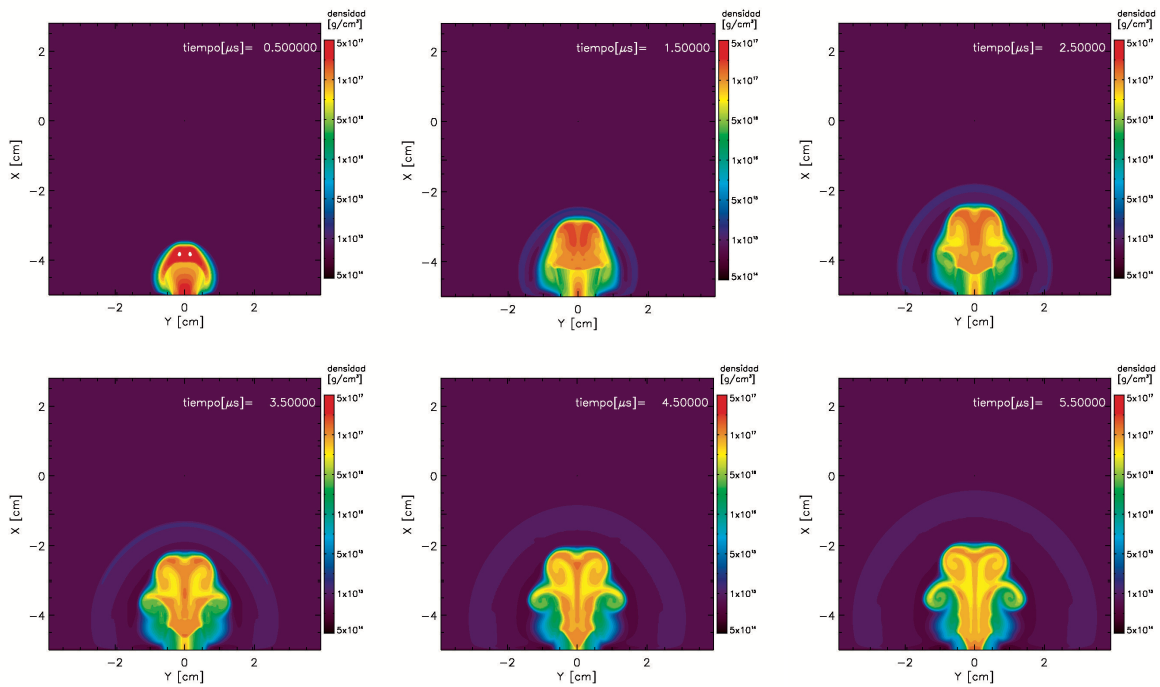


Figura 7.47. Evolución de la densidad de óxido nítrico (NO) en función de tiempo, en el rango de 0.5 - 5.5  $\mu\text{s}$  en el tiempo.

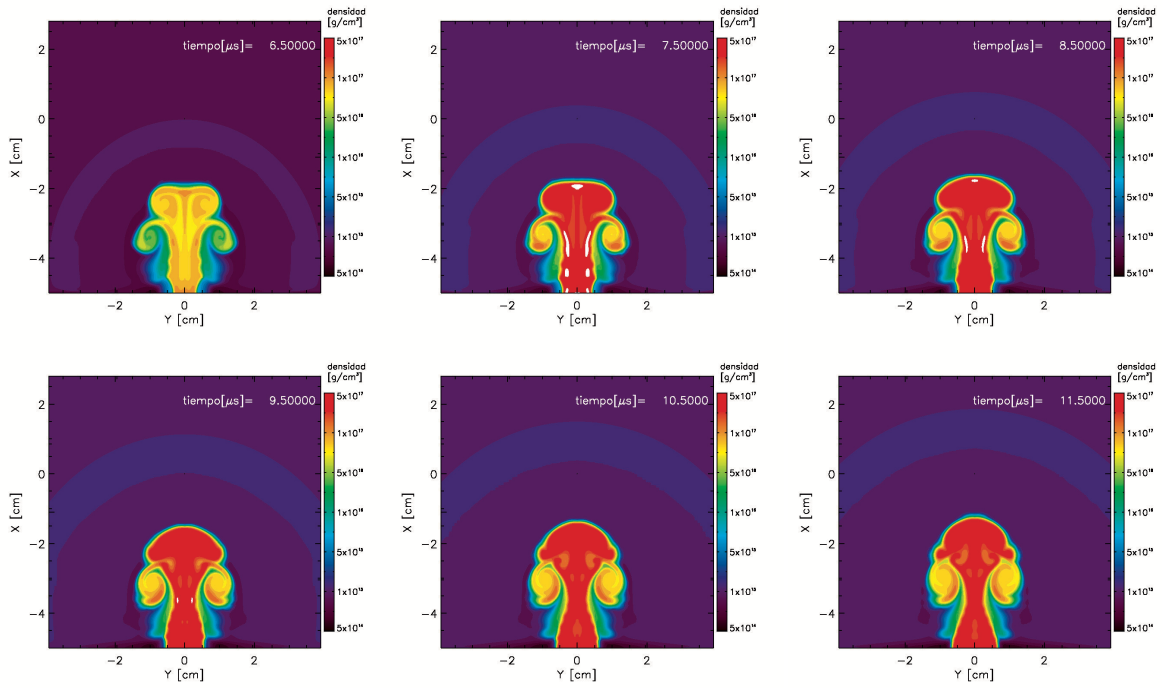


Figura 7.48. Evolución de la densidad de óxido nítrico (NO) en función de tiempo, en el rango de 6.5 - 11.5  $\mu\text{s}$  en el tiempo.

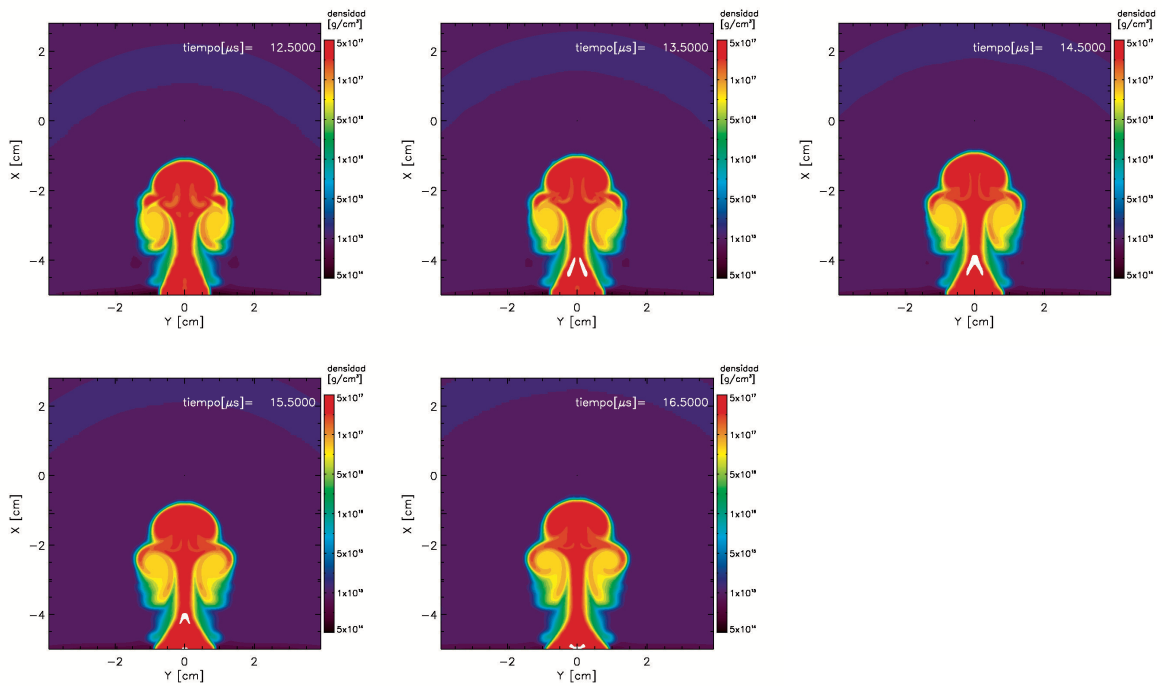


Figura 7.49. Evolución de la densidad de óxido nítrico (NO) en función de tiempo, en el rango de 12.5 - 16.5  $\mu\text{s}$  en el tiempo.

### ETAPA III. Implicaciones para el impacto de Chicxulub

A continuación se van a mencionar cuáles serían las implicaciones que tienen los resultados sobre ésta investigación para el impacto de Chicxulub. En la tabla 7.5 se muestra la integración de todos los resultados obtenidos para ésta investigación para la muestra de 980.13 m. Se divide en propiedades físicas (Shadowgrafía y espectroscopía) para la obtención de tamaño del cráter, velocidad de la onda de choque y del hongo, temperatura inicial del plasma y densidad del plasma; y en propiedades químicas que incluyen las técnicas de TGA-DSC-MS, Difracción de rayos X y Cromatografía de gases acoplado a espectrometría de masas. La composición mineralógica de la muestra consistió en 92% de carbonato de calcio en forma de calcita, 7% de sílice y 1% de cloruro. Al incidir el haz del láser sobre la muestra, hubo una producción de un plasma denso y caliente, cuya temperatura inicial fue de 16,700 K con una densidad de electrones de  $3.5 \times 10^{17} \text{ e cm}^{-3}$ . Este plasma generó una onda de choque cuya velocidad inicial fue de  $4,541 \pm 136 \text{ m s}^{-1}$ , posterior a la onda de choque se genera un hongo cuya velocidad inicial de propagación fue de  $V = 2,318 \pm 438 \text{ m s}^{-1}$ . Los volátiles que fueron liberados al calentar la muestra hasta  $1,400^\circ\text{C}$  fueron  $\text{CO}_2$  con un rendimiento de  $450 \pm 36 \text{ g / kg}$ ,  $\text{SO}_2$  con un rendimiento de  $1.4 \pm 0.4 \text{ g / kg}$ ,  $\text{HCl}$  con un rendimiento de  $1.8 \pm 4 \text{ g / kg}$  y  $\text{NO}$  con un rendimiento de  $1.5 \pm 0.6 \text{ g / kg}$ . Los productos que fueron determinados por cromatografía de gases y espectrometría de masas de los gases generados por el plasma fueron  $\text{CO}$  con un rendimiento de  $4.7 \times 10^{14} \text{ mol J}^{-1}$ ,  $\text{CO}_2$  con un rendimiento de  $9.0 \times 10^{14} \text{ mol J}^{-1}$  y  $\text{NO}$  con un rendimiento de  $1.4 \times 10^{13} \text{ mol J}^{-1}$ . Los sólidos generados fueron hatrurita con un rendimiento de  $266 \text{ g kg}^{-1}$  y portlandita con un rendimiento de  $832.7 \text{ g kg}^{-1}$ .

Tabla 7.5. Integración de los resultados de la investigación de Chicxulub para la muestra de 980.13m.

Muestra 980.13 m	Resultados	Rendimiento
<b>Propiedades físicas</b>		
Tamaño del cráter	946 $\mu\text{m}$ / 50 mJ	-
Velocidad de la onda de choque	$V = 4,541 \pm 136 \text{ m s}^{-1}$	-
Velocidad del hongo	$V = 2,318 \pm 438 \text{ m s}^{-1}$	-
Temperatura inicial del plasma	16,700 K	-
Densidad del plasma	$3.5 \times 10^{17} \text{ e cm}^{-3}$	-
<b>Propiedades químicas</b>		
Composición mineralógica de la muestra original (Difracción de rayos X)	Carbonatos ( $\text{CO}_3^{2-}$ )	92%
	Aluminosilicatos ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$ )	0%
	Sulfatos ( $\text{SO}_4^{2-}$ )	0%
	Sílice ( $\text{SiO}_2$ )	7%
	Hierro ( $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$ )	0%
	Cloruros ( $\text{Cl}^-$ )	1%
TGA-DSC-MS	Dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ )	$450 \pm 36 \text{ g / kg}$
	Dióxido de azufre ( $\text{SO}_2$ )	$1.4 \pm 0.4 \text{ g / kg}$
	Cloruro de hidrógeno ( $\text{HCl}$ )	$1.8 \pm 4 \text{ g / kg}$
	Óxido nítrico ( $\text{NO}$ )	$1.5 \pm 0.6 \text{ g / kg}$
Gases generados por plasma	Monóxido de carbono ( $\text{CO}$ )	$4.7 \times 10^{14} \text{ mol J}^{-1}$
	Dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ )	$9.0 \times 10^{14} \text{ mol J}^{-1}$
	Óxido nítrico ( $\text{NO}$ )	$1.4 \times 10^{13} \text{ mol J}^{-1}$
Composición mineralógica de la muestra después de la irradiación (Difracción de rayos X)	Hatrurita ( $\text{Ca}_3\text{O}_5\text{Si}$ )	$266 \text{ g kg}^{-1}$
	Portlandita ( $\text{Ca}(\text{OH})_2$ )	$832.7 \text{ g kg}^{-1}$

La temperatura inicial del plasma fue de 16,700 K; en un estudio realizado por Claeys (2005) se encontró que la destrucción de los carbonatos por una presión de impacto solo se puede alcanzar si la temperatura es mayor a 4,000 K, por lo que la temperatura inicial del plasma es la adecuada para simular la devolatilización de los carbonatos provocada por el impacto.

Uno de los resultados más interesantes sobre ésta investigación fue la formación de monóxido de carbono durante la ablación de la muestra de 980.13 m de Yaxcopoil-1, con un cociente de  $\text{CO}/\text{CO}_2 = 0.5$ ; en donde por cada 0.5 moléculas de CO corresponden a una molécula de  $\text{CO}_2$ . Boslough *et al.* (1972) estudiaron la volatilización de la calcita inducida por impactos de bala a presiones de 18 GPa (giga pascales) en donde la producción de  $\text{CO}/\text{CO}_2$  es de  $\sim 6$ . Kawaragi *et al.* (2009) determinó que el cociente  $\text{CO}/\text{CO}_2$  fue de  $\sim 2.0 \pm 0.4$  para ondas de choque de impacto con una presión de 40 - 100 GPa; sin embargo, para presiones < de 40 GPa el cociente de  $\text{CO}/\text{CO}_2$  puede variar de 0.3 - 2. Por lo tanto, éstos resultados son consistentes con el valor de  $\text{CO}/\text{CO}_2$  de 0.5 para la investigación de Chicxulub en éste proyecto. No se determinó en éste trabajo cuál fue la presión de impacto generada por la ablación láser; sin embargo con base a los resultados de Kawaragi se puede inferir que el valor estuvo entre 30 y 40 GPa. El CO es tóxico debido a que bloquea a los sitios de unión del oxígeno a la molécula de la hemoglobina, ya que el CO se une en la hemoglobina y forma carboxihemoglobina que reduce la capacidad de transportar al oxígeno y lleva a una hipoxia celular. Si la exposición es elevada y continua ocurre una disminución en la respiración central que conduce a la muerte (NCBI, 2016). No se encontraron los valores de toxicidad en la literatura para el CO para los reptiles (dinosaurios) y para organismos marinos. Solo se encuentra el valor para peces con una dosis letal de  $1.2 \text{ mg L}^{-1}$  (WGBIS, 2017). El CO es soluble en agua y tiene un valor de solubilidad de  $27.6 \text{ mg L}$  a  $25^\circ\text{C}$  (Cargill, 1990).

La emisión de CO pudo haber sido crucial en la extinción masiva hace 66 millones de años. Las estimaciones previas sugieren que la liberación de  $\text{CO}_2$  de rocas carbonatadas por el impacto causó un calentamiento global de  $1 - 2^\circ\text{C}$  (Pope *et al.*, 1997 y Pierazzo *et al.*, 1998). Según Kawaragi (2009) debido a la liberación de una concentración mayor de CO el calentamiento pudo haber sido de  $2 - 5^\circ\text{C}$  ya que el CO es un gas de efecto invernadero más potente que el  $\text{CO}_2$ ; el efecto pudo haber durado varios años después del impacto. En el océano el CO pudo haber afectado a peces, moluscos y otros organismos aeróbicos debido a su alta toxicidad. El CO pudo haber sido destruido a  $\text{CO}_2$  o  $\text{CH}_4$  en el océano (Conrad *et al.*, 1982). Sin embargo, esto no explica la gran extinción de organismos calcificadores en un 95% de amonitas y de foraminíferos, muy pocas diatomeas, dinoflagelados y radiolarios en K/Pg (Tyrell *et al.*, 2015). Los grupos sin conchas carbonatadas no sufrieron una extinción por lo que sería posible una acidificación en el océano como causa principal que pudo haber hecho que la lisoclina (profundidad por debajo en que los carbonatos son disueltos en el océano) hubiera sido afectada. En la actualidad la lisoclina se encuentra entre 3,000 - 5000 metros de profundidad pero varía por factores como la concentración de  $\text{CO}_2$ , nivel de acidez en el agua, la latitud y la temperatura. Por lo que probablemente el efecto del impacto pudo haber influenciado a la disolución de los carbonatos provocando la

extinción de los calcificadores. Sin embargo, en un modelo biogeoquímico realizado por Tyrell et al., en 2015 se encontró que considerando solamente el CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub> y NO, que la acidez que produciría en el océano tendría un efecto mínimo en la solubilidad de los carbonatos, por lo que debe de haber otra razón para la extinción. En el presente trabajo de tesis se encontró que existe una producción muy grande de portlandita, la cual al disolverse produce la liberación de hidroxilos de acuerdo a la siguiente reacción:



La presencia de hidroxilos conduce a la rápida conversión del CO<sub>2</sub> a carbonatos, provocando a su rápida precipitación por la presencia de los iones calcio que conduce a una secuestro instantánea de los carbonatos en el agua hacia el fondo marino de acuerdo a las siguientes reacciones:



En la ecuación 23, el calcio al precipitarse secuestra al carbonato del océano. Sin embargo, mas iones carbonatos son nuevamente formados al desplazarse el equilibrio del carbonato de acuerdo a la reacción 24.



Al ocurrir esta reacción no solamente se producen iones carbonatos sino que además genera protones (H<sup>+</sup>), lo cual provoca la destrucción del bicarbonato de acuerdo a las reacciones 25 y 26.



El efecto neto es que la precipitación de carbonatos conduce a una disminución del dióxido de carbono total presente en el océano. Este efecto es el que se propone que condujo a la desaparición de los foraminíferos y amonitas en el K/Pg y que no se debió a una acidificación sino a una alcalinización que condujo al secuestro de los carbonatos presentes en el agua. Existen actualmente estudios sobre la alcalinización artificial de los océanos utilizando óxido de calcio y portlandita para mitigar el efecto del CO<sub>2</sub> en la atmósfera (González y Ilyan, 2016). Para poder fundamentar adecuadamente esta propuesta será necesario estudiar los efectos químicos de la portlandita en el agua y realizar modelos biogeoquímicos.

En los resultados se encontró la formación de hatrurita y larnita por la simulación del impacto por medio de la ablación láser. En un estudio sobre la condensación de

minerales compuestos por Ca – SiO - H<sub>2</sub> - O<sub>2</sub> sugieren la formación de la larnita a altas temperaturas entre 900 – 1,500 °C (Rietmeijer *et al.*, 2008). Las propiedades químicas de la hatrurita y la larnita son similares. Estos minerales en la atmósfera bloquearon la penetración de la luz solar provocando el invierno nuclear (Vellekoop *et al.*, 2014). En la literatura se ha propuesto que durante el impacto del asteroide hace 66 millones de años, éstos minerales pudieron haber tenido un efecto neutralizante en los océanos al disolverse el ácido proveniente de la lluvia ácida por la generación de CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub> y NO (Maruoka y Koeberl, 2003) sobre el ácido carbónico, ácido sulfúrico y ácido nítrico generados por el impacto.

Se encontraron dos fenómenos antagónicos que jugaron un papel importante después del impacto; el invierno nuclear y el calentamiento global. De acuerdo a mediciones realizadas con proxies del K/Pg en Texas se puede inferir que hubo una reducción de temperatura de hasta 10°C durante el invierno nuclear en un intervalo de tiempo de algunos años hasta varias décadas (Vellekoop *et al.*, 2014). De acuerdo a un modelo por Pope (1997) el 80% de la luz solar fue bloqueada durante el primer año y en años posteriores se incidía solo el 50% de la luz. Posteriormente, el polvo inyectado a la atmósfera se fue depositando gradualmente, conduciendo al aumento de temperatura atmosférica debido a que los rayos solares podían volver a incidir en la superficie. Estos eventos condujeron a un calentamiento global provocado por la liberación de gases de efecto invernadero en la atmósfera como el CO<sub>2</sub> y CO. El CO es un gas de efecto invernadero indirecto ya que en sí no tiene la capacidad para atrapar la radiación infrarroja. El potencial de calentamiento global (parámetro desarrollado para comparar los impactos de los gases de efecto invernadero, en donde se estima el cambio por la liberación de una tonelada de CO<sub>2</sub> a la atmósfera) para el CO es mucho menor que la del CO<sub>2</sub>, la cual por convención es igual a 1 (EPA, 2017). Sin embargo, el CO es muy reactivo y reacciona con los radicales OH generados por la descomposición del agua en la atmósfera convirtiéndose en CO<sub>2</sub>, el cual si tiene un efecto más significativo. Al disminuir los radicales OH de la atmósfera otros gases como el CH<sub>4</sub>, que son destruidos, tienen un aumento en su tiempo de residencia en la atmósfera provocando un calentamiento mayor. El tiempo de residencia del CO corresponde a 1 - 3 años en la atmósfera (Weinstock, 1969) mientras que el tiempo de residencia del CO<sub>2</sub> puede durar aproximadamente entre 1,000 – 100,000 años teniendo un efecto a largo plazo en la atmósfera ( Berner *et al.*, 1983).

Otro gas de efecto invernadero liberado por el impacto fue el NO. El NO tiene un potencial de calentamiento global menor al CO<sub>2</sub> pero al reaccionar en la estratosfera al destruir el ozono pasa a tener un efecto importante de enfriamiento en esta zona de la atmósfera. En la parte baja de la atmósfera reacciona con el oxígeno formando dióxido de nitrógeno (NO<sub>2</sub>) el cual al reaccionar con el agua forma ácido nítrico provocando lluvia ácida (EPA, 2017).



De acuerdo a modelos atmosféricos el aumento de temperatura ocasionado varia entre  $\sim 1 - 1.5$  °C (Pierazzo *et al.*, 1998) hasta 7.5°C (Beerling *et al.*, 2002) y pudo haber ocurrido en un intervalo de años a décadas. Se puede observar que el invierno nuclear pudo haber tenido un efecto más catastrófico en los organismos que el calentamiento global ya que hubo una reducción mayor de la temperatura que el calentamiento que se tuvo posteriormente.

Los estudios paleoclimáticos son interesantes debido a que se puede relacionar los cambios que han ocurrido en el clima en el pasado de la Tierra con el clima que se tiene actualmente. El cambio climático que ocurrió hace 66 millones de años fue de manera instantánea, con una disminución de temperatura durante el invierno nuclear y posteriormente un calentamiento muy intenso. Actualmente estamos en un periodo de calentamiento nuevamente; sin embargo, las condiciones son diferentes ya que el calentamiento ha sido de manera gradual desde la revolución industrial (1760 -1840) y ha habido una liberación continua de CO<sub>2</sub> hacia la atmósfera. A pesar de que las condiciones para llegar al calentamiento han sido diferentes al final el CO<sub>2</sub> sigue siendo el principal gas de efecto invernadero cuyo efecto en la atmósfera es de manera significativa. Es importante recalcar que actualmente se tienen técnicas como el uso de energías renovables y la secuestración del CO<sub>2</sub> hacia los sedimentos para intentar minimizar su concentración en la atmósfera, por lo que es de vital importancia que se lleven a cabo. Los estudios de Chicxulub nos indican lo frágil que es el clima de la Tierra y como varios factores pueden tener cambios significativos; con la existencia de los diferentes ciclos biogeoquímicos se tiende a llegar a un equilibrio natural que actualmente no se ha podido lograr debido a la liberación de manera indiscriminada de gases de efecto invernadero hacia la atmósfera.

## VIII. CONCLUSIONES

---

En la primera etapa de la investigación se llevó a cabo la caracterización de un núcleo de perforación de sedimentos marinos proveniente del cráter de Chicxulub (YAX-1) con una variación de profundidades desde 599.5 m a 1,500.01 m y haciendo un total de 37 horizontes. Se realizó una integración de los componentes principales para las capas de 900 m a 1,500.01 m, correspondientes a los sedimentos antes del impacto. Los resultados de difracción de rayos X mostraron los valores promedio integrados de los componentes principales que consistieron en un 83.5% de carbonatos, 7.4% de aluminosilicatos, 7.4% de sulfatos, 0.7% de sílice, 0.5% de hierro y 0.3% de cloruro. Con los análisis de TGA-DSC-MS se obtuvieron los valores promedio integrados de los componentes principales de las muestras que generan por volatilización térmica 387.2 g de CO<sub>2</sub>, 9.9 g de SO<sub>2</sub>, 0.7 g de HCl y 0.4 g de NO por cada kg de muestra.

Durante la segunda etapa de la investigación se utilizó una muestra representativa del límite K/Pg a una profundidad de 980.13 m para modelar de manera experimental el impacto de Chicxulub e investigar los gases producidos por el impacto. Se realizó la simulación experimental del impacto por ablación de un láser pulsado de Nd-YAG operando a 1,064 nm y con una energía de 50 mJ por pulso. Se utilizó una atmósfera simulada del K/Pg con una composición de 0.16% CO<sub>2</sub>, 30% O<sub>2</sub> en nitrógeno. Los compuestos finales generados por la ablación láser fueron CO, CO<sub>2</sub> y NO en fase gaseosa. Los estudios de difracción de rayos X de los productos en estado sólido generados térmicamente y por impacto por el láser de Nd-YAG indican que el material eyectado por la simulación del impacto es un vidrio compuesto por larnita (Ca<sub>2</sub>O<sub>4</sub>Si) y/o hatrurita (Ca<sub>3</sub>O<sub>5</sub>Si) y portlandita (Ca(OH)<sub>2</sub>).

Los estudios de shadowgrafía indican que se produce una onda de choque que se propaga en el medio en tiempos que van desde 1 - 10 μs con una velocidad inicial de  $V = 4,541 \pm 136 \text{ m s}^{-1}$  y posteriormente se genera un hongo que evoluciona a tiempos más largos desde 20 hasta 500 μs con una velocidad inicial de  $V = 2,318 \pm 438 \text{ m s}^{-1}$ . El cráter generado por el plasma de ablación tuvo un diámetro de 946 μm / 50 mJ de pulso.

Fueron observadas varias bandas de emisión producidas por la luz emitida en el plasma de ablación que corresponden a átomos y moléculas neutras y ionizadas como fueron: calcio neutro (Ca), calcio ionizado (Ca<sup>+</sup>), oxígeno atómico (O), nitrógeno atómico (N), nitrógeno atómico ionizado (N<sup>+</sup>), óxido de calcio (CaO) y monóxido de carbono



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.

(CO). Se determinó que la temperatura inicial del plasma fue de 16,700 K y la densidad de electrones del plasma correspondió a  $3.5 \times 10^{17} \text{ e cm}^{-3}$ .

Los resultados del modelo termoquímico indican que las especies que estuvieron termodinámicamente estables a temperaturas de 4,000 – 6,000 K fueron: O, CO, Ca, óxido de silicio (SiO), Si y óxido de calcio (CaO gaseoso). Conforme disminuyó la temperatura de 4,000 – 2,000 K aumentó la concentración de CO<sub>2</sub>, CO, O<sub>2</sub>, CaO<sub>líquido</sub>, CaO<sub>sólido</sub> y la formación de larnita. A temperaturas menores de 2,000 K quedaron como productos principales CO<sub>2</sub>, CO, O<sub>2</sub>, CaO y hatrurita. Se aplicó un modelo hidrodinámico para modelar la ablación láser con reacciones químicas en donde los resultados confirman las mediciones experimentales.

La producción de sólidos constituidos por larnita, hatrurita y portlandita provocó el invierno nuclear. Su eventual disolución en el océano pudo haber tenido un efecto neutralizante sobre el ácido carbónico, ácido sulfúrico y ácido nítrico generados por el impacto. Sin embargo, éstos efectos no explican la extinción de las especies calcificadoras en el océano por lo que se propone que la portlandita condujo a una rápida basificación del océano provocando el secuestro de los carbonatos y conduciendo a la disminución del dióxido de carbono disuelto en el océano afectando a los organismos calcáreos. La liberación súbita de CO<sub>2</sub>, CO y NO condujo a un efecto invernadero en la atmósfera y la generación de lluvia ácida.

## IX. PERSPECTIVAS

---

1. Se propone realizar un estudio de mayor resolución del núcleo de Chicxulub YAX-1 con una diferencia menor a la que se utilizó en este proyecto, como sería entre 15 - 20 m o menos de separación.
2. Estudiar la ablación de una muestra proveniente del horizonte del núcleo de perforación YAX-1 rico en yeso y anhidrita (profundidad de 1,079 m y 1,400 m del perfil) para evaluar los efectos que tendrían las especies de azufre en la química atmosférica.
3. Otro experimento complementario que se propone realizar sería introducir una capa líquida sobre la superficie de la roca utilizada en la ablación láser para simular lo que ocurrió cuando cayó el impacto en la parte somera del Golfo de México.
4. Analizar si los compuestos generados, larnita y hatrurita, podrían tener un impacto en cuanto al cambio de pH en el agua de lluvia y en ambientes marinos. Se podría realizar un experimento en donde se mida el pH de una solución al mezclar los productos generados por la ablación láser para poder determinar su efecto.
5. Estudiar la solubilidad y el cambio de pH de la portlandita.
6. En el presente estudio se hizo la simulación experimental del impacto utilizando la ablación láser con el primer armónico que corresponde a una longitud de 1,064 nm; sin embargo, se podría realizar una simulación con una mayor energía de impacto usando el segundo armónico del láser de Nd-YAG el cuál corresponde a una longitud de 532 nm.
7. El estudio de TGA-DSC-MS sugiere que en promedio los gases liberados por el impacto fueron de 387.2 g de CO<sub>2</sub>, 9.9 g de SO<sub>2</sub>, 0.7 g de HCl y 0.4 g de NO por cada kg de muestra analizada. Sería importante incluir estos valores en el modelo hidrodinámico e incluir reacciones que involucren al SO<sub>2</sub> y HCl para evaluar cuál podría ser los productos que se generarían y el impacto hacia el ambiente.
8. Realizar un modelo biogeoquímico para estudiar el efecto de la hatrurita - larnita y portlandita en la neutralización y alcalinización, respectivamente, de los océanos.



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

## X. REFERENCIAS

---

- Aguilera, J.A., Aragón, C. and Manrique, J.: 2014, Measurement of Stark widths and shifts of Ca II spectral lines, *Mon. Not. R. Astron. Soc.* **444**,1854-1 858.
- Álvarez, L. W., W. Álvarez, F. Asaro y H. V. Michel. (1980) Extraterrestrial cause for the Cretaceous–Tertiary extinction, *Science*, **208** (4448), pp.1095-1108.
- Arenillas, I., Arz, J.A., Grajales-Nishimura, J.M., Meléndez, A. y Rojas-Consuegra, R. (2016) The Chicxulub impact is synchronous with the planktonic foraminifera mass extinction at the Cretaceous/Paleogene boundary: new evidence from the Moncada section, Cuba. *Geologica Acta.* 14, 1, 1-17.
- Baez-Miranda, J.C. (2010) Evaluación y análisis de núcleos de perforación en la plataforma carbonatada de Yucatán. Tesis obtenida de: <http://www.ptolomeo.unam.mx:8080/xmlui/bitstream/handle/132.248.52.100/1273/Tesis.pdf?sequence=1>
- Bailey, J.V., Cohen, A.S. y Kring, D.A. (2005) Lacustrine fossil preservation in acidic environments: implications of experimental and field studies for the Cretaceous-Paleogene boundary acid rain trauma. *Palaios* 20, 376-389.
- Bak, M.S., McGann, B., Carter, C. and Do, H., 2016, Determinants of laser-induced breakdown spectra in N<sub>2</sub>–O<sub>2</sub> mixtures, *J. Phys. D: Applied Physics* 49, 125202.
- Berner, R.A, and Landis, G.P.: 1988, Gas Bubbles in Fossil Amber as Possible Indicators of the Major Gas Composition of Ancient Air. *Science* 239, 1406-1409.
- Beerling, D. J., Lomax, B.H., Royer, D.L., Upchurch, Jr., G.R., and Kump, L.R: 2002, An atmospheric pCO<sub>2</sub> reconstruction across the Cretaceous-Tertiary boundary from leaf megafossils, *PNAS* 99, 7836–7840.
- Bohor, B.F., Foord, E.E., Modreski, P.J., Triplehorn, D.M. (1984) Mineralogic evidence for an impact event at the Cretaceous-tertiary boundary. *Science* **224**, 867-869.
- Boslough, M. B., Ahrens, T. J., Vizgirda, J., Becker, R. H. y Epstein, S. (1982) Shock-induced devolatilization of calcite. *Earth and Planetary Science Letters*, 61 (1). pp. 166-170.
- Bralower, J.T., Premoli-Silva, I. y Malone, M.J. (2002) New evidence for abrupt climate change in the Cretaceous and Paleogene: An ocean drilling program expedition to Shatsky rise, northwest Pacific. *GSA today.* 4-10.
- Cargill, R.W. (1990) IUPAC Solubility Data Series, Vol. 43. Carbon Monoxide, Pergamon Press, Oxford, England.
- Claeys, P. (2010) Chicxulub, Anatomy of a large impact structure: from impactite to ejecta distribution. First International Conference on Impact cratering in the solar system. Eslab-40 conference proceedings. No. 368081,81-92.



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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



- Collins, G.S., Morgan, J., Barton, P., Christeson, G.L., Gulick, S., Urrutia, J., Warner, M. y Wunneman, K. (2008) Dynamic modeling suggests terrace zone asymmetry in the Chicxulub crater is caused by target heterogeneity. *Earth and Planetary Science letters*. **270**, 221-230.
- Conrad, R., Seiler, W., Bunse, G., Giehl, H (1982) Carbon monoxide in seawater (Atlantic Ocean), *J. Geophys. Res. - Oceans* 87(C11), 8839–8852.
- Crutzen, P.J. (1987) Acid rain at the K/T boundary. *Nature* **330**, 108-109.
- D’Hondt, S., Pilson, M.E.Q., Sigurdsson, H., Hanson Jr., A.K. y Carey, S. (1994) Surface water acidification and extinction at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Geology* **22**, 983-986.
- Deutsch, A. y Langenhorst, F. (2016) On the fate of carbonates and anhydrite in impact processes-evidence from the Chicxulub event. *GFF*, 129:2, 155-160.
- Dixon, R.K., Brown, S., Houghton, R.A., Solomon, A.M., Trexler, M.C. y Wisniewski, J. (1994) Carbon pools and flux of global ecosystems. *Science* **263**, 185-190.
- Dressler, B.O., Sharpton, V.L., Moran, J., Smit, J., Stoffler, D. y Urrutia, J. (2003) Investigating a 65 Ma old smoking gun: Deep drilling of the Chicxulub impact structure. *Eos Transactions* 84:v125,130.
- Elbra, T. y Pesonen, L.J. (2011) Physical properties of the Yaxcopoil-1 deep drill core, Chicxulub impact structure, Mexico. *Meteoritics and Planetary Science*. 46: 1,640-1,652.
- EPA (2017) Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos. Obtenido de: [https://www.ipcc.ch/publications\\_and\\_data/ar4/wg1/en/ch2s2-10-2.html](https://www.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/wg1/en/ch2s2-10-2.html)
- Escobar-Sanchez, J.E. y Urrutia-Fucugauchi, J. (2010) Chicxulub crater post impact hydrothermal activity – evidence from Paleocene carbonates in the Santa Elena borehole. *Geofísica internacional* **49**, 97-106.
- Esquivel, A., Raga, A.C., Canto, J., Rodríguez-González, A., López-Cámara, D., Velázquez, P.F. y De Colle, F. (2010) A model of Mira’s cometary head/tail entering the local bubble. *Astrophys. J.*, **725**: 1,466-1,475.
- Griem, H.R. (1974) *Spectral Line Broadening by Plasmas*. Academic Press, Nueva York. 408pp.
- González, M.F. y Ilyina, T. (2017) Impacts of artificial ocean alkalization on the carbon cycle and climate in Earth system simulations. *Geophys. Res. Lett.* 43, 6493–6502.
- Grieve, R.A.F., y Therriault, A. (2000) Vredefort, Sudbury, Chicxulub: three of a kind? *Annu. Rev. Earth Planet Sci.* **28**, 305-338.
- Henderson-Sellers, A. y McGuffie, K. (2012) *The Future of the World's Climate (Second Edition)*. Elsevier Science. 660 pp. ISBN: 978-0-12-386917-3
- ICDD (2017) International Center for Diffraction Data. Obtenido de: <http://www.icdd.com/knowledge/tutorials/pdf/Quantitative%20Analysis%20RIR.pdf>

f

- Jones, A.P., Claeys, P. y Heuschkel, S. (2005) Impacts and the early Earth. 14. Impact melting of carbonates from the Chicxulub crater. Lecture notes in earth Sciences. Springer. Volume 91.
- Kawaragi, K., Sekine, Y., Kadono, T., Sugita, S., Ohno, S., Ishibashi, K., Kurosawa, K., Matsui, T. y Ikeda, S. (2009) Direct measurements of chemical composition of shock-induced gases from calcite: an intense global warming after the Chicxulub impact due to the indirect greenhouse effect of carbon monoxide. *Earth and Planetary Science Letters*. 282, 56-64.
- Keller, G. (2001) The end Cretaceous mass extinction in the marine realm: year 2000 assessment. *Planet. Space Sci.* **49**, 817-830.
- Keller, G., Adatte, T., Stinnesbeck, W., Rebolledo-Vieyra, M., Urrutia-Fucugauchi, J., Kramar, U. y Stuben, D. (2004) Chicxulub impact predates the K-T boundary mass extinction. *PNAS*, 101, 11: 3753-3758.
- Kenkmann, T., Wittman, A. y Scherler, D. (2004) Structure and impact indicators of the Cretaceous sequence of the ICDP drill core Yaxcopoil-1, Chicxulub impact crater, Mexico. *Meteorics and Planetary Science*. 39, 1069-1088.
- Kramida, A., Ralchenko, Yu., Reader, J., and NIST ASD Team (2015). NIST Atomic Spectra Database (ver. 5.3), [Online]. Available: <http://physics.nist.gov/asd> [2017, October 12]. National Institute of Standards and Technology, Gaithersburg, MD.
- Kring, D.A. y Boynton, W.V. (1992) Petrogenesis of an augite-bearing melt rock in the Chicxulub structure and its relationship to K/T impact spherules in Haiti. *Nature* **358**, 141-144.
- Kring, D.A. (1993) The Chicxulub impact event and posible causes of K/T boundary extinctions. In: Boaz, D., Dorman, M. First Annual Symp. Of fossils of Arizona, Mesa Southwest Museum and Southwest Paleontological Society, Mesa, A.Z, pp. 63-79.
- Kring, D.A., Melosh, H.J. y Hunter, D.M. (1996) Impact-induced perturbations of atmospheric sulfur. *Earth Planet Sci. Lett.* **140**, 201-212.
- Kring, D.A. (1999) Ozone depleting Cl and Br produced by the Chicxulub impact event. *Meteorite Planetary Science* **34**, A67-A68.
- Kring, D.A. (2003) Environmental consequences of impact cratering events as a function of ambient conditions on Earth. *Astrobiology*, 3 133-152.
- Kring, D.A. (2005) Hypervelocity collisions into continental crust composed of sediments and an underlying crystalline basement: comparing the Ries (~ 24 km) and Chicxulub (~ 180 km) impact craters. *Chemie der Erde* 65, 1- 46.
- Kring, D.A. (2007) The Chicxulub impact event and its environmental consequences at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **255**, 4-21.

- Kring, D.A. (2016) Chicxulub Crater, twenty-five years later. Lunar and planetary information bullet. Issue 144.
- Maruoka, T. y Koeberl, C. (2003) Acid neutralizing scenario after the Cretaceous-Tertiary impact event. *Geology*. 31,4: 489-492.
- Matsui, T., Imamura, F., Tajika, E., Nakano, Y. y Fujisawa, Y. (2002) Generation and propagation of a tsunami from the Cretaceous-Tertiary impact event. In: Koeberl, C., Macleod, K.G. Catastrophic events and mass extinctions: Impacts and Beyond. Special Paper, vol 356. Geological Society of America, Boulder CO, pp. 69-77.
- Mayr, S.I., Wittmann, A., Burdckhardt, H., Popov, Y., Romuschkevich, R., Bayuk, I., Heidinger, P. y Wilhelm, H. (2008) Integrated interpretation of physical properties of rocks of the borehole Yaxcopoil-1 (Chicxulub impact structure) *Journal of Geophysical research*. **113**, 21pp.
- Melosh, H.J. y Collins, G.S. (2005) Planetary science: Meteor crater formed by low-velocity impact. *Nature* **434**, 157.
- Morgan, J.V., Warner, M.R., Brittan, J., Buffler, R., Camargo, A., Christeson, G., Denton, P., Hildebrand, A., Hobbs, R., Macintyre, H., Mackenzie, G., Maguire, P., Marin, L., Nakamura, Y., Pilkington, M., Sharpton, V., Snyder, D., Suarez, G., Trejo, A. (1997) Size and morphology of the Chicxulub impact crater. *Nature* **390**, 472-476.
- Morgan, J., Christeson, G., Gulick, S., Grieve, R., Urrutia, J., Barton, P., Rebolledo, M. y Melosh, J. (2007) Joint IODP/ICDP Scientific drilling of the Chicxulub impact crater. *Scientific drilling*. 4, 42-44.
- NASA (1997) Barringer crater on Earth. Obtenido de: <https://apod.nasa.gov/apod/ap971117.html>
- NCBI (2016) National Center for Biotechnology information. Toxicity Carbon Monoxide. Obtenido de: <https://www.ncbi.nlm.nih.gov/books/NBK430740/>
- NIST ASD (2017) National Institute of Standards and Technology. Atomic Spectra Database Obtenido de: [https://physics.nist.gov/PhysRefData/ASD/lines\\_form.html](https://physics.nist.gov/PhysRefData/ASD/lines_form.html)
- Ortiz Alemán, C., Urrutia Fucugauchi, J., Rebolledo Vieyra, A.M. y Delgado Rodríguez, O. (2002) Investigaciones Geofísicas sobre Cráteres de Impacto y el Cráter de Chicxulub (Yucatán, México). México, D.F.: Instituto de Geofísica, UNAM.
- Pierazzo, E., Kring, D.A., Melosh, H.J. (1998) Hydrocode simulation of the Chicxulub impact event and the production of climatically active gases. *J. Geophysic. Res.* 103, 28,607-28,625.
- Pope, K.O., Baines, K.H., Ocampo, A.C. y Ivanov, B.A. (1997) Energy, volatile production and climatic effects of the Chicxulub Cretaceous/Tertiary impact. *Journal of Geophysical Research*. 102:21645,21664.

- Popov, Y., Romushkevich, R., Korobkov, D., Mayr, S., Bayuk, I., Burkhardt, H. y Wilhelm, H. (2011) Thermal properties of rocks of the borehole Yaxcopoil-1 (Impact crater Chicxulub, Mexico). *Geophysical Journal International*. **184**, 729 – 745.
- Rietmeijer, F.J.M., Pun, A., Kimura, Y. y Nuth III, J.A. (2008) A refractory Ca-SiOH-H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> vapor condensation experiment with implications for caliosilica dust transforming to silicate and carbonate minerals. *Icaurs*, 195, 493-503.
- Salik, M., Hanif, M., Wang, J. and Zhang, X.Q. (2016) Laser based diagnostics of slaked lime plasma. *Optik-International Journal for Light and Electron Optics* **127(4)**, 1940-1945.
- Sanford, J.C., Snedden, J.W. y Gulick, S.P.S. (2016) The Cretaceous-Paleogene boundary deposit in the Gulf of Mexico: large scale oceanic basin response to the Chicxulub impact. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 121, 1240-1261.
- Schmitt, R., Wittmann, A. y Stoffler, D. (2004) Geochemistry of drill core samples form Yaxcopoil-1, Chicxulub impact crater, Mexico. *Meteoritics and Planetary Science*. 39, 979 – 1001.
- Schulte, P., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J., Barton, P.J., Bown, P.R., Bralower, T.J., Christeson, G.L., Claeys, P., Cockell, C.S., Collins, G.S., Deutsch, A., Goldin, T.J., Goto, K., Grajales-Nishimura, J.M., Grieve, R.A.F., Gulick, S.P.S., Johnson, K.R., Kiessling, W., Koeberl, C., Kring, D.A., Macleod, K.G., Matsui, T., Melosh, J., Montanari, A., Morgan, J.V., Neal, C.R., Nichols, D.J., Norris, R.D., Pierazzo, E., Ravizza, G., Rebolledo-Vieyra, M., Reimold, W.U., Robin, E., Salge, T., Speijer, R.P., Sweet, A.R., Urrutia-Fucugauchi, J., Vajda, V., Whalen, M.T., y Willumsen, P.S. (2010) The chicxulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceous-Paleogene boundary. *Science*. **327**, 1214-1218pp.
- Self, S., Wiffledon, T., Thordarson, A.E. y Jay, E. (2006) Volatile fluxed during flood basalt eruptions and potential effects on the global environment: A Deccan perspective. *Earth Planet. Sci. Lett.* **248**, 518.
- Sepkoski Jr., J.J. (1986) Phanerozoic overview of mass extinction. In: Raup, D.M., Jablonski, D. *Patterns and Processes in the History of Life*. Springer Verlag, Berlin, pp. 277-295.
- Smit, J. (1999) *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **27**, 75.
- Stinnesbeck, W., Keller, G., Adatte, T., Harting, M., Stuben, D., Istrate, G. y Kramar, U. (2004) Yaxcopoil-1 and the Chicxulub impact. *Int. J. Earth Sci.* **93**: 1042-1065.
- Sue-Bell, M. (2016) CO<sub>2</sub> release due to impact devolatilization of carbonate: Results of shock experiments. *Meteoritics and Planetary Science*. **51**, 4:619-646.
- Tarbuck, E.J., Lutgens, F.K. y Tasa, D. (2005) *Ciencias de la Tierra*. Prentice Hall. 736pp.

- Tyrrel, T., Merico, A. y Armstrong McKay, D. (2015) Severity of ocean acidification following the end-Cretaceous asteroid impact. *PNAS*, **112** (21) 6556-6561
- Urrutia-Fucugauchi, J., Marín, L.E., Trejo-García, A. (1996) UNAM Scientific Drilling Program of Chicxulub impact structure - evidence for a 300 km crater diameter. *Geophysical Research Letters*. **23**, 1565.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Soler, A., Rebolledo-Vieyra, M. y Vera, P. (2004) Paleomagnetic and rock magnetic study of the Yaxcopoil-1 impact breccia sequence, Chicxulub impact crater, Mexico. *Meteoritics and Planetary Science*, **39** 843-856.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Camargo-Zanoguera, A., Pérez-Cruz, L. Y Pérez-Cruz, G. (2011) The Chicxulub multi-ring impact crater, Yucatan carbonate platform, Gulf of Mexico. *Geofísica Internacional* **50-1**: 99-127.
- Urrutia-Fucugauchi, J. y Pérez-Cruz, L. (2015) El cráter de impacto Chicxulub y el límite Cretácico/Paleógeno. *Revista Digital Universitaria*, **16** (6), pp. 15.
- Urrutia-Fucugauchi, J. y Pérez-Cruz, L. (2016) Planetary Sciences, Geodynamics, Impacts, Mass Extinctions and Evolution: Developments and Interconnections. Intern. J. Geophys. 2016.
- USGS (2013) Servicio Geológico de los Estados Unidos. Geology and History Summary for Mount Mazama and Crater Lake. Obtenido de: [https://volcanoes.usgs.gov/volcanoes/crater\\_lake/crater\\_lake\\_geo\\_hist\\_133.html](https://volcanoes.usgs.gov/volcanoes/crater_lake/crater_lake_geo_hist_133.html)
- USGS (2017) Servicio Geológico de los Estados Unidos. Paleoclimate research. Obtenido de: [https://www2.usgs.gov/climate\\_landuse/clu\\_rd/paleoclimate/](https://www2.usgs.gov/climate_landuse/clu_rd/paleoclimate/)
- Vajda, V., Raine, J.I., Hollis, C.J. y Strong C.P. (2004) Global effects of the Chicxulub impact on Terrestrial vegetation – Review of the Palynological record from New Zealand Cretaceous/Tertiary Boundary. *Cratering in Marine Environments and on Ice*. 57-74.
- Vellekoop, J., Slujs, A., Smit, J., Schouten, S., Weijers, J.W.H., Sinninghe Damste, J.S. y Brinkhuis, H. (2014) Rapid short term cooling following the Chicxulub impact at the Cretaceous-Paleogene boundary. *PNAS*. 111, 21, 7537-7541.
- Weinstock, B. (1969) Carbon Monoxide: Residence Time in the Atmosphere. *Science* 166, 224-225.
- WGBIS (2017) Western Ghats Biodiversity Information System. Obtenido de: <http://wgbis.ces.iisc.ernet.in/energy/HC270799/HDL/ENV/envsp/Vol334.htm>
- Yavas, O., Maddocks, E.L., Papantonakis, M.R. y Haglund Jr., R.F. (1997) Shock-wave generation during rear and front ablation of calcite. *Applied Physics Letters*. 71, 1,287 – 1,289.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. y Billups, K. (2001) Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present *Science*. 292, 686-693.

- Zahnle, K.J. (1990) Atmospheric chemistry by large impacts. In: Sharpton, V.L. Ward, P.D. Global catastrophes in Earth History; An interdisciplinary Conference on Impacts, Volcanism, and Mass Mortality Special paper, **247**. Geological Society of America, Boulder, co. 271-288.
- Zahnle, K.J., Schaefer, L. y Fegley, B. (2010) Earth's earliest atmospheres. Cold Spring Harb Perspect Biol doi: 10.1101/cshperspect.a004895



# INTERNATIONAL CHRONOSTRATIGRAPHIC CHART

www.stratigraphy.org

International Commission on Stratigraphy

v 2017/02



Eonothem / Eon Erathem / Era System / Period	Series / Epoch	Stage / Age	GSSP	numerical age (Ma)	
					present
Phanerozoic	Quaternary	Holocene		0.0117	
		<i>Upper</i>		0.126	
	Pleistocene	<i>Middle</i>		0.781	
		<i>Lower</i>		1.80	
	Pliocene	Calabrian		1.80	
		Gelasian		2.58	
	Neogene	Miocene	Piacenzian		3.600
			Zanclean		5.333
		Messinian		7.246	
		Tortonian		11.63	
		Serravallian		13.82	
		Langhian		15.97	
		Burdigalian		20.44	
		Aquitanian		23.03	
		Chattian		27.82	
		Paleogene	Oligocene	Rupelian	
	Priabonian				37.8
	Eocene		Bartonian		41.2
			Lutetian		47.8
	Paleocene		Ypresian		56.0
Thanetian				59.2	
Selandian				61.6	
Danian				66.0	
Maastrichtian				72.1 ± 0.2	
Cambrian				83.6 ± 0.2	
Mesozoic	Upper	Santonian		86.3 ± 0.2	
		Coniacian		89.8 ± 0.3	
		Turonian		93.9	
		Cenomanian		100.5	
		Albian		~ 113.0	
	Lower	Aptian		~ 125.0	
		Barremian		~ 129.4	
		Hauterivian		~ 132.9	
		Valanginian		~ 139.8	
		Berriasian		~ 145.0	

Eonothem / Eon Erathem / Era System / Period	Series / Epoch	Stage / Age	GSSP	numerical age (Ma)	
					~ 145.0
Phanerozoic	Mesozoic	Upper	Tithonian		152.1 ± 0.9
			Kimmeridgian		157.3 ± 1.0
		Middle	Oxfordian		163.5 ± 1.0
			Callovian		166.1 ± 1.2
			Bathonian		168.3 ± 1.3
			Barroisian		170.3 ± 1.4
			Aalenian		174.1 ± 1.0
			Toarcian		182.7 ± 0.7
		Lower	Pliensbachian		190.8 ± 1.0
			Hettangian		199.3 ± 0.3
	Triassic	Upper	Rhaetian		~ 208.5
			Norian		~ 227
		Middle	Carnian		~ 237
			Ladinian		~ 242
		Lower	Anisian		247.2
			Olenekian		251.2
			Induan		251.902 ± 0.024
			Changhsingian		254.14 ± 0.07
			Wuchiapingian		259.1 ± 0.5
			Capitanian		265.1 ± 0.4
Paleozoic	Permian	Wordian		268.8 ± 0.5	
		Roadian		272.95 ± 0.11	
	Guadalupian	Kungurian		283.5 ± 0.6	
		Artinskian		290.1 ± 0.26	
	Carboniferous	Cisuralian	Sakmarian		295.0 ± 0.18
			Asselian		298.9 ± 0.15
		Upper	Gzhelian		303.7 ± 0.1
			Kasimovian		307.0 ± 0.1
		Middle	Moscovian		315.2 ± 0.2
			Bashkirian		323.2 ± 0.4
Lower	Serpukhovian		330.9 ± 0.2		
	Visean		346.7 ± 0.4		
Mississippian	Tournaisian		358.9 ± 0.4		

Eonothem / Eon Erathem / Era System / Period	Series / Epoch	Stage / Age	GSSP	numerical age (Ma)		
					358.9 ± 0.4	
Phanerozoic	Paleozoic	Upper	Famennian		372.2 ± 1.6	
			Frasnian		382.7 ± 1.6	
		Middle	Givetian		387.7 ± 0.8	
			Eifelian		393.3 ± 1.2	
		Lower	Emsian		407.6 ± 2.6	
			Pragian		410.8 ± 2.8	
		Silurian	Llandovery	Lochkovian		419.2 ± 3.2
				Pridoli		423.0 ± 2.3
			Wenlock	Ludfordian		425.6 ± 0.9
				Gorstian		427.4 ± 0.5
	Hemlock		Homeric		430.5 ± 0.7	
			Sheinwoodian		433.4 ± 0.8	
	Devonian		Telychian		438.5 ± 1.1	
			Aeronian		440.8 ± 1.2	
	Ordovician		Rhuddanian		443.8 ± 1.5	
			Hirnantian		445.2 ± 1.4	
	Cambrian	Upper	Katian		453.0 ± 0.7	
			Sandbian		458.4 ± 0.9	
		Middle	Darriwilian		467.3 ± 1.1	
			Dapingian		470.0 ± 1.4	
Lower		Floian		477.7 ± 1.4		
		Tremadocian		485.4 ± 1.9		
Furongian		Stage 10		~ 489.5		
		Jiangshanian		~ 494		
Series 3		Paibian		~ 497		
		Guzhangian		~ 500.5		
Series 2	Drumian		~ 504.5			
	Stage 5		~ 509			
Terreneuvian	Stage 4		~ 514			
	Stage 3		~ 521			
Fortunian	Stage 2		~ 529			
	Fortunian		541.0 ± 1.0			

Eonothem / Eon Erathem / Era System / Period	Series / Epoch	Stage / Age	GSSP	numerical age (Ma)		
					541.0 ± 1.0	
Phanerozoic	Proterozoic	Neo-proterozoic	Ediacaran		~ 635	
			Cryogenian		~ 720	
		Meso-proterozoic	Tonian		1000	
			Stenian		1200	
			Ectasian		1400	
			Calymmian		1600	
		Paleo-proterozoic	Statherian	Rosirian		1800
				Orosirian		2050
			Rhyacian	Rhyacian		2300
				Siderian		2500
	Archean		Neo-archean		2800	
			Meso-archean		3200	
	Hadean	Paleo-archean		3600		
		Co-archean		4000		
	Hadean	Hadean		~ 4600		

Units of all ranks are in the process of being defined by Global Boundary Stratotype Section and Points (GSSP) for their lower boundaries, including those of the Archean and Proterozoic, long defined by Global Standard Stratigraphic Ages (GSSA). Charts and detailed information on ratified GSSPs or without constrained numerical ages, an approximate numerical age (n) is provided.

Numerical ages are subject to revision and do not define units in the Phanerozoic and the Ediacaran; only GSSPs do. For boundaries in the Phanerozoic without ratified GSSPs or without constrained numerical ages, an approximate numerical age (n) is provided.

Numerical ages for all systems except Lower Pleistocene, Upper Paleogene, Cretaceous, Triassic, Permian and Precambrian are taken from 'A Geologic Time Scale 2012' by Gradstein et al. (2012); those for the Lower Pleistocene, Upper Paleogene, Cretaceous, Triassic, Permian and Precambrian were provided by the relevant ICS subcommissions.

Colouring follows the Commission for the Geological Map of the World (<http://www.cgmw.org>)

Chart drafted by K.M. Cohen, D.A.T. Harper, P.L. Gibbard (c) International Commission on Stratigraphy, February 2017

To cite: Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.-X. (2013, updated) The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes 36: 199-204.

URL: <http://www.stratigraphy.org/ICSChart/ChronostratChart2017-02.pdf>

Tabla 11.1. Tabla cronoestratigráfica internacional que muestra los tiempos geológicos de la historia de la Tierra.

ANEXO I.

## XI. ANEXOS



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.



## ANEXO II.

A continuación se muestran los datos obtenidos por TGA-DSC-MS (Figura 11.1), Difracción de rayos X (Figura 11.2), y espectrometría de masas (Figura 11.3), para el primer horizonte a una profundidad de 599.5 m.

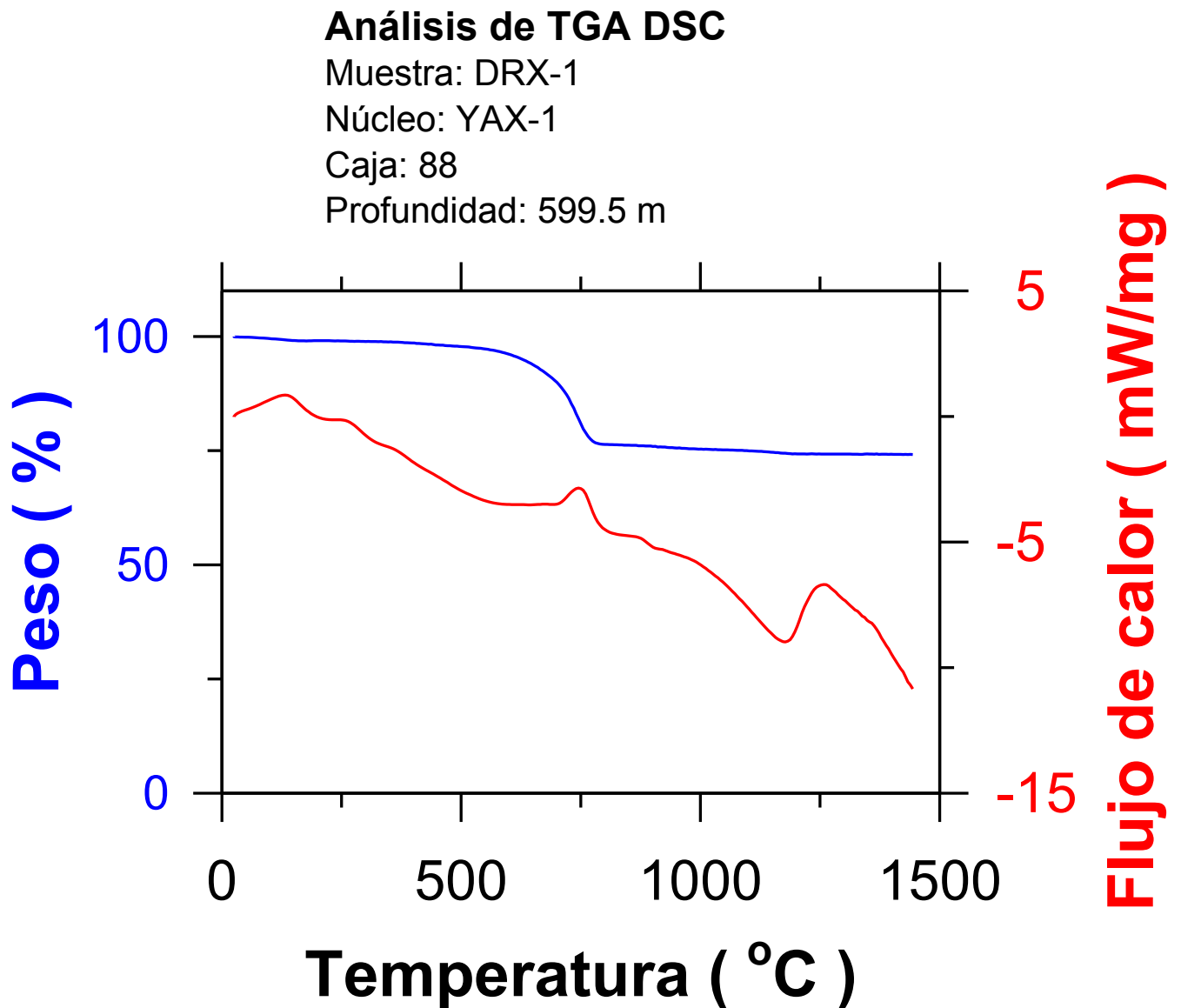


Figura 11.1. Resultados de TGA-DSC-MS para una profundidad de 599.5 m del núcleo de perforación YAX-1 de Chicxulub.

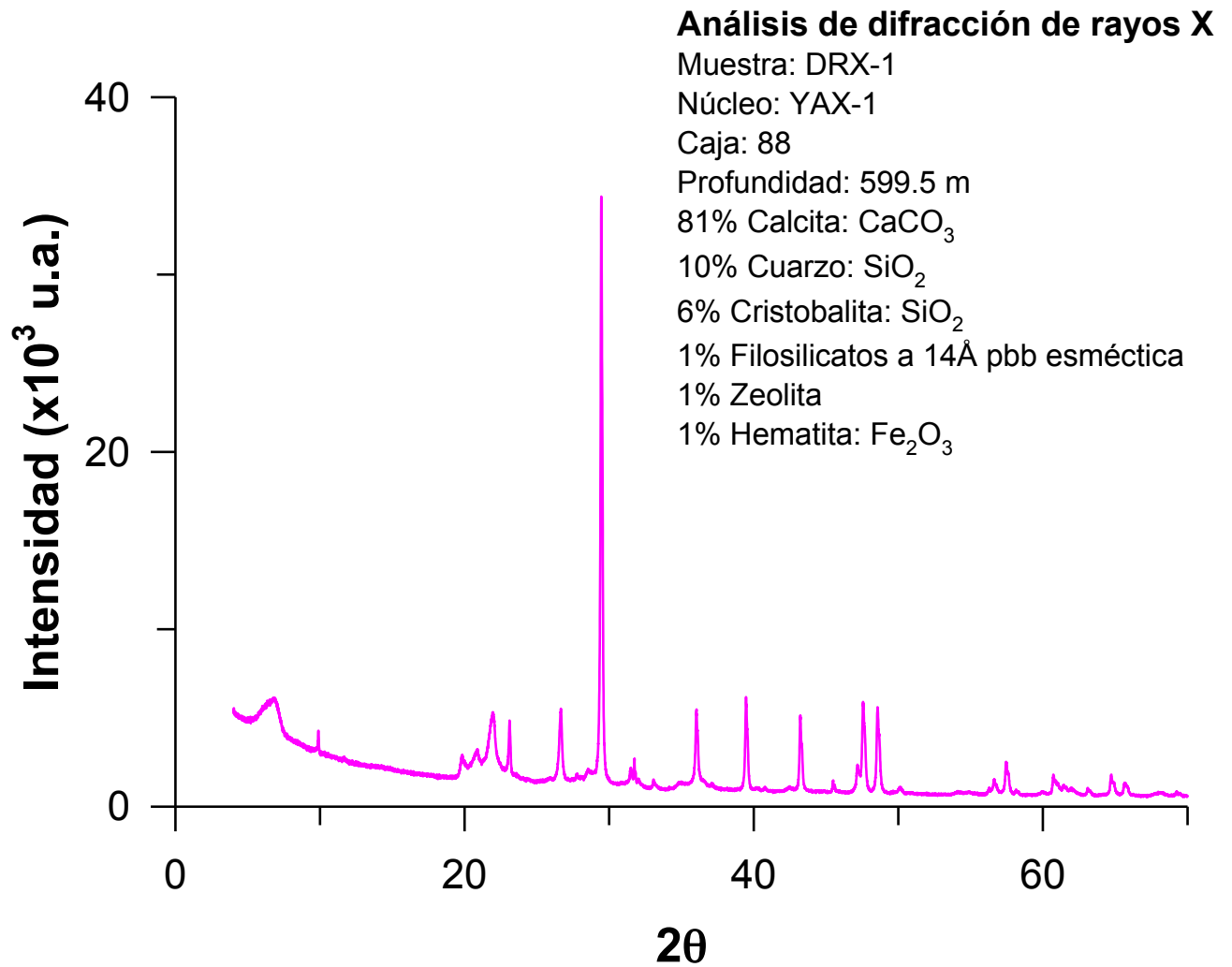


Figura 11.2. Resultados de Difracción de Rayos X para una profundidad de 599.5 m del núcleo de perforación YAX-1 de Chicxulub.

### Análisis de TGA MS

Muestra: DRX-1

Núcleo: YAX-1

Caja: 88

Profundidad: 599.5 m

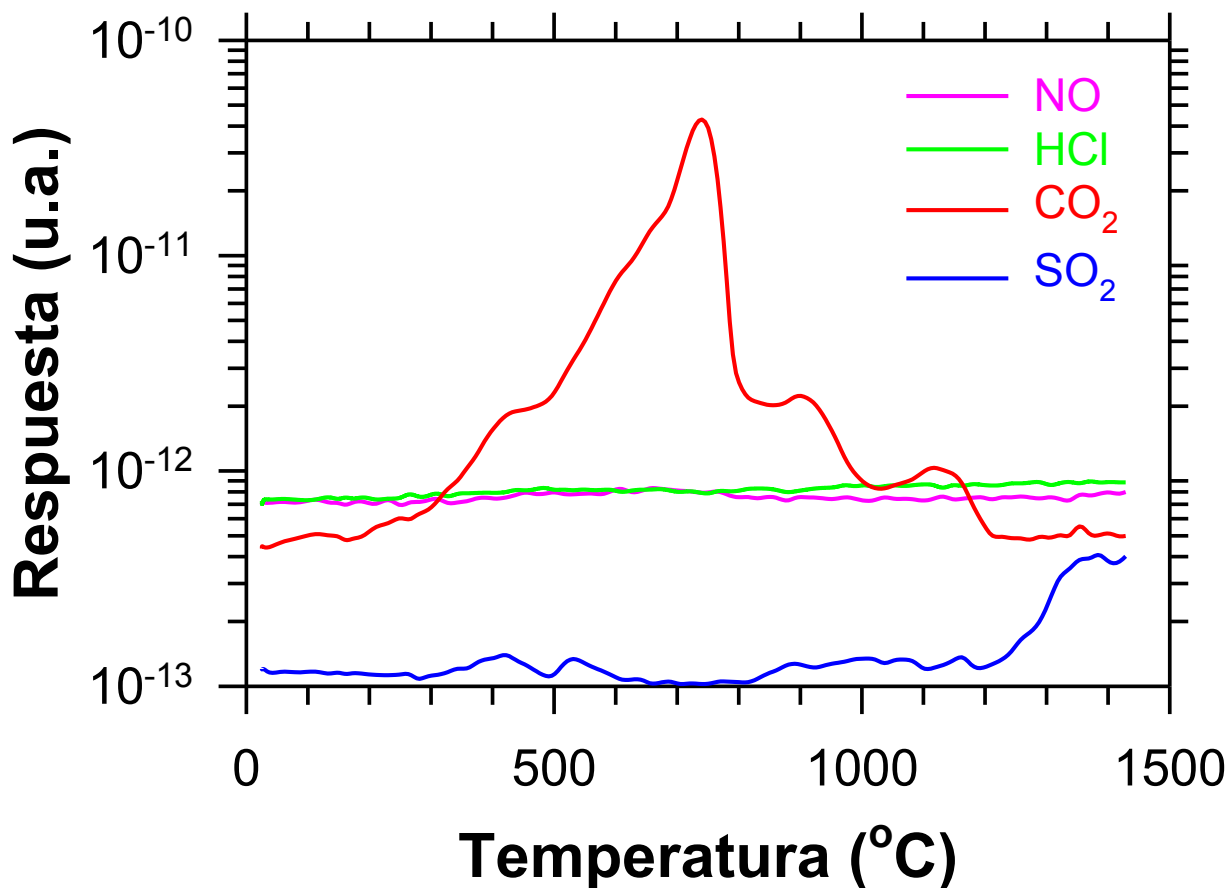


Figura 11.3. Resultados de espectrometría de masas por TGA-DSC-MS para una profundidad de 599.5 m del núcleo de perforación YAX-1 de Chicxulub.