



**UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

**EL LÍMITE CRETÁCICO/TERCIARIO EN EL
NORESTE DE MÉXICO:
SECCIONES EL MIMBRAL Y LA LAJILLA**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO GEÓLOGO**

PRESENTA:

Alejandro Ortega Nieto

**DIRECTOR DE TESIS:
Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi**

**CIUDAD UNIVERSITARIA
MÉXICO, DISTRITO FEDERAL**

2009



Agradecimientos

Expreso mi agradecimiento a todas las personas maravillosas que de diversas formas me alentaron y ayudaron en la elaboración de este trabajo de tesis.

De manera especial quiero agradecer a las siguientes:

Al Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi por haberme guiado en la búsqueda de un conocimiento sin fronteras con la grandeza y humildad de un hombre sabio.

A la Dra. Elena Centeno por su pasión por las ciencias de la tierra y por su enorme capacidad para transmitir el amor por el conocimiento.

A la Mtra. Elia Escobar por su orientación, paciencia, disposición y calidad profesional que me ayudaron a ubicarme en el campo de la geología.

A la Dra. Ligia Pérez Cruz por su orientación y ayuda en el trabajo de laboratorio.

Al Ing. Alfredo Victoria por su orientación en mi estudio petrográfico.

Al Ing. Jorge Nieto Obregón por su consejo personal y profesional permanente. Así como sus observaciones en mi trabajo de tesis.

Al Ing. Juan Carlos Cruz Ocampo por su atención y observaciones en este trabajo.

Al Ing. Rufino Lozano del laboratorio por su ayuda en el laboratorio de geoquímica.

Al Técnico Eligio por su ayuda en la laminación de muestras.

A la Ing. Ana Pilar por su asesoría con las figuras.

A mis familiares que me han otorgado tanto apoyo y confianza durante el largo proyecto de vida como profesional.

Agradezco también a mis profesores de la Facultad de Ingeniería de nuestra máxima casa de estudios quienes nutrieron mi formación profesional con su experiencia y conocimientos:

A mis amigos con quienes también compartí muy gratas experiencias que contribuyeron a mi formación profesional: Pedro Alejandro, Daniel, Alberto, Gabriel Vázquez, Yolotli, José, Isabel, Dimitri, Fernando, Carolina, Laura, Damián.

Índice

Capítulos	Página
Resumen	
I. Introducción.....	1
Problemática.....	1
Objetivos.....	2
II. La capa Global del límite Cretácico / Terciario.....	4
Mecanismos de formación.....	4
Formación de un cráter de impacto.....	4
Características generales del cuerpo impactor.....	5
Morfología de los cráteres.....	6
Cráter simple.....	7
Cráter complejo.....	7
Cuencas multianilladas; el caso del cráter del Chicxulub.....	9
Definición del límite K/T.....	11
Cretácico Superior (Maastrichtiano Tardío).....	14
Transición del Maastrichtiano Superior a la capa de ejecta.....	17
Paleoceno Inferior.....	19
III. Descripción del K/T en el noreste de México.....	21
Marco geológico del área de estudio.....	21
Localización.....	21
Geología.....	22
Formación Méndez.....	23
Formación Velasco.....	24
La capa de ejecta en el Golfo de México.....	24
El límite K/T en el noreste de México.....	26
Las capas clásticas y su origen.....	29
IV. Metodología.....	31

Muestreo.....	31
Análisis Petrográfico.....	33
Técnicas de preparación de láminas delgadas.....	33
Análisis de láminas delgadas en el microscopio petrográfico.....	34
Análisis de muestras por medio de microscopía estereoscópica.....	35
Metodología de geoquímica.....	36
Fluorescencia de rayos X.....	37
Obtención de los elementos traza.....	39
Obtención de los elementos mayores.....	40
Metodología para la susceptibilidad magnética.....	42
V. Secciones El Mimbral y La Lajilla.....	43
Descripción de la Sección El Mimbral.....	43
Descripción de la Sección La Lajilla.....	48
Análisis petrográfico en El mimbral y La Lajilla.....	55
Morfología identificada en las esferulitas de ambas secciones.....	73
Por medio de petrografía.....	74
El Mimbral.....	74
La Lajilla.....	76
Por medio del microscopio estereoscópico.....	77
En El Mimbral.....	77
En La Lajilla.....	79
Análisis Geoquímico.....	80
Geoquímica en El Mimbral.....	80
Resultados de elementos mayores.....	80
Resultados de elementos traza.....	84
Geoquímica en La Lajilla.....	86
Resultados de elementos mayores.....	86
Resultados de elementos traza.....	89
Susceptibilidad Magnética.....	92
Resultados de susceptibilidad magnética en El Mimbral.....	92

Resultados de susceptibilidad magnética en La Lajilla.....	95
VI. Discusión.....	97
VII. Conclusiones.....	119
Bibliografía.....	124

Índice de Figuras

No. de figura	Página
1. Distribución de las presiones generadas por un impacto meteorítico.....	6
2. Representa los estadios de formación de un cráter complejo por impacto.....	8
3. Mapa del gradiente horizontal de la anomalía gravimétrica de Bouguer en el cráter del Chicxulub.....	10
4. Mapa en tres dimensiones que muestra la anomalía gravimétrica de Bouguer en el Cráter del Chicxulub.....	10
5. Comparación de la estratigrafía de la sección tipo de “El Kef” con la del Golfo de México.....	12
6. Ubicación esquemática de la depositación de los diversos materiales producidos por el impacto de Chicxulub.....	14
7. Sección esquemática de cráter y los márgenes de la plataforma Carbonatada.....	17
8. Profundidad en metros de los sitios distales del límite K/T.....	18
9. Reconstrucción paleogeográfica de la Tierra.....	22
10. Mapa paleogeográfico del Golfo de México y la Península de Yucatán, con la ubicación de los sitios proximales.....	25
11. Columna general de La Lajilla propuesta y subdividida por Smith (1994).....	28
12. Mortero de ágata de diámetro de 6 cm, empleado para la preparación de muestras de FRX.....	38
13. Mufla de marca Thermolyne, para secar las muestras.....	38
14. Prensa automática marca GRASEBY – SPEAC.....	39
15. Instrumento para fundir muestras automáticamente, marca Claissi, Fluxi., con la muestra fundida.....	40
16. Pastillas utilizadas para la obtención de los elementos traza y elementos mayores.....	41
17. Espectrómetro empleado para la lectura de las muestras preparadas, con el fin de obtener las concentraciones de elementos mayores y trazas.....	41
18. Susceptibilímetro Bartington modelo MS2 y sensor para muestras Bartington modelo MS2B.....	42
19. Localización de la sección El Mimbral.....	43
20. Foto satelital de la ubicación de la sección El Mimbral.....	44
21. Contacto de las margas Méndez hacia la base con la capa de ejetca que evidencia muchos fragmentos de margas arrastrados y la secuencia de areniscas.....	45
22. Afloramiento de la sección El Mimbral.....	46
23. Columna litológica de la sección El Mimbral.....	47
24. Ubicación geográfica de la sección La Lajilla.....	48

25. Fotografía satelital de la ubicación de la sección La Lajilla.....	49
26. Afloramiento de las tres partes que conforman a la sección de La Lajilla.....	50
27. Capa de esferulitas con estratificación cruzada.....	51
28. Segunda capa de esferulitas subyacente a una capa de areniscas con rizaduras.....	52
29. Disposición de estratos en La Lajilla II.....	53
30. Columna estratigráfica para la sección de La Lajilla.....	53
31. Gráfica de los elementos mayores en la sección El Mimbral.....	81
32. Gráfica de los elementos mayores excluyendo al SiO ₂ y al CaO en El Mimbral.....	82
33. Diagrama de intemperismo químico de Nesbitt & Young (1989) para El Mimbral.....	84
34. Gráfica de los elementos traza en la sección El Mimbral.....	85
35. Gráfica de los elementos traza excluyendo al Ba y Sr en El Mimbral.....	86
36. Gráfica de los elementos mayores en la sección La Lajilla.....	87
37. Gráfica de los elementos mayores excluyendo al SiO ₂ y al CaO en La Lajilla.....	88
38. Gráfica de los elementos traza en la sección La Lajilla.....	90
39. Gráfica de los elementos traza excluyendo al Ba y Sr en La Lajilla.....	90
40. Diagrama de intemperismo químico de Nesbitt & Young (1989) para La Lajilla.....	91
41. Gráficas de susceptibilidad alta y baja frecuencia magnética así como de densidad en El Mimbral I.....	93
42. Gráficas de susceptibilidad alta y baja frecuencia magnética así como de densidad en El Mimbral II.....	94
43. Gráficas de susceptibilidad alta y baja frecuencia magnética así como de densidad en La Lajilla I.....	95
44. Gráficas de susceptibilidad alta y baja frecuencia magnética así como de densidad en La Lajilla II.....	96
45. Diagrama de Dickinson <i>et. al</i> (1988) para análisis de procedencia tectónica.....	101
46. Figura esquemática de la formación de los tsunamis después del momento de impacto meteorítico.....	107
47. Correlación por medio de susceptibilidad magnética en El Mimbral.....	111
48. Correlación por medio de susceptibilidad magnética en La Lajilla.....	113
49. Gráficas de los elementos normalizados con respecto al Al en El Mimbral.....	117
50. Gráficas de los elementos normalizados con respecto al Al en La Lajilla.....	118

Índice de Fotografías de microscopio petrográfico

No. de fotografía.	Página
1. Muestra MX-250, Wacka feldespática.....	55
2. Muestra MIII-0, Wacka lítica.....	57
3. Muestra MII-30, Wacka feldespática.....	58
4. Muestra MIV-0, Wacka feldespática.....	59
5. Muestra MII-45, Wacka lítica.....	61
6. Muestra Lajilla II2 ^a Capa.....	62
7. Muestra MII-32, Capa de esferulitas.....	64
8. Muestra MVI-20, Capa de esferulitas.....	65
9. Muestra Lajilla-II, Capa de esferulitas.....	66
10. Muestra Lajilla V, Capa de esferulitas.....	67
11. Muestra Lajilla VI- 162, Capa de esferulitas.....	68
12. Muestra Lajilla IV, Capa de esferulitas.....	70
13. Muestra MI-200 ^a , Packestone de foraminíferos planctónicos y bentónicos.....	71
14. Muestra MI-200 ^b , Packestone de foraminíferos planctónicos y bentónicos.....	72
15. Esferulita con forma de un ocho o de elipses adelgazadas en el centro.....	74
16. Esferulita con forma de gota, o de gota de lágrima.....	74
17. Esferulita arcillosa en su forma típica.....	75
18. Esferulita reemplazada por calcita en su forma típica.....	76
19. Esferulita reemplazada por calcita con forma de un ocho o de elipses adelgazadas en el centro.....	76
20. Esferulita reemplazada por calcita con forma de cometa o de gota.....	77

Índice de Fotografías de microscopio estereoscópico

No. de fotografía.	Página
21. Esferulitas en conjunto con la matriz arcillosa y carbonatada en El Mimbral.....	77
22. Esferulita con forma a manera de racimo de uvas.....	78
23. Esferulita con forma de cometa o de gota de lágrima.....	78
24. Típicas micro tectitas con forma esferoidal casi perfecta.....	78
25. Esferulitas en conjunto con la matriz arcillosa y carbonatada en La Lajilla.....	79
26. Esferulita con forma a manera de racimo de uvas.....	79
27. Microtectita de forma esferoidal y microtectita con forma de cometa o gota de lágrima o cometa.....	79

Índice de Tablas

No. de fotografía.	Página
1. Tabla de datos de elementos mayores y traza obtenidos por FRX.....	37
2. Tabla de datos de elementos mayores en El Mimbral.....	80
3. Tabla de datos de elementos traza en El Mimbral.....	84
4. Tabla de datos de elementos mayores en La Lajilla.....	86
5. Tabla de datos de elementos traza en La Lajilla.....	89

Resumen

En este trabajo se ubican y describen dos afloramientos de la sección y la capa Cretácica /Terciario (K/T), situadas en el noroeste de la República Mexicana en las localidades de El Mimbral y La Lajilla, por métodos o técnicas estratigráficas, geoquímicas, petrográficas y propiedades magnéticas. Así mismo se establecen semejanzas y diferencias entre ambos afloramientos y con otros estudios de las secciones K/T. Se describen técnicas y procedimientos empleados en las muestras obtenidas de la capa, clasificándolas macroscópica y microscópicamente e identificando el posible ambiente en el que se depositaron y su asociación con el evento de impacto en la península de Yucatán que forma el cráter Chicxulub. También se analizan y describen las capas de ejecta, los depósitos de tsunami o secuencias de areniscas así como las características deposicionales y su contenido mineralógico. Entre los resultados encontrados en este trabajo tenemos los siguientes: Existe mayor claridad y diferenciación en las estructuras sedimentarias de los depósitos de La Lajilla con respecto a El Mimbral. La sección de El Mimbral presenta volúmenes de los sedimentos en escalas mayores, lo que dificulta identificar sus componentes; Las rocas encontradas dentro de la secuencia de areniscas concuerdan con una mezcla de ambientes, probablemente originada por altos flujos de corrientes como son las areniscas tipo wacka que presentan más del 15% de matriz carbonatada. Ambas secuencias concuerdan entre sí y con la idea de que tienen un origen común asociado al evento de tsunami o corrientes de gravedad asociadas al impacto en Chicxulub. En el Mimbral y La Lajilla se encuentran similitudes texturales, composicionales y en sus estructuras sedimentarias presentan rizaduras con más de dos direcciones, explicables solo por un fenómeno de tsunami; Las capas de ejecta se encuentran en contacto erosivo que evidencia un flujo intenso sobre las margas Méndez; Las capas de ejecta presentan cuerpos esferulíticos de formas similares a las reportadas

en otras partes del mundo pero con diferencias a causa de la distancia de deposición con respecto al punto de impacto; En el interior de las esferulitas es visible parte del material original de vidrio, pero la alteración a arcilla y el reemplazamiento de calcita predomina en la mayoría de estos cuerpos; La aparente existencia de una segunda capa esferulítica de impacto no corresponde con las características del material balístico del límite K/T.

I. INTRODUCCION

Problemática

El límite Cretácico / Terciario (K/T) ofrece en la actualidad muchos elementos que deben ser estudiados con mayor detalle y amplitud por el interés científico de conocer mejor los procesos de impacto de cuerpos extraterrestres y sus efectos en la atmósfera, hidrosfera y geosfera. Sabemos que los impactos meteoríticos han causado importantes transformaciones en la tierra y que el límite K/T, está relacionado a un impacto, que plantea muchas incógnitas pero también muchos elementos que permiten formular hipótesis respecto al origen, su edad, los efectos en la biósfera, posibles extinciones y aparición de nuevas especies, alteraciones en la atmósfera, importancia en la configuración del relieve terrestre, distribución de elementos químicos y la manera en que sus componentes se depositaron en la zona del Golfo de México y Mar Caribe. El sitio de impacto ha sido documentado en la parte sur del Golfo de México, en la plataforma carbonatada de Yucatán. El cráter formado en el impacto, denominado Chicxulub, tiene un diámetro aproximado de 200-240 km y está cubierto por una secuencia de sedimentos carbonatados con espesores de unos 0.8 a 1.0 km. El centro de la estructura se localiza en la actual línea de costa en Chicxulub Puerto, al este de Puerto Progreso, con lo que más de la mitad se encuentra en el mar. El cráter fue documentado inicialmente a partir de estudios geofísicos de exploración de la península por Petróleos Mexicanos y está caracterizado por anomalías gravimétricas en un patrón circular concéntrico y anomalías magnéticas en el sector central. Al tiempo del impacto, la plataforma carbonatada estaba sumergida, por lo que el impacto provocó efectos de deformación y desplome de los márgenes de la plataforma y

eventos de tsunami en el proto-golfo de México, con la depositación de gruesos espesores de sedimentos en los márgenes del Golfo y Mar Caribe.

La capa que marca el límite K/T en las secciones de diferentes partes del mundo está formada por una capa basal rica en esferulitas y una capa de arcilla y se caracterizan por contener abundancias anómalas de elementos del grupo del platino, incluyendo al iridio. La capa en las secciones de Europa y norte de África presenta espesores de unos cuantos centímetros y su documentación proveyó la evidencia inicial sobre la ocurrencia de un impacto meteorítico en el límite K/T (Álvarez et al., 1980). Si bien se ha demostrado que esta capa de espesor variable se distribuye de manera global, en esta zona las capas que marcan el límite son de mayor espesor y complejidad.

En esta tesis se estudian dos de las secuencias sedimentarias en el noreste de México que contienen el límite Cretácico/Terciario y que se presenta entre las unidades carbonatadas de la Formación Méndez y la Formación Velasco. La Formación Méndez corresponde al Maastrichtiano y la Formación Velasco al Paleoceno y Eoceno. Las secuencias estudiadas corresponden a El Mimbral y La Lajilla. Como parte del estudio, se realizó trabajo de campo en las dos localidades, se midieron las secciones, se prepararon las columnas estratigráficas, se realizaron observaciones sedimentológicas y se colectaron muestras para análisis de geoquímica, petrografía y mineralogía magnética.

El límite Cretácico/Terciario en las secciones está caracterizado por una capa de esferulitas en la base de las capas del límite, entre las capas de margas de la Formación Méndez y de la Formación Velasco. La capa de esferulitas y la capa de arcilla presentan una distribución global, siendo caracterizadas en secciones distales en diferentes partes del mundo. En las secciones del Golfo de México y Caribe, la diferencia principal es la ocurrencia de las capas de areniscas asociadas al evento de tsunami o corrientes de gravedad inducidas por el impacto y

que no están presentes en las secciones distales. Las capas de la sección presentan espesores mayores y mayor variabilidad en los diferentes elementos, que permiten asociaciones con el impacto, formación del cráter y emplazamiento de la ejecta de impacto. La capa de esferulitas en las dos secciones de El Mimbral y La Lajilla ha sido investigada en detalle en este estudio.

En este trabajo se han planteado los siguientes objetivos:

Caracterizar las secciones y la capa de ejecta, que formó al límite K/T en el noreste de México, específicamente en las secciones de El Mimbral y La Lajilla, por medio de métodos estratigráficos, geoquímicos, petrológicos, así como de susceptibilidad magnética. Analizar las diferencias o similitudes entre los reportes de estudios previos del límite Cretácico / Terciario, aportando algunos elementos que enriquezcan la descripción y tipificación de la sección K/T, en particular la capa basal de esferulitas.

II. La Capa Global del Límite Cretácico / Terciario.

Mecanismos de formación.

El cráter Chicxulub ha alcanzado gran importancia en los últimos 30 años a causa de los diversos procesos que envuelven al fenómeno de impacto y de las consecuencias que éste generó al cuerpo impactado. Para poder comprender el tema, así como las características del límite Cretácico / Terciario, debemos entender primero, cómo es que se forman los cráteres de impacto así como, en este caso, las características generales del cráter Chicxulub.

Formación de un cráter de impacto.

Los cráteres de impacto son depresiones topográficas con forma circular o elípticas, producidas por el choque de un cuerpo celeste contra una superficie planetaria en las que se originan diferentes características como consecuencia de la actividad mecánica y térmica ocasionada por la colisión. El cráter del Chicxulub es una depresión de forma circular producto de una colisión.

La morfología que presentan los cráteres puede variar en su geometría, siendo más comunes las de tipo circular y las elípticas que dependen de factores como el ángulo de incidencia, la velocidad y la composición del cuerpo impactador, así como de las características propias de la superficie planetaria impactada, la litología, saturación del agua, profundidad del nivel freático, fracturamiento y los planos de debilidad y fallamientos.

Al ángulo que se forma entre la trayectoria que sigue el cuerpo impactador y la superficie impactada se le denomina ángulo de incidencia. Existen cálculos estadísticos que predicen que el ángulo de incidencia más probable por parte de un cuerpo es de 45°, por lo que se han definido sólo dos tipos, los verticales y los oblicuos, siendo los últimos los más comunes.

Los impactos de bajo ángulo u oblicuos y de baja velocidad, generalmente producen cráteres con forma elíptica. Los depósitos del material expulsado muestran una

disposición diferente a la que se observa en un impacto vertical, ya que se distingue una acumulación mayor en los extremos laterales a la dirección del impacto formando una simetría bilateral que recibe el nombre de “alas de mariposa” o bien se observa una acumulación mayor en el extremo frontal a la dirección del impacto, marcando así un ángulo de incidencia oblicuo. (Melosh, 1989).

En el caso de los cráteres de forma circular, el ángulo de incidencia para el impacto puede variar de 90° a los 6°, pero solo considerando que debe ocurrir a hipervelocidades (mayores a los 10 km/s). Para el impacto de Chicxulub se han propuesto impactos oblicuos y verticales. Algunos autores estiman que fue un impacto oblicuo y llevaba una velocidad de 25 km/s. Por lo cual es difícil definir los factores específicos para este caso, además de que dicho ángulo también puede variar con la velocidad específica a la que ocurre el impacto.

Características generales del cuerpo impactor.

Por lo general un cuerpo impactor posee una enorme cantidad de energía que es liberada en un área relativamente pequeña y en un periodo de tiempo muy corto. En el caso del impacto del Chicxulub, el cuerpo impactor fue de una gran masa y tamaño, de aproximadamente 10 ± 4 km basándose en cálculos estimados con respecto a la cantidad de iridio en el límite K/T (Álvarez et al., 1980). Estudios posteriores han propuesto estimaciones diferentes sobre el tamaño del cuerpo impactor, dependiendo de si se trató de un núcleo cometario o de un asteroide. La densidad de estos cuerpos es distinta y también sus velocidades, ello se refleja en la masa del bólido, energía liberada y efectos durante el impacto. (Figura 1).

Los asteroides impactan a la tierra a una velocidad promedio de 25 km/s, un cuerpo cuya masa es mayor de 1000 toneladas cúbicas penetra a la atmósfera prácticamente intacto, sin embargo, un cuerpo cuya masa es menor de 100 toneladas, al pasar por la atmósfera desacelera casi al cincuenta por ciento de su velocidad original.

Existe una transferencia de energía cinética al terreno que es convertida en presión y calor. La magnitud de la energía liberada depende principalmente de la velocidad y el

tamaño del objeto impactante; la presión ejercida sobre el impacto meteorítico y el tipo de roca impactada puede llegar a sobrepasar los 100 Gpa (un millón de veces la presión atmosférica) y la temperatura puede alcanzar hasta 10 000 °C o más (Stöffler, 1971 y Grieve, 1990). Estas condiciones pueden variar, dependiendo del ángulo y de la inclinación al momento del impacto, así como de la composición de la superficie impactada y del cuerpo impactor.

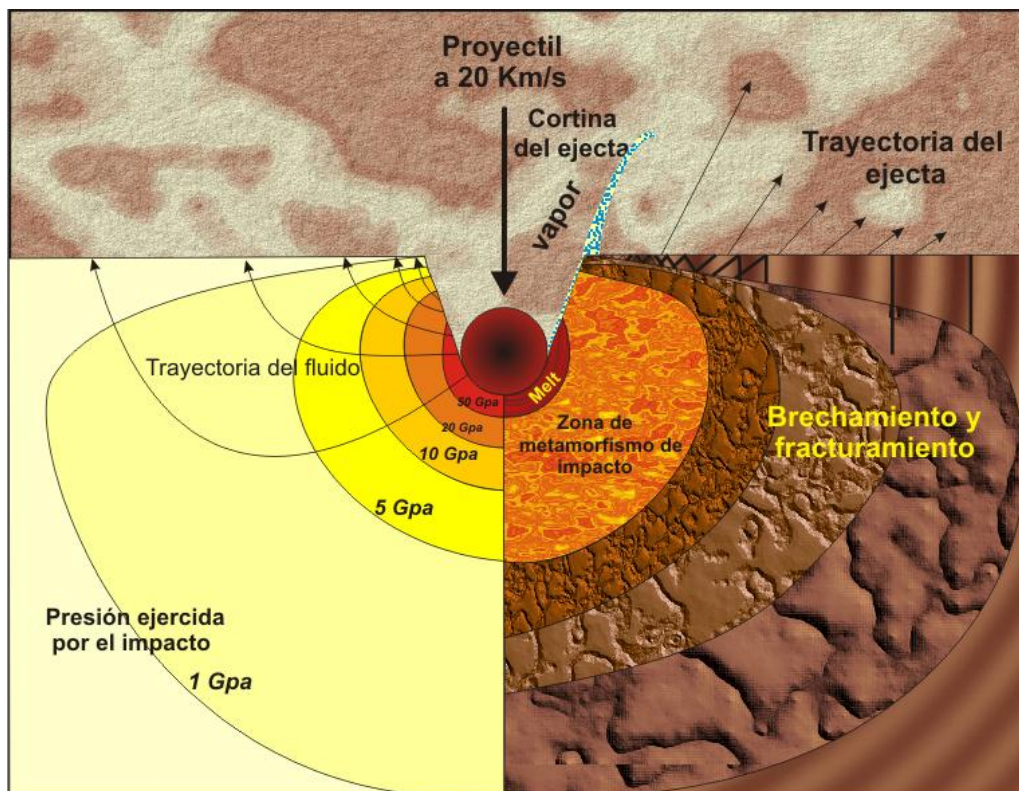


Figura 1. Distribución de las presiones generadas por un impacto meteorítico. (Modificada de French, 1998).

Morfología de los cráteres.

La morfología final de los cráteres de impacto está determinada por diversos factores tales como el material que conforman el área de impacto, la velocidad de choque, el tamaño del proyectil, así como de la fuerza gravitacional del planeta donde impacta el

bólido. En muchas ocasiones estos cráteres de impacto son altamente degradados o modificados por otros procesos geológicos como la erosión, sedimentación y tectonismo. Sin embargo Grieve (1990), menciona dos formas básicas para definir la morfología de un cráter, ya sea simple o complejo. Tomando en cuenta el diámetro final del cráter que generalmente es de un 10 a un 20 % mayor al cráter original, y la profundidad real a la que socavó el bólido, así como del espesor de las capas de la roca fundida o “melt” (por su nombre en inglés) y de la brecha de impacto.

Cráter simple.

El diámetro de un cráter simple varía dependiendo de la naturaleza de la roca impactada y del tamaño del cuerpo impactante. Se sabe que la profundidad máxima de un cráter está relacionada con la resistencia de la roca, pero hasta el momento no se han aclarado los factores que determinan el diámetro de los mismos. Cuando las rocas impactadas son sedimentarias, los cráteres llegan a medir hasta dos kilómetros de diámetro, si el área blanco son rocas cristalinas, pueden llegar a tener hasta cuatro kilómetros de diámetro (Dence, 1972).

Cráter complejo.

Los cráteres de impacto mayores a los 4 km de diámetro exhiben los rasgos característicos de los cráteres complejos. Los cráteres complejos llegan a ser cientos de veces más anchos con respecto a su profundidad, poseen en el centro, un levantamiento topográfico llamado pico central o anillo topográfico, rodeado por una depresión anular y un borde fracturado, el cual sigue patrones de fallamiento normal formando terrazas. Entre la estructura central y el borde existen diferentes tipos de materiales transportados por el propio impacto, incluyendo rocas fundidas y brechadas o material fundido por el impacto. En los estudios de estos cráteres se ha demostrado que el pico central está compuesto de rocas que originalmente estaban bajo el piso del cráter y que fueron levantadas a una distancia de aproximadamente 8 por ciento del diámetro del cráter; ese

levantamiento del fondo del cráter, marca la gran diferencia entre los cráteres simples y los complejos (Figura 2).

De acuerdo a la formación de un cráter complejo, inicialmente se forma siguiendo la mecánica de un cráter simple, sin embargo, cuando la cavidad de transición comienza a crecer, algunas de las rocas del centro, rebotan hacia arriba; el efecto del rebote, levanta el piso de la cavidad en transición hasta formar una estructura central, este levantamiento en el centro llega a ser de aproximadamente una décima parte del diámetro final del cráter (Grieve, 1990).

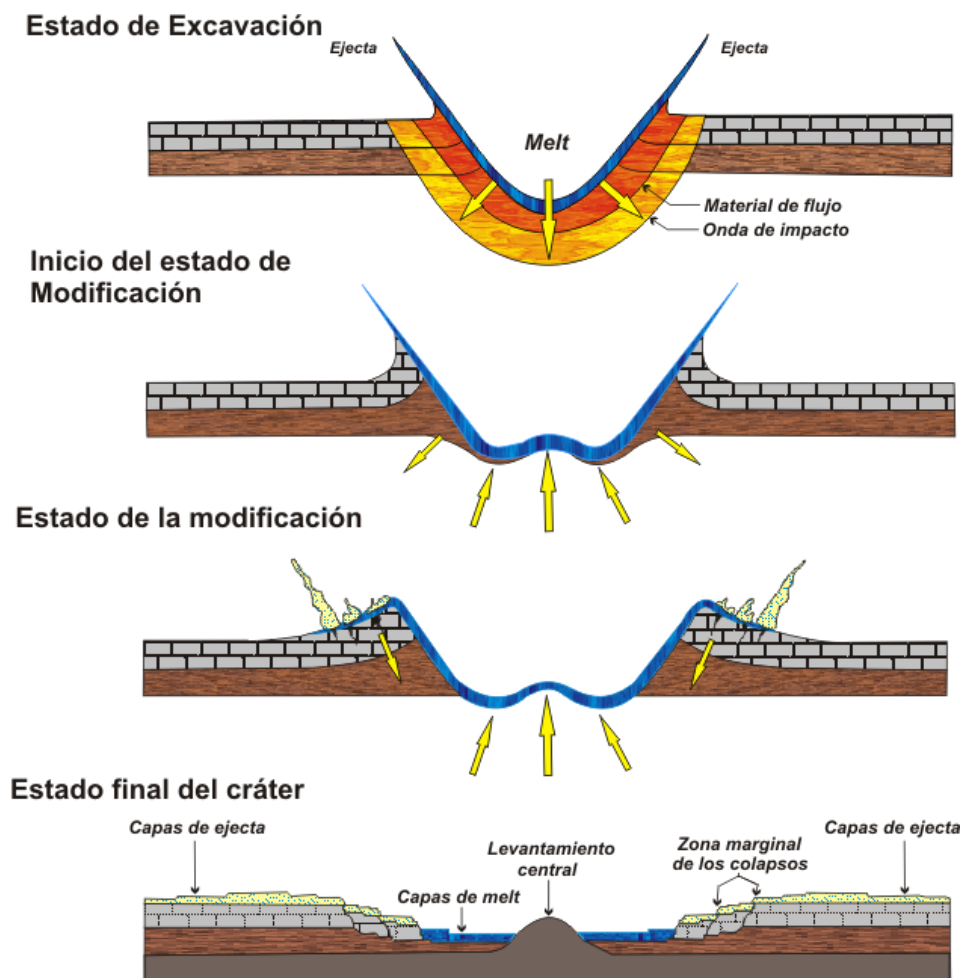


Figura 2. Representa los estadios de formación de un cráter complejo por impacto (Modificado de Melosh & Ivanov, 1999).

La erosión diferencial modifica la forma original de los cráteres de impacto terrestres, a pesar de esto actualmente se pueden encontrar en el registro algunos ejemplos de subgrupos morfológicos de cráteres de impacto complejos. Los tipos de cráteres de impacto que se consideran como más comunes, considerando el diámetro creciente son: cráteres con levantamiento central, cráteres con anillos de picos y cuencas multianilladas.

Los cráteres terrestres con levantamiento central con más de unos kilómetros, la cavidad transitoria formada por el impacto es gravitacionalmente inestable, el centro de la cavidad transitoria rebota ascendiendo para formar el levantamiento central o pico central, así como el levantamiento de los bordes, colapsando dentro y fuera hasta formar una zona de terrazas de bloques deslizados.

En grandes cráteres terrestres con anillos de picos, con decenas de kilómetros, el levantamiento central es inestable por sí mismo y subsecuentemente es colapsado para formar una central. En cuencas multianilladas como la del Chicxulub están definidas con al menos dos anillos, estas son formadas dentro de escarpes asimétricos. Uno de estos anillos es quizá el equivalente al borde del cráter en el anillo de picos; el mecanismo para la formación de anillos de picos en las cuencas multianilladas ha sido ampliamente debatido (Morgan, 1999).

Cuencas multianilladas; el caso del cráter del Chicxulub

El cráter del Chicxulub se encuentra localizado en la porción noreste de la península de Yucatán. El centro aproximado de esta estructura se encuentra muy cerca del Puerto Progreso en el puerto que lleva el mismo nombre de Chicxulub puerto. El nombre de la estructura sin embargo proviene de Chicxulub Pueblo, localizado al sureste de Chicxulub Puerto.

La morfología del cráter Chicxulub se interpreta como una estructura de impacto, basándose en un modelo concéntrico y multianillado con anomalías gravimétricas y magnetométricas (Figura 3), que tienen una distribución aproximadamente circular, sepultados por una secuencia de carbonatos y evaporitas de edad Cretácica a 4 km de

profundidad (con base en anomalías de Bouguer). El diámetro del cráter es aún discutido, aunque se considera que es de aproximadamente 180 km (Pilkington et al, 1994).

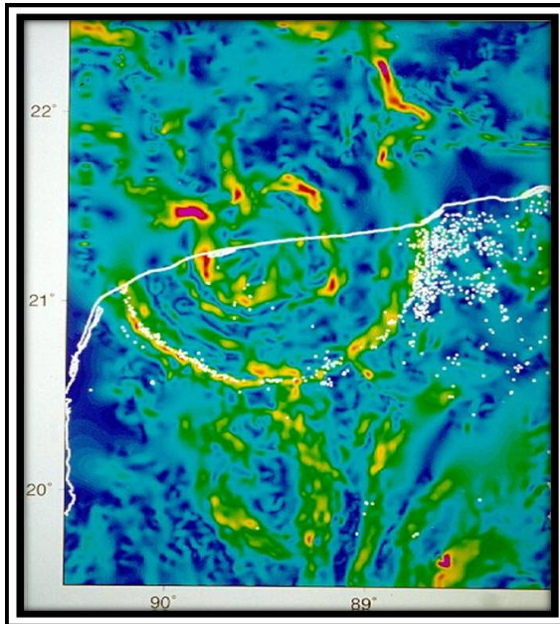


Figura 3. Mapa del gradiente horizontal de la anomalía gravimétrica de Bouguer en el cráter del Chicxulub.

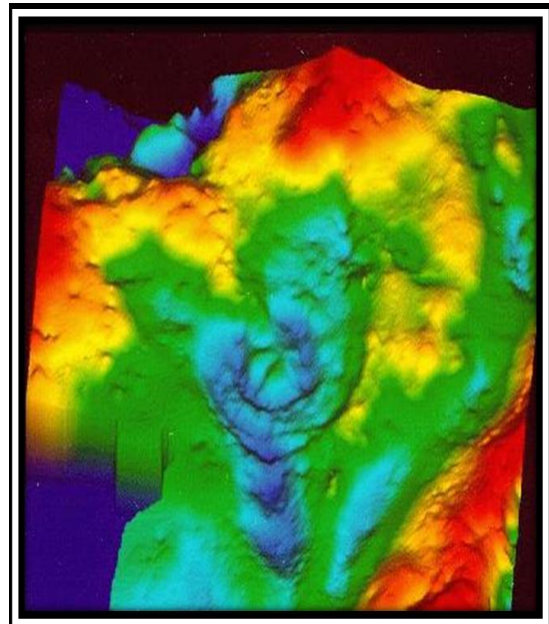


Figura 4. Mapa en tres dimensiones que muestra la anomalía gravimétrica de Bouguer en el cráter del Chicxulub.

La estructura se considera como de una cuenca multianillada, de acuerdo con las anomalías que se han determinado por estudios geofísicos, en el centro de ésta, presenta un levantamiento central, el cual no se ha logrado definir si se trata de un pico o de un conjunto de picos muy característico de grandes estructuras, los anillos son reflejados en superficie por un modelo de fracturamiento el cual ha influenciado el flujo de agua subterránea, produciendo así un anillo de cenotes (Pope et al., 1991, Connors et al., 1996).

Definición del límite K/T.

El límite Cretácico Terciario (K/T) o límite Cretácico Paleógeno (K-Pg), como ahora se conoce, de acuerdo con la última actualización en la Escala Estratigráfica Internacional, fue provocado por el impacto meteorítico ocurrido en la plataforma calcárea en el noreste de la península de Yucatán, el cual dejó un cráter de aproximadamente 180 km de diámetro (Hildebrand *et al.* 1991; Sharpton *et al.* 1993; Urrutia-Fucugauchi *et al.* 1997; Morgan & Warner *et al.* 1997). Este fenómeno ocurrió hace aproximadamente 65 millones de años, lo que marcó el fin para el 70% de especies vivientes en el registro fósil en la Tierra. Esta capa o límite está constituida básicamente por una secuencia compleja de material de roca fundida denominada capa de “ejecta” de impacto (tectitas, esferúlidos y cuarzos de choque), que en México, se localizan a lo largo del Golfo, seguidas por capas detríticas características de “tsunami”. Estas capas se encuentran sobreyacidas por productos más finos provenientes de las nubes del impacto, incluyendo elementos del grupo del platino como el iridio; y la última en suspensión de aguas turbulentas.

En diversos trabajos, se han asociado los eventos del límite K/T con una extinción en masa, sin estar en conflicto con las definiciones de estratotipo de los estadios del Maastrichtiano y el Daniano. El Daniano propuesto por Desor (1846), es el estadio principal que fue seguido por muchos, como la nueva definición posible para el estratotipo del límite K/T. La base de esta nueva sección de estratotipo del Daniano está ubicada en la localidad de Stevens Klint en Dinamarca, y la base de esta incluye la capa de arcilla correspondiente al límite, conocida como el “Fiskeler”. La capa del material de ejecta después fue localizada hacia la base de la capa de arcilla (Álvarez *et al.* 1980).

La parte de la capa de ejecta es parte de la capa de arcilla tipo para este evento y por lo tanto el límite K/T está localizado por debajo de la capa de ejecta (Christensen *et al.* 1973).

La Comisión Internacional en Estratigrafía (Cowie *et al.*), han definido al límite K/T como una Sección Estratotipo Local Global y Puntual en la formación “El Haria” que se localiza al oeste y al centro del Kef en Túnez (figura 5), basándose en la abundante fauna de microfósiles calcáreos y materia orgánica bien preservada. El Maastrichtiano Superior y el Paleoceno tienen más de 500 m de espesor y consisten principalmente de margas calcáreas hemipelágicas grises, con unos cuantos intervalos de caliza micrítica.

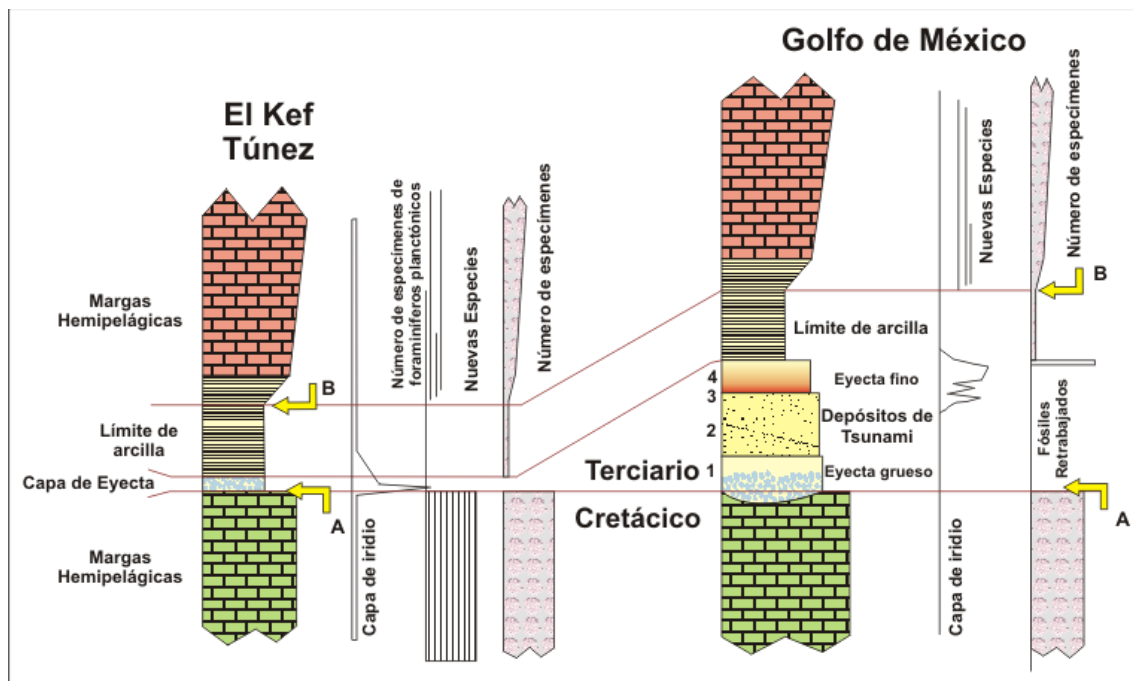


Figura 5. Estratigrafía esquemática de la sección estratotipo de "El Kef" del límite K/T comparada con la secuencia proximal de las unidades 1 a la 4, localizada en el Golfo de México. En sitios distales (El Kef en Túnez), el perfil del contenido de iridio y otros tipos de eyecta coinciden, pero en sitios proximales se encuentra separado verticalmente. (A) Nivel de extinción en masa; (B) Primera ocurrencia de nuevas especies de foraminíferos planctónicos (modificada de Smit 1999).

La interrupción en la sedimentación o de superficies endurecidas marinas está ausente en el intervalo completo. El límite K/T está marcado por una capa rojiza de 2 mm de espesor, dicha capa sobreyace inmediatamente a las margas calcáreas con abundantes microfósiles pertenecientes al Maastrichtiano. Está enriquecida en iridio y tiene contenido de cuarzos de impacto, con espinelas ricas en níquel (Robin et al 1991), así como "microkrystites" alteradas (Smit & Romein 1985). La capa de eyecta roja sobreyace directamente por la capa de arcilla del límite K/T en intervalos de 25 cm de espesor, siendo ésta extremadamente pobre en microfósiles calcáreos. Alineándose en el piso del Daniano, por lo que se ubica al límite K/T por debajo de la capa de "eyecta". Otro criterio son los niveles de extinción en masiva, como la última aparición de los fósiles pertenecientes al Maastrichtiano y la primera aparición de fósiles pertenecientes al Paleoceno, la anomalía de iridio, las microkristitas, las microtectitas, restos ceniza de origen orgánico, y las variaciones negativas de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ que pueden ser usados para correlacionar pero que no forman parte de la definición del límite K/T.

Esta definición es correcta para la mayoría de las localidades distales del límite K/T a causa de que todos los picos de ejecta están dentro de la misma capa delgada. Existen algunas controversias para definir éste límite, alrededor del Golfo de México, debido a que los diferentes tipos de ejecta (tectitas y anomalías de iridio) están en diferentes niveles estratigráficos (Gartner 1996, Keller & Stinnesbeck 1996, Keller et al 1994, Smit *et. al* 1994).

En algunas ocasiones la estratigrafía de la capa de “ejecta” del límite K/T es controversial en varios aspectos. Se cree ampliamente que esta es el resultado del impacto de un gran meteorito contra la tierra, a causa de que la asociación global de la anomalía de iridio con los minerales de choque y las esferulitas de impacto pero otros autores propusieron una explicación alternativa, asociándolo a un evento de vulcanismo muy reciente (Officer & Page 1996), la cual es ampliamente descartada hoy en día.

Existen cuatro tipos de depósitos de ejecta han sido identificados (Figura 6):

- a) Los que tienen una ubicación distal, a nivel de escala global donde la capa de ejecta que sobrevivió es de tan solo unos pocos milímetros de espesor.
- b) Los que están ubicados al oeste del interior del continente, con 1 a 2 centímetros de espesor de la capa de “ejecta” dentro de los depósitos de carbón y pantano.
- c) Los pertenecientes a la región del Golfo de México, asociados con depósitos clásticos de alta energía.
- d) Los depósitos de sabana del ejecta, arriba de los 3.5 del radio del cráter afuera del borde del cráter.

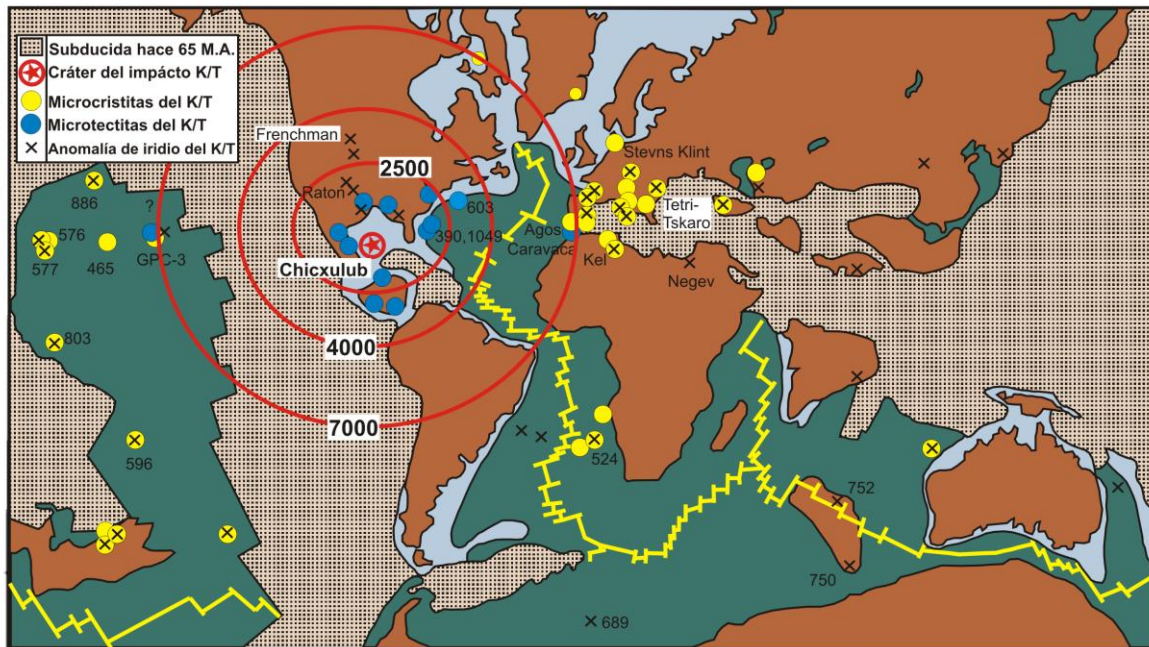


Figura 6. Ubicación esquemática de la distancia en Kilómetros a la que se depositaron los diversos materiales producidos por el impacto de Chicxulub (Modificado de Smit, 1999).

Cretácico Superior (Maastrichtiano tardío)

Las secuencias carbonatadas pelágicas de apertura oceánica con bajos rangos de sedimentación, se encuentran frecuentemente incompletas o condensadas. La secuencia sedimentaria del Maastrichtiano más completas, se presenta en secciones de plataforma externa, particularmente alrededor del antiguo mar de Tetis. Estos ejemplos incluyen a las secciones de Agost (Groot et al 1989), Caravaca y la bahía de la región de la Vizcaína (Zumaya) en España (Smit & Romein 1985); Bottaccione en Italia (Luterbacher & Premoli Silva 1964); El Kef en Túnez (Keller 1988, Nederbragt & Koning 1994). Estas secciones se encuentran en facies pelágicas a hemipelágicas y contienen alto contenido de foraminíferos, nanofosiles, faunas y floras, así como microfósiles: equinoideos, inoceramidos, amonitas y numerosos fósiles traza. No existe una evidencia de superficies endurecidas o superficies de omisión que se encuentren alrededor de las secuencias de aguas someras, como por ejemplo en las planicies costeras del Golfo de México, en la región de Stevens Klint y en el área Maastrichtiense.

El Maastrichtiano tardío está representado por una biozona de foraminíferos como *Abathomphalus mayaroensis*, cercanos al límite se encuentran las. La primera aparición de la *A. mayaroensis* es cerca de los 2 millones de años por debajo del límite K/T en bajas latitudes y a 4.5 millones de años en altas latitudes (Huber 1992). Las faunas ricas de foraminíferos planctónicos permanecen totalmente en este intervalo; enriquecidas en el Cretácico. Considerando la longitud de la zona se han marcado pocos cambios evolutivos ocurridos en este intervalo. Las especies comúnmente usadas para definir la base del Terciario (*Biantholithus sparsus*, *Biscutum romeinii*, *B. parvulum*, *Criciplacolithus primus*) se encontraban presentes hasta el Maastrichtiano (Romein et al 1996), aunque su tamaño sea mucho más pequeño. El criterio más adecuado para definir el límite Cretácico/Terciario ha sido utilizando nanofósiles que son relativamente abundantes del así llamado desastre o persistencia de especies alrededor de la capa de arcillas del límite K/T (Gartner 1996, Percival & Fisher 1977).

La magnetoestratigrafía proporciona una mejor estimación para la bioestratigrafía (Kent 1977). El límite K/T ocurre en el magnetocron C29R, con una duración estimada de 833 mil años (Berggren et al 1985). Las estimaciones iniciales consideran menos de los 570 mil años (Berggren 1985). Las evaluaciones acerca del tamaño de este intervalo, o de la cantidad de tiempo que envuelve al límite K/T, como los periodos de sedimentación, pueden ser linealmente extrapoladas desde la parte superior hasta la parte inferior del límite K/T. El tiempo establecido en el depósito entre el Cretácico y Terciario dentro del cron C29R indica un incremento en la tasa de sedimentación alrededor de este intervalo.

Berger *et. al* (1989) calcularon la duración de los periodos de precesión para los 65 millones de años en aproximadamente 18.7 y 22.5 mil años respectivamente, obteniendo un promedio de 22.65 mil años. En el cron C29r, se observaron al menos 14 ciclos correspondientes al Cretácico (Agost) y 15 ciclos en el Paleoceno (Kate & Springer 1993), usando las longitudes de los ciclos anteriores, se obtuvo como resultado 542.3 y 652.5 mil años respectivamente, promediándolos en 594.5 mil años. Esta es una mejor aproximación que la anterior estimada en 570 mil años propuesta por Bergen *et. al* (1985). Sin embargo las recientes estimaciones de 833 mil años son validas, este sería en un intervalo donde al parecer faltan 8 ciclos de precesión como mínimo, contrarios a los resultados una simple extrapolación. Estas contradicciones plantean preguntas acerca de

la aplicabilidad de los ciclos astronómicos o de la longitud del cron C29r determinado por las anomalías magnéticas del fondo oceánico.

La litología de las secciones completas y continuas, muestran variaciones litológicas cíclicas (0.5 a 2 mil años) en el Maastrichtiano, que están probablemente relacionadas con los cambios en el nivel del mar. Las sucesiones litológicas en Zumaya, las cuales son más o menos las mismas en todas las secciones de la Bahía Vizcaya, se pueden comparar muy bien con las secciones de Caravaca en España y con la del Kef en Túnez, indicando también posibles cambios, eustáticos.

La mayoría de las partes litificadas ocurren en la base del Maastrichtiano Superior, en la parte media y cerca de la cima, en aproximadamente 13 ciclos por debajo del límite K/T. Aunque el contenido de carbonato en estos intervalos de calizas es elevado, el espesor de los ciclos de precesión observados disminuye, mostrando una reducción del flujo de arcilla y carbonatos pelágicos. Estos intervalos probablemente representan elevaciones del nivel del mar con episodios máximos de inundación, de acuerdo con los estudios de los foraminíferos bentónicos (Pardo et al 1996).

La deformación en los estratos del Cretácico Superior es notable en regiones cercanas al cráter del Chicxulub. Los estratos subyacentes a la capa de ejecta, a menudo muestran signos de deformación en sedimentos suaves, donde los estratos sobreyacen a las capas de ejecta sin deformar. Este fenómeno es particularmente sorprendente en el Blake Noise de Florida. Los sedimentos pertenecientes al sitio 1049 del Programa de Perforación Oceánica (ODP, por sus siglas en inglés), subyace a la capa de ejecta que son ligeramente plegadas, mientras que la estratigrafía sobreyacente está inalterada y muestra una sucesión bioestratigráfica normal. Esto es también visible en las facies de perfiles, como en otros sitios como en los sitios 536 y 540 (Álvarez et al 1992b), pero de igual forma en el Paleoceno inferior se encuentran inalterados.

En afloramientos alrededor de la Costa del Golfo del Cretácico Superior, la deformación suave ha sido frecuentemente observada (Smit *et. al* 1996). El fallamiento normal asociado a la deformación de los sedimentos suaves de caliche del Maastrichtiano, comienzan ligeramente antes del emplazamiento de ejecta pero continúa a través del depósito de ejecta, asociado a las capas clásticas, las cuales son presumiblemente

emplazadas por depósitos de oleaje de tsunami. El deslizamiento es confinado a estratos debajo de la capa de ejecta, pero el fallamiento continúa dentro del Paleoceno como el indicado por la subyacente bioturbación de la superficie transgresiva y las diferencias de espesor de las mismas unidades litológicas, en cualquier lado de los planos de falla. El deslizamiento también ha sido observado en afloramientos ubicados al noreste de México tales como el Mimbral, Rancho Nuevo y Cuauhtémoc (Alvares *et. al* 1992a) antes o durante el emplazamiento de la capa del ejecta (tectitas). El fallamiento con pendientes a gran escala están inferidas desde sucesiones litológicas en El Bochil, Chiapas y en el Caribe en Guatemala.

Todo estos fenómenos indican la deformación a gran escala asociadas al gran aporte de de energía sísmica proveniente del lugar del impacto del Chicxulub, así mismo se indujo el emplazamiento de ejecta desde el mismo evento de impacto (figura 6).

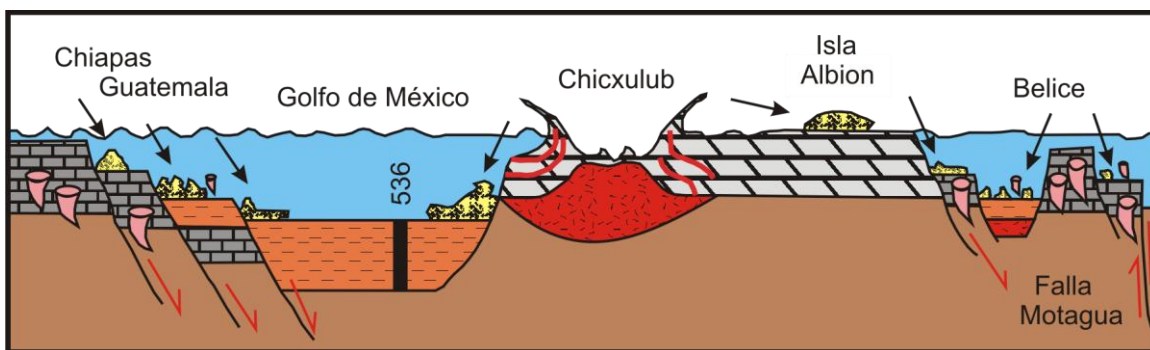


Figura 7. Se muestra la sección esquemática de cráter y los márgenes de la plataforma carbonatada, rodeada por capas de dolomita y caliza, como el sitio del impacto. (La figura no se encuentra a escala, (Tomada de Smit, 1999).

Transición del Maastrichtiano Superior a la capa de ejecta

En secciones completas distales, la transición del K/T está marcada por bioturbaciones parciales muy características, localizadas en los horizontes de la cima del Maastrichtiano. Estas galerías están rellenas de material arcilloso de color negro pertenecientes a la capa de arcilla del límite k/T que la sobreyace. Particularmente en las secciones de Túnez (Kef, Elles) (Smit *et. al* 1999), las de España (Agost, Caravaca) (Smit, 1977) así como las de Furulo y Petriccio en Italia (Montanari *et. al* 1983), que contienen fósiles traza muy bien

preservados. Los sedimentos que se encuentran por encima y abajo del límite K/T, se encuentran mezclados y bioturbados; la secuencia de fósiles traza que cruzan el límite K/T, muestra una disminución significativa en el límite K/T, lo que indica que en la base, la vida decreció drásticamente en zonas de plataforma, a profundidades de los 200 a los 1000 m. (figura 8).

En estas secciones la capa de ejecta dentro del límite K/T está estratigráficamente sin alteración. No obstante las huellas de galerías de *Chondrites*, *Planolites* y *Zoopycos* a menudo socavan la capa de ejecta debido a que las galerías están rellenas por las esferulitas del impacto. Los socavamientos observados en las galerías causaron un incremento en las concentraciones de iridio en los 10 cm de la cima del Maastrichtiano y un descenso en las concentraciones de iridio en la capa de ejecta (Montanari 1990). Todos los tipos de icnofósiles encontrados son típicos de bioturbación en substratos suaves y lodosos, lo que comúnmente se interpreta como una discontinuidad en el límite K/T indicada por la erosión o por superficies de un terreno más duro.

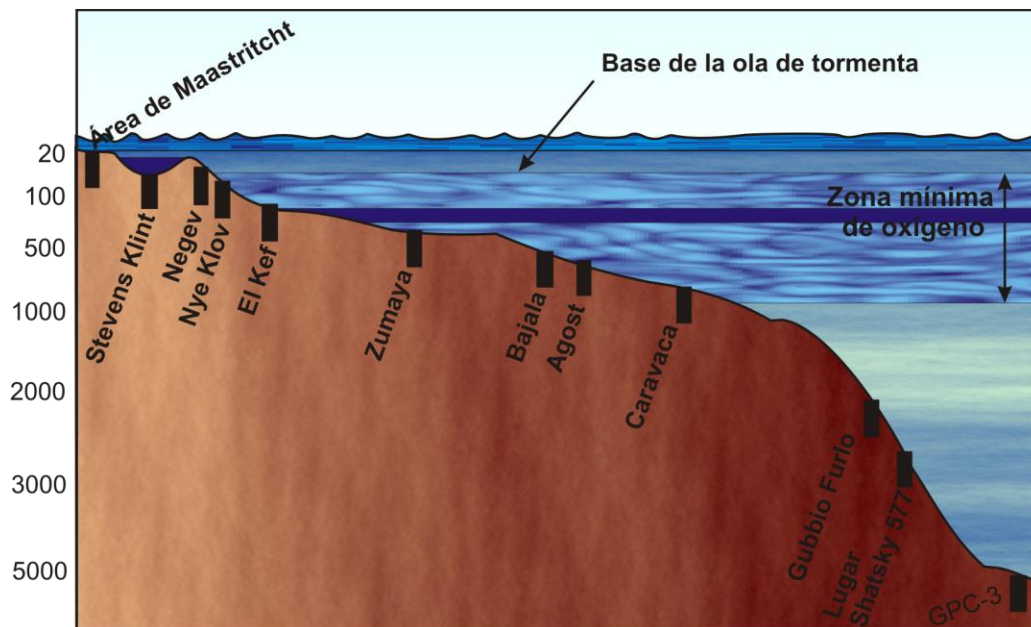


Figura 8. Profundidad en metros en la que se encontraban los sitios distales del límite K/T.

La capa de ejecta no se encuentra bien preservada en secciones de apertura oceánica profunda semejantes a los sitios 577 (Del sitio DSDP) y en núcleos de arcillas abisales como en el sitio. También los intervalos del límite K/T en secciones del Negev, Ein Mor y HorHaHair se encuentran completamente bioturbadas, conservando señales de anomalías de iridio con las primeras y segundas ocurrencias de los foraminíferos. Los sedimentos a través del intervalo del K/T están saturados con icnofósiles y numerosos bioclastos de crustáceos, y evidentes galerías que se encuentran por debajo y por encima del límite.

A unos cuantos centímetros de la cima del Maastrichtiano, por debajo de la capa de ejecta, está caracterizada por una disolución, creando un periodo de transición hacia la capa de ejecta. En el Kef, solo en los moldes de los foraminíferos se encuentran preservados en este intervalo. En Agost y Caravaca el contenido de CaCO_3 es más bajo; en las secciones de Apeninos (Gubbio, Furlo, Petriccio), las superficies que limitan a la capa de ejecta presentan estructuras estilolíticas, indicando una disolución diagenética. Otras secciones como Stevens Klint, le llamaron estructuras de disolución de cola de caballo que ocurrieron por debajo de la capa de ejecta. La mayoría de la disolución tiene un carácter diagenético, siendo más probablemente por lixiviación de ácidos sulfúricos producidos por disociación de abundante pirita framboidal dentro de la arcilla del límite K/T.

Paleoceno Inferior

Los sedimentos del paleoceno inferior depositados directamente debajo de la capa de ejecta representan las primeras reacciones de la biósfera debido a las consecuencias ocasionadas por el impacto del Chicxulub. La primera observación es la presencia de unos cuantos centímetros de espesor de una capa de detrítica de arcilla del límite K/T, directamente sobre la capa de ejecta. Con la posible excepción de la sección del Kef, aquí no existe ese intervalo transicional que esté enriquecido de carbonato en la base y que va decreciendo hacia la cima, indicando un colapso gradual de los ecosistemas oceánicos.

La conclusión es que la producción primaria en los océanos se redujo repentina y drásticamente como una consecuencia del evento de impacto. Esto está soportado por los

saltos de $\delta^{13}\text{C}$ negativos registrados globalmente en los primeros sedimentos cercanos a la capa de ejecta. Los espesores de la capa de arcilla del límite K/T corresponden a la tasa de sedimentación de las arcillas en los sedimentos depositados antes y después del límite K/T en promedio de 1cm en los Apennines, 6.5 cm en Agost, 10 cm en Caravaca a 25 cm en El Kef. La longitud del tiempo que envolvió la depositación en la capa de arcilla del límite y por inferencia la longitud de los carbonatos así como la crisis en la producción primaria de los océanos pueden ser considerados como el origen de la tasa de sedimentación. La extrapolación desde el Cretácico con altos flujos de arcilla hasta la base del Daniano proporciona una duración de entre 8,000 y 16,000 años.

En el límite de la capa de arcilla, se ha enriquecido en las concentraciones de iridio, pero éste decrece exponencialmente hacia la cima. La difusión, bioturbación prolongó los tiempos de residencia del iridio y de la redeposición, se presentan como las posibles explicaciones. La ausencia de algunas anomalías de iridio en las arcillas dentro del límite donde la capa de ejecta está ausente como en Geulhemmerberg, en Holanda (Smith & Rocchia 1996) indican que no hay evidencia de un suministro prolongado de iridio.

III. El Límite Cretácico / Terciario en el noreste de México

Marco Geológico del Área de estudio.

Localización

En el área de estudio de este trabajo se localizan dos secciones principales ubicadas en los límites de la Cuenca de Burgos (al sur) y de la Cuenca Tampico Misantla (al Norte). Estas cuencas forman parte de lo que morfológicamente se le denomina Planicie Costera del Golfo de México. La Cuenca de Burgos se localiza en el extremo noreste de la República Mexicana, abarca parte del estado de Tamaulipas, Nuevo León y del noroeste de Coahuila, así como en Texas y Luisiana, en los Estados Unidos. Geográficamente se encuentra limitada en el territorio Mexicano al norte por el río Bravo, al oriente por el Golfo de México y al sur y suroeste por el río Soto la Marina y en el flanco oriental por la Sierra de Cruillas, pasando al oriente de Monte Morelos.

La cuenca Tampico Misantla está localizada entre los Estados de Tamaulipas y Veracruz. Paleogeográficamente, la cuenca está limitada al norte por la Sierra de Tamaulipas, al sur por el Macizo Teziutlán, al este por el Golfo de México y al oeste por la Sierra Madre Oriental.

Con base en la información de los pozos perforados, se sabe que las rocas más antiguas corresponden al basamento Paleozoico Superior, conformado por rocas metamórficas e ígneas intrusivas. Su cubierta sedimentaria corresponde a rocas mesozoicas (Triásico Superior - Cretácico Superior) y rocas cenozoicas (Paleoceno – Reciente), (Ortiz, Ubilla y Tolson, 2004). La evolución geológica de la región donde está localizada la Cuenca de Burgos así como la Cuenca Tampico Misantla está estrechamente vinculada con la evolución del Golfo de México durante el Cretácico y el Jurásico. Las áreas de la planicie costera del Golfo de México se caracterizan por su desarrollo sobre un sistema de fosas y pilares tectónicos, producto de la separación entre América del Norte y África.

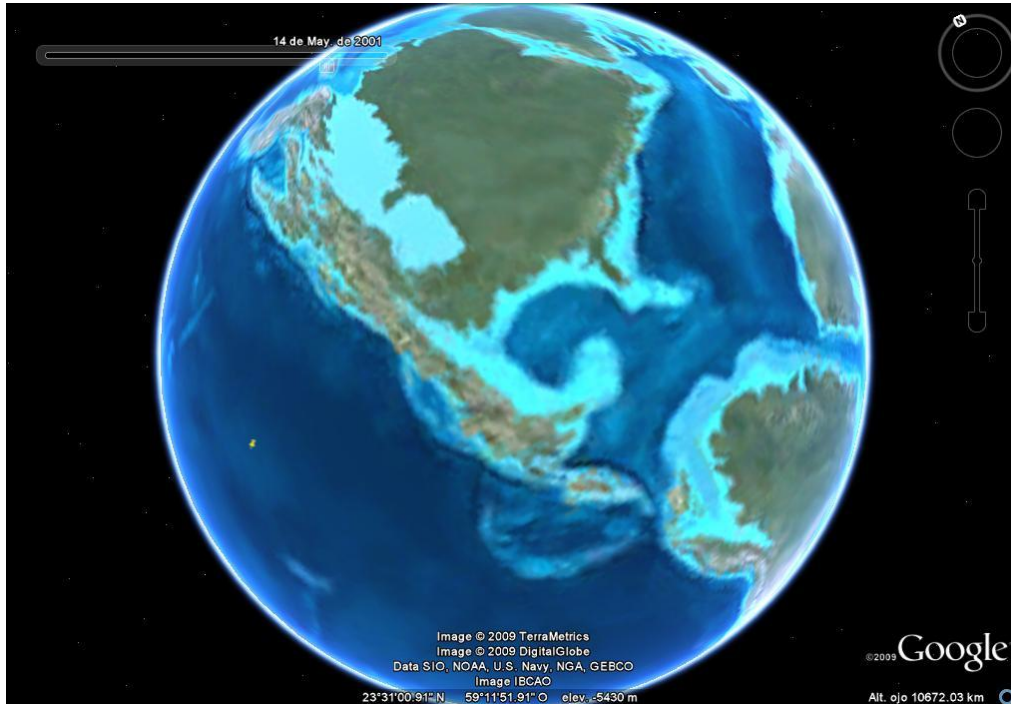


Figura 9. Reconstrucción paleogeográfica de la Tierra hace 65 millones de años. Tomada con el programa Google Earth versión 5.13 utilizando una capa de la reconstrucción paleogeográfica hecha por el Dr. Ron Blakey, NAU Geología.

Geología

La cuenca de Burgos fue una cuenca marina somera, con amplias plataformas que recibieron el aporte de sedimentos carbonatados y terrígenos generando calizas, lutitas y areniscas. Hacia el Cretácico tardío y principios del Paleógeno, comienzan los intensos movimientos tectónicos a causa de la orogenia Laramide, formándose los grandes pliegues de la Sierra Madre Oriental, donde los sedimentos paleozoicos y mesozoicos fueron sujetos a la erosión. Durante el Terciario se desarrollaron las principales cuencas sedimentarias del país, así como la cuenca de Tampico Misantla. La forma que ésta tiene se debe al hundimiento del archipiélago de Tamaulipas, provocado por esfuerzos que plegaron y fallaron a la Sierra Madre Oriental a principios del Terciario. Estas condiciones provocaron una serie de hundimientos graduales en las montañas elevadas pertenecientes a la parte más oriental, lo que dio origen a la formación de varias cuencas, dentro de las cuales, se encuentra la denominada Cuenca de Burgos y de Tampico

Misantla. Al comienzo del Paleógeno se inicia el depósito de una gran secuencia de sedimentos clásticos, predominantemente de tipo arcilloso, con intercalaciones arenosas de diferentes orígenes. En estas cuencas predomina una sedimentación de tipo marina, cíclica con etapas transgresivas y progradadas secuencialmente hacia el oriente. En estas cuencas sedimentarias destacan, entre otras características, una deformación extensiva definida primordialmente por numerosas fallas normales (Harris 1952; Guzmán, 1956; Carrasco, 1966; Rodríguez, 1969). La conformación de dichas cuencas como tal, implica la sucesión de una compleja historia de eventos tectónicos y sedimentarios ocurridos durante el cenozoico, con los que esta área pasó de ser una zona de depósito y acumulación en unas extensas cuencas marinas durante el Mesozoico, hasta conformar una zona emergida continental.

Fue en el Cretácico Superior cuando el incremento en el aporte de material terrígeno dio origen a las formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez, llevándose a cabo el levantamiento de la Sierra Madre Oriental.

Estas cuencas que se originaron en el Paleoceno, fueron afectadas por una serie de depresiones en las que se depositaron sedimentos arcillo-arenosos de tipo turbidítico, correspondientes a las formaciones Chicontepec Inferior y Medio, así como a la Formación Velasco entre otras.

En ambas Cuencas se encuentran dos formaciones geológicas que delimitan al llamado límite Cretácico / Terciario (K/T), estas son la Formación Méndez y la Formación Velasco. La denominación del límite Cretácico Terciario o límite K/T se ha substituido por Cretácico / Paleógeno (K/Pg). La Comisión Internacional en Estratigrafía estableció el cambio en su nueva Carta Estratigráfica Internacional conocida también como la escala del tiempo geológica. Solamente para efectos prácticos aquí se utilizará en su forma tradicional de límite K/T.

Formación Méndez

La Formación Méndez se encuentra ubicada dentro de la Cuenca de Burgos y constituye el límite del Cretácico Superior. Esta capa está conformada por una secuencia de lutitas calcáreas, con abundantes fósiles tales como foraminíferos planctónicos y bentónicos,

margas, escasos horizontes de areniscas y algunas capas de bentonita. Esta unidad estratigráfica está dispuesta en estratos medianos y gruesos de color gris con tonos verdes y en ocasiones pardo rojizo, con pequeños nódulos de hierro. Sobreyace de manera concordante a la Formación San Felipe, que subyace a su vez, a la Formación Velasco. En algunos cortes a lo largo de las vías del ferrocarril de Tampico a San Luis Potosí afloran algunas lutitas y margas de la formación Méndez las cuales representan al piso del Maastrichtiano. Jeffreys (1912) y Muir (1936) utilizaron por vez primera el término de “Margas Méndez”.

Formación Velasco

Las rocas pertenecientes a esta Formación se encuentran distribuidas en toda la planicie costera del Golfo de México. Se ubican en la porción noroccidental y occidental y están caracterizadas por un paquete de sedimentos constituidos por arcillas y arenas, con alternancia de areniscas y conglomerados que contienen escasas especies pelágicas tales como es el caso de foraminíferos planctónicos como los globigerínidos. El contacto Maastrichtiano – Paleógeno, es fácilmente identificable por el cambio de facies de margas a limos. La formación Velasco, presenta intercalaciones de estratos con espesores delgados de areniscas de color rojizo, con lutitas calcáreas grises y con margas de tonos verdosos.

La capa de ejecta en el Golfo de México.

Los sitios proximales en donde se encuentra la capa perteneciente al límite K/T en México pertenecen a áreas dentro de localidades arrecifales o fuera de los arrecifes, alrededor del Golfo de México en profundidades relativamente someras (mayores a los 500 m). Estos sitios se encuentran en zonas que están alrededor de la plataforma carbonatada en Chiapas, Guatemala y al sureste de Belice, en sitios de aguas profundas en el Golfo de México y el Caribe. Los depósitos de la cortina de ejecta son los más cercanos al cráter del Chicxulub y se extienden hasta el norte de Belice (figura 10).

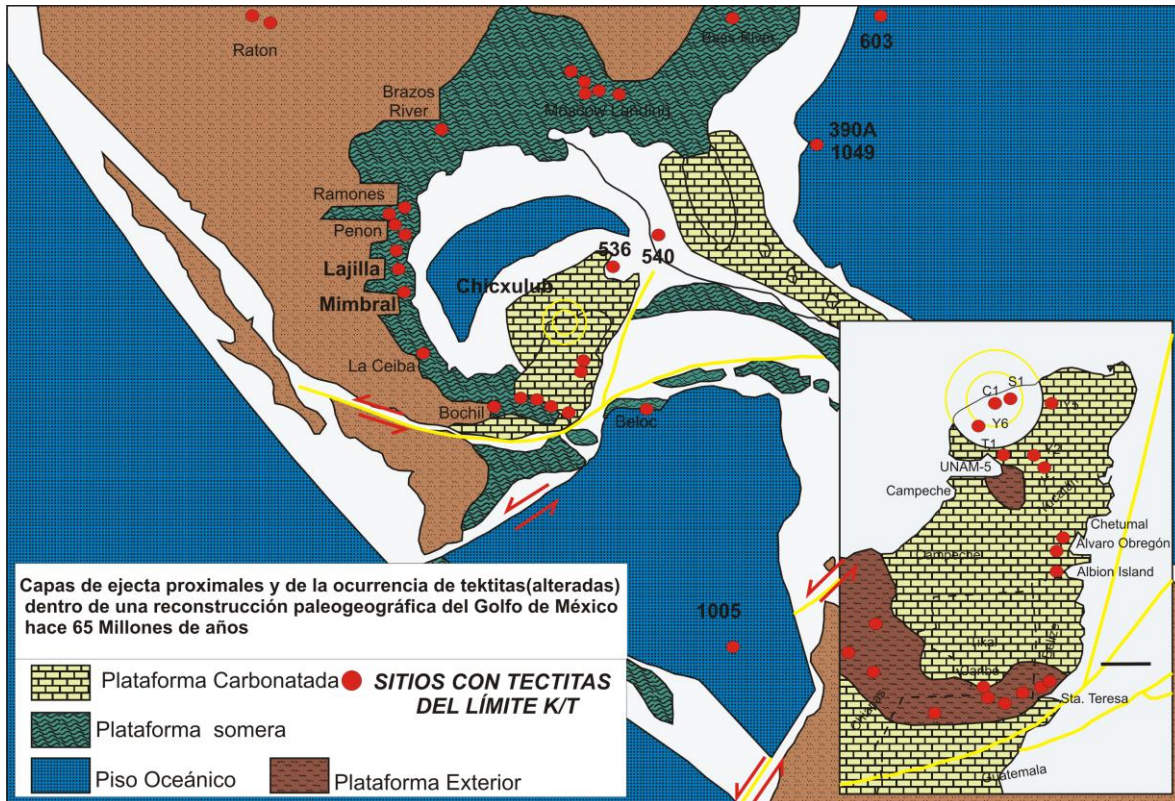


Figura 10. En esta figura se muestra un mapa paleogeográfico del Golfo de México y la Península de Yucatán, con la ubicación de los sitios proximales. Los números pertenecen a los sitios de DSDP/ODP. Modificado de (Smith, 1999).

Estos sitios son invariablemente caracterizados por un complejo conjunto de areniscas clásticas con contenido de cuarzo de impacto hacia la base y una anomalía de iridio hacia la cima. Los sitios se extienden desde Moscow Landing en Alabama hasta La Ceiba, un sitio al este de la ciudad de México y renombrado como Tlaxcaltongo por Stinnesbeck *et. al* (1996). Smit *et. al* (1992b, 1996), y Stinnesbeck & Keller (1996), quienes subdividieron los paquetes desde la parte inferior hacia la cima, dentro de tres unidades visibles macroscópicamente (figura 11). Una cuarta unidad fue distinguida sólo después de analizar el tamaño de grano a detalle (Smit *et al* 1996). Bohor (1996) comparó la subdivisión con una clásica secuencia idealizada de Bouma. El ambiente de depósito en general, se encuentra dentro de plataformas someras de mar a lo largo de toda la costa del Golfo de México en el territorio de Estados Unidos.

El límite K/T en el noreste de México

Una de las secuencias características que representan a los depósitos localizados en el noreste de México, pertenecen a una plataforma externa, de acuerdo con la litología y con las asociaciones de foraminíferos planctónicos que están en los sedimentos del Maastrichtiano que la subyacen (Figura 11).

La Unidad I, que es la secuencia inferior, está caracterizada por canales, contenido de areniscas, baja clasificación, grano grueso, aporte de guijarros, cuarzo, contenido de clastos brechoides, abundantes esferulitas alteradas (interpretadas como tectitas), y partículas de calizas interpretadas también como material no fundido del ejecta (Smit *et. al* 1996). Las unidades despliegan estratificación cruzada de bajo ángulo, con acreción lateral en canales de relleno. Los canales son discontinuos. La matriz entre las esferulitas y los clastos consisten principalmente de foraminíferos planctónicos que han sido removidos desde los alrededores del piso oceánico.

La Unidad II está compuesta de una serie de areniscas calcáreas bien clasificadas con finos lentes delgados hacia la cima o sábanas extendidas de grano fino. Los cuerpos lenticulares son más extendidos que en los canales pertenecientes a la unidad I, pero las estructuras de relleno en los canales laterales no han sido reconocidas. Los clastos líticos son más frecuentemente encontrados en la unidad II, que en la unidad I, pero el componente dominante de las areniscas son los foraminíferos planctónicos. Localmente depósitos de las plantas, raíces o ramas han sido acumulados en las capas. Es común encontrar hacia la base contenido de esferulitas o tectitas.

En la sección del Mimbral, han sido reconocidas seis capas de areniscas lenticulares e imbricadas, cada una con una parte basal de grano grueso que contienen tectitas tipo esferulitas, que probablemente han sido retrabajadas desde la unidad 1. Cada capa ha sido erosionada dentro de la cima de la sábana subyacente, produciendo disconformidades. En la Lajilla y el Peñón, donde los afloramientos pueden ser encontrados sobre varios cientos de metros, fueron identificados cerca de ocho tipos de sábana de ejecta constituidos por cuerpos de areniscas. La unidad II presenta numerosas estructuras sedimentarias bien desarrolladas en La Lajilla (figura 11). Estas estructuras presentan laminaciones paralelas con lineamientos de corrientes primarias, rizaduras

linguoides y escaladas. Más de 200 direcciones de corrientes han sido medidas en varias localidades dentro de la unidad II (Brazos River, Rancho Nuevo, El Peñón, La Lajilla, El Mimbral, y La Ceiba) indicando direcciones de corriente bimodal en cada una de las localidades. A menudo las direcciones dominantes generalmente difieren por más de 180° (Smitt *et. al* 1996).

La transición entre las unidades II y III está definida por una primera serie de delgadas capas de limos alternadas con rizaduras de areniscas de grano fino. Estas capas de limo son las más inferiores y se encuentran enriquecidas en iridio, aunque las mayores concentraciones de iridio están dentro de las capas de limo gradadas cercanas a las areniscas superiores con rizaduras (Smitt *et al* 1996).

Los estratos de arenisca con rizaduras son del tipo “sábana” y continúan sobre todo el afloramiento. En La Lajilla y el El Peñón, éstas continúan por lo menos hasta 150 m. Las capas de areniscas superiores (dos a tres capas) contienen diversas trazas de galerías principalmente confinadas en su superficie. Las icno asociaciones están niveladas, donde una asociación diferente es encontrada por cada nivel sucesivo. Las condritas ocupan los niveles profundos; diferentes tipos de *Zoophycos*, *Planolites* y *rizocorallium* ocupan los niveles superiores. Un tipo de galerías consiste de tubos verticales de 1 cm de diámetro extendiéndose por debajo de las capas inferiores de limo, desde la unidad III y aproximadamente un metro debajo de la cima de las capas de rizaduras. Todos los icnofósiles pueden ser explicados por una colonización anterior al depósito de unidades clásticas enteras y sin ser necesariamente un indicador de un espacio de tiempo entre el depósito y las capas de arena.

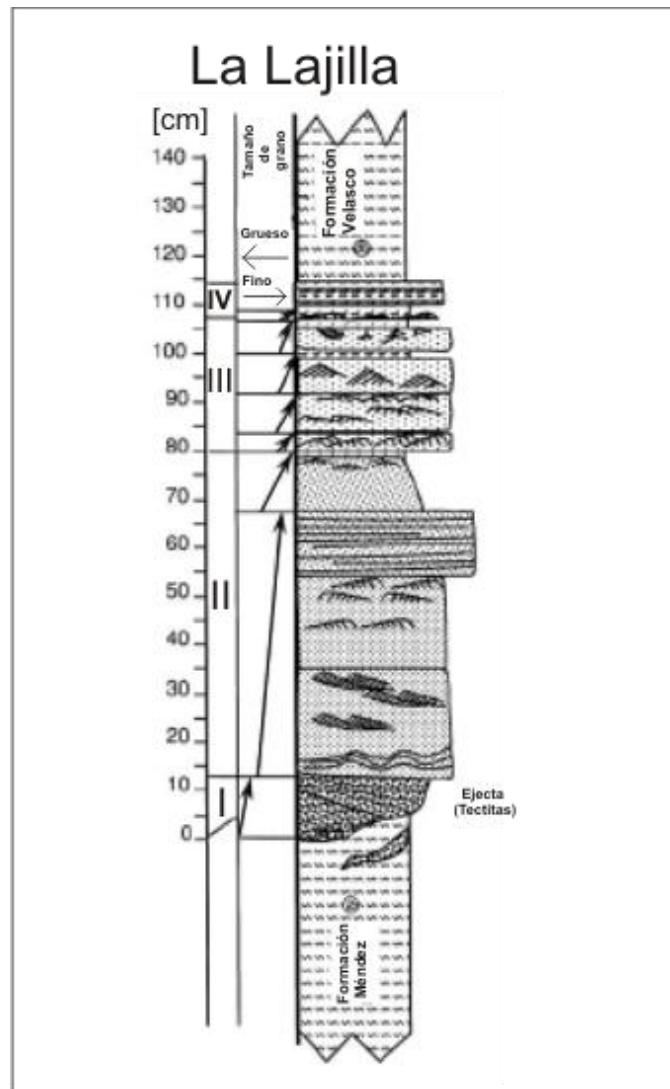


Fig11. Columna general de La Lajilla propuesta y subdividida por Smith (1994).

La unidad IV, es la unidad superior, de composición limosa con espesores diferentes de arenisca. Bralower *et. al* (1980) cataloga al límite K/T como una unidad “cocktail” porque se tiene una abundante mezcla de microfósiles retrabajados y de material del ejecta. Esta unidad es visible en afloramiento porque forma capas de micrita litificada de 5 a 10 cm de espesor, que ha sido erróneamente ubicada como una capa de lutita del Cretácico (Formación Méndez), probablemente porque esta consiste de material retrabajado

perteneciente a la suprayacente lutita de la formación Méndez (Keller et al 1997). Un análisis detallado del tamaño de grano ha mostrado que esta unidad tiene un tamaño de grano gradado y por lo tanto es originado por la formación de material fino resuspendido. Las concentraciones de iridio son muy elevadas en esta unidad de grano fino y gradada, indicando que el iridio fue transportado de manera estable en el mismo tiempo.

Las capas clásticas y su origen.

La presencia de las capas clásticas o siliciclásticas es interpretada de diferente manera. Smit *et. al* (1996) interpretaron la complejidad de estas capas de areniscas como el resultado de la interacción de grandes olas de tsunami producidas por el impacto del Chicxulub. Aunque el impacto no ocurrió en una cuenca profunda del Golfo de México, una gran parte de la cortina de ejecta, presumiblemente de miles de kilómetros cúbicos cayó en el Golfo y en las pendientes de fallas a lo largo del escarpe de Campeche, que pudieron provocar tsunamis. Keller y Stinnesbeck (1996) interpretaron dichas capas como el resultado de un periodo bajo del nivel del mar, seguido por una transgresión o por repetidos depósitos de flujos de gravedad relativos a variaciones eustáticas del nivel del mar que sucedieron por miles de años durante el Maastrichtiano Superior. Este fenómeno también ha sido interpretado como el resultado de flujos de gravedad, que no se extendieron en un periodo largo de tiempo, y si como un evento coherente de flujos de gravedad provocados por el impacto del Chicxulub (Bohor 1996). Igualmente consideró a la secuencia siliciclásticas como una sucesión litológica comparable con una simple Secuencia de Bouma idealizada. Por su parte, Stinnesbeck y Keller (1996) basaron sus observaciones en una posición alternativa para el límite K/T, alrededor de las capas clásticas y la presencia de fábricas de galerías y “capas hemipelágicas normales” dentro y por encima de las capas de areniscas. En estas observaciones relacionan un espacio temporal de millones de años entre el depósito de las tectitas correspondientes a la unidad I y la capa de iridio de la unidad IV, así mismo proponen dos impactos, el primer impacto ubicado en la parte inferior que lo asocian al impacto del Chicxulub y el segundo asociándolo al límite K/T. Sin embargo Smit *et. al* (1996) señalan que la distribución del tamaño de grano para esas capas hemipelágicas normales es claramente diferente con respecto a los granos de cuarzo de los del Maastrichtiano Superior y las capas hemipelágicas normales del Paleoceno. Solo porque las galerías dentro de las capas

inferiores no pudieron ser confirmadas, estas interpretaciones son cuestionables, particularmente la afirmación de que pudieron haber pasado miles de años entre el depósito de las capas de arena individuales.

Bohor (1996) observó las unidades clásticas como una secuencia turbidítica simple no concordaba con los frecuentes saltos hidrodinámicos indicados en el tamaño de los granos de cada capa sucesiva así como las direcciones de corrientes inversas. Sin embargo, la distribución del tamaño de grano relacionado con los intervalos de una Secuencia Bouma es diferente a la que se encuentra en una turbidita clásica. Aunque los saltos hidrodinámicos puedan ocurrir ocasionalmente dentro de las turbiditas, la secuencia compleja del K/T no es comparable con ninguna secuencia turbidítica que haya sido bien estudiada en las cuencas con Secuencias Flysch. También las inversiones repetidas de las direcciones de corrientes nunca han sido observadas dentro de una turbidita sencilla y son difíciles de explicar por mecanismos de flujos de gravedad.

Un problema con la interpretación de Smith *et. al* (1996) es la gran distancia desde el impacto a la presunta línea de costa. Es difícil imaginar las oscilaciones a gran escala del movimiento de agua, aunque en ocasiones provoque grandes olas que puedan transportar material incluyendo granos de arena clásticos y fragmentos de madera provenientes desde la línea de costa a unos cuantas decenas de kilómetros. Los movimientos oscilatorios son necesarios para explicar las medidas de las inversiones en las direcciones de corriente, como es el retrabajo de las olas de tsunami que al menos participaron en esta parte de esta teoría. Sin embargo el transporte de material cercano a la costa de las localidades más alejadas dentro del golfo podría ser una consecuencia de los flujos de gravedad.

IV. METODOLOGIA

El presente capítulo describe la metodología realizada y cada una de las diferentes técnicas utilizadas en este estudio. Dentro de estas se tiene petrográficas (por medio del microscopio petrográfico y microscopio estereoscópico) y geoquímicas (como Fluorescencia de Rayos X “FRX”), y técnicas complementariamente de paleomagnetismo, (Susceptibilidad Magnética) como registro de apoyo en la correlación del área de trabajo. Con la aplicación de estas técnicas se tiene el propósito de determinar las variaciones tanto verticales como laterales a lo largo de las secuencias de estudio con el objetivo de observar los cambios mineralógicos, texturales, deposicionales y diversas características presentes en las secuencias de estudio.

Muestreo

El área de estudio abarca una superficie de alrededor de 1500 m², tomando en cuenta que el largo del afloramiento es de aproximadamente 150 m de largo, para el caso de El Mimbral y de 980 m² en el caso de La Lajilla que consta de 3 pequeños afloramientos.

La selección de las muestras para ambas secciones fue realizada a partir de una descripción megascópica consistente en observación visual de sus estructuras sedimentarias y de sus componentes mineralógicos, considerando para este trabajo las zonas de menor alteración y/o mayor pureza de la roca, evitando la contaminación de entre ellas para análisis posteriores. De esta manera se obtuvo un total de 80 muestras para susceptibilidad magnética, 22 muestras de roca para su descripción y clasificación de las cuales se eligieron las 13 muestras de las más representativas para el estudio petrográfico y 13 muestras para el estudio de geoquímica, utilizando el método de difracción de rayos X.

Para la sección de La Lajilla se tomaron 40 muestras para susceptibilidad magnética, 12 muestras de roca, 5 láminas delgadas así como de 8 muestras para geoquímica. En el caso de la sección de El Mimbral se tomaron 40 muestras para susceptibilidad magnética, 10 muestras de roca, 8 láminas delgadas y 5 muestras para geoquímica.

Las muestras se tomaron comenzando desde la cima del afloramiento, que está representada por la Formación Velasco, bajando estratigráficamente hasta la parte inferior representada por la Formación Méndez. La profundidad se midió tomando como punto de referencia cero al punto más alto de la Formación Velasco para el caso de La Lajilla I y de igual manera a la parte más alta de la secuencia de areniscas localizadas en La Lajilla II y III. En el caso de la sección de El Mimbral, se tomó como punto cero a la parte más elevada de la formación Velasco para El Mimbral I, bajando de nivel estratigráfico hasta la Formación Méndez y en El Mimbral II, el punto de referencia cero está representado por la cima de la secuencia de areniscas hasta la parte inferior representada por la Formación Méndez. Las muestras se tomaron a intervalos variados, tomando en cuenta las texturas, el grado de alteración y el espaciamiento de las muestras.

Análisis Petrográfico.

Este tipo de análisis es de gran importancia para llevar a cabo una buena clasificación de las rocas muestreadas. Cada análisis geoquímico se encuentra acompañado de una descripción petrológica que pueda describir su origen, el transporte, procesos diagenéticos, contenido fósil, tipo de ambiente en el que se depositó, entre otros. Se cortaron y prepararon 13 láminas delgadas correspondientes cada estrato de la secuencia en estudio.

Técnica de preparación de láminas delgadas

Las secciones delgadas presentadas en este trabajo fueron preparadas en el taller de micromorfología y laminación del Instituto de Geología de la UNAM. La metodología empleada en la elaboración de secciones delgadas, depende de la consolidación que de la roca a tratar, ya que las muestras con poca compactación son muy deleznable por lo que requiere de una preparación especial.

Para el caso de muestras poco consolidadas como arcillas, suelos o cenizas volcánicas, a la muestra se le da primero un baño de resina tipo cristal, compuesta de monómero de estireno en una mezcla a razón de 100 ml de resina cristal con 60 ml de monómero de estireno (para reducir un poco la viscosidad), agregándole 10 gotas de catalizador para

endurecer la muestra y poderla convertir en plástico, pasando por tres etapas (líquido, gel y sólido). En este caso, se empleó este tratamiento para las muestras de esferulitas que contenían mucho carbonato con arcilla, lo cual las hacía muy poco consolidadas.

En la primera etapa del proceso de laminación, se introduce la muestra a un recipiente y se vierte la mezcla comenzando así la etapa inicial de polimerización en la que la resina inicia una reacción exotérmica liberando calor. Se mete la resina en una cámara de vacío por un tiempo de aproximadamente 5 horas con el objetivo de que la resina se penetre en todos los espacios vacíos de la muestra (porosidades internas), sacando todo el aire y las burbujas favoreciendo la captura de su estructura. Una vez obtenido lo anterior, se la muestra deja secar a temperatura ambiente en un sitio cerrado durante 5 días, finalizando la etapa de polimerización.

Después de 5 días se continúa con el proceso de secado al sol durante 3 días más para que la resina se endurezca hasta llegar a su forma rígida característica de un plástico. La muestra es introducida en un horno a 60°C durante 24 horas para asegurar que el proceso de fijación resina-muestra esté completo.

En una segunda etapa, las muestras son llevadas a una cortadora de rocas, la cual consta de un disco con recubrimiento de polvo de diamante y de una bomba de agua, en donde la muestra se corta hasta obtener un fragmento aproximado al tamaño del porta objetos (7 X 4 cm y de 7 X 2.5 cm) con un grosor aproximado de 0.5 cm.

A este fragmento se le pule la cara que va a ir pegada al porta objetos, con una pulidora de tipo METASERV 2000 de velocidad variable utilizando abrasivos de diversos tamaños, iniciando con el abrasivo del número 80 μ que es uno de los más gruesos, posteriormente se cambia a uno de 120, 240, 360, 600 μ y finalmente por el del número 1000 que representa al polvo más fino para que la superficie de la lámina quede totalmente como pulida y sin irregularidades.

En la tercera etapa, una vez que la muestra ha sido pulida, se pega a un portaobjetos y se adhiere con la misma resina que se utilizó, pero con una mezcla a razón de 10 mililitros de monómero de estireno con 20 gotas de catalizador, para reducir el tiempo de reacción a tan solo 7 minutos y se deja reposar a una temperatura ambiente durante 12 horas.

Cuando el pegamento se ha adherido totalmente a la muestra, se coloca en un sistema de cortado especial para láminas delgadas, (marca Buehler Petrothin) que se encarga de cortar la muestra a 3 mm. Posteriormente se desbasta en la misma máquina por medio de un micrómetro que controla el espesor deseado, hasta un grosor de 80 micras.

En la cuarta etapa, cuando la muestra ha sido rebajada hasta las 80 micras, se prosigue a pulir la muestra de manera manual, iniciando con el abrasivo de 600 μ , lubricándolo con un aceite para impedir que cualquier contenido de materia orgánica dentro de la muestra reaccione con el agua.

A partir de este momento comienza el proceso de mayor cuidado en la preparación de una sección delgada, ya que constantemente debe de revisarse en el microscopio para controlar el grado de transparencia de los constituyentes, adelgazando la muestra hasta aproximadamente 50 micras. Para darle un perfecto pulido se cambia al abrasivo del número 1000 y se sigue puliendo hasta ir adelgazando aún más hasta llegar a aproximadamente de 30 a 40 micras. Por último, cuando ya se tiene la transparencia adecuada, característica de las 30 micras, la muestra se pule con un paño tipo BUEHER, polvo de alúmina y diesel para darle más brillo y una estética adecuada a la muestra.

Análisis láminas delgadas en el microscopio petrográfico.

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

En el caso de las rocas carbonatadas, una de las clasificaciones más útiles son las de Folk (1962) y la de Dunham (1962) que están basadas en las texturas de depósito, tomando como componente principal la matriz, si está soportada por lodo o por granos. Otra clasificación en la que también está apoyado este trabajo es la clasificación de Embry y Klovan (1971), quien modificó el esquema de Dunham.

En el caso de las areniscas, se utilizó la clasificación de areniscas Dott, Jr., (1964). Que es la más útil para describir rocas con más del 15 % de matriz carbonatada. Esta clasificación al igual que la de folk (1970) también se basa en la cantidad de fragmentos de roca, de cuarzo y de feldespatos contenidas dentro de la arenisca.

Para el estudio petrográfico las muestras fueron analizadas en un microscopio petrográfico Olympus con objetivos de 5x, 10x, 20x y 40x. Se utilizaron criterios ya establecidos para la clasificación de rocas carbonatadas, como la clasificación de Dunham (1962),

Análisis de muestras por medio de microscopía estereoscópica.

Se seleccionaron pequeños segmentos de la capa de ejecta para las secciones de El Mimbral y de La Lajilla. Estos fragmentos se desmenuzaron manual y cuidadosamente, a causa de su escasa consolidación y gran fragilidad para impedir la destrucción de los cuerpos esferulíticos. Con el fin de separar y facilitar la observación de los cuerpos esferulíticos para obtener una mejor observación de la morfología así como sus tamaños, colores, volúmenes, relieves, texturas que solo pueden ser apreciadas en tercera dimensión, se utilizó el microscopio estereoscópico marca Carl Zeiss, modelo SETEMI DV. Con ayuda de un pincel ligeramente humedecido se colocaron las esferulitas en un porta objetos, a una posición y número determinado para apreciar la diversidad de forma y características que estas esferulitas presentaban desde diferentes posiciones. A continuación las muestras seleccionadas fueron fotografiadas con una cámara fotográfica marca Panasonic, especializado para observación estereoscópica. El ajuste en la escala de las imágenes se determinó de forma automática con el equipo y su respectivo software (photo pixma) en los aumentos y escalas micrométricas seleccionadas. Posteriormente se determinaron las características encontradas como se mencionan en el cuerpo de este trabajo.

Metodología de Geoquímica.

Fluorescencia de Rayos X.

Una de las técnicas de análisis químicos más utilizadas en trabajos de investigación geológica, utilizando muestras de roca, es la Fluorescencia de Rayos X (FRX), la cual ha venido a dar mayor confiabilidad de los resultados.

El presente estudio fue realizado en un espectrómetro secuencial de FRX Siemens SRS 3000 con tubo de Rh y ventana de Be 125 μm . Las muestras fueron preparadas en sistemas computarizados: Muestras fundidas (para determinación de elementos mayores) y prensadas (para determinación de elementos traza); ambos de Corporation Scientifique Claisse (Lozano Santa Cruz, *et al.*, 1995). El sistema de FRX se encuentra instalado en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología de la UNAM y cuenta con condiciones específicas tales como un clima controlado y sistema de recalibración que proporciona condiciones óptimas para obtener resultados con confiabilidad y rapidez.

Se seleccionaron 13 muestras para ambos análisis (elementos mayores y traza) a lo largo del intervalo de estudio (tabla 1). Con el fin de poder comparar la variabilidad de algunos de estos elementos, entre diferentes muestras y a diferentes profundidades para tener un mayor parámetro comparativo.

Muestra	SiO2	TiO2	Al2O3	F2O3t	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	P x C	Suma	BaSO4
*	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
MI200 AL	33.962	0.273	6.083	2.322	0.086	1.279	29.662	0.899	0.955	0.086	24.740	100.350	
LAJI89	22.289	0.223	6.129	2.176	0.145	1.138	36.163	1.113	0.865	0.096	29.970	100.310	
M1130G	47.156	0.375	8.240	2.574	0.060	1.151	19.803	1.781	1.170	0.132	17.860	100.300	
M1170B	29.814	0.319	8.444	3.198	0.090	1.663	29.035	0.850	1.339	0.095	25.140	99.990	
MI75	15.230	0.237	7.140	3.292	0.127	2.317	38.142	0.057	1.263	0.114	32.450	100.370	
M1145	35.360	0.338	6.841	2.140	0.082	0.990	28.754	1.293	0.863	0.096	23.870	100.630	
LAJII2ND	39.917	0.553	9.294	1.870	0.061	0.807	22.391	2.408	1.455	0.108	20.190	99.050	
LAJII79	17.435	0.123	3.203	1.062	0.152	0.534	42.169	0.932	0.271	0.054	34.420	100.360	
MI60	20.081	0.264	5.435	1.972	0.132	1.343	37.784	0.616	1.086	0.078	31.350	100.140	
LAJVB	44.176	0.336	8.030	1.992	0.069	0.892	22.336	2.178	0.775	0.107	18.820	99.710	
LAJVESF	7.085	0.110	3.737	1.096	0.122	0.765	47.923	0.080	0.520	0.055	38.890	100.380	
LAJ1500D	48.251	0.446	6.764	23.095	0.010	<0.01	0.264	2.556	0.589	0.124	5.710	87.810	13.000

Muestra	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Th	Pb
*	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
MI200 AL	28	472	72	9	83	2	52	17	12	14	8	30	3	6
LAJI89	22	380	47	8	62	1	50	10	9	14	9	32	<3	5
M1130G	34	332	199	11	128	2	87	36	10	19	11	39	<3	8
M1170B	27	455	738	11	90	3	77	26	7	14	8	41	<3	5
MI75	23	345	46	9	57	<0.7	59	6	10	11	3	24	<3	4
M1145	23	495	159	10	118	2	60	22	19	19	10	31	3	5
LAJII2ND	45	487	2171	18	148	3	111	39	42	22	13	46	<3	28
LAJII79	9	615	515	5	71	<0.7	26	1	10	8	1	9	<3	8
MI60	22	301	86	6	55	<0.7	52	17	8	9	8	16	<3	7
LAJVB	24	474	309	9	126	1	58	23	8	14	9	35	3	10
LAJVESF	13	499	111	6	51	<0.7	26		7	8	24	8	<3	5
LAJ1500D	10	1147	45864*	5	Inter	3	50	69	inter	10	int	11	inter	38

Tabla 1. Se muestra el contenido de elementos mayores en porcentaje y de elementos traza medidos en partes por millón.

La manera de preparar la muestra es preparar un testigo de aproximadamente 9 gramos previamente molido para ser colocado en un mortero de ágata, hasta obtenerla a un tamaño de 200 mallas. Posteriormente se pone a secar el material en una mufla a 400°C. Después se procede a preparar las muestras mediante dos técnicas: una consiste en prensar las muestras para obtener los elementos llamados traza y la otra consiste en fundir la muestra para la determinación de los elementos mayores.



Figura 12. Mortero de ágata de diámetro de 6 cm, empleado para la preparación de muestras de FRX.



Figura 13. Mufla de marca *Thermolyne*, para secar las muestras.

Obtención de los Elementos Traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb).

Se pesan aproximadamente 5 gramos de muestra en conjunto con 0.5 gramos de aglutinante constituido de cera Wax-C micropolvo de Hoechst (Surendra et al., 1996). Si por alguna razón la muestra no alcanza los 5 gramos, la relación de aglutinante-muestra, debe ser a razón de 1:10.

Una vez que se ha pesado el aglutinante-muestra, se mezcla de manera homogénea en el mortero de ágata. Posteriormente, se lleva a la prensa automática GRASEBY – SPECAC, modelo T-40 autopress, compactándola a una presión de 25 a 30 Ton/ cm², con un tiempo de sujeción de 30 segundos, para todo tipo de muestras.



Figura 14. Prensa automática marca GRASEBY – SPEAC.

Obtención de los Elementos Mayores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5).

Esta preparación consiste en la fusión de 0.8 gramos de muestra y 7.2 gramos de fundente constituido por $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ y LiBO_2 granular, de grado puro, con una relación de 1:1. La fusión se lleva a cabo en recipientes llamados crisoles, compuestos por una aleación de Platino y Oro (Pt:Au, 95:5) bajo un procedimiento programado que controla el calentamiento en un periodo total de 10 minutos aproximadamente. Se utiliza bromuro de litio (LiBr) en solución acuosa, con una concentración de 250 g/l, como agente no mojante. El empleo de agente no mojante es muy importante para evitar que queden residuos de la fusión en los crisoles.

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



Figura 15. Instrumento para fundir muestras automáticamente, marca Claisi, Fluxi., con la muestra en fundido total.



Figura 16. A la izquierda, la pastilla elaborada por el método de prensado para la obtención de elementos traza. A la derecha, la pastilla elaborada por el método de fundido, para la obtención de elementos mayores.

Una vez preparadas las muestras para fundido y prensado, se llevan al espectrómetro secuencial, marca Siemens SRS 3000 con tubo de Rh y ventana de Be de 125mm. El análisis cuantitativo es eficiente siempre y cuando se disponga de patrones de calibración que se aproximen considerablemente a las muestras en su composición física y química, y de métodos adecuados para resolver los efectos que provienen de la propia matriz de la muestra.



Figura 17. Espectrómetro empleado para la lectura de las muestras preparadas, con el fin de obtener las concentraciones de elementos mayores y trazas.

Metodología para la Susceptibilidad Magnética.

Las muestras destinadas para este estudio, se prepararon desde el trabajo de campo llenando pequeños cubitos de plástico destinados para este fin con las diferentes muestras, evitando dejar espacios vacíos, evitando su contaminación con otras muestras y registrando la profundidad a la que se encontraron, así como la litología correspondiente.

En el laboratorio cada muestra fue pesada en una balanza de marca, restando el peso patrón del cubo de plástico y se calculó el volumen de éste así como su densidad.

Utilizando un susceptibilímetro magnético marca Bartington, modelo MS2 se efectuaron las mediciones en alta (χ_{af}) y baja frecuencia (χ_{bf}) a 4.65 kHz y 0.465 kHz respectivamente, medido en el sistema internacional, utilizando un sensor de la misma marca, modelo MS2B, para cubos de muestras de 25.4 y 23 mm. Cada medición se realizó repitiendo las lecturas tres veces para cada una de las muestras, ubicando cada cubito con una orientación marcada para poder corroborar las lecturas y promediarlas para minimizar posibles errores causados por la orientación de cada partícula dentro de la roca.

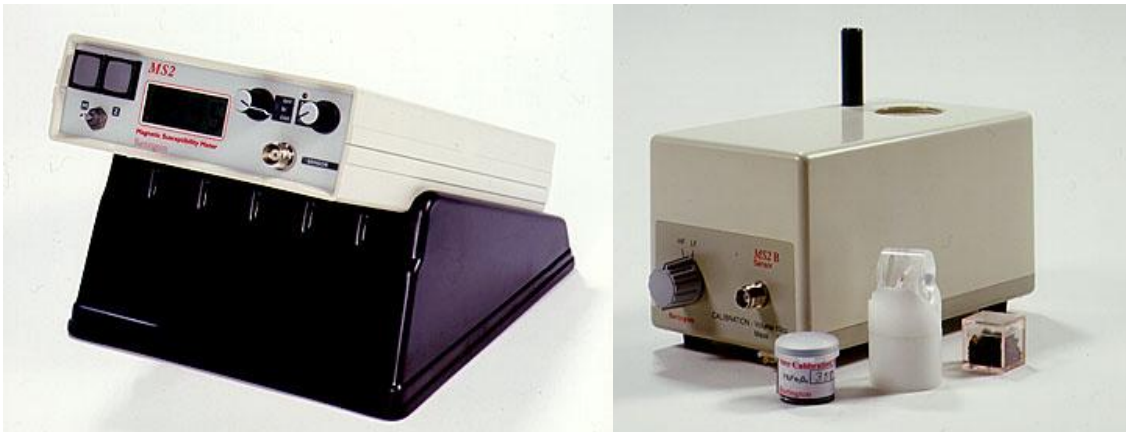


Figura 18. A la izquierda se puede observar el susceptibilímetro Bartington modelo MS2. A la derecha sensor para muestras Bartington modelo MS2B.

V. Secciones El Mimbral y La Lajilla.

A continuación se presentan los resultados obtenidos de las diferentes técnicas empleadas para este trabajo. Se comenzará con una descripción de la ubicación del área de trabajo, conociendo su posición geográfica, así como las características de los afloramientos, haciendo una descripción de cada una de las formaciones en las cuales se hizo el reconocimiento.

Descripción de la Sección El Mimbral

La sección de *El Mimbral*, se localiza en la parte sur del arroyo El Mimbral, en las coordenadas geográficas de $23^{\circ}12'35''$ latitud norte, y de $98^{\circ}43'57''$ longitud oeste. Esta sección presenta una continuidad lateral de 150 m (Figura 19).

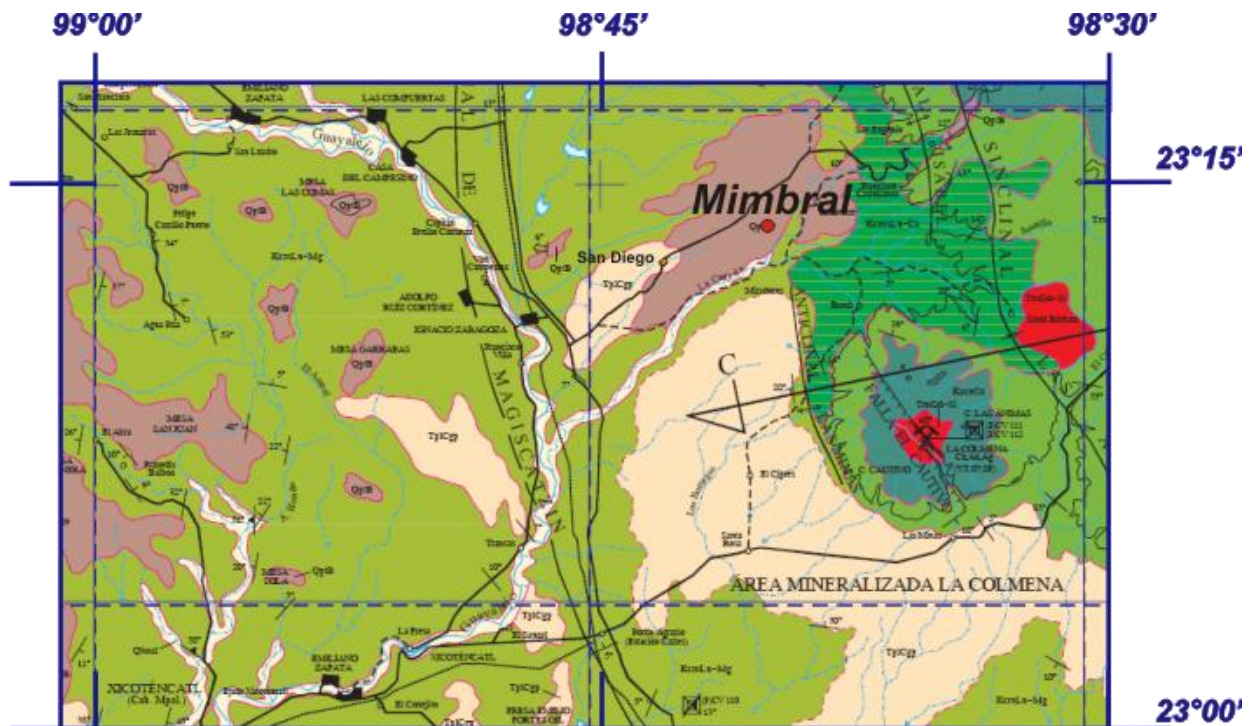


Figura 19. Representa la localización de la sección El Mimbral, modificada de la carta Ciudad Victoria F14-2, del Servicio Geológico Mexicano del 2004.

El afloramiento “El Mimbral” tiene aproximadamente las siguientes dimensiones: 150 m de largo, con una altura variable de 1 metro de alto hacia las orillas del afloramiento hasta 36 metros aproximadamente en las partes más centrales. La Formación Méndez aflora como la parte inferior, seguida de una capa de esferulitas que subyace a la secuencia de areniscas calcáreas. La formación Velasco sobreyace al estrato de areniscas calcáreas (Figura 21).

Dentro de la formación Méndez se observaron calizas margosas en tonalidades de verde a gris, aflorando en aproximadamente 30 metros de largo. Se observó una textura Wackestone de bioclastos con foraminíferos planctónicos con fragmentos de lutitas.



Figura 20. Foto satelital de la ubicación de la sección El Mimbral, tomada del programa Google Earth 5.0.

La capa de esferulitas varía en espesor, desde 20 cm hasta 70 cm, y se encuentra en contacto erosivo con respecto a la formación Méndez que la subyace. Esta capa de ejecta está constituida por arcilla, carbonato y esferulitas, así como por lentes y clastos de la Formación Méndez, tiene un color que varía de tonalidades de beige a blanco, con brillo

acaramelado. Las esferulitas varían de 1 milímetro a 5 milímetros de diámetro. Observadas en el microscopio estereoscópico, presentan tonalidades de opacas en color beige oscuro a translúcidas con colores ligeramente grises, ambas con brillo acaramelado, así como con formas redondeadas, de gotas de lágrima y de elipse adelgazada en la parte central. Con respecto a la microscopía petrográfica se pueden apreciar recristalizaciones de calcita que reemplazan al material original y recubren al núcleo de material vítreo que aún se preserva en algunas esferulitas. En este caso muchas de las esferulitas se encuentran altamente alteradas a arcillas, esta característica permitió conservar la estructura interna de la esferulitas y apreciar lo que pudo haber sido su estructura original.



Figura 21. Contacto de las margas Méndez hacia la base con la capa de ejecta que evidencia fragmentos margas arrastrados. Arriba la secuencia de areniscas en naranja.

Las capas de arenisca que se encuentran en contacto con la capa de ejecta y que la sobreyacen tienen un espesor de 1.70 a 2 m, aproximadamente. Estas capas presentan hacia la base un tamaño de grano medio de aproximadamente .5 a .25 mm y presentan una ligera gradación desde la base hasta la cima, presentan un color de intemperismo marrón oscuro a beige claro en muestra de mano. Sus minerales observables a simple vista son el cuarzo, feldespatos potásicos, calcita, clorita, contenidos dentro de una matriz carbonatada que efervesce al aplicarle HCL. Dichas capas tienen una textura de Wacka lítica y presentan laminaciones casi paralelas, así como gradación normal y contenido de foraminíferos planctónicos alterados o retrabajados.



Figura 22. Afloramiento de El Mimbral, se observa a la base a la Formación Méndez (verde) que subyace a la capa de ejecta (azul). La potente secuencia de areniscas se resalta en color naranja.

Sobreyaciendo a la capa de areniscas se presentan otras capas de areniscas que tienen un espesor de 15 cm, aproximadamente y presentan delgadas rizaduras, una textura de Wacka feldespática, con fragmentos de roca lutita, así como de caliza.

La formación Velasco que corona a toda la secuencia, consiste de un estrato de margas con un espesor de 2 metros que se adelgaza en algunas zonas. Presenta tonos grisáceos y tiene una textura de wackestone de bioclastos con foraminíferos planctónicos.

Cabe resaltar que las capas de areniscas encontradas en esta sección y que probablemente estén asociadas a depósitos de tsunami, tienen un espesor considerablemente mayor que en La Lajilla.

Columna General en El Mimbral

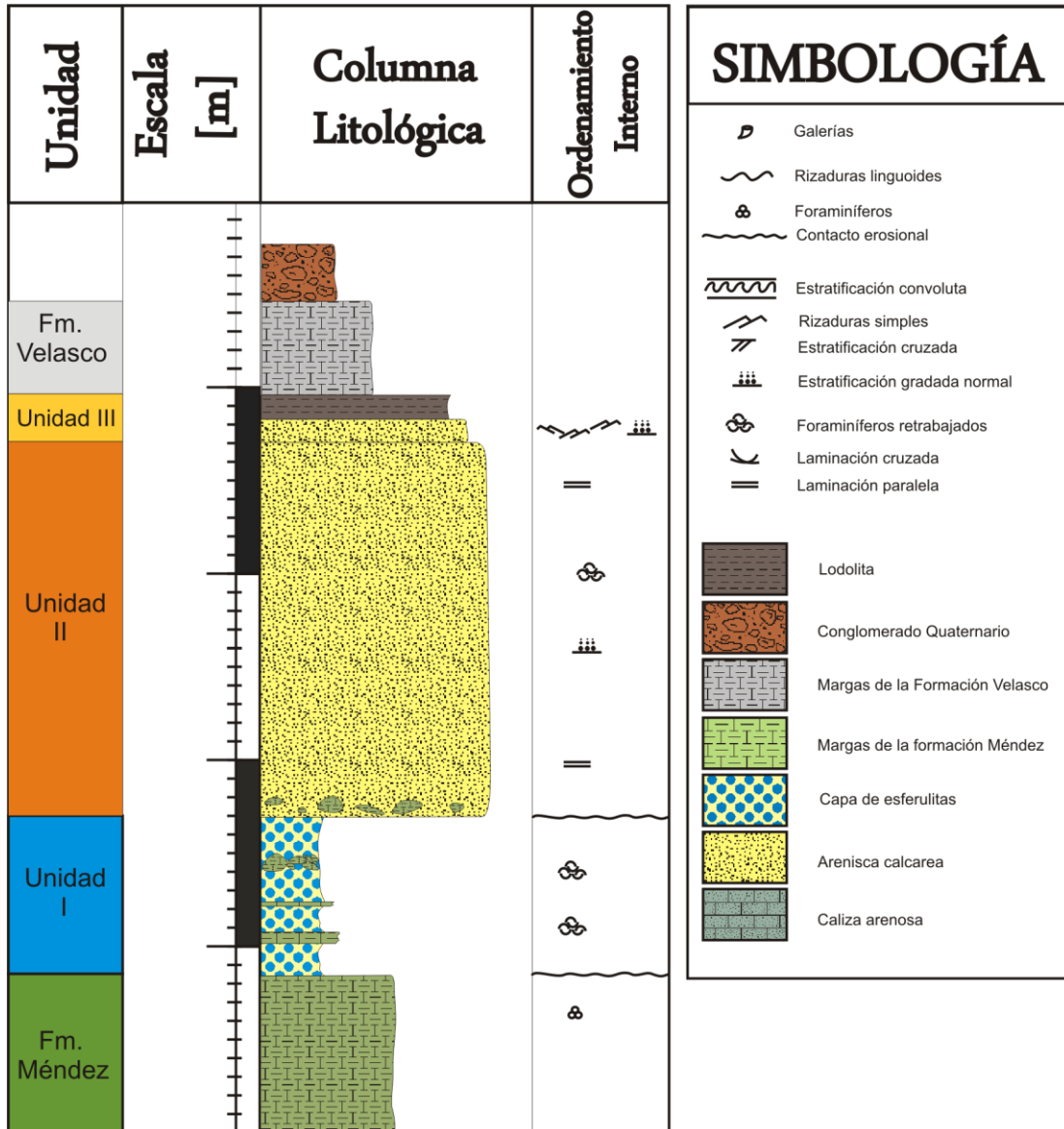


Figura 23. Columna litológica de la sección El Mimbral que representa a sus litologías y las estructuras sedimentarias encontradas.

Descripción de la Sección La Lajilla

La sección La Lajilla se encuentra localizada al noroeste del estado de Tamaulipas, aproximadamente a 50 kilómetros al este de Ciudad Victoria; las coordenadas geográficas son: 23°40' latitud Norte, 98°44' longitud oeste.

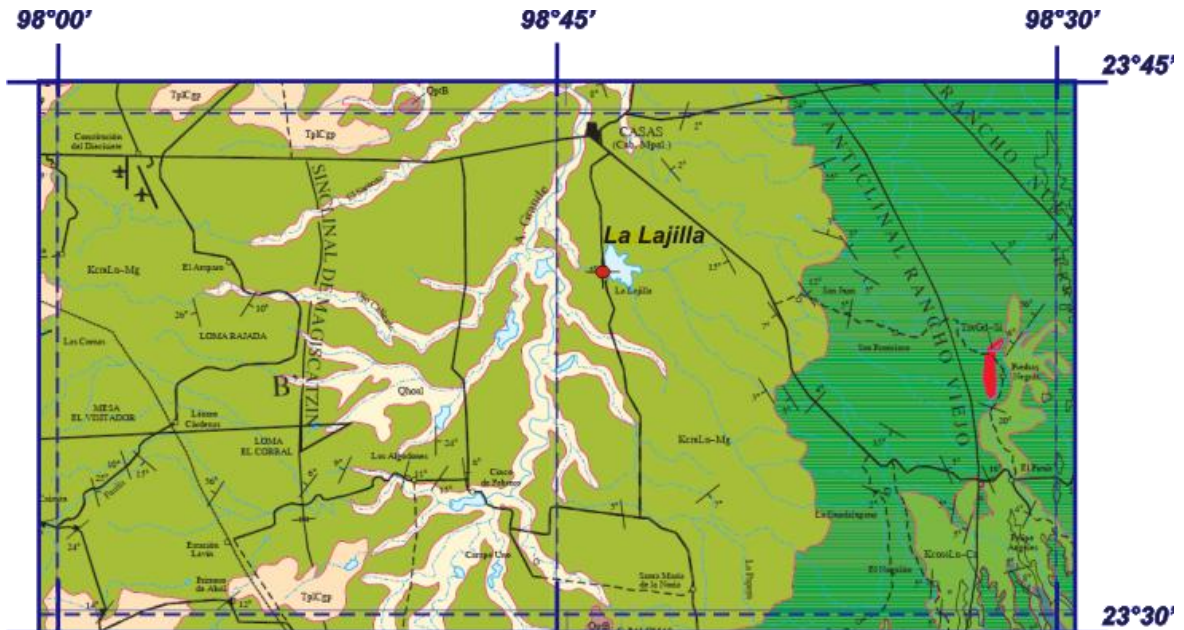


Figura 24. Ubicación geográfica de la sección La Lajilla, modificada de la carta Ciudad Victoria F14-2, del Servicio Geológico Mexicano del 2004.

El afloramiento de La Lajilla se encuentra a aproximadamente 150 metros de la presa de La Lajilla, entre la carretera de terracería de esta población y un pequeño puente peatonal, ambos sobre el arroyo. Este lugar se divide en tres afloramientos, La Lajilla I, La Lajilla II (Figura 29) y La Lajilla III (Figura 26). El afloramiento de La Lajilla I, está constituido por la formación Velasco y tiene un espesor de 2 metros de altura con 42 metros de largo aproximadamente; La Lajilla II tiene un largo de aproximadamente 20 m, con un espesor total de 1 metro y se caracteriza por tener una capa de esferulitas en base, seguida de una capa de areniscas con laminación horizontal hacia la base así como de rizaduras en la cima. Una segunda capa de areniscas con laminación paralela sobreyace a la anterior y que subyace a su vez a una segunda capa de esferulitas. Una tercera capa de areniscas descansa sobre la segunda capa de esferulitas, y esta capa subyace a la Formación Velasco.

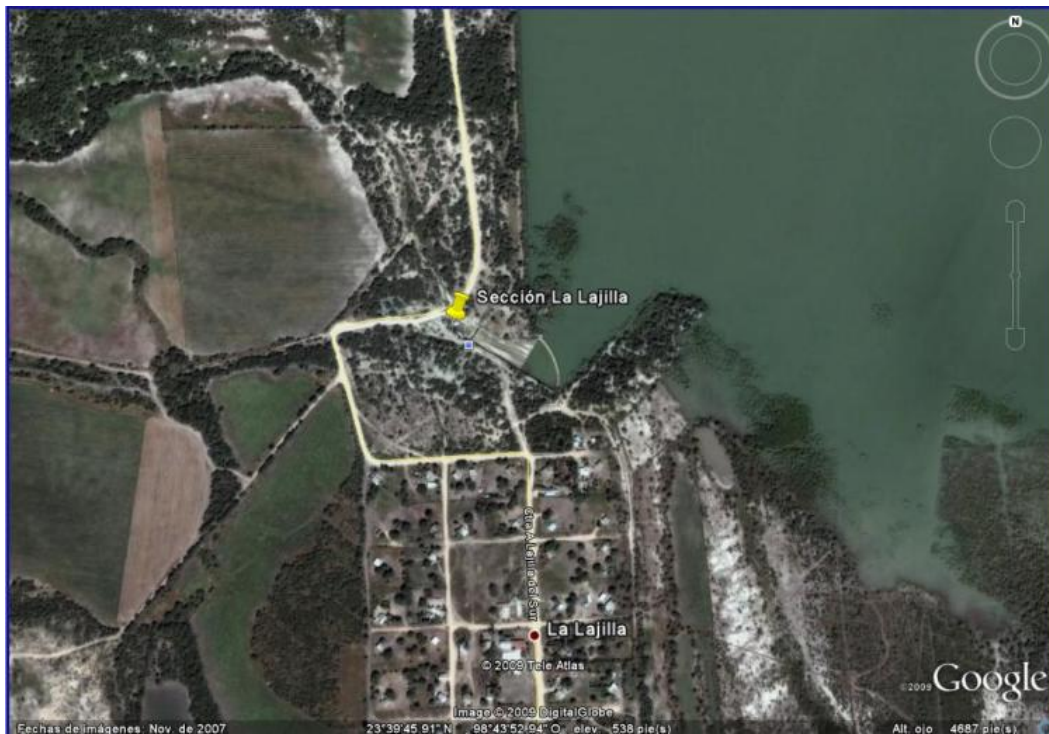


Figura 25. Fotografía satelital de la ubicación de la sección La Lajilla, tomada con el programa Google Earth 5.0.

La Lajilla III aflora en aproximadamente 13 metros de largo y consta de una capa de esferulitas de 50 cm de espesor seguida de una secuencia de areniscas de 50 cm aproximadamente. La localización de cada sección en el arroyo, se puede en la figura 26.

La secuencia en sus tres secciones corresponde a depósitos de canal que no afloran de manera similar en cada parte del arroyo. En algunas partes los estratos se encuentran a manera de lentes o sin gran continuidad lateral. Es por esto que en cada parte del afloramiento se observan diferencias como son la existencia de una segunda capa de ejecta que se presenta sólo en una sección, posiblemente a causa de acuñamientos asociados a estructuras lenticulares.



Figura 26. Afloramiento de las tres partes que conforman a la sección de La Lajilla y que se ubica a un costado de la presa.

El análisis de cada una de las secciones fue realizado siguiendo los principios estratigráficos de continuidad y superposición de los estratos.

La sección de la Lajilla desde la base hacia la cima, consta de una capa de esferulitas que se encuentra subyaciendo a la formación Méndez seguida de dos capas de areniscas calcáreas que subyacen a una segunda capa de esferulíticas. Esta segunda capa tiene hacia la cima de ésta, una tercera capa de areniscas calcáreas, finalizando en la parte más superficial por la Formación Velasco.

Dentro de la Formación Méndez se observaron calizas margosas en tonalidades de verde a grises, aflorando en aproximadamente 70 cm de espesor y teniendo una textura de wackestone de bioclastos con foraminíferos planctónicos.

La capa de esferulitas tiene un espesor de 50 cm, y se encuentra en un contacto erosivo con respecto a la Formación Méndez que la subyace (Figura 27). Esta capa presenta una estratificación cruzada de bajo ángulo, con ligeros horizontes pardos de oxidación, está constituida de arcilla, caliche y esferulitas, así como de fragmentos de roca de la misma formación, hacia la base de ésta. El diámetro de las esferulitas varían de 1 a 5 mm que

vistos en el microscopio estereoscópico presentan tonalidades rosas, gris claro y translúcidas con brillo acaramelado, así como formas redondeadas, en gotas de lágrima y de elipse con un adelgazamiento en la parte central. En el microscopio petrográfico, se pueden observar recristalizaciones por parte de la calcita que recubren al núcleo de material vítreo que aún se preservan en algunas esferulitas.

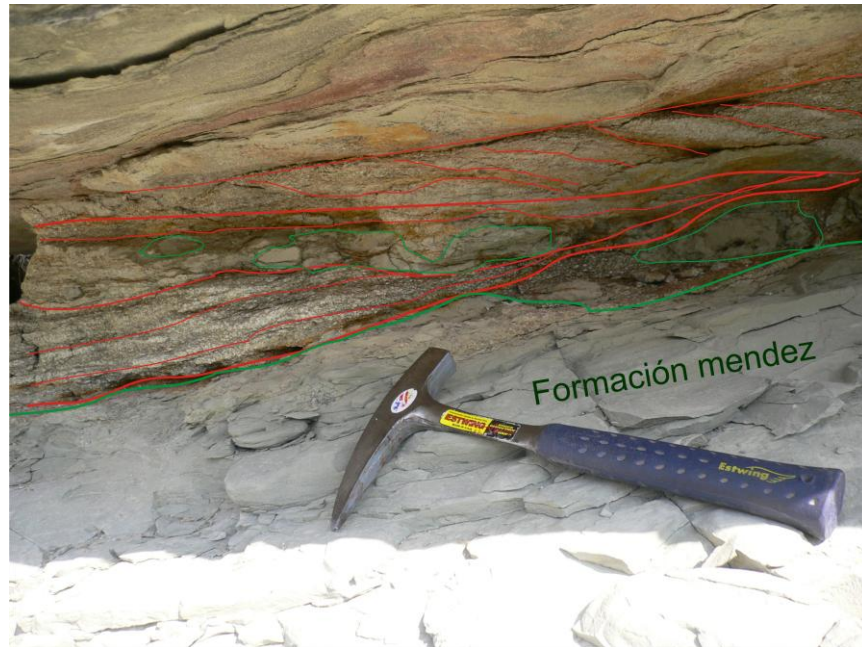


Figura 27. En esta figura se observa la capa de esferulitas en la que se resalta su estratificación cruzada (en rojo) y algunos clastos arrastrados de la formación Méndez (en verde) dentro de esta capa. Abajo se observa a las margas Méndez que subyacen a esta capa.

Existe una delgada capa de caliza arenosa de 7 cm de espesor que se encuentra separando en contacto erosivo a la primera capa de areniscas de la primera capa de esferulitas.

La primera capa de areniscas consta de 40 cm de espesor, esta capa tiene un tamaño de grano medio (0.5 - 0.25 mm) a fino (0.25 a 0.125 mm) aproximadamente, con una gradación normal. Presenta una coloración beige obscuro en color de intemperismo a beige claro al fresco. Entre los minerales observables se hallan fragmentos de cuarzo, feldespato potásico, minerales oscuros y pequeñas zonas con evidencias de cloritización. De una manera general, toda la secuencia de areniscas para esta zona

posee una matriz carbonatada que efervesce con el HCL, por lo que en muestra de mano se clasificaron como areniscas calcáreas. Vista en el microscopio petrográfico, se clasificó como una wacka de cuarzo, con foraminíferos planctónicos, muy alterados o retrabajados. Hacia la base presenta laminación paralela, con rizaduras linguoides en el centro y en la cima además presenta una estratificación normal.

La segunda capa de areniscas tiene un espesor aproximado de 15 a 20 cm y se encuentra por debajo de la segunda capa de esferulitas, tiene una laminación paralela, un tamaño de grano fino (0.25 a 0.125 mm) y gradación normal. Esta se encuentra separada de la capa de areniscas más basales por una capa muy discreta de limolita de 3 cm de espesor poco consolidada.

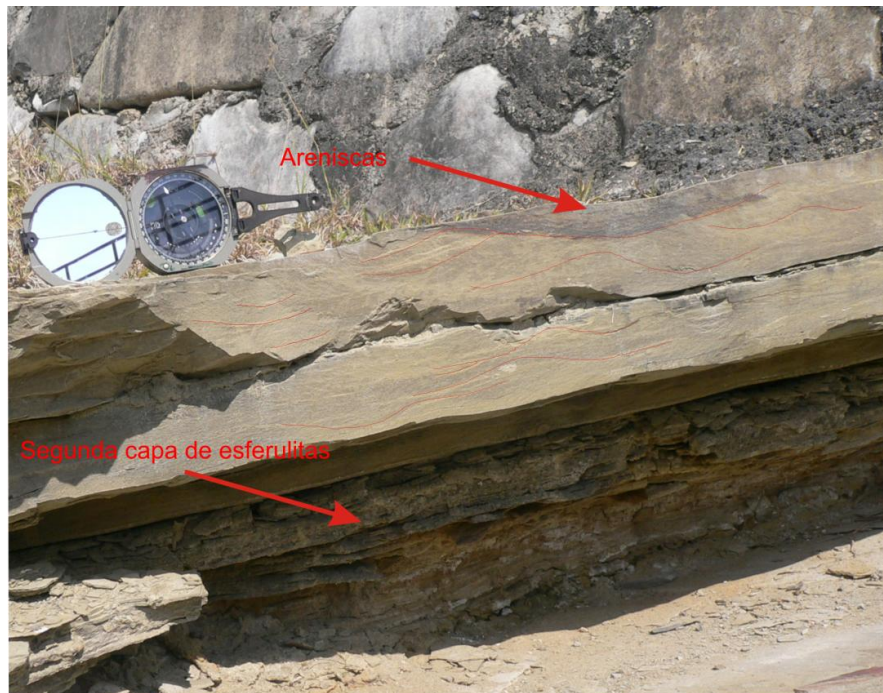


Figura 28. Esta figura representa a la segunda capa de esferulitas que subyace a una capa de areniscas en la que se resaltan las rizaduras en al menos dos direcciones.

Una aparente segunda capa de esferulitas, se encuentra por encima de la capa de areniscas, tiene unas dimensiones de 10 a 15 cm de espesor. Se observa una coloración

blanca por el contenido de carbonato “caliche” y otra parda que indica mucha oxidación. Entre los minerales observables están los fragmentos de cuarzo, feldespatos y presenta una estratificación paralela, como se puede ver en la figura 28. Hacia la base de ésta presenta una capa de material fino limoso, pero que sólo se encuentra en una parte del afloramiento.

La tercera capa de areniscas, consta de 15 cm de espesor, con rizaduras simples hacia la cima así como rizaduras linguoides en la base, este estrato está en contacto erosional con una pequeña capa de caliza arenosa de aproximadamente 3 cm de espesor.

La Formación Velasco que aflora en esta sección consiste de alternancia de margas con lutitas de 2 m aproximadamente y que se presenta en tonos grisáceos a verdes.

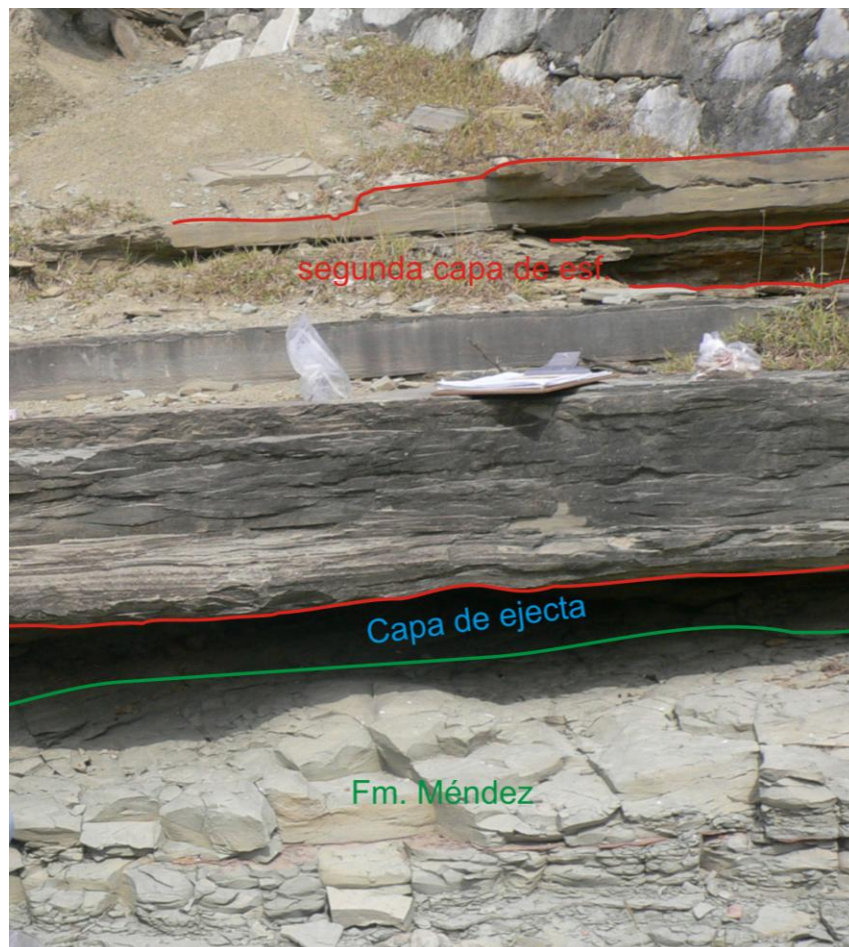


Figura 29. En esta figura se observa la disposición de los estratos así como las diversas estructuras de la primera capa de areniscas.

Columna General en La Lajilla

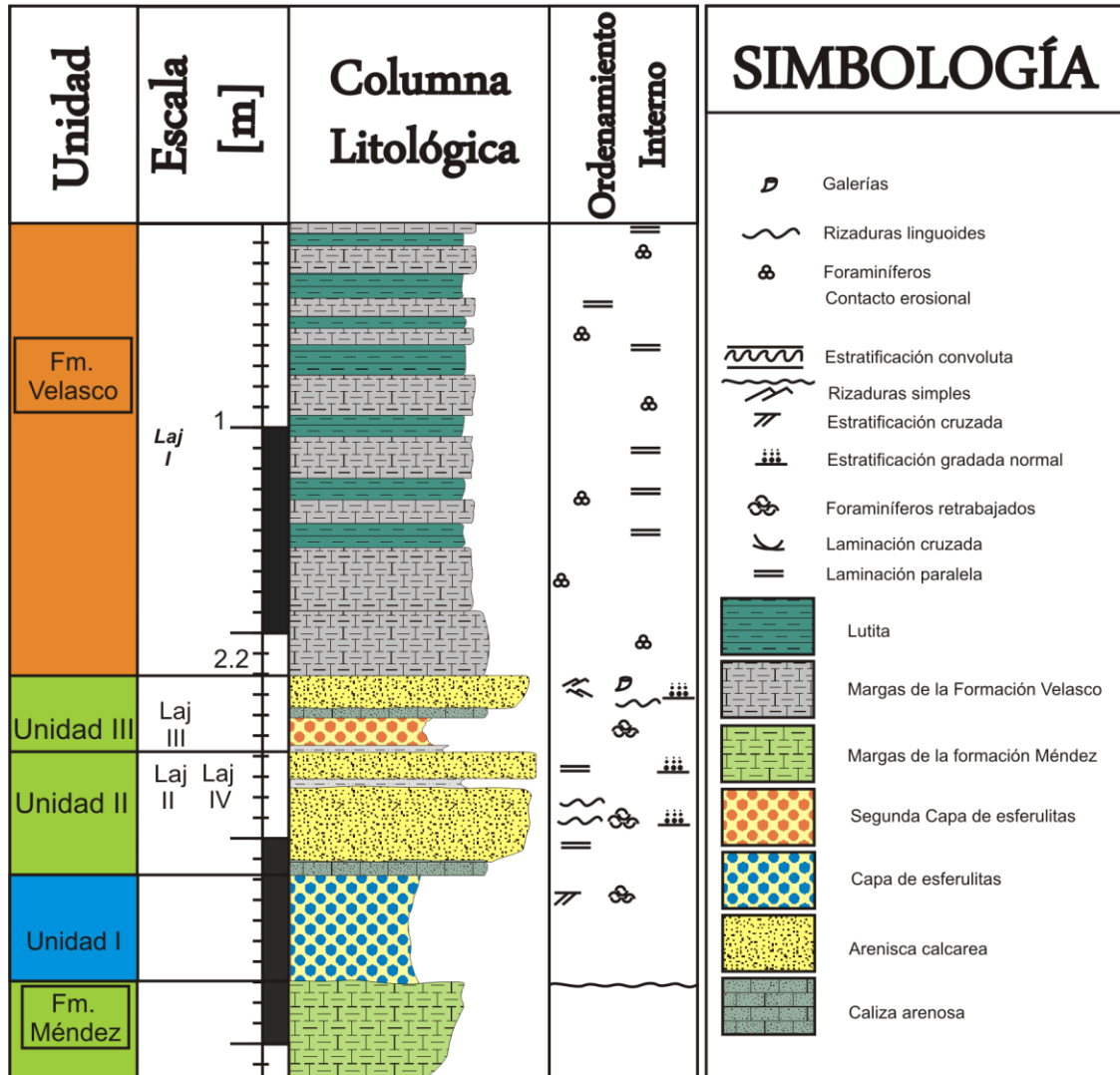
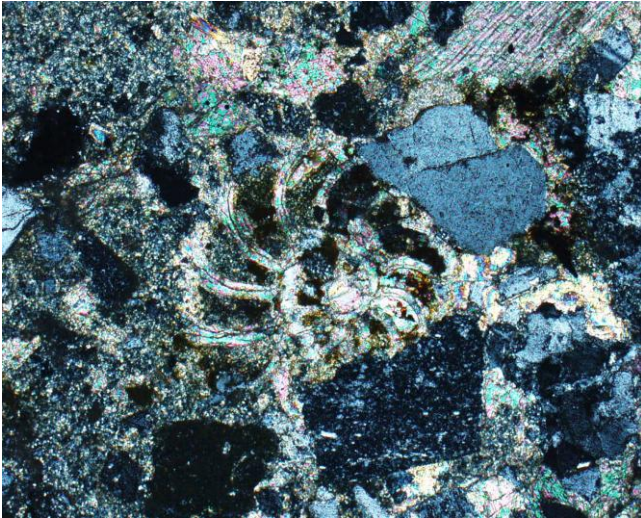


Figura 30. Columna estratigráfica para la sección de la lajilla, que conjunta a los tres afloramientos, litológicos y sus estructuras sedimentarias.

Análisis petrográfico en El Mimbral y La Lajilla.

A continuación se presentan los resultados obtenidos por el análisis petrográfico realizado para este trabajo en las muestras. En estas se obtuvo su clasificación siguiendo los parámetros sedimentarios para rocas areniscas de acuerdo a Folk. (1968), así como los parámetros característicos para rocas calizas de acuerdo con los criterios establecidos por Dunham (1962).

Clave de la muestra MX-250



Fotografía 1. Tomada con el objetivo de 20 X y LPC. Al centro un foraminífero planctónico con reemplazamiento de óxidos de hierro.

Clasificación de la muestra: *Wacka feldespática*

Tamaño de grano: 0.1 a 0.5 mm

Clasificación: Moderadamente clasificado, de tipo submaduro.

Redondeamiento: Anguloso a Subanguloso.

Fábrica (contacto): 80% puntual, 10% convexo, 10% sin contacto.

Matriz o cementante: Micrita

Porcentaje de minerales: cuarzo 70%; feldespatos 15%; fragmentos de roca 10%; otros clorita y biotita como accesorios representando un 5%.

Composición de los granos de cuarzo: Por su cristalización se pueden subdividir en 2 tipos, policristalinos (15%) y monocristalinos (85%) de los cuales abundan los que tienen extinción recta, comparativamente con los que presentan extinción ondulante.

Composición de los granos de feldespatos: Los tipos de feldespatos que se presentan con mayor frecuencia son los de tipo potásico (70%), como la ortoclasa; pero también se encuentra en menor proporción la plagioclasa (30%), presentando alteración a sericita. Algunas de las maclas se encuentran reemplazadas por calcita o material micrítico.

Composición de fragmentos de roca: Se observan abundantes fragmentos de roca tales como las lutitas que representan un 5% del total de la muestra.

Observaciones: La muestra en general presenta clastos de cuarzo donde los de tipo policristalino tienen una mayor abundancia y podrían indicar algún origen metamórfico, en comparación con el cuarzo monocristalino que está asociado a un origen ígneo, aunque también predominan los cuarzos con extinción ondulante los cuales son indicadores de presión. En las zonas carbonatadas se encuentra presencia de foraminíferos plantónicos dentro de los cuales hay evidencias de reemplazamiento por óxidos de hierro. Así mismo se encuentran evidencias de braquiópodos carbonatados. También en algunas plagioclasas podemos encontrar material ferroso, visible con solo un polarizador. Como parte de los minerales accesorios podemos encontrar también, fragmentos de biotita y de biotita alterándose a clorita.

Con base en su contenido de fragmentos de roca, feldespatos y cuarzo, podemos decir que se trata de una subarcosa (Folk *et. al* 1970), acoplándose más al contenido de matriz (mayor al 15%), se trata de una **wacka feldespática** (modificada de Dott, junior, 1964. Reproducido bajo el permiso de la sociedad de paleontólogos económicos y mineralogistas).

Clave de la muestra: MIII-0



Fotografía 2. Tomada con el objetivo de 5 X con LPC.

Clasificación de la muestra: *wacka lítica*

Tamaño de grano: De 0.1 a 0.2 mm

Clasificación: Moderadamente clasificado, de tipo Submaduro.

Redondeamiento: Predominan los de tipo angulosos a subangulosos.

Fábrica (contacto): Puntuales (70%), cóncavos - convexos (20%) con un 10% que no se tocan.

Matriz o cementante: Micrita

Porcentaje de minerales: cuarzo 50% feldespatos 20% fragmentos de roca 27% otros Biotita, clorita, con algunos gasterópodos (3%).

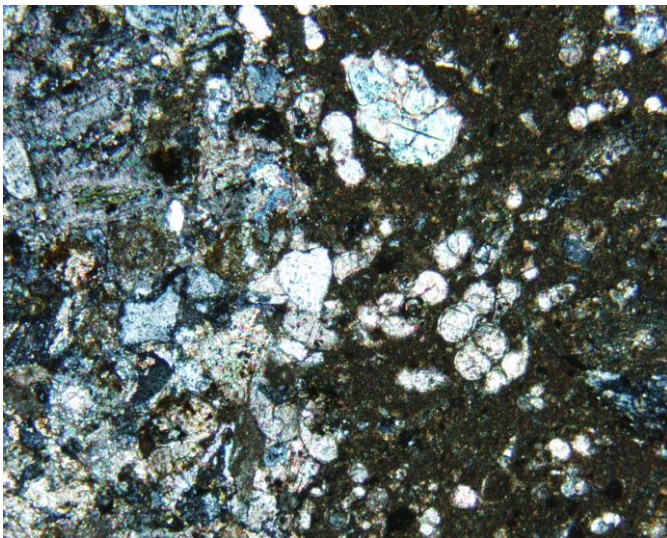
Composición de los granos de cuarzo: Abundan los porcentajes de cuarzo monocristalinos con extinción recta (70%), en comparación con los de tipo policristalino (30%), los cuales presentan caras uniformes en su tamaño y son de tipo sedimentario.

Composición de los granos de Feldespatos: La muestra presenta un contenido pobre de feldespatos plagioclasa (10%) y abundan los de tipo potásico como la ortoclasa (90%).

Composición de los fragmentos de roca: Carbonatada de tipo wackestone – packstone de foraminíferos plantónicos (60%) y fragmentos de lutitas (40%).

Observaciones: La muestra también presenta zonas con recristalizaciones de calcita de tipo esparita y de un abundante contenido de gasterópodos de calcita, además de fragmentos de clorita. Con base en lo anterior y al contenido mayor de 15% de matriz calcárea, se trata de una *wacka lítica*.

Clave de la muestra: *MII-30*



Fotografía 3. Algunos minerales cementados por calcita y a su derecha un incremento de la matriz micrítica.

Clasificación de la muestra: *wacka feldespática*

Tamaño de grano: 0.1 a .02 mm.

Clasificación: Bien clasificados pero con mucha matriz.

Redondeamiento: Varía de subangulosos a subredondeados.

Fábrica (contacto): Puntuales (80%), cóncavos - convexos (15%) con un 5% que no se tocan.

Matriz o cementante: Micrita

Porcentaje de minerales de: cuarzo 60%; feldespatos 10%; fragmentos de roca 20%; otros Biotita y glauconita (10%).

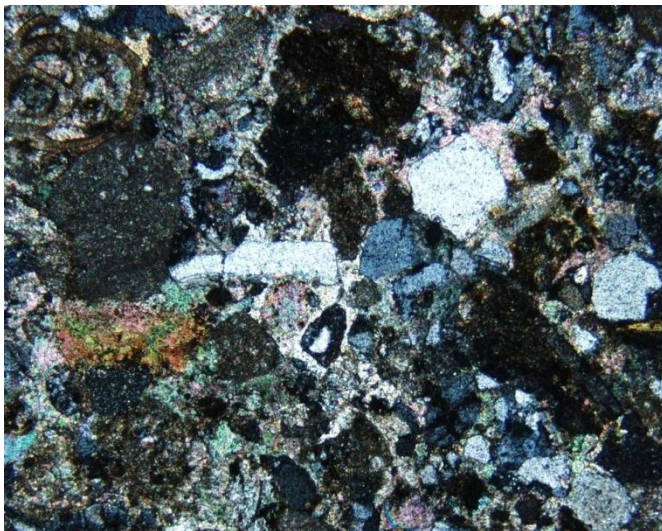
Composición de granos de cuarzo: Abundan los porcentajes de cuarzo monocristalinos con extinción recta (70%), en comparación con los monocristalinos de extinción ondulante (30%).

Composición de granos de feldespatos: La muestra presenta un contenido pobre de feldespatos plagioclasa (1%) y abundan los de tipo potásico como la ortoclasa (99%).

Composición de los fragmentos de roca: Pequeños fragmentos de caliza (60%) y fragmentos de lutitas (40%).

Observaciones: La muestra contiene micro estructuras tales como laminación y también fragmentos de biotita alterándose a clorita, fragmentos de materia orgánica como pellets y óxidos de hierro, contenido de foraminíferos plantónicos que indicarían ambientes someros, así como de glauconita. A pesar de tener una uniformidad en los tamaños de los granos, contiene una abundante matriz. Con base a su contenido y al 15% de matriz calcárea, se trata de una *wacka feldespática*.

Clave de la muestra: MIV-0



Fotografía 4. Tomada con el objetivo de 5 X y LPC.

Clasificación de la muestra: *Wacka feldespática*

Tamaño de grano: 0.25 a 0.5 mm.

Clasificación: Mal clasificado.

Redondeamiento: Varía de subangulosos a subredondeados.

Fábrica (contacto): Puntuales (20%), cóncavos - convexos (80%).

Matriz o cementante: Micrita

Porcentaje de minerales: cuarzo 60% feldespatos 30% fragmentos de roca 7% otros Biotita y glauconita (3%).

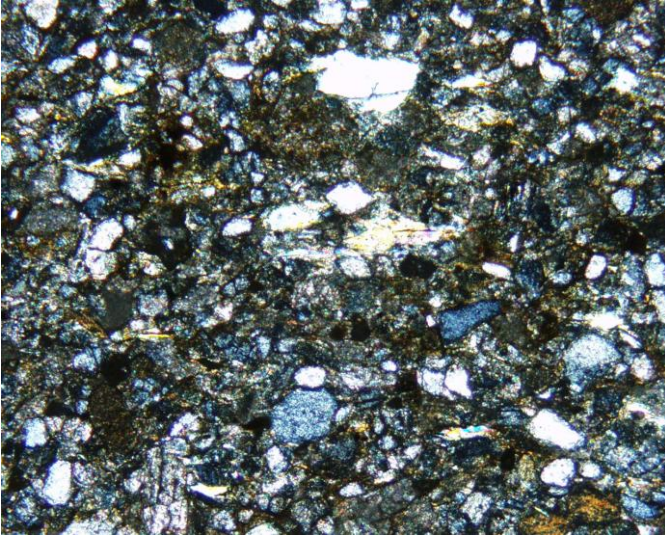
Composición de granos de Cuarzo: Abundan los porcentajes de cuarzo monocristalinos con extinción recta (70%), en comparación con los policristalinos (30%).

Composición de granos de feldespatos: La muestra presenta un contenido pobre de feldespatos plagioclasa (1%). Abundan los feldespatos de tipo potásico como la ortoclasa (99%) estos presentan corrosión en sus bordes y abundante reemplazamiento por calcita.

Composición de los fragmentos de roca: Pequeños fragmentos de caliza (30%) y fragmentos de lutitas (65%) y con los de de pedernal (5%).

Observaciones: La muestra contiene fragmentos de biotita alterándose a clorita. También presenta contenido fósil como gasterópodos, así como de óxidos de hierro dentro de las testas de éstos últimos. Con base a lo anterior y a que tiene un contenido mayor al 15% de matriz calcárea, se trata de una *wacka feldespática*.

Clave de la muestra: MII-45



Fotografía 5. Tomada con un objetivo de 5X y con LPC.

Clasificación de la muestra: *Wacka lítica*

Tamaño de grano: En la parte gruesa sus tamaños son de alrededor de 0.1 a 0.3mm. En la parte fina la mayoría mide alrededor de 0.1 mm.

Clasificación: Mal seleccionada.

Redondeamiento: Redondeados a Subredondeados.

Fábrica (contacto): cóncavo – convexo 90%, con algunos de tipo puntual.

Matriz o cementante: Micrita

Porcentaje de Minerales de: cuarzo 50%; feldespatos 5%; fragmentos de roca 35%; otros 10%

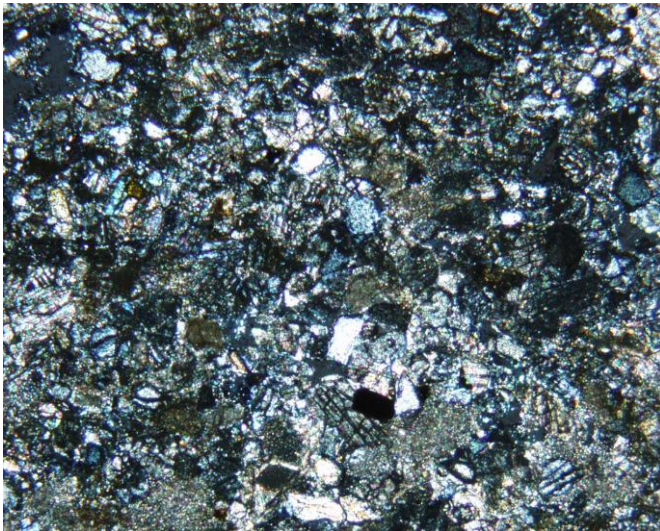
Composición de granos de cuarzo: Predominan los cuarzoes con extinción recta (95%), con algunos cuarzoes policristalinos de con caras alargadas y extinción ondulante (5%).

Composición de granos de Feldespatos: Con respecto al contenido, sólo son visibles los de tipo potásico como la ortoclasa.

Composición de los fragmentos de roca: Contiene pequeños fragmentos de roca lutita (70%), en unos tamaños de alrededor de 0.25 mm y algunos granos de cuarzo policristalino de tipo sedimentario tales como pedernal (30%).

Observaciones: La muestra presenta un cambio de facies de más gruesa a más fina, con prácticamente el mismo contenido. También contiene fósiles de foraminíferos plantónicos en su mayoría, con poco contenido de foraminíferos bentónicos. En algunas zonas de la muestra se encuentran intercrecimientos de esparita que están cementando a algunos clastos. Se observa contenido de materia orgánica, óxidos de hierro, así como mica biotita y clorita. Debido a su abundante matriz mayor al 15% y a su contenido de fragmentos líticos se trata de una *Wacka lítica*.

Clave de la muestra: *lajilla II 2ª capa*



Fotografía 6. Tomada con el objetivo de 5X y con LPC.

Clasificación de la muestra: *Wacka de cuarzo*.

Tamaño de grano: 0.1 a 0.25 mm.

Clasificación: Pobre a moderada.

Redondeamiento: Subredondeado a subanguloso.

Fábrica (contacto): 60% puntual, 30% granos flotando dentro de la matriz y 10% cóncavos – convexos.

Matriz o cementante: Micrita 70 % y arcilla 30%

Porcentaje de minerales de: cuarzo 80%; feldespatos 5%; fragmentos de roca 5% otros 10%, biotita y óxidos de hierro.

Composición de granos de cuarzo: De tipo monocristalino con extinción recta 80%, presentando fracturas y un 20% de cuarzo con extinción ondulante.

Composición de granos de feldespatos: Predominan granos de ortoclasa pero en muy pequeñas cantidades.

Composición de fragmentos de roca: Presenta muy pocos fragmentos de lutitas.

Observaciones: La muestra contiene fragmentos de lutita metamorfoseada, así como fragmentos de óxidos de fierro. Se encuentra un poco de esparita como cementante, rellenando algunos intersticios. También presenta contenido de arcilla y foraminíferos planctónicos. En general la muestra contiene un alto contenido de matriz, independientemente de los porcentajes pertenecientes al contenido de cuarzo, fragmentos de roca y de feldespatos, representa más del 40% de la roca total.

Clave de la muestra: MVII-32



Fotografía 7. Tomada con el objetivo de 5 X y con luz PLC.

Clasificación de la muestra: **Capa de esferulitas o microtectitas.**

Tamaño de las esferulitas: 1 a 4 mm.

Fábrica (contacto): Flotando dentro de una matriz.

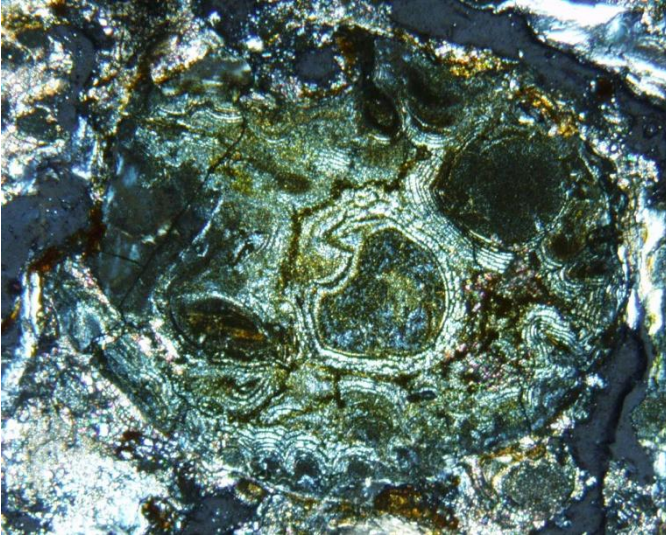
Matriz o cementante: Micrita

Composición de los fragmentos de roca: Abundantes fragmentos de roca como lutita (15% del total de la roca) y caliza tipo wackestone a packstone de bioclastos con foraminíferos planctónicos con restos de otros aloquímicos como gasterópodos (40%).

Porcentaje de esferulitas: Representan el 45% del total de la muestra y la mayoría de las esferulitas son reemplazadas por calcita (se observa su típica macla y foliación en dos direcciones a 60° y 120°). Estas direcciones en la foliación nos ayudan a inferir diferentes etapas en las que el mineral se ha ido reemplazando debido a que la calcita se encuentra rellenando diferentes partes en las esferulitas, con foliaciones dispuestas en diferentes direcciones.

Observaciones: También se encuentran algunos fragmentos de cuarzo monocristalino (0.02 a 0.03 mm), así como contenido de minerales arcillosos, óxidos de fierro. Aparentemente la manera en que estas esferulitas son rellenadas y luego reemplazadas corresponde a la obliteración (relleno del poro por calcita).

Clave de la muestra: MVI-20



Fotografía 8. Tomada con el objetivo de 5 X y con LPC.

Clasificación de la muestra: **Capa de esferulitas o microtectitas.**

Tamaño de las esferulitas: 1 a 4 mm.

Fábrica (contacto): Flotando dentro de la matriz.

Matriz o cementante: Micrita

Composición de los fragmentos de roca: Representa el 40% del total de la muestra. Los fragmentos de roca pertenecen a una caliza tipo wackestone de bioclastos con foraminíferos planctónicos (70%) y de lutitas (30%).

Porcentaje de esferulita: El contenido de esferulitas representa el 60% del total de la muestra. La mayor parte de las esferulitas se encuentran fragmentadas y alteradas a minerales arcillosos, presentan una serie de bandeamientos concéntricos conservando su estructura interna, se observa que en el interior de las esferulitas, existen una serie de pequeñas burbujas compuestas de vidrio alterado. En la parte exterior de las esferulitas se forma una capa a manera de cáscara de vidrio, el cual se encuentra alterándose a arcilla con evidente contenido de óxidos de hierro.

Observaciones: Se encuentran dentro de la matriz fragmentos de vidrio con una textura fluidal, así como fragmentos de bioclastos como gasterópodos y foraminíferos planctónicos muy alterados.

Clave de la muestra: Lajilla – II



Fotografía 9. Tomada con el objetivo de 5 X y con LPC.

Clasificación de la muestra: Capa de esferulitas o microtectitas.

Tamaño de las esferulitas: 1.1 a 2.2 mm.

Fábrica (contacto): Flotando dentro de la matriz.

Matriz o cementante: Micrita 10% y esparita 90%.

Composición de la muestra:

Composición de los fragmentos de roca: Representan el 30% del total de la muestra. Estos fragmentos pertenecen a una caliza tipo wackestone de bioclastos con foraminíferos planctónicos (70%) y de lutitas 30%.

Porcentaje de esferulitas: El contenido de esferulitas representa el 70% del total de la muestra. La mayoría de las esferulitas se encuentran reemplazadas y cementadas por calcita en forma de navajas alrededor de las esferulitas. En el interior de éstas se observa

una serie de pequeñas burbujas que fueron rellenas por calcita. Presentan una foliación con dirección concéntrica lo que podría estar indicando que en algunas zonas internas de las esferulitas estuvieron vacías formando cavidades. En el interior de algunas esferulitas se puede encontrar vidrio con huellas de presión, que posiblemente sea vidrio diaplético.

Observaciones: En la matriz se pueden observar algunos fragmentos de vidrio en forma de esquirlas posiblemente de tipo “shards”, así como abundante alteración de minerales arcillosos en toda la muestra.

Clave de la muestra: *Lajilla V*

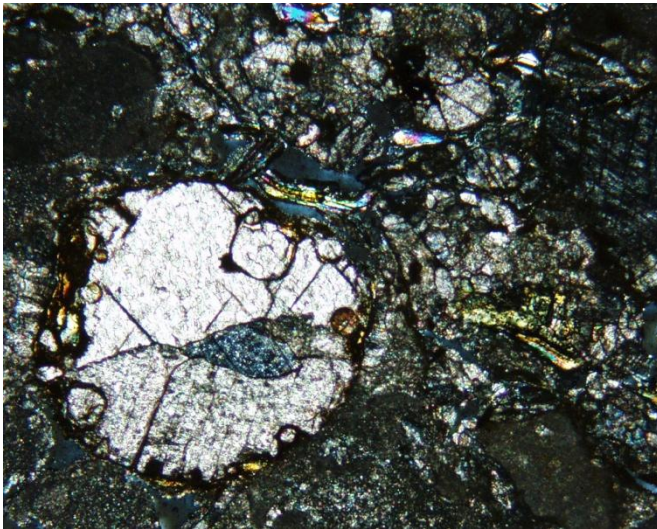


Foto 10. Tomada con el objetivo de 5 X y con LPC.

Clasificación de la muestra: **Capa de esferulitas o microtectitas.**

Tamaño de las esferulitas: 1.1 mm aproximadamente.

Fábrica (contacto): Flotando dentro de la matriz.

Matriz o cementante: Micrita.

Composición de fragmentos de roca: Representan el 40% del total de la muestra. De este porcentaje, los fragmentos de roca pertenecen a caliza muy alterada (30%) y de lutitas (70 %).

Porcentaje de esferulitas: El contenido de esferulitas, representa el 30% del total de la muestra. Dichas esferulitas se encuentran remplazadas por calcita y cementadas por esparita en forma de navajas alrededor de las esferulitas. Dentro de éstas hay una serie de pequeñas burbujas que fueron rellenas por calcita, las cuales, al presentar una dirección concéntrica y cambios en la dirección de la foliación podrían argumentarse que existieron algunas cavidades internas que después fueron rellenas. En el exterior de algunas de las esferulitas se puede encontrar vidrio a manera de cáscara. La mayoría de las esferulitas se encuentran fracturadas y aplastadas, lo cual pudo haber favorecido su alteración y reemplazamiento por algún proceso diagenético.

Observaciones: En la muestra, y fuera de las esferulitas, también se encuentran fragmentos de vidrio con forma de esquirlas posiblemente de tipo “shards” y de vidrio con textura fluidal. Se observa un incremento en el contenido de minerales arcillosos en toda la lámina, igualmente se encuentran fragmentos de clorita como resultado de su alteración y abundante micrita en toda la muestra.

Clave de la muestra: Lajilla VI 162

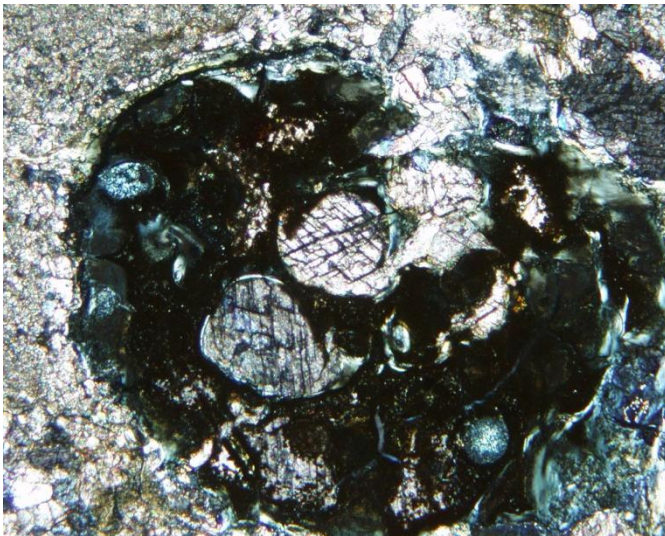


Foto 11. Tomada con el objetivo de 5 X y con LPC.

Clasificación de la muestra: **Capa de esferulitas o microtectitas.**

Tamaño de las esferulitas: 1.4 a 3 mm.

Fábrica (contacto): Flotando dentro de la matriz.

Matriz o cementante: Micrita.

Composición de la muestra:

Composición de fragmentos de roca: Representa el 50% del total de la muestra. Los fragmentos de roca pertenecen a caliza micritizada con muy poco contenido de foraminíferos planctónicos.

Porcentaje de esferulitas: El contenido de esferulitas, representa el 50% del total de la muestra. Al igual que en las descripciones anteriores para esta capa, la mayoría de las esferulitas se encuentran reemplazadas por calcita y cementadas por esparita en forma de navajas alrededor de éstas mismas. Dentro de éstas hay una serie de pequeñas burbujas que fueron rellenas por calcita con una dirección concéntrica en la foliación que podría indicar que algunas zonas interiores estuvieron vacías. En el interior de alguna de las esferulitas se puede encontrar vidrio, algunas con huellas de presión y otras con un vidrio de textura fluidal que se está alterando a minerales arcillosos y que pudo ser producto de algún proceso diagenético. Muchas de éstas esferulitas se encuentran compactadas o fracturadas lo cual favoreció el proceso de reemplazamiento por calcita.

Observaciones: En la matriz de la muestra se encuentran fragmentos de vidrio a manera de esquirlas posiblemente de tipo "shards", y abundante alteración de arcillas en toda la muestra. Se encuentran también fragmentos de clorita, resultado de alteración de minerales y del vidrio, con textura fluidal que están rellenas espacios en gran parte de la muestra y que son aparentemente producto de una alteración diagenética. Así mismo algunos de estos vidrios con textura fluidal pueden presentar una coloración anómala de segundo orden en su birrefringencia debido al variable espesor de la lámina lo cual no es uniforme. Muchos de los fragmentos de roca se encuentran cementados por esparita en forma de navajas.

Clave de la muestra: Lajilla IV

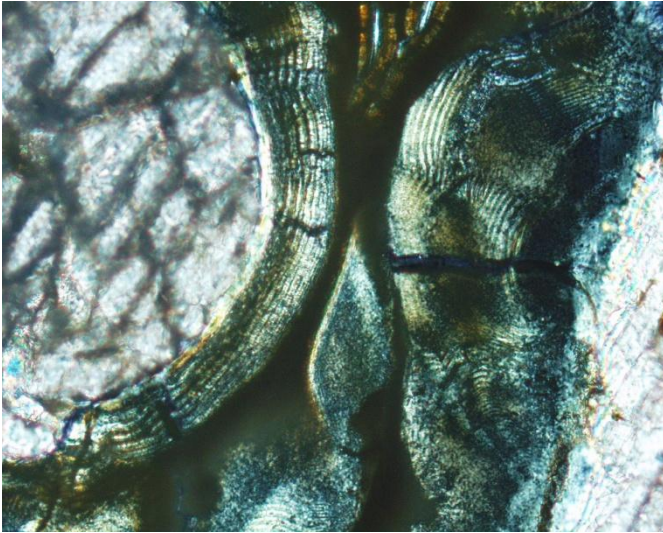


Foto 12. Tomada con el objetivo de 5 X y con LPC.

Clasificación de la muestra: **Capa de esferulitas o microtectitas.**

Tamaño de las esferulitas: 1.1mm.

Fábrica (contacto): Flotando dentro de la matriz.

Matriz o cementante: Micrita.

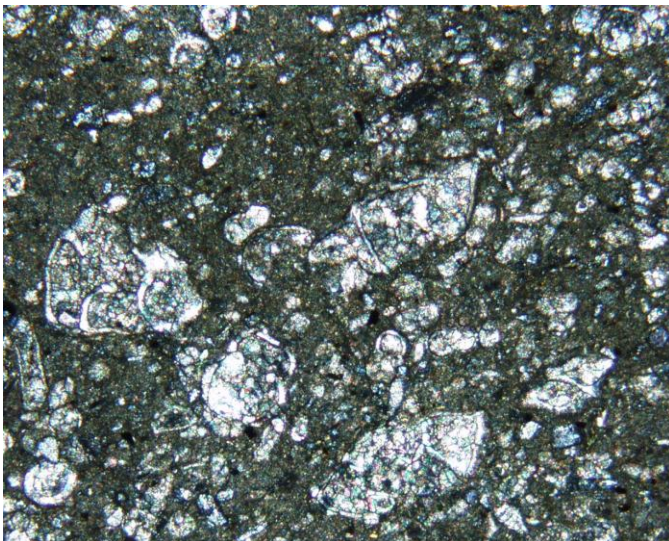
Composición de fragmentos de roca: Representa el 40% del total de la muestra, constituidos esencialmente por fragmentos de roca caliza alterada (30%) y de lutitas (70%).

Porcentaje de esferulitas: El contenido de esferulitas, representa el 30% del total de la muestra. La mayoría de las esferulitas se encuentran cementadas por calcita en forma de navajas alrededor de las esferulitas formando cementantes de primero y segundo orden. En el interior de éstas estructuras se forman una serie de pequeñas burbujas que han sido rellenadas por calcita las cuales presentan una dirección de forma concéntrica en donde se observan cambios en la dirección de la foliación lo que podría indicar que algunas zonas se formaron vesículas que posteriormente fueron rellenadas. En la parte exterior de algunas de las esferulitas se puede encontrar vidrio que se encuentra

recubriéndolas. Se puede observar en esta muestra que la mayoría de las esferulitas se encuentran fracturadas y aplastadas, lo cual pudo haber favorecido su alteración y reemplazamiento.

Observaciones: Se encuentran fragmentos de vidrio con textura fluidal, que por su gran abundancia representan el 30% del total de la muestra, el cual se localiza en la parte externa de las esferulitas. Existe también abundante contenido de arcilla en toda la muestra con un contenido mayor de óxidos de hierro, a diferencia de las láminas anteriores. Se observan fragmentos de clorita resultado de alteración y abundante contenido de micrita en toda la muestra.

Clave de la muestra: MI 200^a



Fotografía 13. Con el objetivo de X y con LPC,

Clasificación de la muestra: [Packestone de bioclastos con foraminíferos planctónicos y bentónicos.](#)

Constituyentes primarios

Porcentaje de bioclastos o granos

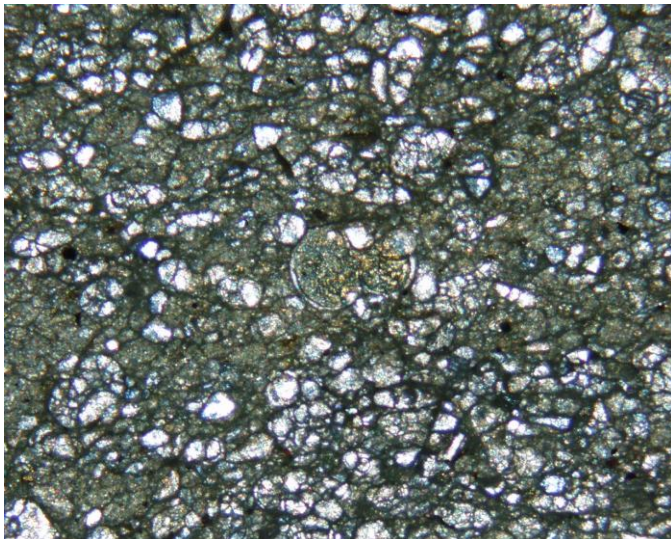
esqueletales: -70% Foraminíferos planctónicos. -24% Foraminíferos bentónicos.

Constituyentes no carbonatados: Extraclastos tales como fragmentos de óxidos de hierro (3%), mica biotita (1%), fragmentos de cuarzo monocristalino (1%), en tamaños de 0.1 mm aproximadamente, y pequeños fragmentos de clorita menores al 1%.

Matriz: De micrita pero con aporte de terrígenos.

Observaciones: Los foraminíferos planctónicos y bentónicos se encuentran un poco retrabajados y con recristalizaciones de calcita hacia el interior de las testas. Se observa una ligera laminación con un incremento en el aporte de bioclastos, lo cual puede ser mejor apreciado debido al corte que se realizó de manera transversal a la estratificación. También existe cierto contenido de arcillas.

Clave de la muestra: MI 200B



Fotografía 14. Tomada con el objetivo de X y con LPC.

Clasificación de la muestra: [Wackestone de Bioclastos con foraminíferos planctónicos y bentónicos.](#)

Constituyentes primarios

Porcentaje de bioclastos o granos esqueléticos: -90% Foraminíferos planctónicos -2% Gasterópodos, -8% Foraminíferos bentónicos

Constituyentes no carbonatados: Extraclastos tales como fragmentos de óxidos de hierro (2%), micas de biotita (1%) y fragmentos de cuarzo monocristalino (1%), en tamaños de 0.1 mm, aproximadamente con pequeños fragmentos de clorita 0.5%.

Matriz: De micrita pero con aporte de terrígenos.

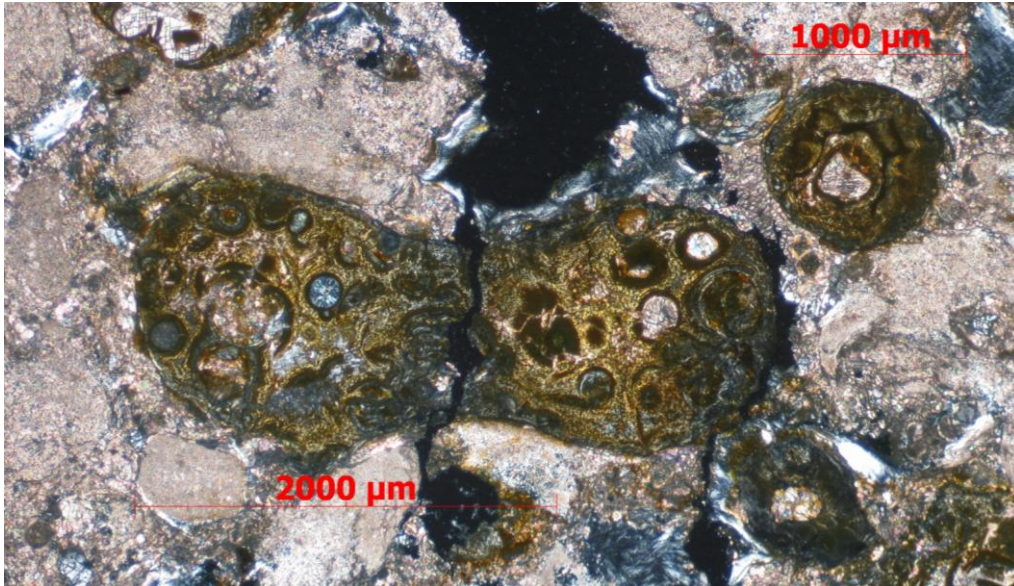
Observaciones: Se observa un retrabajo en los foraminíferos planctónicos y bentónicos con recristalizaciones de calcita hacia el interior de sus cámaras. En otras partes de la muestra, las testas presentan algo de reemplazamiento por óxidos de hierro en el interior de las mismas. A diferencia de la lámina MI 200A, ésta muestra se encuentra más retrabajada y sin laminación.

Morfología Identificada en las esferulitas de ambas secciones.

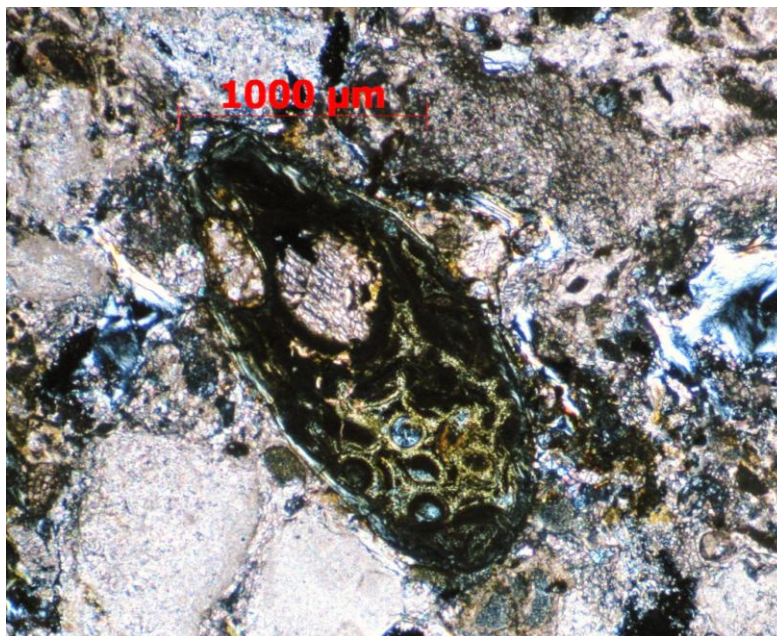
Ayudándonos por medio del microscopio petrográfico y del microscopio estereoscópico se pudo analizar este tipo de material balístico y se encontraron algunas diferencias en el grado de alteración de las esferulitas y de las capa de ejecta para ambas secciones. Se identificaron algunas formas muy características de esferulitas. Estas dependen principalmente de la manera en que se fueron moldeando los fragmentos de material fundido que salieron ejectados producto de una colisión y que se fueron enfriando durante el vuelo. Otro de los factores que pudo haber afectado la forma actual de estas microtectitas se debe al lugar en el que se depositaron, a los procesos de compactación, sepultamiento, diagénesis e intemperismo que sufrieron con el paso del tiempo. A continuación se muestran algunas de las formas típicas encontradas en este estudio.

Por medio de petrografía.

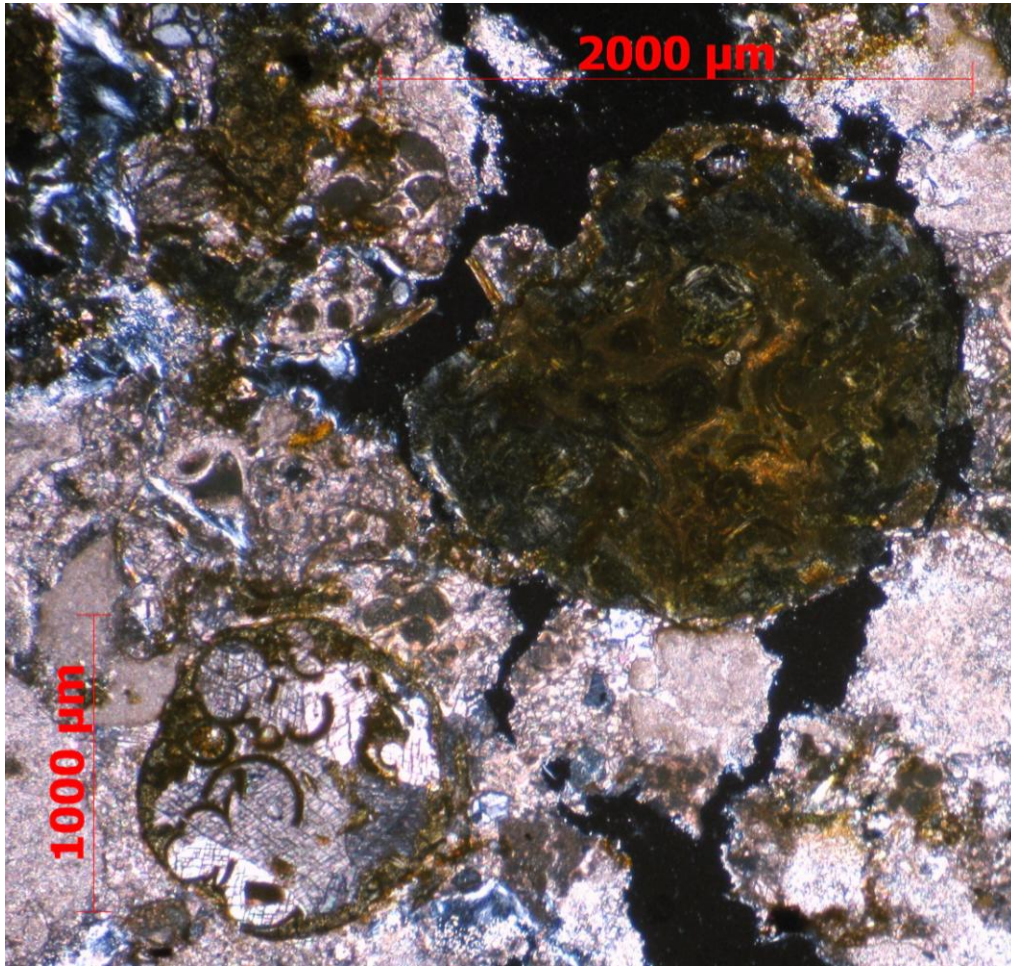
En el Mimbral.



Fotografía 15. En el centro se aprecia una esferulita que tiene la forma de un ocho o de elipses adelgazadas por el centro, esta esferulita presenta una gran alteración del vidrio a arcillas aunque en su interior aún existen fragmentos del vidrio original. En la matriz micrítica también se encuentran fragmentos de vidrio con textura fluidal tipo “shards”.

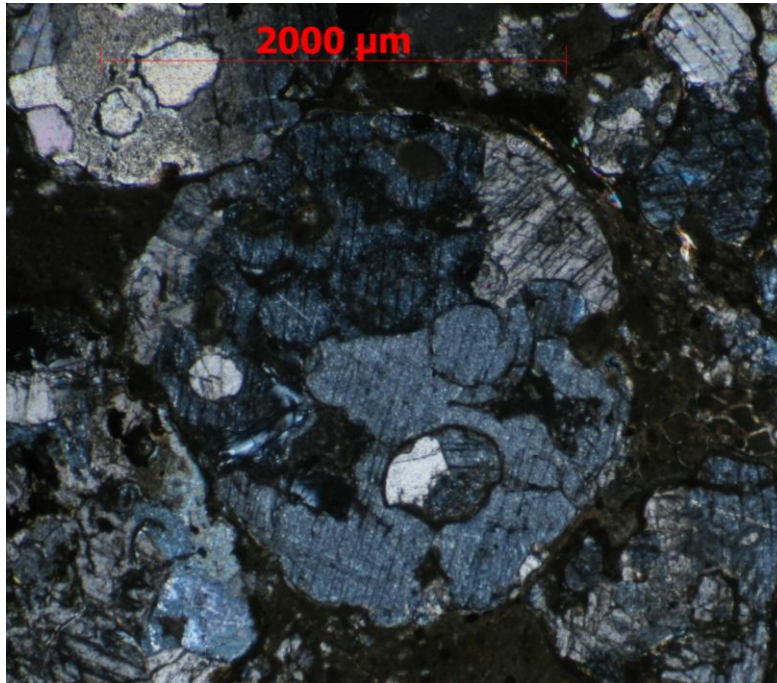


Fotografía 16. Esferulita de la sección de El mimbral que se encuentra altamente alterada por arcilla, y calcita, y aun presenta fragmentos del vidrio original en su interior. Esta esferulita presenta una forma de gota, o de gota de lágrima como han reportado algunos autores. En la matriz micrítica también se encuentran fragmentos de vidrio con textura fluidal tipo “shards”.

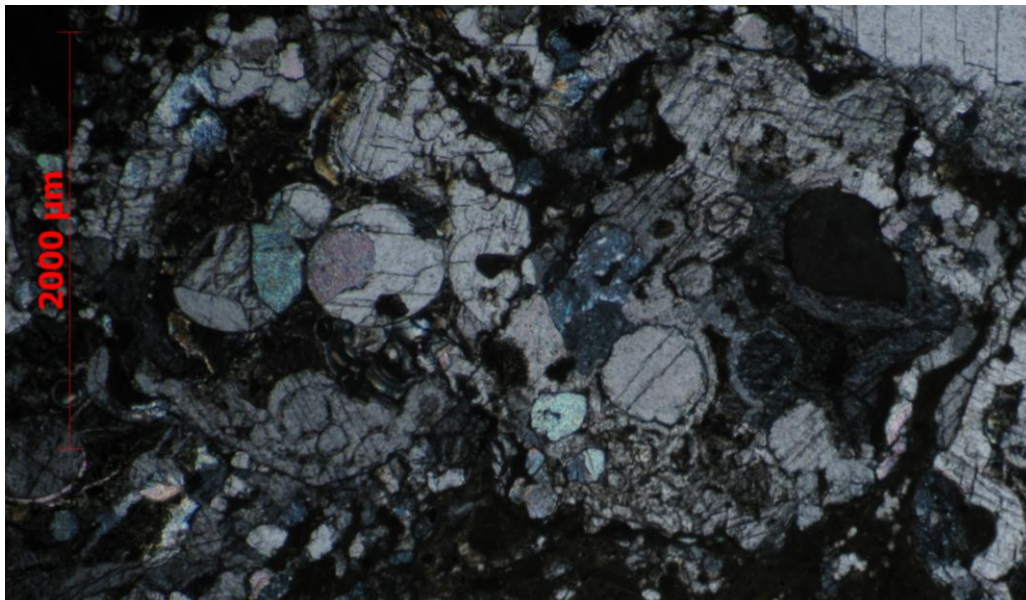


Fotografía 17. Esferulitas de la sección de El mimbral que se encuentra altamente alterada por arcilla, y calcita, y aun presenta fragmentos del vidrio original en su interior. Esta esferulita presenta su forma típica de esfera. En la matriz micrítica también se encuentran fragmentos de vidrio con textura fluidal tipo "shards".

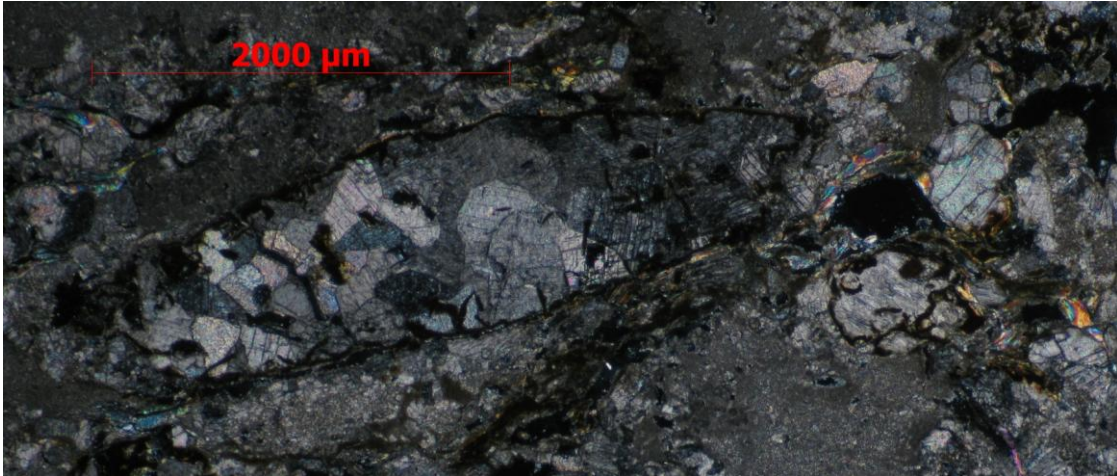
En La Lajilla.



Fotografía 18. Se muestra una esferulita de La Lajilla de forma redonda a causa del corte. Esta se encuentra altamente reemplazada por calcita, donde se pueden apreciar pequeñas burbujas o vesículas en su interior y ligeros fragmentos de vidrio originado por impacto. En su matriz micrítica, se pueden encontrar pequeños fragmentos de vidrio con textura fluidal tipo “shards”.



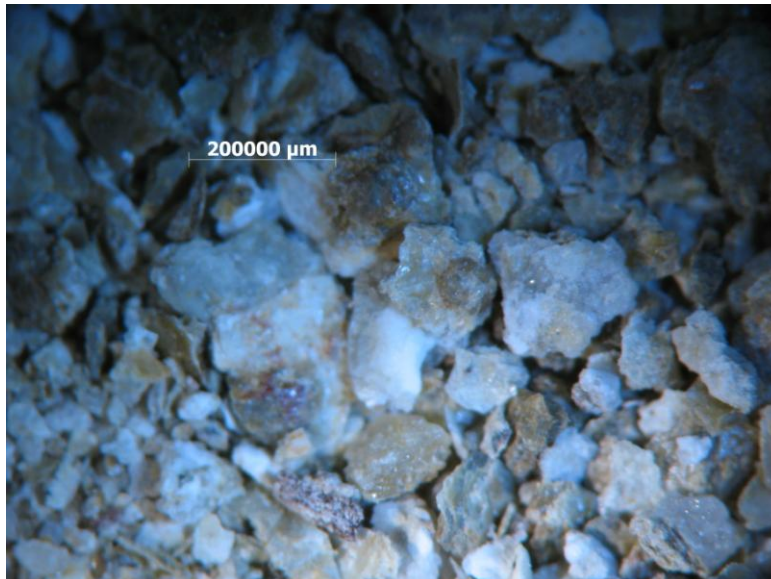
Fotografía 19. Esferulita de La Lajilla en forma de ocho o de elipse adelgazada en su centro esta se encuentra altamente reemplazada por calcita.



Fotografía 20. Esferulita de La Lajilla con forma de cometa o parecida a una gota de lágrima. Esta esferulita conserva parte de su corteza exterior a manera de cutícula de material vítreo alterándose a arcillas pero la mayoría de su interior ha sido reemplazada por calcita tipo esparita. En la matriz carbonatada “micrita” se pueden ver algunos fragmentos de material vítreo tipo “shards” que se están alterando a arcillas.

Por medio del microscopio estereoscópico.

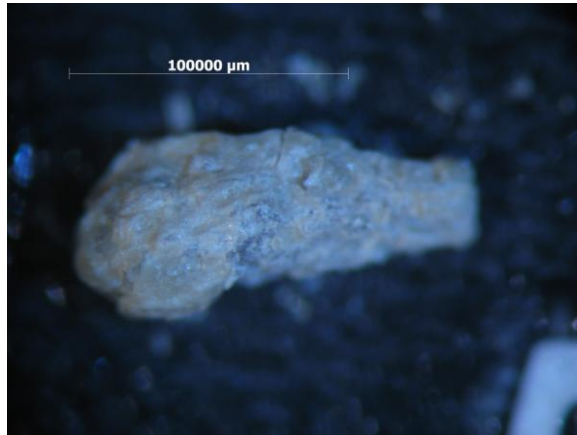
En El mimbral.



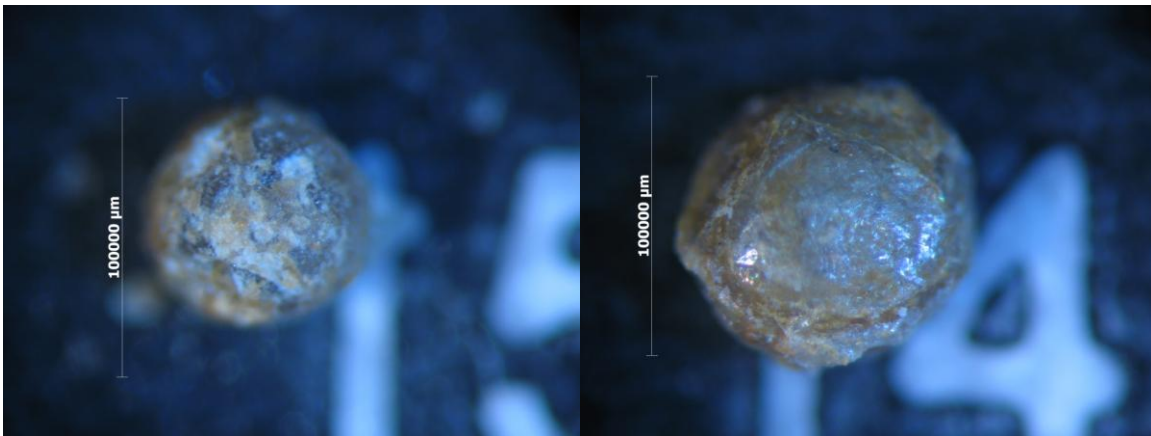
Fotografía 21. Esferulitas en conjunto con la matriz arcillosa y carbonatada en El Mimbral.



Fotografía 22. Esferulita que presenta una forma a manera de racimo de uvas, esta esferulita está compuesta de otras más pequeñas, las cuales se confirman de manera común con el microscopio petrográfico.



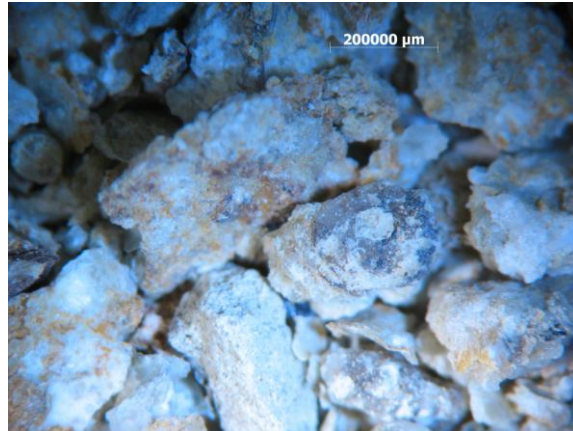
Fotografía 23. Esferulita con forma de cometa o de gota de lágrima.



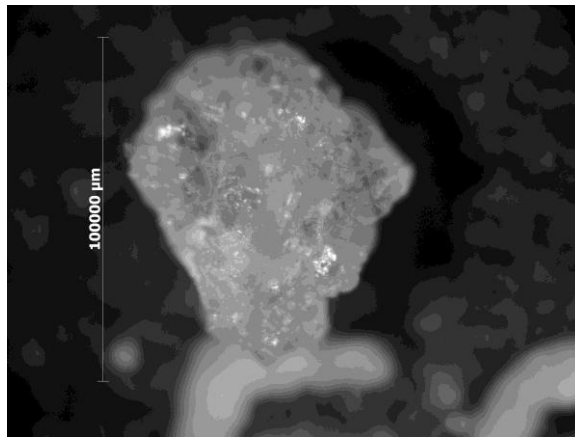
Fotografía 24. Típicas micro tectitas con forma esferoidal casi perfecta.

Cabe mencionar que la mayoría de las esferulitas de la lajilla presentaban una textura acaramelada y brillante altamente oxidadas y predominando los colores opacos.

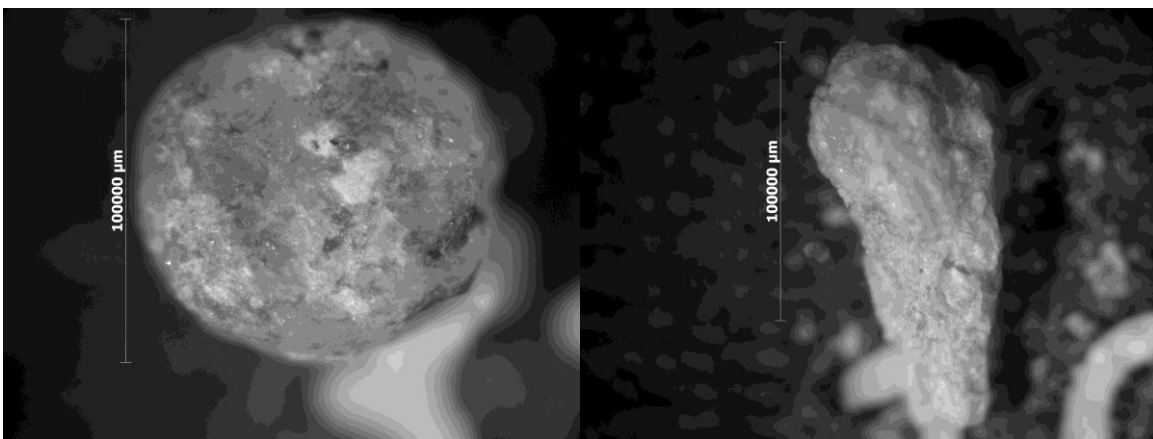
En La Lajilla.



Fotografía 25. La capa de ejecta en su conjunto tal y como se ve en muestra de mano con la matriz calcárea y con alto contenido arcilloso para la sección de la lajilla II.



Fotografía 26. Microtectita conformada por otras esferulitas que se encuentran pegadas entre sí para dar una forma de racimo de uvas.



Fotografía 27. Microtectita de forma esférica (a la izquierda) y de forma de cometa o gota de lágrima (a la derecha).

Análisis Geoquímico.

La composición química y la procedencia son probablemente el mayor control en la química de las rocas sedimentarias. La composición de la que proceden las rocas sedimentarias, está directamente relacionada con su ambiente tectónico, aunque estas pueden ser altamente modificadas por muchos procesos secundarios y pueden controlar su composición química, como son el intemperismo (ya sea físico o químico), el transporte (que involucra el tiempo de residencia del material y de la selección por agentes hidráulicos), su depósito (que involucra a los agentes como la evaporación, intemperismo, procesos biogénicos y periodos de subsidencia) y la diagénesis (que son los cambios producidos por factores como el gradiente geotérmico, historia del sepultamiento, la química del agua subterránea con la que está en contacto el sedimento y la química del agua contenida entre sus poros).

Geoquímica en El Mimbral

A continuación se presentan los resultados obtenidos por Fluorescencia de Rayos X, de los elementos mayores para los siguientes diez elementos, de las seis muestras correspondientes a dicha sección.

Resultado de elementos mayores

En la siguiente tabla se muestran los siguientes valores obtenidos para las muestras, en las cuales se observan las variaciones en las concentraciones de elementos importantes como SiO₂, CaO, Al₂O₃, Fe₂O₃.

Muestras	Litología	Profundidad [cm] En relación a la columna	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	Fe₂O_{3t}	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	P₂O₅
MI60	cz	152.4	20.081	0.264	5.435	1.972	0.132	1.343	37.784	0.616	1.086	0.078
MII30 G	arenisca calc	166.2	47.156	0.375	8.24	2.574	0.06	1.151	19.803	1.781	1.17	0.132
MI75	arenisca calc	190.5	15.23	0.237	7.14	3.292	0.127	2.317	38.142	0.057	1.263	0.114
MII45	arenisca calc	204.3	35.36	0.338	6.841	2.14	0.082	0.99	28.754	1.293	0.863	0.096
MII70B	arenisca calc	251.26	29.814	0.319	8.444	3.198	0.09	1.663	29.035	0.85	1.339	0.095
MI200AI	cz	508	33.962	0.273	6.083	2.322	0.086	1.279	29.662	0.899	0.955	0.086

Tabla 2. Tabla de datos de elementos mayores por FRX.

En la tabla 2 antes mostrada se puede apreciar que el CaO, posee un alto contenido con respecto a los demás, observables en algunas muestras, como se aprecia en la muestra con profundidad de 190.5 cm, a diferencia del aporte de óxidos de sílice, en donde se observa un decremento para la misma muestra. Otros elementos importantes a observar son: óxidos de Al, Mg y Fe, que representa el aporte de los terrígenos para las presentes muestras.

En el siguiente (Figura 31) gráfico se muestra la representación de todos los elementos mayores obtenidos, en la que se puede apreciar la sobresaliente abundancia de Si₂O contra CaO, la cual es muy evidente ya que en los primeros metros de la secuencia se observa un incremento de Si₂O, con un decremento al mismo tiempo del CaO. Esto es para las tres primeras muestras. Sin embargo para las profundidades por debajo de los 200 metros las proporciones tanto de Si₂O contra CaO, muestran una menor ciclicidad en cuanto a sus variaciones de concentración. Se puede notar que con respecto al CaO por debajo de estas profundidades (200 metros), se muestra una recta constante, que es casi similar con la gráfica de Si₂O. Cabe mencionar que para la profundidad de 250 metros se observa un cambio brusco de disminución de Si₂O muy cercano al valor del CaO.

Para los otros elementos restantes, se observa un comportamiento similar, en los cuales no se observan variaciones significativas, para hacer notar.

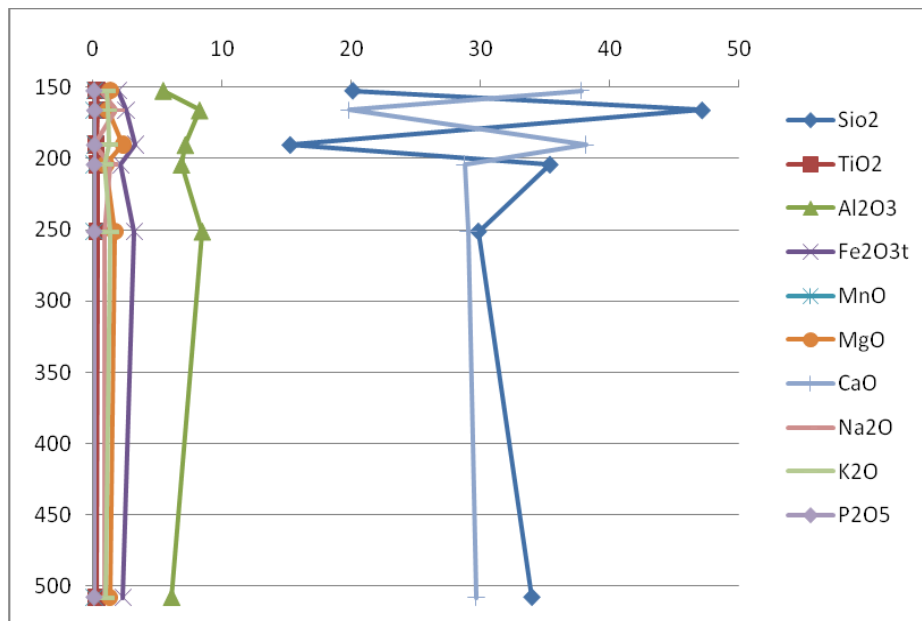


Figura 31. En la siguiente gráfica se muestra las variaciones de Si₂O con respecto al contenido de CaO.

En la siguiente gráfica (Figura 32) se separo los elementos de mayor concentración como el Si_2O y de CaO para conocer mejor el comportamiento de los elementos restantes. Por lo que se puede observar como el contenido de Al_2O_3 , Fe_2O y MgO se encuentra en mayores proporciones, lo cual corresponde a las capas de areniscas.

Se observa en la gráfica que el contenido de Al_2O_3 , es el que predomina en mayor abundancia a diferencia de los otros siete elementos restantes. El Fe_2O_3 , también es uno de los elementos significativos con mayor abundancia para estas muestras, mientras que el MgO permanece con ligeras variaciones con respecto a los demás óxidos. Esto nos puede estar hablando del aporte de terrígenos y su ambiente de depósito de las muestras, interpretaciones de las cuales se mencionarán en el siguiente capítulo.

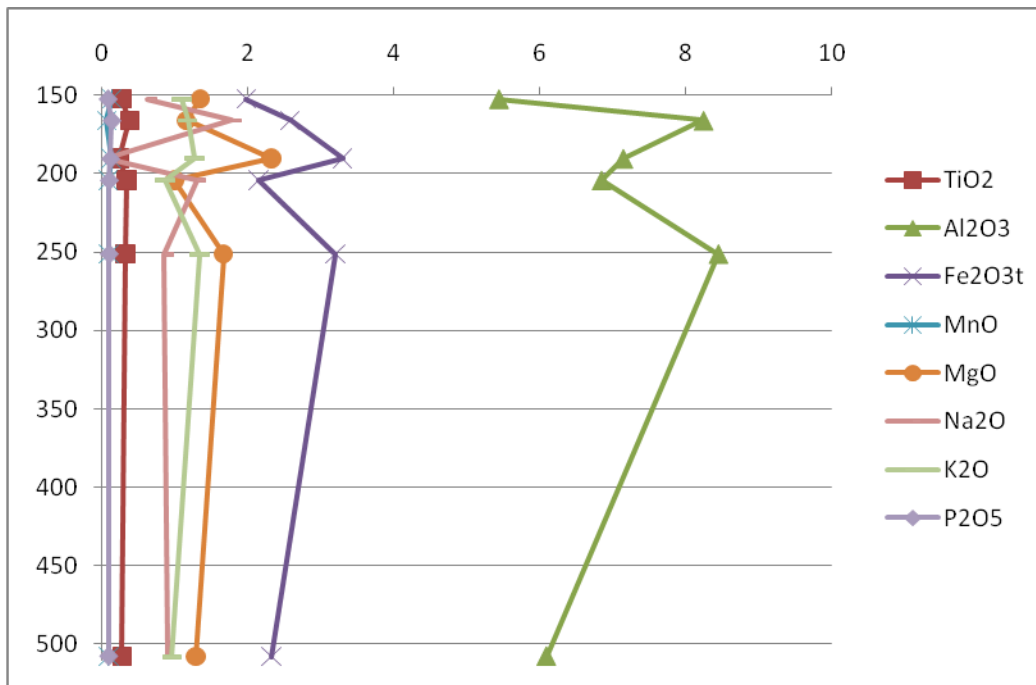


Figura 32. Gráfica de elementos mayores que representan la abundancia de los elementos sin considerar el Si_2O y el CaO , los cuales predominan en las muestras.

Se realizó otro estudio para poder obtener una información más completa sobre los compuestos antes mencionados utilizando un diagrama triangular (figura 33 y 40). El motivo del presente diagrama es indicar el grado de intemperismo que sufrió la muestra y poder tener un criterio más certero sobre los datos analizados, ya que en muchas

ocasiones se interpretan los resultados obtenidos y no se consideran los factores externos que pudieron afectar a la muestra durante su depósito. Por lo que se considero necesario establecer un diagrama de intemperismo en las rocas para conocer el grado de alteración de las muestras obtenidas para este trabajo.

A continuación se muestran los siguientes diagramas ternarios de Al_2O_3 vs $CaO+Na_2O$ vs K_2O para demostrar el grado de intemperismo químico que sufrieron las muestras antes analizadas para la sección El mimbral.

En un diagrama de este tipo, los episodios iniciales de intemperismo corresponden a la tendencia paralela al eje de $CaO+Na_2O$ vs Al_2O_3 en el diagrama, en donde a medida que se incrementa el contenido de Al_2O_3 , el intemperismo sigue una perdida marcada de K_2O .

La degradación del feldespato y la formación de minerales de arcillas son procesos dominantes durante la meteorización química de la corteza. El calcio, el sodio y el potasio, son generalmente removidos de los feldespatos incrementando la porción de alúmina y álcalis como productos de la meteorización (Nesbit & Young, 1982).

En este tipo de diagramas es de gran utilidad en rocas sedimentarias con contenido de plagioclasas o de feldespatos potásicos para evaluar los patrones de meteorización y sus productos, los minerales de arcilla (Nesbit & Young, 1984).

Las muestras más intensamente meteorizadas aparecen en la cima del diagrama reflejando el predominio de los minerales arcillosos de alúmina.

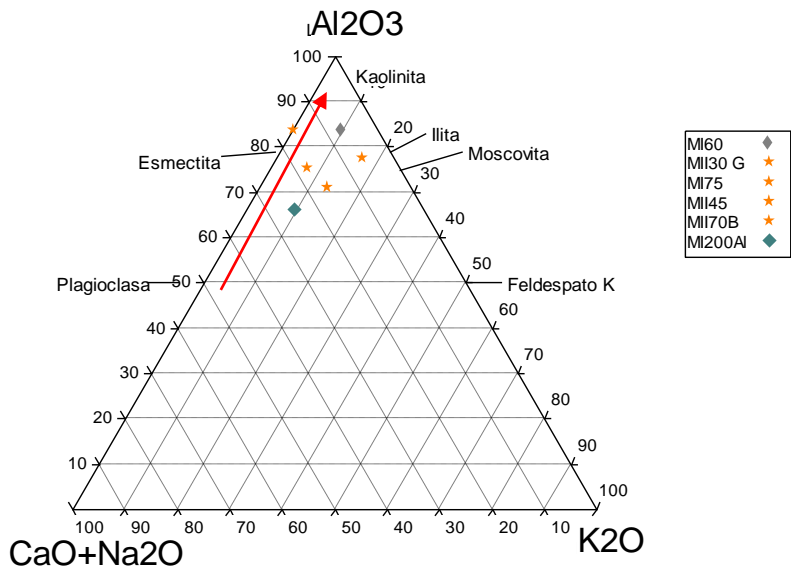


Figura 33. Diagrama ternario de intemperismo químico de Nesbitt & Young (1989). Que muestra el incremento en el intemperismo de las muestras en dirección de la flecha roja.

En este caso la mayoría de las muestras tanto de areniscas (estrellas amarillas), como las margas siguen una tendencia marcada de intemperismo, teniendo grandes cantidades de arcilla como la esmectita, illita, etc.

Si utilizamos los datos geoquímicos para inferir una clasificación de estas rocas, podemos ver que nuestras areniscas se encuentran dentro de las wackas y las margas corresponden a las calizas arcillosas. Aunque este método geoquímico carece de una buena estimación ha servido de gran apoyo para corroborarlo con el análisis petrográfico que se presentó en la primera parte de este trabajo.

Resultado de elementos traza.

A continuación se muestra la tabla no. 3 con los resultados de los elementos traza obtenidos por FRX, en donde se muestran los valores con sus concentraciones en partes por millón (ppm).

Profundidad [cm] En relación a la columna	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Th	Pb
152.4	22	301	86	6	55	6.9	52	17	8	9	8	16	2.9	7
166.2	34	332	199	11	128	2	87	36	10	19	11	39	2.9	8
190.5	23	345	46	9	57	6.9	59	6	10	11	3	24	2.9	4
204.3	23	495	159	10	118	2	60	22	19	19	10	31	3	5
251.26	27	455	738	11	90	3	77	26	7	14	8	41	2.9	5
508	28	472	72	9	83	2	52	17	12	14	8	30	3	6

Tabla 3. Datos muestran el contenido de cada elemento traza contenido en las diversas muestras, medido en partes por millón [ppm].

Los elementos traza, generalmente permiten hacer un análisis sobre el origen de los constituyentes en las rocas así como de sus posibles fuentes de aporte.

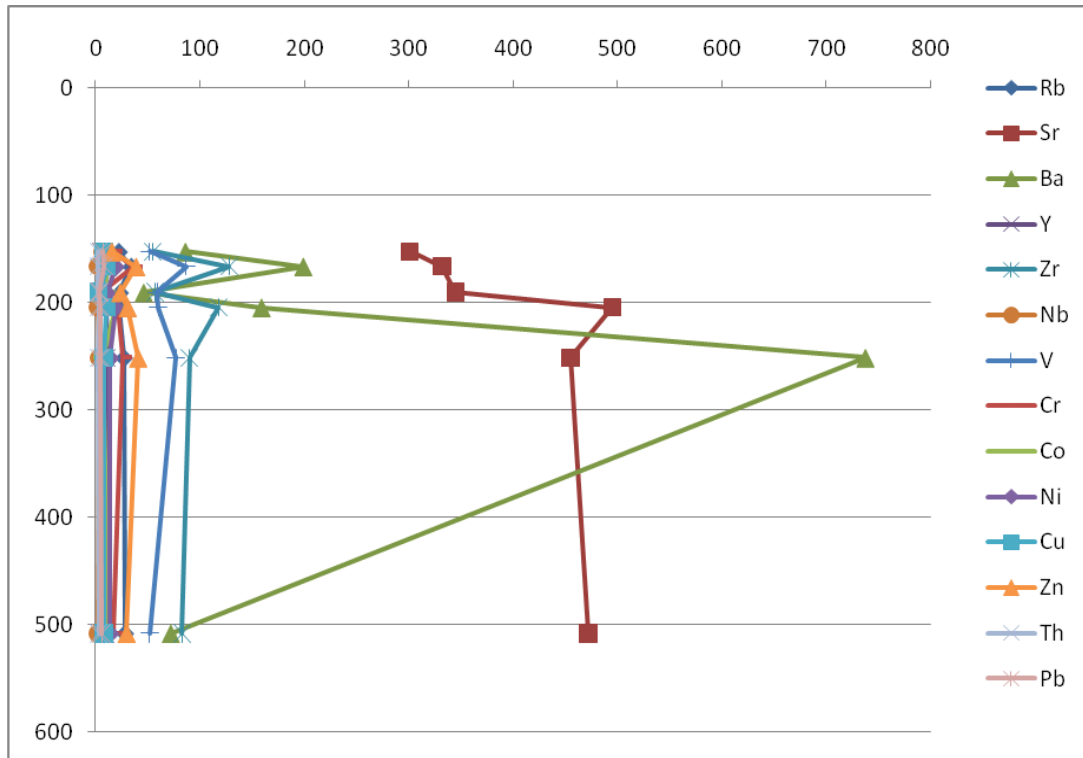


Figura 34. Gráfica donde se muestran todos los elementos traza con respecto a la profundidad.

En esta gráfica (Figura 34), se puede observar que el Bario (Ba), de los primeros 100 cm a los 200 cm, presenta un comportamiento muy semejante al de los otros elementos traza. Sin embargo cuando pasa a los 230 cm aproximadamente se observa un notable incremento de 738 ppm, siendo sólo en ese punto de valores altos debido a que cuando aumenta la profundidad regresa a su decremento con los demás compuestos.

En segundo término se puede observar un incremento en el contenido de estroncio (Sr), pero en intervalos muy pequeños. La parte perteneciente a la secuencia de areniscas, tiene un marcado aumento en Ba, Sr, Zr, V, Zn, Rb y Cr sobre todo en la muestra que está en contacto con la capa de esferulitas.

De la misma forma como se trabajó para la gráfica de elementos mayores, ahora para la siguiente gráfica (Figura 35) se han eliminado los elementos de mayor abundancia como el Ba y el Sr, para poder observar mejor el comportamiento de los demás elementos traza restantes. Se puede apreciar, como el Zr y el V son los que sobresalen en ppm.

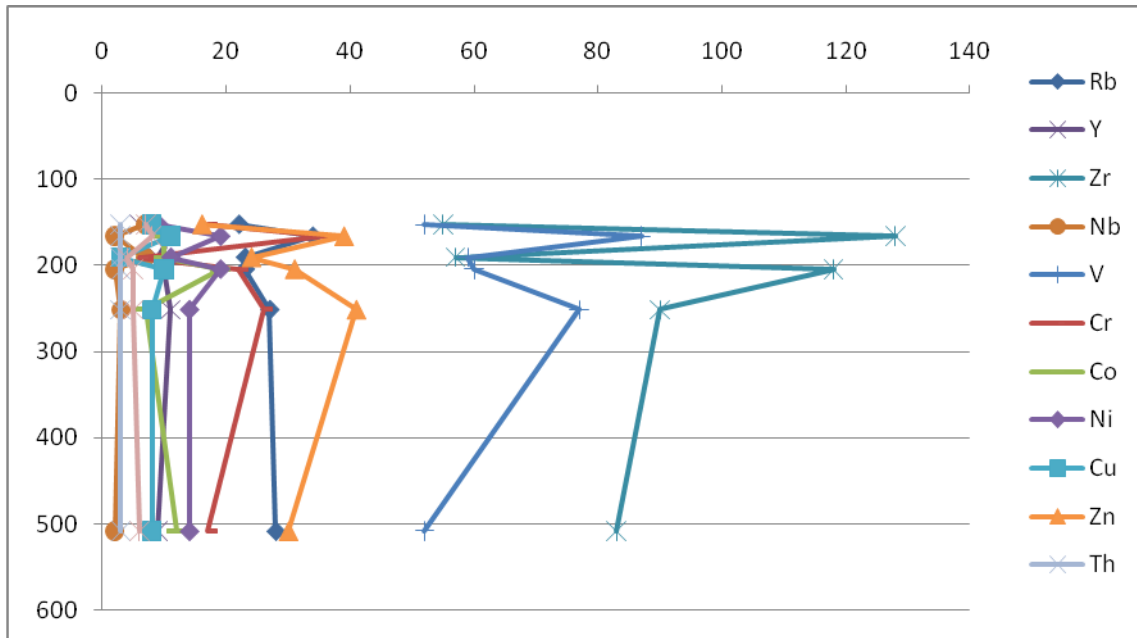


Figura 35. Gráfica donde se muestran los elementos traza con respecto a la profundidad excluyendo al bario y al estroncio.

Geoquímica en La Lajilla.

Resultados de elementos mayores

En la siguiente parte de este trabajo se muestran los resultados obtenidos para la sección La Lajilla, mostrando de la misma forma que se represento para El Mimbral, los incrementos en el contenido de elementos Mayores y traza, para poder darles una interpretación ambiental.

Tabla 4. Representación de los datos obtenidos para la Sección La Lajilla.

Profundidad [cm] En relación a la columna	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	F₂O₃t	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	P₂O₅
200.66	17.435	0.123	3.203	1.062	0.152	0.534	42.169	0.932	0.271	0.054
250	39.917	0.553	9.294	1.87	0.061	0.807	22.391	2.408	1.455	0.108
300	44.176	0.336	8.03	1.992	0.069	0.892	22.336	2.178	0.775	0.107
315	22.289	0.223	6.129	2.176	0.145	1.138	36.163	1.113	0.865	0.096
330	7.085	0.11	3.737	1.096	0.122	0.765	47.923	0.08	0.52	0.055

Debido a que tenemos un predominio de areniscas y calizas en estas secciones, podemos observar como los compuestos de Si_2O y de CaO , son los que predominan en estos gráficos.

A continuación se presenta la gráfica (Figura 36) correspondiente a la tabla no.4, antes vista de los elementos mayores obtenidos. Donde se puede observar un incremento muy notable de Si_2O y de CaO , como el observado en la Sección El Mimbral.

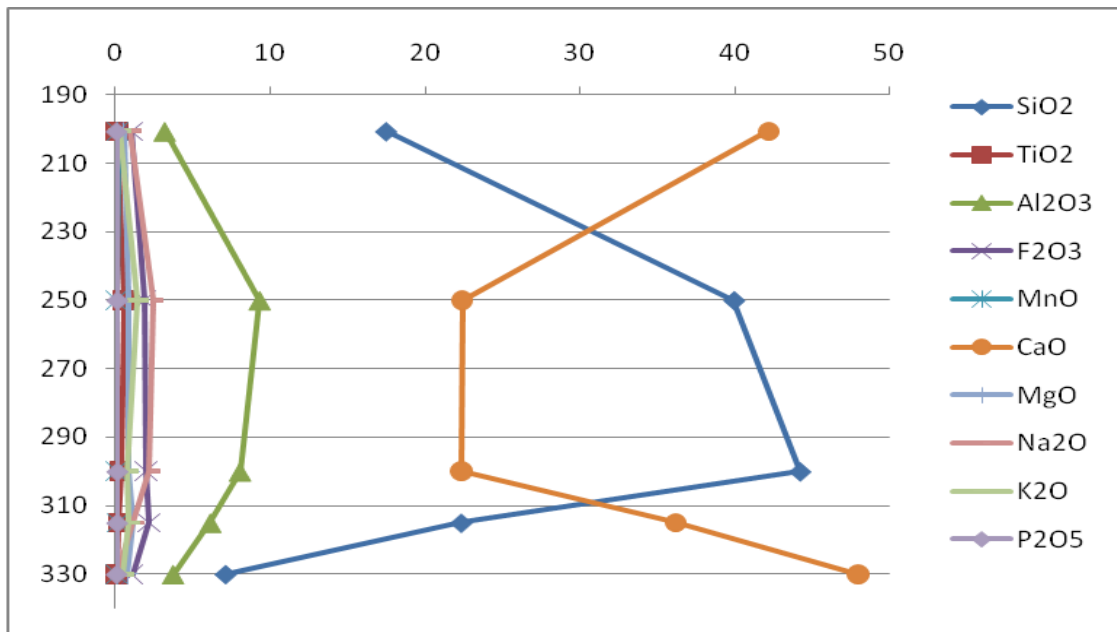


Figura 36. Gráfica donde se muestran todos los elementos mayores con respecto a su profundidad.

Se puede ver como existe una correlación con los porcentajes de Si_2O y de CaO , donde de la misma forma existe un incremento en el contenido de CaO cuando disminuye el contenido de Si_2O , en relación directa. Se puede observar que en los puntos cercanos a los 250 a 310 cm, las relaciones son constantes marcando casi una línea recta con respecto tanto al óxido de silice como al óxido de calcio. Se aprecia que en las partes más someras y más profundas de la secuencia existe una relación directamente opuesta.

Por otro lado se eliminan los componentes con mayor porcentaje para poder apreciar mejor a los demás elementos mayores, con el fin de obtener mayor información en la interpretación, como se puede observar en la siguiente gráfica. Podemos apreciar que los óxidos con mayor porcentaje son los Na_2O y Fe_2O_3 , mientras que el K se encuentra en tercer lugar en abundancia para la presente gráfica (Figura 37).

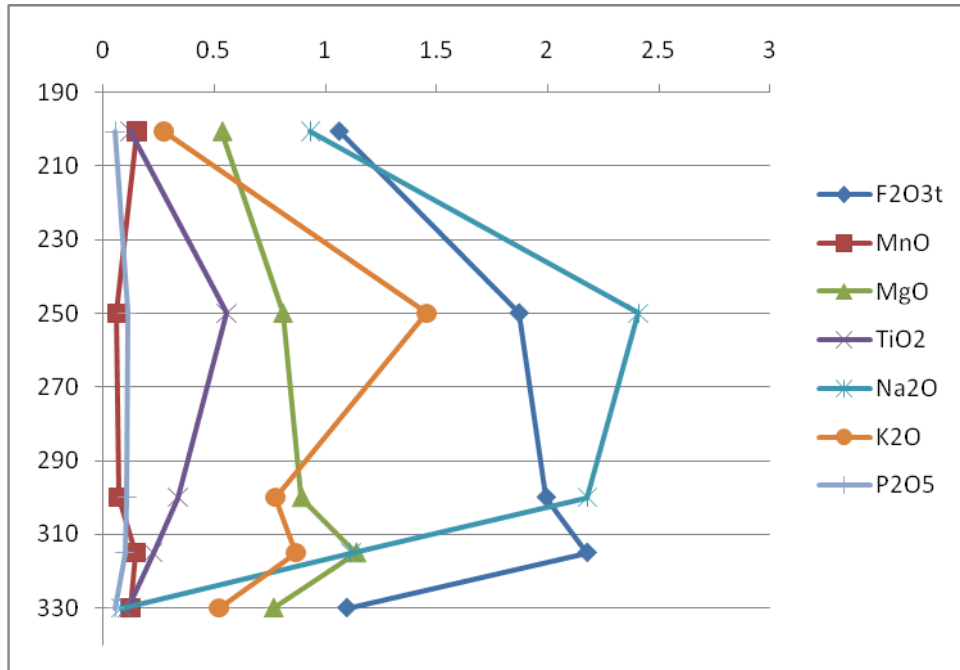


Figura 37. Figura que muestra a los elementos mayores excluyendo al SiO₂ y al CaO.

El punto más pegado a la cima de la secuencia representa a las margas de la Formación Velasco, el cual posee un alto contenido de carbonato con un bajo contenido de sílice, que es relativamente más bajo en contenido de elementos característicos de los terrígenos, como se muestra para los elementos de correspondientes al Al, Mg, Fe, etc. El segundo punto representa a la segunda capa de esferulitas y tiene un marcado incremento en sílice además de contener altas concentraciones de elementos característicos de terrígenos como de arcillas como son el silicio, el hierro, el aluminio y el magnesio. Aunque cabe resaltar que ésta capa posee también elementos como el rubidio, y que en los meteoritos son comunes las concentraciones de rubidio, el cual ha sido identificado como elemento típico en ellos. La muestra de areniscas calcáreas está representada por el punto tres que en general tiene una química muy parecida a la muestra anterior, pero se diferencian en el alto contenido de elementos traza como el Ba,

Zr, V, Zn, Y, Cr y Co. Además la segunda capa de esferulitas posee cantidades bajas de Nb casi iguales a las de las margas de la Formación Velasco.

Entre la capa de areniscas y las esferulitas es visible una delgada capa de calizas que posee un alto contenido de aluminio, sílice, níquel, elementos traza como el Bario, Estroncio, Zinc y Vanadio que se diferencia de las margas pertenecientes a la Formación Velasco.

La capa de esferulitas posee una muy baja cantidad de Silicio, con alto contenido de calcio a causa de su reemplazamiento y alteración.

Resultados de elementos traza.

A continuación se muestran los resultados de los elementos traza (Tabla 5) obtenidos para la Sección La Lajilla, en donde se pueden observar las concentraciones en partes por millón (ppm) de los siguientes elementos.

Tabla 5. Representación de elementos traza para la sección La Lajilla

Profundidad [cm] En relación a la columna	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Th	Pb
200.66	22	380	47	8	62	1	50	10	9	14	9	32	2.5	5
250	45	487	2171	18	148	3	111	39	42	22	13	46	2.5	28
300	24	474	309	9	126	1	58	23	8	14	9	35	3	10
315	9	615	515	5	71	6.9	26	1	10	8	1	9	2.5	8
330	13	499	111	6	51	<7	26	2.9	7	8	24	8	2.5	5

En la siguiente gráfica se muestran los elementos traza, representados para la Sección de La Lajilla, en donde se observan como en las gráficas anteriores, las variaciones de los elementos y cuáles de éstos predominan en la sección de estudio.

En al siguiente figura (no. 38) se aprecia que nuevamente predomina el Ba como elemento traza para dichas secciones, llegando a su punto más alto a los 250 cm con un valor de 2174 ppm, siendo un valor muy significativo para estas muestras. Como segundo elemento de predominancia está el Sr con un valor de 615 ppm.

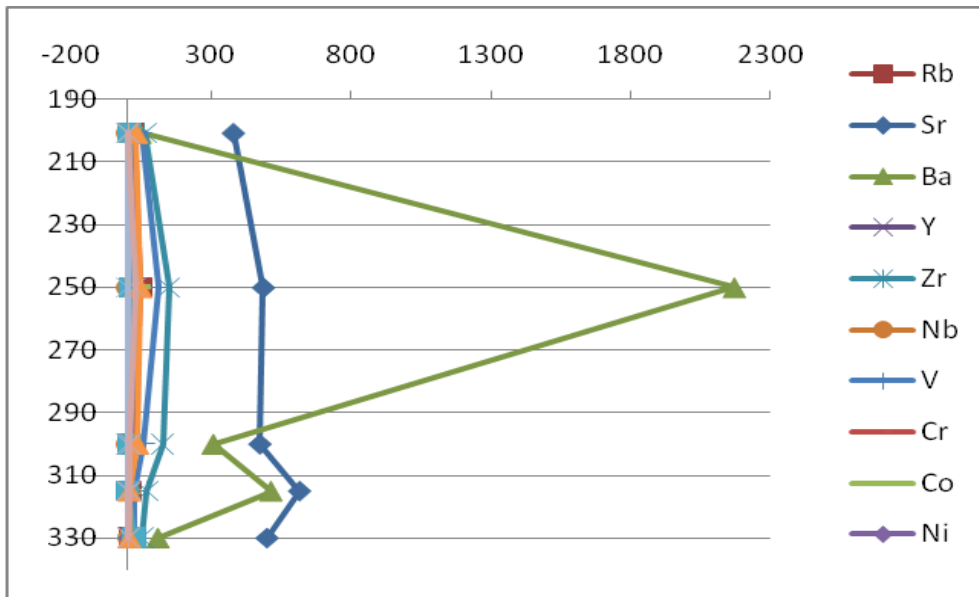


Figura 38. Gráfica donde se muestran todos los elementos traza con respecto a la profundidad.

De la misma manera como se trabajó en los resultados anteriores, eliminando los elementos de mayor abundancia para apreciar las demás trazas, podemos ver en la siguiente gráfica (Figura 39), ya una vez eliminado el Ba y el Sr, como los elementos de mayor abundancia son el Zr y V, tal como ocurrió para la sección El Mimbral en los elementos traza.

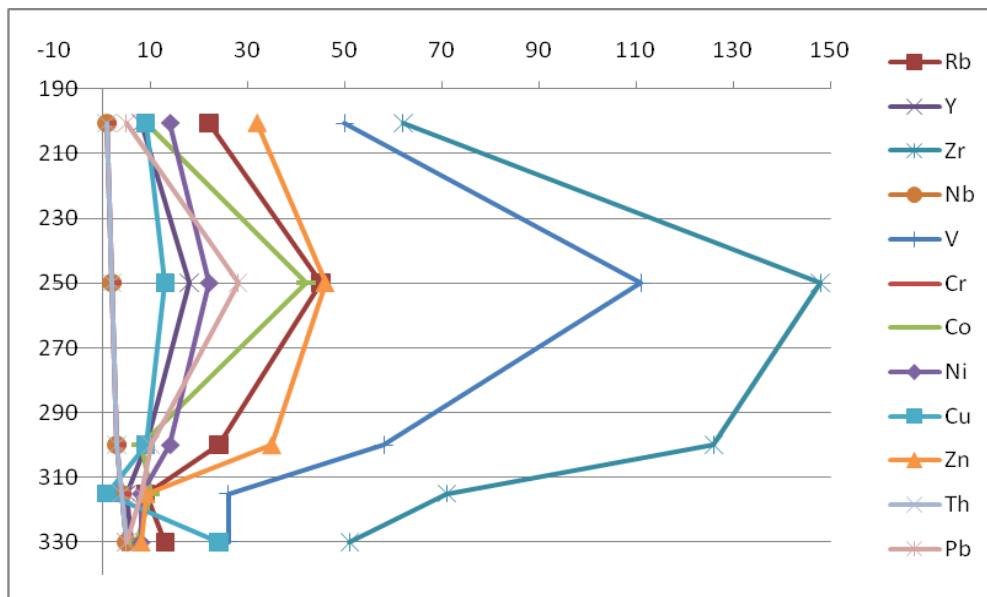


Figura 39. Gráfica donde se muestran los elementos traza con respecto a la profundidad excluyendo al bario y al estroncio

De igual forma se realizó un diagrama triangular de intemperismo (Figura 40) con los elementos de Al_2O_3 , $CaO + Na_2O$ y K_2O , para conocer el grado de intemperismo químico presentan las muestras, con el objetivo de conocer todos los factores externos a los que estuvieron sujetas las rocas.

Este es el caso de una muestra de areniscas representada con los puntos amarillos, se observa que las muestras se concentran en la parte del óxido de aluminio, por lo que nos puede indicar un intemperismo marcado en dichas muestras.

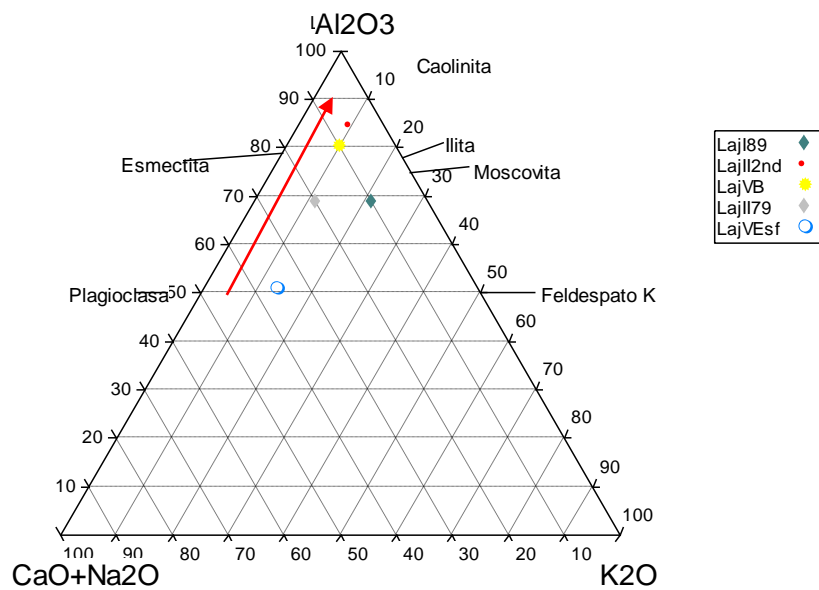


Figura40. Diagrama ternario de intemperismo químico de Nesbitt & Young (1989). Que muestra el incremento en el intemperismo de las muestras en dirección de la flecha roja.

Susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética es una herramienta geofísica que sirve para cuantificar el grado de magnetización de un mineral en respuesta a un campo magnético inducido.

La susceptibilidad magnética se refiere a la magnetización adquirida por unidad de campo (Evans y Heller, 2003). En otras palabras, es una propiedad que tienen algunos materiales, referente a la facilidad con la que estos pueden magnetizarse bajo la presencia de un campo magnético externo (Thompson y Oldfield, 1986).

Cuando un material es expuesto a un campo magnético (H), éste adquiere una magnetización inducida (M_i); estos dos parámetros se relacionan por medio de la susceptibilidad magnética (κ), de acuerdo a la siguiente ecuación: $\kappa = M_i / H$.

Como la magnetización (M) y el campo magnético (H) tienen las mismas unidades de medida (A/m), entonces la susceptibilidad (κ) es adimensional, aunque por convención se reporta en unidades SI (Sistema Internacional).

Las intensidades magnéticas que son positivas nos indican que el contenido de la roca tiene minerales magnéticos o ferromagnéticos (magnetita, ilmenita, hematita, augita, etc.). Cuando una medición tiene un signo negativo, indica que el contenido de minerales dentro de la roca es de tipo diamagnético.

Resultados de Susceptibilidad magnética en El Mimbral.

La susceptibilidad magnética del Mimbral se graficó con respecto a la profundidad dada en centímetros, tanto para baja frecuencia como para alta frecuencia [$SI \times 10^{-5}$].

En las figuras 41 y 42 se muestran las gráficas de susceptibilidad en alta y baja frecuencia para dos lugares de la misma sección (Mimbral I y Mimbral II).

En la figura 41, se muestran los primeros cinco puntos cercanos al cero representan a las capas de areniscas, obteniendo un incremento en la susceptibilidad al acercarnos a la

capa de esferulitas que representa el sexto punto (punto de color rojo), los puntos inferiores pertenecen a la Formación Méndez.

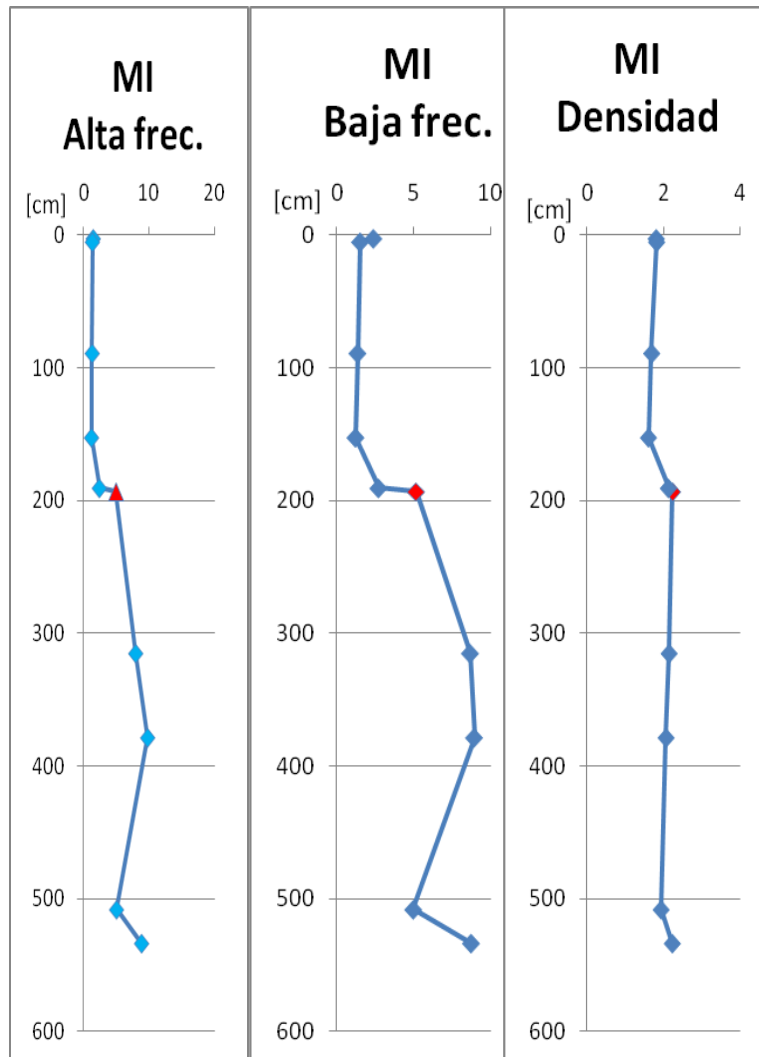


Figura 41. Figura donde se muestran los registros de susceptibilidad alta y baja frecuencia así como de densidad de las muestras adquiridas para la parte de El Mimbral I (MI).

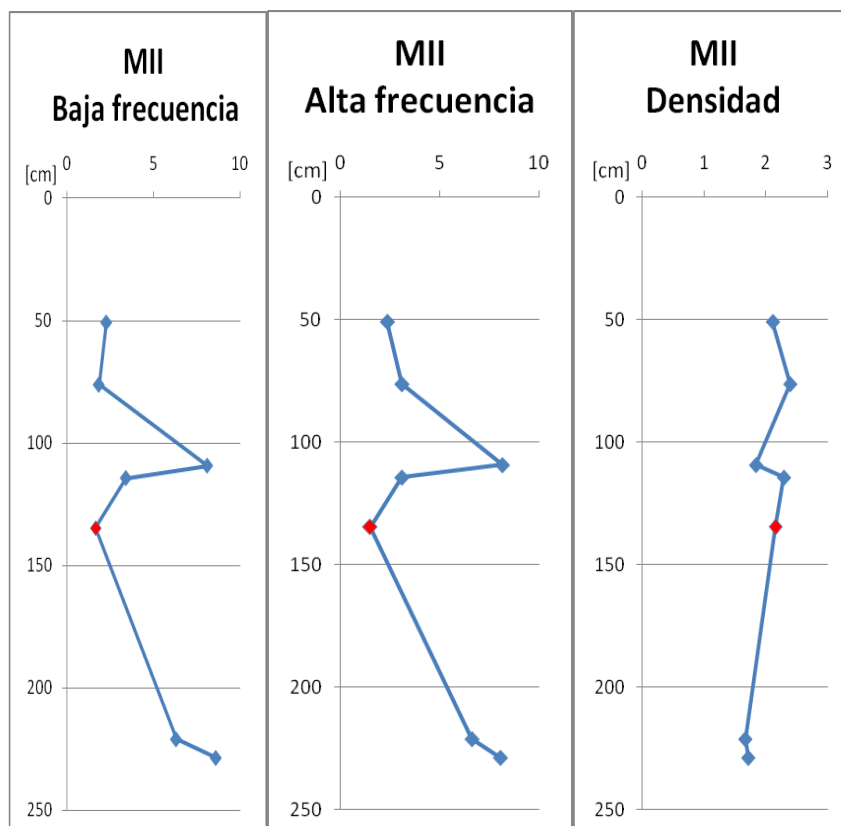


Figura 42. . Figura donde se muestran los registros de susceptibilidad alta y baja frecuencia de las muestras adquiridas así como de densidad para la parte de El Mimbral II (MII).

La parte perteneciente a la secuencia de areniscas está representada por los primeros cuatro puntos. El punto rojo representa la capa de esferulitas y las partes bajas corresponden a la Formación Méndez.

En ambas partes de esta sección se puede observar cómo a medida que nos acercamos a la parte superior de la capa de esferulitas hay un incremento en la susceptibilidad magnética, también hacia la base de esta capa es notorio un incremento en la susceptibilidad magnética en la Formación Méndez. En las gráficas de densidad, se puede ver un aumento considerable en la capa de esferulitas pero cabe mencionar que esto se debe a que en el cubo muestreador había una mayor cantidad de muestra. Es importante observar cada detalle en la preparación de una muestra, ya que esto puede en ocasiones provocar errores en la interpretación de los datos, por lo que se consideró necesario, hacer dicha aclaración.

Resultados de susceptibilidad magnética en La Lajilla.

La susceptibilidad magnética de La Lajilla se graficó con respecto a la profundidad dada en centímetros, tanto en baja frecuencia como en alta frecuencia [$SI \times 10^{-5}$].

En las figuras 43 y 44 se muestran las gráficas de susceptibilidad en alta y baja frecuencia para dos lugares de la misma sección (Lajilla I y Lajilla II).

La Lajilla I representa a la Formación Velasco, que está sobreyaciendo a la secuencia de areniscas. Es muy diverso el pico de susceptibilidad magnética aunque se puede notar que el pico de susceptibilidad magnética más alto se encuentra al acercarse a su parte más baja y que está cercano a la secuencia de areniscas.

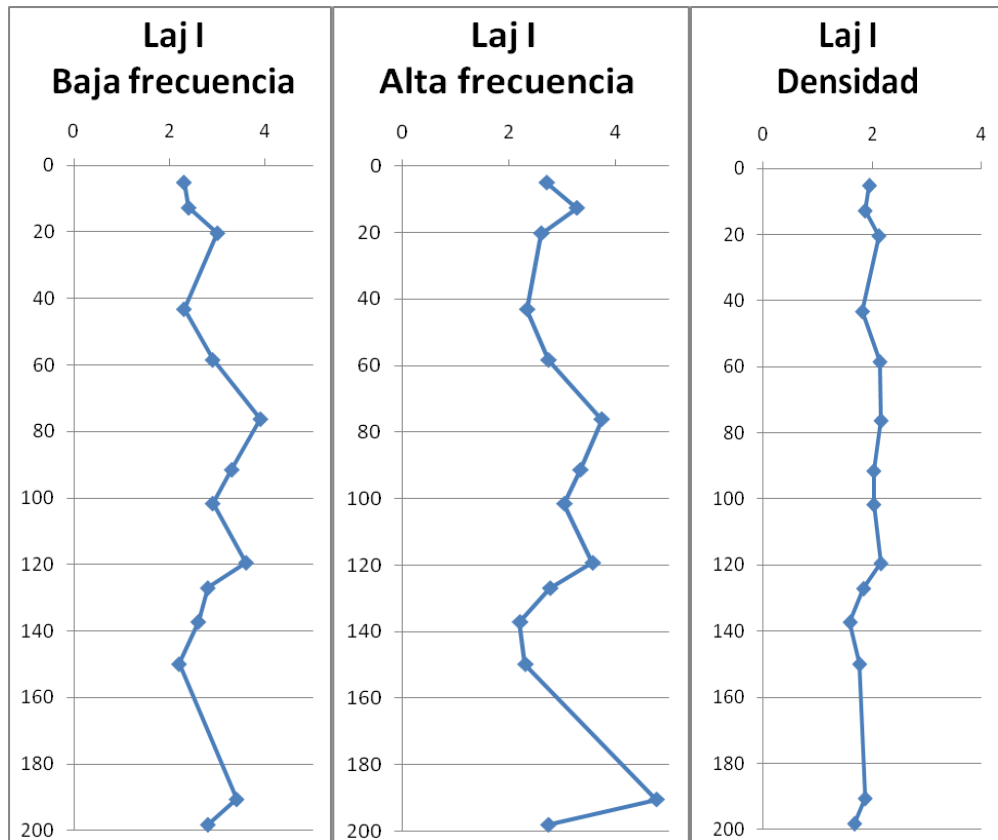


Figura 43. Figura donde se muestran los registros de susceptibilidad en alta y baja frecuencia así como de densidad de las muestras adquiridas para la parte de La Lajilla I.

La parte de La Lajilla II representa a toda la secuencia de detritos siliciclásticos empezando por los primeros tres puntos, que representan a la Formación Velasco la cual

se encuentra en contacto con la capa de areniscas, el cuarto pico representa a la segunda capa de esferulitas. Tanto el quinto como el sexto punto pertenecen a la capa de areniscas que descansan sobre una discreta capa de caliza que a su vez sobreyace a la primera capa de esferulitas.

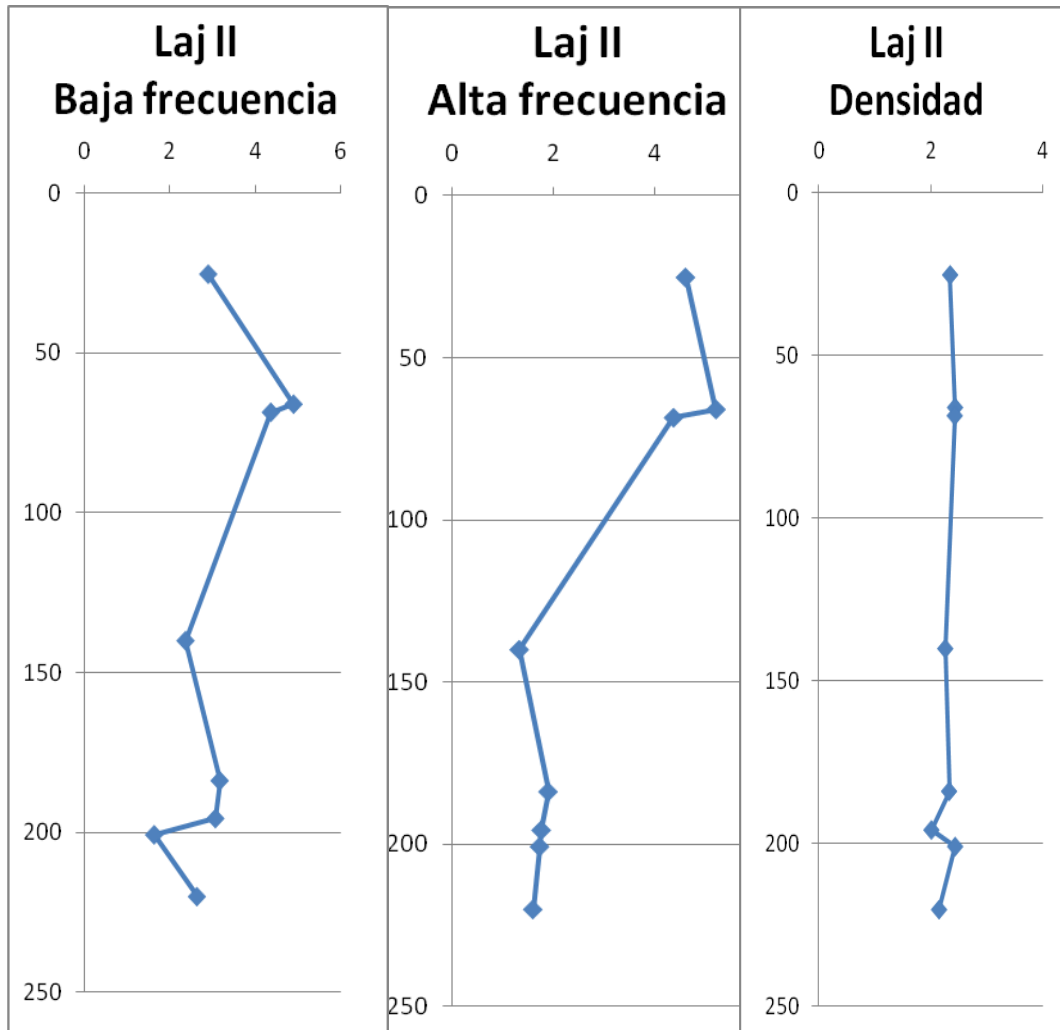


Figura 44. Figura donde se muestran los registros de susceptibilidad alta y baja frecuencia así como de densidad de las muestras adquiridas para la parte de La Lajilla II.

VI. Discusión

En la actualidad se cuenta con una gran acumulación de estudios y análisis que apoyan la ocurrencia del evento de impacto del Chicxulub, así como de las extinciones que este impacto generó. Una de las evidencias más notables es la combinación de procesos necesaria para formar un cráter de impacto de 180 a 200 km de diámetro (Hildebrand et al., 1998; Pilkington et al, 1994) con una forma multianillada como la del Chicxulub, que necesitó liberar una energía calculada en el orden de los 8.7×10^7 megatones aproximadamente (French, 1998) que representaría una fuerza equivalente a 5 mil millones de bombas atómicas. También se requirió de las condiciones necesarias para generar minerales exóticos de choque tales como la estishovita (>12 Gpa, a 150°C), la coesita (>30 Gpa, a 275 °C) con deformaciones planares y vidrios diapléticos (presiones del orden de 40 – 50 Gpa, a más de 300 °C), así como la fusión de la roca (50- 100 Gpa, con una temperatura de alrededor de 1500°C a más de los 2500°C) en la zona del impacto.

Casi al instante del impacto del meteorito se generó una gigantesca bola de fuego que se extendió por la atmósfera, distribuyendo aún más al material resultante de la expulsión que, a su vez, formó varias nubes de surgencia a altas temperaturas desplazándose de manera radial desde el punto de impacto (Grajales Nishimura, 2001).

A partir de los bordes del cráter Chicxulub se depositó la capa de ejecta, que es el llamado tiro parabólico generado durante el episodio de socavación de la corteza. Las esferulitas pertenecientes a la capa de ejecta se formaron al fundirse y vaporizarse los materiales terrestres y extraterrestres que consisten en su mayoría en minerales silicatados donde el vidrio fundido se va moldeando de manera esferoidal o helicoidal, y muy rápidamente como

resultado del enfriamiento del vidrio (microtectitas) así como de la combinación de vidrio con cristales (microkristitas) que son enfriados durante el vuelo desde la zona de impacto hasta el punto de depositación. El material de esta capa puede viajar cientos o miles de kilómetros (Simonson *et. al* 2004) es por eso que se pueden encontrar en diversas partes del mundo (Figura 6). La capa de ejecta de Chicxulub tiene una distribución global y ha sido documentada en secciones marinas y continentales en localidades de los diferentes continentes y océanos. La capa en las secciones distales está conformada por una basal de esferulitas y otra de arcilla y presenta espesores promedio de unos 3 cm. En varias de las secciones en Europa y norte de África, la capa K/T presenta espesores de unos 10 a 15 cm, incluyendo la sección tipo de El Kef en Túnez.

En la capa de ejecta encontrada en las secciones de El Mimbral y en La Lajilla, se identificaron pequeños cuerpos de 5 mm de diámetro, observables a simple vista y al tacto. También en esta capa podemos encontrar fragmentos de vidrio tipo shards, que representan a esquirlas producto del impacto. El nivel estratigráfico en el que se encontraron estos cuerpos marca una interrupción abrupta en la sedimentación de origen calcáreo de las margas Méndez que se encuentran en ambas secciones. Estas observaciones concuerdan con la idea de que las esferulitas se formaron como producto de una eyección generada por una colisión de un cuerpo extraterrestre con la tierra.

En el caso de las esferulitas correspondientes al límite K/T de las secciones de El Mimbral como de La Lajilla, se encontraron diversas alteraciones del material original producto de la diagénesis. En las graficas realizadas para este trabajo basadas en los diagramas ternarios de Al_2O_3 vs $CaO+Na_2O$ vs K_2O se distinguieron algunos episodios avanzados de intemperismo en los sedimentos. En los análisis petrológicos se apreciaron dos tipos de fases de alteración diagenéticas del vidrio en las esferulitas, la primera es el reemplazamiento del vidrio por calcita.

En este caso no se preserva del todo la estructura interna de la esferulita original; en el segundo caso, la alteración diagenética se da de vidrio a arcilla, conservando la estructura interna de la esferulita y apreciándose huecos o espacios que presumiblemente estuvieron vacíos. Parte de las vesículas encontradas en este estudio dentro de las esferulitas indican que estuvieron llenas de gas (fotografía 8, 11, 12), aunque investigaciones recientes calculan que la presión dentro de estas burbujas de gas era casi igual a cero y que tenían un contenido pobre de volátiles (Artemieva *et al.*, 2009). Dentro de algunas esferulitas para ambos tipos de alteración, se identifican fragmentos de vidrio con huellas de presión, como se puede apreciar en las imágenes tomadas en el microscopio petrográfico (fotografías 9, 7).

En las esferulitas pertenecientes a zonas proximales del impacto Smit (1992), (1999), Bohor y Glass (1995), Glass y Burns (1988) identificaron un contenido vítreo silicatado con huellas de presión, con una pequeña fracción de iridio y de elementos del grupo del platino que indican un origen extraterrestre. En las esferulitas del límite Cretácico - Paleógeno se han identificado trazas de vidrio de una fase perteneciente a clinopiroxenos de tipo dendrítico. Este contenido fue reemplazado por feldespatos potásicos secundarios el cual solamente se encuentra en esferulitas depositadas a más de 4000 km desde el punto de colisión llamadas microkristitas. Este tipo de esferulitas solamente se pueden formar, como ya se había mencionado antes, por un fenómeno de impacto. Debemos resaltar que las esferulitas de impacto difieren de las de tipo volcánico con respecto a su elevado contenido de Fe^{+2} , además de tener una mayor concentración en elementos del grupo del platino, que generalmente son mucho más abundantes en los meteoritos que en la corteza terrestre (Koeberl, 1998).

La secuencia de areniscas que sobreyacen a la capa de ejecta sugiere que se depositaron como resultado de un fenómeno de tsunamis. Álvarez (1992^a, 1992^b) sugiere que los tsunamis fueron consecuencia del impacto meteorítico y que sus oleajes debieron viajar a velocidades

del orden de los 500 a 700 km/h, llegando a las costas tiempo más tarde que el material balístico, dependiendo de las distancias que recorrieran. De esta manera los tsunamis llegaron después de que se depositó el material balístico de expulsión (tectitas) que viajaban a velocidades superiores de aproximadamente 3 km/s ~ 1080 km/h.

En el presente estudio se analizaron en el microscopio petrográfico diversas muestras correspondientes a la base de la Formación Méndez y a la secuencia de areniscas calcáreas.

La textura de las Margas Méndez se clasificó como una caliza tipo packestone de foraminíferos planctónicos donde se identificó gran contenido de terrígenos que son el resultado del aporte de la orogenia Laramide que estaba actuando en ese momento, misma que levantó y plegó parte de la corteza exponiendo rocas más basales. En estas rocas son evidentes los fragmentos de cuarzo, algunos feldespatos y arcillas que resultan de la alteración diagenética. Las rocas de tipo packestone generalmente se forman en ambientes de alta energía y en ambientes de plataforma somera y concuerdan con el presumible ambiente al momento del impacto.

La secuencia de areniscas calcáreas se clasificó con base a su contenido de matriz menor a las 30 micras de tipo carbonatado "micrita" así como de su alto contenido en arcillas. Estas capas se clasificaron como wackas, lo cual indica una mezcla de orígenes. Este tipo de rocas se forma en flujos de corrientes turbidíticas que llevaban pequeñas cantidades de arcillas en suspensión, aunque esto también puede suceder en depósitos de tsunami a causa de los mecanismos de alto flujo de corrientes que involucra. Parte del contenido de arcillas puede provenir de alteraciones deposicionales por parte de los feldespatos.

El contenido de estas wackas varía desde líticas, localizadas justo por encima de la capa de esferulitas para ambos afloramientos, a wackas feldespáticas en zonas medias a altas. El

diagrama ternario de Dickinson *et. al* (1988) indica una pertenencia de orógeno reciclado como se puede ver en la figura 45. Es probable que la procedencia de estas capas sea producto de gran transporte de rocas volcánicas, con poco aporte de rocas metamórficas y sedimentarias, como lo indica su alto contenido de cuarzo con extinción recta y bajo contenido de cuarzo metamórficos. Podríamos inferir un posible origen de estas capas para esa temporalidad, al revisar la geología regional de la zona. En ella existen rocas metamórficas tales como esquistos y gneis pertenecientes al Precámbrico, a su vez, existen areniscas de edad Triásica como Jurásica media. Parte de estos materiales probablemente afloraron o se dispersaron como resultado del levantamiento de la orogenia Laramide, y por la erosión. El redondeamiento de sus granos, que en su mayoría son de tipo subredondeados a subangulosos, nos indica desde poco transporte a moderado con relación a su posible fuente de origen.

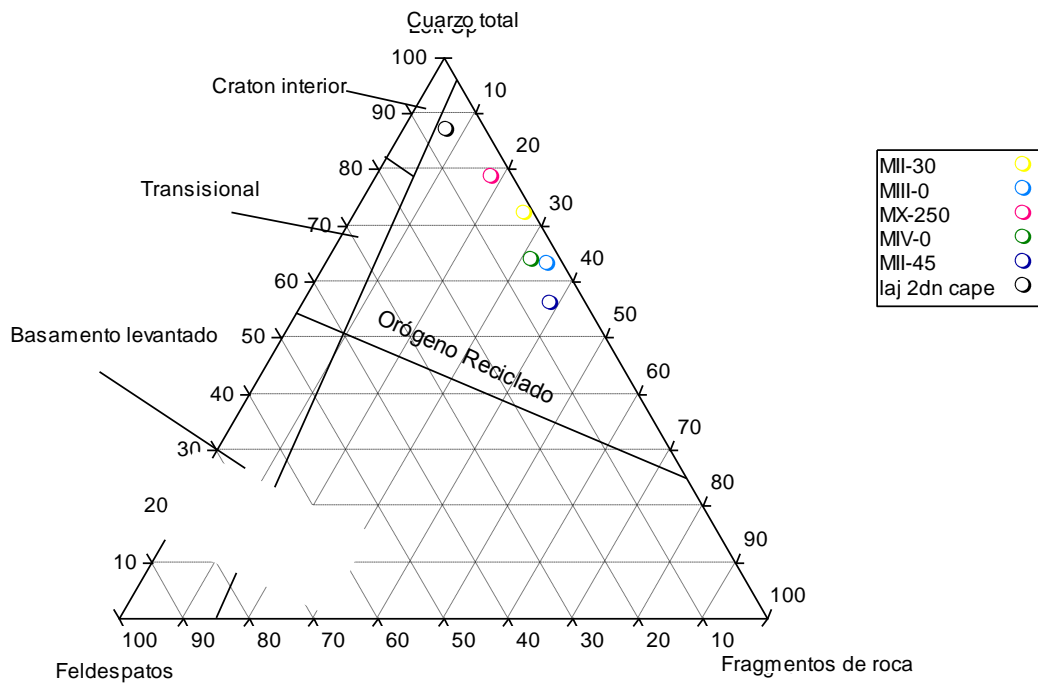


Figura 45. Diagrama de Dickinson et al (1988) utilizada para analizar la procedencia tectónica de las areniscas.

Uno de los significados más importantes de la capa de ejecta, es que marca una interrupción en la sedimentación normal de las margas de la Formación Méndez, esta interrupción comienza tiempo antes de que se depositen las capas de tsunami a causa de la gran velocidad con la que se deposita la capa de ejecta (3km/s) desde el punto de impacto. Las estructuras sedimentarias encontradas como son la estratificación cruzada de bajo ángulo en la capa de ejecta sí como el contacto erosivo que tiene esta capa con la base de la Formación Méndez, indica un flujo rápido que fue erosionando a las margas Méndez y arrastrando parte del contenido fosilífero que se produjo como resultado de la alta energía de la ola que recorría esta plataforma de bajo ángulo y removilizaría la capa de ejecta ya depositada.

En la secuencia de areniscas estudiadas, los depósitos encontrados despliegan características similares a una turbidita como en el caso de La Lajilla. Allí se observaron diversas estructuras dentro de las cuales, las rizaduras localizadas hacia la cima de la secuencia de areniscas mostraron direcciones contrarias de flujos de corriente. Estas representan flujo y reflujo de las olas que, en conjunto, con la secuencia pueden indicar la manifestación de tsunami (figura 27, 28 y 29). En el caso del Mimbrel las rizaduras que están localizadas en la parte superior a las areniscas laminadas son más finas y las inversiones en los flujos de corriente son menos evidentes. Al ser observadas con detalle, las capas con laminación casi paralela que subyacen a las anteriores poseen inclinaciones encontradas y muy suaves posiblemente pertenecientes a mega rizaduras, lo cual podría indicar flujos muy rápidos. Además, en estas capas laminadas se encuentran fragmentos arrastrados pertenecientes a la Formación Méndez. En esta capa Smit, *et. al* (1992) identificaron restos de madera y plantas en la parte más basal de la capa de areniscas, esto explica la intervención del oleaje que erosionó a la Méndez y que trajo consigo material desde el continente hacia la plataforma. Los grandes flujos y reflujos de oleaje de tsunami explicarían la mezcla de diversos materiales que fueron disminuyendo su energía.

Cabe recordar que las turbiditas siempre se generan como parte de un flujo unidireccional que han sido provocado por flujos de gravedad a lo largo de una pendiente marcada y no puede presentar indicadores en direcciones contrarias a la pendiente sobre la cual se desarrollan. Esto contradice la idea de que se trate de una turbidita como lo propone Keller *et. al* (1993, p. 780).

El tamaño de grano en las capas de areniscas va disminuyendo gradualmente desde la base hasta la cima encontrando desde fragmentos de las margas Méndez en la base y fósiles retrabajados en casi toda la secuencia esta gradación es más evidente al ir subiendo estratigráficamente, lo cual también concuerda con flujos de alta energía.

Por otra parte como ya se había mencionado antes, la plataforma que existía en ese momento tenía un ángulo de inclinación bajo. Hoy en día se sabe que la forma de la pendiente de una plataforma submarina es esencial para explicar la depositación de sedimentos producidos por un tsunami. Las costas empinadas o con escalones permiten que las olas lleguen a las costas sin que se eleven demasiado a causa de la pérdida de su energía por la fricción con la marcada pendiente. En cambio en las costas en rampa o con pendientes suaves como en el caso de las zonas pertenecientes a El Mimbral y La Lajilla la energía del tsunami se transmite casi totalmente levantando olas de gran altura que producen grandes inundaciones e incrementando su aporte de sedimentos así como su poder destructivo. Los efectos del tsunami dependen mucho de la configuración costera.

Por otra parte cabe destacar que los flujos de gravedad solamente se presentan en pendientes marcadas lo cual hace suponer que es difícil la formación de depósitos de turbidez en este tipo de plataforma.

En las capas de areniscas se observaron fragmentos de glauconita, lo cual es un indicador de alteración diagenética autigénica por parte de la biotita que es encontrada en muchas de las muestras de areniscas, esta alteración es también un indicador de origen marino. Esta alteración depende en gran medida del contacto entre poros con el agua de mar y del pH de alrededor de 8 con un Eh en los límites de oxidación reducción, lo cual permite la removilización del Fe^{+2} estabilizándose a una estructura de cristal de Fe^{+3} . También, se encontraron fragmentos de clorita lo que indica una alteración autógena de la biotita.

Al ser analizada la aparente segunda capa de esferulitas en la sección de La Lajilla por medio del microscopio petrográfico en este trabajo, se encontró que en dos láminas delgadas de diferentes profundidades de esta misma capa no había ningún contenido esferulítico (fotografía 6), lo cual contradice de alguna manera a la idea de un segundo impacto. La muestra tiene una composición de wacka feldespática que en muestra de mano es muy deleznable y es muy similar a la capa de esferulitas, además de encontrarse altamente intemperizada. En cambio en esta capa, los datos geoquímicos evidencian altos contenidos de bario, óxido de titanio, óxido de hierro, óxido de sodio, óxido de potasio lo cual señala un origen terrígeno y de mucha alteración. En suma al graficar la muestra con sus datos geoquímicos utilizando el diagrama ternario de Al_2O_3 vs $CaO+Na_2O$ vs K_2O (figura 40), resultó ser la muestra que tenía el mayor grado de intemperismo, lo cual hace improbable la ocurrencia de un segundo impacto meteorítico, tiempo después del impacto del Chicxulub, como lo sugeriría Stinnesbeck & Keller (1996). Cabe mencionar que ésta segunda capa, ha sido localizada en diferentes posiciones estratigráficas por diversos autores, lo cual ha sido objeto de interpretaciones diversas.

Al comparar la sección tipo del Kef en Túnez con las secciones del Golfo de México que aquí se estudian, se observó que las anomalías de iridio, las extinciones de muchas especies de

foraminíferos planctónicos y la aparición de nuevas especies reportadas en la literatura especializada, se encuentran bien diferenciadas con respecto a la transición de la capa de esferulitas y de la arcilla del límite Cretácico – Terciario. En cambio esto no sucede en las secciones pertenecientes a las planicies costeras del Golfo de México, pues como se vio en capítulos anteriores sólo en las zonas cercanas pudo llegar la ola de tsunami que depositó gran cantidad de sedimentos acarreados, mezcla de materiales y de bioclastos. Esto explica por qué la capa de iridio de deposición por precipitación lenta de meses hasta años reportada por Álvarez *et. al* (1992) Smit *et.al* (1996) se encuentra encima de las capas de areniscas de deposición rápida u horas. También debido a la proximidad de estas zonas con el evento de impacto, se liberaron grandes cantidades de energía que se reflejaron en muchas zonas cercanas a manera de terremotos que provocaron el sistema de fallamientos, deslizamientos y deformaciones de las rocas Cretácicas pertenecientes al Golfo de México y a sus planicies costeras. Hoy en día se sabe que el impacto del Chicxulub generó el sistema de fallamientos y de la porosidad de las rocas que capturaron el hidrocarburo en la zona de Cantarell.

Parte de la evidencia que apoya la presencia de los depósitos de tsunami a lo largo del Golfo de México es aportada por Shol *et.al*, (1992), al estudiar y modelar los mecanismos que pudieron generar los tsunamis ocurridos en la plataforma de Yucatán hace 65 M. a. Utilizaron datos aproximados de la columna de agua de 200 m para esa temporalidad de la paleogeografía, de la profundidad del cráter, de la velocidad de impacto de 20 km/s y del diámetro del cuerpo impactor de 10 km.

Matsui et al (2002), piensan que las ondas de choque debieron propagarse en la atmósfera, en la corteza, el manto y en el agua marina. Además, que la onda de choque vaporizó instantáneamente tanto el agua como parte del piso oceánico en el punto del impacto. Las ondas de choque causadas por la intrusión del meteorito a la atmósfera y extrusión de material

de ejecta debieron ser la causa de los tsunamis. Esto desarrolló un proceso inducido de generación gradual de tsunamis (*cratering- tsunami*) a causa del regreso y el relleno violento del agua marina dentro del cráter. Este regreso y relleno violento hacia el centro del cráter provocó una gran columna de agua por encima del cráter, que al colapsarse propagó una ola hacia el exterior a manera de tsunami.

Como consecuencia del impacto ocurrieron deslizamientos (*slumping-tsunami*) de material a lo largo de la margen de la plataforma de Yucatán. En Cuba se han visto unidades de aproximadamente 10 m de espesor que muestran características típicas de sedimentos de flujos de gravedad (Takyama *et al.*, 2000). Estas unidades de flujos de gravedad son muy comunes en la Formación Peñalver, así como en otras localidades para la Formación Cacarajicara en Cuba (Kiyokawa *et al.*, 2000). Estas observaciones sugieren que la gran magnitud de los deslizamientos ocurrió en la margen de la plataforma de Yucatán justo después del impacto del K-T.

Los mecanismos de formación de tsunamis para el impacto del K-T los describe Matsui (2002) en cuatro episodios.

1. La onda de choque indujo un tsunami asociado con las altas presiones del aire y el viento generado por el paso del meteorito a través de la atmósfera.
2. Una ola concéntrica formada en el frente de la cortina de ejecta.
3. Después de la formación del cráter se generó del flujo de infiltración y relleno por el agua marina, así como un flujo del agua hacia afuera del cráter (llamados en inglés Rushing Waves y Reciding waves respectivamente), dando lugar a un tsunami.
4. Los deslizamientos de material en el margen de la plataforma de Yucatán que generaron otro tsunami.

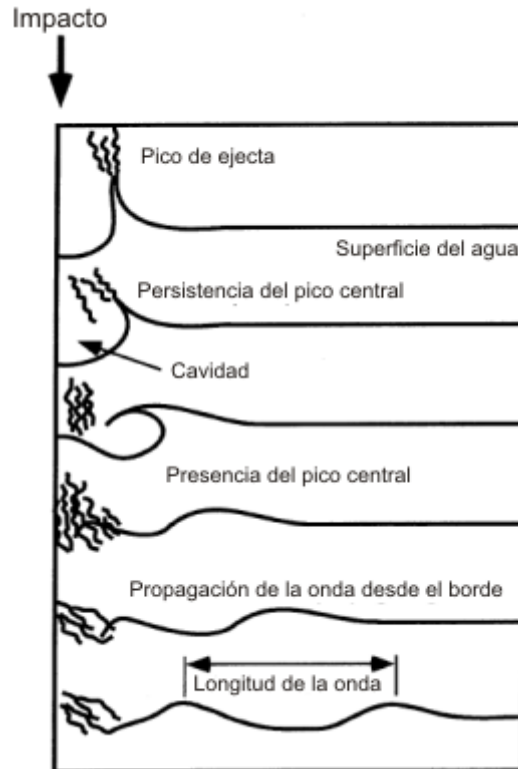


Figura 46. Figura esquemática de la formación de los tsunamis después del momento de impacto meteorítico.

La generación de la ola por parte del primer episodio es insignificante a causa de que el viento generado se dispersaría y se amortiguaría de manera muy rápida por las grandes distancias. Las olas generadas por el segundo episodio fueron modeladas como condiciones iniciales de una ola concéntrica. El tamaño y la velocidad de la ola se estimaron con modelos experimentales hidráulicos de Gault y Sonett (1982). Las olas generadas por el tercer y cuarto episodio pudieron haber sido las más devastadoras, y fueron simuladas basándose en teorías de movimientos de olas no lineales en aguas someras.

Los cálculos numéricos hechos para el “receding wave” indican que la costa de Norte América fue impactada por dos tipos de tsunamis, los de tipo “receding wave” y los “rushing wave”. El

tipo “receding wave” viajó alrededor del golfo a 10 horas después del impacto. En secciones como el Mimbral (en México) y Brazos River (Estados Unidos) el tsunami llegó 10 horas después del impacto. En estas secciones se calculó que la “rushing wave” llegó con una altura de 200 m, que atacó a la costa de Norteamérica y fue reflejada de regreso seguida por la oscilación de olas con una periodicidad de 1 a 2 horas.

Los modelos matemáticos indican que el tsunami generado por el “cratering – tsunami” inundó a Norte América a 300 km más allá de la ensenada del Mississippi. Los cálculos para la ensenada de Río Grande indican que la ola llegó a medir alrededor de 300 m de altura sobre el nivel del mar, promediándolo en más de 150 m.

El tsunami generado por deslizamientos fue mucho menor a los generados por el cratering - tsunami “la cantidad de energía generada por el impacto provocó un verdadero cataclismo en segundos”. Los tsunamis generados por el cráter tienen un gran alcance a diferencia de los generados por deslizamientos que son más locales.

Cada vez se identifican mas 2 tipos de corrientes con al menos 2 direcciones de flujo, alrededor del Golfo de México y es difícil creer que la explicación para casi 1200 Km de costas que representan a 15 afloramientos, desde Alabama, Estados Unidos a Poza Rica y Cuba, en México, se deben solo a corrientes de turbidez, tomando en cuenta también que hace 65 millones de años, la plataforma continental tenía poca inclinación y era casi plana.

Cabe mencionar que en otros estudios publicados para este mismo tema se ha registrado una anomalía de iridio a nivel global, con grandes concentraciones de este elemento, el cual no es común para rocas de origen terrestre, por lo que se asocia a rocas de origen extraterrestre, así como de elementos pertenecientes al grupo del platino (PGE) que han permitido calcular el diámetro del cuerpo impactor en 10 ± 4 km (Álvarez *et. al* 1980).

Las diferencias en la posición estratigráfica de estas anomalías con respecto a la capa de ejecta en secciones distales como en secciones del Golfo de México, se pueden explicar a causa de que el tiempo de la depositación del iridio y de los elementos del grupo del platino fueron de manera gradual, como resultado de la nube de polvo que se generó al destruirse el cuerpo impactor o meteorito. Tanto las capas de esferulitas como los depósitos de tsunami tuvieron una depositación muy rápidas. Por lo que está marcada anomalía se encuentra en la cima de de la secuencia de areniscas. En el caso de las zonas distales la ola del tsunami no pudo llegar a localidades tan alejadas del punto de impacto. Es por esto que aquí se encuentran en el mismo nivel las anomalías de iridio y el contenido esferulítico. En este estudio no se realizaron dichos análisis pero estudios previos han servido de base para apoyar estas anomalías.

En estudios para otras secciones del mundo, el depósito de la capa de esferulitas de zonas distales (Agost y Caravaca en España), indica un claro incremento en la susceptibilidad magnética. Las propiedades magnéticas en estas zonas pertenecen a una fase ferromagnética que probablemente corresponde a la presencia de Mg y a un enriquecimiento en el contenido de Ni, con espinelas altamente oxidadas de origen meteorítico. En cambio en las zonas más cercanas (ODP Hole 1049A, Blake Nose, en el Atlántico Norte) y proximales (El Mimbral y La Lajilla, México) sus propiedades magnéticas son muy diferentes, teniendo una elevada susceptibilidad magnética, asociada con una capa rojiza que se encuentra en la cima de los depósitos siliciclásticos. Para las secciones proximales se asocia con una capa de limonita que se encuentra en la cima de la capa de esferulitas en la localidad del Blake Nose. Con base en análisis geoquímicos se interpretó que estas capas contenían glauconita producto de una removilización diagenética por parte del Fe (Villasante *et. al* 2007). En la secuencia de areniscas de tipo wacka feldespática que se analizó petrológicamente en el presente estudio, se identificaron pequeños fragmentos de glauconita pertenecientes a las partes más elevadas.

En nuestro trabajo, comparando la forma de las curvas de susceptibilidad magnética obtenidas con las curvas reportadas por Villasante *et al* (2007), encontramos lo siguiente:

Para el caso del Mimbrol, se pueden correlacionar al menos tres zonas de anomalías magnéticas similares. En la figura 47 se observan, en aproximadamente las mismas profundidades y la misma litología, tres anomalías aunque la forma de la gráfica obtenida no es exactamente igual y hay ligeras diferencias en la profundidad de cada anomalía. Los datos varían dependiendo del número de muestras tomadas y de la zona en la que se tomaron las muestras, pues no hay que olvidar que el afloramiento no es completamente continuo ni horizontal, además de que presenta ligeros adelgazamientos de los estratos hacia las orillas. Las muestras comparadas representan aproximadamente las mismas profundidades y se nivelaron con base a la capa de ejecta y a la cima de las areniscas.

En las graficas pertenecientes a la zona del Mimbrol, el pico más alto en la susceptibilidad magnética se localiza tanto en la base de la capa de esferulitas como en la cima de estas. Cabe señalar que la capa de esferulitas posee cierta gradación, por lo que la susceptibilidad magnética en esta zona puede ser más elevada si se toma una muestra que esté en contacto con la Formación Méndez. Como ya se había mencionado en el capítulo tres, en la cima de las margas Méndez se han registrado galerías de organismos que vivían justo antes de que se depositara la capa de ejecta, en estas galerías se reportó la presencia de material esferulítico, lo cual podría ampliar el rango de la anomalía en la susceptibilidad magnética dentro de las margas de la Formación Méndez. Como ya se había mencionado, el contenido original de las esferulitas ha sido modificado casi en su totalidad, esto podría indicar una disolución y removilización del contenido silicatado hacia zonas más basales o zonas que se encuentren en contacto con las margas Méndez, pues en su mayoría, las esferulitas han sido reemplazadas por material carbonatado conservando tan solo cantidades inferiores al 5% de su contenido

original. En el caso de El Mimbral se correlacionaron en este estudio tres zonas de aumento en la susceptibilidad magnética, que se encuentran cerca de la cima de las areniscas y en la base de estas. Parte de las anomalías superiores registran un marcado incremento en la susceptibilidad magnética de las capas que están en la base de la secuencia de areniscas y comienza a elevarse a su vez hacia la cima de la secuencia, esto podría deberse en parte a la presencia de glauconita. Haría falta analizar más muestras que pudieran indicar un incremento mayor en esta anomalía a fin de establecer probables relaciones para una mejor interpretación y conclusiones significativas.

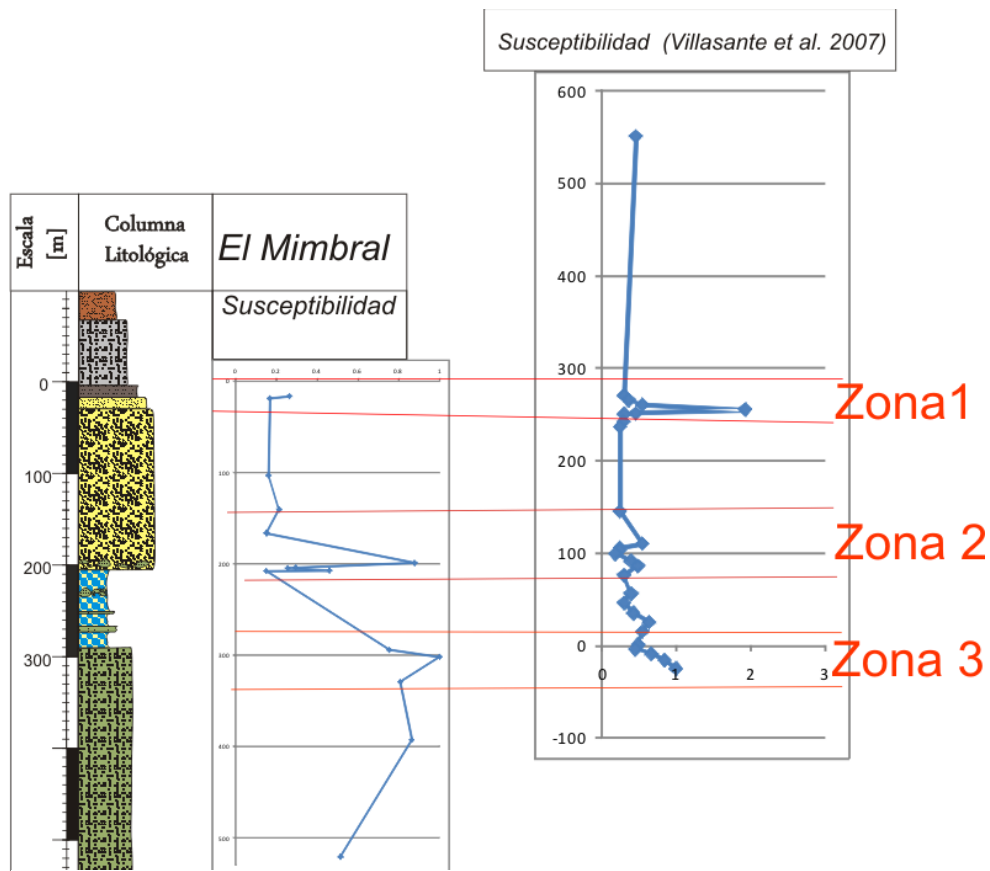


Figura 47. Correlación por medio de susceptibilidad magnética en al menos tres zonas con anomalías magnéticas en la zona de estudio.

En la sección de La Lajilla se encontró una anomalía de susceptibilidad magnética en las capas superiores de la secuencias de areniscas, con otro incremento marcado en la base de la secuencia. Estas gráficas se pueden correlacionar con datos de la sección de El Mimbral en aproximadamente la misma profundidad estratigráfica. Las explicaciones para estas anomalías pueden ser semejantes a las del mimbral por que se ubican en regiones similares y fueron sometidas a los mismos mecanismos de formación. En el caso de La Lajilla cabe resaltar que existen dificultades para conjuntar los datos pertenecientes a las tres zonas de La Lajilla y analizarlos conjuntamente por que cada zona de de esta sección representó una parte diferente de la columna estratigráfica, sin embargo, la disposición del afloramiento permite afirmar que las tres partes de esta sección tienen una relación de continuidad entre sí y que en otro tiempo tuvieron una misma continuidad horizontal y vertical.

Si comparamos en ambas secciones, sus picos de susceptibilidad magnética parecen coincidir en la cima de la secuencia de areniscas que corresponderían a la zona con mayor contenido de elementos del grupo del platino, y que Álvarez, Smit *et. al* (1992), asocian con la deposición de la nube de polvo producida por la vaporización del cuerpo impactor. También en la parte baja de la secuencia de areniscas se identifica en este estudio un incremento en la susceptibilidad magnética, pero es necesaria una mayor cantidad de muestras para relacionar de manera más completa a la capa de esferulitas como a toda la secuencia.

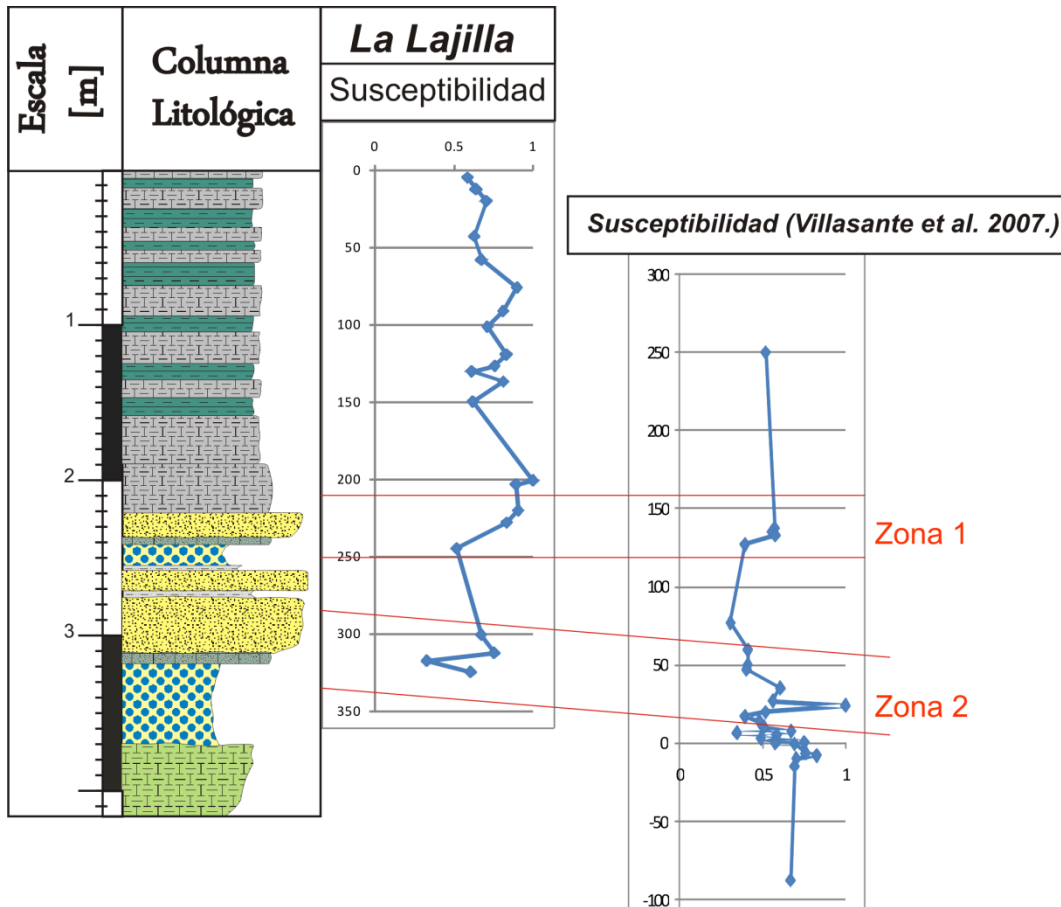


Figura 48. Correlación por medio de susceptibilidad magnética en donde se muestran dos posibles zonas de susceptibilidad magnética.

Los datos geoquímicos pertenecientes al El Mimbral y a la La Lajilla que fueron graficados con anterioridad para este trabajo, se normalizaron utilizando la concentración de aluminio con el objetivo de evitar diferencias derivadas del alto contenido de carbonato (Figuras 49 y 50).

En ambas secciones se aprecia un marcado incremento de Aluminio y de Bario en la supuesta segunda capa de esferulitas para La Lajilla. En el Mimbral este incremento se ubica en la parte central de la capa de esferulitas, lo que puede indicar una removilización diagenética.

López Oliva y Keller (1996) y Keller *et. al* (1997) han reportado para la sección de El Mimbral que cuando se incrementa el contenido de iridio también se presenta un comportamiento similar en el contenido de paladio y de rubidio. Para el presente estudio, se utilizó el análisis con Fluorescencia de Rayos X, con el que se observó un incremento en el contenido de rubidio muy marcado en la cima de las areniscas de la Lajilla con valores máximos del orden de los 45 [ppm] y de 34 [ppm] en El Mimbral. Esto último se debe a que no se analizaron las capas superiores de areniscas, con lo que podría encontrarse un incremento de rubidio similar al encontrado en La Lajilla. La presencia de rubidio podría indicarnos un incremento de iridio que sugeriría un posible origen extraterrestre aunque esto no es concluyente.

Villasante *et al* (2007) han identificado una capa fina de goetita en la cima de la secuencia siliciclástica de El Mimbral y de La Lajilla. Esta capa concuerda con los incrementos en la susceptibilidad magnética encontrada en este trabajo para ambas secciones en el que si se analizaron mayor cantidad de muestras, a diferencia del análisis geoquímico. Al ser la goetita un mineral paramagnético exhibe una magnetización al inducirle un campo magnético. La susceptibilidad magnética también concuerda con la información obtenida a través del análisis de fluorescencia de rayos X en este trabajo, cuyos resultados indican un incremento en el contenido de hierro en algunas capas de la secuencia de siliciclásticos, Esto puede indicar la presencia de goetita o de glauconita y estas a su vez explicarían la presencia de otros elementos de impacto.

La segunda capa de esferulitas analizada para el caso de La Lajilla presenta marcadas diferencias y tiene un notorio incremento en sílice y en el contenido de terrígenos como el óxido de aluminio, óxido de magnesio y óxido de hierro. Este incremento en sílice se debe a que esta capa representa a una arenisca de tipo wacka feldespática altamente alterada y poco consolidada, que presenta al microscopio petrográfico mucho contenido de carbonato y arcilla,

representando el 40% del total de la muestra. En esta muestra también se nota un incremento muy grande de bario, circonio, vanadio, sodio y de rubidio, siendo la muestra con más contenido de rubidio y bario para la lajilla.

Si comparamos la primera capa de esferulitas con la supuesta segunda, las muestras de la primera capa de esferulitas contienen mucho CaO y es la muestra que contiene menos sílice como ya se vio en el análisis petrográfico. Igualmente contiene menos aluminio, además de que esta muestra presenta mayores cantidades de cobre que todas demás, esto es contrario a lo que se observa en la segunda capa.

Al analizar todas las muestras utilizando el diagrama ternario de Nesbit & Young, (1984), se identificó que la supuesta segunda capa de esferulitas es la muestra que contiene una mayor alteración y pertenece a una wacka feldespática. La primera capa de esferulitas y la segunda no guardan relación alguna en su química ni en la petrografía y presentan diferencias muy notorias, por lo tanto la segunda capa esferulítica no tiene un origen de impacto, aunque tal vez el grado de alteración de la muestra pudo afectar su contenido esferulítico.

Si comparamos la química de la supuesta segunda capa de esferulitas en La Lajilla con la de El Mimbral, se observa que no guardan semejanza alguna en su química más que en los altos contenidos de bario que no es un indicador significativo que sirva establecer una relación determinante entre ellas.

Al comparar la capa de esferulitas de El Mimbral con la de La Lajilla, en diversas láminas delgadas vistas al microscopio petrográfico, se identificó básicamente el mismo material balístico, por lo que pertenecen a los mismos mecanismos de formación. Sin embargo, se encontraron algunas diferencias en su alteración diagenética. En las muestras de El Mimbral se observa una alteración del vidrio a arcilla más marcada que en las de La Lajilla. En La Lajilla las

alteraciones se encuentran, en su mayoría reemplazadas por calcita. En ambas capas se encuentran las mismas alteraciones pero en proporciones distintas entre ellas. Esto podría explicar algunas diferencias en la geoquímica para ambas capas como es el caso del contenido de aluminio y del carbonato. En El Mimbral, el contenido de aluminio, hierro, entre otras se presenta en mayores cantidades lo cual sugiere mayores cantidades de arcillas. En cambio la elevada concentración de carbonato en la capa de ejecta de La Lajilla concuerda con el alto reemplazamiento de calcita.

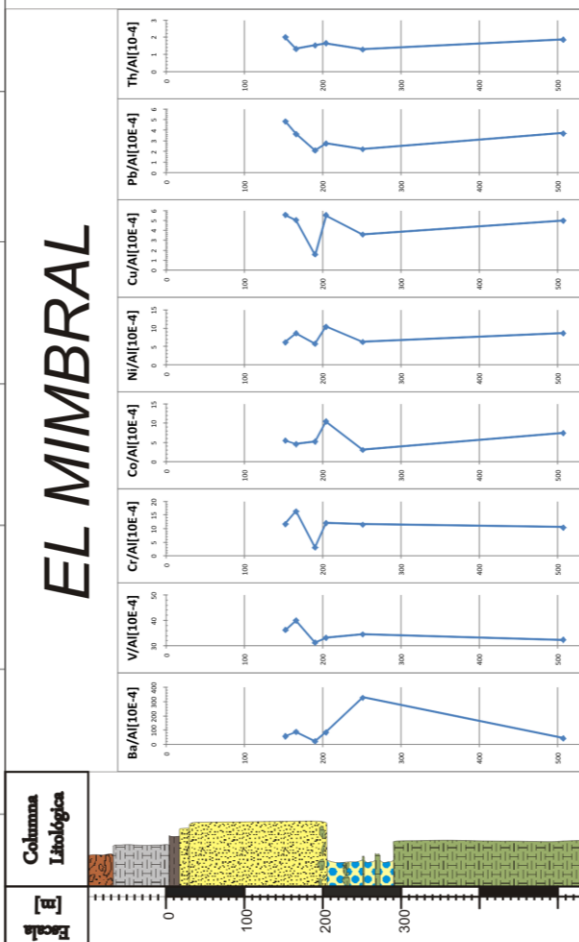
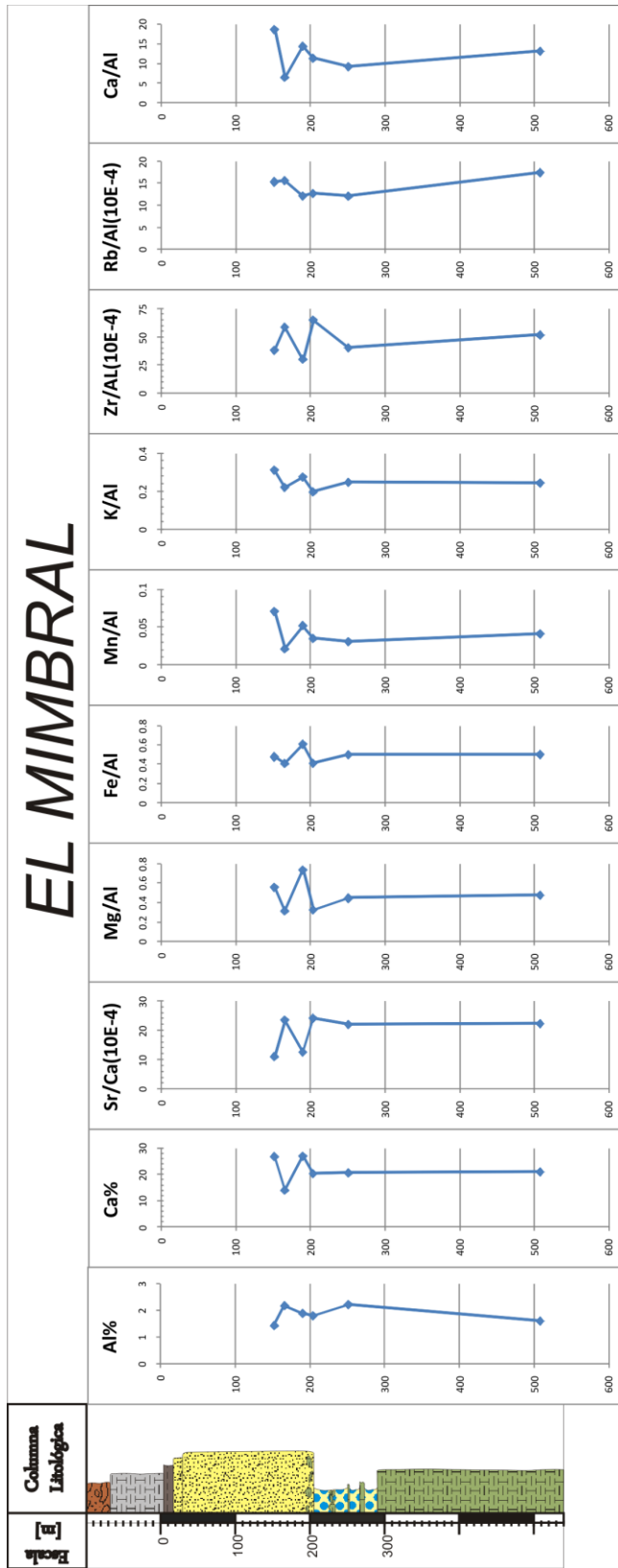


Figura 49. Graficas de contenido de elementos en las muestras correspondientes a la sección de

El mimbral, normalizadas con respecto al aluminio.

La Lajilla

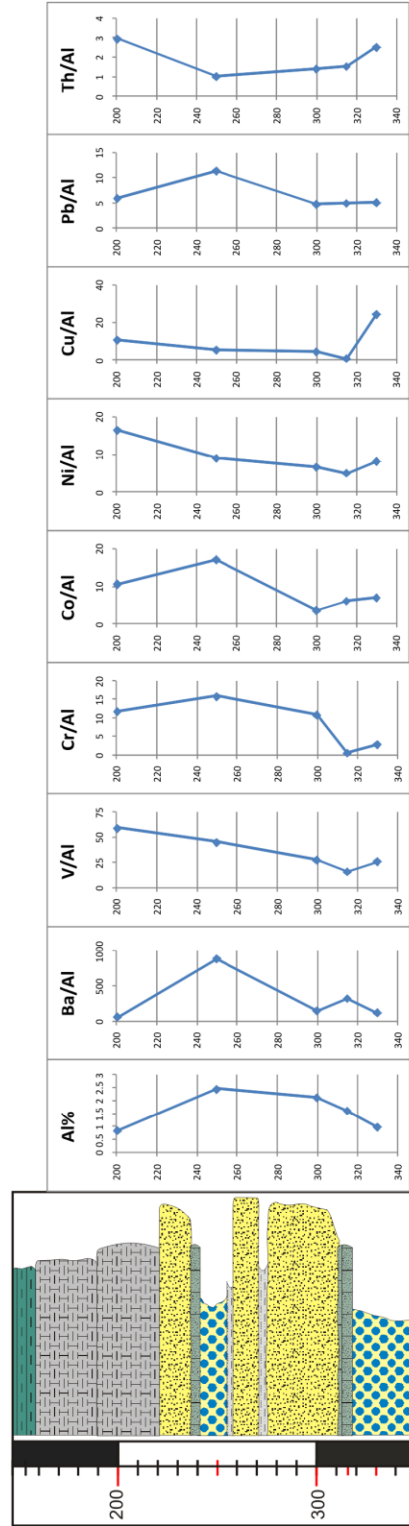
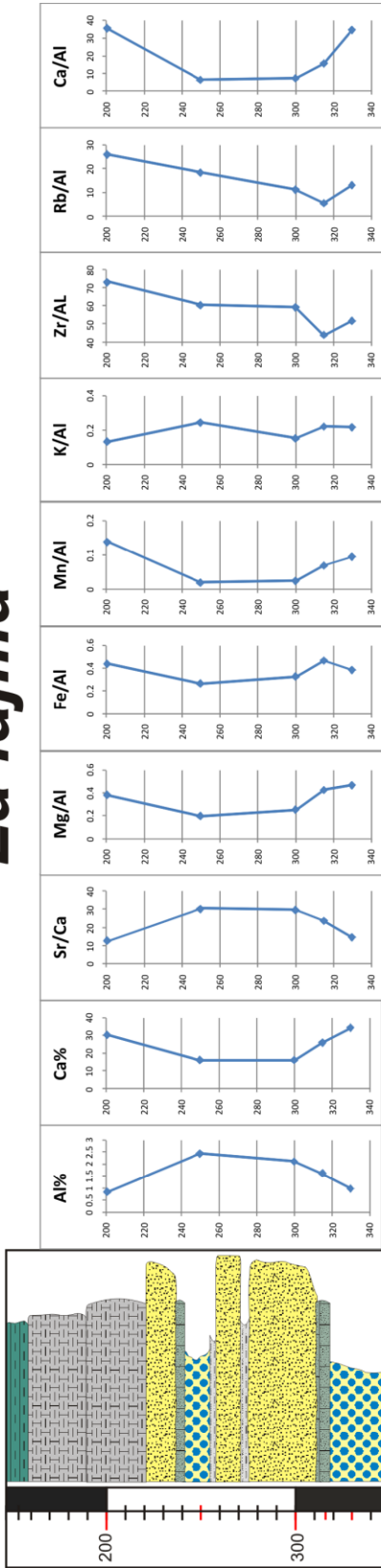


Figura 50. Graficas de contenido de elementos en las muestras correspondientes a la sección de La Lajilla, normalizadas con respecto al aluminio.

VII. Conclusiones

En este proyecto de tesis se investigan dos de las secuencias sedimentarias en el noreste de México que contienen la frontera Cretácico/Paleógeno. Las secuencias estudiadas corresponden a El Mimbral y La Lajilla. Como parte del estudio, se realizó trabajo de campo en las secciones y se prepararon las columnas estratigráficas, se realizaron observaciones sedimentológicas y se colectaron muestras para análisis de geoquímica, petrografía y mineralogía magnética en el laboratorio.

La frontera Cretácico/Paleógeno en las secciones está caracterizada por una capa de esferulitas en la base de las capas de la frontera, entre las capas de la Formación Méndez y de la Formación Velasco. La capa de esferulitas presenta una distribución global, siendo caracterizada en secciones distales en diferentes partes del mundo. En las secciones del Golfo de México las capas de la frontera presentan espesores mayores y mayor variabilidad en los diferentes elementos, que permiten asociaciones con el impacto, formación del cráter y emplazamiento de la ejecta. La capa de esferulitas en las dos secciones de El Mimbral y La Lajilla ha sido investigada en detalle en este estudio.

A continuación se resumen las conclusiones principales de este estudio:

- En la secuencia de El Mimbral se caracteriza básicamente de tres unidades estratigráficas. La primera está representada por la capa de ejecta que tiene un espesor de 20 a 70 cm y que subyace a una secuencia de areniscas de 1.70 a 2 m de espesor.

Una segunda capa de areniscas de 15 cm de espesor sobreyace a la anterior presentando finas rizaduras en al menos dos direcciones.

- La sección de La Lajilla vista de una manera general consta de una capa de esferulitas de 50 cm de espesor que se encuentran subyaciendo a la Formación Méndez seguida de dos capas de areniscas. Existe una delgada y discreta capa de caliza arenosa de 7 cm de espesor que se encuentra separando en contacto erosivo a la primera capa de areniscas de la primera capa de esferulitas.
- La primera capa de areniscas consta de 40 cm de espesor y subyace a una segunda capa de esferulíticas. Esta segunda capa tiene hacia la cima de ésta, una tercera capa de areniscas calcáreas, finalizando en la parte más superficial por la Formación Velasco.
- Al comparar las secuencias de El Mimbral con la de La Lajilla se exhibe gran similitud en los depósitos, variando principalmente en los espesores.
- En la sección de El Mimbral tanto las estructuras sedimentarias como los depósitos de tsunami se presentan en mayor escala que los vistos en La Lajilla.
- La textura encontrada en las areniscas de la secuencia siliciclástica es característica de regímenes de altos flujos y de una mezcla de ambientes lo cual concuerda con la teoría de un tsunami.
- El aporte de terrígenos encontrados en los depósitos de tsunami indica que estos fueron transportados a zonas más profundas hasta depositarse en la cima de las margas Méndez.
- La matriz calcárea presente en la capa de areniscas se formó debido a los intensos flujos que fueron erosionando la plataforma existente provocando en la base de esta secuencia evidencias de clastos angulosos de margas Méndez y el aporte calcáreo de micrita en todas las muestras.

- Parte de los intensos flujos son visibles por medio de las estructuras sedimentarias encontradas y con el contenido fósil, que permite inferir un retrabajo de estos.
- La diferencia clave entre las secciones distales que mencionan algunos autores y las pertenecientes a las planicies costeras del Golfo de México como es el caso del Mimbral y La Lajilla se debe a la compleja secuencia de areniscas que representa a los depósitos de tsunami asociados con el impacto del Chicxulub.
- Los datos generados con modelaciones computacionales hechos por algunos autores, indican la ocurrencia de dos grandes olas de tsunami. La primera por el relleno violento del agua marina que produjo después una ola hacia fuera del cráter; la segunda por deslizamientos de material en la margen de Yucatán hacia el agua marina que produjeron otro tsunami.
- En la primera capa de areniscas analizadas, se encontró una laminación de tipo paralela lo cual indica un flujo de corriente de alta energía que representa al primer oleaje que impacta a las planicies costeras. Los depósitos encontrados tienen características muy similares a turbiditas, pero las capas superiores de las secuencias siliciclásticas de estas secciones contienen rizaduras en diferentes direcciones más evidentes. Esto indica que son resultado de corrientes en al menos dos direcciones, lo cual concuerda con un vaivén de la corriente o flujo y reflujos de tsunami.
- Las esferulitas pertenecientes a la capa de eyecta se formaron al fundirse y vaporizarse los materiales terrestres y extraterrestres que consisten en su mayoría en minerales silicatados donde el vidrio fundido se va moldeando de manera esferoidal o helicoidal.
- Se registraron diversas formas para este tipo de esferulidos al separarlas de su matriz arcillosa con un microscopio estereoscópico y al observarlas con el microscopio petrográfico. La mayoría de estas esferulitas se encontraron fracturadas o aplastadas, lo

que pudo favorecer el proceso de reemplazamiento por parte de la calcita así como de su alteración a arcilla.

- Las formas que presentan las esferulitas debieron ser moldeadas durante el vuelo de estos pequeños cuerpos redondeándose con el vuelo. Cuatro formas de esferulitas fueron identificadas en estas secciones, las de tipo esferoidal, las de forma de lágrima o de cometa, la de forma de racimo y las de forma de pesas u ochos. En varias instancias, estas esferulitas se presentan unidas entre si, a manera de racimo, como se confirmó con los análisis petrográficos de estas capas.
- Se apreciaron dos tipos de fases diagenéticas del vidrio en las esferulitas, la primera es el reemplazamiento del vidrio por calcita. En este caso no se preserva del todo la estructura interna de la esferulita original; en el segundo caso, la alteración diagenética se da de vidrio a arcilla, conservando la estructura interna de la esferulita.
- Parte de las vesículas encontradas dentro de las esferulitas indican que estuvieron llenas de algún gas.
- En el análisis petrográfico se encontró, alteración concéntrica con foliaciones perpendiculares que indican que algunas zonas de las esferulitas estuvieron huecas o rellenas de gas.
- Parte de las vesículas encontradas dentro de las esferulitas indican que estuvieron llenas de gas, esta observación concuerda con el reporte de Artemieva *et al.* (2009).
- El análisis petrográfico confirmó que en el interior de algunas esferulitas se encuentra parte del material original como vidrio con huellas de presión.
- En los análisis tanto petrológicos como geoquímicos realizados a la supuesta segunda capa de esferulitas, se pudo observar que no contenía esferulitas.
- La primera capa de esferulitas como la segunda capa difieren en su composición química y mineralógica, por lo que no se encuentran similitudes que hagan suponer que

pertenece a una misma génesis. Otra posibilidad puede deberse a la gran alteración de esta capa, como se vio en las gráficas pertenecientes al intemperismo químico.

- Al comparar químicamente la supuesta segunda capa de esferulitas con la capa de esferulitas de El Mimbral, no se encuentran similitudes que permitan suponer la pertenencia de una misma génesis.
- La supuesta segunda capa de esferulitas es una arenisca altamente alterada, tipo wacka feldespática intemperizada.
- El análisis de susceptibilidad magnética para las secciones de El Mimbral y La Lajilla, exhiben anomalías similares, lo cual indica una composición similar de las capas analizadas para estas zonas, e igualmente se puede afirmar que ocurrieron mecanismos de sedimentación similares como se observa en las estructuras sedimentarias y en la petrografía.

Bibliografía.

- Adatte, T.,** Stinnesbeck, W., and Keller, G., 1996, "Lithostratigraphic and mineralogic correlations of near K/T boundary clastic sediments in NE de México: Implications for origin and nature of deposition". P. 211 – 226. In: Ryder; g., Fastovsky, D., and Gartner, S., eds., *The Cretaceous – Tertiary Event and other catastrophes in Earth History: Boulder, Colorado, Geológica Society of América Special Peaper 307.*
- Álvarez L. W., Álvarez W.,** Asaro F.y Michel H. V., 1980, "Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinción", *Science*, Vol. 208, p.1095-1108.
- Álvarez W.,** Grajales NJM, Martínez SR, Romero MPR, Ruiz LE, et al. 1992a. "The Cretaceous-Tertiary boundary impacttsunami deposit in NE Mexico". *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs* 24:A331
- Álvarez W.,** Smit J, LowrieW, Asaro F, Margolis SV, et al. 1992b. "Proximal impact deposits at the Cretaceous-Tertiary boundary in the Gulf of Mexico": a restudy of DSDP Leg 77 Sites 536 and 540. *Geology* 20:697–700.
- Artemieva, N.,** Morgan J., 2009, "Modeling the formation of the K-Pg boundary layer", *Icarus* p. 1-52.
- Alvarez, W.,** Claeys, P. and Kieffer, S. W., 1995, "Emplacement of Cretaceous-Tertiary boundary shocked quartz from Chicxulub crater": *Science*, v. 269, p.930-935.
- Berger A.,** LoutreMF, DehantV. 1989. "Influence of the changing lunar orbit on the astronomical frequencies". *Paleoceanography* 4:555–64
- Berggren W. A.,** Kent DV, Flynn JJ, Van Couvering JA. 1985. "Cenozoic geochronology". *Geol. Soc. Am. Bull.* 96:1407–18
- Bohor, B. F.,** 1996, "A sediment gravity Flow hypothesis for siliciclastic units at the K/T boundary, northeastern México". P. 83 – 196 in :: Ryder; G., Fastovsky, D., and Gartner, S. eds., *The*

Cretaceous - Tertiary Event and Other Catastrophes in Earth History: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 307.

Bohor BF, Glass BP. 1995. Origin and diagenesis of K/T impact spherules—from Haiti to Wyoming and beyond. *Meteoritics* 30:182–198.

Carrasco, V. B., 1996, “Bioestratigrafía del Mioceno en el área de Matamoros, Tamaulipas y su aplicación a la reinterpretación de datos geofísicos locales”: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, XVIII (1 Y 2), 13-39.

Cedillo, E., y Grajales, J. M., 1997, “Las rocas de impacto del Cráter y el Chicxulub y el límite Cretácico-Terciario en México y áreas vecinas de América del norte y el Caribe: Extinción masiva del Límite Cretácico- Terciario; mitos y realidades”. Unión Geofísica Mexicana. Monografía No. 4, p. 156.

Christensen, L., Fregerslev, S., Simonsen, A., Thiede J., 1993. “Sedimentology and depositional environment of lower Danish Fish clay from Stevens Klint, Denmark”. Bull, Geol., Soc., Denmark 22: 193-212.

Connors, M., Hildebrand, A., Pikington, M., Ortiz, C., Chavez, R., Urrutia, J., Graniel, E., Camara, A., Vasquez, J. y Halpenny, J., 1996, “Yucatán Karst features and size of Chicxulub crater”: geophysics, J. Int., vol. 127, p. F11-F14.

Cowie, J. W., Zieger, W., Remane J., 1989. “Stratigraphic Commission accelerates progress”, 1984-1989. Episodes 112:79-83.

Dence M. R., 1972, “The nature and significance of terrestrial impact structures”, Intl. Geol. Congr., 24th, Montreal, Canadá, Proc., Sect. Vol. 15, p. 77- 89. 130, 275 – 278.

Desor E., 1846. “Sur le Terrain Danien, nouvel étage de la craie”. Bull. Soc, Geol. Fr. 4: 181.

Dickinson, W. R. 1988. “Provenance and sediment dispersal to paleotectonics and paleogeography of sedimentary basin”. In K. L. Kleinspehn and C. Paola (eds.), New perspectives in basin análisis. Springer-Verlag, New York, 3-25.

- Dott, R. H., Jr.**, 1964. "Wacke, greywacke and matrix-What approach to immature sandstone classification?" *J. Sed. Petrology*, 34, 625-632.
- Dunham, R. J.** 1962. "Classification of carbonate rocks according to depositional texture", p.108-121. *In* W.E. Ham (ed.), *Classification of Carbonate Rocks*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 1.
- Evans y Heller**, 2003, "Environmental magnetism: principles and applications of enviromagnetics"; Ed., Academic press, EEUU, 299 p.
- Folk, R. L.** 1962. "Spectral subdivision of limestone types", p. 62-84. *In* W. E. Ham (ed.), *Classification of carbonate rocks*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 1.
- French, Bevan, M.**, 1998, "Traces of Catastrophe. A handbook of shock-metamorphic effects in terrestrial meteorite impact structures". Lunar and Planetary Institute, 1998. pp.120.
- Gartner S.** 1996. "Calcareous nannofossils at the Cretaceous-Tertiary boundary". *In* *Cretaceous-Tertiary Mass Extinctions*, ed. N Macleod, G Keller, pp. 27-48. New York:Norton.
- Gault, D.E.**, and Sonett C.P., 1982, Laboratory simulations of pelagic asteroidal impact: Atmospheric injection, benthic topography, and the surface wave radiation field, *in* Silver, L.T., and Schultz, P.H., eds., *Geological implications of impacts of large asteroids and comets on the earth*: Geological Society of America Special Paper 190, p. 69-92.
- Glass BP**, Burns CA. 1988. Microkrystites:a new term for impact-produced glassy spherules containing primary crystallites.*Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* 18:455-58.
- Grajales, N., J., M.**, 2001 "Orígenes, diagénesis e importancia petrolera de la secuencia carbonatada del límite Cretácico-Terciario en el sureste de México". Tesis doctoral., Instituto de Geología., UNAM, México D. F., 240p.
- Grieve, R. A. F.**, Pilkington M., and Parmentier E., 1990, "Large impact basins and the early earth", (abstract). *En* Intl. Workshop on meteorite impact on the early earth, p. 18-19. Perth, Australia.

- Groot J., J.**, de Jonge RBG, Langereis CG, ten Kate WGHZ, Smit J. 1989. "Magnetostratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary at Agost (Spain)". *Earth Planet. Sci. Lett.* 94:385–97
- Guzmán E.J.**, 1956 "Bosquejo geológico de las regiones Noreste, Este y de la Meseta central de México, en XX Congreso Geológico Internacional, Excursiones A-14 y C-6, Estratigrafía del Cenozoico y del Mesozoico a lo largo de la Carretera entre Reynosa, Tamaulipas y México, D.F.": México, Universidad Nacional Autónoma de México, 11-36.
- Harris, B. A.**, 1952, "Ejemplos de afallamientos en el Distrito Noreste de México": Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, IV (7 y 8), 297-302.
- Hildebrand, A.**, Pendfield, G., Kring, D., Pilkington. M., Camargo, A., Jacobsen, S. and Boynton, W., 1991, "Chicxulub crater; a possible Cretaceous-Tertiary impact crater on the Yucatan peninsula, México": *Geology*, v.19, p. 867-871.
- Hildebrand, A.**, Pilkington, M., Ortiz, C., Chavez, R., Urrutia, J., Connors, M., Graniel, E., Camara, Z., Halpenny, J., y Niehaus, D., 1998, "Mapping Chicxulub crater structure with gravity and seismic reflection data, en: Meteorites": Flux with Time and Impact Effects, Geological Society, Special, Publication, London, vol. 140, p. 153-173.
- Huber BT.** 1992. "Upper Cretaceous planktic foraminiferal biozonation for the austral realm". *Mar. Micropaleontol.* 20:107–28
- Kate W. G. T.**, Sprenger A. 1993. "Orbital cyclicities above and below the Cretaceous/ Paleogene boundary at Zumaya (N Spain), Agost and Rellou". *Sediment. Geol.* 87:69–101
- Keller, G.**, and Stinnesbeck, W., and Lopez – Oliva, J.G., 1994, "Age, deposition and biotic effects of the Cretaceous/Tertiary boundary event at the arroyo El Mimbral, NE México": *Palios*, v.9, p. 144 – 157.
- Keller G.** 1988. "Extinction, survivorship and evolution of planktic foraminifera across the Cretaceous/Tertiary boundary at El Kef, Tunisia". *Mar. Micropaleontol.* 13:239–63

- Keller G**, Stinnesbeck W. 1996. "Sea-level changes, clastic deposits, and mega tsunamis across the Cretaceous Tertiary boundary". See Gartner 1996, pp. 415–50
- Keller, G.**, Lopez Oliva J. G., Stinnesbeck W., and Adatte T. 1997. "Age, stratigraphy and deposition of near K/T siliclastic deposits in Mexico: Relation to bolid impact?". GSA Bulletin 109: 410-428.
- Kent D. V.**, 1977. "An estimate of the duration of the faunal change at the Cretaceous-Tertiary boundary". *Geology* 5:769–71
- Kiyokawa, S.**, Tada, R., Oji, T., Tajika, E., Nakano, Y., Goto, K., Yamamoto, S., Takayama, H., Toyoda, K., Rojas, R., Gracia, D., Iturralde-Vinent, M.A., and Matsui, T., 2000, More than 500m thick K/T boundary sequence: Cacarajicara formation, Western Cuba. Impact related giant flow deposits [abs.], in Catastrophic events and mass extinction: Impacts and beyond: Houston, Texas, Lunar and Planetary Institute, LPI Contribution No. 1053, p. 100–101.
- Koleberl C.** 1998. "Identification of meteoritic components in impactites. In Meteorites": Flux whit the time and impact effects, ed. MM Grady, R Hutchinson, GJH Mc Call, DA Rothery, Spec. Pub. 140: 133-53 London: Geol. Soc. 278pp.
- López Oliva, J., Guadalupe.**, 1996, "Stratigraphy of the cretaceous/Tertiary (K/T) boundary transition in northeastern and east-central Mexico"; A dissertation presented to the Faculty of Princeton University in candidacy for degree of Doctor of Philosophy., p. 60- 66.
- Lopez Oliva J. G.**, and Keller G. 1996. "Age and stratigraphy of near K/T siliclastic deposits in norestern Mexico". In *The Cretaceous-Tertiary boundary event and other catastrophes in Earth history*, edited by Ryder G., Fastovsky D., and Gartner S. GSA Special Paper #307. Boulder, Colorado: Geológical Society of America. pp. 227-242.
- Luterbacher HP**, Premoli Silva I. 1964. "Biostratigrafia del limite cretaceo-terziario nell'Appennino centrale". *Riv. Ital. Paleontol. Stratigr.* 70:67–128.

- Matsui T.**, Inamura, F., Tajika, E., Nakano, Y., Fujisawa, Y. 2002, "Generation and propagation of a tsunami from the Cretaceous-Tertiary impact event". Geological Society of America, Special Paper 356. p 69-77.
- Morgan J Y Warner M.**, 1999 "Chicxulub: The third dimension of a multi-ring Impact basin", *Geology*, vol. 27, No. 5, p. 407-410.
- Melosh H. J.**, 1988, "Global Cratering. A geological process". Oxford University Press, Inc., New York., p.245.
- Melosh H. J.**, Ivanov B. A., 1999, "Impact Crater Collapse". Annual review. Earth Planet., p.410-411.
- Montanari A**, Hay RL, Alvarez W, Asaro F, Michel HV, et al. 1983. "Spheroids at the Cretaceous-Tertiary boundary are altered impact droplets of basaltic composition". *Geology* 11:668–71
- Montanari A.** 1990. "Authigenesis of impact spheroids in the K/T boundary clay from Italy": New constraints for high-resolution stratigraphy of terminal cretaceous events. *J. Sediment. Petrol.* 61:315–39.
- Morgan J.**, Warner M., Brittan J., Buffler R., Camargo A., 1997. "Size and morphology of the Chicxulub impact crater". *Nature* 390: 472-76.
- Nederbragt A. J**, Koning JA. 1994. "Morphologic variation in Turonian to Maastrichtian *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg)". *Proc. K. Ned. Akad. Wet.* 97:429–44.
- Nesbit B. K.**, Young, G. M., 1984, "Predictio of some wathering trends of plutonic and volcanic rocks based upon thermodynamic and kinetic considerations". *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 1523-1534.
- Officer C. B.**, Page J. 1996. "The Great Dinosaur Extinction Controversy". Helix Books, Reading, MA: Addison-Wesley. 209 pp.

- Ortiz A.**, Obilla., Tolson G., 2004, "Interpretación estructural de una sección sísmica en la región Arcabuz- Culebra de la Cuenca de Burgos, NE de México"., *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 21, Nnúm. 2, p:226-235.
- Pardo A.**, Ortiz N, Keller G. 1996. "Latest Maastrichtian and Cretaceous-Tertiary boundary foraminiferal turnover and environmental changes at Agost, Spain". See Gartner 1996, pp. 139–72
- Percival S. F.**, Fischer AG. 1977. "Changes in calcareous nannoplankton in the Cretaceous-Tertiary biotic crisis at Zumaya, Spain". *Evol. Theory* 2:1–35
- Pilkington M.**, Hildebrand A., 1994."Gravity and Magnetic field modeling and structure of the Chicxulub crater , México": *Journal Geophysical Research*, vol.99, No. E6, p. 13, 147-162.
- Pope, K.**, Ocasmpo, A., y Duller, D., 1991, "Mexican site for the K/T cráter?": *Nature*, vol. 351, p. 105.
- Robin E.**, Boclet D, Bonte P, Froget L, JehannoC, et al. 1991. "The stratigraphic distribution of Ni-rich spinels in Cretaceous-Tertiary boundary rocks at El Kef (Tunisia), Caravaca (Spain) and Hole 761C (Leg 122)". *Earth Planet. Sci. Lett.* 107:715–21
- Romein A. J. T.**, Willems H, Mai H. 1996. "Calcareous nannoplankton of the Geulhemmerberg K/T boundary section, Maastrichtian type area, The Netherlands". See Brinkhuis & Schioler 1996, pp. 231–38.
- Rodriguez, S. E.**, 1969, "Sedimentos del Oligoceno de la Cuenca de Burgos; aspecto regional, en Memoria del Seminario sobre Exploración Petrolera, Mesa Redonda No. 1, Problemas de Exploración de la Cuenca de Burgos": México, D. F., Instituto Mexicano del Petróleo, MR1(2).
- Sharpton, V.**, Burke, K., Camargo, A., Hall, S., Lee, S., Marín, L., Suarez, G., Quezada, J., Spudis, P., y Urrutia, J., 1993, "Chicxulub Multiring Impact Basin: size and other characteristics derived from gravity analysis": *Science*, Vol. 261, p. 1564-1567.
- Simonson B. M.**, Glass B. P., 2004, "Spherule Layers-Records of Ancient Impacts". *Annual rev. Earth Planet.* 32:329-361.

- Smit J.** 1977. "Discovery of a planktonic foraminiferal association between the *Abathomphalus mayaroensis* zone and the "*Globigerina*" eugubina zone at the Cretaceous/ Tertiary boundary in the Barranco del Gredero (Caravaca, SE Spain)": a preliminary report. *Proc. K. Ned. Akad. Wet.* 80:280–301.
- Smit,J.**,1999, "The global stratigraphy of Cretaceous – Tertiary boundary impact ejecta": *Annual Review Earth Planetary Sciences*,.V.27, p.75-113.
- Smit, J.**, Montanari, A., Swinburne, N.H.M., Alvarez, W., Hildebrand, A., Margolis, S.V., Claeys, P., Lowrie, W., and Asaro, F., **1992**, "Tektite bearing deep- water clastic unit at The Cretaceous – Tertiary boundary in northeastern México": *Geology*, v. 20,p.99103.
- Smit J**, Rocchia R. 1996. "Neutron activation analysis of trace elements in the Geulhemmerberg Cretaceous / Tertiary boundary section, SE Netherlands". See Brinhuis & Schioler 1996, pp. 269–274.
- Smit J**, Romein AJT. 1985. "A sequence of events across the Cretaceous-Tertiary boundary". *Earth Planet. Sci. Lett.* 74:155–70.
- Smit, J.**, Roep, T. B., Alvarez, W., Montanari, A., Claeys, P., Grajales-Nishimura, J. M. and Bermúdez, J., **1996**, "Coarse-grained, clastic sandstone complex at the K/T boundary around the Gulf of México: Deposition by tsunami waves induced by the Chicxulub impact". P. 151 – 182. In : Ryder; G., Fastovsky, D., and Garther, S., eds., *The Cretaceous – Tertiary Event and Other Catastrophes in Earth History*: Boulder.
- Smit J**, AlvarezW, Claeys P, Montanari A, Roep TB. 1994. "Misunderstandings regarding the KT boundary deposits in the Gulf of Mexico". See Montanari 1994, p. 116
- Sohl, N.F.**, Martinez, R.E., Salmeron-Urena, P., and Soto-Jaramillo, F., 1991, Upper Cretaceous, *in* Salvador, A. ed., *The Gulf of Mexico Basin*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, *Geology of North America*, v. J, p. 205–244.

- Stinnesbeck, W.**, López Oliva J. G., Adatte T. y Keller G., 2000. "El Límite Cretácico – Terciario (K/T) en el Noreste de México", Libro Guía. 22- 23 julio, 2000. p31.
- Stinnesbeck W**, Keller G, Adatte T, Oliva JGL, MacLeod N. 1996. "Cretaceous-Tertiary boundary clastic deposits in northeastern Mexico: impact tsunami or sealevel lowstand?", See Gartner 1996, pp. 471–518
- Stöffler, D.**, 1971. "Density of minerals and rocks under shock compression"., Landolt-Börnstein - Group V Geophysics, Volume 1^a. pp 181-183.
- Surendra, V.**, Lozano, R., Girón, P., y Velasco, F., 1996, "Calibración preliminar de FR-X para análisis cuantitativo de elementos traza en rocas ígneas": Actas INAGEQ, vol 2, p. 237-242.
- Takayama, H.**, Tada, R., Matsui, T., Iturralde-Vinent, M.A., Oji, T., Tajika, E. Kiyokawa, S., Garcia, D., Okada, H., Hasegawa, T., and Toyoda, K., 2000, "Origin of the Peñalver Formation in northwestern Cuba and its relation to K/T boundary impact event": Sedimentary Geology, v. 135, p. 295–320.
- Thompson R.**, y Oldfield F., 1986, "Environmental Magnetism"; 1a ed., Ed., Allen and Unwin, London, p 227.
- Tucker M.E.**, Wright P., 1990, "Carbonate Sedimentology", edit. Blackwell Science, p. 47 a 99.
- Urrutia Fucugauchi, J.**, Alva Valdivia, L., M. Y Espíndola, C., 1997, "El límite Cretácico Terciario y El Cráter Chicxulub": Monografía No. 4, Unión Geofísica Mexicana, p. 137-146.
- Vera Sanchez P.**, Sharpton V. L. y Shuaraytz B. C., 1993, "Petrological characterization of melt rocks of the Chicxulub multiring impact basing", Papers presented at the Ninth Annual Summer Inter Conference, Agosto 19, Houston, Texas, p. 67- 69.
- Vera Torres, J.A.**, 1994. "Estratigrafía, Principios y Métodos". Editorial Rueda, Madrid, p307.

Villasante Marcos V., Martinez Ruíz F., Osete M. L., Urrutia Fucugauchi J. 2007., "Magnetic characterization of Cretaceous-Tertiary boundary sediments". *Meteoritics & planetary Science* 42, Nr 9, pp 1505 – 1527.