



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA**

**Cuenca de impacto Chicxulub, plataforma de Yucatán:
secuencia carbonatada paleógena, pozo Yaxcopoil-1**

TESIS

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
DOCTORADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA ESTRATIGRAFÍA**

PRESENTA:

JUANA ELIA ESCOBAR SÁNCHEZ

DIRECTOR DE TESIS:

**DR. JAIME URRUTIA FUCUGAUCHI
INSTITUTO DE GEOFÍSICA**

Ciudad Universitaria, Cd. Mx

Diciembre 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

"Cuenca de impacto Chicxulub, plataforma de Yucatán: secuencia carbonatada paleógena, pozo Yaxcopoil-1"

INDICE	Pág.
Jurado de examen.	I
Índice de figuras.	II
Índice de tablas.	III
Resumen.	VI
I. INTRODUCCIÓN.	1
I.1 Objetivos.	2
I.1.1 Objetivo general.	2
I.1.2 Objetivos específicos.	2
I.2 Antecedentes.	3
II. GENERALIDADES.	6
II.1 Localización.	6
II.2 Clima.	7
II.3 Hidrogeología de la Península de Yucatán.	8
II.3.1 Relación con el anillo de cenotes y la geohidrología en la península.	8
II.4 Características fisiográficas de la Península de Yucatán.	11
II.4.1 Provincias fisiográficas.	12
II.5 Estratigrafía y geología estructural de la región.	14
II.5.1 Secuencia sedimentaria de Evaporitas Yucatán	15
II.5.2. Secuencia de la Brecha de impacto.	15
II.5.2.1 Roca fundida.	16
II.5.3 Cenozoico.	17
II.5.3.1 Secuencia marina del Paleoceno.	17
II.5.3.2 Secuencia marina del Eoceno.	17
II.5.3.3 Secuencia marina del Oligoceno.	18
II.5.3.4 Secuencia marina del Neógeno.	18

II.5.3.5	Secuencia marina del Mioceno.	18
II.5.3.6	Secuencia marina del Plioceno.	19
II.5.3.7	Secuencia continental del Cuaternario.	19
II.5.3.8	Secuencia marina del Cuaternario.	19
II.5.4	Geología estructural.	19
II.5.4.1	Zona de fracturas Holbox.	20
II.5.4.2	Zona de falla Chemax – Catoche.	20
II.5.4.3	Falla Ticul.	21
II.5.4.4	Zona de falla Río Hondo.	21
III.	METODOLOGIA.	23
III. 1	Muestreo del Pozo del Yaxcopoil-1.	23
III.2	Submuestreo.	25
III.3	Criterios para la descripción de núcleos.	26
III.3.1	Cambios de coloración.	26
III.3.2	Parámetros texturales.	28
III.3.2.1	Clasificación basada con la textura de depósito.	28
III.3.2.2	Clasificación de Dunham de rocas carbonatadas.	30
III.3.2.3	Clasificaciones utilizadas por cambios diagenéticos.	32
III.3.3	Matriz y cementantes.	33
III.3.4	Límites en la estratificación.	35
III.3.5	Porosidad y posibles muestras de aceite.	35
III.4	Muestreo de las unidades litoestratigráficas del pozo Yaxcopoil-1.	37
III.4.1	Técnicas de tinción para carbonatos.	38
III.4.2	Estudio de elementos mayores y traza.	39
III.4.3	Difracción de rayos x.	40
III.4.4	Determinaciones de muestras micropaleontológicas.	40
IV.	Resultados de las unidades carbonatadas de la columna paleógena del pozo Yaxcopoil-1.	41
IV.1	Descripción general de la columna litológica	41
IV.2.	Caracterización de las microfacies carbonatadas.	43
IV.2.1	Microfacies 1 (Mcf1). Mudstone a wackestone de foraminíferos planctónicos. (785.50 m– 792.17 m).	43

IV.2.1.1 Petrografía correspondiente a la Mcf1	44
IV.2.2 Microfacies 2 (Mcf2). Brechas interestratificadas en facies de grano fino. (770.54 m - 785.50 m).	46
IV.2.2.1 Petrografía correspondiente a la Mcf2.	48
IV.2.3 Microfacies 3 (Mcf3). Mudstone a wackestone de bioclastos con intercalaciones de brechas (740.42 m - 770.54 m).	50
IV.2.3.1 Petrografía correspondiente a la Mcf3.	52
IV.2.4 Microfacies 4 (Mcf4). Wackestone a mudstone de foraminíferos planctónicos con bioclastos. (722.86 m - 740.42 m).	54
IV.2.4.1 Petrografía correspondiente a la Mcf4.	57
IV.2.5 Microfacies 5 (Mcf5). Wackestone a packstone de foraminíferos planctónicos y bentónicos. (699.08 - 722.86 m).	58
IV.2.5.1 Petrografía correspondiente a la Mcf 5.	60
IV.2.6 Microfacies 6 (Mcf6). Calciruditas de wackestone a packstone de foraminíferos planctónicos y bioclastos. (659.20 m - 699.08 m).	62
V.2.6.1 Petrografía correspondiente a la Mcf 6.	64
IV.2.7 Microfacies 7 (Mcf7). Wackestone a packstone de foraminíferos planctónicos y bioclastos. (643.48m - 659.20m).	66
IV.2.7.1 Petrografía correspondiente a la Mcf 7.	67
IV.2.8 Microfacies 8 (Mcf8). Wackestone a packstone arcilloso interestratificados con pedernal. (611.50m – 643.48m).	68
IV.2.8.1 Petrografía correspondiente a la Mcf 8.	71
IV.2.9 Microfacies 9 (Mcf9). Wackestone a packstone de bioclastos y calcilita. (529.89 m – 611.50 m).	72
IV.2.9.1 Petrografía correspondiente a la Mcf 9.	74
IV.2.10 Microfacies 10 (Mcf10). Wackestone a packstone de bioclastos con foraminíferos planctónicos. (494.96 m – 529.89 m).	77
IV.2.10.1 Petrografía correspondiente a la Mcf 10.	79
IV.2.11 Microfacies 11 (Mcf11). Wackestone de foraminíferos planctónicos y bioclastos. (435.48 m – 494.96 m).	80
IV.2.11.1 Petrografía correspondiente a la Mcf 11.	82
IV.2.12 Microfacies 12 (Mcf12). Wackestone a packstone de bioclastos con matriz silicificada. (404.01 m – 435.48 m).	84
IV.2.12.1 Petrografía correspondiente a la Mcf 12.	87

IV.3 Variaciones de los grupos geoquímicos.	89
IV.3.1 Resultados obtenidos por elementos químicos mayores.	89
IV.3.2 Resultados de los elementos traza.	91
IV.3.3 Resultados de la mineralogía por difracción de rayos X.	96
V. Discusión de microfacies obtenidas en el pozo Yaxcopil-1 de la secuencia paleógena.	97
V.1 Microfacies de Mudstone a wackestone de foraminíferos planctónicos.	97
V.1.1 Análisis sedimentológicos.	97
V.1.2 Análisis petrográfico y bioestratigráfico.	98
V.2 Microfacies de brechas interestratificadas en facies de grano fino.	99
V.2.1 Análisis sedimentológicos.	99
V.2.2 Análisis petrográfico y bioestratigráfico.	100
V.3 Mudstone a wackestone de bioclastos con intercalaciones de brechas.	101
V.3.1 Análisis sedimentológicos.	101
V.3.2 Análisis petrográfico y bioestratigráfico.	102
V.4 Wackestone a mudstone de foraminíferos planctónicos con bioclastos.	103
V.4.1 Análisis sedimentológicos.	103
V.4.2 Análisis petrográfico y bioestratigráfico.	104
V.5 Wackestone a packstone de foraminíferos planctónicos y bentónicos.	104
V.5.1 Análisis sedimentológicos.	104
V.5.1.1 Procedencia de sílice.	105
V.5.1.2 Factores que controlan la precipitación y disolución de sílice.	106
V.5.2 Análisis petrográfico y bioestratigráfico.	108
V.6 Calciruditas de wackestone a packstone de foraminíferos planctónicos y bioclastos.	109
V.6.1 Análisis sedimentológicos.	109
V.6.2 Análisis petrográfico y bioestratigráfico.	110
V.7 Wackestone a packstone de foraminíferos planctónicos y bioclastos.	111
V.7.1 Análisis sedimentológicos.	111
V.7.2 Análisis petrográfico y bioestratigráfico.	112
V.8 Wackestone a packstone arcilloso interestratificados con pedernal.	113
V.8.1 Análisis sedimentológicos.	113

V.8.2 Análisis petrográfico y bioestratigráfico.	115
V.9 Wackestone a packstone de bioclastos y calcilutita.	116
V.9.1 Análisis sedimentológicos.	116
V.9.2 Análisis petrográfico y bioestratigráfico.	116
V.10 Wackestone a packstone de bioclastos con foraminíferos planctónicos.	117
V.10.1 Análisis sedimentológicos.	117
V.10.2 Análisis petrográfico y bioestratigráfico.	118
V.11 Wackestone de foraminíferos planctónicos y bioclastos.	118
V.11.1 Análisis sedimentológico.	118
V.11.2 Análisis petrográfico y bioestratigráfico.	119
V.12. Wackestone a packstone de bioclastos con matriz silicificada.	119
V.12.1 Análisis sedimentológico.	119
V.12.2 Análisis petrográfico y bioestratigráfico.	119
V. 13 Variaciones de los grupos geoquímicas.	121
V.14 Modelo de evolución de la cuenca de impacto en la secuencia de edad paleógena situada en el pozo Yaxcopoil-1.	125
VII CONCLUSIONES.	130
VIII REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.	132
IX ANEXOS.	143



Of. No. PCT/ELFM/67811

Asunto: Aprobación de tema, asesor de tesis
y cambio de jurado para examen de grado.

JUANA ELIA ESCOBAR SÁNCHEZ

Estudiante de Doctorado
Presente,

El Comité Académico del Posgrado, reunido en sesión ordinaria el 28 de junio del año en curso, aprobó el tema de tesis titulado "Cuenca de impacto Chicxulub, plataforma de Yucatán: Secuencia carbonatada paleógena, Pozo Yaxcopoil-1". Así mismo ratificó al Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi como asesor del mismo y designó a los siguientes investigadores como jurado para su examen de grado.

Dr. José María Chávez	Presidente
Dr. Manuel Grajales Nishimura	Vocal
Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi	Secretario
Dr. Marcelo Aguilar Piña	Suplente
Dr. Rafael Barboza Gudiño	Suplente

Sin otro particular por el momento, reciba un saludo cordial.

Atentamente,
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Ciudad Universitaria, a 25 de julio de 2011.
COORDINADORA DEL PROGRAMA

DRA. ELSA LETICIA FLORES MÁRQUEZ

ELFM'Imf

ÍNDICE DE FIGURAS

Capítulo	Página
II.1 Ubicación de la península de Yucatán.	6
II.2 Cartas de climas para la región de la Península de Yucatán.	7
II.3 Localización del anillo de cenotes.	10
II.4 Límites naturales al sur de la Península de Yucatán.	12
II.5 Regiones fisiográficas de la Península de Yucatán.	13
II.6 Rasgos estructurales mayores de la Península de Yucatán.	16
II.7 Columna estratigráfica generalizada para la península de Yucatán.	22
III.8 Ubicación del pozo Yaxcopoil-1.	23
III.9 Clasificación de calizas, según Dunham y Folk.	29
III.10 Representación de sedimentos de grano fino.	31
III.11 Modelos que explican la formación de texturas microesparíticas.	34
IV.12 Descripción de la columna sedimentaria.	42
IV.13 Columna litoestratigráfica.	43
IV.14 Fotomicrografías representativas de la microfacies.	45
IV.15 Fragmentos de brechas con clastos subredondeados.	47
IV.16 Fotomicrografías que representa las microfacies.	50
IV.17 Finas laminaciones y zonas bioturbadas de materia orgánica.	52
IV.18 Representación de fotomicrografías de la microfacies 3.	53
IV.19 Fracturamiento relleno por pirita con finas laminaciones horizontales.	55
IV.20 Fragmentos de núcleos con finas laminaciones de color pardo.	56
IV.21 Fotomicrografías representativas de la microfacies 4.	57
IV.22 Laminaciones de espesores finos con variaciones de carbonato.	59
IV.23 Fotomicrografías representativas de la microfacies 5.	61
IV.24 Texturas de núcleos con características de sedimentos suaves.	63
IV.25 Presencia de micro y macro organismos en la microfacies 6.	65
IV.26 Pedernal dentro de la matriz calcárea con aporte de terrígenos.	66
IV.27 Láminas correspondientes a la microfacies 7.	67
IV.28 Eventos laminares de forma cíclica.	69
IV.29 Ritmicidad de las láminas de material arcilloso.	70
IV.30 Paquete de estratos laminares.	70
IV.31 Fotomicrografías con variaciones texturales.	71
IV.32 Fotomicrografías con finas laminaciones.	72
IV.33 Intervalo representativo con variaciones de aporte arcilloso.	74
IV.34 Fotomicrografías correspondientes a la microfacies 9.	76

ÍNDICE DE FIGURAS

Capítulo	Página
IV.35 Fragmentos correspondientes a la microfacies 10.	78
IV.36 Fotomicrografías correspondientes a la microfacies 10.	79
IV.37 Variaciones en el aporte de carbonato de calcio.	81
IV.38 Petrografía correspondiente a la microfacies 11.	83
IV.39 Zonas silicificadas con formas reticulares.	85
IV.40 Incremento en el aporte de terrígenos.	86
IV.41 Fotomicrografías correspondientes a la microfacies 12.	88
IV.42 Grupos geoquímicos obtenidos por elementos mayores.	94
IV.43 Grupos geoquímicos obtenidos por elementos trazas.	95
V.44 Clasificación de ambiente diagenéticos.	107
V.45 Subdivisiones en ambientes de rampa carbonatada.	113
V.46 Fotomicrografías correspondientes a las microfacies.	120
V.47 Posición del pozo Yaxcopoil-1 en la estructura del cráter de impacto.	125

ÍNDICE DE TABLAS

Capitulo	TITULO	Página
III-1	Clasificación de las calizas modificada por Embry y Klovan.	33
III-2	Escala de estratificación.	36
III-3	Porosidad y procesos diagenéticos.	36
III-4	Teñidos orgánicos para calcita.	38
III-5	Método de Lindholm.	39
IV-6	Elementos mayores de las microfacies carbonatadas para el pozo Yaxcopoil-1.	91
IV-7	Elementos traza obtenidos para la secuencia carbonatada del pozo Yaxcopoil-1.	93
IV-8	Muestreo realizado para Difracción de rayos X.	96
V-9	Clasificación de los flujos de gravedad en sedimentos laminares.	100
V-10	Resumen de las microfacies analizadas.	129

"Cuenca de impacto Chicxulub, plataforma de Yucatán: secuencia carbonatada paleógena, pozo Yaxcopoil-1.

RESUMEN

El pozo Yaxcopoil-1 se encuentra situado dentro de la cuenca impacto del cráter Chicxulub, del cual se estudio la columna sedimentaria de edad paleógena sobreyacente a la brecha de impacto, que comprende un espesor de 388 m., donde se lograron determinar 12 paquetes de unidades a las cuales se les caracterizó con sus respectivas microfacies lo que permitió conocer las variaciones paleambientales, litológicas, bioestratigráficas y diagenéticas después del impacto.

De acuerdo a los estudios petrográficos se determinaron 2 grupos de microfacies fundamentales, que varían de mudstone a wackestone y de wackestone a packestone. En las primeras cuatro unidades sedimentarios que van de la microfacies 1 (Mcf1) a la microfacies 4 (Mcf4), se obtuvieron variaciones de mudstone a wackestone de foraminíferos planctónicos con laminaciones arcillosas, que indican condiciones de baja energía en ambientes profundos, que se corrobora con la parte más profunda de la columna. Exceptuando la microfacies 2, que se caracterizó como un depósito de brecha carbonatada intercalada con facies de grano fino, determinados como flujos de detritos o flujos de gravedad, asociados a zonas de deslizamiento. Esta interpretación también se basa en estudios de foraminíferos reportados por otros autores para este límite de la secuencia.

Entre la unidad 5 hasta la 12, se obtuvieron microfacies de wackestone a packestone de foraminíferos planctónicos y bentónicos con bioclastos. La microfacies 8 se distingue por un conjunto de capas laminares arcillosas denominada como tormentitas debido a la ritmicidad entre sus capas, restableciéndose nuevamente en la microfacies 9 hasta la parte final de la columna, donde también se observa una disminución en los procesos de silicificación, que se incrementaron desde la microfacies 5.

A partir de este análisis se estableció un modelo de sucesión sedimentaria de edad paleógena del pozo Yaxcopoil-1 que estuvo sujeta a diferentes variaciones en su depósito donde desde las primeras microfacies se vio influenciada por un flujo de detritos acomodándose en las zonas de pendiente de la plataforma producto del impacto. Posteriormente las variaciones de facies profundas a poco profundas

indicarían posibles cambios en el nivel del mar a pequeña escala, restableciéndose en las últimas facies de la columna de estudio.

Por lo que se establece un paleoambiente de plataforma tipo rampa, con variaciones en la pendiente, sobre todo en la parte basal de la secuencia, posiblemente provocados por el asentamiento y basculamiento producto del impacto y formación del cráter de impacto.

I. INTRODUCCIÓN

En la península de Yucatán se encuentra ubicado el cráter Chicxulub el cual es una de las estructuras de impacto más grandes asociadas a eventos del Fanerozoico. En el registro geológico terrestre sólo existen tres grandes estructuras (> a 150 km de diámetro), Chicxulub, Vredefort y Sudbury (Grieve y Therriault, 2000). De estas tres estructuras, el cráter Chicxulub es el más joven y mejor preservado.

El impacto que dejó el cráter como evidencia se ha datado en 65 Ma por lo que está relacionado con el evento que marco el límite Cretácico/Paleógeno y con la extinción de más del 75% de las especies, (Álvarez et al., 1980; Hildebrand et al., 1991), por lo que presenta una oportunidad única para descubrir información sobre las características de los grandes cráteres de impacto de tipo multianillados, sus efectos climáticos y cambios ambientales, así como las implicaciones para la evolución geológica y biológica.

En dicha estructura de impacto se perforó el pozo Yaxcopoil-1, el cual se encuentra situado a los 20.74° latitud Norte y 89.72° longitud Oeste, al sur de la ciudad de Mérida en el estado de Yucatán.

La perforación de éste proyecto fue financiada por la ICDP y la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). El pozo fue perforado en diciembre del 2001 hasta marzo del 2002, en el sector sur del cráter a 62 km (distancia radial) del centro de la estructura de impacto, (Urrutia, et al., 2004). El sitio de la perforación está basado mediante la recopilación de estudios: gravimétricos, magnéticos, magnetoteléuticos y sísmicos, así como la ayuda de pozos preexistentes, como son los pozos PEMEX (Chicxulub 1, Sacaput-1, Yucatán 6) y del Programa de Perforación de la UNAM (UNAM-1 a UNAM-8).

Las operaciones para la perforación inicial del pozo, se llevaron a cabo mediante un sistema de perforación rotatorio INDECO, de la empresa de perforaciones industriales Térmicas, S.A. (PITSA), y así como para la recuperación de núcleos, que estuvo a cargo de la empresa de Perforación, Observación y Muestreo de la Corteza Continental de la Tierra (DOSECC). El modo rotatorio fue usado para perforar desde la superficie hasta una profundidad de 404 metros. El diámetro de los núcleos es de 63.5 mm a 47.6 mm hasta la parte final del pozo; con una recuperación del 98.5%.

A partir de ésta profundidad se obtuvo un registro de núcleo continuo hasta los 1511 metros que es la profundidad del pozo, con una longitud de 1107 metros. La composición del material obtenido fue principalmente carbonatado como calizas y calizas dolomitizadas, rocas evaporíticas hasta los 792 metros donde se obtuvo el material de impacto, constituido por brechas policmiticas, hasta los 892 m. subyaciendo a esta secuencia se encuentra un conjunto de rocas calizas y evaporíticas hasta los 1511 metros que constituye la parte final del pozo.

I.1 Objetivos

I.1.1 Objetivos generales

Estudiar a detalle los cambios litológicos, estratigráficos y ambientales en los núcleos del Pozo Yaxcopoil-1 depositado sobre la estructura del cráter Chicxulub, durante el Paleógeno en una porción de la plataforma carbonatada de Yucatán, a través del estudio de microfacies y procesos sedimentarios.

I.1.2 Objetivos específicos

- ✓ Documentar los cambios diagenéticos observados a lo largo de la columna de depósito.
- ✓ Obtener datos bioestratigráficos para establecer un marco cronológico que permita estimar edades a la sucesión sedimentaria del pozo Yaxcopoil-1.

I.2 Antecedentes

Existen varios trabajos que se han realizado para conocer la geología de la península de Yucatán, provincia donde se encuentra la estructura de impacto, uno de los más representativos es el realizado por López Ramos (1973, 1975), y los de Ortega Gutiérrez (1992, 1995). Otros trabajos han sido relacionados con los estudios del basamento (Vera-Sharpton, 1993, 2000 y Vázquez 2000). Sin embargo éstos últimos son en menor número ya que, debido a que son pocos los procesos conocidos y la actividad tectónica es baja, con respecto a la Península de Yucatán.

Los datos de pozos de perforaciones profundas son los principales materiales con los que se cuenta para conocer la geología del subsuelo en la Península de Yucatán, los mismos que se han utilizado para el estudio de la estructura del cráter Chicxulub. Estos pozos han servido para conocer las características de la estructura de impacto, donde sólo en algunos de los pozos (UNAM-5, UNAM-6, UNAM-7), se ha logrado obtener información de la brecha de impacto en pequeños intervalos de manera parcial para esta región.

Otros trabajos más recientes que se enfocan a la secuencia carbonatada del área, desde un punto de vista geoquímico se encuentra el de Vollbert, (1999), en el cual se empleó la petrografía y la geoquímica de Tierras Raras, en la secuencia carbonatada del pozo Yucatán 1. Así como los trabajos realizados sobre la evolución geológica del sureste mexicano en un contexto regional desde el Mesozoico del Golfo de México, (Padilla, 2007).

En relación con el modelado del cráter, los estudios geofísicos proporcionaron los primeros datos para el descubrimiento de la estructura de impacto (Penfield y Camargo, 1981; Hildebrand et al., 1991; Sharpton et al., 1992). Mediante el empleo de diferentes estudios como: gravimétricos, aeromagnéticos, magnetotelúricos, sísmica de reflexión y refracción, se han logrado proporcionar imágenes de alta resolución del cráter dentro y fuera de la línea de costa, caracterizando los depósitos de impacto, los sedimentos que cubren el cráter, así como su estructura a profundidad (Sharpton et al., 1993; Pilkington et al., 1994; 2004, Hildebrand et al., 1991, 1998; Morgan et al., 1997, 2007, Campos-Enríquez et al., 1997; 2004, Delgado Rodríguez et al., 2001; Urrutia-Fucugauchi et al., 2004, 2008; Gulick et al., 2008, 2013; Salguero-Hernández et al., 2010). Así como

también cambios fuertes de velocidad que cruzan el cráter (Morgan et al., 1997, 2007; Christeson et al., 2001, 2018), proporcionando una mayor información sobre la estratigrafía inicial del impacto.

Los datos aeromagnéticos muestran anomalías de longitud de onda corta de alta amplitud en el sector central del cráter, delimitado por anomalías gravimétricas asociadas con el levantamiento central del basamento, el conjunto de brechas de impacto y la roca fundida (denominada como melt), que conforma la estructura del cráter (Pilkington et al., 1994; Ortiz Alemán et al., 2001).

Los modelos concéntricos que han definido bien la estructura del cráter, se obtuvieron a partir de datos aeromagnéticos, de los cuales se establece una zona con un diámetro central de 40 km, a partir de anomalías de alta amplitud. Los resultados mediante la obtención de fuentes magnéticas confirmaron una distancia radial de 45 km aproximadamente desde el centro de la estructura con un promedio de 2 a 4 km de profundidad. El levantamiento central el cual se forma en todas las estructuras de impacto de grandes dimensiones se estableció de 3.5 a 8 km de profundidad característico de las grandes estructuras de impacto (Ortiz –Alemán y Urrutia Fucugauchi, 2010).

Con respecto a los modelos sedimentológicos, el modelado de datos geofísicos, así como los datos de perforación, particularmente las descripciones litológicas de las columnas sedimentarias (Escobar- Urrutia 2010), junto con la información de los registros de pozos han logrado diferenciar las diferentes unidades litológicas correspondientes a los pozos de estudio dentro y fuera del cráter Chicxulub, logrando una resolución espacial de toda la estructura (Hildebrand et al., 1998; Urrutia et al., 2004a, 2008).

Por otro lado la perforación de pozos es de gran ayuda para establecer las características litológicas de las secuencias de estudio. Las investigaciones por parte de PEMEX, la UNAM y el programa de Perforación Científico Continental (por sus siglas en inglés CSDP), ahora el Programa de Descubrimiento Oceánico Internacional y el Programa de Perforación Científico Continental (ICDP/ICDP) Expedición 364 permiten confirmar las características de la estructura del cráter que permanecen sepultadas mediante las descripciones de núcleos y análisis de muestras de laboratorio.

Haciendo un recuento de la historia de perforación con objeto de estudio del cráter Chicxulub, los primeros pozos exploratorios de donde se obtuvo información fueron

realizados por PEMEX, correspondiendo principalmente a los pozos localizados dentro de la estructura del cráter (Yucatán-6, Chicxulub-1 y Sacapuc-1), de los cuales se obtuvo una recuperación de núcleos de forma intermitente.

Más adelante los estudios de perforación los retomó la UNAM, mediante un programa de explotación de núcleo de forma continua, en donde se realizaron 8 pozos exploratorios, ubicados en la parte inmediata externa del borde de la estructura, con el fin de conocer la estructura, características litológicas, formación y eventos del impacto, así como también los procesos asociados después del impacto como la secuencia sedimentaria paleógena que se depositó sobre el cráter. Sólo en tres de estos pozos (UNAM-5, UNAM-6 y UNAM-7), se interceptó el material de impacto (Urrutia et al., 1996a y 1996b; Rebolledo et al., 2000, 2005).

Una nueva fase de perforación se llevó a cabo mediante un convenio de perforación con la UNAM y la CSDP (Programa de Perforación Científica Continental, denotada por sus siglas en inglés), en donde a partir de finales del 2001 se inició la perforación de un nuevo pozo exploratorio con objeto de ampliar los estudios del cráter y conocer el centro de su estructura, denominado Yaxcopoil-1, la cual se concretó a finales de marzo del 2002 (Urrutia et al., 2004). Así como la reciente perforación marina realizada entre abril y mayo del 2016, por un equipo internacional de científicos de la IODP y la ICDP, en la Expedición 364, la cual obtuvo núcleos del llamado anillos de picos de la estructura de impacto y las rocas sedimentarias post - impacto desde profundidades de 505.7 a 1334.7 metros por debajo del piso oceánico (Morgan et al., 2017, Christeson, et al., 2018), que contribuyeron para la obtención de la información a detalle del pico central del cráter Chicxulub; de ésta manera se logra un mayor conocimiento en la estructura de impacto.

En el presente trabajo se pretende contribuir con la evolución geológica, sedimentológica y petrográfica de la secuencia con el objeto de dar a conocer las posibles unidades y sub-unidades sedimentarias depositadas sobre la brecha de impacto de edad paleógena correspondiente al pozo Yaxcopoil-1, para que de esta manera contribuir con la correlación de los pozos preexistentes y aportar nueva información a los pozos futuros. Así como poder determinar un estudio más preciso sobre la geología de los sedimentos post-impacto del cráter en la zona de estudio.

II. GENERALIDADES

II.I Localización

La región de estudio se encuentra ubicada en la provincia fisiográfica de la península de Yucatán, la cual representa el 2% de la superficie del país y se extiende desde los 16° a los 22° de latitud norte y de los 86° a los 91° de longitud oeste, cuenta con un área aproximada de 300, 000 km² (López Ramos, 1975), (figura 1).

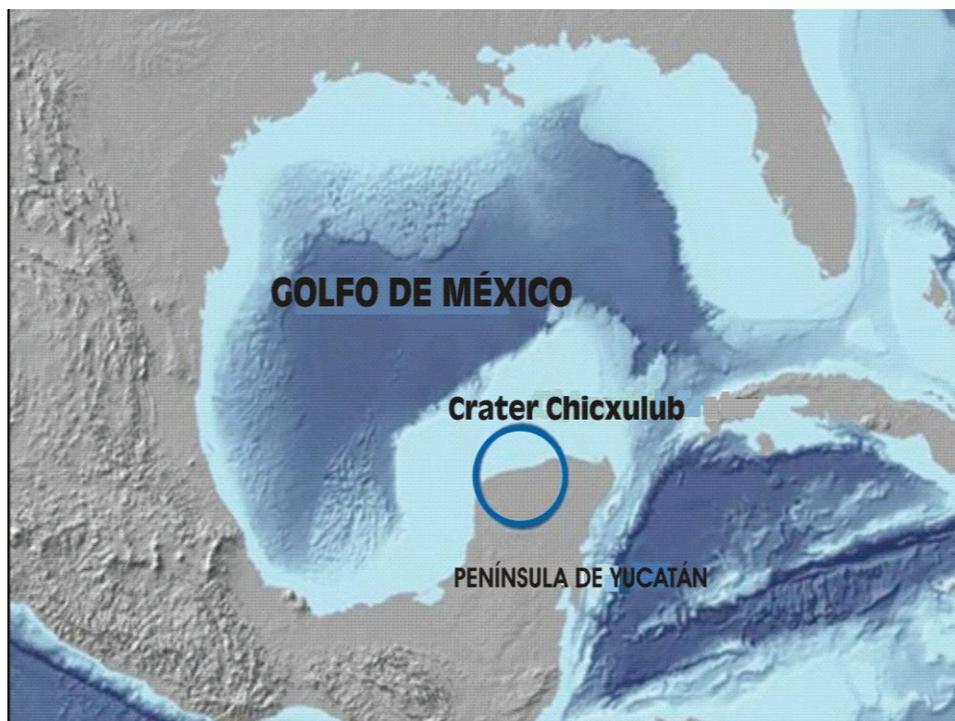


Figura 1. En la figura se muestra la ubicación de la zona de estudio que enmarca al cráter Chicxulub, dentro de la península de Yucatán. (Tomada de Urrutia Fucugauchi, et al., 2011).

II.2 Clima

Se caracteriza por un clima semiárido de sabana tropical continuamente humedecida con brisas templadas. La región tiene más de 1,500 mm de lluvia anual, aunque ésta ocurre sólo en cortas temporadas al año, restringiéndose al periodo de lluvias entre mayo y septiembre. Las precipitaciones más altas ocurren en el centro–oriente de la misma (estado de Quintana Roo), y en una pequeña porción al suroeste del estado de Campeche, al límite con Tabasco. En contraste, la región sur (Tabasco, Chiapas y Guatemala), recibe cerca de 6 m/año de lluvias, y puede ser caracterizada como un verdadero bosque de lluvias tropicales. (Figura 2).

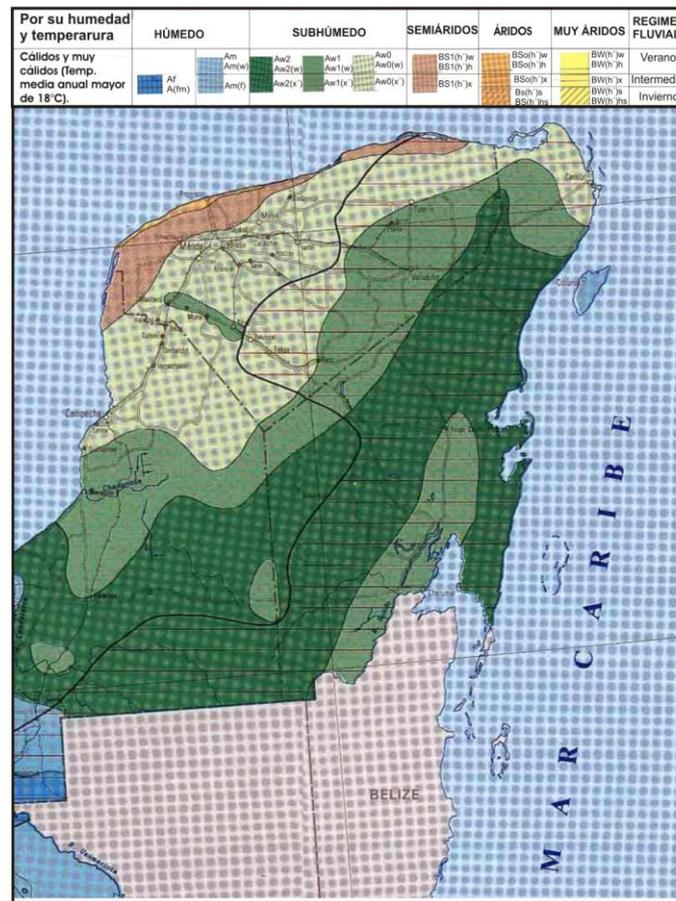


Figura 2. Cartas de climas para la región de la Península de Yucatán (Tomada de García E. 1988. Modificaciones al Sistema de Clasificación Climática de Köppen, Instituto de Geografía).

II.3 Hidrogeología de la península de Yucatán

Se caracteriza por ser una plataforma carbonatada compuesta principalmente por rocas calizas y dolomías; las características de estas rocas, provocan un extenso fracturamiento con una rápida filtración. La plataforma es de baja pendiente, por lo que casi no existen ríos superficiales, el río Hondo que se encuentra en la frontera con Belice, es el único sistema fluvial de la península.

La península se encuentra conformada por tres Regiones Hidrológicas (RH), de las 37 regiones, establecidas por la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), las cuales se establecieron con el objetivo de hacer más eficaz la administración de los recursos hidráulicos. Las regiones que corresponden a la península son: la región 31, Yucatán Oeste (Campeche), la región 32, Yucatán Norte (Yucatán) y la región 33, Yucatán Este (Quintana Roo). La península de Yucatán también es conocida como la región XII, denominada como una de las mayores regiones establecidas por la CONAGUA. La agrupación de estas regiones se basa principalmente en rasgos orográficos e hidrográficos, de tal manera que cada región hidrológica se ha distinguido por su tipo de relieve, su patrón de escurrimiento y circulación de los ríos o arroyos más importantes, presentando características similares en su drenaje.

Desde el punto de vista de la hidrología subterránea, la península de Yucatán contiene un acuífero regional con un lente delgado de agua dulce que flota sobre una intrusión salina que ha sido detectada a más de 40 km de la costa (Marín, 1990; Perry et al., 1989, 1995). El marco hidrogeológico de este acuífero es un sistema cárstico maduro con conductos, cavernas y cenotes.

II.3.1 Relación con el anillo de cenotes y la geohidrología en la península

Hacia la parte noroeste de la península existe una superficie semicircular de origen kárstico, conocida como la “Zona de Cenotes”, la cual ha ayudado a comprender el origen de las aguas subterráneas y superficiales de ésta región, (figura 3). La palabra Cenotes, se deriva del maya ts’ono’ot o d’zonot, que significa “caverna con depósito de agua”, su origen se debe al proceso kárstico, que consiste en la disolución de las rocas calizas,

evaporitas y dolomías, por corrosión química y por la combinación de factores como la litología, grado de porosidad y fracturamiento de las rocas, así como el clima, la temperatura, la vegetación, la mezcla de agua salada con dulce y el tiempo de duración. Estos procesos que actúan en diferentes escalas de tiempo y espacio, originaron formas negativas del terreno e incrementaron la permeabilidad debido al desarrollo de grandes sistemas de drenaje subterráneo (Beddows, et al., 2007).

El anillo de cenotes tiene un ancho de 5 a 20 km que se extiende en un semicírculo de aproximadamente de 80 a 90 km de radio, teniendo su centro en Mérida (Marín et al., 1991). Este alineamiento se ve reflejado en la carta geológica publicada por el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI, 1983), alineamiento que ha sido asociado con la formación del cráter de impacto del Chicxulub formado en las rocas del límite Cretácico/ Paleógeno (Hildebrand et al., 1991; 1998, Sharpton et al., 1993, 1996, Urrutia- Fucugauchi et al., 2004, 2008; Gulick et al., 2008, 2013; Salguero et al., 2010). (Figura 3).

En trabajos realizados para conocer el comportamiento del anillo de cenotes y la geología superficial, así como su posible relación con la estructura de impacto (Perry E., et al., 1989, 1995, Marín L., et al., 1990, 1994, Pope K., et al., 1996), se ha logrado determinar las características de la dirección de flujo del agua subterránea así como las zonas de recarga y descarga para esta parte de la península, sobre todo en la región noroeste de Yucatán. Se establecido que el gradiente hidráulico al noroeste de Yucatán es extremadamente bajo, de 5 a 10 mm/km y que el recubrimiento de los eventos de precipitación local es rápido (Marín y Perry, 1994), indicando que todas las partes del acuífero se encuentran muy bien comunicadas hidrodinámicamente, dando como resultado altas permeabilidades.

El promedio anual de precipitación a lo largo de la costa este, es del orden de 1,500 mm por año, mientras que el promedio anual de precipitación en Progreso es de 50 mm/año. Toda la descarga de ésta región ocurre en las costas y áreas cercanas a la orilla como manantiales submarinos. La parte sur de la Península presenta precipitaciones más altas en donde se observan numerosos ríos que desaparecen debido a la alta infiltración producida por las cavernas kársticas.

Los estudios realizados para conocer las causas del anillo de cenotes que caracteriza a esta región, están relacionados con la hidrología de la península, los cuales juegan un papel muy importante. A continuación se mencionan tres evidencias que indican que el anillo de cenotes tiene especiales propiedades hidrogeológicas:

1. La abundancia de los cenotes localizados alrededor del anillo, el cual está representado por el sistema de cavernas.
2. Las altas descargas del agua subterránea que cruzan sobre el anillo de cenotes hacia la costa.
3. Las mediciones del nivel del agua en la cuenca y dentro del anillo.

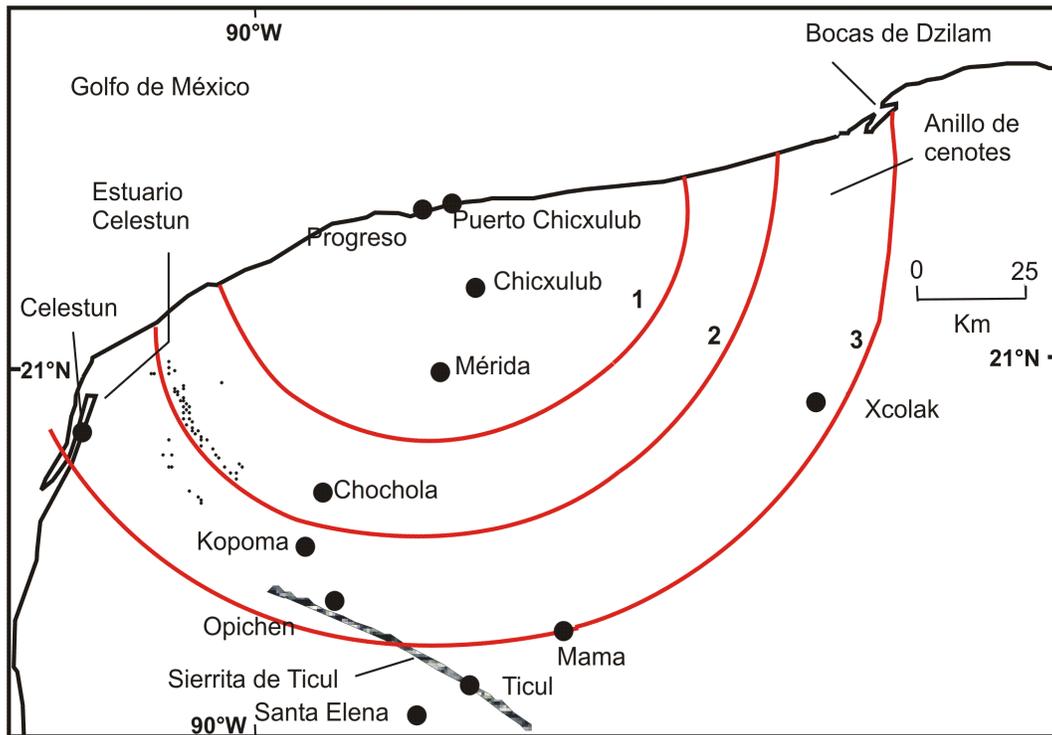


Figura 3. Localización del anillo de cenotes y otras características distintivas de la zona. Los números 1, 2, y 3 indican el número de anillos localizados. (Modificada de Pope, et al., 1996).

El flujo de agua subterránea a través del anillo de cenotes está indicado por la abundancia de manantiales desde las costas del Estuario de Celestun hasta Bocas de Dzilam, (figura 3); así como por cuatro pequeños arroyos, que llevan agua hacia el mar desde el anillo a través de los manglares pantanosos hacia Bocas de Dzilam y por último el hecho de que el estuario y Bocas permanecen abiertos al mar, a pesar de las fuertes corrientes que

corren sobre la costa y el alto transporte de arenas. Por lo que éstas evidencias y otras más indican que el anillo de cenotes es el canal principal de flujo de agua subterránea, (Perry et al., 1995).

II.4 Características fisiográficas de la península de Yucatán

Es una gran plataforma calcárea que puede ser fácilmente diferenciada del resto de la República Mexicana y áreas colindantes en Centro América debido a su poca variabilidad superficial. De acuerdo a diversos autores, se le ha considerado como una provincia fisiográfica (Raisz, 1959, tomado de Lugo-Hubp et al., 1992).

La topografía de la Península, tiene poco contraste en altitud, carece de una red fluvial; el escurrimiento es casi subterráneo, lo que ha dado origen a un sistema de formas cársticas, que incluyen los cenotes, poljés (depresión cerrada de origen calcáreo que se forma en las regiones cársticas) y sistemas de cuevas, con incluso cientos de metros de profundidad y varios kilómetros de longitud, como se vio en el apartado anterior, (Lugo-Hubp et al., 1992).

Los límites geomorfológicos de la península se encuentran integrados de la siguiente forma: está integrada al norte y parte noroeste por el talud continental del Banco de Campeche, hacia el sur por el relieve positivo del Arco de la Libertad, el cual incluye el Petén de Guatemala y las montañas Mayas de Belice. Al oriente por el Talud Continental del Mar Caribe y al oeste la Planicie Costera del Golfo de México, al sureste del estado de Campeche y al oriente del estado de Tabasco, donde no hay cambios fisiográficos apreciables (Figura 4).

Compuesta de sedimentos marinos calcáreos, depositados en un ambiente tectónico de plataforma (Ortega-Gutiérrez et al., 1992), en general de edad Cenozoica, es una de las estructuras geológicas y geomorfológicas más jóvenes del territorio mexicano. La presencia de rocas sedimentarias del Neógeno comprueba un ascenso durante el Plioceno-Cuaternario. Es notable la diferencia del relieve submarino en las márgenes del golfo de forma pasiva, con plataforma continental amplia y el Caribe con márgenes activos, con grandes profundidades, 4000 m a pocos kilómetros de la costa.

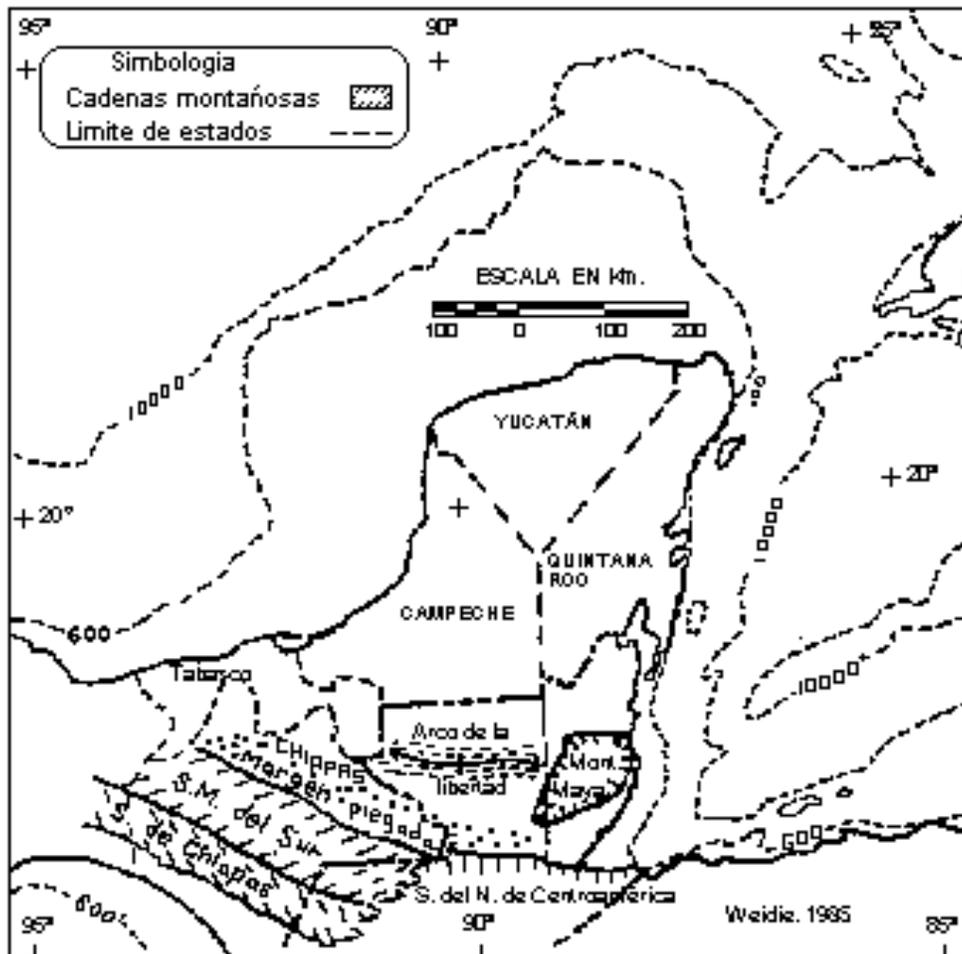


Figura 4. Límites naturales al sur de la Península de Yucatán (Modificada de Weidie, 1985).

II.4.1 Provincias fisiográficas

La Península de Yucatán pertenece a la Provincia Fisiográfica de la Planicie Costera del Golfo, en la cual se pueden reconocer cuatro regiones fisiográficas (Weidie, 1985); las rocas que afloran en superficie son carbonatos, presentan una gran variedad de rasgos kársticos que están altamente relacionados con la elevación de la región y la profundidad del nivel freático, (Figura 5).

1) La planicie del norte caracterizada por cenotes kársticos, se encuentra al norte y noreste de la Sierrita de Ticul, hasta la línea de costa del Golfo de México y del Caribe, con un ancho máximo de 275 km desde el área de Peto hasta Cabo Catoche al noreste y un mínimo de 50 km desde

Mexcanú hasta Celestún al noroeste. Las alturas se incrementan desde la costa hacia tierra adentro hasta unos 35-40 m cerca de la base de la Sierrita de Ticul. El relieve local raramente excede los 10 m y disminuye conforme uno se acerca a la costa.

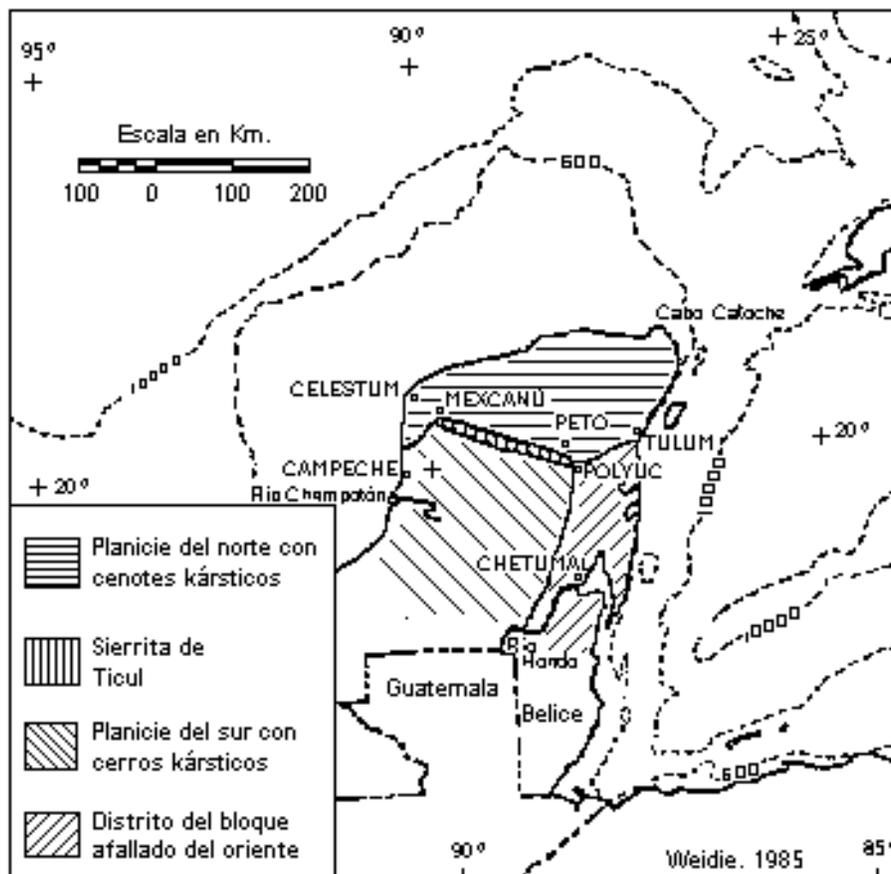


Figura 5. Regiones fisiográficas de la Península de Yucatán (Weidie, 1985).

2) La Sierrita de Ticul, ubicada en la parte sur de Yucatán, con un rumbo N 55° W y aproximadamente 160 km de largo. Se extiende desde Mexcanú hasta el área de Polyuc; es el resultado de un fallamiento normal y sus elevaciones máximas son de 100 a 150 m.

3) La planicie del sur con cerros kársticos, se encuentra al sur de la Sierra de Ticul y continúa hasta el pie de las montañas en la Sierra Madre, entre Tabasco y Chiapas, el Arco de la Libertad al norte de Guatemala y las Montañas Maya en el norte de Belice; presentando elevaciones máximas de 300 m en la parte central al oriente de Campeche; la porción oriental de la planicie es cortada por la falla de Río Hondo; hacia el occidente el plegamiento de los carbonatos causa ondulaciones topográficas las cuales se extienden desde el oriente de Campeche hasta el Golfo de México cerca de los poblados de Champotón y Campeche.

4) El Distrito del Bloque afallado del oriente paralelo a la costa del Caribe, abarca desde Belice hasta Tulum en Quintana Roo, presenta una topografía caracterizada por sierras y depresiones con rumbo N-NE, las cuales reflejan la ocurrencia de horst y grabens de la zona de falla del Río hondo; la mayoría del distrito presenta elevaciones de 50 a 100 m y el relieve es generalmente de cerca de 25 m, pero podría ser mayor en áreas locales cercanas a fallas.

II.5 Estratigrafía y geología estructural de la región

Los estudios geológicos más detallados para la península de Yucatán son los de Butterlin (1958), Bonet (1963), López Ramos (1975), Lugo-Hubp (1992). Otros trabajos realizados como el de Rosenfeld (2002) y Padilla (2007); éste último integra la historia tectónica, estructural y sedimentaria del sureste mexicano con respecto a la evolución regional del golfo de México. Mucho de estos trabajos se han realizado con el fin de dar a conocer la importancia de los grandes yacimientos de petróleo, sobre todo para el bloque de Yucatán así como la configuración estructural y la arquitectura sedimentaria del bloque. Todas estas aportaciones han ayudado en el estudio de ésta región.

Debido a que el presente documento se encuentra enfocado a los eventos estratigráficos posteriores a la brecha de impacto que corresponde al límite K/Pg; esta sección se enfocará a documentar la estratigrafía correspondiente al Cretácico superior hasta el Cenozoico de esta región.

II.5.1 Secuencia sedimentaria marina de Evaporitas Yucatán

El Cretácico superior forma parte de toda la plataforma, donde fue el principio de una etapa extensa de depósitos de carbonatos y evaporitas que se continuó en la plataforma de Yucatán hasta el Cuaternario. Sobre los lechos rojos descansa en discordancia angular, una serie de evaporitas conocida como Evaporitas Yucatán, definidas como una secuencia de anhidrita, yeso, dolomía y caliza del Albiano-Cenomaniano (López Ramos, 1973 y 1975); esta secuencia evaporítica contiene además importantes espesores de yeso, así como horizontes de lutitas, limolitas y calizas marmolizadas, su intervalo de depósito fue ampliado del Albiano hasta el Maastrichtiano (Salvador y Quezada, 1989).

El espesor de las evaporitas Yucatán demuestra que estas tuvieron su origen en dos cuencas principales. La primera en el sur de la península y con extensión hacia Guatemala, donde el grosor de más de 2000 m, refleja un prolongado hundimiento, subsidencia que se reduce gradualmente hacia el norte, siendo el espesor de unos 1000 m hacia el centro de la península y menor que 500 m en el oriente de la misma (Lugo-Hubp, 1992). En el trabajo elaborado por isopacas de Lugo-Hubp, indica un hundimiento más intenso (basculamiento), de sur a norte en la parte sudoccidental y otro en sentido nororiental en la otra región de la península.

II.5.2. Secuencia de la Brecha de impacto

Consiste de un paquete de brechas dividida en dos cuerpos, la brecha inferior constituida principalmente por fragmentos de calizas, yesos y anhidritas, y la brecha superior constituida por fragmentos de basamento cristalino y calizas en menor cantidad (Vázquez, 2000; Vera, 2000; Escobar 2002, 2005).

Esta brecha fue generada por impacto de un meteorito, generando el cráter de impacto Chicxulub, en la porción noroeste de la Península de Yucatán (Álvarez et al., 1992, Hildebrand et al., 1991 y 1998, Morgan et al., 1997, Penfield et al., 1981, Sharpton et al., 1993), (figura 6).

La brecha puede reconocerse en toda la península, aunque en algunas zonas como en la Sonda de Campeche, se ha considerado que se originó por efectos combinados tanto del

impacto meteorítico, como por la sismicidad asociada, que sacudió el frente de la plataforma desprendiendo bloques de caliza, así como por oleaje gigantesco (Grajales et al., 2000, 2001).

II.5.2.1 Roca fundida

Unidad de rocas fundidas generadas por el impacto meteorítico en el cráter Chicxulub. La génesis de estas rocas se considera como fusión parcial y selectiva de rocas cristalinas de granito y gneis del basamento, más un aporte significativo de la cobertura sedimentaria (calcáreo-evaporítica).

Tales rocas han sido divididas en dos tipos denominadas como impactitas: roca holocristalina de fusión por impacto y brecha de fusión por impacto (Kring et al., 2004, Dressler et al., 2003 y 2004).

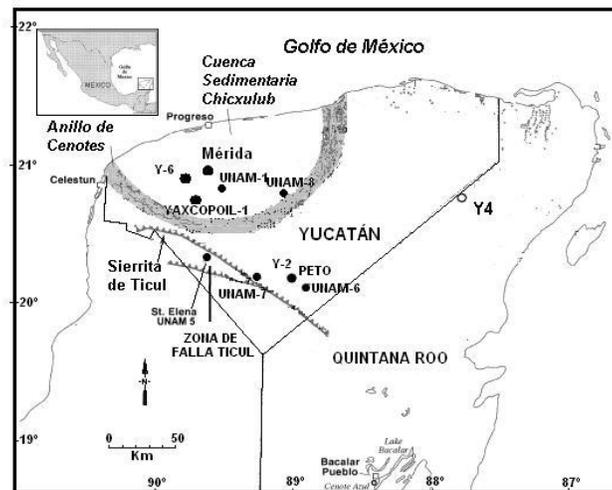


Figura 6. Rasgos estructurales mayores de la Península de Yucatán. Tomada de Lefticariu, et al., 2006, con la ubicación de los principales pozos perforados cercanos a la zona de estudio. El pozo Yaxcopoil-1 se encuentra a 62 km del centro de la estructura del cráter, cercana a Puerto Progreso.

II.5.3 Cenozoico

La secuencia de rocas paleógenas, se encuentra en todo el subsuelo y consiste principalmente en calizas, areniscas y evaporitas del Paleoceno y Eoceno (Figura 7).

II.5.3.1 Secuencia marina del Paleoceno

Son calizas compactas de micro a macro cristalinas, generalmente dolomitizadas, a veces silícificadas y recristalizadas, lo que explica la ausencia de fósiles determinativos. Reportes de Petróleos Mexicanos, registraron en el pozo Corinto número uno, con una profundidad de 769.8 m, ubicado en el Campo Corinto, Campeche (reporte del Radiograma de PEMEX 1960), que presentó una litología de lutitas gris verdosa, suaves y semiplásticas con arenas finas cambiando a lutitas gris con trazas de yeso y material calcáreo, que atravesó la secuencia a más de 500 m y no llegó a la base de la misma, por lo que se desconoce su espesor exacto (López Ramos, 1975).

Las rocas son de ambiente marino, con facies bentónicas de mares someros. La edad que se le asigna corresponde al Paleoceno-Eoceno Inferior y se le ha denominado como Formación Icaché (Sapper, 1896).

II.5.3.2 Secuencia marina del Eoceno

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

II.5.3.3 Secuencia marina del Oligoceno

El Oligoceno está ausente, excepto en la parte nororiental (calizas y lutitas), donde se reconocen a los depósitos marinos del Neógeno y las calizas de la Formación Carrillo Puerto. La secuencia está constituida principalmente por paquetes de caliza con texturas que varían de grainstone-packstone a boundstone de color blanco y rosado, así como calizas grainstone de la misma tonalidad; ocasionalmente se llegan a presentar horizontes arenosos. Estas rocas podrían pertenecer a la parte superior de la Formación Chichen Itzá, o bien, a la parte inferior de la Formación Carrillo Puerto como se había mencionado.

II.5.3.4 Secuencia marina del Neógeno

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

II.5.3.5 Secuencia marina del Mioceno

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

II.5.3.6 Secuencia marina del Plioceno

Las rocas que pertenecen exclusivamente al Plioceno, constituyen depósitos de calizas masivas bioclásticas, ocasionalmente estratificadas, con textura de packstone y esporádicos horizontes de lutitas y limolitas.

II.5.4.7 Secuencia continental del Cuaternario

Depósitos de calizas bioclásticas con texturas de packstone, y horizontes detríticos compuestos por lutitas y limolitas cubiertas por caliche (conocido en lengua maya como sascab), a las cuales no se les ha asignado un nombre formacional.

II.5.3.8 Secuencia marina del Cuaternario

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

II.5.4 Geología estructural

En la península de Yucatán se observa que las fallas y fracturas son los elementos que controlan la posición de las formas cársticas, sobre todo las subterráneas, ya que en ellas se produce la disolución con mayor intensidad (Lugo et al., 1992). Estas estructuras son de edades Mesozoico-Cenozoico y se caracterizan por un basculamiento diferencial.

Las estructuras geológicas en la península fueron determinadas por dos eventos principales: un proceso compresivo, ocurrido durante el Eoceno, que plegó ligeramente

las formaciones, configurando al relieve de la porción sur; y un proceso distensivo que tuvo lugar entre el Mioceno y el Plioceno, el cual originó dos sistemas de fracturas con orientación NE-SW y NW-SE.

El rasgo estructural más notorio es la Sierrita de Ticul, que es producto de una falla normal orientada NW-SE, con buzamiento hacia el NE y ligero plegamiento de su bloque alto (Figura 5). En el estado de Quintana Roo, la continuidad de los estratos es interrumpida por fallas normales que dan al terreno configuración escalonada.

Las fallas tienen longitudes de varios kilómetros y se manifiestan en escarpes con desnivel de 10 a 100 m, algunas de ellas han originado fosas, gradualmente convertidas en pantanos, lagos y lagunas, siendo la mayor de ellas la laguna de Bacalar (SARH, 1990).

II.5.4.1 Zona de fracturas Holbox

Esta zona se localiza en el extremo noreste de la Península de Yucatán. Se puede definir como una serie de depresiones y cenotes alineados, en una dirección de NE 5° a NE 10°. Ha sido poco estudiada, pero se piensa que fue originada en el Plioceno. En su porción más al sur. Weidie (1982), identificó un cambio en el patrón de fracturamiento a lo largo de la costa, lo que implica la existencia de un sistema conjugado.

Este sistema se extiende paralelo a un alto estructural paleozoico del basamento. Su expresión superficial se interpreta como fracturas de extensión asociadas a horst y grabens sepultados, posiblemente relacionados a la zona de fallas de Río Hondo (Weidie, 1985).

II.5.4.2 Zona de falla Chemax - Catoche

Se localiza en la región noreste de la Península de Yucatán, al norte del estado de Quintana Roo, y al oeste de la zona de fracturas Holbox. Está limitada y subyacida por una franja con fallas normales de dirección NE, aparentemente sobre el basamento pre-

Mesozoico (Shaub, 1983). Es probable que esta zona se pueda prolongar a lo largo de todo el Banco de Campeche en el Golfo de México.

En la superficie de la península se observan lineamientos o fracturamientos con dirección NE, separados de otras regiones de la península por zonas con ausencia casi total de estructuras, (Weidie, 1985).

II.5.4.3 Falla Ticul

Se encuentra en la parte sur del estado de Yucatán, con un rumbo NW 55° y con aproximadamente 160 km de largo, se extiende desde Mexcanú hasta el área de Polyuc. Se encuentra representada como un escarpe hacia el NE de la Sierrita de Ticul, con elevaciones máximas de 100 a 150 m. Se caracteriza por ser una falla normal con desplazamiento hacia el NE, aunque la cantidad de desplazamiento es desconocida, pero parece ser en menor proporción hacia su porción SE. Se piensa que el desplazamiento a lo largo de la superficie de falla se llevó a cabo en el Cretácico tardío-Paleógeno temprano (Weidie, 1985).

II.5.4.4 Zona de falla Río Hondo

Se encuentra en la parte sureste de la península, a la altura de Chetumal, desde Belice hasta aproximadamente los 20° de latitud N. Tiene un rumbo aproximado de NE 30° y es paralela a la costa este de la península. Estudios geofísicos indican que la zona de falla se extiende hacia el norte fuera de la línea de costa. Los rasgos individuales de esta región se interpretan como un sistema de fallas normales que limitan horst y grabens, siendo un ejemplo de esto, la isla Cozumel, la cual representa la parte emergida de un pilar estructural (horst) limitado por dos grandes fallas normales, paralelas al litoral oriental de la península (Weidie, 1985).

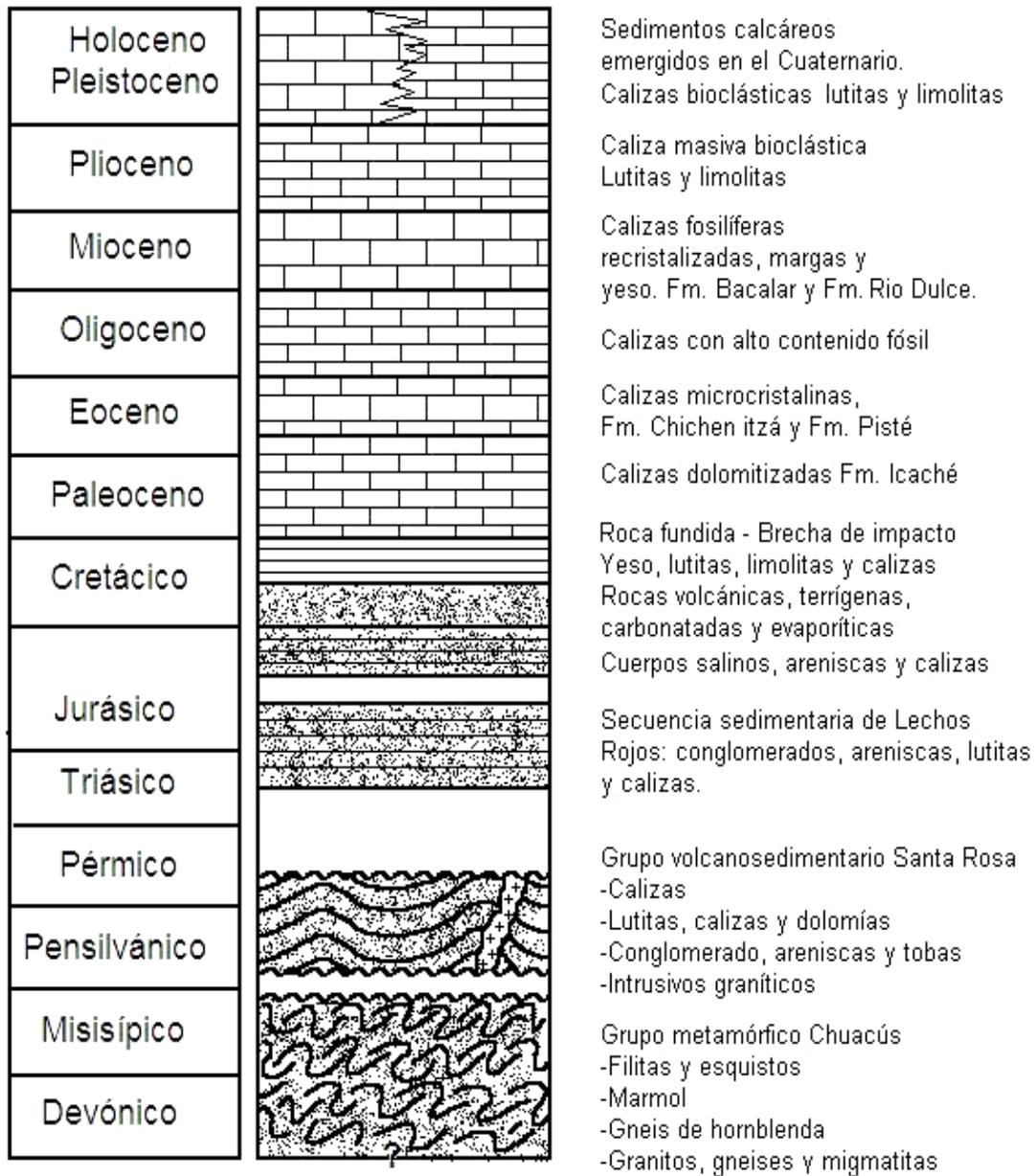


Figura 7. Columna estratigráfica generalizada para la península de Yucatán (Modificada de Anderson et. al., 1973).

III. Metodología

En este capítulo se describe la metodología empleada para el muestreo de los núcleos de roca del pozo Yaxcopoil-1, así como las técnicas utilizadas con el propósito de determinar las diferentes facies a lo largo de la columna, observando cambios paleo-ambientales desarrollados en el intervalo de estudio.

III.1 Muestreo del pozo Yaxcopoil-1

El pozo se encuentra ubicado en el sector sur del cráter a 62 km de distancia radial del centro de la estructura de impacto, (Urrutia, et al., 2004). Se encuentra situado a 20.74° latitud Norte y 89.72° longitud Oeste, al sur de la ciudad de Mérida en el estado de Yucatán (Figura 8).

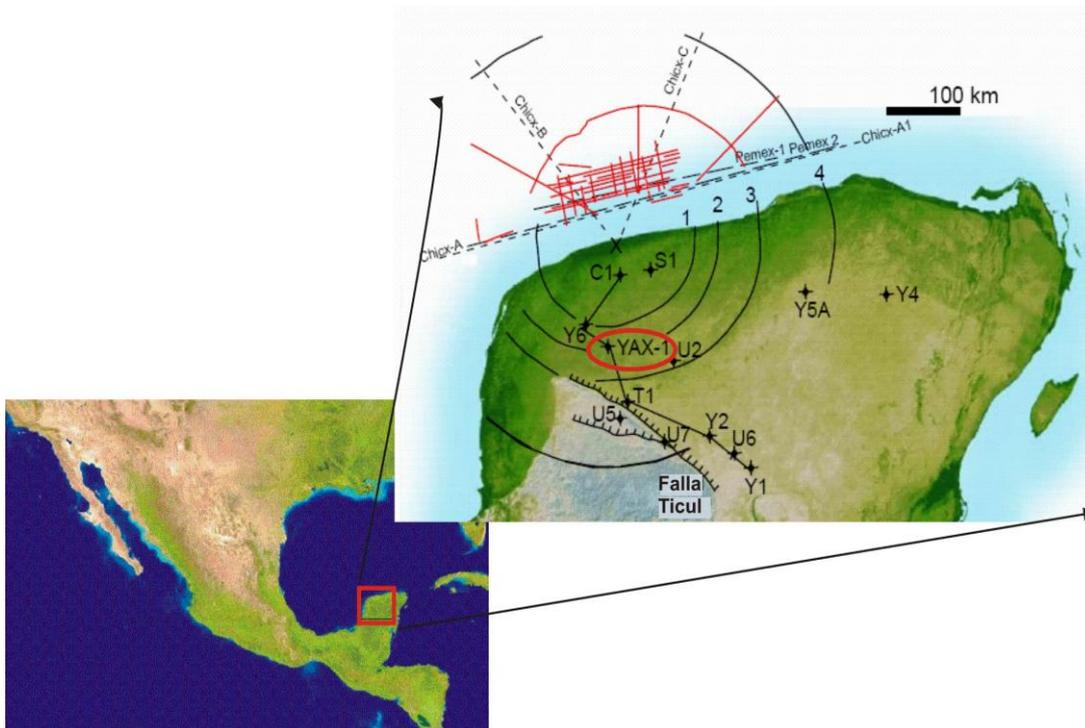


Figura 8. Ubicación del pozo Yaxcopoil-1, situado a una distancia radial de 62 km del centro de la estructura del cráter Chicxulub, el sitio de la perforación se llevó a cabo en la Hacienda Yaxcopoil de donde deriva su nombre.

El sitio de perforación se determinó mediante la recopilación de estudios: gravimétricos, magnéticos, magnetotelúricos y de sísmica, así como la ayuda de pozos preexistentes como son los pozos PEMEX y los del Programa de Perforación de la UNAM.

La perforación inicio desde diciembre del 2001 y finalizó en marzo del 2002 y fue financiada por la International Continental Drilling Program (por sus siglas en inglés ICDP) y la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Las operaciones para la perforación, se llevaron a cabo con base en un sistema de perforación rotatorio INDECO de la empresa de perforaciones industriales Térmicas, S.A. (PITSA); con respecto a la recuperación de núcleos estuvo a cargo por la empresa de Perforación, Observación y Muestreo de la Corteza Continental de la Tierra (DOSECC). Mediante el método rotatorio se perforó desde la superficie y a partir de los 404 metros se cambio a núcleo continuo hasta los 1511 metros que es la profundidad del pozo, con una longitud de 1107 metros de núcleo continuo. La composición del material obtenido fue principalmente material carbonatado evaporítico y de brechas de impacto. El diámetro de los núcleos es de 63.5 mm a 47.6 mm hasta la parte final del pozo; con una recuperación del 98.5%.

Una vez obtenidos los núcleos se guardaron en cajas con intervalos de 3 metros de núcleo de roca por cada caja, las cuales se etiquetaron con respecto a su profundidad, siguiendo las normas correspondientes para la recolección de núcleos (Manual de muestras, Shell, Swanson R.G., 1981). Se estableció temporalmente un laboratorio de núcleos en la Universidad de Yucatán, (Mérida), donde se realizó el escaneo digital de cada uno de los fragmentos de los núcleos. Los núcleos fueron divididos en dos partes longitudinalmente, por lo que una parte se conserva como archivo en la nucleoteca del Instituto de Geofísica (UNAM), mientras que la otra parte se puso a disposición para todo tipo de muestreo del equipo de científicos de la CSDP. La información se puede consultar en el sitio web de la CSDP (Chicxulub Scientific Drilling Project).

Litológicamente la columna del pozo se encuentra conformada desde los 404 metros por una secuencia clástica cenozoica; constituida por un conjunto de rocas calizas arcillosas, calizas dolomitizadas y calizas silícificadas, intercaladas con estratificaciones de lutitas calcáreas y calcarenitas, hasta los 792.17 metros de profundidad, subyaciéndole a esta una secuencia de brechas polimícticas con matriz calcárea, producto del impacto.

Se obtuvo un intervalo total de brecha de 100 metros de espesor, el cual finaliza a los 892 metros aproximadamente, bajo este paquete de rocas se depositan nuevamente una secuencia de calizas y evaporitas cretácicas, donde la secuencia termina hasta los 1511 metros que es la parte final del pozo.

III.2 Submuestreo

En el estudio de microfacies las interpretaciones paleoambientales derivadas, requieren de criterios litológicos y control de estructuras sedimentarias, las cuales se obtienen de la información de los fósiles y las estructuras biogénicas. En la realización de un estudio de microfacies es necesario conocer y comprender el significado de la estratificación y las características del depósito, reflejadas en las estructuras sedimentarias (Flügel, 2010). Por lo que los criterios que se estudiaron en este trabajo incluyen: litología, textura, color de la roca, estratificación, bioclastos y estructuras biogénicas.

La secuencia de estudio comprende un intervalo de 388 metros de espesor, el cual comprende desde los 404 m hasta los 792.17 m de profundidad, depositada sobre el material de la brecha de impacto. La selección de las muestras se realizó mediante los estándares establecidos para el estudio de microfacies propuestas por Flügel (2010), Reading (1996), el Manual de muestras de la compañía Shell, (Swanson R.G., 1981), entre otros. De esta manera se obtuvo un total de 231 muestras a lo largo de la secuencia con el fin de realizar estudios sedimentológicos, petrográficos, y de microfacies, así como de geoquímica de fluorescencia de rayos x (FRX), para la obtención de elementos mayores, traza y difracción de rayos x (DRX), para la determinación de algunos minerales.

Los criterios fundamentales para la toma de muestra se establecieron mediante las variaciones litológicas y composicionales indicados también por los cambios en la coloración de las muestras de roca, considerando como posibles cambios de microfacies.

De forma estadística las muestras fueron tomadas aproximadamente en intervalos promedio de 3.3 metros de profundidad con tamaños de 2 a 3 centímetros cúbicos por cada muestra aproximadamente. Aunque cabe aclarar que la recopilación de éstas fue

mediante criterios observacionales. Las profundidades de las muestras de forma detallada se presentan en el Anexo I.

III.3 Criterios para la descripción de núcleos

III.3.1 Cambios de coloración

Para los criterios de cambios de coloración, se recurrió a escalas de colores establecidas como la escala de Munsell (Goddard et al., 1948, tomado de Flügel, 2010), todavía en uso. Sin embargo muchas calizas presentan en general tonos de grises, mientras que las dolomías frecuentemente son cremosas a amarillas o pardas.

Para el uso de la escala de colores una vez determinada la gradación del color, la estimación de ligero a oscuro y el grado de saturación se elige un código (por ejemplo 5 YR 8/1), o bien se recurre a un nombre descriptivo (por ejemplo amarillo grisáceo). Aunque los nombres empleados en la escala de colores, no siempre es posible ajustarlos a las descripciones en las calizas.

Este criterio es muy útil debido a que la composición de los materiales nos pueden indicar las causas de la coloración, por ejemplo, materiales: ferruginosos, carbonatados, silicios y calcáreos, son los grupos más importantes que funcionan como agentes de coloración en las rocas.

Mineralogías como limonitas o hematitas dan una coloración amarillenta, rojiza o pardos sombreados; los tonos grises a negro pueden ser el resultado de la presencia de materiales carbonatados o fosfatados, sulfuros de fierro o manganeso. La glauconita, serpentinas, cloritas, epidotas y derivados orgánicos del carbón y óxidos ferrosos (Fe^{2+}) imparten coloraciones verdosas, o bien los colores se encuentran relacionados a compuestos como sulfuros y sedimentos de ambientes reductores; varios tonos de rojos, amarillos y pardos son debido a los iones de Fe^{3+} , derivados de compuestos principalmente de hematitas y limonitas en sedimentos oxidados, o por procesos de intemperismo químico, superficies de oxidación por la acción del agua. Las formas amarillentas de los mármoles pueden ser causadas por pequeñas cantidades de siderita en las rocas.

Los colores de las rocas carbonatadas son principalmente controlados por las condiciones de depósito, diagénesis e intemperismo reciente. La cantidad y

composición de la fracción no carbonatada es crucial para el aspecto del color, debido a la adsorción del hierro y manganeso en los minerales arcillosos finamente dispersados en la superficie, dando el color total a la roca; dicho contenido de hierro y manganeso, junto con el color de la roca y las facies de depósito presentan diferentes correlaciones, específicamente en sedimentos pelágicos y hemipelágicos.

El proceso de oxidación-reducción suele ser de suma importancia, ya que el color amarillo observado en la roca puede ser causado por la oxidación del Fe_2S (como en las calizas jurásicas de Solnhofen del sur de Alemania, las cuales en muestra fresca parecen como de color gris azulado, (Flügel, 2010).

Los colores oscuros pueden ser también indicadores de hidrocarburos aromáticos; la cantidad de materia orgánica y el grado de reflexión de la luz están directamente relacionados. Los colores negros pueden ser causados también por el calentamiento térmico (Flügel, 2004).

Generalmente la coloración de los sedimentos es reconocida como sin-sedimentaria, causada por el aporte de los detritos con su color original o por contribuciones de bacterias férricas (Mamet et al., 1997, en Flügel, 2010), o post-sedimentario, causado por los cambios diagenéticos dentro del sedimento o coloración por sobreposición de los estratos. El color rojo en los carbonatos marinos es principalmente causado por pequeñas cantidades de iones de Fe^{3+} (cerca del 2%, Frake y Paul, 1980 en Flügel, 2010). Las emanaciones volcánicas proporcionan una fuente directa de hierro en el agua de mar. Sin embargo el intemperismo asociado al aporte de hierro procedente del mar y la materia orgánica, proporcionan la mayor fuente de aporte.

Los factores diagenéticos también son una causa importante para dar una coloración rojiza en las calizas. Por ejemplo: a) la compactación facilita el flujo de oxidación en los poros del agua a través de sedimento, b) La presión-disolución y la liberación de hierro de los minerales arcillosos, probablemente es el responsable de la coloración rojiza en las estilolitas que, frecuentemente, se presenta junto con el sepultamiento en las dolomías (Mattes y Mountjoy, 1980, Flügel, 2004), y c) durante la dedolomitización, el Fe originalmente incorporado en las dolomías puede ser precipitado como $\text{FeO}(\text{OH})$ y oxidado como Fe_2O_3 , produciendo coloraciones rojizas.

Los cambios en la coloración de las rocas con la profundidad, indican cambios en los estados de oxidación dentro de las zonas vadasas o freáticas (Esteban, 1991).

III.3.2 Parámetros texturales

La textura esta en función del tamaño, forma y reconocimiento de los componentes de una roca. En las calizas la textura se enfoca en la variabilidad del depósito o en los procesos registrados en los modelos sedimentarios y en el control de microfacies, sustentada en la descripción macroscópica. Por lo que la textura de la mayoría de las calizas puede ser obtenida a partir de la clasificación propuesta por Dunham (1962, en Flügel, 2004). Dicha clasificación puede ser aplicada en el campo o para núcleos de roca y estudios de laboratorio, mientras que la clasificación de Folk, (1959, 1952), es más restringida para estudios de laboratorio basada en análisis de sección delgada u otros usos (Figura 9).

Con el paso del tiempo las clasificaciones han sido modificadas, por ejemplo se agregaron nuevos tipos de granos y los límites con respecto a Folk han sido modificados (Flügel 1982, Strohmenger y Wirsing 1991). Por otro lado, otros términos han sido introducidos a la clasificación de Dunham, lo que permite una clasificación detallada para carbonatos arrecifales, como la propuesta por Embry y Klovan (1971), Tsien (1981), Cuffey (1985), y la relacionada con las alteraciones diagenéticas propuesta por Wright (1992), (tomado en Flügel, 2010). Los parámetros texturales para el presente trabajo están basados principalmente en la clasificación propuesta por Dunham (1962), y la modificada por Embry y Klovan (1971).

III.3.2.1 Clasificación basada en la textura de depósito

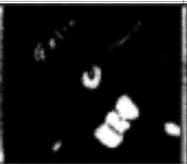
Existen dos requisitos principales para clasificar una roca: 1) determinar sus constituyentes (categoría de los granos, matriz y tipo de cementos); 2) si los constituyentes se encuentran soportados por granos o por lodos. La clasificación original de Dunham presenta cinco clases texturales, los dos grupos principales están divididos en: 1) los carbonatos cuyos componentes originales son unidos orgánicamente durante el depósito (bounstone). 2) los carbonatos con componentes originales sin componentes orgánicos. Este segundo grupo esta subdividido de acuerdo a la matriz soportada por lodo (mudstone y wackestone) o soportado por granos (packstone y grainstone).

La subdivisión de rocas soportadas por lodo está basada sobre el contenido del 10% menor o mayor de granos. Estas denominaciones son combinadas con el nombre del

tipo de grano de la especie predominante. Dunham propone al limo o dolomita para caracterizar la mineralogía pero solamente en rocas dolomíticas. Dicha clasificación es muy flexible, los nombres de las rocas se completan con otras observaciones realizadas en el laboratorio, como estructuras sedimentarias, bioclastos y otros criterios específicos en su textura, (figura 9).

Las calizas de acuerdo a su fábrica, son descritas por combinaciones de sus nombres (por ejemplo: wackestone - packestone). La limitante de esta clasificación es que describe las características texturales del depósito, pero también pueden ocurrir cambios debido a procesos de diagénesis como micritización, cementación o neomorfismo.

Dunham (1962)

Matriz de carbonatos finos		Esparita	Cemento esparítico	Bioconstrucción	
Matriz soportada		Granos soportados			
Granos: < 10 %	> 10 %				
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	
					

Folk(1959,1962)

Aloquímicos:		10-50 %	> 50 %	
<1%	1-10 %	Esparita	Empaquetamiento	Pobremente lavada
Micrita fosilífera		Biomicrita		Bioesparita
Terrígenos				
Matriz soportada			Granos soportados	
Arenas:<10%	10-25%	> 25 %		
Mudstone arenoso		Wacka	Areniscas Subwacka	Arenita

Figura 9. Clasificación de calizas, según Dunham (1962) y Folk (1959,1962). Distinguen calizas alóctonas (mudstone, wackestone, packstone, grainstone) y calizas autóctonas (boudstone). La clasificación de Dunham se basa en la fábrica de depósito, mientras que la clasificación de Folk evalúa las condiciones hidrodinámicas.

III.3.2.2 Clasificación de Dunham para rocas carbonatadas

Mudstone: son rocas carbonatadas lodosas, contienen menos 10 % de granos, la escasez de granos reflejan condiciones ambientales desfavorables. A veces se aplica como sinónimo de calcilutita. Wright (1992, tomado de Flügel, 2010), reemplazó el nombre de mudstone por calcimudstone, porque el mudstone es también empleado para rocas que contienen limo producto de silicatos o arcillas. Una interpretación usual para este tipo de textura, es que representa el depósito de grano fino en condiciones de baja energía (figura 9), permitiendo a los lodos carbonatados depositarse en aguas tranquilas. Sin embargo los carbonatos de grano fino pueden ser formados por precipitación de cementos carbonatados microcristalinos, (Reid et al., 1990, tomado de Flügel, 2010)

Wackestone: son rocas carbonatadas con granos soportados que contienen más del 10% de granos. Las variaciones en el tipo de granos son una sub-categoría de wackestone empacado o esparcido con mayor o menor del 50% de granos.

Packstone: constituye un término ambiguo para implicaciones genéticas y es caracterizado por granos soportados con matriz lodosa, indica diferentes niveles de energía durante el depósito. Presenta características puntuales en el depósito en aguas agitadas (con soporte de granos) y criterios puntuales de depósito en aguas tranquilas.

Los packstone tienen diferentes orígenes incluyendo infiltraciones de previos depósitos de grainstones sin lodos, producción prolífica de granos en aguas tranquilas, mezcla de sedimentos por bioturbación, parcial filtración de lodo o compactación y deslavado de wackestone originales (Shinn y Robbin, 1983, tomado de Flügel, 2010). Una característica de los packstone en sección delgada es la presencia de lodo (micrita) y las áreas distribuidas irregularmente con calcita esparita. La distinción entre las texturas propuestas por Dunham de fábricas soportadas por lodo o por grano es fundamental en la interpretación de controles deposicionales (como condiciones hidrodinámicas). Dichas texturas reflejan diferencias en el tipo de porosidad y el potencial de las rocas calizas como reservorios.

Grainstone: es empleado para otro grupo de texturas soportadas sólo por granos que proceden de corrientes o ambientes influenciados por el oleaje, donde no hay acumulación de sedimento de grano fino, lo que indica que no todos los grainstone se

forman en condiciones de alta energía, algunos, pueden ser el resultado de condiciones de depósito específicos o de procesos diagenéticos como: *fábricas de grainstones*, producto de una acumulación local de granos colocados fuera de un flujo de lodos finos, mientras que el lodo ha sido lavado en el trayecto. Otros desarrollaron una rápida acumulación y producción de granos lo cual previene la contaminación por lodo.

La desecación de lodos carbonatados expuestos subaéreamente producen “grainstones diagenéticos”, a este proceso se le llama “grainificación” (Mazzullo y Birdwell, 1989, Wright, 1990), comunes en carbonatos de perimarea, paludales y pedogénicos. Los grainstone diagenéticos son también producto de la presión-solución durante la diagénesis por sepultamiento, dando como resultado grainstone condensados.

La textura de grainstone corresponde a aquellos granos soportados sin lodo que consisten de granos esqueléticos y no esqueléticos. La ausencia de lodo varía por diferentes causas: el depósito de granos en ambientes de alta energía (en ambientes intermarea y someros de submarea), la rápida acumulación de granos que no permite la sedimentación de lodo (ejemplo turbiditas) y por el depósito en ambientes controlados por corrientes. Este tipo de textura es altamente variable para reconocer el tipo de grano, forma, tamaño y clasificación. (Figura 10).

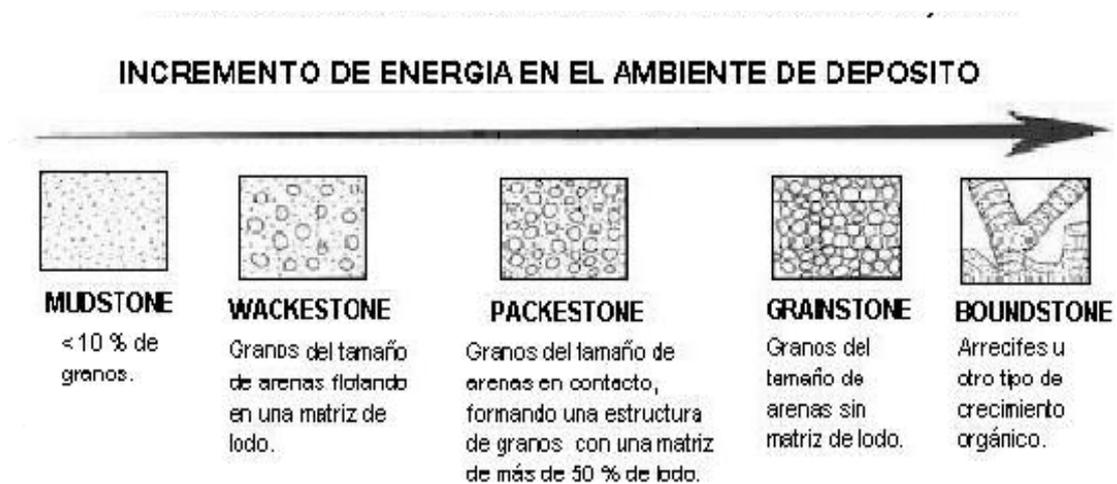


Figura 10. Representación de sedimentos de grano fino en el ambiente de depósito en condiciones de alta o baja energía, (Flügel, 2010).

Son comunes en carbonatos de rampa y plataforma, comúnmente relacionados a lugares de absorción de energía producidos por el oleaje, como en líneas de costa, bancos o rompimiento de plataforma, formando acumulaciones en los márgenes de plataformas externas o ambientes de rampa interna. Las arenas de bancos marginales se presentan en cinturones de marea, deltas de marea, cinturones de arenas marinas, áreas de bancos arrecifales, en playas y en dunas subaéreas.

Las acumulaciones de grainstones pueden originarse desde la base del oleaje producto de efectos de corriente. La alta porosidad interpartícula y una posible porosidad móldica adicional causada por la disolución de los granos en los grainstones, son de particular interés en las rocas almacenadoras de hidrocarburos.

Floatstone: son rocas carbonatadas, con matriz soportada con más del 10% de granos mayores a 2 mm. Estos límites de 2 mm crean dificultades en la aplicación del término para calizas fosilíferas o calizas con oncoides, debido al tamaño de los granos esqueletales y los oncoides que reflejan los estados de crecimiento.

Los términos de floatstone y rudstone fueron originalmente propuestos para carbonatos arrecifales y brechas carbonatadas. La matriz de un floatstone no necesariamente corresponde con una micrita, frecuentemente presenta una textura de grano fino que puede ser descrita por separado.

Rudstone: carbonatos de granos soportados que contienen más del 10% de granos con tamaños mayores a 2 mm. Muchas brechas están por debajo de esta categoría. Los rudstone y los floatstone son caracterizados por la composición y los criterios texturales. La formación de los rudstones necesita de la erosión y el transporte. La erosión puede ser provocada por ambientes de aguas someras, permitiendo la destrucción debido a las tormentas. Los taludes son también ambientes de depósito para los rudstones.

III.3.2.3 Clasificaciones utilizadas por cambios diagenéticos

Wright (1992) hizo algunas revisiones para las clasificaciones de Dunham (1962) y la modificada por Embry y Klovan (1971, tabla 1), debido a que las texturas de las calizas no son sólo controladas por factores biológicos, sino que también tienen una historia diagenética, por lo que se agregan cinco categorías con características diagenéticas.

Tres de las texturas de estas rocas no son destruidas cuando se reconocen las fábricas primarias de depósito (cemenstone, grainstone); mientras que otras dos categorías son diferenciadas por el tamaño del cristal, destruidas debido a que pierden su fábrica de depósito original ocasionado por la recristalización o al remplazamiento. Los sparstones son compuestos de cristales de calcita esparítica desigual, formando mosaicos en bloques con tamaños de cristales de más de 10 micras. El término microsparstone es aplicado a las calizas que consisten de mosaicos de calizas con cristales entre 4 y 10 micras.

Tabla 1. Clasificación de las calizas modificada por Embry y Klovan (Flügel, 2010).

Clasificación ampliada de Embry y Klovan, (1971)								
Calizas alóctonas Componentes originales no orgánicos, unidos durante el depósito					Calizas autóctonas Componentes orgánicos, unidos durante el depósito			
Componentes con menos del 10% >2 mm contenido limoso <0.03 mm			No contienen lodo	Componentes con más del 10% >2mm		Por organismos de los cuales están:		
Soportado por lodo		Soportada por granos		Soportada por matriz	soportada por componentes > 2mm	Construidos por estructuras rígidas	Estructuras encrustadas y unidas	Actúan como deflectores
Menos del 10% de granos (>0.03 y < 2mm)								
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Floatstone	Rudstone	Bafflestone	Bindstone	Framestone

III.3.3 Matriz y cementantes

La matriz describe el material intersticial entre los granos de mayor tamaño, en los carbonatos ese material está representado por granos muy finos como la micrita, microsparita y calcitita o calcilutita. Por lo que se deben considerar 3 categorías principales de acuerdo al tamaño de grano y composición:

Micrita: Es la abreviación de la calcita microcristalina, caracterizada para los cristales con textura cripto y microcristalina. Según la definición original de Folk, es para tamaños de grano menores a 4 μm , los términos frecuentemente usados como sinónimos son lodo limoso, limo ooze, mudstone limoso, calcimudstone y calcilutita, los últimos tres términos son principalmente usados en campo. Los límites del tamaño de

un cristal de micrita son: 10 μm (Elf-Aquitaine, 1975), 20 μm (Dunham, 1962), y 30 μm (Leighton y Pendexter, 1962). Bossellini (1964), hacen la diferencia de la “micrita I” con cristales del tamaño de $< 4\mu\text{m}$, con la “micrita II” con cristales de 4 a 30 μm . La variedad de estos términos han permitido introducir a la micrita y a la microesparita dentro de estas categorías.

Microesparita: El término se refiere a una matriz de calcita de grano fino, caracterizada por tamaños de grano uniforme, con cristales de calcita de forma eudral y sudhedral, de 5 hasta 20 μm de diámetro (Folk, 1959). Otros autores usan diferentes límites: 4 a 10 μm (Tucker, 1981), o de 5 a 50 μm (Bathurst, 1975). La microesparita es una microtextura tipo mosaico, con forma de grano y límites con agujeros dentro de los cristales (que son interpretados como una disolución en forma de agujas de aragonito encerrados en cristales de calcita poikilotópica), impurezas de arcillas o de materia orgánica entre los cristales, (Figura 11). El origen es explicado por la recristalización de los cristales de calcita del tamaño de la micrita durante la recristalización o la cementación y calcitización de los precursores del aragonito

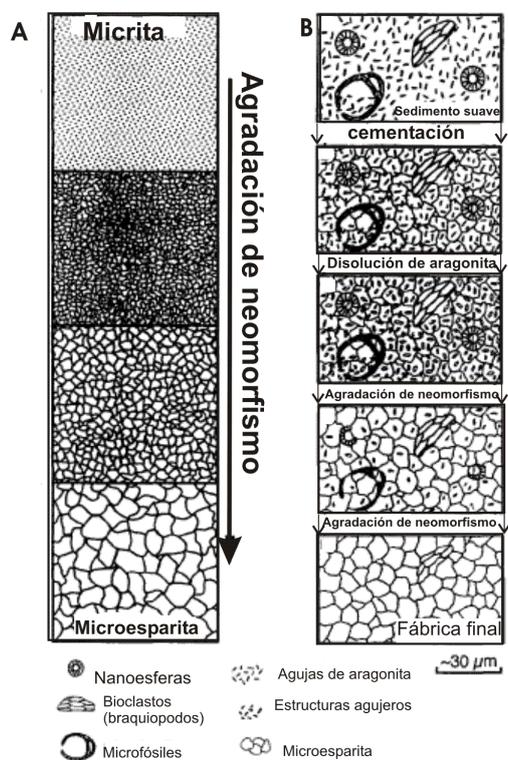


Figura 11. Se muestran dos modelos que explican la formación de texturas microesparíticas en calizas de grano fino. (Tomada de Flügel, 2010)

Calcilita (calcita limosa). Caracterizada por una matriz de grano muy fino compuesto por limos detriticos y partículas de calcita. El nombre fue propuesto por Kay (1951), con tamaños de 2-63 μm (Assally et al., 1998). Lindholm (1969), describe a las calizas del Devónico, usando el término de calcilita para carbonatos pobremente clasificados de grano fino con tamaños de 5-15 μm , los cuales son el resultado del rompimiento del material esquelético. Esta fábrica que es originalmente del depósito mecánico no debe ser confundida con microesparita, la cual describe una fábrica diagenética (Flügel, 2010).

III.3.4 Límites en la estratificación

Con respecto a la estratificación se considera que los límites de los planos y las superficies de estratificación son causados por los cambios abruptos en las condiciones de depósito. Sin embargo éstos también pueden ser el resultado de procesos diagenéticos o de intemperismo. Por ejemplo las estructuras estilolíticas paralelas al depósito de la estratificación producen una pseudo-estratificación, simulando un depósito real, por lo que provoca problemas en el muestreo. (Tabla 2).

Otros parámetros importantes a considerar, son las estructuras sedimentarias y diagenéticas, ya que estas estructuras muestran una amplia variedad de características pre, sin y pos depósito. Muchas estructuras sedimentarias son idénticas a las de las rocas siliciclásticas (estratificación cruzada, marcas de corriente), pero debido al fuerte impacto de los factores biogénicos y diagenéticos en la sedimentación carbonatada, estas estructuras son más limitadas o menos preservadas (estratificación fenestral, crecimiento de cavidades o teppee).

En este trabajo se utilizó la clasificación de Demicco y Hardie (1994), para considerar los espesores de las capas.

III.3.5 Porosidad y posibles muestras de aceite

Los estudios de porosidad para rocas carbonatadas son muy importantes para comprender los procesos diagenéticos, así como su significado en un posible reservorio de hidrocarburos. La porosidad es el porcentaje del volumen de una roca que es ocupado por intersticios. Esta definición describe la porosidad total, pero es

necesario separarla de la porosidad efectiva, que indica el porcentaje del volumen total de poros interconectados de la roca.

Tabla 2. Escala de estratificación empleada en este trabajo. (Tomado de Flügel, 2005).

Espesor (cm)	Shell (1995)	Boggs (1995)	Demicco y Hardie (1994)
	Estratificación métrica	Estratos muy gruesos	Capas más grandes de 100 mm, estratos de gruesos a muy gruesos
100 30 10	Estratificación decimétrica	Estratos gruesos Estratos medios	
3 1	Estratificación centimétrica	Estratos delgados Estratos muy delgados	
0.3	Estratificación milimétrica	Laminaciones gruesas Laminaciones delgadas	Capas menores a 5mm. Laminaciones finas

Tabla 3. Porosidad y procesos diagenéticos (Tomado de Flügel, 2010)

Eogénico (cerca de la superficie)	Proceso diagenético cercano a la superficie, de corta duración que se presenta entre el tiempo de depósito y el sepultamiento. El límite superior es la interfase subaérea o subacuosa, el límite inferior es cerca de las aguas meteóricas y marinas creadas por la circulación, cesando a la circulación con sedimentos mineralógicamente inestables. Su porosidad es modificada por la disolución, cementación y dolomitización. Ambientes diagenéticos: zona vadosa y freática meteórica y de mezcla. Porosidad de media a alta.
Mesogenético (sepultamiento)	Proceso diagenético que ocurre durante el sepultamiento, desde la zona de mayor influencia, relacionado a procesos que son caracterizados por modificaciones de previas porosidades, presenta una destrucción radical debido a la compactación. Corresponden con ambientes diagenéticos por sepultamiento profundo.
Telogenético	Es el tiempo durante el cual las calizas con mineralogía estable ligeramente sepultadas y dolomías de la zona mesogenética son desenterradas en conexión con las inconformidades, seguidas de un levantamiento tectónico y controlado por la superficie. Los cambios en el nivel del mar puede afectar los depósitos desde la superficie inferior hasta el sepultamiento en varios cientos de metros.

Muchas calizas no presentan poros abiertos pero forman intersticios, los cuales han sido rellenados con algún cementante.

La porosidad primaria: es formada durante el estado predepósito (porosidad intergranular en foraminíferos, corales y/o ooides), y durante el estado de depósito (porosidad deposicional), por ejemplo la porosidad intergranular. La porosidad secundaria, es formada durante la diagénesis en un tiempo después del depósito. Este tiempo es muy largo y puede ser dividido en tres estados llamados: eogénico, mesogénico y telogenético propuestos por Choquette y Pray (1970, tomado de Flügel, 2010). Los procesos que son generados por esta última porosidad son la disolución, dolomitización/ dedolomitización, fracturamiento y brechamiento. (Tabla 3). Información complementaria para los procesos de sedimentación de carbonatos se reservaron en el Anexoll.

III.4 Muestreo de las unidades litoestratigráficas del pozo Yaxcopoil-1

Cada descripción en muestra de mano se encuentra acompañada de una descripción petrográfica, con el objetivo de determinar su origen, procesos sedimentarios, procesos diagenéticos, contenido fósil, tipo de ambiente en el que se depositó, entre otros. Como se mencionó al principio, se prepararon 231 láminas delgadas correspondientes al intervalo de estudio.

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

En general las muestras presentan poca consolidación, debido a su alto contenido de material arcilloso y/o alta solubilidad de los carbonatos por lo que a ciertas muestras se les dio 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 poderlas convertir en plástico, pasando por tres etapas (líquido, gel y sólido).

Para el estudio petrográfico las muestras fueron analizadas en un microscopio marca Olympus con objetivos de 5x, 10x, 20x y 40x.

III.4.1 Técnicas de tinción para carbonatos

Existen diferentes técnicas de estudio para rocas carbonatadas (calcimetría, residuo insoluble, tinciones selectivas, réplicas de acetato, etc.). Una de las técnicas muy recurrentes para el estudio de rocas carbonatadas es la de tinción selectiva que sirve para facilitar la identificación (sobre todo en rocas de grano fino) las cuales son difíciles de identificar por otros métodos prácticos.

Se basa en el distinto comportamiento que presentan los cationes de calcio, magnesio y hierro para combinarse con varios compuestos y colorear la superficie de los carbonatos de acuerdo con la red cristalina y por tanto con el mineral del que forman parte. (Tabla 4).

Tabla 4. Teñidos orgánicos para calcita. (Friedman Gerald, 1959).

Teñido	Color en la calcita	Observación
Hematoxilina (Harris)	Púrpura	Teñido excelente
Alizarina roja S	Rojo profundo	Teñido excelente
Azul Trypan	Azul	Tenido pobre

La importancia de las técnicas de tinción de los constituyentes minerales de las rocas carbonatadas, proporcionan un medio para establecer la identidad de los minerales bajo el estudio y la observación de las relaciones texturales y de composición en las rocas carbonatadas. La técnica de teñido es también aplicada a los problemas de diferenciación de carbonatos como la identificación de calcita con bajo y alto contenido de Mg. Se conocen tres tintes orgánicos que sirven para teñir la calcita como son: Hematoxilina de Harris, Alizarina roja S y azul Trypan.

Existen diferentes productos y métodos de tinción. El método Lindholm emplea de forma conjunta rojo de alizarina y ferricianuro de potasio y los resultados son como se muestran en la siguiente tabla (Tabla 5).

Tabla 5. Método de Lindholm, (Lewis, 1984)

	Sin Fe	Fe bajo	Fe elevado
Calcita	Rojo	Malva	Púrpura
Dolomita	No se tiñe	Azul claro	Azul oscuro

El rojo de alizarina tiñe de rojo el calcio en la calcita y el ferricianuro potásico tiñe de azul el hierro, tanto en la calcita como en la dolomita. En consecuencia la calcita sin hierro se tiñe de rojo (con más intensidad las secciones paralelas al eje C), la calcita ferrosa de malva a púrpura (según el contenido de hierro), la dolomita sin hierro no se tiñe y la dolomita ferrosa se tiñe de azul más oscuro (según el contenido de hierro). La tinción sólo afecta a la superficie de la muestra, dicha superficie no debe tocarse durante el proceso y mientras la roca se mantenga húmeda. La presencia de calcio en la superficie o en el sistema poroso de la muestra, debido a la evaporación del agua en contacto con la muestra puede generar falsas interpretaciones, (Lewis, 1984).

Para este trabajo sólo se utilizó alizarina roja, en varias muestras para distinguir cuales podrían haber sido dolomitizadas, o bien presentar bajo contenido de CaCO_3 .

III.4.2 Estudio de elementos mayores y traza

Para el estudio de microfacies es esencial el empleo del microscopio óptico para obtener información detallada de los procesos sedimentarios involucrados, pero existen muchas otras técnicas complementarias, las cuales deben ser utilizadas para maximizar la información en el estudio de análisis de microfacies.

Una de las técnicas complementarias que se utilizó en este trabajo fue la de Fluorescencia de Rayos X (FRX), que es una técnica establecida para determinar concentraciones de elementos mayores, menores y traza.

Se analizaron 28 muestras para cuantificar elementos mayores y traza en roca total. Estos análisis fueron realizados en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica, del Instituto de Geología, UNAM. En el Anexo III, se muestra información detallada sobre los criterios específicos que se requieren para la realización tanto de la fluorescencia de rayos X como de difracción de rayos X.

III.4.3 Difracción de rayos X

Mediante esta técnica se analizaron 4 muestras, en intervalos estratégicos debido a las zonas de interés analizadas. Los análisis se realizaron en el laboratorio de Difracción de rayos X

III.4.4 Determinaciones de muestras micropaleontológicas

Los estudios bioestratigráficos de las secciones delgadas realizadas en este trabajo, fueron de gran utilidad para definir con precisión el origen, la edad y el ambiente de depósito. El análisis bioestratigráfico correspondiente a las secciones delgadas realizadas para la secuencia de estudio de este trabajo (80 muestras analizadas), se llevó a cabo en el Instituto Mexicano del Petróleo, con colaboración del Dr. Marcelo Aguilar. De la secuencia total, sólo se cubrieron aproximadamente 103 metros la cual esta representada desde la parte basal de la secuencia (792.17 m), hasta los 688.50 metros, debido a la dificultad de las demás muestras provocadas por la alteración diagenética. Por lo que el muestreo para este estudio se llevó a cabo con un número de 80 muestras (Pyax-001, hasta Pyax-080).

En el intervalo cubierto por la bioestratigrafía predominan facies wackestone y packestone con foraminíferos planctónicos y bentónicos. Las descripciones están basadas en Olson et. al., 1999, Serra- Kiel et. al., 1998, 2007, Berlanga, 1977, Robinson y Wright, 1993. Información recopilada para la resolución de esta sección en el presente trabajo.

IV. Resultados de las unidades carbonatadas de la columna paleógena del pozo Yaxcopoil-1

La columna sedimentaria de edad paleógena del pozo Yaxcopoil-1, comprende un espesor de 388 metros en un intervalo de 404 metros a 792.17 metros. De las cuales se obtuvieron 12 unidades litoestratigráficas con sus respectivas microfacies.

IV. 1 Descripción general de la columna litológica

La unidad 1 o facies, está constituida por un conjunto de rocas calcáreas arcillosas, de mudstone. Sobreyaciendo la unidad 2, está compuesta por un depósito de brechas calcáreas con clastos redondeados, subredondeados y angulosos intercalados con horizontes arcillosos festoneados y estratos de mudstone. La unidad 3, conformada por un paquete de rocas calizas arcillosas, con fragmentos evaporíticos y calcilitas. Por sus características se agrupan a las unidades 4 y 5 que presentan calizas arcillosas con clastos evaporíticos y fragmentos de pedernal. Mientras que la unidad 6 de mayor espesor, se encuentra conformada por un depósito de brecha calcárea en su parte basal, semejante a la unidad 2, además de contener lutitas y calizas silicificadas.

Las unidades 7 y 8 presentan capas de lutita calcáreas y calcarenitas con alto contenido de cuarzo microcristalino de origen diagenético, intercalada con calizas arcillosas y algunos estratos de lutitas calcáreas. En lo que corresponde a la unidad 9, es un paquete homogéneo con un espesor de mayor potencia, constituida por calcarenitas, calizas arcillosas intercaladas con wackestone, con escasos estratos de lutitas. De la unidad sedimentológica 10 a la 11 se nota un incremento en el contenido de cuarzo diagenético en las calizas como la observada en la unidad 8, con intercalaciones de calizas arcillosas y lutitas calcáreas. Para la parte final correspondiente a la unidad 12 se caracteriza por calizas con menor aporte arcilloso.

Debido a que uno de los objetivos del presente trabajo es describir los diferentes tipos de unidades o facies, de las cuales se obtuvieron 12 microfacies por características petrográficas respectivamente. Por lo que es importante describir a detalle las características obtenidas en cada una de las siguientes unidades, así como conocer la relación que guardan con la columna sedimentaria en estudio. (Figura 12).

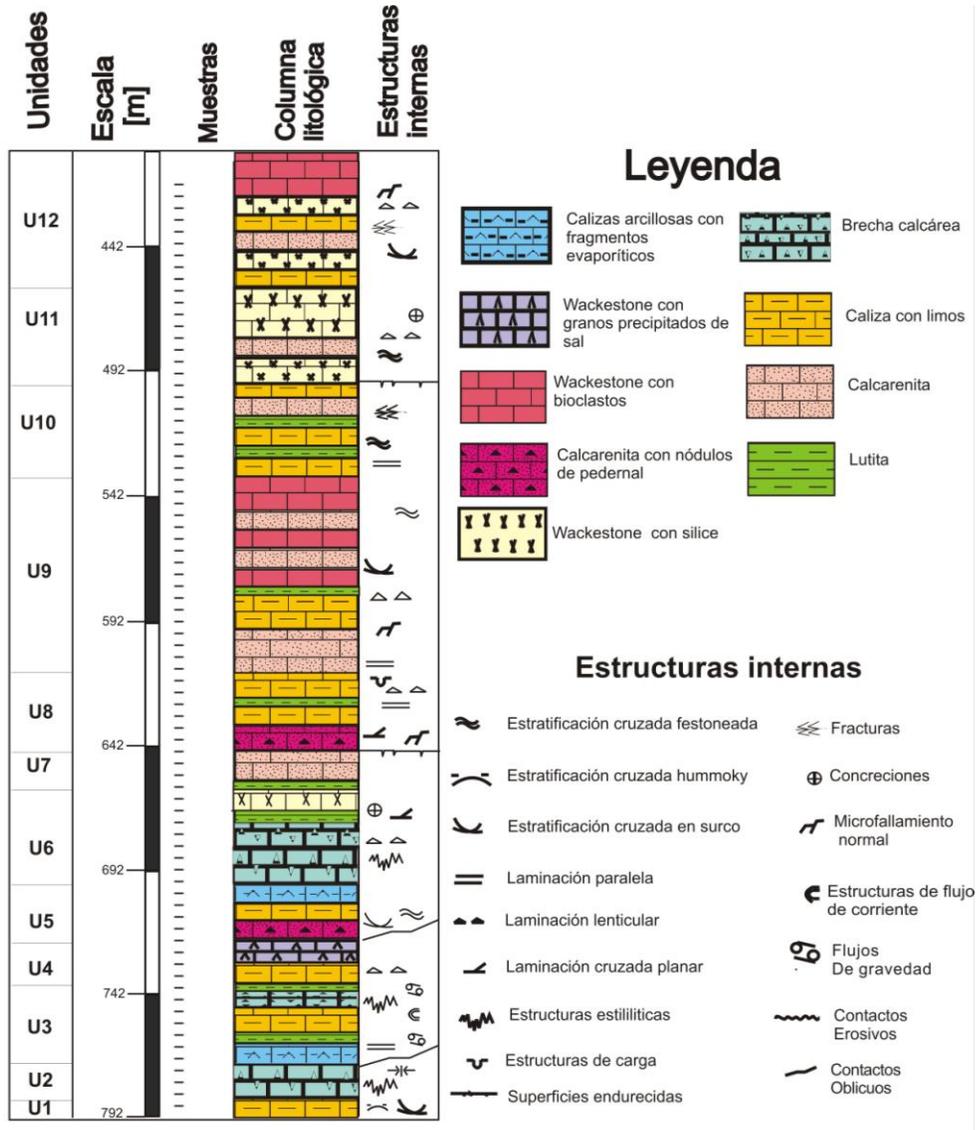


Figura 12. Descripción de la columna sedimentaria de las rocas carbonatadas paleógenas sobreyacentes a la brecha de impacto del Cráter Chicxulub.

IV.2 Caracterización de las microfacies carbonatadas

IV.2.1 Microfacies 1 (Mcf1). Mudstone a wackestone de foraminíferos planctónicos. (785.50 m– 792.17 m)

La unidad 1 presenta un espesor de 6.67 metros, se caracteriza por presentar un paquete de carbonatos de color gris verdoso, (5G 4/1, según la escala de Munsel, Goddard et al., 1948), cabe aclarar que en ocasiones se hará referencia a la escala de Munsel, ya que esta escala no siempre es representativa para los colores en carbonatos, (figura 13).

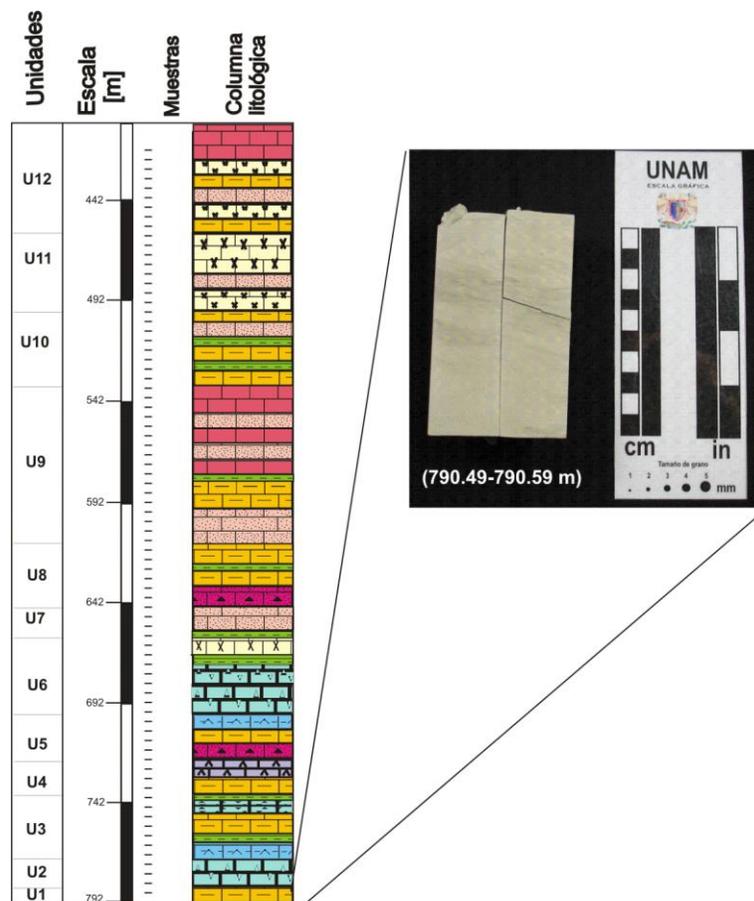


Figura 13. Columna litoestratigráfica donde se representa la ubicación de la unidad 1 (espesor de 6.67 m).

Contiene sedimentos arcillosos de color gris oscuro en forma laminar, con zonas bioturbadas, las laminaciones son de tipo cruzada y festoneada, siendo las estructuras primarias principales de esta microfacies. A los 791.54 metros se observan estratificaciones de color gris oscuro de composición arcillosa, con laminaciones cruzadas, siendo cada vez más frecuentes en la cima de la unidad.

La porosidad se incrementa producto de las bioturbaciones, las cuales han sido rellenadas por sulfuros de hierro (por ejemplo pirita), lo que indica zonas reductoras en esta parte de la secuencia o bien una alteración posterior de origen diagenético. Otras estructuras secundarias se observan como microfallamientos internos, ocasionados por la plasticidad de los materiales constituidos por sedimentos finos. Dentro de la misma facies a los 787.85 m se observa un incremento en el contenido de material arcilloso, ocasionando un tono más oscuro en la textura de la roca, con laminaciones festoneadas y hummocky. La bioturbación es menor debido al incremento de energía en el depósito, lo cual se refleja en las laminaciones de arcilla, en esta parte de la unidad con ritmicidad entre las capas. El reemplazamiento de minerales ferrosos, se presentan de forma esporádica aproximadamente a los 785.60 metros, cerca de la cima de la unidad.

IV.2.1.1 Descripción petrográfica de la Mcf1.

A continuación se detalla la petrografía de las muestras obtenidas correspondiente a la facies o unidad 1 con sus fotomicrografías representativas. En las imágenes se empleó la terminología de *luz transmitida con nicolas paralelos* (con las siglas de LTNP) y *luz transmitida con nicolas cruzados* (con las siglas LTNC), así como se mencionan los objetivos con los cuales fueron tomadas.

Lámina 14a. Muestra Pyax-001, (prof. 792.17 m). Textura de wackestone con foraminíferos planctónicos y escasas formas de foraminíferos bentónicos, los principales aloquímicos que se presentan son trazas de foraminíferos planctónicos globigerínidos, así como también fragmentos de ostrácodos. Cristales de dolomita de forma eudral, esporádicos, en la matriz arcillosa, que se encuentra parcialmente dolomitizada. En algunas partes de la lámina se observa un incremento en la concentración de cristales de

dolomita, donde se aprecia una dolomitización zonal, observadas principalmente en la parte basal de la unidad.

Lámina 14b. Muestra Pyax-002. Wackestone de foraminíferos planctónicos. Principales aloquímicos: foraminíferos planctónicos y fragmentos de ostrácodos. Algunos cristales de dolomita de forma euedral, minerales evaporíticos (anhidrita). Se observa en la fotomicrografía un cambio de facies, de mudstone a wackestone, así como también un cambio en la dureza de la roca. Procesos diagenéticos producto de la compactación como se observa en algunas cámaras de foraminíferos de la lámina.

Lámina 14c. Muestra Pyax-003. Wackestone de foraminíferos planctónicos. Foraminíferos planctónicos y radiolas de equinodermos con algunas laminaciones, con textura de flujo, las cuales se presentan como micro horizontes no continuos de material arcilloso. Las espículas de equinodermo son muy escasas, pero las cámaras de foraminíferos están en mayor proporción.

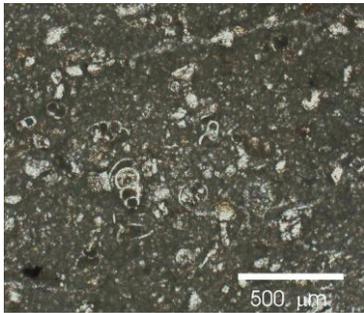


Lámina 14a. Wackestone con foraminíferos planctónicos y escasas formas de foraminíferos bentónicos, con trazas de globigerinidos. LTNP, 5x.

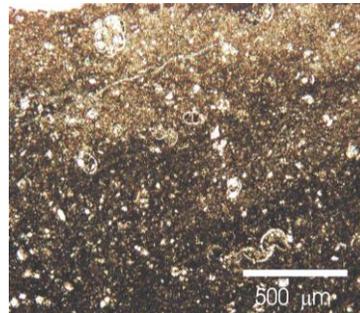


Lámina 14b. Wackestone de foraminíferos planctónicos con fragmentos de ostrácodos. Algunos cristales de dolomita de forma euedral y minerales evaporíticos (anhidrita). LTNP, 5x.

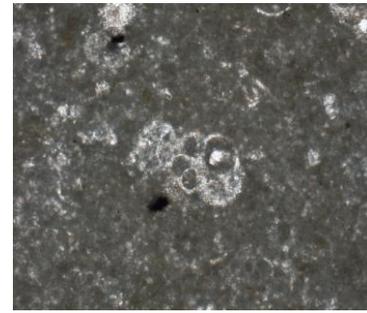


Lámina 14c. Wackestone de foraminíferos planctónicos y algunas radiolas de equinodermos. Microlaminaciones festoneadas de material arcilloso. LTNC, 5x.

Figura 14. Fotomicrografías representativas de la microfacies de la unidad 1, que caracteriza principalmente a un conjunto de calizas mudstone con cámaras de foraminíferos planctónicos.

IV.2.2 Microfacies 2 (Mcf2). Brechas interestratificadas en facies de grano fino. (770.54 m - 785.50 m)

La unidad 2 presenta un espesor de 14.90 metros, conformada por horizontes de brechas con clastos de 2 a 3 mm hasta 7 cm de tamaño, de composición calcárea. Los clastos son de redondeados, subredondeados a subangulosos, presenta una fábrica con clastos flotando en una matriz de grano fino de limos calcáreos, interestratificados con facies de grano fino. Con una porosidad interpartícula mayor al 15%.

Entre los intervalos de brecha se observan laminaciones de color gris verdoso de composición calcárea arcillosa como las observadas en la microfacies 1, lo cual también se presenta en los contornos de los clastos; posiblemente estos clastos forman parte de las brechas de colapso, reportadas por otros autores para esta zona, (Lefticariu, 2006). Las porosidades producto de la disolución son rellenadas por minerales de sulfuros de hierro (como pirita), entre las laminaciones arcillosas (a los 785. 22 metros).

A partir de los 784.41 m, se presentan esporádicos clastos de color blanco de forma redondeada y de composición calcárea (figura 15), con tamaños de 1 milímetro hasta 5 a 10 centímetros de diámetro (a los 783.60 metros), los contactos entre los clastos se encuentran de forma cerrada y con algunos intervalos que presentan gradación normal, sin embargo otros clastos se disponen de forma caótica.

Otros fragmentos de intraclastos calcáreos, menos frecuentes (1% del total del núcleo). Depósitos discontinuos de flujos de brechas, se encuentra interestratificados con paquetes de laminaciones arcillosas. Cuando la cantidad de clastos disminuye, se presentan contactos de tipo abierto que por procesos diagenéticos de disolución, las porosidades son rellenadas por óxidos de fierro. Se presentan cambios gradacionales de tipo normal a los 781.54 m debido a que los clastos son de menor tamaño con diámetros desde 1 a 5 milímetro de diámetro.

A partir de los 781.14 m se observan facies de mudstone de color gris verdoso calcáreo de 25 cm de espesor en la matriz de la brecha. Algunas estructuras de deslizamiento se observan en esta parte de la unidad, lo que indica flujos de detritos en una matriz carbonatada. Con laminaciones horizontales de 2 mm de espesor entre las brechas (a los 779.57 metros).

Se observan estratificaciones de sedimentos limosos carbonatados de color verde (5G 4/1 Munsel, Goddard et al., 1948), a los 779.16 m intercalados con lentes arcillosos de color gris oscuro con mayor disolución y recristalización y clastos de menor tamaño de forma esporádica en intervalos de 15 cm, posteriormente se reanudan los flujos de brechas con incremento en el porcentaje de los clastos. Debido a la diagénesis producto de la presión-disolución forma estructuras estilolitas (a los 778.65 m), con clastos que también sufren disolución intercalada con estratificaciones limosas de color verde de 6 cm de espesor.

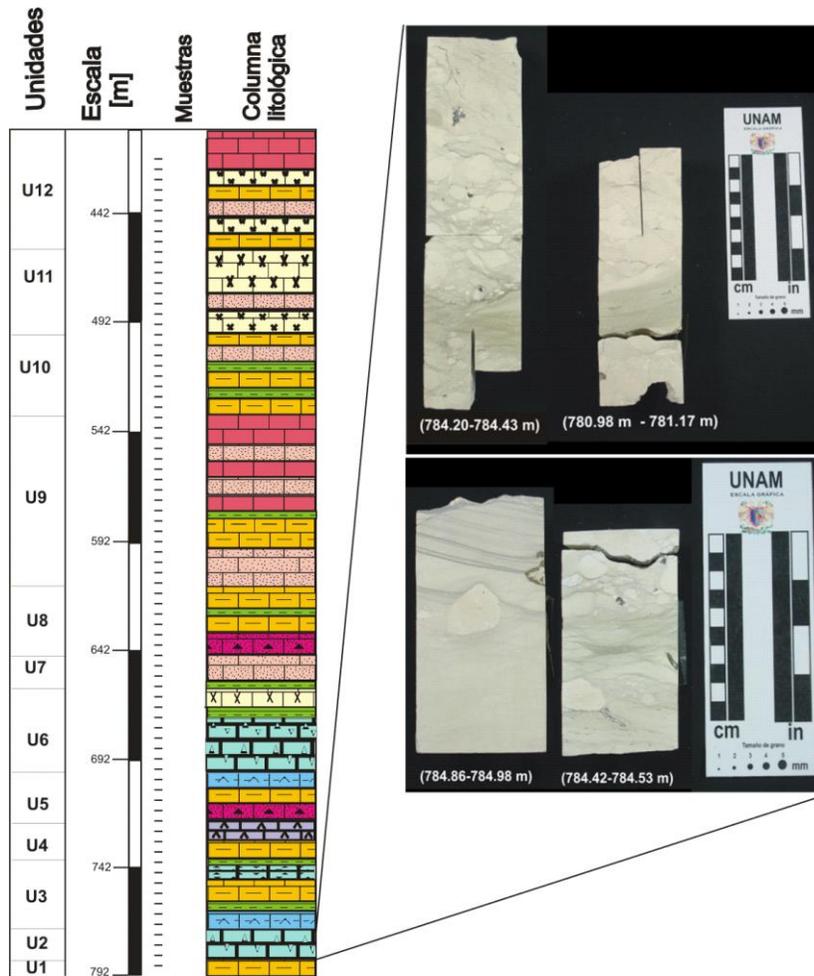


Figura 15. Fragmentos de brechas con clastos subredondeados, desde los 785.20 m a 784.53 m de profundidad. Se observan los procesos de mayor aporte de material arcilloso en los depósitos de brechas.

Se presentan cambios gradacionales, donde los clastos varían de 1 cm a 2 mm en promedio con esporádicas detritos de 5 cm de diámetro. A los 777.05 m, sobreyacen capas de 1.48 m de espesor de mudstone de color verdoso semejante a la descrita en la litofacies 1, con intercalaciones de wackestone de bioclastos que provoca un cambio de coloración de blanco cremoso (5GY 8/1 Munsel). Estos eventos rítmicos de brechas y de zonas de remplazamiento por paquetes arcillosos, se aprecian con frecuencia en este paquete sedimentario.

Sobreyaciendo a este depósito los clastos cada vez son más esporádicos, en donde también se observan algunos fragmentos de roca con agregados de óxidos de hierro, con clastos de color gris oscuro de composición silíceo, interestratificados en capas de 3 cm de espesor con carbonatos arcillosos (a los 775.52 m.). Las capas arcillosas presentan una textura festoneada y estructuras compuestas por estilolitas con picos de baja amplitud y cambios de coloración en la matriz, ya que se hace más oscura debido al incremento del material arcilloso. Al final de la unidad se presentan bloques calcáreos de 13 a 20 cm diámetro, de color blanco cremoso; después de estos bloques continúan facies de wackestone de color gris claro, depositado entre las laminaciones arcillosas (aproximadamente a los 773.45 m).

Una característica particular en esta unidad es que algunos clastos de composición carbonatada sufren un reemplazamiento a material silicificado, observado por su baja reacción ante el ácido clorhídrico, por lo que la roca toma una apariencia rosada, con laminaciones arcillosas de color gris oscuro de forma festoneada. Dentro de esta silicificación se observa una textura reticular de 2 cm de espesor y laminaciones arcillosas, con intervalos de brechas en la cima de la unidad descrita.

IV.2.2.1 Petrografía correspondiente a la Mcf2.

Lámina 16a. Muestra Pyax-005. Wackestone de foraminíferos planctónicos, con aporte de algas rojas, las cuales no se habían observado en la unidad anterior. Algunos fragmentos de ostrácodos y foraminíferos planctónicos, posibles intraclastos de packstone, cristales de dolomita y sulfuros de hierro, con algunos fragmentos de

briozoarios. La presencia de las algas rojas posiblemente indica la procedencia de organismos de zonas someras posiblemente transportados hacia zonas más profundas.

Lámina 16b. Muestra Pyax-010. Wackestone a packstone de foraminíferos planctónicos y bentónicos. Los principales aloquímicos están compuestos por foraminíferos de tipo planctónico y bentónico como algunos miliólidos, entre otros organismos como ostrácodos. Se observa un incremento de organismos por lo que se considera un aumento en la productividad, se presentan también algunos cristales de dolomita y fragmentos de intraclastos.

Lámina 16c. Muestra Pyax-011. Packstone de granos recubiertos (peloides) y foraminíferos bentónicos, se observa un cambio de facies por lo que el contenido de bioclastos se incrementa y se da una variedad de especies. Se presentan foraminíferos planctónicos y bentónicos, peloides, fragmentos de braquiópodos, fragmentos de algas rojas calcáreas y radiolas de equinodermos.

Lámina 16d. Muestra Pyax 013. Conjuntos faunísticos similares a las láminas antes descritas de ésta misma unidad. Se observan secciones de corales, fragmentos de briozoarios, espinas de equinodermos y otros bioclastos.

Lámina 16e. Muestra Pyax-015. Se identifican facies wackestones a packstones de foraminíferos planctónicos y algunos foraminíferos bentónicos con algunos fragmentos de algas rojas.

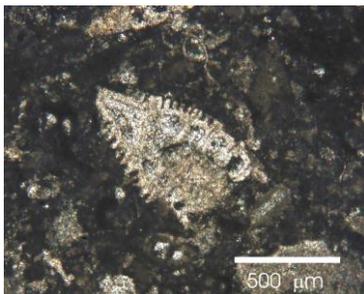


Lámina 16a. Wackestone de foraminíferos planctónicos. Fragmentos de algas rojas y ostrácodos, intraclastos de packstone, con matriz dolomitizada y escasos sulfuros de hierro. LTNC, 5x.

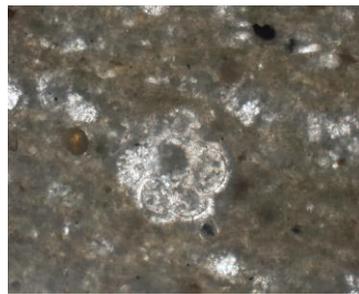


Lámina 16b. Wackestone a packstone de foraminíferos planctónicos y bentónicos. Algunos miliólidos y ostrácodos. Incremento en la cantidad de organismos. LTNP. 5x.

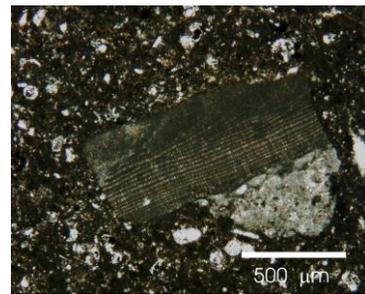


Lámina 16c. Packstone de granos recubiertos (peloides) y foraminíferos bentónicos. Representa un cambio de facies por lo que el contenido de bioclastos se incrementa. LTNC. 5x.



Lámina 16d. Algunas secciones de corales, briozoarios y espinas de equinodermos, entre otros bioclastos. LTNC, 5X.

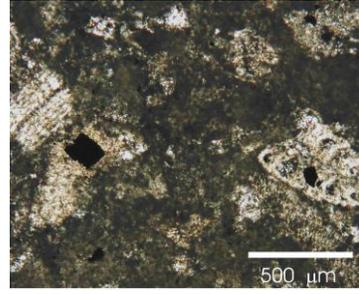


Lámina 16e. Wackestone a packstone de foraminíferos planctónicos y bentónicos con fragmentos de algas rojas. LTNC, 5x.

Figura 16. Fotomicrografías que representa las microfacies de la unidad 2.

IV.2.3 Microfacies 3 (Mcf3). Mudstone a wackestone de bioclastos con intercalaciones de brechas (740.42 m - 770.54 m)

Con espesor de 30 metros, que en la parte basal presenta un mudstone de color gris verdoso claro (5 GY 6/1) con menor contenido de carbonato, intercalado con laminaciones arcillosas de 2 mm a 7 mm de espesor, de color gris oscuro; en un intervalo de 1.28 metros de espesor. Sobreyaciendo se encuentran laminaciones cruzadas, festoneadas y hummoky de diferentes espesores, lo que nos indica variaciones en el aporte de energía, formando contactos irregulares o acrecionales. Estratos limo-arcillosos de color verde, (presentan trazas de feldespatos por DRX), con alta porosidad y algunas se encuentran rellenas por sulfuros de hierro, con menor contenido de carbonato (a los 768.46 m.). Ascendiendo en la unidad se observan estratos con espesores de 5 a 8 cm con laminaciones hummoky fina y menor contenido de carbonato.

A partir de los 761.49 m, la roca cambia a wackestone de color blanco grisáceo, por lo que la cantidad de material arcilloso de color verde disminuye y aumenta la concentración de carbonato de calcio. Una capa de 9 centímetros de espesor de mudstone arcilloso se presentan de forma cíclica, en intervalos de cada 5 mm que ocurre a los 760.14 m de profundidad. Por lo que se presenta una ciclicidad en el aumento y decremento de material arcilloso, siendo la roca de color más claro (blanco cremoso).

Dentro de la textura de wackestone se presentan intercalaciones de brechas que caracteriza a esta unidad sedimentaria. En la matriz se encuentran granos de tamaños mayores a 2 milímetros y esporádicos clastos de 2 cm de diámetro. Otros clastos de color blanco son de evaporitas posiblemente de anhidrita o fragmentos silicificados de color gris a negro. Clastos de menor tamaño con variaciones de 2 mm a 5 mm, se clasifica como otro intervalo de brecha calcárea y clastos de 5 cm de diámetro a los 759.59 m, debido a la baja reacción ante el HCl, se considera que la caliza tiende a dolomitizarse (lo cual es corroborado con los estudios de FRX y DRX).

Un fragmento de 10 cm de diámetro de color blanco (con menor contenido calcáreo), se observa aproximadamente a los 758.42 m, presentando en el borde superior estructuras estilolíticas de amplitud muy delgada, con otros fragmentos de sílice, donde comienza la silicificación de forma horizontal (a los 757.44 m), y un incremento en la compactación. Sobreyaciendo a estos intervalos se observa clastos color blanco grisáceo, semejantes a la unidad anterior, algunos han sido afectados por la disolución por lo que se incrementa la porosidad.

El incremento de la compactación se ve reflejado por las estructuras estilolíticas de baja y alta amplitud (de acuerdo a la clasificación de Logan y Semeniuk, 1976, Logan 1984), las cuales son formadas en la periferia de los clastos y los bordes inferiores de algunos clastos, estas estructuras se observan a los 756.44 m. La variación en el tamaño de los clastos subredondeados de composición calcárea es de 0.5 a 1 cm de diámetro dan lugar a estratos gradacionales con esporádicos fragmentos de rocas calcáreas de 10 cm de diámetro en una matriz porosa. Algunos clastos presentan textura de packstone y otros fragmentos con menor contenido calcáreo; las estilolitas atraviesan algunos detritos de forma diagonal, provocando fracturas en el núcleo (ocurre a los 752.82 m). Disminuye la porosidad por lo que la roca se encuentra más litificada, compactada y fracturada, se observan algunos indicios de materia orgánica entre las estructuras estilolitizadas.

En esta unidad se observan variaciones en la coloración de los núcleos, debido a los cambios en el aporte de carbonatos e incremento de sílice, así como el fracturamiento y estructuras de origen diagenético, que son más frecuentes en esta unidad. A los 751.32 m las estilolitas son de mayor amplitud (de 5 mm) de tipo compuesto y de forma columnar. Entre los fragmentos se presentan una matriz de wackestone de color blanco, con zonas bioturbadas, depositados de forma horizontal, dando lugar a laminaciones finas entre los

clastos Desde los 751.25 hasta el final de la unidad (740.42 m), los clastos son menores de 1 mm de diámetro y la matriz de la roca de grano muy fino. (Figura 17).

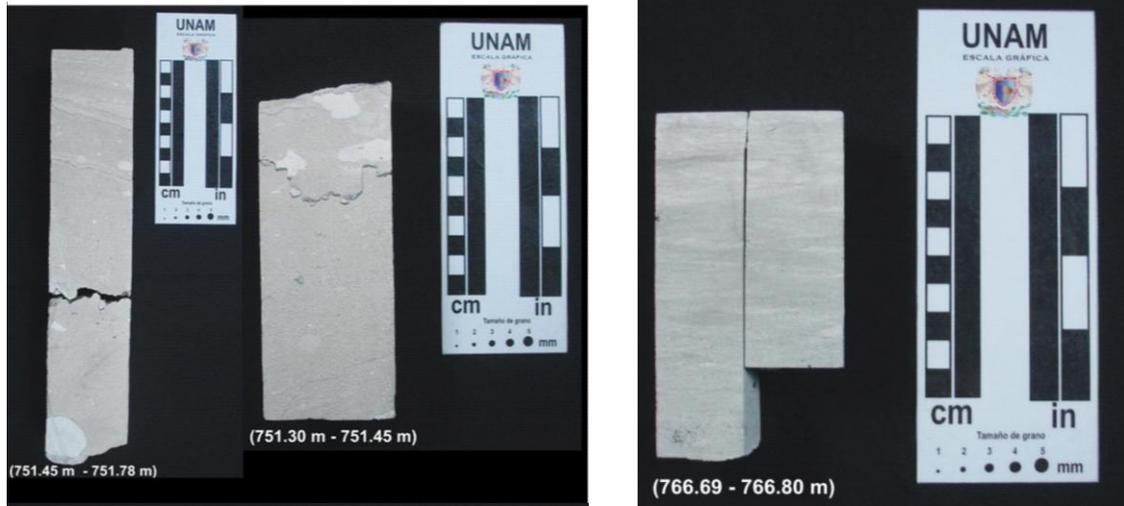


Figura 17. Se pueden observar finas laminaciones y zonas bioturbadas de materia orgánica, donde se muestran estructuras diagenéticas como estilolitas. La primera estructura se encuentra a los 751.45 m, con esporádicos clastos calcáreos de diversos tamaños, a los 751.30 m. En la segunda imagen se observa una estructura de tipo columnar.

IV.2.3.1 Petrografía correspondiente a la Mcf3.

Lámina 18a. Muestra Pyax-017. Se presenta un grainstone a packstone de algas rojas y foraminíferos planctónicos. El grainstone está compuesto de fragmentos de ostrácodos, briozoarios, espículas de equinodermos; mientras que en la parte del packstone se presentan esencialmente foraminíferos planctónicos y bentónicos. El cambio de biozona indica un cambio ambiental de la plataforma. En la fotomicrografía presenta algunos foraminíferos bentónicos. Corte axial de una *Lenticulina cf. americana* (abajo). Corte axial de un fragmento de *Lepidocyclina* sp. (arriba).

Lámina 18b. Muestra Pyax-019. Se presentan microfacies de packstone de bioclastos compuestas por ostrácodos, algas rojas, con predominio de facies planctónicas. Los organismos se presentan mejor conservados y más completos.

Lámina 18c. Muestra Pyax-021. Wackestone de foraminíferos planctónicos. Predominio de microfacies planctónicas, como las ya mencionadas (Pyax-019). Se confirma la presencia de *Morozovelas angulosas* (*M. velascoensis*), no se observan foraminíferos bentónicos.



Lámina 18a. Muestra Pyax-017. Grainstone - packstone de foraminíferos planctónicos. LTNP, 5X.



Lámina 18b. Muestra Pyax-019. Predominan facies planctónicas. LTNP, 10X.

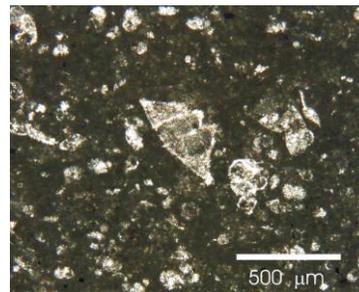


Lámina 18c. Muestra Pyax-021. Se confirma la presencia de *Morozovelas angulosas* (*M. velascoensis*). LTNC, 5X.

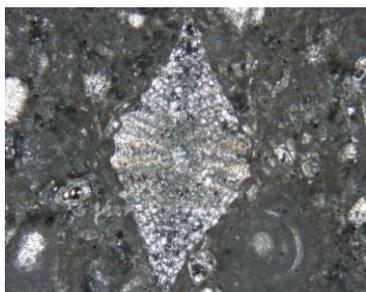


Lámina 18d. Muestra Pyax-025. Packstone de bioclastos y foraminíferos. LTNC, 5x.



Lámina 18e. Muestra Pyax-026. Packstone de bioclastos y foraminíferos bentónicos, otros bioclastos como pelecípodos y placas de crinoides. LTNC, 5X.

Figura 18. Representación de fotomicrografías correspondientes a la microfacies 3. Se presentan cambios de de grainstone a packstone, packstone a wackestone con predominio de facies planctónicas. La mayoría de las láminas fueron tomadas con LTNP, debido a su mayor nitidez..

Lámina 18d. Muestra Pyax-025. Packstone de bioclastos y foraminíferos, con la presencia de foraminíferos tipo *Neodiscocyclina cf. barkeri*.

Lámina 18e. Muestra Pyax-026. Packstone de bioclastos y foraminíferos bentónicos, pelecípodos. Placas de crinoides que indican medios de salinidad normal, comunes en ambientes de aguas frías y calientes. Organismos mejor conservados y variados; posibles condiciones de energía más estables. Foraminíferos bentónicos (*Ranikothalia* cf. *bermudezi*). Reemplazamiento de sulfuros de hierro.

IV.2.4 Microfacies 4 (Mcf4). Wackestone a mudstone de foraminíferos planctónicos con bioclastos. (722.86 m - 740.42 m)

Con un espesor de 17.5 metros, se observa un wackestone de color blanco grisáceo. El límite del contacto entre esta unidad y la anterior se caracteriza por presentar frecuentes estratificaciones de lutitas de color gris verdoso, y una disminución en el aporte de carbonatos con zonas bioturbadas. Se incrementa el aporte de terrígenos y el contenido de sílice (por lo que puede ser corroborado con el análisis de elementos mayores).

Otras características son los lentes silicificados de color pardo y laminaciones festoneadas y anastomosadas, con zonas de disolución de carbonato y precipitación de cuarzo, debido a las variaciones en el aporte de carbonatos de forma cíclica, que se observa en algunas partes del núcleo. Texturas de mudstone de color pardo con laminaciones de flujo, se encuentran entremezcladas en la matriz de wackestone. Laminaciones de calizas arcillosas de color gris oscuro varían de 1 a 2 cm de espesor, muy deleznable, se presentan en diferentes intervalos (a los 737.89 m y 735.96 m, figura 40), con zonas de disolución que han sido rellenados por óxidos de hierro en la base. En el núcleo se presentan algunas marcas de aceite en toda la textura de la roca (dando un aspecto moteado al núcleo). La roca es de color pardo, con menor contenido de carbonato (menor reacción al ácido clorhídrico) y zonas de disolución, intercalada con calizas wackestone de color gris claro que presentan laminaciones arcillosas y fracturamientos rellenos de calcita (a los 735.19 m). En esta caliza de color gris se observa mayor bioturbación.

Se presentan varios plegamientos producto de una sedimentación suave conformada por dos texturas principales: de mudstone y wackestone. En la textura de wackestone existen

cambios de coloración de color pardo claro, con zonas bioturbadas posiblemente posteriores al plegamiento (a partir de los 733.06 metros).

Los pliegues intraformacionales o laminación convoluta, de colores pardos, pueden ser ocasionados por la plasticidad del material, (a los 732.79 m, de su origen se hablará en el capítulo de discusión). Sobre yacente a este depósito se forman algunos lentes de pedernal (siendo el primer lente observado a los 731.03 m), y fracturamientos rellenos de minerales de sulfuros de hierro. (Figura 19).



Figura 19. De izquierda a derecha (profundidad de 731 m a 732 m), se observa el fracturamiento relleno por pirita, con finas laminaciones horizontales. En la parte media se observan laminaciones inclinadas de color pardo; en la derecha (732.46 m a los 732.86 m), se observan plegamientos de deformación suave, en pliegue intraformacional producto por la plasticidad de los materiales.

Sobreyace un wackestone con clastos embebidos de color gris claro interestratificados con calizas arcillosas de espesores de 2 cm de espesor, algunos de estos estratos contienen pequeños lentes o rellenos de sulfuros de hierro (pirita), formados a partir de procesos secundarios y de disolución en condiciones reductoras. Las laminaciones finas son muy frecuentes en esta unidad; lentes de pedernal, comienzan a formarse en varios intervalos, así como también zonas con microfallamientos (729.86 m, figura 20), que son característicos de la deformación del sedimento en zonas arcillosas como los ocurridos en los plegamientos descritos anteriormente.



Figura 20. Los fragmentos de núcleo muestran finas laminaciones de color pardo. El núcleo de la izquierda (729.86 m a 730.05 m), presenta un microfallamiento. En la parte superior del núcleo central (a partir de los 729.26 m.), se muestra un pseudoclasto, donde se da un proceso de silicificación sobre la textura laminar (flujos silicificados). El fragmento de la derecha (724.23 m a 724.35 m), muestra el intervalo de brecha.

Cerca de los 729 metros un pseudoclasto se encuentra embebido en las laminaciones (figura 20 núcleo central), considerado como flujos silicificados por su textura laminar. Sobreyace una brecha con clastos calcáreos y evaporíticos de 5 cm de diámetro; el espesor de la brecha es de 21 cm (724.23 m.), con menor aporte carbonatado en la matriz. Los estratos de pedernal son de 2 a 3 centímetros de espesor, intercalado con

laminaciones de color pardo de 1 mm de espesor e intervalos de clastos con textura de packstone y brechas con clastos de 5 cm de diámetro de mayor contenido calcáreo y clastos subredondeada con diámetros menores de 1 y 2 cm. Próximo a los 724 m se observa el último fragmento de brecha, observado en esta unidad (figura 20, fragmento de núcleo de la derecha). Les sobreyace un conjunto de laminaciones arcillosas de color pardo oscuro de 3 mm de espesor. Los lentes de pedernal, rellenan porosidades fenestrales (porosidad rellena de forma intermitente), algunos clastos entre las laminaciones presentan imbricación indicando un posible flujo de corriente a los 729.97 metros.

IV.2.4.1 Petrografía correspondiente a la Mcf4.

Lámina 21a. Muestra Pyax-038. Wackestone a packstone de foraminíferos planctónicos. Foraminíferos planctónicos con presencia de bentónicos. Se presentan flujos de corrientes provocando bioclastos imbricados, sobre la dirección de las laminaciones de composición arcillosa. Se observan microfacies más profundas.

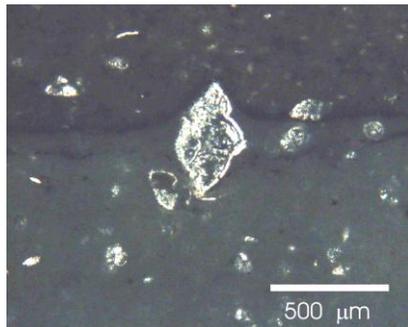


Lámina 21a. Muestra Pyax-038. Wackestone a packstone de foraminíferos planctónicos. LTNC, 5X.

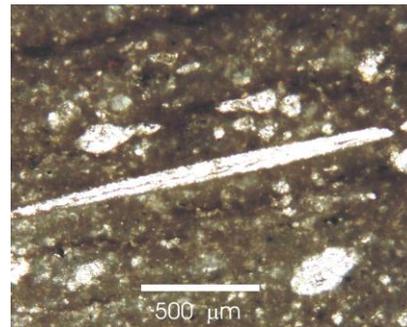


Lámina 21b. Muestra Pyax-042. Wackestone de foraminíferos planctónicos y bentónicos. LTNC, 5X.

Figura 21. Fotomicrografías representativas de la microfacies 4. Varían de wackestone a packstone de foraminíferos planctónicos a wackestone de foraminíferos.

Lámina 21b. Muestra Pyax-042. Wackestone de foraminíferos planctónicos y bentónicos. El contenido de carbonato disminuye y se observa un aumento en el contenido de materia orgánica. En la base de la lámina se observa una textura de wackestone con laminaciones de óxidos de hierro con bioturbación y poros redondeados.

IV.2.5 Microfacies 5 (Mcf5). Wackestone a packstone de foraminíferos planctónicos y bentónicos. (699.08 - 722.86 m).

De espesor de 23.8 metros, en el límite de esta unidad con la unidad subyacente se forma un contacto acrecional lateral, el cual está marcado por una roca de color gris oscuro, con mayor contenido de terrígenos y ausencia de pedernal. Sobre esta primera parte se deposita un estrato de espesor medio de 20 cm de lutita calcárea de color gris claro, la porosidad de la roca se incrementa ligeramente y en la matriz se observan zonas de disolución rellenas de pirita.

A los 721.84 m, se observa un fragmento de roca evaporítica de 7 cm lenticular de color gris, con laminaciones de 1 a 2 mm y mayor porosidad, intercalado con wackestone de color blanco cremoso y bioturbación por lo que se incrementa el contenido de carbonato y laminaciones de wackestone a mudstone de 2 a 3 mm de espesor. Entre los 718 y los 720 m, se muestran estratificaciones formadas por laminaciones compuestas por material arcilloso silicificado, de 5 a 7 cm de espesor. Dentro de las zonas laminares se presentan zonas bioturbadas de wackestone arcillosos.

Sobreyace un paquete de laminaciones arcillosas de forma cruzada y anastomosada con aporte de cuarzo microcristalino, éstas se presentan de forma cíclica en un metro de espesor dentro de la unidad. Sobreyace un depósito de calcilita, con variaciones en el contenido de carbonato de calcio, donde en algunos intervalos el carbonato disminuye o está ausente, corroborado con la falta de reacción ante el HCl (diluido al 10%). El pedernal de color negro suele presentarse de forma sinuosa o en forma de lentes. La disolución del carbonato y la precipitación de sílice provocan cambios continuos de coloración en esta unidad. Próximo a los 715.65 metros se observa un cambio de coloración en la roca debido al incremento de cuarzo microcristalino, siendo éste de color pardo claro con menor contenido de carbonato y algunos clastos en la matriz, (figura 22).

La sedimentación se da en laminaciones finas con lentes de color pardo e intercalaciones de capas de material ferroso (3 cm de espesor), estructuras diagenéticas ocasionadas por la silicificación de forma alargada de forma fluidal de color pardo, que tiende a desplazarse de manera ascendente, (figura 22), esto se observada en las muestras de petrografía de Pyax 58, 59 y 60.



Figura 22. Laminaciones de espesores finos con variaciones de carbonato entre los 714 m y 712 m. En el núcleo con profundidad de 707.99 a 708.29 m se observan zonas de flujo provocadas por la silicificación.

Las variaciones del aporte arcilloso, se reflejan por los cambios de tonalidad en los testigos de núcleos. Se observan zonas bioturbadas con laminaciones inclinadas de 2 mm de espesor, con estructuras de sedimentación suave de carga y con un incremento en el fracturamiento, otros lentes de color azulado que posiblemente son de composición arcillosa se presentan a los 710.87 metros.

Flujos calcáreos silicificados de color pardo (en forma de "s"), se observan en un intervalo de 10 cm aproximadamente, hasta los 707.10 m (figura 22). Sobre estas estructuras se depositan laminaciones cruzadas festoneadas, con menor contenido de carbonato y esporádicos clastos de wackestone de color blanco de 5 cm de diámetro interestratificados con lutitas de color gris, las cuales presentan alta fisibilidad. El incremento en la silicificación provoca cambios en la coloración que varían de gris claro a oscuro y blanco cremoso con minúsculos lentes de pedernal de color negro y laminaciones arcillosas de 13 cm de espesor y algunos clastos de wackestone de color blanco (700.53 y 701.5 metros).

IV.2.5.1 Petrografía correspondiente a la Mcf5.

Lámina 23a. Muestra Pyax-051. Microfacies de wackestone arcilloso a packstone de bioclastos con foraminíferos planctónicos. En la base se observa un incremento de wackestone de foraminíferos planctónicos arcilloso. En la parte superior se presenta un incremento de aloquímicos de color más claro y un incremento de briozoarios en una matriz micrítica.

Lámina 23b. Muestra Pyax-052. Se observa un cambio en la textura que pasa de wackestone de bioclastos a mudstone con algunos intraclastos en una matriz de mudstone arcilloso con apariencia de flujos de origen diagenéticos provocados por una compactación diferencial donde estos flujos pueden proceder de zonas menos profundas a más profundas. Compuestos esencialmente de foraminíferos planctónicos y escasas formas bentónicas y fragmentos de pelecípodos pelágicos y ostrácodos con pequeños rotálidos.

Lámina 23c. Muestra Pyax-058. Mudstone a packstone de bioclastos con foraminíferos planctónicos y escasos foraminíferos bentónicos. Otros bioclastos como fragmentos de

moluscos, espículas de equinodermos, algas y escasos ostrácodos. Laminaciones de color rojizo de óxidos de hierro, provocados por el incremento de materia orgánica (como posibles interrupciones en el proceso de sedimentación), con algunos parches de materia orgánica que indican una mayor diagenésis.

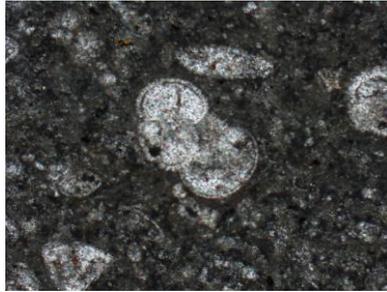


Lámina 23a. Muestra Pyax-051. Microfacies de wackestone arcilloso a packstone de bioclastos con foraminíferos planctónicos. LTNC, 20X.



Lámina 23b. Muestra Pyax-052. Wackestone de bioclastos en una matriz de mudstone. LTNC, 5X.

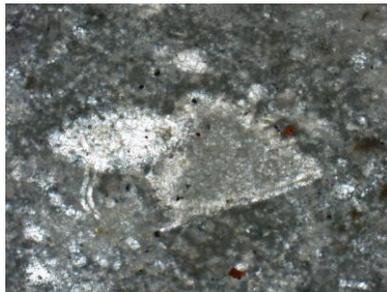


Lámina 23c. Muestra Pyax-058. Mudstone a packstone de bioclastos con foraminíferos planctónicos y escasos foraminíferos bentónicos. LTNC, 10X.



Lámina 23d. Muestra Pyax-069. Packstone a grainstone de foraminíferos bentónicos y planctónicos, predominan los primeros. LTNC, 5X.

Figura 23. Fotomicrografías representativas de la microfacies 5. Representa principalmente facies de wackestone a packstone y de mudstone a packstone de foraminíferos planctónicos y bentónicos.

Lámina 23d. Muestra Pyax-069. Packstone a grainstone de foraminíferos bentónicos y planctónicos, con predominio de los primeros. Existe una variedad de fauna con alta productividad de organismos, incremento en el contenido de algas rojas y foraminíferos

planctónicos que parecen tener una imbricación con respecto a la dirección de flujo de forma horizontal, rellenos de calcita. Otros fragmentos de briozoarios, ostrácodos, miliólidos y bivalvos o pelecípodos (posiblemente indican algún proceso de remoción diagénética). Esto puede indicar un sitio de depósito de aporte de agua cercano al continente.

IV.2.6 Microfacies 6 (Mcf6). Calciruditas de wackestone a packstone de foraminíferos planctónicos y bioclastos. (659.20 m - 699.08 m).

Unidad con espesor de 39.88 metros. Se caracteriza por presentar en la base una mayor cantidad de calciruditas (tamaño de grano definidos por Carozzi, 1988 y Flügel, 2010) de grano grueso a fino con clastos que varían en promedio de 2 cm hasta 2 mm de diámetro, de color blanco, con formas angulosas y subredondeadas, de origen calcáreo y evaporíticas, lo que representa un contacto abrupto con la unidad subyacente. Dichos clastos conforman texturas de rudstones y floatstones con clastos de color gris oscuro posiblemente evaporíticos, hasta 8 cm de diámetro, muy esporádicos. En general los clastos varían de gruesos a finos hacia la cima, lo que representa una gradación normal.

Sobreyaciendo se encuentran texturas que varían de mudstone a wackestone y escasos packstone, algunos fragmentos presentan variaciones en su composición formando aureolas alrededor de los clastos, debido a los cambios de coloraciones de pardo oscuro a blanco cremoso, (como los reportados en el pozo UNAM-5; Escobar, 2005). Este tipo de aureolas que bordean a los clastos debido a las variaciones de concentración de sílice, con zonas de sílice en los bordes, serán más frecuentes hacia las zonas menos profundas de esta secuencia (a los 698.86 m).

Sobre este paquete de rocas, se observa una caliza de color gris oscuro muy homogénea, con fracturamientos y clastos o pseudoclastos amorfos, sus tamaños varían de 1 a 5 cm de diámetro, también se presentan algunas zonas de disolución, algunos microfallamientos y zonas de deformación provocando plegamientos intraformacionales en los sedimentos suaves del mudstone (a los 694.86 metros).

Algunos crecimientos de forma circular provocados por la disolución del carbonato, forman concreciones con núcleo no bien definido, con disminución de carbonato de calcio,

ocasionando fracturamiento radial (694.42 m, figura 24). Sobreyaciendo se presenta un cambio textural de wackestone a posible packstone caracterizado por el cambio de coloración en la roca, siendo de color más blanco con micropliegues, aún con diagénesis marcada por las estructuras estilolíticas, con estratificaciones y laminaciones de lutitas calcáreas de 4 a 18 cm de espesor y textura festoneada en la cima del estrato. (Próximo a los 692.09 metros).



Figura 24. Las texturas de estos núcleos son características de sedimentos suaves que presentan finas laminaciones a los 698 m. Esporádicos microfallamientos ocasionados por pequeñas zonas de deslizamientos en el sedimento. A la misma profundidad se presenta lo que se le llamó una pseudoconcreción. La imagen a los 659.42 m, muestra laminaciones arcillosas y pedernal en forma de lentes.

Las zonas bioturbadas y silicificadas se muestran con mayor frecuencia con intercalaciones de estratos arcillosos de 5 a 8 cm de espesor, a lo largo de esta litofacies, (cerca de los 687.27 metros). El incremento del aporte silíceo provoca que disminuya la fase carbonatada, de la misma manera el aporte arcilloso se hace más abundante, donde se observan espesores hasta de 8 cm y algunas zonas con pedernal de color negro con bordes o aureolas de color blanco y laminaciones arcillosas con cuarzo microcristalino de color gris claro a pardo claro y oscuro, con espesor de 3 cm (679.45 m). En esta parte de la secuencia se observan zonas bioturbadas, con mayor porosidad y permeabilidad. Se observan laminaciones con fragmentos de pedernal se observan cerca de los 669.48 m, que en algunas ocasiones se perciben zonas de precipitación del sílice o en forma de lentes de unos cuantos centímetros de espesor. Algunos aportes de silíceos son de diferentes colores que varían de gris a negro, ocasionados por la introducción de carbonato en el cementante de carbonato silicificado. Cinco metros arriba a los 663.87 metros es cuando se presenta un estrato de material arcilloso de 2 cm de espesor, depositado de forma horizontal, donde se observa un incremento en el contenido de carbonato y el color de la roca es más claro. (Figura 24).

IV.2.6.1 Petrografía correspondiente a la Mcf6.

Lámina 25a. Muestra Pyax-071. Wackestone con escasos foraminíferos planctónicos. Se incrementa el aporte arcilloso con fósiles embebidos en intraclastos y laminaciones, por lo que se asocian a la presencia de facies más profundas.

Lámina 25b. Muestra Pyax-074. Wackestone a packstone con abundantes foraminíferos planctónicos. Laminaciones cruzadas de color pardo rojizo con incremento de óxidos; se incrementan los foraminíferos planctónicos, aloquímicos ligeramente imbricados en dirección de la laminación. Principalmente indican facies profundas.

Lámina 25c. Muestra Pyax-090. Wackestone a packstone de foraminíferos planctónicos. Variación en el contenido faunístico, presentan organismos de ambientes someros como fragmentos de crinoides y foraminíferos planctónicos. Fragmentos de packstone concentrados en zonas o lentes dentro de la textura de wackestone, esto se observa

hacia la parte menos profunda de la muestra. Procesos diagenéticos de reemplazamiento a sulfuros de hierro en lentes o pequeños intervalos.

Lámina 25d. Muestra Pyax-093. Wackestone de foraminífero planctónicos. En la parte inferior de la lámina se observa una textura de packstone, con foraminíferos planctónicos, bentónicos y miliólidos, por lo que pudieron traídos de las zonas más someras a zonas de facies más profundas. Otros organismos como calciesferas (funcionan como insertasedis). Algunos foraminíferos con neoformaciones de minerales producto de la diagénesis, otras partes con mayor contenido de pedernal.

Lámina 25e. Muestra Pyax-096. Wackestone a packstone de bioclastos y foraminíferos planctónicos. Esencialmente constituida por foraminíferos planctónicos, con fragmentos de equinodermos, con posibles calciesferas. Posiblemente pertenezca a facies más someras.

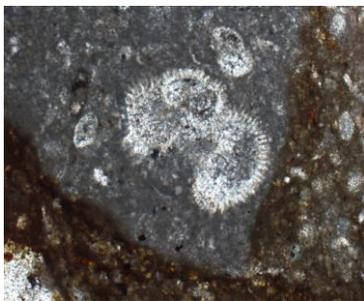


Lámina 25a. Muestra Pyax-071. bordes arcillosos con mayor contenido de óxidos de hierro. LTNC, 5X.

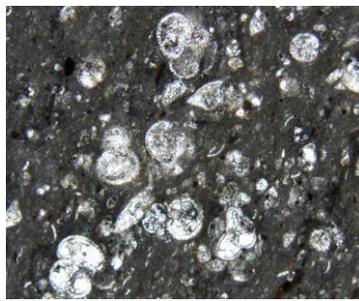


Lámina 25b. Muestra Pyax-074. Wackestone a packstone con abundantes foraminíferos planctónicos. LTNC, 10X.

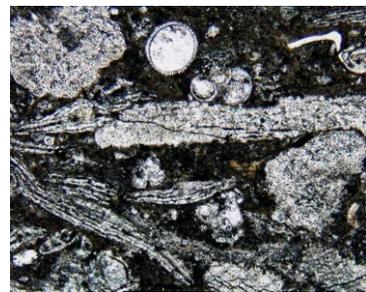


Lámina 25c. Muestra Pyax-090. Fragmentos de crinoides y foraminíferos planctónicos.. LTNC, 5X

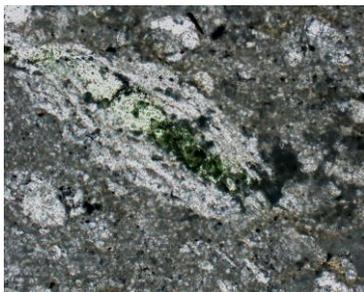


Lámina 25d. Muestra Pyax-093. Las dos imágenes corresponden a la misma lámina. Wackestone de foraminífero planctónicos. Se presentan algunos miliólidos que pudieron ser traídos de zonas más someras hacia facies profundas. LTNC, 10X.

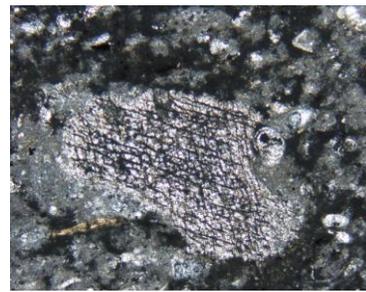


Lámina 25e. Muestra Pyax-096. Se observan algunos fragmentos de equinodermos y calciesferas. LTNC, 5X.

Figura 25. Presencia de micro y macro organismos pertenecientes a la microfacies 6.

IV.2.7 Microfacies 7 (Mcf7). Wackestone a packstone de foraminíferos planctónicos y bioclastos. (643.48m - 659.20m)

Con un espesor de 15.72 metros, se observan carbonatos más puros (con menor contenido de arcilla), con intercalaciones de pedernal de forma lenticular y estratificada de color gris claro, con laminaciones calcáreo-arcillosas de espesores de 13 centímetros aproximadamente, que se presentan de forma cíclica, con lentes arcillosos producto de la alta bioturbación manifestada en la secuencia. (Figura 26).

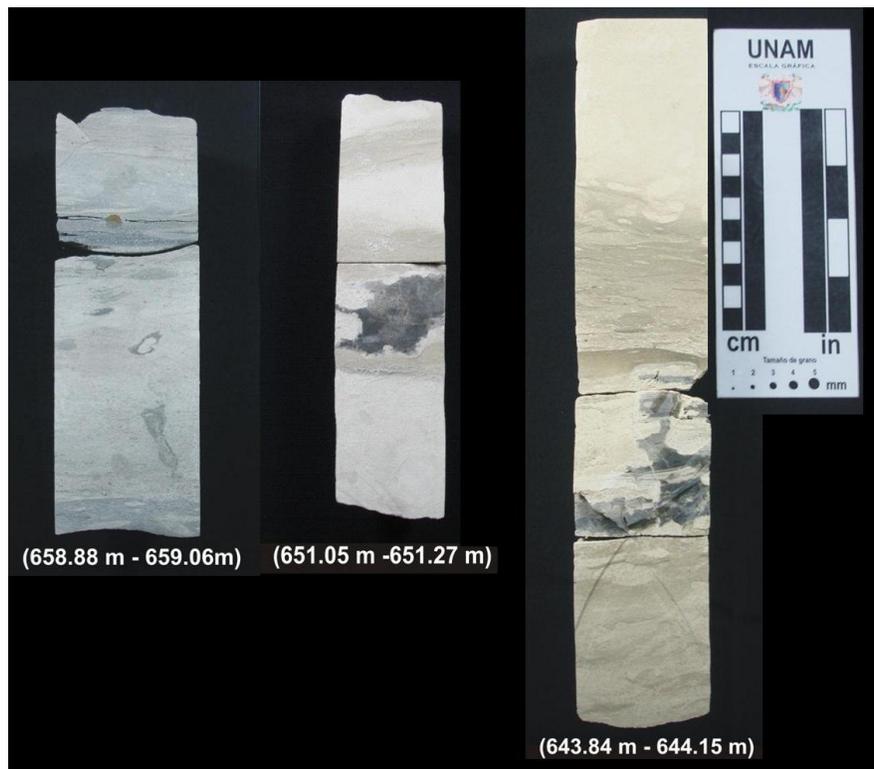


Figura 26. Variaciones de pedernal dentro de la matriz calcárea con aporte de terrígenos. A los 658 m existe un cambio de coloración de la roca lo que definió la diferenciara con la unidad anterior.

Se presentan estratificaciones con laminaciones horizontales (con espesores de 15 cm), de wackestone arcillosos a wackestone más puros de color gris claro a blanco cremoso. Sin embargo, se siguen presentando variaciones de pedernal y decrementos en el carbonato de calcio con estratos delgados de pedernal de color pardo claro de 1 a 2 cm

de espesor, (figura 25). Esta unidad es muy semejante a la anterior solo se diferencia por el incremento en el aporte de terrígenos. Desde los 654.48 m existe un depósito de pedernal de origen diagenético de forma fluidal, en diferentes intervalos. Frecuentes variaciones de color en la roca debido a los cambios en el aporte de material arcilloso, con aparentes estratificaciones de pedernal de color negro de 7 cm de espesor (648.68 metros). Zonas bioturbadas que atraviesan el núcleo cerca de los 645.66 m.

IV.2.7.1 Petrografía correspondiente a la Mcf7.

Lámina 27a. Muestra Pyax-097. Wackestone a packstone de foraminíferos planctónicos con recristalización de pedernal. Se presentan dos facies: en la parte basal es más silicificada, y en la parte superior una textura de wackestone a packstone de bioclastos. La diagénesis se da en zoneamientos rojizos con textura laminar fluidal, producto de la transformación y disolución de los organismos.



Lámina 27a. Muestra Pyax-097. Se presenta una silicificación que comienza desde la base de la sección delgada. LT, 10X

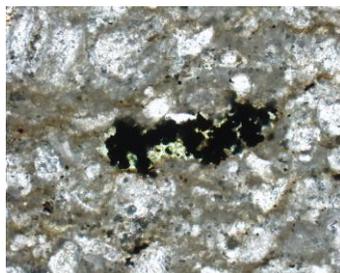


Lámina 27b. Muestra Pyax-099. Cambio de facies de packstone a wackestone, con relleno de minerales de sulfuros de hierro LT, 5X.

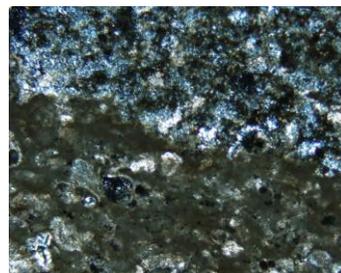


Lámina 27c. Muestra Pyax-100. Muestra el límite de la parte de wackestone con reemplazamiento de pedernal. LTNC, 10X.

Figura 27. En este paquete de laminas correspondientes a la microfacies 7 se muestran un incremento en la diagénesis por reemplazamiento de pedernal.

Lámina 27b. Muestra Pyax-099. Wackestone a packstone de bioclastos. Presenta cambios texturales de packstone a wackestone con una variación de bioclastos a

diferencia de las otras muestras. Relleno de minerales de óxidos de hierro como producto del remplazamiento.

Lámina 27c. Muestra Pyax-100. Wackestone de bioclastos con foraminíferos planctónicos. Se presenta una textura mezclada con aporte arcilloso y sustitución de carbonato por pedernal de origen diagenético con relleno de sulfuros hierro. La lámina muestra el límite de la parte de wackestone con la parte silícea.

IV.2.8 Microfacies 8 (Mcf8). Wackestone a packstone arcilloso interestratificados con pedernal. (611.50 m – 643.48 m).

Presenta un espesor de 31.48 metros, se caracteriza por presentar un evento rítmico de estratos con laminaciones de 1 a 2 cm de espesor de composición arcillosa interestratificada con wackestone ligeramente arcillosos y silicificados, (figura 28).

A 3 metros arriba de la base de esta unidad, una capa de pedernal, con zonas bioturbadas y laminaciones cruzadas con porosidades de tipo fenestral, cementadas por pedernal de color negro de forma lenticular y laminar, estratificándose de forma sinuosa a los 638.37 metros, así como estratos de lutitas calcáreas de color gris de 12 y 3.5 cm de espesor y esporádicos clastos de pedernal de 8 cm de diámetro.

El primer intervalo del conjunto laminar se encuentra a los 638 metros con un espesor de 10 cm aproximadamente, (figura 28). Sobreyacen calizas arcillosas constituidas por laminaciones muy finas de sedimentos arcillosos a los 631.46 metros, en intervalos de 3 cm de espesor aproximadamente. El pedernal es menos abundantes en forma lenticular, algunos estratos arcillosos son de 10 cm de espesor, interestratificados con wackestone con laminaciones de pedernal en forma de flujo (de formas irregulares). Estratificaciones de finas a medianas y laminaciones con microfallamientos de tipo normal en forma de inyección de material arcilloso con lentes de pedernal de 5 a 7 cm.

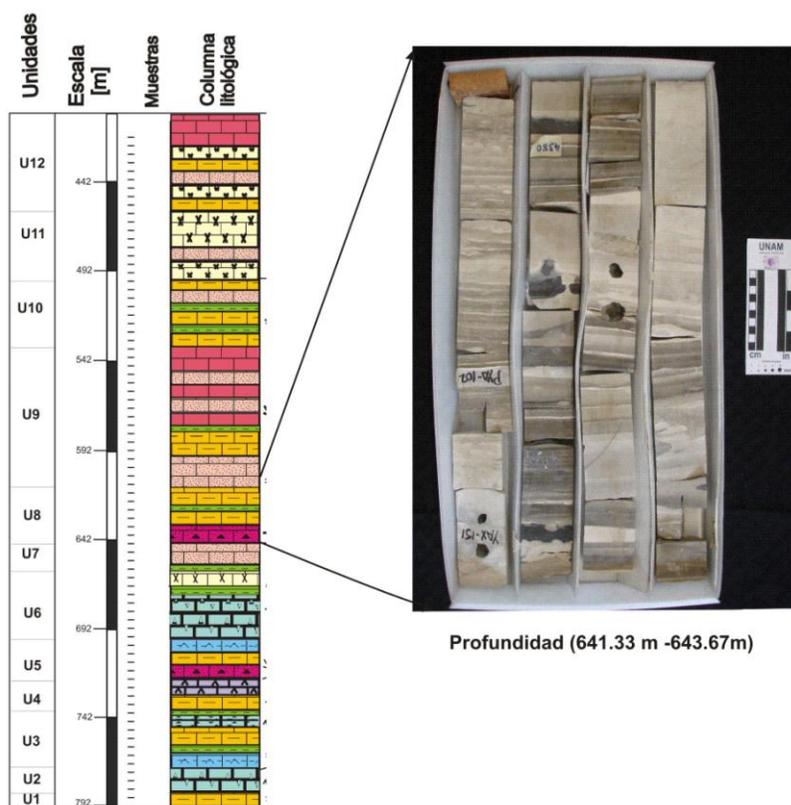


Figura 28. La unidad 8 está representada por eventos laminares de forma cíclica, en diferentes intervalos, donde el límite inferior está marcado a los 643.67 metros.

Cerca de la cima de la unidad, capas de pedernal de color negro de 10 cm de espesor, de origen diagenético, con un incremento en el cementante de composición de sílicea. A estas rocas se les han denominado silexitas por el alto contenido de cuarzo microcristalino; las laminaciones horizontales entre los estratos de calcarenitas de grano fino y wackestone arcilloso, son cada vez más finos variando de 0.5 cm a 1 cm de espesor con depósitos de caliza de color gris claro. A este tipo de depósitos se les denominaron como “tormentitas” debido a su origen. Sobreyaciendo disminuye el carbonato, en las calizas de color pardo; sobre éstas un conjunto de calcarenitas con capas de material arcilloso y lentes de pedernal (figura 29). A los 614.12 m, las

laminaciones se incrementan intercaladas con bandas de pedernal; con deformación producto de la compactación.



Figura 29. Se presentan diferentes testigos de núcleo donde se muestra la ritmicidad de las láminas de material arcilloso, intercalados con wackestone y algunos lentes de pedernal.

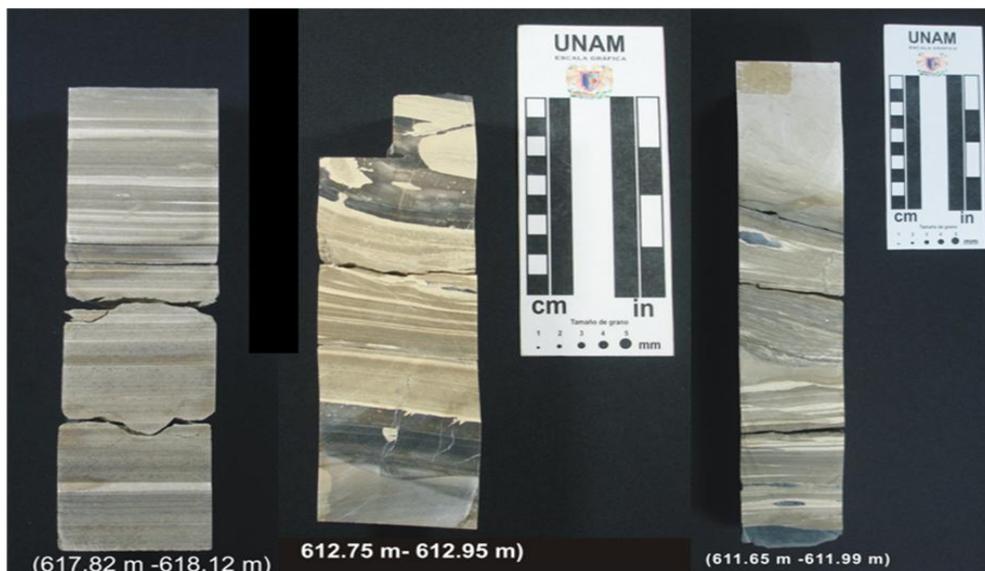


Figura 30 Paquete de estratos laminares dispuestos de forma cíclica por lo que son denominados como depósitos de tormentitas con laminaciones de pedernal.

IV.2.8.1 Petrografía correspondiente a la Mcf 8.

Lámina 31a. Muestra Pyax-103. Wackestone de bioclastos con foraminíferos planctónicos. Existe un cambio de coloración en esta lámina en comparación con las muestras anteriores (Pyax-099 a Pyax-102), es de color claro con pequeños lentes pardos. Disminuyen la cantidad de foraminíferos planctónicos. Clastos de color rojizo como minerales de óxidos de fierro y horizontes bioturbados ocasionados por la diagénesis.

Lámina 31b. Muestra Pyax-106. Wackestone a packstone de foraminíferos planctónicos (con un incremento en la microfauna). Microfacies menos profundas, por la variación textural de wackestone a packstone. Foraminíferos bentónicos como ortofragmínidos (lepidociclinas), otros planctónicos y algunos fragmentos de briozoarios. Pequeños cuarzos microcristalinos en menor proporción. Mayor matriz calcárea, cambiando a facies de mudstone.

Lámina 31c. Muestra Pyax-115. Wackestone de foraminíferos planctónicos con pedernal. La parte basal es de color claro con mayor contenido arcilloso y en la parte superior de la lámina es de color más oscuro, por el incremento de arcilla. Los organismos se encuentran remplazados por sílice y laminaciones horizontales por la compactación, microorganismos imbrincados en dirección de las capas.

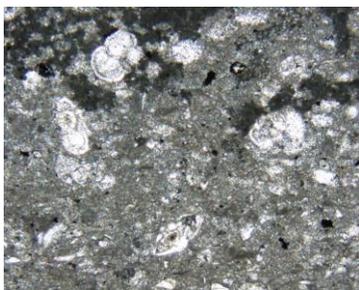


Lámina 31a. Muestra Pyax-103.. Se da una disminución en la cantidad de bioclastos sobre todo en los foraminíferos planctónicos. LTNC, 5X.

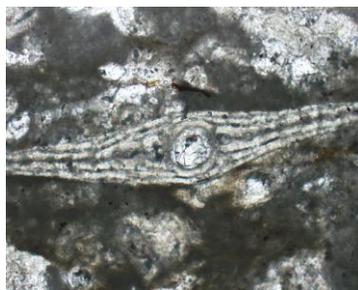


Lámina 31b. Muestra Pyax-106. Cambio de facies de wackestone a packstone, posible somerización. LTNC, 10X.

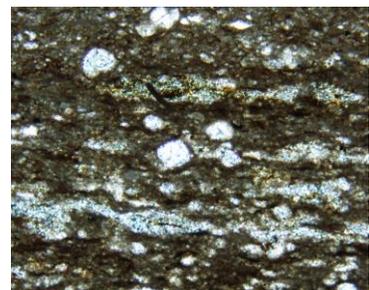


Lámina 31c. Muestra Pyax-115. Wackestone silicificado. LTNC, 5X.

Figura 31. Fotomicrografías con variaciones texturales, debido al incremento de fauna, correspondiente a la microfacies 8.

IV.2.9 Microfacies 9 (Mcf9). Wackestone a packstone de bioclastos y calcilitita. (529.89 m – 611.50 m).

Con espesor de 81.61 metros. En la base de la unidad se observan escasas laminaciones semejantes a las descritas en la unidad 8, con menor intensidad y zonas bioturbadas. Se observan calizas más compactas y consolidadas con laminaciones arcillosas finas en pequeños intervalos (de 5 cm de espesor), intercaladas con espesores no laminares y mayor bioturbación, lo que le da un color más blanco al núcleo, debido al incremento de carbonato. Aunque en la base de la unidad aún se presentan las capas laminares, éstas con menor frecuencia a lo largo del núcleo, provocando lentes arcillosos a medida que disminuyen las laminaciones. (Figura 32).

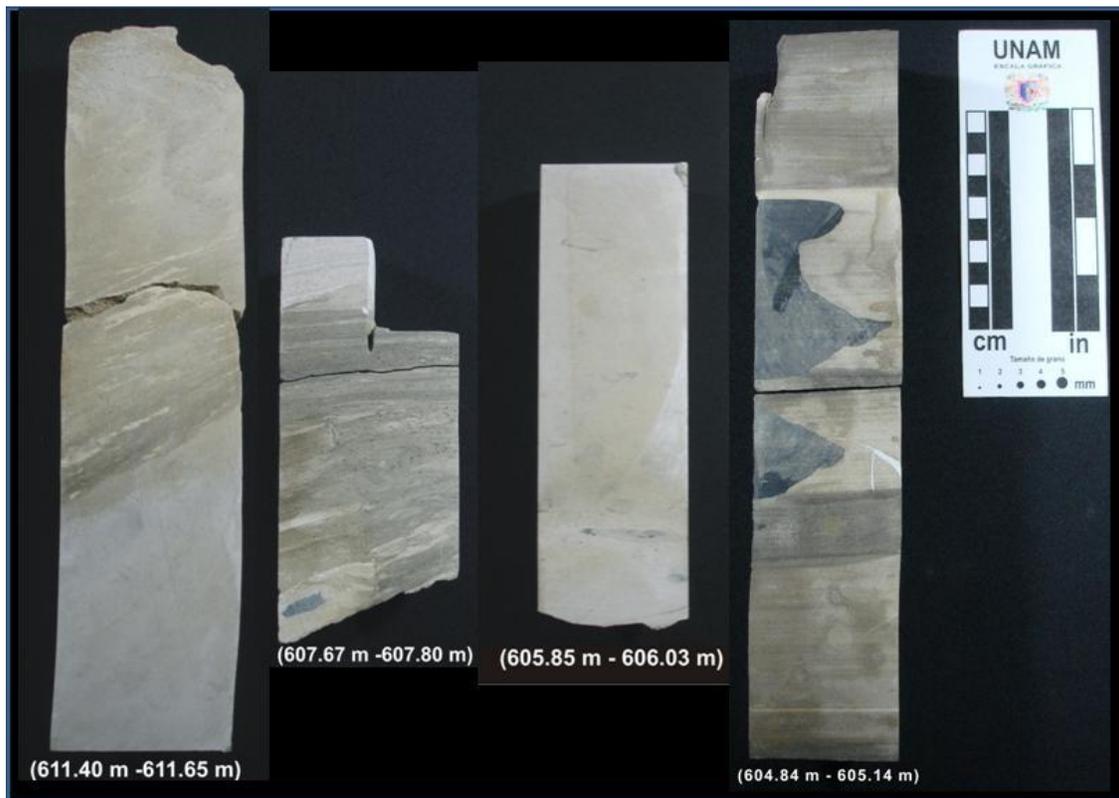


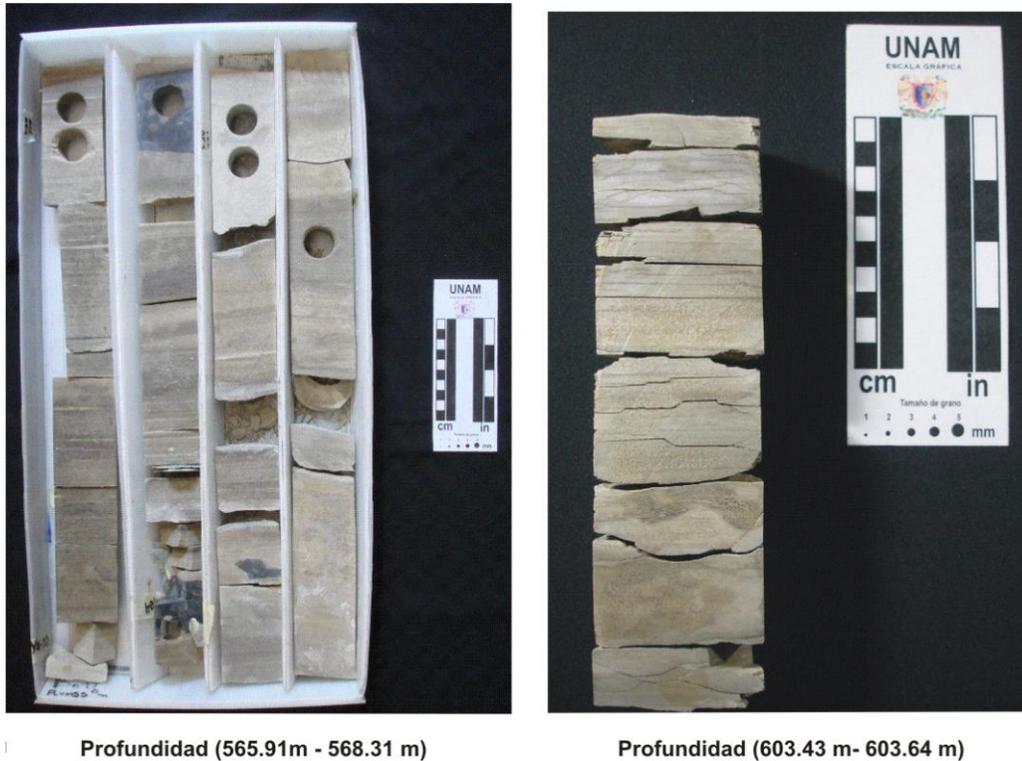
Figura 32. Se muestra la primera parte representativa de esta facies, en donde se observa finas laminaciones de forma espaciadas en intervalos mayores con menor frecuencia que las descritas en la unidad 8.

Sobreyaciendo se muestran paquetes de wackestone con carbonatos más limpios y otros más silicificados de color gris claro; con porosidades de tipo fenestral, rellenas de cuarzo microcristalino. El aporte arcilloso disminuye a los 607.20 m por lo que aumenta el aporte carbonatado del wackestone, así como también zonas más silicificadas, y lentes muy pequeños de color azulado silicificados, interestratificados con laminaciones de lutitas de color gris, deleznales y fácilmente fisurables, intercaladas con calizas de color gris claro y fragmentos de color pardo claro, con menor contenido de carbonato.

A los 605.68 m le sobryace un depósito de caliza de color gris claro con lentes azulosos silicificados embebidos en una matriz carbonatada arcillosa, por lo que se han clasificado como una calcilita, intercalados con laminaciones muy finas y continuas en la caliza. Sobreyaciendo algunos metros en la secuencia se incrementa el contenido de carbonato, con algunas zonas bioturbadas, y esporádicos lentes de pedernal de forma lenticular. A los 586.62 metros se incrementan el contenido de pedernal o silexitas (Mackenzie, 1997), relleno de porosidades de tipo fenestral en los fragmentos del núcleo.

Sobreyaciendo en esta parte de la secuencia, se incrementa el contenido de cuarzo microcristalino diagenético, relleno de cavidades como las antes mencionadas, incrementándose en la parte central de este horizonte. A diferencia de las silexitas que pueden ser depósitos primarios no detríticos de sílice o silicificaciones secundarias de origen orgánico e inorgánico en los carbonatos (Laschet, 1984), también se observan zonas con mayor contenido de pedernal, de color negro (presente desde los 591 m a los 586 m), con laminaciones internas compuestas por carbonato de calcio en un espesor de 12 cm intercalados con lutitas calcáreas de color oscuro, muy fracturadas. Esta silicificación es más abundante a lo largo de la litofacies.

El incremento de material arcilloso-limoso dentro del mismo wackestone es más abundante con zonas que parecen presentar microbasculamientos, debido a la compactación diferencial del material arcilloso, con oscilaciones del carbonato. Este proceso se repite de manera cíclica en esta unidad, que ya se había mencionado en unidades anteriores. Sin embargo es más evidente en la presente unidad. A los 574.26 m se forman pseudolaminaciones de pedernal. Cerca de la cima de esta unidad la caliza presenta un incremento de detríticos con wackestone más puros, lo que representa la parte final de esta facies. (Figura 33).



Profundidad (565.91m - 568.31 m)

Profundidad (603.43 m- 603.64 m)

Figura 33. Intervalo representativo donde se muestran variaciones en el aporte arcilloso así como zonas de color más claro enriquecidas de carbonato de calcio. Las intercalaciones de calcilitas se observan con frecuencia en esta microfacies, con algunos lentes de pedernal. Posiblemente procesos de turbidez son el reflejo de estas características en esta parte de la columna.

IV.2.9.1 Petrografía correspondiente a la Mcf9

Lámina 34a. Muestra Pyax-123. Wackestone de foraminíferos planctónicos con matriz arcillosa. Se incrementa el aporte arcilloso por lo que se muestra una matriz más sucia; presenta escaso contenido de planctónicos, con algunos clastos silicificados.

Lámina 34b. Muestra Pyax-126. Packstone de foraminíferos planctónicos y bentónicos. Se observa un cambio en el aporte de organismos (desde la base de la sección delgada), con menor cantidad de organismos, los cuales se incrementan en la parte superior de la lámina, con una variación de organismos, lo que indica posiblemente una zona menos profunda. Parecen evidentes algunos grupos de rotálidos observados en láminas anteriores.

Lámina 34c. Muestra Pyax-138. Wackestone a packstone constituida por bioclastos con foraminíferos planctónicos. Se incrementa el porcentaje de aloquímicos, así como de fragmentos de equinodermos y briozoarios, depositados en forma de flujos paralelos al depósito; con clastos de óxidos de fierro.

Lámina 34d. Muestra Pyax-147. Wackestone a packstone de bioclastos con un incremento de sílice. Se observa n islas de material micrítico o posiblemente hialino. Clastos de cuarzo anhedrales y angulosos, minerales opacos rectangulares como inclusiones en los cristales. El remplazamiento se da con el incremento de sílice y de los minerales ferrosos.

Lámina 34e. Muestra Pyax-148. Calcilitita con dos cambios de facies, una de wackestone con pedernal. En la parte inferior de la lámina, que representa la parte más profunda de la lámina, corresponde a un wackestone y en la parte superior se encuentra constituida por una silexita (roca con alto contenido de sílice). Entre estas dos microfacies se observa una laminación de color claro de composición sílicea con agregados de foraminíferos planctónicos, aunque recristalizados, formando bandas de organismos, (el tamaño de los organismos es pequeño comparado con el objetivo de 10X). La fotomicrografía presenta una concentración de bioclastos donde predominan los foraminíferos planctónicos.

Lámina 34f. Muestra Pyax-154. Wackestone de bioclastos con foraminíferos planctónicos rellenos de sílice. Foraminíferos planctónicos con un alto contenido de silíceo policristalino relleno las cámaras, por lo que hace difícil la identificación. El color pardo producto del contenido de óxidos de fierro, como se ha reportado en las láminas anteriores disminuye en esta muestra, así como el porcentaje de arcilla. En la matriz ligeramente micritizada con aporte de sulfuros de fierro.

Lámina 34g. Muestra Pyax-158. Wackestone de bioclastos con foraminíferos planctónicos. Se observa en esta sección dos zonas: en la parte inferior de la lámina, los foraminíferos son reemplazados por sílice con matriz arcillosa; en la parte superior de la lámina disminuye los procesos de silicificación.

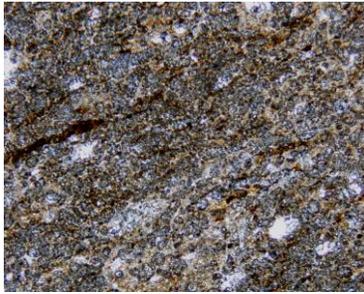


Lámina 34a. Muestra Pyax-123. Wackestone de foraminíferos planctónicos con matriz arcillosa. LTNC, 5X.

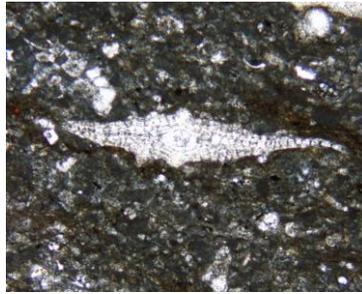


Lámina 34b. Muestra Pyax-126. Packstone de foraminíferos planctónicos y bentónicos. LTNC, 5X.

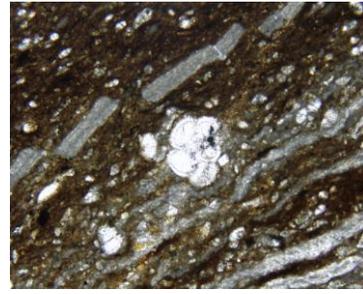


Lámina 34c. Muestra Pyax-138. Cambio de wackestone a packstone con bioclastos de foraminíferos planctónicos. LTNP, 10X.

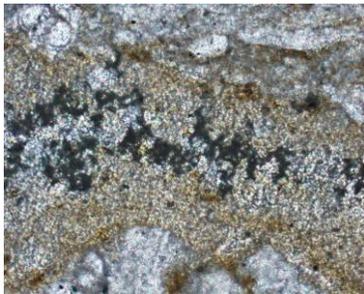


Lámina 34d. Muestra Pyax-147. Wackestone a packstone de bioclastos con un incremento de sílice. Porosidades cementadas. LTNP, 20X.



Lámina 34e. Muestra Pyax-148. Calcilutita en facies de wackestone. LTNC, 20X.

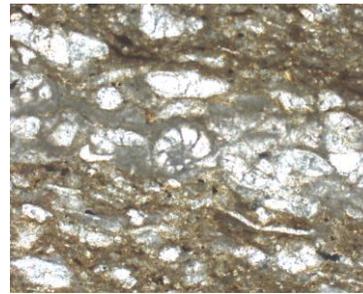


Lámina 34fa. Muestra Pyax-154. Packstone de foraminíferos planctónicos. LTNP, 10X.



Lámina 34fb. Muestra Pyax-154. Packstone de foraminíferos planctónicos con alteración diagenética por reemplazamiento de sílice en sus cámaras. LTNC, 5X.

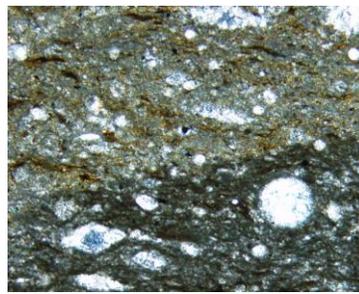


Lámina 34g. Muestra Pyax-158. Reemplazamiento de sílice en las cámaras de los foraminíferos planctónicos y en su matriz. LTNC, 5X.

Figura 34. Fotomicrografías correspondientes a la microfacies 9, donde se observa un incremento en el proceso diagenético ocasionado por el reemplazamiento.

IV.2.10 Microfacies 10 (Mcf10). Wackestone a packstone de bioclastos con foraminíferos planctónicos. (494.96 m – 529.89 m).

Unidad con un espesor de 34.93 metros. Se presenta una mayor disolución de carbonatos dando lugar a reemplazamientos de sílice, observado en las dos unidades anteriores. Sin embargo en esta unidad es cuando mayor aporte de cuarzo microcristalino se presenta, disminuyendo en la parte más somera de esta unidad. La roca tiene una tonalidad más oscura con una dureza mayor, es muy compacta y disminuye su porosidad, presenta laminaciones de color blanco de composición calcárea; cada vez menos frecuentes en comparación con las unidades anteriores (unidad 8 y 9). Sin embargo aún se presentan intervalos de calcilitas y wackestone arcillosos con espesores de 5 cm en la base de la unidad.

Las zonas bioturbadas tienen alto contenido de sílice provocando tonalidades azuladas a la roca, como las mencionadas en la unidad anterior, con material arcilloso. Todas estas bioturbaciones se encuentran distribuidas en la matriz del núcleo, otras son de color blanco, lo que indica que contienen menor contenido de sílice y esporádicos clastos de forma redondeada de un centímetro de diámetro.

A los 521.44 m se muestra una roca de color más grisáceo, con mayor contenido de terrígenos pero sin laminaciones, siendo el conjunto laminar cada vez más esporádico hacia la cima de la unidad con disminución en el carbonato. Las calizas son más homogéneas (a los 518.66 m), intercaladas con wackestone arcillosos de 2 centímetros de espesor y lutitas de color gris oscuro, muy fracturadas con laminaciones festoneadas de color negro, sobreyaciendo se deposita un wackestone más pura hasta los 515.48 metros. Cambios granulométricos y texturales a los 511.25 m, posiblemente una calcarenita de grano fino, con un incremento en las laminaciones, siendo estas cada vez más finas, con una aparente inclinación (desde los 508.77 m), donde el carbonato disminuye, y el aporte de material terrígeno y arcilloso aumenta. Los procesos de reemplazamiento se ven reflejados en las partes con mayor silicificación. La textura fluidal del pedernal de color negro que penetra en la caliza de color gris claro presenta variaciones composicionales debido a los cambios de tonalidades del propio pedernal de color pardo claro y negro que va disminuyendo cerca de los 505.18 metros, donde la caliza es de color más claro.

Sobreyacente a esta capa se presenta pedernal de forma pseudoestratificada a los 502.81 metros, de 24 cm de espesor intercalada con wackestone de color gris con variaciones de carbonato, posiblemente dolomitizado, intercalado con laminaciones de wackestone más puro. Los estratos de color gris azulado se observan a los 501.32 metros, en una caliza más pura y con menor aporte de terrígenos.

El aporte de carbonato oscila en razón inversa a los procesos de silicificación de manera discontinua. Posteriormente se incrementa el contenido de carbonato hasta homogenizarse (a los 497.91 m). El pedernal reemplaza a clastos subredondeados de 3 cm de diámetro desde los 496.20 m, hasta parte final de la unidad, (figura 35).

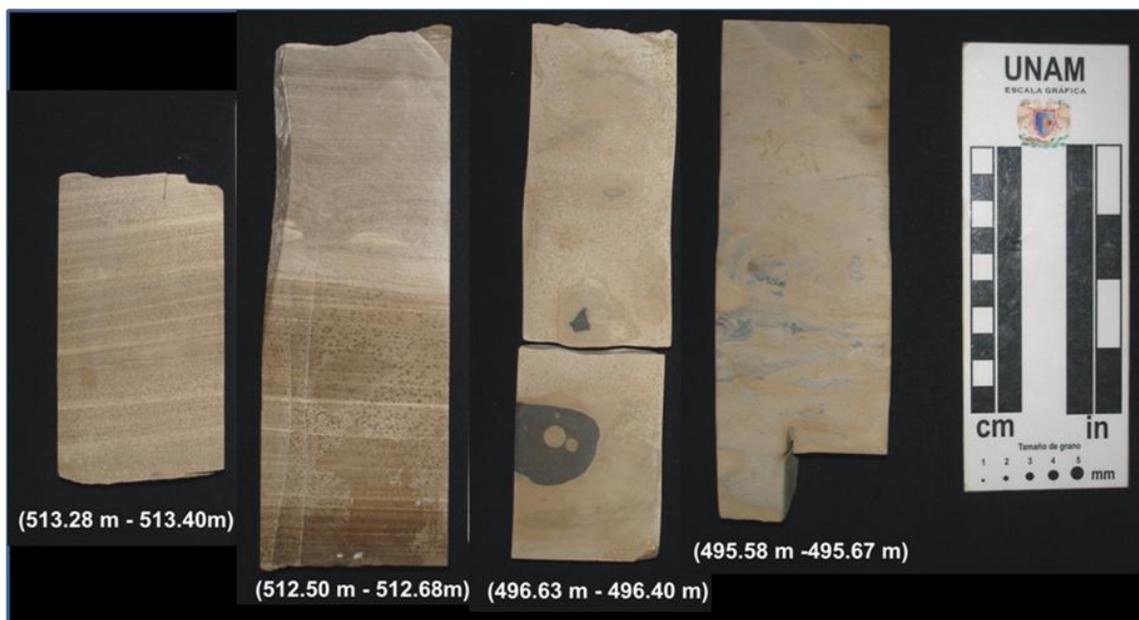


Figura 35. Fragmentos representativos de la microfacies 10. Los testigos están colocados de izquierda a derecha del más profundo al menos profundo. En los dos primeros fragmentos de la izquierda presentan laminaciones compuestas por carbonato de calcio y en los dos últimos se presentan zonas silico arcillosas.

IV.2.10.1 Petrografía correspondiente a la Mcf 10

Lámina 36a. Muestra Pyax-161. Wackestone a packstone de bioclastos y foraminíferos planctónicos. Reemplazamiento de foraminíferos planctónicos por cuarzo microcristalino (pedernal), en una matriz arcillosa.

Lámina 36b. Muestra Pyax-163. Packstone de bioclastos con tonos azulados de formas irregulares, con apariencia de organismos no diferenciados y ausencia de matriz. Aparente contenido orgánico, material no diferenciable, con algunos fragmentos de óxidos de hierro.

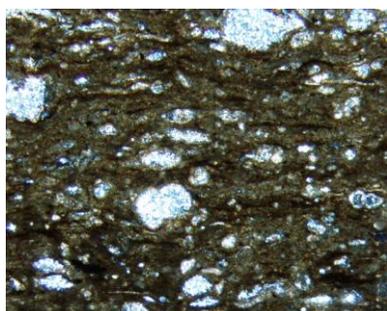


Lámina 36a. Muestra Pyax-161. Reemplazamiento por cuarzo criptocristalino. LTCN, 5X.

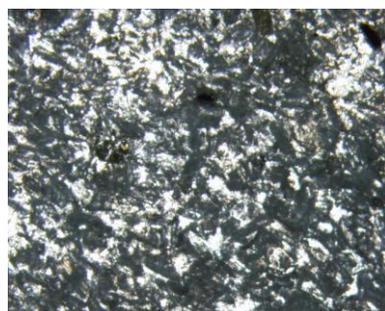


Lámina 36b. Muestra Pyax-163. Aparente contenido orgánico, material no diferenciable, con algunos fragmentos de óxidos de hierro. LTNP, 5X.



Lámina 36c. Muestra Pyax-165. Decremento en el reemplazamiento de sílice LTNP, 5X.



Lámina 36d. Muestra Pyax-175. Calcilutita de wackestone a packstone con bandeamientos de color gris rojizo. LTNP 10X.

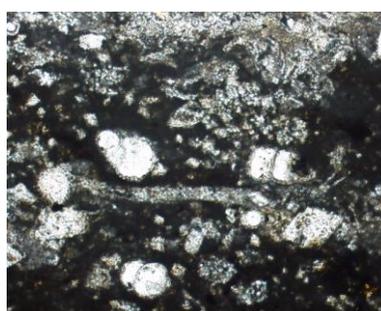


Lámina 36e. Muestra Pyax-175. Matriz con laminaciones de color pardo rojizo de composición ferrosa, provocados por cambios diagenéticos. LTNP 10X.

Figura 36. Petrografía correspondiente a la Mcf10, con reemplazamiento de pedernal y óxidos de hierro ocasionados por la diagénesis.

Lámina 36c. Muestra Pyax-165. Wackestone de bioclastos con escasas cámaras de foraminíferos planctónicos. Decremento en el remplazamiento de sílice, posiblemente disminuye la diagénesis, fragmentos reemplazados por pedernal en menor proporción. Otros reemplazamientos por sulfuros relleno de porosidades secundarias presentes en la matriz.

Lámina 36d. Muestra Pyax-175. Wackestone de foraminíferos planctónicos. En la matriz se presentan laminaciones de color pardo rojizo indicando alto contenido de óxidos de hierro, posiblemente provocados por cambios diagenéticos como autigénesis, se observan zonas donde se incrementan los aloquímicos, indicando zonas de bioturbación, como se observó en la muestra de mano.

Lámina 36e. Muestra Pyax-170. Calcilita o wackestone de bioclastos con foraminíferos. Se observan algunos bandeamientos de color gris rojizo con un incremento en la porosidad con bioclastos de foraminíferos. Se da un reemplazamiento de cuarzo microcristalino o criptocristalino como calcedonia o pedernal. Cambios de facies a packstone sin reemplazamiento de cuarzo..

IV.2.11 Microfacies 11 (Mcf11). Wackestone de foraminíferos planctónicos y bioclastos. (435.48 m – 494.96 m).

Comprende un espesor de 59.48 metros; se caracteriza por ser muy homogénea, presenta una disminución en la concentración de sílice en la matriz de tono azulados en finas laminaciones que conforman un estrato de 10 cm interestratificados con wackestone arcillosos. Dichos estratos se muestran en algunas partes como flujos silicificados y lentes de pedernal con laminaciones de color blanco de forma cíclica, interestratificadas con las calizas arenosas, sobre todo en la parte basal de la unidad, las cuales son menores a 1 milímetro. Sin embargo ya no son tan dominantes como en las unidades antes descritas (unidad 8, 9 y 10), sólo en unos cuantos metros se presentan relictos de las fuertes silicificaciones de la unidad anterior. Sobreyaciendo se encuentran carbonatos con una textura rugosa y una reacción menor ante el HCl, posiblemente indique zonas dolomitizadas, ya que muestran mayor consistencia, con fracturas rellenas de calcita.

Los intervalos dolomitizados se presentan principalmente en la parte media de la unidad y se disponen de forma cíclica, con incremento y decremento de carbonato. Donde se incrementa el contenido de carbonato, son muestras más puras y limpias, con menor contenido de arcilla y algunos fragmentos de pedernal. (Figura 37).



Figura 37. Se presentan frecuentes variaciones en el aporte de carbonato de calcio, donde ocurren incrementos y decrementos de forma cíclica con zonas bioturbadas, existe un aumento en los procesos de dolomitización, variando el contenido de arcilla y sílice.

Sobreyaciendo en la sucesión se observa un incremento en el aporte de terrígenos, por lo que se asigna una textura de calcarenita, debido al aumento en el tamaño de grano mayor al de arenas finas, con aspecto más terroso al tacto. Se pueden notar constantes variaciones en el contenido de carbonato de calcio de manera cíclica con zonas bioturbadas, en donde parecen indicar que ocurre simultáneamente un incremento en el proceso de dolomitización, así como variaciones en el contenido de arcilla y pedernal. (Figura 37). Una capa de oxidación depositada casi de forma horizontal a los 458.71 m de color verde, producto de la alteración de los minerales ferrosos encontrados. Se incrementa el material terrígeno, la cual es más disgregable al tacto, con apariencia de

marga. Hacia la cima de la unidad (aproximadamente a los 440 m), se observa nuevamente coloraciones azulosas embebidas en la parte interna del núcleo, semejantes a las citadas en las unidades anteriores.

IV.2.11.1 Petrografía correspondiente a la Mcf11

Lámina 38a. Muestra Pyax-179. Mudstone o calcilita con escasos bioclastos. Presenta alto contenido de arcilla en la matriz con algunos clastos de óxidos de hierro. Todavía se ven algunos bioclastos que sufren reemplazamientos por sílice. Algunos fragmentos de moluscos con otros bioclastos con una aparente dirección de flujo.

Lámina 38b. Muestra Pyax-181. Wackestone de bioclastos con predominio de facies de planctónicos. Sulfuros de hierro relleno de porosidades en la matriz y laminaciones arcillosas de color rojizo. Escasas cámaras de planctónicos las cuales no se encuentran bien conservadas.

Lámina 38c. Muestra Pyax-185. Wackestone a packstone de bioclastos. En las zonas con tonos más claros con mayor cantidad de foraminíferos planctónicos y lentes de packstone, el depósito definido de estos organismos puede indicar posibles cambios en el aporte de energía a pequeña escala.

Lámina 38d. Muestra Pyax-192. Wackestone a packstone de bioclastos con posibles espículas de esponjas. Con un incremento en la porosidad y porcentaje de limos, (la muestra es muy disgregable al tacto). Presenta una porosidad móldica. Existe una diferencia de tamaños de cristales dentro de la parte microcristalina del cuarzo.

Lámina 38e. Muestra Pyax-198. Wackestone de bioclastos con escasos foraminíferos planctónicos, se observan macrofauna con algunos fragmentos de gasterópodos, ostrácodos, donde algunos se encuentran reemplazados por pedernal, con esporádicos clastos de terrígenos de óxidos de hierro en la matriz constituida por lodo calcáreo.

Lámina 38f. Muestra Pyax-207. Wackestone de bioclastos, en matriz de lodo calcáreo, se observan procesos de silicificación que invaden la matriz, cristales de calcedonia como

resultado de la precipitación del sílice, con algunos cristales evaporíticos, posiblemente de yeso, debido a que se reportó este mineral en la unidad anterior.

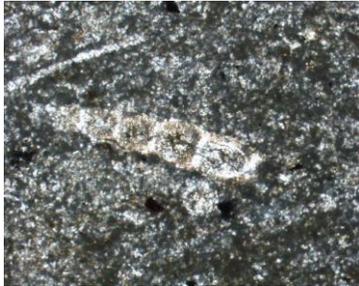


Lámina 38a. Muestra Pyax-179. Incremento de arcilla en la matriz, clastos de óxidos de hierro y bioclastos con reemplazamiento de sílice. LTNP, 5X.

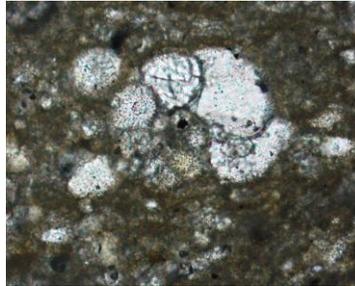


Lámina 38b. Muestra Pyax-181. Wackestone de bioclastos con predominio de facies de planctónicos. Escasas cámaras de planctónicos. LTNP, 10X.

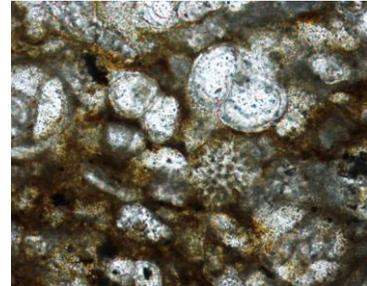


Lámina 38c. Muestra Pyax-185. Mayor concentración de planctónicos, sobre todo en las zonas más limpias del packstone. LTNP, 20X.

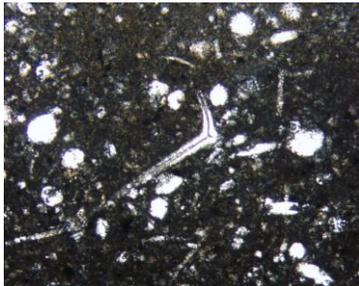


Lámina 38d. Muestra Pyax-192. Wackestone a packstone con espículas de esponjas. Aumento en la porosidad y porcentaje de limos. Presenta una porosidad móldica. LTNP, 20X.

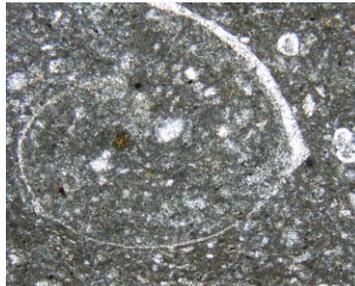


Lámina 38e. Muestra Pyax-198. Se observan macrofauna con algunos fragmentos de gasterópodos, ostrácodos, algunos reemplazados por sílice. LTNP, 5X.

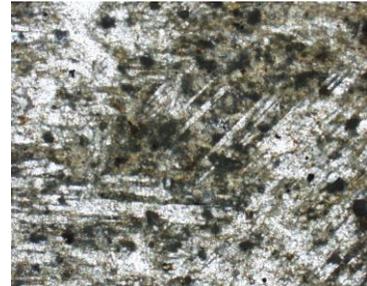


Lámina 38f. Muestra Pyax-207. Procesos de silicificación que invaden la matriz con posibles cristales de calcedonia como resultado de la precipitación del sílice, LTNP, 5X.

Figura 38. Petrografía correspondiente a la microfacies 11. Demuestran los cambios en la porosidad, así como el contenido de algunos terrígenos.

IV.2.12 Microfacies 12 (Mcf12). Wackestone a packstone de bioclastos con matriz silicificada. (404.01 m – 435.48 m).

Representa la última unidad de la columna con un espesor de 31.74 metros. Nuevamente la silicificación se incrementa reemplazando a la matriz carbonatada relleno de porosidades secundarias como cementantes invadiendo la matriz original de la roca. El reemplazamiento y la cementación provocada por el pedernal tiene una trayectoria de forma fluidal, laminaciones de mudstone y margas dan un tono oscuro a la roca (a los 434.12 m). Las laminaciones y las bioturbadas observadas en unidades anteriores, han disminuido para ésta unidad; en la parte basal de la unidad, se presentan algunos empaquetamientos de wackestone y packstone con zonas fracturadas y mudstone, siendo muy escasos, con aporte de terrígenos.

Sobreyaciendo a este paquete sedimentario se deposita un wackestone de color blanco cremoso con escasos fragmentos arcillosos de matriz silicificada de tonalidad azulosa, como los vistos en las unidades anteriores, los cuales comienzan a ser más esporádicos en esta unidad y hacia la cima de la secuencia. La caliza silicificada (denominada como silexita), forma estructuras reticulares con porosidades secundarias de tipo vugular, (figura 39), los cuales son rellenos por calcita con soluciones de pedernal, lo que indica su carácter diagenético; la porosidad principalmente es ocasionada por la disolución. Las concentraciones de pedernal son muy variadas debido a los cambios de intensidad de tonos que van de grises claro a gris oscuro.

Estructuras secundarias como microfalloamientos y fracturamientos, se encuentran cementadas por calcita; dichos desplazamientos posiblemente se formaron por esfuerzos compresivos a pequeña escala, que probablemente sean provocados por la diferencia de densidades del material calcáreo y del material silíceo, lo que ocasiona la formación de las texturas reticulares silicificadas antes mencionadas (de 5 a 10 cm de espesor, figura 38), estructuras formadas cerca de las zonas donde hay mayor pedernal. Sobreyaciendo se encuentran facies de calcarenita.

Se presentan escasas laminaciones y zonas bioturbadas. Algunos estratos arcillosos con textura festoneada o laminar de color negro, dan una coloración a la roca más oscura al incrementarse pedernal y la arcilla. A los 430.92 m se forma una capa de pedernal de forma irregular intercalada con wackestone de color cremoso. Constantes cambios en el

color de la roca a esta profundidad de forma cíclica variando de tonos grises a blanco cremosos con un incremento en la porosidad de la roca.

La porosidad se incrementa y la roca es más físil al tacto, presenta algunos fragmentos de calizas de color gris claro, la textura cambia a los 422.26 m con un incremento en el aporte de terrígenos denominadas como calcarenitas de grano muy fino y matriz calcárea, con pequeños lentes de pedernal de color negro y lentes de wackestone de color blanco alargados.

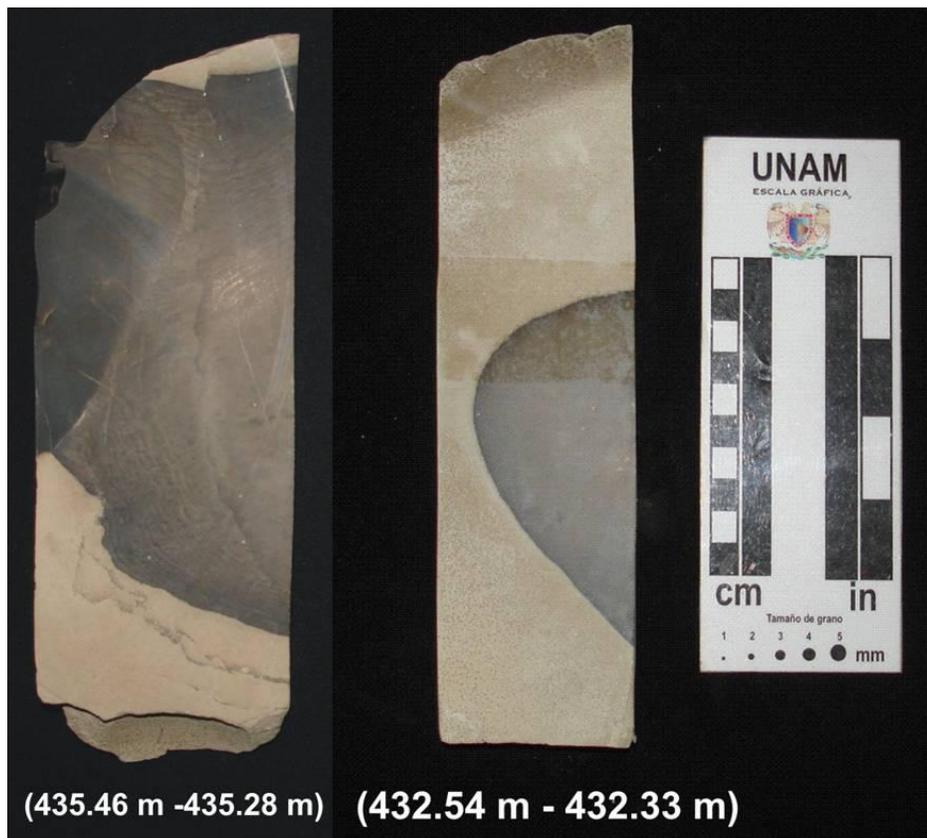


Figura 39. Zonas silificadas que adoptan formas reticulares o de enrejado, en otras partes del núcleo se forman nódulos de sílice.

Sobreyaciendo dos metros, se presenta otra silexita calcárea de color gris oscuro con estructuras reticulares en las calizas de color blanco cremoso con laminaciones arcillosas de espesores variables, (figura 40). Hacia las partes más someras de la secuencia los

wackestone arcillosos, con algunos terrígenos de color pardo oscuro (412.90 m aprox.), se vuelven más porosas con mayor aporte de terrígenos, las cuales son más disgregables al tacto, esto ocurre en un espesor de 20 cm. Dicha incremento de porosidad de tipo vugular es cementada por cristales de calcita, por lo que se puede comprobar su alta porosidad.

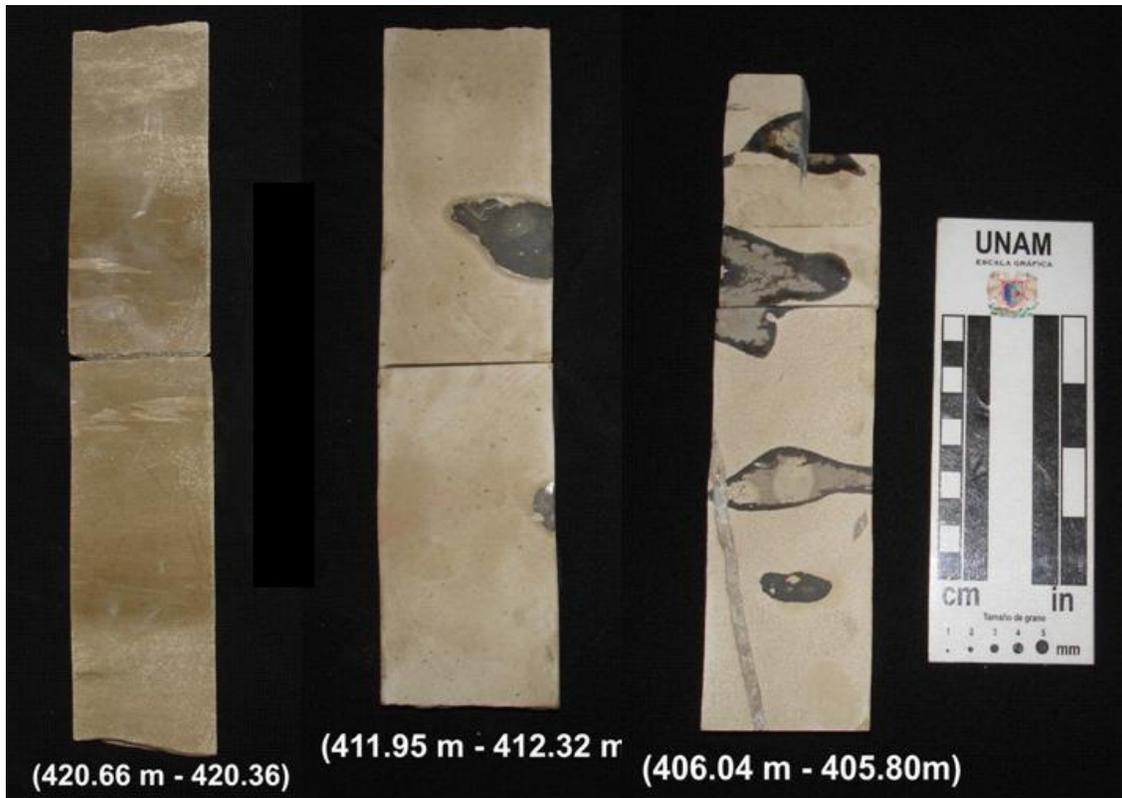


Figura 40. El núcleo de la izquierda muestra el incremento en el aporte terrígeno, ocasionando un cambio en la coloración de la roca, mientras que en los de la derecha (profundidades de 411 metros a 405 metros), muestran los reemplazamientos de pedernal en posibles moldes de bioclastos, los cuales presentan gradaciones en el color por el incremento del sílice.

Los fragmentos de pedernal aureolas con variaciones de material silicificado. Sobreponiendo a este paquete, las calizas son de color blanco grisáceo, con estructuras alargadas en la matriz, presentan partículas diminutas de color negro posiblemente de pedernal reemplazando algunos bioclastos de forma ovalada semejantes a ostrácodos o

conchas de bivalvos, también se observan fragmentos de pedernal con bordes silicificados. Este empaquetamiento se repite nuevamente en los próximos 2.5 metros hasta los 409.09 m. (figura 40). Por encima de ésta profundidad se forman estratos de calizas margosas con posibles cavidades rellenas por pedernal, con variaciones zonificadas decolor es negro y en la parte central es más claro, observados en las partes finales de la secuencia a los 406 metros. Un estrato de pedernal embebido en una caliza de color blanco grisácea, con fracturamiento y marcas de microfósiles silicificados, se presentan ya en la parte final de la columna sedimentaria con pequeños lentes de pedernal de color negro, finalizando con un wackestone de bioclastos de color blanco cremoso con trazas de gasterópodos, ostrácodos o bivalvos; siendo ésta la parte final de la secuencia de estudio.

IV.2.12.1 Petrografía correspondiente a la Mcf12

Lámina 41a. Muestra Pyax-216. Wackestone de bioclastos con foraminíferos planctónicos y bentónicos. Presenta una disposición laminar de foraminíferos dentro de una matriz arcillosa con óxidos de hierro que forman zonas alineadas. Predominan facies planctónicas en comparación con las facies bentónicas.

Lámina 41b Muestra Pyax-222. Wackestone a packstone de bioclastos con fragmentos de pelecípodos, briozoarios, fragmentos de algas verdes y escasos foraminíferos planctónicos y bentónicos, reemplazamientos de pedernal en la porosidad móldica, no se observan laminaciones como en las láminas anteriores. Debido a sus características, posiblemente indicando un ambiente poco profundo debido a la presencia de bioclastos con fragmentos de esponjas y pelecípodos.

Lámina 41c Muestra Pyax-224. Wackestone de bioclastos con laminaciones. Reemplazamiento del material calcáreo por síliceo, en la matriz. Texturas disfrazadas producto de la diagénesis, bioclastos cubiertos por material arcilloso o limoso corroboran un posible incremento de la diagénesis lo que provoca que se modifique la textura original, sólo se presentan algunas cámaras de foraminíferos y fragmentos de bioclastos de formas alargadas.

Lámina 41d. Muestra Pyax-231. Wackestone de bioclastos como fragmentos de gasterópodos, espículas de equinodermo en una matriz arcillosa. Reemplazamiento de pedernal en los bioclastos lo que indica que es posterior al ambiente de sedimentación.

Lámina 41e. Muestra Pyax-231. Wackestone de bioclastos como fragmentos de gasterópodos. Cementantes que rellenaron porosidades primarias y disueltas con disolución, dando lugar a una segunda etapa de cementación, donde los espacios que anteriormente fueron disueltos, son rellenados por un cementante de carbonato de calcio, cristalizando en los espacios porosos de la roca. Observados en la última parte de la secuencia, siendo ésta la parte menos profunda de la columna de estudio.

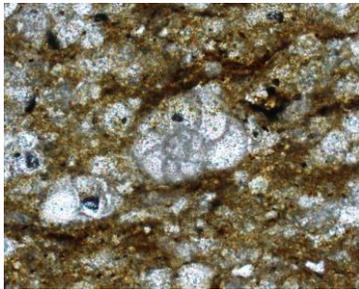


Lámina 41a. Pyax-216. Foraminíferos de forma laminar dentro de una matriz arcillosa con alto contenido de óxidos de hierro. LTNP, 5X.

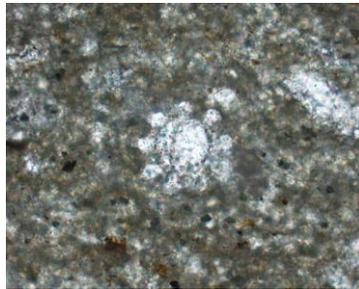


Lámina 41b Pyax-222. Fragmentos de pelecípodos, briozoarios, fragmentos de algas verdes, con escasos foraminíferos planctónicos y bentónicos, LTNP, 20X.

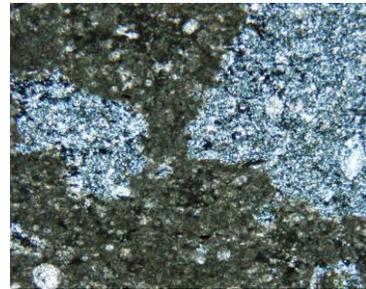


Lámina 41c Pyax-224. Reemplazamientos de material calcáreo por pedernal en la matriz, con texturas disfrazadas producto de la diagénesis. LTNP, 5X



Lámina 41d. Pyax-231. Wackestone con fragmentos de gasterópodos, espículas de equinodermos sustituidos por pedernal. LTNP, 20X.



Lámina 41e. Pyax-231. Cementación de segunda etapa, donde se presentan algunos cristales de dolomita. LTNP, 20X.

Figura 41. Fotomicrografías correspondientes a la Mcf12. Se presentan facies someras, con variedad de bioclastos, los cuales han sufrido reemplazamientos por pedernal por la diagénesis.

IV.3 Variaciones de los grupos geoquímicos

Se describen los 12 grupos geoquímicos que corresponden con las unidades litológicas obtenidas de la columna paleógena del pozo Yaxcopoil-1, de los cuales se obtuvieron 28 muestras mediante la técnica de Fluorescencia de rayos X para el análisis de elementos mayores y traza (Tabla 6 y 7).

IV.3.1 Resultados obtenidos por elementos químicos mayores

Los elementos químicos mayores que se analizaron son: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5 , por pérdida por calcinación (wt%). Los análisis geoquímicos fueron graficados respecto a la posición estratigráfica como se indica en la tabla 6. Los compuestos que se presentan con mayor concentración son el CaO , SiO_2 , MgO y Al_2O_3 , por lo que sus resultados se tomaron como referencia para sus resultados.

Los compuestos químicos de mayor concentración son SiO_2 y CaO , los patrones de éstos compuestos se consideraron de importancia ya que muestran patrones de variación de forma inversa y cíclica de acuerdo a la profundidad.

El SiO_2 , que es el primer compuesto a analizar, se encuentra desde la base de la secuencia a los 792.17 m en cual está situado a 30 cm aproximadamente arriba del material de impacto. Se observa un valor inicial de 13.98 wt% (porcentaje en peso), que decrece aproximadamente 20 metros arriba de la columna a los 772.40 m con un valor de 1.13 wt%. De forma inversa se presenta para el CaO donde desde los 792.17 m presenta un valor inicial de 39.67 wt% incrementándose en el mismo intervalo de 20 metros a 53.05 wt%. Esta relación de espejo se observa en toda la secuencia donde el valor más alto reportado para el sílice se observa a los 694.35 m con 94.90 wt% sufriendo respectivamente un decremento el CaO de 0.82 wt%. Otro alto significativo en el sílice se da a los 511.25 m con 64 wt% y bajo para el CaO de 17.16 wt%. El último punto significativo se observa a los 426.17 m con un incremento de Si_2O de 47.73 wt% y un decremento para el CaO de 27.39 wt%.

En segundo orden se encuentra el MgO está presenta una relación más directa con el CaO , que con el SiO_2 debido a dos factores: primero por su relación química calcita-

dolomita, y segundo por la influencia de los procesos diagenéticos; aunque también debido a la diagénesis hay una relación directa con precipitación del sílice. En el MgO se presentan 4 picos de mayor amplitud con respecto a la profundidad. El primero y el más alto se da a los 792.17 que es la base de la unidad de la unidad 1, con un valor de 4.46 wt%, el segundo se da a los 527.06 m con un valor de 1.82 wt%, el tercero se da a los 418.30 con un valor 2.55 wt% y el cuarto valor que también es uno de los picos más altos, ocurre 405.9 wt% con un pico 3.23. Este aumento de MgO podría estar relacionado la zona más dolomitizada.

En tercer orden, se encuentra el Al_2O_3 , que con respecto al SiO_2 no se observa directamente una relación de espejo inversa como con la descrita antes para el CaO. Sin embargo existe un decremento no proporcional pero si notoria con respecto al SiO_2 . El valor más alto del Al_2O_3 es de 6.25 wt% observado a los 527.06 metros, posiblemente relacionado con el aporte de material arcilloso reportado.

Para los compuestos de Fe_2O_3 sus altos positivos se da en la parte más profunda (792.17 m), otros altos se observan a los 554.68 m y 491.61 m con valores de 1.31, 1.02 y 0.88wt% respectivamente; por lo que también esta relacionado con los procesos diagenéticos y componentes arcillosos. Con respecto al TiO_2 su alto positivo esta en la parte más baja (792.17m), con valores de 0.14 wt%, otros puntos altos se presentan a los 673.28 m y 554.68 m con valores de 0.13 y 0.10 wt% respectivamente, relacionado con el aporte detrítico.

Las concentraciones de Na_2O , K_2O , son poco significativas. Por ejemplo el Na_2O presenta su mayor incremento a los 554. 68 m y 527.06 m, con una concentración de 1.11 wt% y 1.05 wt%, lo cual se presenta en un intervalo de 27 metros. Para el K_2O , si presentan valores significativos sobretodo en la base de la columna a los 792.17 m con un valor de 0.93, siendo su valor más alto reportado mediante esta técnica. Otros picos positivos se da a los 734.51 m con una concentración de 0.38%, a los 527.06 m y 421.90 m con valores de 0.34 y 0.32 wt%. Los cuales también están relacionados con el aporte detrítico posible en las muestras pero aún con bajos porcentajes debido a que los componentes principales en la columna son de origen carbonatado. Lo mismo ocurre con el P_2O_5 , donde sus concentraciones son muy bajas con respecto a los demás componentes teniendo un incremento a los 554.68 m de 0.99 wt% en toda la columna litoestratigráfica. (Tabla 6 y figura 42).

Tabla 6. Resultados de los elementos mayores de las microfacies carbonatadas para el pozo Yaxcopoil-1.

Muestra	Prof. (m)	SiO ₂ wt%	TiO ₂ wt%	Al ₂ O ₃ wt%	Fe ₂ O ₃ wt%	MnO wt%	MgO wt%	CaO wt%	Na ₂ O wt%	K ₂ O wt%	P ₂ O ₅ wt%	PXC wt%	Suma wt%
PYAX231	405.9	1.53	0.01	0.99	0.11	0.01	3.23	50.58	0.11	0.03	0.04	43.64	100.28
PYAX229	407.24	24.85	0.02	1.19	0.31	0.01	0.82	38.52	0.43	0.14	0.07	32.71	99.06
PYAX227	410.83	26.99	0.02	0.61	0.16	0.00	1.64	37.79	0.33	0.08	0.05	32.41	100.08
PYAX225	414.35	12.83	0.05	3.94	0.49	0.02	1.80	42.23	0.65	0.28	0.05	35.59	97.90
PYAX223	417.13	9.12	0.04	1.65	0.44	0.01	4.02	42.34	0.45	0.30	0.48	39.83	98.69
PYAX221	418.30	29.96	0.02	0.73	0.25	0.01	2.55	35.00	0.22	0.11	0.04	30.69	99.58
PYAX219	421.90	16.85	0.04	1.60	0.54	0.01	1.50	41.43	0.51	0.32	0.17	36.20	99.15
PYAX217	426.15	15.03	0.04	1.73	0.53	0.00	1.97	41.68	0.57	0.27	0.14	37.32	99.28
PYAX216	426.17	47.73	0.01	0.65	0.18	0.01	0.78	27.39	0.13	0.08	0.04	22.64	99.63
PYAX203	453.73	7.72	0.02	0.82	0.16	0.02	0.85	49.12	0.12	0.06	0.03	40.57	99.49
PYAX194	471.84	4.85	0.02	0.84	0.21	0.02	1.78	49.85	0.15	0.08	0.05	41.58	99.43
PYAX181	491.61	13.12	0.05	2.00	0.88	0.02	1.85	43.62	0.50	0.24	0.05	37.10	99.43
PYAX171	511.25	64.00	0.02	0.86	0.22	0.00	0.31	17.16	0.42	0.10	0.13	15.96	99.18
PYAX163	527.06	20.46	0.05	6.25	0.57	0.02	1.82	36.95	1.05	0.34	0.02	32.05	99.57
PYAX153	554.68	33.81	0.10	4.54	1.02	0.02	1.09	29.94	1.11	0.32	0.99	27.54	100.46
PYAX148	576.29	15.71	0.02	1.04	0.26	0.02	0.61	44.75	0.28	0.12	0.30	36.75	99.86
PYAX139	590.64	28.03	0.03	1.59	0.40	0.02	0.48	37.90	0.39	0.17	0.06	31.63	100.69
PYAX121	614.42	64.52	0.02	0.76	0.16	0.01	0.31	18.24	0.17	0.04	0.39	15.21	99.83
PYAX108	634.74	17.81	0.02	1.25	0.32	0.02	0.43	44.01	0.20	0.10	0.05	35.54	99.74
PYAX100	650.92	69.93	0.02	0.69	0.20	0.01	0.21	15.40	0.27	0.06	0.08	13.81	100.67
PYAX090	673.28	27.53	0.13	2.73	0.78	0.04	0.64	36.71	0.54	0.23	0.11	30.15	99.60
PYAX075	694.35	94.90	0.01	0.82	0.11	0.02	0.06	0.82	0.22	0.03	0.02	2.45	99.47
PYAX055	715.92	1.79	0.02	1.10	0.17	0.03	0.69	52.47	0.21	0.09	0.03	43.11	99.71
PYAX041	734.51	20.22	0.04	1.66	0.50	0.06	0.49	42.40	0.31	0.38	0.09	34.15	100.30
PYAX030	752.34	8.44	0.03	1.78	0.56	0.18	0.87	47.93	0.32	0.30	0.09	39.72	100.22
PYAX022	763.22	50.85	0.01	0.68	0.18	0.03	0.40	26.58	0.13	0.08	0.06	21.62	100.63
PYAX013	772.40	1.13	0.01	0.95	0.18	0.07	0.81	53.05	0.14	0.06	0.05	43.16	99.59
PYAX001	792.17	13.98	0.14	3.85	1.31	0.07	4.46	39.65	0.50	0.93	0.15	35.60	100.65

Nota: Valores dados en porcentaje en peso (wt%), Fe₂O₃t: Hierro total, PXC: perdida por calcinación.

IV.3.2 Resultados de los elementos traza

Los elementos traza obtenidos por FRX son: Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb. (Tabla 7, figura 43). De la misma forma se describen los elementos traza de mayor concentración representativos en la columna. Para la descripción de este grupo se tomó el criterio de agruparse por semejanzas en sus patrones de variaciones de sus elementos.

En el primer grupo está representado por el Sr, Ba y Zr. Se observó que el elemento traza más abundante es el Sr, debido a que este elemento se encuentra en mayor porcentaje en las rocas carbonatadas. El incremento notable se da a los 576.29 m con un valor de 1031 ppm, estratigráficamente se incrementa ya que a los 23 metros arriba a los 453.73 m se observa un incremento a 1552 ppm. Es importante notar que presenta altos y bajos en el aporte de Sr posiblemente ocasionado por los procesos de reemplazamiento descritos en la petrografía del apartado anterior.

El Sr, tiene su valor más alto a los 414.35 m, con un valor de 2548 ppm, disminuye notablemente hasta los 405.9 m, que representa la parte final de la columna con un valor de 1336 ppm. El Ba, sólo un incremento a los 527.06 m con un valor de 31 ppm, el cual no es un valor muy significativo ya que sólo se presentó en una muestra. Otro valor notable es el que presenta el Ba a los 414.35 m con un valor de 2097 ppm, que es un incremento muy evidente considerando todos los demás valores que oscilan entre 25 y 39 ppm. Este incremento se correlaciona con el del Sr, el cuál también presenta un alto positivo, lo que también se puede correlacionar con el Zr que a la misma profundidad (414.35), presenta su valor más alto de 203 ppm

El segundo grupo está representado por las trazas de: V, Cr, Co, Ni, Cu y Zn, dichos elementos fueron agrupados debido que presentan un patrón de variación inverso al del primer grupo (Sr, Ba y Zr). Con respecto a la traza del vanadio, sólo presenta dos picos de variación, el primero se observa a los 511.25 m con un valor de 104 ppm el cual es inverso al del Sr y Zr y otro alto a los 417.13 m con 101 ppm. Las demás trazas como: Ni, Cu, Zn y Cr, también presentan un incremento a la misma profundidad con valores de 32, 18, 35 y 37 respectivamente. Sin embargo presentan un modelo con mayor ciclicidad, desde la base sobre todo en las trazas de Ni, Cu y Zn

El tercer grupo conformado por trazas: Cr, Co, Ni, Cu y Zn, presentan también algunos picos representativos; sin embargo, no se observan incrementos notables. Por ejemplo para el caso del Cr, sólo se presentan altos positivos a los 426.15m, 421.9 m, 417.13 m, con valores de 45, 43 y 60 ppm; que es importante notar que sus picos altos se dieron en un intervalo de 9 metros de profundidad lo que puede indicar afinidades químicas. El Co su valor sus picos más altos se dan a los 650.92 m con un valor de 133 ppm y a los 614.42 m con un pico de 79 ppm, que también representa incrementos en intervalos cercanos (37 metros aproximadamente). En el Ni su pico mayor se encuentra a los 694.35

m con un valor de 45 ppm y otro notable a los 426.15 m con 38 ppm. Para el Cu su valor más alto se da a los 650.92 m con 28 ppm, que es poco representativo en la columna. En el Zn su valor más alto se da a los 428.15 m con 68 ppm. Estos incrementos en este grupo de elementos están relacionados con el aporte detrítico revisado en la petrografía.

Tabla 7. Resultados de los elementos traza obtenidos para la secuencia carbonatada del pozo Yaxcopoil-1, (Valores obtenidos en partes por millón).

Muestra	Prof.	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
PYAX231	405.9	3	1336	9	1	108	1	14	3	13	6	0	1	3	5
PYAX229	407.24	6	919	25	5	87	1	32	18	6	22	10	32	3	5
PYAX227	410.83	4	1289	12	2	119	1	30	13	4	14	6	18	3	5
PYAX225	414.35	6	2548	2097	3	203	1	31	5	8	11	3	14	3	5
PYAX223	417.13	7	1112	9	8	98	1	101	60	7	28	11	40	3	5
PYAX221	418.3	5	936	8	5	86	1	34	21	6	21	9	36	3	5
PYAX219	421.9	9	960	7	7	87	1	64	43	9	33	13	61	3	5
PYAX217	426.15	8	1019	14	9	96	1	73	45	12	38	15	68	3	5
PYAX216	426.17	4	561	9	3	73	1	25	15	9	14	9	16	3	5
PYAX203	453.73	4	1552	17	1	130	1	15	3	14	7	3	2	3	5
PYAX194	471.84	4	1786	39	2	149	1	16	3	13	9	2	6	3	5
PYAX181	491.61	8	1497	36	4	132	1	40	23	14	23	9	35	3	5
PYAX171	511.25	7	587	17	6	71	1	104	37	18	32	18	35	3	5
PYAX163	527.06	31	1446	50	8	162	1	13	3	10	5	3	22	3	5
PYAX153	554.68	12	1074	43	17	136	2	57	51	13	38	23	69	3	5
PYAX148	576.29	5	1031	26	5	93	1	36	13	22	18	8	20	3	5
PYAX139	590.64	8	616	17	5	56	1	29	5	19	27	13	49	3	5
PYAX121	614.42	5	190	58	9	23	6	31	30	79	36	21	20	3	5
PYAX108	634.74	5	142	373	4	21	1	10	3	24	9	6	3	3	5
PYAX100	650.92	8	179	50	9	18	17	10	6	133	39	28	21	3	5
PYAX090	673.28	9	417	229	9	55	2	24	3	20	17	12	10	3	5
PYAX075	694.35	7	72	9	3	9	8	16	17	62	45	20	30	3	5
PYAX055	715.92	5	315	24	4	25	1	21	3	49	12	5	11	3	5
PYAX041	734.51	9	636	146	8	55	1	17	3	24	28	12	17	3	5
PYAX030	752.34	10	567	15	5	46	1	23	3	14	11	3	1	3	5
PYAX022	763.22	5	162	9	5	16	3	8	3	22	6	3	2	3	5
PYAX013	772.40	4	240	9	3	18	1	10	3	14	3	3	3	3	5
PYAX001	792.17	19	312	22	10	51	2	10	3	10	10	2	18	3	5

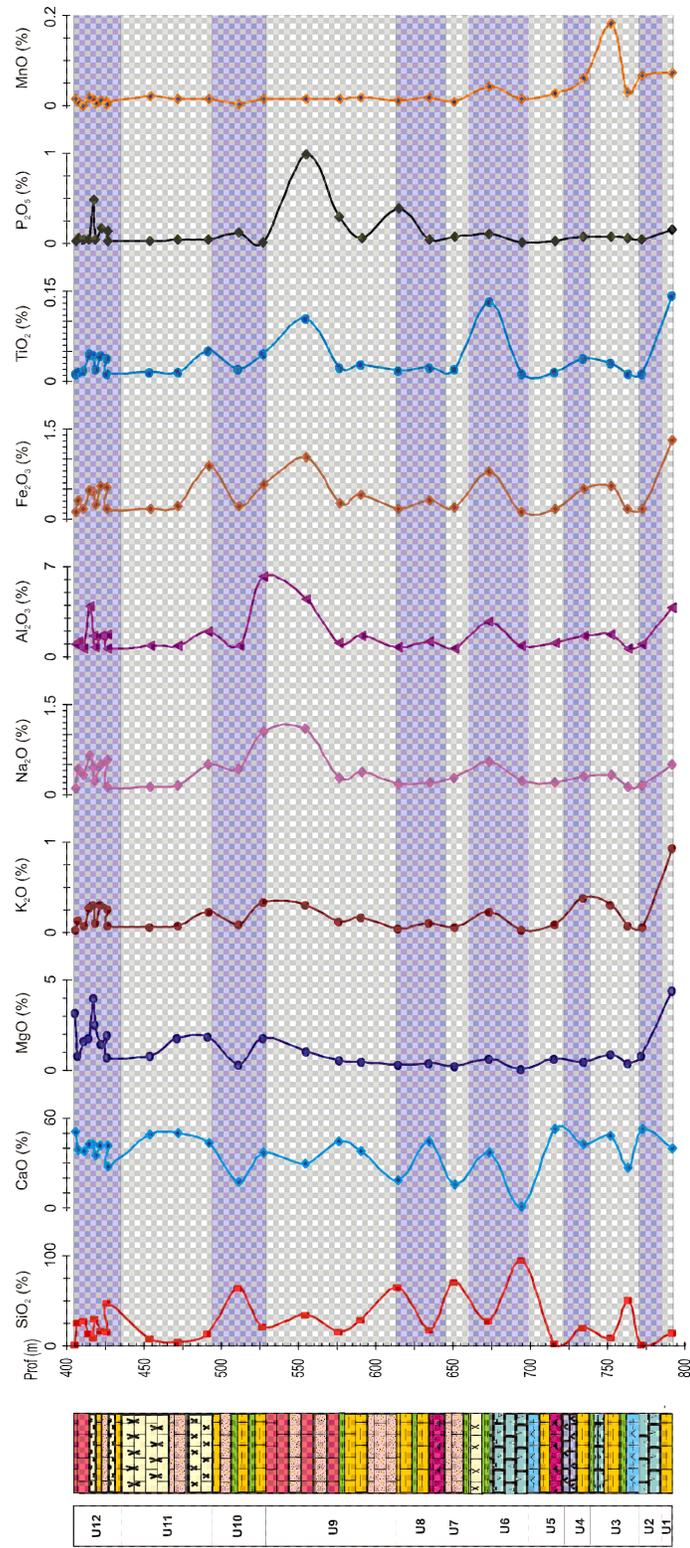


Figura 42. Se muestran los 12 grupos geoquímicos, que se colocaron por orden de abundancia y afinidad química con respecto a las curvas de variación.

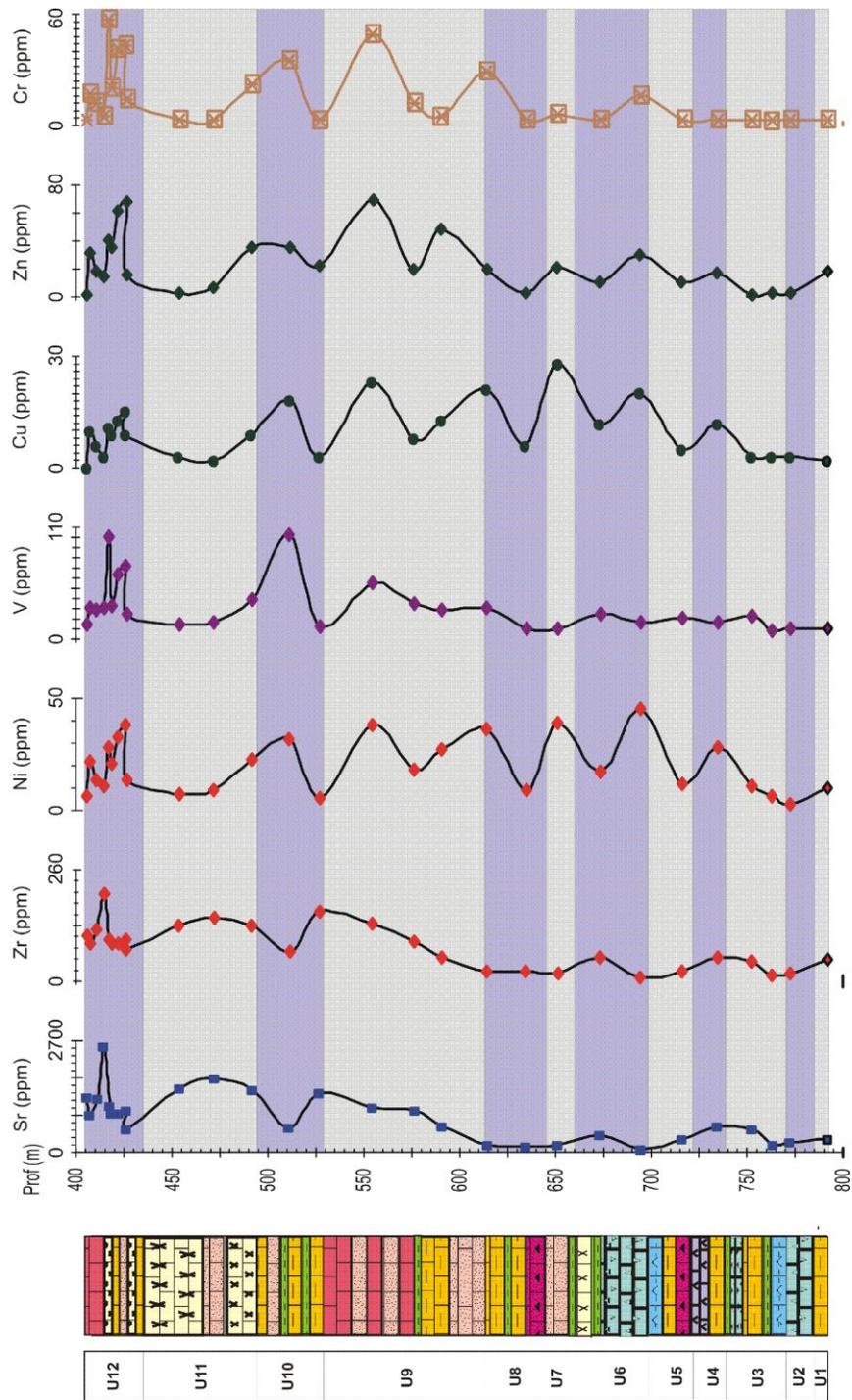


Figura 43. Representación de los grupos geoquímicos por elementos traza, ordenados por orden de concentración y semejanzas en las curvas de variación. Se consideraron las trazas más representativas para este trabajo.

IV.3.3 Resultados de la mineralogía por difracción de rayos X

Para este estudio se realizaron 8 muestras pero sólo de 4 se pudieron obtener resultados debido a las alteraciones que presentan los especímenes, esto se hizo con el fin de conocer la mineralogía que mayor problema causo en la interpretación en la petrografía de microfacies.

Tabla 8. Representa el muestreo realizado para Difracción de rayos X por profundidades en fases mineralógicas.

Muestra	Prof. (m)	FASES IDENTIFICADAS	Observaciones
Yax 01	791.17	Calcita: CaCO_3 Cuarzo: SiO_2 Dolomita: CaMgCO_3 Filosilicatos en trazas de feldespato	Predominio de calcita. Escasos filosilicatos
Yax 04	739.74	Calcita: CaCO_3 Cuarzo: SiO_2 Filosilicatos en trazas de feldespatos.	Predominio de calcita. Escasos filosilicatos Similar a la muestra anterior pero sin dolomita.
Yax 07	622.51	Calcita: CaCO_3 Cuarzo: SiO_2 Dolomita: CaMgCO_3 Filosilicatos en $\sim 13\text{-}14\text{\AA}$. Trazas de feldespatos.	Predominio de calcita. Escasa proporción de filosilicatos Similar a la muestra Yax01
Yax 08	532.21	Plagioclasa de composición intermedia Cuarzo: SiO_2 Pirita: FeS_2 Yeso: CaSO_4 Filosilicatos en $\sim 13\text{-}14\text{\AA}$	Es la muestra más compleja en el sentido mineralógico. Presenta minerales de diferente origen. Presenta un pico a 8.9 que no se pudo identificar bien se sugiere que puede corresponder a anfíbol o una zeolita.

V. Discusión de microfacies obtenidas en el pozo Yaxcopoil-1 de la secuencia paleógena.

De las 12 microfacies obtenidas a partir de las unidades estratigráficas que corresponden a la sucesión paleógena del pozo Yaxcopoil-1, la cual comprende desde los 792.17 m, hasta los 404 m. Los resultados obtenidos están basados principalmente en descripciones sedimentológicas; análisis petrográficos, de microfacies, datos bioestratigráficos, así como técnicas complementarias de geoquímica que se emplearon como herramientas para la resolución de los problemas.

V.1 Microfacies de Mudstone a wackestone de foraminíferos planctónicos

V.1.1 Análisis sedimentológicos

Los principales procesos sedimentológicos que caracterizaron a este paquete de rocas son las zonas bioturbadas, formadas en sedimentos suaves, no consolidados (lodos calcáreos principalmente, otro proceso es la compactación, con estructuras estilolíticas asociadas a este tipo de proceso diagenético; los cuales son afines a plataformas carbonatadas de ambientes marinos profundos; los cuales han sido observados por otros autores (Lefticariu, 2006), para diferentes pozos de esta misma cuenca de estudio. Los procesos de bioturbación en esta parte de la secuencia afectan las propiedades de porosidad y permeabilidad de la roca, ocasionando una rápida disolución en los carbonatos (Flügel, 2010).

Otro proceso diagenético es el relleno de espacios porosos por sulfuros de hierro debido a la transformación de la materia orgánica producto de la compactación y el sepultamiento, ocasionado por las bajas concentraciones de oxígeno disuelto. La transformación de sulfatos a ácido sulfúrico (H_2S), disuelto producido por la mineralización de la materia orgánica que interactúa con el Fe^{2+} proporcionando minerales de hierro para formar diferentes sulfuros (Blanchet et al., 2007). Por lo que se sugieren condiciones anóxicas que corresponden a ambientes profundos de cuenca.

Los lentes de mudstone con laminaciones de tipo festoneada y hummoky, se encuentran sobreyaciendo a estratos delgados de lutitas calcáreas, indican condiciones de flujo de corriente de baja energía, con aporte del material arcilloso. Predominan ambientes de baja energía, en un ambiente relativamente profundo de batial a plataforma externa. Esta interpretación también se basa en estudios de foraminíferos reportados por Arz et al., 2004, para este límite de la secuencia. Posiblemente este ambiente se estableció por un reacomodo debido al espacio creado después del impacto y los cambios relativos en el nivel del mar durante el Paleoceno temprano (Haq et al., 1988, Baum y Vail., 1988, Millar et al., 2005).

V.1.2 Análisis petrográfico y bioestratigráfico

En la parte basal de esta microfacies se observa un ligero cambio de mudstone micrítico a wackestone de foraminíferos planctónicos, con escasos foraminíferos bentónicos, siendo esta última textura la más dominante. La textura original es ocultada por los procesos diagenéticos en algunas zonas, donde la textura de wackestone, es modificada por la presión–solución, lo que se corrobora con la deformación de los foraminíferos producto de la compactación de las rocas suprayacentes. El reemplazamiento de cristales de calcita por dolomita se incrementa y es observable en las láminas delgadas como un aumento en el contenido de cristales de dolomita rombohedral y escasos cristales euedrales dando lugar a una incipiente dolomitización.

El proceso de cementación no es muy evidente; sin embargo, se ha reportado un cemento de calcita del tipo poikilítico en calizas pelágicas dentro de la cuenca del cráter (Lefticariu, 2006). La disposición de los lentes arcillosos indica posibles cambios de energía, con presencia de foraminíferos y otros bioclastos de forma imbricada, flujos que fueron conducidos por zonas de deslizamientos hacia un ambiente de plataforma externa.

Respecto a la petrografía reportada y por su variabilidad de organismos se concluye que dichos organismos fueron traídos de fuentes de aporte más lejanas por flujos de corrientes ocasionadas por el impacto y el reacomodo de los sedimentos post-impacto.

V.2 Microfacies de brechas interestratificadas en facies de grano fino

V.2.1 Análisis sedimentológicos

Para poder dar una interpretación genética de estos depósitos de brechas, es necesario considerar los límites inferior y superior de la brecha. En general se puede clasificar como brecha monomítica de clastos carbonatados, debido a su composición homogénea, por lo que se puede inferir que proceden de un mismo aporte cercano a la cuenca. Los clastos redondeados y subredondeados no siempre están asociados al transporte; para este caso la redondez se debe a que su composición dominante es de carbonatos por lo que es provocada por una disolución parcial o diferencial. Algunos clastos presentan una orientación planar debido a la compactación que han sufrido y una gradación inversa tenue, característica de los flujos de gravedad en brechas calcáreas.

El origen de la brecha se explica como flujos de masa o de detritos, que son grandes clastos soportados por una matriz de sedimentos finos, por lo que pertenece a la clasificación de los flujos de gravedad, basada en el flujo y los mecanismos de transporte propuestos por Lowe (Tabla 9), para sedimentos de ambientes profundos, aunque también se aplica para ambientes someros y de rampas.

Las brechas están asociadas al deslizamiento de pendientes inestables en la zona de rampa; depósitos considerados como facies redepositadas, (descritos por Whalen, 2006). Estos sedimentos presentan comportamiento plástico y poco consolidado, los cuales se deslizaron ocasionados por cambios abruptos en la pendiente, procedentes de ambientes menos profundos, del borde del cráter de impacto. Otros autores las asocian con brechas de colapso, que se encuentran fuera de la cuenca del cráter (Lefticariu, 2006).

El depósito de flujos de brechas se encuentra en forma de eventos discontinuos, constituidos esencialmente de margas y calizas arcillosas laminares, indicando variaciones en el régimen de energía. Intercalados con laminaciones pardas y verdosas, que indican condiciones de menor energía cuando se muestra la ausencia de las brechas.

Tabla 9. Clasificación de los flujos de gravedad en sedimentos laminares, basados en la reología del flujo y los mecanismos del soporte de la partícula. (Tomada de Lowe, 1982, en Tucker, 1990).

Comportamiento del flujo	Tipo de flujo	Mecanismos de soporte de sedimento
Fluido	Corrientes turbidíticas flujos.	Turbulencia Escape de fluidos en los poros.
	Fluidos licuados.	Escape de fluidos en los poros.
Plástico	Flujos de granos Flujos en lodos/ cohesivos Flujos de detritos.	Dispersión de la presión Densidad de la matriz y fuerza.

V.2.2 Análisis petrográfico y bioestratigráfico

El incremento de bioclastos está relacionado a la presencia de flujos de detritos o flujos de gravedad caracterizados por los intervalos de brechas calcáreas descritos antes, ya que algunos de los aloquímicos observados corresponden a los clastos de la brecha con intraclastos de floatstones y roudstone, soportados en una matriz de sedimentos finos, donde hubo mayor energía por lo que dichos clastos fueron acarreados de zonas someras a zonas más profundas por variaciones de la pendiente. La variabilidad de organismos como la presencia de algas rojas, algunos fragmentos de ostrácodos y foraminíferos planctónicos, corresponden a facies prearrecifales, las cuales fueron llevadas hacia las zonas de deslizamiento, posiblemente de zonas de ambiente de plataforma interna a plataforma externa.

Con respecto a la Bioestratigrafía. Se observa un aumento en el tamaño de los foraminíferos bentónicos rotaliformes. Con foraminíferos planctónicos como *Globigerina* cf. *ciperoencis* (Oligoceno Medio-Superior), lo cual no corresponde con la edad establecida para esta secuencia, por tratarse de litoclastos de brecha. Por lo que se concluye que estos clastos pertenecen por lo menos al Oligoceno, el cual fue removido

por el impacto. Se identificaron formas pequeñas de *Miscellanea* sp. Cortes axiales de pequeñas formas de *Storrsella* sp. Así como posibles secciones de *Ortofragmínidos*. *Lepidocyclina* sp? y *Nummulites* sp., posiblemente correspondientes a faunas del Paleoceno superior. (Figura 16).

V.3 Mudstone a wackestone de bioclastos con intercalaciones de brechas

V.3.1 Análisis sedimentológicos

La parte basal está marcada por laminaciones arcillosas intercaladas con facies de grano grueso similares a la microfacies 2. Con laminaciones de tipo cruzada, festonada y hummoky, formadas como resultado de una combinación de flujos de sedimentos generados por corrientes de mayor energía, dando lugar a variaciones en el tamaño de grano (lodos y arcillas calcáreas), formados sobre los depósitos de brechas. Dichas laminaciones podrían indicar eventos de depósito de corta duración que se corroboran con los flujos de detritos de las brechas de las microfacies 2 y parte de esta unidad.

La bioturbación disminuye en esta parte de la secuencia por lo que permite el predominio de capas laminares. Dentro de los procesos diagenéticos presentes se observa un reemplazamiento por incremento de magnesio debido a la dolomitización, por lo que la roca se hace más resistente y disminuye su porosidad.

Las estilolitas antes reportadas (en la Mcf2), ahora se forman posteriormente a la compactación, las cuales se originan por esfuerzos comprensivos entre los límites de los clastos (Weyl,1959; Rutter 1983). Los procesos de presión-solución incrementan la disolución, característica en rocas carbonatadas (Lloyd, 1977; Flügel, 2010), por lo que se modifica la porosidad y se incrementa el fracturamiento. Estos procesos modifican la textura original de la roca, así como su fábrica primaria.

Estructuras que se caracterizan por presentar formas en zig-zag, que se debe a la diferencia de solubilidad de sus diferentes componentes (como sus granos esqueléticos, que son menos solubles que la matriz lodosa). Sus amplitudes de 1 mm hasta 5 o 10 mm,

indican su espesor mínimo de disolución. Dentro de estas estilolitas se ha encontrado vestigios de materia orgánica producto de la transformación del material soluble a insoluble debido a la profundidad (profundidad 757 m).

Sobreyaciendo a esta parte de la secuencia se incrementa el material calcáreo-arcilloso, lo que provoca la carga litostática que ocasiona mayor compactación, incrementando la presión-solución subyacente. Los clastos con texturas de floatstones posiblemente fueron depositados como flujos de lodo sobre la pendiente en la cuenca de la zona de plataforma, que posiblemente fue sometida a un reajuste del talud (Dailly, 1983, Ross et al., 1994). Este aporte arcilloso y calcáreo posiblemente se deba a un incremento relativo en el nivel del mar, provocando mayor suministro de sedimentos, y por tanto secuencias retrogradacionales. Marcando una superficie de inundación, lo que caracteriza a estos sistemas.

V.3.2 Análisis petrográfico y bioestratigráfico

Los fragmentos de algas rojas, briozoarios, ostrácodos y espículas de equinodermos, así como las facies planctónicas y bentónicas representan zonas de flujos intermitentes en algunas partes de la unidad que provocan la concentración de estos organismos.

Con respecto a la variación de grainstone a packstone, dichas texturas representan depósitos en zonas de plataforma, los cuales fueron traídos como flujos de detritos hacia las zonas más profundas, por lo que este evento puede estar asociado a un restablecimiento de la plataforma después de los depósitos de brecha. Se observan facies planctónicas, que indican facies más profundas que sugiere condiciones de menor energía, ya que disminuye también la cantidad de bioclastos.

En la parte superior de la unidad predominan facies de packstone a wackestone de foraminíferos planctónicos, con organismos de aguas someras de mediana energía, por lo que denota un incremento de las facies planctónicas, que indica facies más profundas.

En la Bioestratigrafía, en las facies planctónicas, se identifican cortes axiales de *Morozovella* sp. Formas axiales semejantes a *Planorotalites* sp. (Géneros que se desarrollan del Paleoceno al Eoceno), así como formas espinosas de *Acarinina* sp. En las

facies de formas bentónicas se identifican cortes axiales de rotálidos pequeños, formas pequeñas de *Miscellanea* sp. Cortes axiales de pequeñas formas de *Storrsella* sp., así como posibles secciones de Ortofragmínidos. Todo el conjunto de géneros de foraminíferos bentónicos están reportados para el Paleoceno Medio-Superior.

V.4 Wackestone a mudstone de foraminíferos planctónicos con bioclastos

V.4.1 Análisis sedimentológicos

El límite inferior está marcado por un cambio de facies litológicas de brecha a facies de grano fino compuestas por wackestone a packstone. Las laminaciones presentes en esta unidad tienen una deformación suave, debido a un cambio en el régimen de sedimentación, dando lugar a la formación de pliegues intraformacionales de forma sinuosa ocasionados por la compactación y las variaciones en la plasticidad del material carbonatado, en zonas de deslizamiento con cambios de pendientes muy bajas, las cuales corresponden a las facies de grano fino. El fracturamiento y relleno de esas fracturas son muy comunes en este tipo de texturas de grano fino, las cuales se dan esencialmente en la matriz (Hugman y Friedman 1979).

Otro indicador de pequeñas variaciones de pendientes en los sedimentos pelágicos son los microfallamientos característicos de la deformación de sedimentación suave de facies arcillosas que varían de mudstone a wackestone. Esto se corrobora con los esporádicos eventos de flujos de detritos que se manifiestan metros arriba de estas facies de grano fino, semejante a lo descrito en la unidad 2, por lo que se asume que prevalecen escasos flujos ocasionados por pequeñas pendientes inestables posiblemente de ambientes de mayor profundidad.

En la cima de esta unidad se encuentran las primeras facies silicificadas, formando lentes o relleno de porosidades de tipo fenestral, debido a la disolución del carbonato y reemplazamiento por flujos de sílice en las zonas porosas, por lo que se le atribuye a este sílice un origen diagenético.

V.4.2 Análisis petrográfico y bioestratigráfico

El incremento de aporte arcilloso y predominio de facies planctónicas, indican facies profundas, por lo que se correlacionan con la cima de la unidad anterior. La ritmicidad en las laminaciones de mudstone a wackestone podría sugerir posibles variaciones del nivel del mar, presentes en pequeños intervalos, debido a que se presentan en capas de pequeños espesores, así como también, se observa un incremento en las facies planctónicas de wackestone a packstone lo que indica condiciones profundas dando lugar a zonas de inundación en la plataforma.

Por lo que se debe tener en cuenta la posición del Pozo Yaxcopoil-1 en la plataforma el cual se encuentra situado en la zona de terrazas en la parte del borde del cráter. Estas zonas de inundación nos indican condiciones de relleno y acomodo en la cuenca de depósito. En la parte final de esta unidad se presentan facies de packstone a grainstone de bioclastos con foraminíferos bentónicos lo que indica zonas de mayor energía, posiblemente correspondan a facies redepositadas de ambientes menos profundos.

En la bioestratigrafía se observan secciones axiales de *Lepidocyclina* sp. *Discocyclina* sp. *Ranickothalia* cf. *bermudezi*, *Hexagonocyclina* sp.

V.5 Wackestone a packstone de foraminíferos planctónicos y bentónicos

V.5.1 Análisis sedimentológicos

En la base aún se preserva parte de los pliegues de deformación suaves vistos en la microfacies 4, con algunos litoclastos de floatstone y rudstone que pertenecen a las facies de grano grueso, gradando a facies de grano fino. Los escasos flujos de gravedad, indican zonas de derrumbes dentro de la plataforma, o posibles zonas de terrazas, (figura 21, capítulo IV), que se dirigen hacia zonas más profundas debido al paquete de laminaciones arcillosas horizontales que se presentan con mayor frecuencia.

En esta parte de la secuencia se observan flujos silicificados, con menor contenido de carbonatos. Algunos autores (Maliva y Siever, 1988), consideran que el crecimiento de sílice, promueve la disolución de los carbonatos. Una evidencia de esto, es que el carbonato disminuye cuando el contenido de sílice aumenta, estos datos se corroboran con los estudios de FRX, demostrados en la siguiente sección de este capítulo.

La silicificación presente a lo largo de la columna, no sólo se representa el reemplazamiento de clastos o fragmentos de organismos, sino que también ocurre en forma de soluciones o flujos ascendentes silicificados y en pequeñas estructuras lenticulares de pedernal.

Un origen posible para estos flujos silicificados, es mediante los procesos de compactación que ocurren en las fases ricas en sílice, sobre todo cuando se presentan en ambientes acuosos, lo que da como resultado el ascenso de soluciones que permiten la precipitación química del sílice. Esta liberación de sílice de forma diagenética que se lleva a cabo en el fondo de los océanos ha sido también discutida por otros autores (Bramlette, 1946; Dapples, 1979; Garrison et al., 1975; Keene y Kastner, 1974). Esta forma que presenta el sílice, indica zonas de escape con disolución de mayor porosidad y permeabilidad, (figura 21, capítulo IV). Lo que sugiere que pudieron haber sido traídos por zonas de surgencias (upwelling), que involucran fenómenos oceanográficos con movimientos verticales de masas de agua, los cuales provienen de niveles profundos y son dirigidos hacia la plataforma.

V.5.1.1 Procedencia de sílice

El origen del sílice puede darse de forma biogénica, sin embargo, no puede considerarse como una sola fuente de sílice primaria para la formación del pedernal, originada por la secreción de organismos silíceos (Laschet, 1984). Para esta secuencia se ha asociado el origen de este incremento silíceo como de tipo diagenético, debido a los procesos de disolución y precipitación presentes en la secuencia de estudio, procedente del material de impacto.

El material con alto contenido de sílice es el resultado del intemperismo químico que viene desde los continentes, lo cual es la principal contribución para la formación del pedernal.

Dicha disolución aportada a los océanos, puede conducir a incrementar la productividad en la secreción de organismos silíceos. Para este trabajo se considera que la posibilidad de un aporte continental, puede provenir desde las montañas Mayas de Belice, las cuales están constituidas principalmente de rocas graníticas (Vázquez, 2000, Donnelly et al., 1990).

El agua superficial y subterránea (por fluidos en los poros), puede también llegar a enriquecer la disolución de pedernal. El agua subterránea rica en sílice, puede conducir a la formación de silcretas (rocas producidas por la cementación y remplazamiento de sedimentos o suelos, por varios tipos de sílice de origen secundario, o por silicificaciones producidas sobre el nivel freático). El agua subterránea meteórica alcalina, rica en sílice, corre por debajo de las depresiones como en los océanos y lagos; y puede también formarse en las zonas de mezcla en el contacto de aguas freáticas marinas y por lo tanto en regiones de costa donde el decremento del pH y el incremento de CO₂, dan como resultado una precipitación inorgánica de sílice.

V.5.1.2 Factores que controlan la precipitación y disolución de sílice

De forma general se puede decir que el incremento de la temperatura, la presión, valores de pH altos (> 8.5), aguas turbulentas, contenido de agua en fases silíceas, salinidad, decremento en CO₂, cristalinidad y adsorción de impurezas en las fases de sílice dan como resultado altas solubilidades de sílice (Morey et al., 1962, tomado de Laschet, 1984). Se ha demostrado que los flujos turbulentos incrementan la solubilidad en las fases silicatadas. El decremento de la solubilidad del sílice en ambientes reductores se ha observado relacionado con el desarrollo del CO₂ y el decremento del pH.

Las altas concentraciones de sílice disueltas en el agua, ocasionadas por la alta solubilidad de sílice y de silicatos las cuales son producto de temperaturas altas y pH >7, influenciados por el intemperismo, dan lugar a fuentes de sílice capaces de suministrar suficiente sílice al ambiente; lo que conducen a una saturación o sobresaturación de soluciones silíceas disueltas en ambientes con poca o nula turbulencia de agua, bajas temperaturas y presiones. Algunas de estas condiciones son encontradas en zonas de ambientes reductores tales como depresiones en el fondo de los océanos o en aguas de

intraporo, donde la descomposición de la materia orgánica o la mezcla de aguas freáticas meteóricas con aguas freáticas marinas (figura 44), se llevan a cabo, provocando cambios en el pH y la generación de CO_2 .



Figura 44. Clasificación de ambientes diagenéticos. La imagen denota la ubicación de aguas freáticas meteóricas y la relación con las aguas freáticas marinas, así como los diferentes ambientes ocasionados por la profundidad de sepultamiento.

Con respecto a la diagénesis, estos procesos son fuertemente afectados por el sepultamiento, fallamiento por tectonismo, levantamientos o plegamientos, variaciones de pH (alcalinidad) y tiempo de sepultamiento, así como variación en las fases de silíceas. Otros factores como la mineralogía de la roca, porosidad y permeabilidad juegan también un papel importante.

Cambios como el incremento en la densidad, remplazamiento y disminución de la porosidad y la permeabilidad, dando como consecuencia disminución en el contenido de H_2O . Las fases silicatadas se presentan en cavidades o porosidades, como cementantes, rellenando los espacios porosos o en el remplazamiento de minerales carbonatados y evaporíticos, producto de la recristalización de otras fases metaestables, de ambientes profundos como en el fondo de los océanos y lagos. Varios son los factores que dan origen al pedernal, por lo que se deben considerar aportes de mayor extensión para su generación y aportes locales.

Principalmente esta secuencia se debe a un origen diagenético por mecanismos de disolución y precipitación, que dio lugar al reemplazamientos de las fases carbonatadas a silíceas, debido a la diferencia de solubilidades de las sustancias adyacentes, por lo que ocurrieron variaciones en el pH, que ayudaron a la disolución del sílice.

Considerando los elementos antes expuestos para esta unidad se puede concluir que las facies muestran condiciones de baja energía, siendo que aún se encuentran por debajo del nivel base de tormentas. Por lo que indican posibles incrementos relativos en el nivel del mar de forma muy lenta, con algunos flujos de gravedad representados por las facies de grano grueso de floatstones y rudstones.

Las variaciones en el aporte de carbonatos y material arcilloso, posiblemente indiquen variaciones de menor magnitud del nivel del mar, que junto con estas variaciones presenten zonas de mayor precipitación de las fases silíceas reemplazando las fases inestables de los carbonatos, las cuales siguen siendo representativas de facies profundas, ocasionado por hundimientos en la plataforma de rampa media.

V.5.2 Análisis petrográfico y bioestratigráfico

Se observa una compactación diferencial con pequeños flujos de sedimentos arcillosos como indicadores de zonas más profundas debido al incremento de las arcillas con flujos silicificados. El incremento de la compactación que se verifica con la presencia de estilolitas, mostradas en sección delgada y en el núcleo testigo, que sugiere condiciones reductoras para esta parte de la unidad debido al incremento del óxido de hierro. En la parte más somera de la unidad se presenta un incremento de microfauna (macroforaminíferos bentónicos), lo que indica que posiblemente fueron traídos de zonas más someras posiblemente prearrecifales hacia una plataforma media.

Predominan facies de mudstone a wackestone, algunas facies de packstone y grainstone posiblemente pertenezcan a zonas redepositadas por contener elementos de fauna más somera. Algunas facies cambian a mudstone con abundante contenido arcilloso, lo que indica también facies profundas que se encontrarían por debajo del nivel base de tormentas.

La presencia de macroforaminíferos como *Ranikothalia bermudezi* y *Neodiscocyclina grimsdalei* (*Discocyclina barkeri*), así como la presencia de foraminíferos planctónicos como *Morozovella velascoensis* (de la biozona P3 a P5. Olson *et al.*, 1999) y otras formas del grupo de las morozovellas no espinosas, con cámaras cónicas y pared muricada corresponden a una edad del Paleoceno superior (Thanetiano). Butterlin (1981) asigna una edad de Paleoceno Eoceno inferior a la especie *Discocyclina cristensis* (Vaughan, 1924), que está en sinonimia con *Hexagonocyclina cristensis* (Vaughan y Caudri, 1944). Berlanga asigna una edad de Paleoceno medio a superior. Serra-Kiel *et al.* (2007) describe la asociación de *Ranikothalia bermudezi* y *Neodiscocyclina grimsdalei* como característica del Paleoceno Superior (*Thanetiano*). Berlanga (1977), Robinson y Wright (1993) y Serra-Kiel *et al.* (1998) le asignan a *Ranikothalia bermudezi* una edad de Paleoceno Superior.

V.6 Calciruditas de wackestone a packstone de foraminíferos planctónicos y bioclastos.

V.6.1 Análisis sedimentológicos

La unidad 6 se caracteriza por presentar un cambio abrupto con la unidad subyacente, presentando una variación de microfacies. Las facies de mudstones están relacionadas a eventos más profundos como las observadas en las unidades anteriores.

Se presenta un incremento de facies de wackestone a packstone, con escasos grainstones. Estos paquetes muestran espesores desde centímetros hasta varios metros con estratos delgados y laminaciones arcillosas. Las facies de packstone y grainstone indican una disminución de energía hacia la cima de esta parte de la secuencia, que corresponden con las facies redepositadas descritas anteriormente (Whalen, 2006, 2013).

Dichas facies indican orígenes más someros y oxidados, lo que daría lugar a una mayor alteración de sedimentos ricos en óxidos de hierro, que posiblemente procedan de zonas más erosionadas debido a una exposición de la plataforma, provocadas por un descenso relativo en el nivel del mar.

La silicificación es mayor en la base de la unidad con una disminución en la parte media de la secuencia. Se presenta una mayor solubilidad de sílice, por lo que éste disminuye hacia la cima, ocasionando una mayor disolución de carbonato de calcio.

Estructuras secundarias como microfallamientos en sedimentos de grano fino, de forma laminar, indican pequeños deslizamientos que son posibles de conservar en este tipo de sedimento, apuntando pequeñas variaciones de pendientes en los sedimentos pelágicos. En esta parte de la unidad todavía se presentan evidencias de la compactación, aunque a menor escala, debido a la presencia de las estilolitas y microplegamientos en los estratos arcillosos que presenta gran semejanza con unidad 3.

A partir de esta unidad existe un incremento en el porcentaje de porosidad, el promedio que se ha establecido para esta parte de la secuencia en otros trabajos publicados (Popov, et al., 2004) varía de 0.20 a 0.37 (20 al 37%), dado estos porcentajes se considera una porosidad de muy buena a excelente para esta parte de la secuencia.

Este incremento de porosidad ocasiona variaciones texturales las cuales ocurren debido a los cambios de facies de grano grueso como packstone y grainstone, lo cual ha sido demostrado en carbonatos modernos de Florida y las Bahamas (Enos y Sawatsky, 1981, tomado de Flügel, 2010), donde los packstone de estas regiones presentan porosidades de 45 al 67%, mientras que en los grainstone sus porosidades varían del 40 al 63%.

Se muestran variaciones de la porosidad y la permeabilidad, donde en algunos intervalos se incrementa, lo que provocaría una mayor migración de los fluidos silicificados en este caso, que escapan hacia las zonas de mayor permeabilidad.

Hacia la cima de la unidad se incrementan el porcentaje de arcillas en los carbonatos de textura wackestone, junto con una deformación de sedimentos suaves, lo que indica, nuevamente un incremento en el nivel del mar.

V.6.2 Análisis petrográfico y bioestratigráfico

Las intercalaciones de microfacies pueden ser indicativas de pequeños cambios en el nivel del mar. Sin embargo las unidades de margas con clastos angulosos parecen indicar

transiciones abruptas como cambios de pendientes, indicando eventos más profundos. La silicificación es un proceso muy significativo que se da de forma ascendente y progresiva reemplazando el material carbonatado. Las facies de packstone gradados, más finos hacia arriba fueron depositados por corrientes sobre la pendiente (Whalen, 2006, 2013), por lo que pudieron ser zonas ligeramente escarpadas. Lo que indicaría un ambiente de plataforma media a externa.

Sobresalen facies de mudstone/wackestone a packstone de foraminíferos planctónicos, escasos foraminíferos bentónicos. Se observa una ciclicidad de microfaunas, donde las facies más profundas están constituidas principalmente por foraminíferos planctónicos con escasos fragmentos de foraminíferos bentónicos. En otras secuencias se observan pequeños flujos de material carbonatado (abundantes formas bentónicas), sobre las calizas arcillosas y mudstone con abundantes formas planctónicas. Estas últimas están constituidas por cortes axiales y ecuatoriales de foraminíferos planctónicos del Paleógeno, como: *Morozovella* sp, *Morozovella velascuensis*, *Morozovella* cf. *subbotinae*, *Morozovella formosa* s.l. *Planorotalites* sp., *Planorotalites* cf. *compresa* y globigerinas pequeñas. Dentro de la fauna de foraminíferos bentónicos se identifican formas de Ortophragminidos como *Pseudophragmina* s.l. *Discocyclina* sp., *Lepidocyclina* sp?., *Lenticulina* sp, escasos Nezzazátidos, rotálidos complejos. La edad del conjunto de la fauna identificada se define para el Paleoceno medio al superior.

V.7 Wackestone a packstone de foraminíferos planctónicos y bioclastos

V.7.1 Análisis sedimentológicos

El pedernal se presenta en forma de lentes, lo cual es característico de ambientes marinos de plataforma más profundos, con mayor disolución de carbonatos, que son reemplazados debido a la precipitación del sílice; interestratificados con lutitas y facies de mudstone; como los reportados en la unidad anterior, posiblemente indican eventos de ascensos relativos del nivel del mar. Se observan fluidos silicificados en zonas de disolución y reemplazamiento por éste último.

Las laminaciones de mudstone de forma cíclica, combinadas con facies de wackestone indican que hubo zonas de baja energía profundizándose, por lo que favorece la generación de pedernal.

V.7.2 Análisis petrográfico y bioestratigráfico

Sobresalen las facies planctónicas que indican ambientes profundos, con neoformación de sulfuros de hierro producto de la diagénesis, indicadores de un ambiente reductor. Se presenta con mayor frecuencia el remplazamiento de sílice en las partes internas de las cámaras de los foraminíferos, por lo que la diagénesis por sepultamiento cada vez es más abundante. Se presentan laminaciones enterolíticas (Cap. IV), lo que indica que las corrientes de flujo están variando considerablemente.

Las facies varían de wackestone a packstone de foraminíferos planctónicos, donde los packstones con gradación normal fueron depositados por corrientes con menor energía (decrecientes) y la estratificación delgada que se repite de manera cíclica sugiere el depósito de flujos de mayor energía, lo que posiblemente da inicio a las zonas de tormentitas o turbidíticas que se manifiestan de forma más definida para la unidad sobreyacente.

De la unidad 7 en adelante no se cuenta con datos bioestratigráficos debido a que se encuentran muchas facies redepositadas y silicificadas, lo que causo dificultad para identificar los límites zonales.

Sin embargo con los datos obtenidos permiten saber que corresponden a las zonas de foraminíferos del Paleoceno, de las zonas P1a,b y c, P2, P3a y b en el límite inferior (Daniano), mientras que para el límite superior del Paleoceno marca el Tanetiano que corresponde a las zonas P4 y P5. En este trabajo se corroboran las zonas P4 y P5, semejantes a otros trabajos reportados para el mismo pozo (Whalen, 2006, en cooperación con Tim Bralower y Dick Norris, en julio del 2005, reporte de Whalen, 2006). Por lo que el límite bioestratigráfico que se contempla para esta secuencia se establece posiblemente para el Eoceno inferior.

Los efectos de las tormentitas sobre la sedimentación son controlados por la profundidad del agua y la ubicación del nivel base del oleaje (FWWB, por sus siglas en inglés) y el nivel base de tormentas. Las tormentas se levantan por debajo del nivel base del oleaje, causando el retrabajo del sedimento y desarrollando la estratificación de calizas y lutitas características.

Esta unidad se asocia al fenómeno de tormentitas, debido a que la base de la unidad se presenta ligeramente angulosa y erosionada con repetidas laminaciones. Dicha secuencia presenta un espesor aproximado de 2 metros, lo que es característico para este tipo de depósitos (van desde unos cuantos milímetros a varias decenas de centímetros, Flügel, 2010), con diferentes espesores desde la base hasta la cima, con una mayor bioturbación, lo que indica un rompimiento en la actividad de la tormenta.

El tipo de estratificación varía de horizontal a ondulada, otras son de tipo cruzada denominada como hummocky (Harms et al., 1975, Dott, 1982, Duke 1987), que muestran curvas suaves, laminaciones cruzadas de bajo ángulo y laminaciones, con formas convexas hacia arriba (lo que se denomina como hummocky) y formas cóncavas hacia abajo (estratificación swale). Con un mayor aporte de terrígenos combinados con los carbonatos serían llamadas tempestitas (Kelling en Ager 1974 tomada de Flügel, 2010). Sin embargo estas secuencias presentan muy poco aporte de terrígenos para ser consideradas como tempestitas.

En esta unidad se han registrado las porosidades más bajas (0.08 a 0.33, registradas por Popov et al., 2004, para el pozo en estudio), debido al incremento del material arcilloso, así como la ausencia de texturas de packstones y grainstones, dichos procesos se asocian al incremento en la compactación, formando capas laminares de la secuencia rítmica, localizada a los 617.33 metros, casi en la parte final de la secuencia.

En la parte final de la unidad se presenta una laminación más horizontal que indica condiciones de energía menores, con áreas silícificadas reemplazadas. A pesar de que no se observan el redeposito de carbonatos de grano grueso en esta unidad; sin embargo las tormentitas y los plegamientos de sedimentos suaves, implican al menos un bajo ángulo en la pendiente en la superficie de depósito.

Posiblemente entre la unidad la unidad 6 y la presente unidad, se encuentra el límite entre el Paleoceno tardío- Eoceno inferior, que posiblemente indiqué el fenómeno del Máximo termal, del límite Paleoceno-Eoceno, que es un periodo de calentamiento global y elevaciones del nivel del mar. En este evento se ha planteado la hipótesis de que el resultado de la liberación de metano de forma masiva dio lugar a la elevación de la compensación de carbonatos, disolución de carbonatos en aguas profundas y los procesos de movimientos de masas asociados con la desestabilización de los hidratos de metano submarinos en ambientes de aguas más someras.

La falta de estudios específicos así como una completa bioestratigrafía, ayudaría a determinar en este horizonte el límite de este fenómeno.

V.8.2 Análisis petrográfico y bioestratigráfico

Las intercalaciones de wackestone a packstone y escasos grainstone, presentan laminaciones onduladas y tipo hummocky dentro de los packstone, con algunos mudstone de matriz limosa. Estas intercalaciones de capas estratificadas representan posiblemente secuencias denominadas como tormentitas, las cuales forman estratos amalgamados, con laminaciones (tipo hummocky), con packstone y grainstone las cuales son comunes en ambientes de rampa externa.

En esta unidad ya se presentan reemplazamiento de pedernal en algunos aloquímicos o rellenando cavidades (como se observa en la sección delgada Pyax-106). Se presentan flujos carbonatados de wackestone a packstone en una matriz de mudstone formando capas de sedimentos, con laminación de bajo ángulo que podría sugerir el efecto de una corriente en un régimen de flujo superior.

Debido a las características de los sedimentos finos también puede interpretarse como facies de tormentas denominadas como tempestitas distales (figura 30), donde las facies profundas predominan.

V.9 Wackestone a packstone de bioclastos y calcilutita

V.9.1 Análisis sedimentológicos

Esta unidad se caracteriza por presentar interestratificaciones de wackestone más puros con laminaciones de calizas arcillosas, por lo que indican un ascenso del nivel del mar relativo da lugar a la formación de los carbonatos más puros y las calizas arcillosas.

La gradación normal de algunos packstones indica la disminución de la corriente, así como la estratificación y laminaciones finas, debido a su naturaleza repetitiva asociada a la parte final del depósito de los eventos de tormentitas, como las descritas en la unidad 8.

El proceso de silicificación se encuentra principalmente como cementante rellenando oquedades y en las zonas de disolución, así como también en forma de lentes (sobre todo de color negro, aproximadamente desde los 591 m a los 586 m de profundidad). Posiblemente este incremento de sílice es el reflejo de una posible zona de inundación, con oscilaciones rítmicas (con decrementos e incrementos tanto de sílice como de carbonatos), lo que marca un posible incremento relativo en el nivel de mar.

Sin embargo para los 590 metros aproximadamente la microfauna que se presenta, es característica de facies más someras, que provienen de facies redepositadas traídas hacia las zonas más profundas. Es importante señalar que para esta unidad mediante los datos de FRX, se observo un incremento en el elemento traza de Sr, a los 576 metros, donde algunos autores señalan que este incremento posiblemente indique también un incremento de temperatura, por lo que podría estar indicando el máximo termal reconocido para el límite Paleoceno-Eoceno.

V.9.2 Análisis petrográfico y bioestratigráfico

Se encuentran facies profundas por el contenido de foraminíferos planctónicos, sin embargo se incrementa el contenido de limos de arcillas en la matriz, que posiblemente es ocasionado por flujos de tormentitas, que traen todo este material hacia las zonas de mayor profundidad. Los flujos diferenciales de sedimentos observados como packstone

graduados en una matriz de mudstone, son indicativos de una posible disminución de energía, que lleva los clastos hacia facies profundas.

El pedernal es más abundante en la matriz arcillosa relleno de cavidades. Las agujas de equinodermos que se encuentran en algunas secciones y la macrofauna es probable que se trate de facies redepositadas, los cuales son traídos por las secuencias de tormentas hacia la plataforma. Los remplazamientos de sulfuros de hierro, se asocian a condiciones diagenéticas reductoras, procedente de facies profundas. Por lo que las facies predominantes son de ambientes profundos, con flujos diferenciales de packstone con graduación normal.

V.10 Wackestone a packstone de bioclastos con foraminíferos planctónicos

V.10.1 Análisis sedimentológicos

Unidad compuesta por calizas arcillosas de wackestone y packstone, con cemento de pedernal lo que provoca una mayor dureza y menor porosidad a la roca. Esta silicificación es cada vez más dominante en esta parte de la secuencia, lo que causa el reemplazamiento de las facies carbonatadas por pedernal. Esta unidad es semejante a la unidad subyacente, si embargo contiene mayor porcentaje de calizas arcillosas y wackestone. Los picos más altos de sílice de acuerdo a los estudios de FRX, se han presentado en las unidades 6, 7, 8 y 10, lo que muestra una silicificación de tipo diagenética de forma cíclica ascendente. El pedernal ha reemplazado muchas de las texturas originales y bioclastos, lo que modifica su textura original, por lo que se debe tener precaución en el momento de la interpretación.

Las laminaciones finas de las capas arcillosas indican condiciones de menor energía, con mayor estabilización, a diferencia de las unidades 8 y 9, las cuales indicaron condiciones de mayor energía. Hacia la cima de la unidad se presenta mayor pureza de los carbonatos. Estos procesos indicarían posibles ascensos en el nivel del mar, que cubren los sedimentos indicando un ambiente marino más profundo, posiblemente relacionado con una zona de invasión marina.

V.10.2 Análisis petrográfico y bioestratigráfico

Se da un incremento en la diagénesis, ya que el pedernal se encuentra remplazamiento a los organismos, (Pyax-154 y Pyax-161), por lo que dificulta la interpretación. Se presenta reemplazamientos de algunos clastos de carbonato de calcio por variaciones silíceas, de forma esférica dentro de los cuales contienen cristales alargados de óxidos de hierro, los cuales fueron incorporadas durante la precipitación (como las observadas en la unidad 9, lámina Pyax-147).

La gradación normal del packstone con mudstone y wackestone, forma delgadas capas que posiblemente se depositaron en corrientes de menor energía a zonas de mayor energía procedentes de los flujos de tormentitas descritos en las unidades subyacentes.

V.11 Wackestone de foraminíferos planctónicos y bioclastos

V.11.1 Análisis sedimentológico

Se presentan calizas de wackestone y packstone de bioclastos, donde los procesos de silicificación disminuyen, y sólo se manifiestan en forma de lentes de pedernal, por lo que es menos dominante. La disminución del aporte arcilloso así como la variabilidad de fauna y la presencia de minerales evaporíticos hace posible relacionarlo con facies menos profundas bajo condiciones de baja energía, donde los procesos de cementación representados por el relleno de minerales sulfuros de hierro en los poros, indican condiciones reductoras posteriores al ambiente de sedimentación y sólo constituye parte del ambiente diagenético por reemplazamiento.

En esta unidad los terrígenos se vuelve más estables (sin cambios evidentes observados en FRX), por lo que la fuente principal de pedernal, puede ser de origen continental, la cual se da por disolución de silicatos o minerales arcillosos continentales ricos en sílice que proceden en forma de iones en el agua o como aporte de sedimentos terrígenos hacia los océanos.

V.11.2 Análisis petrográfico y bioestratigráfico

Predominan facies de wackestone de foraminíferos planctónicos intercalados con packstone de bioclastos. Las facies siguen siendo de ambientes profundos, sin embargo la presencia de macrofauna compuesta por fragmentos de gasterópodos y ostrácodos y minerales evaporíticos que indican indicios de ambientes más someros expuestos. Los minerales de óxidos de hierro que se encuentran rellenando oquedades o remplazando la matriz micrítica corrobora los procesos diagenéticos posteriores al ambiente de formación, en un ambiente de plataforma de rampa de externa a media. Presenta microfacies de ambientes más someros, lo que indica que hubo una mayor exposición o somerización en esta parte de la secuencia.

V.12. Wackestone a packstone de bioclastos con matriz silcificada

V.12.1 Análisis sedimentológico

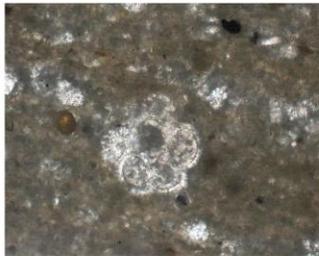
La presencia de paquetes de wackestone y packstone con macrofauna como braquiópodos, gasterópodos y algunos fragmentos de algas, así como las intercalaciones de rocas de grano fino de calcilitas y calcilimolitas indican condiciones de una mayor somerización, con un ascenso relativo en el nivel del mar, pero con aporte de sedimentos suficientes para superar dicha elevación. La disminución de las laminaciones arcillosas indica que prevalecen las condiciones marinas menos profundas.

Ya en la parte final de la secuencia de estudio, donde es necesario aclarar que el pozo perforado sólo llegó hasta los 404 metros que es de donde se sacó la última muestra por lo que no se contempla la parte superior para este trabajo.

V.12.2 Análisis petrográfico y bioestratigráfico

En esta unidad, predominan facies de wackestone a packstone de bioclastos con gasterópodos, ostrácodos y escasos fragmentos de algas verdes posibles charofitas, las

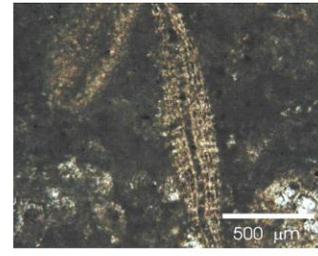
cuales se encuentran asociadas a ambientes de aguas dulces o plataforma abierta de poca profundidad. Los fragmentos pudieron ser transportados por viento o por corrientes de agua, hacia la plataforma.



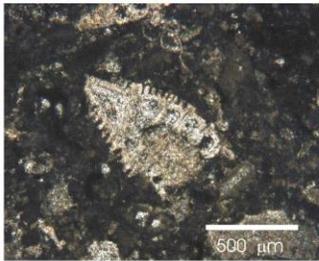
1. Pyax-010. *Globigerina cf. ciperensis ciperensis* (Oligoceno Medio-Superior).(10x).



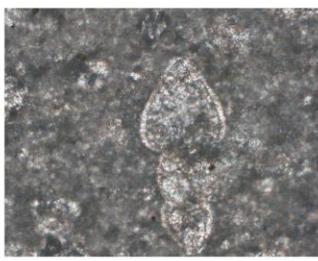
2. Pyax-010. Foraminífero bentónico *Amphicorina sp.*(10x).



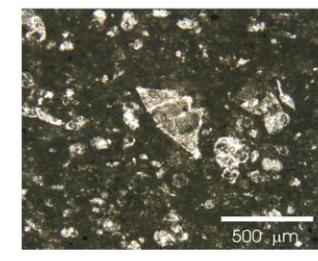
3. Pyax-011. Corte subaxial de posiblemente *Miscellanea sp.* (Paleoceno Medio-Superior).(5x).



4. Pyax-015. Foraminífero bentónico posiblemente ortofragminido en sección axial).(5x).



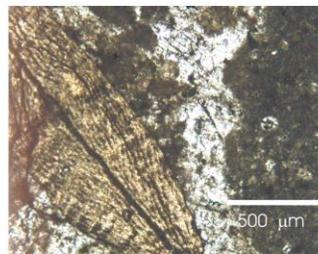
5. Pyax/016. Cámaras de *Planorotalites sp?*. en sección axial. (20x).



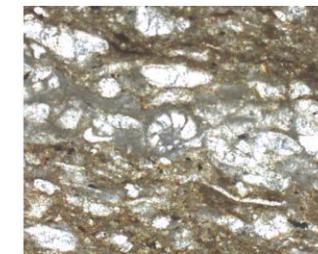
6. Pyax-026. Se confirma la presencia de *Morozovelas angulosas (M. velascoensis)*. (5x).



7. Pyax-026. Macroforaminífero, *Ranikothalia cf. Bermudezi*, luz transmitida. (5x).



8. Pyax-026. *Lepidocyclina sp.* luz transmitida. (5x).



9. Pyax-148. Facies de wackestone de foraminíferos planctónicos. (10x).

Figura 46. Las fotomicrografías 1, 2, 3 y 4 corresponden a la microfacies 2, donde se determinaron algunos foraminíferos con edades del Paleoceno medio a superior; sólo en la fotomicrografía 1 corresponde al Oligoceno medio, pero posiblemente se trate de un organismo que fue acarreado hacia la plataforma. Las fotomicrografías 5, 6, 7 y 8 corresponden a la microfacies 3, con edades semejantes a las anteriores y la fotomicrografía 9 corresponde con la microfacies 9, que es la más representativa para este paquete de microfacies.

Todas estas partículas en su conjunto se encuentran relacionadas a ambientes someros de baja energía. Predominan microfacies de wackestone a packstone de bioclastos de baja energía, por lo que indican facies de ambientes más someros.

V.13 Variaciones de los grupos geoquímicos

Como se menciona en el capítulo IV, las variaciones geoquímicas más representativas en toda la columna de estudio, son el SiO_2 y CaO , ya que muestran patrones de forma inversa y cíclica respectivamente de acuerdo a su profundidad. Esto se debe principalmente al incremento en los procesos diagenéticos de reemplazamiento del pedernal o componentes silíceos por los carbonatos.

Desde la base de la secuencia sobre todo en las microfacies 1 y 2, se reporta un incremento en el contenido de MgO (figura 43), lo que corrobora los procesos de dolomitización, descritas en la petrografía, sobre todo para dichas microfacies, donde se muestra la evidencia de cristales euedrales romboédricos de dolomita.

Otro patrón a observar es que desde la base de la secuencia se observa un incremento de los elementos mayores de: K_2O , Na_2O , Al_2O_3 , Fe_2O_3 y TiO_2 , que disminuye en la parte superior de la unidad 2, procesos que probablemente se relacionan con una mayor cantidad de sedimentos arcillosos post impacto, debido a que todavía continua un reacomodo en los bordes del cráter hacia la cuenca. Sin embargo después de la parte final de la unidad 2, el parámetro de variación de estos compuestos sólo presenta algunos picos positivos en ciertas partes de la columna.

Entre las microfacies 2 y 3, las cuales representan un evento de brechas calcáreas descrito como flujo de detritos o flujos de gravedad, por el reacomodo de la plataforma, se observa que debido a la variabilidad de los clastos en la brecha también existen variaciones geoquímicas.

Los estudios de DRX en algunas muestras indican a los 791.7 m, interestratificados de illita-esmectita la cual se encuentra asociada a un origen detrítico y esmectita que puede proceder de ambientes asociados a continente alejados de la plataforma. Por lo que sugiere que este aporte arcilloso, posiblemente proceda desde una zona de ambiente

más somero que se conduce hacia zonas de plataforma y formó parte del relleno de la cuenca después de la brecha de impacto subyacente, debido al deslizamiento en el borde del cráter.

En las microfacies 3 y 4, las concentraciones de SiO_2 y CaO presentan ciclicidades de forma recíproca, con una mayor precipitación de pedernal debido a procesos diagenéticos, a los 763.2 m, lo cual se encuentra asociado a la disminución de Al_2O_3 , que indica el incremento de los procesos diagenéticos.

Se ha encontrado que esta posible precipitación de pedernal se debe a la baja concentración de silicatos ricos en aluminio como es el caso de las arcillas (Illita-smectita), una disminución de pH ($\text{pH} < 7$; Laschet, 1984), y posiblemente se hayan dado cambios eventuales de salinidad, que explican la formación de pedernal, varios metros arriba de la secuencia. Esta es una de las principales causas de formación de pedernal secundario en secuencias sedimentarias, en ambientes poco profundos (Laschet, 1984), como se indica para la parte superior de la unidad 3. Las interlaminaciones arcillosas provocan el incremento de material terrígeno, lo que se corroboró con los estudios de DRX como trazas de la alteración de los feldespatos, que indican un aporte arcilloso.

El incremento de Fe_2O_3 , que se observa en la gráfica (Tabla 9, figura 42), es provocado por el relleno y reemplazamiento de minerales de sulfuros de hierro (pirita), en las áreas de mayor porosidad, ocasionado por los procesos diagenéticos.

El MgO , presenta variaciones poco significativas, en esta parte de la secuencia, ya que los procesos de dolomitización son más estables. En la petrografía se observa la presencia de algas rojas que podrían denotar las concentraciones de calcita con contenido de magnesio, pero resultan poco representativas.

Es importante notar que en esta unidad se presenta una zona de frecuentes laminaciones de paquetes arcillosos con wackestone que indican cambios en los niveles de energía, así como la influencia diagenética, por lo que es evidente las variaciones en el aporte silíceo.

En la cima de la unidad 3, decrece la cantidad de sílice, aunque ligeramente se incrementa en la unidad 4, con valores poco significativos (de 20.32 Wt%, a los 734.5 m). Se presentan incrementos para las concentraciones de CaO , donde en lámina delgada se observan carbonatos más puros, lo que indica que los procesos de diagénesis disminuyen

dando lugar a texturas más limpias. La proporción de Al_2O_3 y MgO se mantienen constantes, desde la unidad 3 hasta la unidad 5, esto es por el aporte arcilloso que se presenta en este intervalo, con un incremento en K_2O y Fe_2O_3 , y un notable incremento de MnO , aunque es poco significativo ya que se encuentra entre el 0.18% wt, (unidad 3, a los 752.34 m). Posiblemente este incremento de óxido de manganeso se debe a que proviene de facies profundas de la unidad 3, siendo más someras hacia las unidades 4 y 5 por la pureza presentada en los carbonatos.

En las unidades 5 y 6, se observa un mayor incremento de óxido de sílice tanto en la cima de la unidad 5 como en la base de la unidad 6 con valores de SiO_2 de 94.90 wt%, de los 694 m a los 699 m, lo que muestra una mayor precipitación de sílice. Hacia la cima de la unidad 6 se observa una disminución de SiO_2 , y de manera inversa se incrementa el CaO . Corroborando con los estudios petrográficos, se encontraron carbonatos más puros; sin embargo, se incrementan las concentraciones de Al_2O_3 , K_2O , Fe_2O_3 y TiO_2 , que posiblemente estén relacionados nuevamente con el aporte arcilloso.

El incremento de Fe_2O_3 y TiO_2 , podría estar indicando un mayor aporte de sedimentos continentales, debido a que las zonas de mayor oxidación se manifiestan con mayores concentraciones de óxidos de hierro, observadas en las facies de packstone y grainstone de las secuencias.

Los altos valores de sílice, junto con los carbonatos arcillosos y laminaciones de lutitas calcáreas posiblemente indican condiciones de facies más profundas en la plataforma, provocadas por un ascenso en el nivel relativo del mar, como se reportó para los datos sedimentológicos.

En la unidad 8 existe una mayor solubilidad de SiO_2 debido a que se presenta una concentración menor (a los 634 m, con 17.81 %). Se ha demostrado que las zonas donde existe mayor flujo turbulento, este ocasiona que la disolución del sílice se incremente, por lo que disminuye la concentración de dicho compuesto (Laschet, 1984). Esta unidad esta caracterizada por presentar un flujo turbulento que dio lugar al formación de las secuencias denominadas como tormentitas, por su posición en la plataforma (Seilacher, 1991), por lo que se presentan cambios en el deposito, esta turbulencia probablemente ocasiona una mayor disolución por lo que se reporta una disminución en la concentración de sílice.

Principalmente se muestran sedimentos de grano fino sin aporte de terrígenos debido a que no se muestran incrementos en los compuestos de Al_2O_3 , K_2O , Fe_2O_3 y TiO_2 , por lo que indica facies de plataforma sin aporte continental. Lo que reafirma que dichos eventos se realizaron por debajo del nivel base de tormentas hacia facies de plataforma externa en la zona de rampa. Cabe recordar que dicho análisis sólo se establecen para el pozo en estudio; considerando que hace falta un mayor estudio para hacer un análisis completo de la plataforma.

En la unidad 9, siendo la de mayor espesor, no se observan variaciones significativas de SiO_2 como en las unidades subyacentes; sin embargo, los procesos de silicificación son evidentes. El incremento de Al_2O_3 , se presenta sólo para la cima de la unidad, donde se observa ese incremento de aporte arcilloso. Se presenta un incremento de Na_2O , Fe_2O_3 , P_2O_5 y TiO_2 , que indica condiciones de procedencia continental, hacia la plataforma, indicando una posible disminución en el nivel relativo del mar.

Las concentraciones de CaO , se incrementan, lo que indica que los carbonatos se presentan de forma más pura, con menor contenido de arcilla, como se menciona para las facies de wackestone. Esta parte de la secuencia se ha interpretado como la parte final de las tormentitas, marcando condiciones de menor energía, que indica facies más profundas. donde hubo una posible elevación del nivel del mar, con oscilaciones de pedernal con respecto a los carbonatos.

Es importante notar que a lo largo de toda la columna el aporte de las trazas de Sr se mantuvo constante, el cual representa la parte representativa de los carbonatos.

En la unidad 10, se presenta un incremento de SiO_2 en la columna, con valores de 64 %, donde nuevamente se da una mayor precipitación de sílice, con una menor concentración de Al_2O_3 y MgO . Así como también se observa una disminución de K_2O y Na_2O (siendo los elementos que le dan el carácter alcalino a la secuencia), lo que indica un aporte menor de origen continental.

En la unidad 11, se observa que existe un decremento considerable de SiO_2 , ya que los picos de mayor concentración ya no aparecen, por lo que el contenido de CaO aumenta; existe una alta solubilidad de sílice que no permite su precipitación; sin embargo, el porcentaje de Al_2O_3 , no se incrementa como en la unidad 5. No hay mucho aporte de

terrígenos por lo que los compuestos como K_2O , Na_2O , Fe_2O_3 y TiO_2 , no presentan una variabilidad significativa. Con respecto a la unidad 12, la cual es la última unidad que corresponde con la microfases 12. El pedernal con respecto a la interpretación sedimentológica y de microfases, se observa una variabilidad en la precipitación de sílice de forma cíclica y a pesar de que se presentan concentraciones significativas, estas sólo se presenta en forma de lentes o reemplazamientos. Se da un incremento en el aporte de terrígenos, caracterizado por los elementos de Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , Fe_2O_3 y TiO_2 , debido a que desde el punto de vista sedimentológico si se observa un incremento en el material clástico, se clasificó a la roca como una calcarenita con un incremento de MgO , por lo que podría la roca estar ligeramente dolomitizada.

V.14 Modelo de evolución de la cuenca de impacto en la secuencia de edad paleógena, situada en el pozo Yaxcopoil-1.

Los resultados y análisis documentan el desarrollo evolutivo de la secuencia Paleógena del pozo Yaxcopoil-1; este pozo, entre otros han servido para establecer una parte de la estratigrafía del cráter el cual se encuentra ubicado en la zona de terrazas en el sector sur del cráter; (Figura 47).

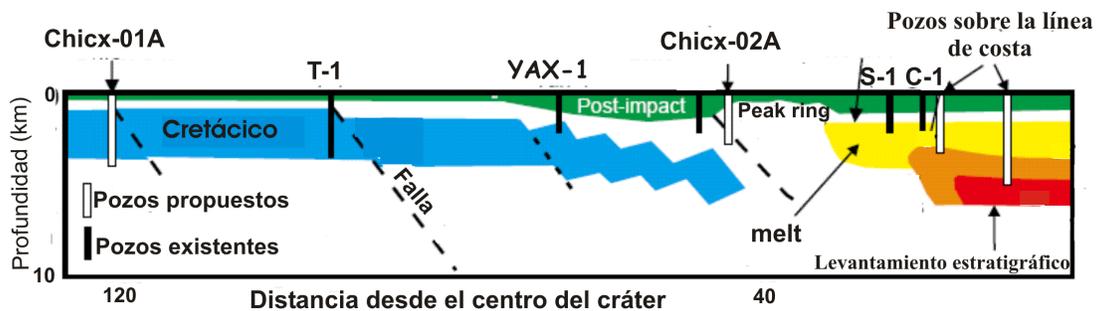


Figura 47. Representación esquemática de la estructura del cráter y la posición relativa del pozo Yaxcopoil-1 (YAX-1), con relación a otros pozos de estudio (Tomada de Morgan et al., 2005).

De acuerdo a los resultados y la discusión presentada, a continuación se muestra una tabla resumen (Tabla 10), de las microfácies descritas para la columna de estudio, así como los cambios ambientales por los cuales fueron diferenciadas en 12 microfácies a lo largo de la columna. Donde el aporte de sedimentos terrígenos (ricos en K_2O , Na_2O y Ca_2O), situados en un ambiente de plataforma externa, presentan zonas de deslizamientos escarpados que tienden a irse hacia zonas de mayor profundidad. Los depósitos de brecha calcáreas (como las reportadas por Whalen et al., 2007, 2013), pudieron ser transportados y reacomodados después del impacto y por efectos de cambios en el nivel del mar durante el Paleoceno temprano (Haq et al., 1988; Baum y Vail., 1988; Millar et al., 2005). Depósitos descritos también como flujos de gravedad (Lowe, 1982), relacionados a las zonas de deslizamientos de pendientes inestables en las zonas de rampa, por lo que el origen de las microfácies 2 y 3, se encuentran asociadas a zonas de reacomodo de talud o zonas de inclinación.

Debido a que el pozo Yaxcopoil-1, se encuentra posicionado en la zona de terrazas cercana al borde del cráter, y mediante el estudio de secciones sísmicas reportadas para esta secuencia (Gulick, et., al. 2008), se tienen evidencias de fallamientos normales. Por lo que provocan deslizamientos como los antes descritos, lo que es también característico en plataformas de rampa con zonas de deslizamientos (Figura 47).

Mediante los estudios petrográficos se corroboran las facies planctónicas y bentónicas que se disponen como flujos intermitentes en algunas partes de la columna lo que corrobora la posibilidad de corrientes de flujo.

Con respecto a la edad correspondiente para esta secuencia las facies planctónicas indican la presencia de organismos como: *Morozovella* sp., *Planorotalites* sp., así como *Acarinina* sp., géneros que se desarrollaron desde el Paleoceno al Eoceno. Las facies bentónicas se encuentran reportadas para el Paleoceno medio-superior. Sin embargo, estas edades son aproximadas considerando las limitantes que presentan las zonas de estudio, debido a su alto retrabajo y disolución de los organismos. Esta interpretación de ambientes profundos es acorde con la bioestratigrafía obtenida y apoyada por los datos reportados (Arz et al. 2004), como ya se había mencionado antes.

En la petrografía y las microfácies estudiadas, se observó un incremento de calizas mudstone con mayor contenido arcilloso y el predominio de facies planctónicas profundas,

que corroboran un ambiente de cuenca dentro de la plataforma, por lo que las facies profundas y el incremento de material arcilloso infieren un posible ascenso relativo en el nivel del mar. El aumento de minerales de sulfuros de hierro, corrobora zonas de mayor profundidad y condiciones reductoras con predominio de facies profundas.

En las microfacies 5, aún se presentan pliegues con deformación de sedimentos suaves, y gradación de facies de grano fino que muestra la presencia de los escasos flujos de gravedad, representan zonas de deslizamiento que se dirigen hacia las zonas más profundas. Las zonas con mayor contenido de pedernal se va dando de manera paulatina lo cual se verifica por FRX, donde se observa un incremento progresivo de SiO_2 . Este incremento es provocado por la precipitación del sílice que puede darse tanto en las facies arcillosas presentes en la matriz, así como en las zonas de mayor concentración de sílice en forma de lentes. Los flujos silicificados se han encontrado en ambientes acuosos, permitiendo la precipitación química de este compuesto, lo que también indica condiciones de pH menores, dando un carácter de mayor acidez en esta parte de la secuencia (Laschet, 1984).

En la parte media de la microfacies 6 representa un incremento de facies carbonatadas que van de packstone y grainstone con algunos litoclastos de floatstones, lo que da lugar a la formación de facies más someras provocados por posibles descensos relativos en el nivel del mar dentro de la plataforma. Sin embargo, hacia la cima de la unidad, se observa una gradación progresiva de estratos delgados de mudstone, interestratificados con wackestone y packstone, que indican condiciones de mayor energía, que se corroboran con la petrografía, donde se observan gradaciones normales, ocurridas posiblemente por incremento en el nivel del mar, indicando condiciones de inundación.

La microfacies 7, se obtuvieron facies de wackestone con menor contenido de impurezas, capas y lentes de pedernal interestratificados con laminaciones de lutitas calcáreas y calizas arcillosas de manera cíclica, característicos de ambientes marinos más profundos de baja energía, lo que posiblemente fue originado por un incremento del nivel del mar, en condiciones a pequeña escala.

La bioestratigrafía sólo se pudo obtener hasta esta microfacies (Mcf7). Desde la Mcf 1 y Mcf2 se observó un límite inferior correspondiente al Daniense, que corresponden a las zonas P1a,b y c, P2, P3a y b. Mientras que para Mcf 7, marca el límite del Paleoceno

superior correspondiente al Thanetiense (Dentro de las zonas P4 y P5). En este trabajo se corroboran las zonas P4 y P5, que son semejantes a otros trabajos reportados para el mismo pozo de estudio (Whalen et al., 2006, 2013). Por lo que el límite bioestratigráfico que se contempla para esta secuencia se establece posiblemente para el Paleoceno-Eoceno inferior.

La microfacies 8, constituida por facies de packstone y wackestone con calizas arcillosas, marca un paquete asociado a eventos de tormentitas, (incluyendo eventos de tempestitas; Seilacher, 1991), comunes en ambientes de plataforma externa. Este proceso es controlado por la sedimentación y profundidad del agua, con relación al nivel base del oleaje y el nivel base de tormentas. Las tormentas se levantan por debajo del nivel base del oleaje, causando el retrabajo del sedimento y desarrollando la estratificación de calizas y lutitas características de esta unidad. Debido al incremento de arcillas la porosidad se ve afectada y disminuida, (como la reportada por Popov et al., 2004).

Sobreyacente a este paquete en la base de la unidad o microfacies 9 se encuentran interestratificaciones de wackestones con laminaciones de calizas arcillosas, lo que indica nuevamente un incremento en el nivel del mar. Se presentan una graduación normal de algunos packstone con estratificaciones muy finas, que indica la parte final del depósito de las tormentitas, descritas en la microfacies anterior. Las facies redepositadas (denominadas por Whalen, 2013), posiblemente fueron traídas por los depósitos de tormentitas.

En la microfacies 10 se observa un aporte de sedimentos que sigue un ritmo con el aumento paulatino del nivel del mar. Se presenta un conjunto de wackestone y packstone arcillosos, con sílice disuelto, proporcionando una mayor dureza y menor porosidad a la roca, lo que provoca un remplazamiento de las facies carbonatadas. En esta unidad muestra el último incremento notable de pedernal en la secuencia, con valores de 64 %, con una alta precipitación de sílice, y concentración de carbonatos. Mediante los estudios de geoquímica las concentraciones de Al_2O_3 y MgO , K_2O y Na_2O , son más bajas por lo que indica un menor aporte de terrígenos.

En las últimas que son la Mcf-11 y Mcf-12, representan facies de ambientes más someros, constituidos por facies de wackestone y packstone, donde los carbonatos

contiene menor cantidad de arcilla y escasos minerales evaporíticos, por lo que pudo ocurrir un descenso en el nivel relativo del mar.

Tabla 10. Resumen de las microfacies analizadas en la columna de estudio del pozo Yaxcopoil-1.

Mcf	Descripción
12	Wackestone a packstone de bioclastos con matriz silicificada. Ambientes poco profundos.
11	Wackestone a packstone de bioclastos, con menor silicificación, disminuye el aporte arcilloso. Presencia de minerales evaporíticos.
10	Wackestone a packstone de bioclastos con foraminíferos planctónicos. Depósitos de menor energía, con carbonatos puros, posible ascenso en el nivel del mar.
9	Wackestone a packstone de bioclastos y calcilita. Laminaciones de mudstone arcillosos, indica elevaciones en el nivel relativo del mar. Parte final de la secuencia de tormentitas.
8	Wackestone a packstone arcilloso con pedernal. Intercalaciones de packstone a grainstone. Asociación rítmica de estratos con capas laminares, denominadas como "Tormentitas", comunes en ambientes de plataforma externa y rampa.
7	Wackestone a packstone de foraminíferos planctónicos y bioclastos. Facies profundas. Ascenso relativo en el nivel del mar. Depósitos en zonas ligeramente escarpadas.
6	Calciruditas de wackestone a packstone de foraminíferos planctónicos y bioclastos. Ambiente de baja energía, facies poco profundas, posible descenso en el nivel del mar. Depósito en zonas ligeramente escarpadas.
5	Wackestone a packstone de foraminíferos planctónicos y bentónicos. Facies profundas. Incremento en el contenido de arcillas. Procesos de silicificación iniciales. Con microfacies redepositadas de packstone a grainstone.
4	Mudstone a wackestone de bioclastos con foraminíferos planctónicos con bioclastos. Límite inferior de la brecha con facies de grano fino (wackestone a packstone). Posible incremento en el nivel del mar, por estar en facies más profundas donde predominan planctónicos.
3	Mudstone a wackestone de bioclastos. Parte final de los flujos detritos. Flujos de lodo sobre la pendiente producto de un reacomodo de talud.
2	Brechas interestratificadas en facies de grano fino. Depósitos de flujos de detritos en zonas de deslizamiento.
1	Mudstone a wackestone de foraminíferos planctónicos, en ambientes de baja energía. Se deduce que hubo un reacomodo en el espacio creado por el impacto.

Por lo que las variaciones ambientales que se observan en la columna de estudio del pozo Yaxcopoil-1, presentan en general cambios sedimentológicos característicos de una plataforma de rampa. Sin embargo en las primeras unidades se observan cambios que posiblemente estuvieron influenciados por el reacomodo y colapso del cráter.

La secuencia de estudio en general se ve envuelta en eventos cíclicos de microfacies profundas a microfacies poco profundas. Sin embargo, estos eventos son cíclicos a lo largo de toda la secuencia de estudio. La falta de elementos bioestratigráficos no permite tener un control más exacto sobre los ciclos evolutivos de esta parte de la plataforma.

VI. CONCLUSIONES

Se determinaron 12 unidades litológicas con sus respectivas microfacies a lo largo de la columna sedimentaria de edad paleógena correspondiente al pozo Yaxcopoil-1, situado dentro de la cuenca de impacto del cráter Chicxulub.

En la parte basal de la columna predominan microfacies de mudstone a wackestone de foraminíferos planctónicos, denominadas como facies de grano fino, donde predominan ambientes de baja energía. Posiblemente este ambiente se estableció por un reacomodo debido al espacio creado después del impacto y los cambios relativos en el nivel del mar.

En la microfacies 2 y 3, se establecieron depósitos de brechas interestratificadas con facies de grano fino relacionadas al deslizamiento de pendientes inestables en la columna sedimentaria. Facies que se deslizaron por cambios abruptos en la pendiente, procedentes de ambientes menos profundos sobre el borde del cráter de impacto, sobre la zona de terrazas, dando lugar a ambientes de mayor energía. La variación de las facies de grano más grueso como las texturas de grainstone a packstone, representan depósitos de zonas menos profundas hacia las zonas más profundas.

En la microfacies 5, se observan flujos de pedernal con menor contenido de carbonatos, donde algunos autores (Maliva y Siever, 1988), consideran que el crecimiento de sílice, promueve la disolución de los carbonatos. Una evidencia de esto, es que el carbonato disminuye cuando el contenido de sílice aumenta, reflejado en la variación de SiO_2 mediante los estudios de FRX. La silicificación presente a lo largo de la columna, no sólo se representa el reemplazamiento de clastos o fragmentos de organismos, sino que también ocurre en forma de soluciones o flujos ascendentes de cuarzo microcristalino y de forma lenticular.

La edad de la columna del pozo fue difícil obtener al incremento de los procesos diagenéticas. Sin embargo en las microfacies 1 y 2 se observó un límite inferior que marca el Daniano, que corresponden a las zonas P1a,b y c, P2, P3a y b. en la microfacies 7 que es hasta donde los datos bioestratigráficos fueron posibles de obtener, se establecen edades del Paleoceno medio al superior que corresponden con las zonas P4 y P5. Por lo que el límite bioestratigráfico que se contempla para esta secuencia se establece posiblemente para el Paleoceno-Eoceno inferior.

Las variaciones en las particularidades de las microfacies de mudstone a wackestone y de wackestone a packstone y grainstone, sobre todo las vista en la microfacies 6, indican una disminución de energía hacia la cima de esta parte de la sucesión sedimentaria que indican ambientes menos profundos, por lo que posiblemente ocurrió un descenso relativo en el nivel del mar, registrado en esta parte del pozo en estudio.

En la microfacies 8 se establece una asociación rítmica de 2 m de espesor, de estratos delgados y zonas laminares, lo que se asocio a un evento denominado como “tormentitas”, las cuales son comunes en ambientes de plataforma externa y de rampa, en ambientes de baja energía.

El incremento de pedernal sobretodo en las microfacies 6, 7, 8 y 10, son principalmente de origen diagenético, que se da de manera cíclica. Lo que ha provocado el cubrimiento de texturas originales dificultando su interpretación, como se mencionó para la interpretación de la bioestratigrafía.

Las dos últimas microfacies (11 y 12), representan facies poco profundas debido a la microfauna presentada y a la disminución de arcillas de forma laminar y la presencia de minerales evaporíticos, dan indicios de condiciones de baja energía.

Lo antes mencionado establece que para la columna de edad paleogéna del pozo Yaxcopoil-1, estuvo sometida a variaciones en el aporte de carbonatos, así como cambios en las condiciones de energía debido a la variabilidad en la cantidad del material arcilloso, en un ambiente de plataforma tipo rampa de media a externa, con variaciones en la pendiente, sobre todo en la parte basal de la columna, posiblemente provocados por el asentamiento y basculamiento provocados por el impacto del cráter Chicxulub.

VIII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguayo, C., Bello, M., Del Veccio, C., Araujo, M., y Basáñez, L., 1980, Estudio sedimentológico en el área de Tulum-Cancún-Isla Mujeres, Estado de Quintana Roo, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. 41, p. 15-45.
- Aigner, T., 1984, Dynamic stratigraphy of epicontinental carbonates. Upper Muschelkalk (M. Triassic). South German Basin. *Nenes Jb. Geol..Paleont. Abh*, no. 69, p. 127-159.
- Álvarez W., Smit J., Louwrie W., Asaro F., Margolis S., Caléis P., Kastner M. y Hildebrand A., 1992. Proximal impact deposits at the Cretaceous-Tertiary boundary in the Gulf of Mexico: A study of DSDP Leg 77 Sites 536 and 540. *Geology*, Vol. 20, p. 697-700.
- Anderson T. H., Burkart B., Clemons R. E., Bohnenberger O. H. y Blount D. N., 1973, Geology of the western Altos Cuchumatanes, northwestern Guatemala, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Vol. 84, p. 805-826, Boulder, CO.
- Bartok P., 1993, Prebreakup geology of the Gulf of Mexico-Caribbean, Its relation to Triassic and Jurassic rift systems of the region, *Tectonics*, Vol. 12, p. 441-459.
- Bass y Zartman, 1969, The basement of Yucatan Peninsula, *Abs (EOS) Trans. Ael. AGU*, Vol. 50, p. 313.
- Bateson J. H. y Hall I. H. S., 1977, The geology of the Maya Mountains, Belize, *Overseas Memoir* 3, Institute of Geological Sciences, Inglaterra.
- Beddows, Blanchon, Escobar, Torres Talamante., 2007. Los cenotes de la península de Yucatán, *Arqueología Mexicana*, Vol. XIV, no. 83, p. 54-57.
- Berner R., 1970, Sedimentary pyrite formation. *American Journal of Science*, vol. 286, p. 1-23.
- Blanchet C., Thouveny N., Vidal L., Leduc G., Tachikawa K., Bard E., Beaufort L., 2007, Terrigenous input response to glacial/interglacial climatic variations over southern Baja California: a rock magnetic approach. *Quaternary Science Reviews*, 26, p. 3118-3133.
- Buffler R. T., y Thomas W. A., 1994, Crustal structure and evolution of the southeastern margin of North America and the Gulf of Mexico Basin, en: Speed R. (Ed.), *Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions: Boulder Colorado.*, *Geol. Soc. Amer.*, *The Geology of North America*, vol. CTV-1 p. 219-263.
- Buffler R. T., y Sawyer, D. S., 1985, Distribution of crust and history, Gulf of Mexico Basin, *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, Vol. 35, p. 333-334.
- Bullard E. C., Everett J. E. y Smith A. G., 1965, The fit of continents around the Atlantic, A symposium on continental drift: *Philos. Trans. R. Soc. London. Ser. A.* 258, p. 31-51.

- Burchette y Wright, 1992, Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentology Geology*. Elsevier Science Publishers B.V. Amsterdam. Num. 79, p. 3 a 57.
- Butterlin J. y Bonet F., 1958, Reconocimiento geológico preeliminar del territorio de Quintana Roo, *Bol. AMGP*, Vol. IX, No. 9 y 10.
- Campos-Enriquez, J.O., J.A. Arzate, J. Urrutia-Fucugauchi, O., Delgado-Rodriguez, 1997. The subsurface structure of the Chicxulub crater (Yucatan, Mexico): Preliminary results of a magnetotelluric study. *Leading Edge*, 16, 1774-1777.
- Campos-Enriquez, J.O., Chavez-Garcia, F.J., Cruz, H., Acosta, J.G., Takafumi, M., Arzate, J., Unsworth, M., Ramos, J., 2004. Shallow crustal structure of Chicxulub impact crater imaged with seismic, gravity and magnetotelluric data: inferences about the central uplift. *Geophysical Journal International*, 156, 515-525.
- Cande, S., y Kent, D., 1995, Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic: *J. Geophys. Res.*, vol. 100, p. 6093-6095.
- Campbell C., 1967, Lamina, laminaset, bed and bedset, *Sedimentology*, No. 8, p. 7-26.
- Carey S., 1958, The tectonic approach to continental drift, en: *Continental drift-A Synposium: Univ. Tazmania, geology dept. hobart, Australia*, p. 177-355.
- Carozzi Albert V., 1988, Carbonate rock depositional models. A microfacies approach, Prentice Hall, Englewood Cliffs, p. 604.
- Carozzi Albert V., 1993, *Sedimentary Petrography*, Prentice Hall, Englewood Cliffs, p. 102 a 119.
- Camargo-Zanoguera A. y Suárez Gerardo, 1994. Evidencia sísmica del cráter de impacto de Chicxulub: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración*.
- Christeson G.L., Nakamura Y., Buffler R.T., Morgan J., Warner M., 2001. Deep crustal structure of the Chicxulub impact crater. *J. Geophys. Res.* 106, 21751–21769.
- Christeson G. L., Gulick S.P.S., Morgan J.V., Gebhardt C., Kring D.A., Ber E.Le., Loti J., Nixon Poelchau C., P., Rae, A.S.P., Rebolledo Vieya M., Riller U., Schmitt D.R., Wttmann A., Bralower T. J., Chenot E., Claeys P., Cockell C.S., Coolen M.J.L., Ferriere L., Green S., Goto K., Jones H., Lowery C.M., Mellett C., Ocampo-Torres R., Perez-Cruz L., Pickersgill A.E., Rasmussen C., Sato H., Smit J., Tikoo S.M., Urrutia-Fucugauchi J., Whalen M.T., Xiao L., Yamaguchi K.E. 2018. Extraordinary rocks from the peak ring of the Chicxulub impact crater: P-wave velocity, density, and porosity measurements from IODP/ICDP Expedition 364. *Earth and Planetary Science Letters*, num. 495, pag. 1-11.
- Dailly, G. C., 1983, Slope readjustement during sedimentation on continental margins, en Watkins, J. S. y Drake, C.L., *Studies in Continental Margin Geology: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, Vol 34, p. 593-608.

- Delgado-Rodriguez, O., Campos-Enriquez, J.O., Urrutia-Fucugauchi, J., Arzate, J.A., 2001. Occam and Bostick 1-D inversion of magnetotelluric soundings in the Chicxulub impact crater, Yucatan, Mexico. *Geofísica Internacional*, v. 40, p. 271-283.
- Demicco, R. V., y Hardie, L. A., 1994, Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits: *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Atlas Series 1*, p. 255.
- Dengo G. y Bohnenberger O., 1969, Structural Development of Northern Central America, en: McBirney R. (Ed.), *Tectonic Relation of Northern Central America and the Western Caribbean the Bonacca Expedition*, p. 203-220.
- Donnelly, T., Horne, G., Finch, R., y Lopez, R., 1990, Northern Central America: The Maya and Chortis Bloks, en: Dengo, G., y Case, J., (Eds.), *The Geology of North America. The Caribbean Region: Geol. Soc. of Am.*, vol. A, p. 371-396.
- Dott R.H., Bourgeois J., 1982, Hummocky stratification: significance of variable bedding sequences. *Geological Society of American. Bulletin* 93, p. 663-680.
- Dressler, B. O., Sharpton, V.L., Morgan, J.V., Buffler, R., Moran, D., Smit, J., Stöffler, D., y Urrutia, J., 2003, Investigating a 65 Ma-Old Smoking Gun: Deep Drilling of the Chicxulub Impact Structure. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, vol 84, num. 14, p. 125.
- Dressler B., Sharpton V., Schwandt C., Ames D., 2004, Impactites of the Yaxcopoil-1 drilling site, Chicxulub impact structure: Petrography, geochemistry, and depositional environment: *Meteoritic & Planetary Science* 39, no. 6, p. 857-878.
- Duke W.L., 1985, Hummocky cross stratification: tropical hurricanes and intense winter storms. *Sedimentology*. Vol. 32, p. 167-194.
- Edwards. A. R., 1979, Classification of marine paleoenvironments. *Geological Society. New Zealand Newsletter*, No. 48, p. 48.
- Escobar, J., 2002, Características Litológicas de las Brechas de impacto del Cráter Chicxulub, (Pozo UNAM-5): Tesis de licenciatura, UNAM, Facultad de Ingeniería, México D. F., p. 55-60.
- Escobar J., 2005, Caracterización Petrológica y Geoquímica de la Secuencia Carbonatada Sobreyacente a la brecha de impacto en el pozo UNAM-5, Cráter Chicxulub, Tesis de Maestría, p 1- 205
- Flügel E., 2004, *Microfacies of Carbonates Rocks, Analysis, Interpretation and Application*, edit. Springer, p. 575 a 637.

- Flügel Erik, 2010, *Microfacies of Carbonates Rocks, Analysis, Interpretation and Application*, edit. Springer, p. 984.
- Friedman G.M., 1959, Identification of carbonate minerals by staining methods. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 29, no. 1 pag. 87-97
- Galloway W., Ganey-Curry P., Li X., Buffler R., 2000, Cenozoic depositional history of the Gulf of Mexico Basin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, No. 84, Vol. 11, p. 1743-1774.
- García E. 1988. *Modificaciones al Sistema de Clasificación Climática de Köppen*. Instituto de Geografía, UNAM.
- Gomberg D. N., Banks P. O. y McBirney A. R., 1968, Guatemala preliminary zircon ages from Central Cordillera, *Science*, Vol. 162, p. 121-122.
- Grajales, M., Cedillo, P., Rosales, D., Morán, Z., Álvarez, W., Claves, P., Ruiz, M., García, H., Padilla, A., y Sánchez, R., 2000, Chicxulub impact –the origin of reservoir and seal facies in the southeastern México oil fields: *Geology*, vol. 28, p. 307-310.
- Grajales, N., 2001, Origen y diagénesis e importancia petrolera de la secuencia carbonatada del límite Cretácico-Terciario en el sureste de México: Tesis de Doctorado, UNAM, Posgrado en Ciencias de la Tierra, p. 15-84
- Grieve , R.A.F., Therriault, A., 2000. Vredefort, Sudbury, Chicxulub: three of a kind? *Annu Review Earth Planet. Sci.* Vol 28 pag. 305-338.
- Gulick, S.P.S., Barton, P.J., Christeson, G.L., Morgan, J.V., MacDonald, M., Mendoza Cervantes, K., Pearson Z.F., Surendra A., Urrutia-Fucugauchi, J., Vermeesch, P.M., Warner, M.R, 2008. Importance of pre-impact crustal structure for the asymmetry of the Chicxulub impact crater. *Nature Geoscience*, v. 1, p. 131-135.
- Gulick S.P.S, Christeson. G.L., Barton P.J., Grieve R.A.F., Morgan J.V., Urrutia-Fucugauchi J. 2013. Geophysical characterization of the Chicxulub impact crater. *Rev. Geophys.* No. 51, pag. 31–52. <https://doi.org/10.1002/rog.200007>.
- Hedgpeth. J. 1957, *Classification of marine environments*. Tomada de: *The treatise on marine ecology and paleoecology*, Vol. 1, Ecology. Geological Society America Memory, No. 67, p. 17-28.
- Hildebrand, A. R., G. T. Penfield, D. A. Kring, M. Pilkington, A. Camargo-Zanoguera, S. B. Jacobsen, W. V. Boynton, 1991. Chicxulub Crater: A possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater on the Yucatan Peninsula, Mexico. *Geology*, 19, 867-871.
- Hildebrand, A., Pilkington, M., Ortiz, C., Chavez, R., Urrutia-Fucugauchi, J., Connors, M., Graniel, E., Camara-Zi, A., Halpenny, J.F. and Niehaus, D., 1998. Mapping Chicxulub crater

- structure with gravity and seismic reflection data. In: Meteorites: Flux With Time and Impact Effects, M.M. Graddy, R. Hutchinson, G.J.H. McCall and D.A. Rotherby (Eds.), Geol. Soc. London Sp. Publ., 140, 153-173.
- Hopley D., 1982, The Geomorphology of the Great Barrier Reef, John Wiley, New York, p. 453.
- Kring, D.A., Horz, L., Zurcher, L., Urrutia Fucugauchi, J., 2004. Impact lithologies and their emplacement in the Chicxulub impact crater: Initial results from the Chicxulub scientific drilling project, Yaxcopoil, Mexico. Meteoritics and Planetary Science, 39, 879-897.
- Krogh T. E., Kamo S. L., Bohor B. F., 1993, U-Pb ages of single shocked zircons linking distal K/T ejecta to the Chicxulub crater, Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 119, p. 425-429.
- Laschet C, 1984. On the origin of Cherts, Facies, vol 10 no. 1, Erlangen, p. 257-290.
- Lefort J. P., 1988, Imprint of the Reguibat uplift (Mauritania) on the central and southern Appalachians of the U. S. A., Journal of African Earth Sciences. Vol. 7, p. 433-442.
- Lefticariu M., Perry E., Ward W., Lefticariu L., 2006. Post- Chicxulub depositional and diagenetic history of the northwestern Yucatan Peninsula México, Sedimentary Geology, No. 183, p. 51-69.
- Lewis D.W., 1984. Practical Sedimentology, Hutchinson Ross, Stroudsburg, Pen., pag. 229.
- López-Ramos, E, 1973, Estudio geológico de la Península de Yucatán: Boletín de la Asociación Mexicana de Geología Petrolera, vol. 25, No. 13, p. 23-76.
- López-Ramos, E, 1975, Geological summary of the Yucatán Peninsula, en: Nair, A., y Steal, F., (Eds.), The Ocean basins and Margins, vol.3, The Gulf of the Mexico and the Caribbean.
- López-Ramos, E, 1979, Geología de México: Tesis, UNAM, México D. F., vol. 3, p. 456.
- Lugo Hubp, J., Córdova C. 1992. Regionalización geomorfológica de la República Mexicana. Investigaciones geográficas, num. 20, noviembre. Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México. Versión online ISSN 2448-7279 versión impresa ISSN 0188-4611.
- Marín L. E., Perry E. C., 1994, The Hydrogeology and contamination potencial of northwestern Yucatán, Mexico: Geofísica Internacional, vol 33, num. 4, p. 619-623
- Marín L.E., 1990, Field investigations and numerical simulation of the karstic aquifer of northwest Yucatán, Mexico. Ph.D. thesis, Northern Illinois University. DeKalb, p. 183.
- Markello J.R. y Read J.F., 1981, Carbonate ramp to deeper shale shelf transitions of an upper Cambrian intrashelf basin. Nolichucky Formation, Southwest Virginia Appalachian. Sedimentology, no. 28, p. 573-597.

- Marton György L., 1994, Jurassic Reconstruction of the Gulf of Mexico, based on reinterpreted geological data, American Association of Petroleum Geologists, Annual Convention, Official Program, (Abstract), Vol. 3, p. 207.
- Marton György L. y Buffler Richard T., 1994, Jurassic Reconstruction of the Gulf of Mexico Basin, International Geology Review, Vol. 36, p. 545-586.
- Marton György L., 1995, Jurassic evolution of the Southeastern Gulf of Mexico, The University of Texas at Austin, Tesis, 276p.
- McBirney A. R. y Bass N. M., 1969, Structural Relations of Pre-Mesozoic Rocks of Northern Central America, en: Tectonic relation of Northern Central America and the Western Caribbean, the Bonacca expedition McBirney A. R. (Ed.), p. 269-280.
- Meyerhoff A., 1967, Future Hydrocarbon provinces of the Gulf of Mexico Caribbean region, Gulf Coast Assoc., Geol. Soc. Trans., Vol. 17, p. 217-260.
- Molina Garza R. S., Van Der Voo R. y Urrutia-Fucugauchi J., 1992, "Paleomagnetism of the Chiapas Massif, southern Mexico: evidence for rotation of the Maya Block and implication for the opening of the Gulf of Mexico", Boulder CO., Geol. Soc. Amer. Bull., Vol. 104, p. 1156-1168.
- Morgan, J., Warner, M., Brittan, J., Buffler, R., Camargo, A., Christeson, G., Denton, P., Hildebrand, A.R., Hobbs, R., Macintyre, H., Mackenzie, G., y Trejo, A., 1997. Size and morphology of the Chicxulub impact crater. Nature 390, p. 472-476.
- Morgan, J., Christeson, G., Gulick, S., Grieve, R., Urrutia, J., Barton, P., Rebolledo, M., y Melosh, J., 2007. Joint IODP/ICDP Scientific Drilling of the Chicxulub Impact Crater, Scientific Drilling, No. 4 p. 42-44.
- Mueller P. A., Heatherington A. L., Wooden J. L., Shuster R. D., Nutman A. P. y Williams I. S., 1994, "Precambrian zircons from the Florida Basement, A Gondwana Connection", Geology, Vol. 22, p. 119-122.
- Neumann A.C. y Macintyre I., 1985. Reef response to sea level rise: keep-up, catch-up or give-up, Proceedings Fifth Int. Coral Reef Congress, Tahiti, V.3, p. 105 a 110.
- Ortega, G., Mitre, S., Roldan, Q., Morán, Z., Alaniz, A., y Nieto, S., 1992, Texto explicativo de la quinta edición de la carta geológica de la República Mexicana, escala 1:2,000,000: México D. F., Instituto de Geología de la UNAM-CRM..
- Ortega Gutiérrez F., Ruíz Joaquín, Centeno García E., 1995, Oaxaquia a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic, Geology, vol. 23, p. 1127-1130.

- Ortiz-Aleman, C., J. Urrutia-Fucugauchi, M. Pilkington, 2001. Three-dimensional modeling of aeromagnetic anomalies over the Chicxulub crater. Lunar Planet. Sci. Conf., XXXII, Houston, Texas, Conference CD Files.
- Padilla y Sánchez Ricardo J., 2007. Evolución Geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico hasta el presente en el contexto Regional del Golfo de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, tomo LIX, número 1, p. 19-42.
- Penfield, G. T., A. Camargo-Zanoguera, 1981. Definition of a major igneous zone in the central Yucatán platform with aeromagnetism and gravity, en *Technical Program, Abstracts and Bibliographies, 51st Annual Meeting*, p.37, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma.
- Perry, E.C., Swift J., Gamboa J., Reeve A., Sanborn R., Marín L.E., Villasuso M., 1989, Environmental aspects of surface cementation north coast, Yucatan, Mexico. *Geology*, vol. 17, p. 818-821.
- Perry E. C., Marín L., McClain J., Velazquez G., 1995, The Ring of Cenotes (sinkholes) northwest Yucatan, Mexico: its hidrogeologic characteristics and association with the Chicxulub impact crater, *Geology* No. 23, p. 17-20.
- PEMEX, 1960, Radiograma de Petróleos Mexicanos, reporte interno para la oficina radiotransmisora. Ingenieros Rivera Arredondo y Rosas Navarro A. Campo Corinto, Campeche.
- Pilkington, M., Hildebrand, A.R., Ortiz-Aleman, C., 1994. Gravity and magnetic field modeling and structure of the Chicxulub crater, Mexico. *J. Geophys. Res.*, 99, 13,147-13,162.
- Pilkington, M., Ames, D.E., Hildebrand, A.R. 2004 Magnetic mineralogy of the Yaxcopoil-1 core, Chicxulub, *Meteoritics and Planetary Science* 39 (6), 831-841.
- Pindell J. L., 1985, Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and proto Caribbean, *Tectonics*, Vol. 4. No. 1, p.1-39.
- Pindell J. L. y Barret S. F., 1990, Geological evolution of the Caribbean region, a plate tectonic perspective, en: Dengo G. y Case J. E. (Eds.), *The geology of North America – The Caribbean Region: Geol. Soc. Amer.*, Vol. H, p. 405-432.
- Pope, K., Ocampo, A., Kinsland G., Smith R., 1996, Surface expression of the Chicxulub Crater, *Geology*, No. 24 Vol. 6, p. 527-530.
- Popov Y., Romushkevich R.I., Bayuk I., Korobkov D., Mayr S., Burkhardt H. y Wilhelm H. 2004. Physical properties of rocks from the upper part of the Yaxcopoil-1 drill hole, Chicxulub crater. *Meteoritics & Planetary Science*, num. 39 No. 6, p. 799-812.

- Rast N., 1989, The evolution of the Appalachian Chain, en: Bally A. W. y Palmer A. R. (Eds.), The geology of North America – An overview, Geol. Soc. Amer., Geology of North America, Vol. A, p. 323-348.
- Read J. F., 1982, Carbonate Platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. Tectonophysics. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, p. 195 a 212.
- Read J. F., 1985, Carbonate Platforms Facies Models. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. Vol. 69, num. 1, p. 1 a 121
- Rebolledo, M., Urrutia, J., Marin, L., Trejo, A., Sharpton, V., y Soler, A., 2000, UNAM Scientific Shallow-Drilling Program of the Chicxulub Impact Crater: International Geology Review, vol. 42, p. 928-940.
- Rebolledo, M., Urrutia, J., 2005, Magnetostratigraphy of the Late Cretaceous and Early Paleocene Sedimentary sequence from the UNAM Scientific Shallow Drilling Project: (en revision).
- Roberts P., Chang L., Rowan C., Horng C., Florindo F., 2011, Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe₃S₄): an update. Reviews of Geophysics, vol. 49 (RG1002), p. 1-46.
- Roper P., 1978, Stratigraphy of Chuacús Group in the south of the Sierra de Las Minas Range, Guatemala, Geol. En Mijnbow 57, p. 303-313.
- Rosencrantz E., 1990, Structure and Tectonics of the Yucatan Basin, Caribbean sea, as determined from seismic reflection studies, Tectonics, Vol. 15, p. 445-503.
- Ross, W.C., Halliwell, B.A., May, J.A., Watts., D.E., y Syvitski, J.P.M., 1994, Slope readjustement: a new model for the development of submarine fans and aprons. Geology, vol. 22, p. 511-514.
- Salvador Amos, 1987, Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of the Gulf of Mexico Basin, American Asociation of Petroleoum Geologist Bulletin, Vol. 71, p. 419-451.
- Salvador Amos, 1991, "Origin and development of the Gulf of Mexico Basin", en: Salvador A., (Ed.), The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Colorado, Geol. Soc. Amer., The Geology of North America, Vol. J, p. 389-444.
- Sapper, 1894, Grondzuge der Physikalischen geographic von Guatemala, Petermanns Mitteil-ungen, Erganzumngsband 27, Heft. 113 gotha, 59p.
- Seilacher A., Aigner T., 1991. Storm deposits at the bed, facies and basin scale: the geologic perspective. En Einsele G., Riecken W., Seilacher A.: Cycles and events in stratigraphy, Berlín, Springer, p227-248.

- Schlager Wolfgang, 1992, Sedimentology and Sequence Stratigraphy of Reefs and Carbonate Platforms, a Short Course, Continuing Education Course Note Series No. 34, publicado por The American Association of Petroleum Geologists
- Sharpton, V.L., K. Burke, A. Camargo, S.A. Hall, S. Lee, L.E. Marin, G. Suarez, J.M. Quezada, P.D. Spudis, J. Urrutia-Fucugauchi, 1993. Chicxulub multiring impact basin: Size and other characteristics derived from gravity analysis. *Science*, 261, 1564-1567.
- Shell, Swanson R.G., 1981, Manual de muestras para núcleos.
- Shurbet D. H. y Cebull S. E., 1975, The age of the crust beneath the Gulf of Mexico, *Tectonophysics*, Vol. 28, p. 25-30.
- Singer A., 1984, The Paleoclimatic Interpretation of Clay Minerals in sediments –a Review. *Earth Science Reviews*, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, no. 21, p. 251-293.
- Steiner M. B. y Walker J. D., 1996, Late Silurian Plutons in Yucatan, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 101, No. B8, p.17,727-17,735.
- Tissot, B.P., Welte, D.H., 1984, Petroleum Formation and Occurrence. Second revised and enlarged edition. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo., p. 1-699.
- Tucker M.E., Wright, P., 1990, Carbonate Sedimentology, edit. Blackwell Science, p. 47 a 99.
- Urrutia, J., Marín, L., y Trejo, A., 1996a, Initial results of the UNAM scientific drilling program on the Chicxulub impact structure: rock magnetic properties of UNAM-7 Tekax borehole: *Geofísica Internacional*, vol. 35, no. 2, p. 125-133.
- Urrutia, J., Marín, L., y Trejo A., 1996b, UNAM scientific drilling program of Chicxulub impact structure. Evidence for a 300 kilometer crater diameter: *Research Letters*, vol. 23, no. 13, p. 1565-1568.
- Urrutia Fucugauchi J., Morgan J., Buffler R.d, Grieve R.d, 2002. Chicxulub: Drilling the K-T Impact Crater. Serie: Infraestructura Científica y desarrollo Tecnológico 4. México City, Instituto de geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, p.
- Urrutia Fucugauchi J., Morgan J., Stöffler D y Claeys P., 2004, The Chicxulub Scientific Drilling Project (CSDP), *Meteoritics & Planetary Science*, No. 39, Nr 6, p. 787-790.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Chavez-Aguirre, J.M., Perez-Cruz, L., de la Rosa, J.L., 2008. Impact ejecta and carbonate sequence in the eastern sector of Chicxulub crater. *Comptes Rendus Geosciences*, 341, 801-810
- Vázquez, G., 2000, Algunas características geoquímicas y litológicas de fragmentos basales de la brecha del cráter Chicxulub: Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, México D. F., p. 1-26.

- Vera, P., Sharpton, V., y Schuraytz, B., 1993, Petrological characterization of melt rocks of the Chicxulub multiring impact basin: Papers presented at the Ninth Annual Summer Intern Conference, Agosto 19, Houston, Texas, p. 67-69.
- Vera Torres J. A., 1994, Estratigrafía Principios y Métodos, Editorial Rueda, Madrid, p. 209-218.
- Viele G. W. y Thomas W. A., 1989, Tectonic Synthesis of The Ouachita orogenic belt, en: Hatcher Jr. R., Thomas W. A., Viele G. W. (Eds.), The Appalachian-Ouachita Orogen in the United States, Boulder, Colorado, Geol. Soc. Amer., The Geology of North America, Vol. F2, p. 695-728.
- Viniegra O., 1971, Age and evolution of salt basin of southeastern Mexico, Amer. Asso. Petr. Geol. Bull., Vol. 55, p. 478-494.
- Vollbert, M., 1999, Geoquímica e isotopía de una secuencia carbonatada del pozo Yucatán 1: Tesis de maestría, UNAM, México, p. 36-60.
- Ward W., Halley R., 1985, Dolomitization in a mixing zone of near-seawater composition, Late Pleistocene, northeastern Yucatan Peninsula, Journal of Sedimentary Petrology, No. 55 Vol 3, p. 407-420.
- Ward, W.C., Keller, G., Stinnesbeck, W. and Adatte, T., 1995, Yucatán subsurface stratigraphy: implications and constraints for the Chicxulub impact, Geology, Vol. 10, p. 873-876.
- Watanabe T., Naraoka H., Nishimura M., Kawai T., 2004, Biological and environmental changes in Lake Baikal during the late Quaternary inferred from carbon, nitrogen and sulfur isotopes. Earth and Planetary Science Letters, vol 222 p. 285-299.
- Wegener A., 1929, Die Entstehung der Kontinente und ozeane, 4th (ed.), Rev.: Friedr. Vieweg and Sohn, Braunschweig (translated by Jhon Biram), 1996, The origin of Continent and Ocean: Dover, New York, 247p.
- Weidie, Ward y Marshall, 1978, Geology of the Yucatan Platform, en Ward y Weidie (Eds), Geology and Hydrogeology of Northeastern Yucatan, New Orleans, Geol. Soc., p. 3-29.
- Weidie A., 1985, Geology of Yucatan platform, en: Ward, W., Weidie, A., y Back, W., (Eds.), Geology and hydrogeology of the Yucatan and Quaternary geology of northeastern Yucatan Peninsula, Publicado por The New Orleans Geological Society, p. 1-19.
- Wentworth, C., 1922, A scale of grade and class terms for clastic sediments: Journal of Geology. vol. 30, p. 377-392.
- Wentworth, C., 1935, The terminology of coarse sediments: National Research Council. Bulletin 98, p. 225-246.
- Wetzel R., 2000, Limnology: Lake and River Ecosystems, 3a ed., Ed., Academic Press, New York, p. 289-330.

- Weyl, R., 1980, *Geology of the Central America*: 2a ed., Gebrüder Borntraeger, Berlín.
- Whalen, M. Pearson Z., Gulick S., 2006, Final Report of Pre-drilling Activity proposal: Toward a Sequence stratigraphy of the Chicxulub Impact Basin Infill: Integration of Lithostratigraphy, Biostratigraphy, and Seismic Stratigraphy, University of Alaska Fairbanks Geophysical Institute and University of Texas at Austin Institute of Geophysics, p. 1-26.
- Whalen, M., Gulick S., Pearson Z., Norris R., Perez L., Urrutia J., 2013, Anneling the Chicxulub impact: Paleogene Yucatán carbonate slope development in the Chicxulub impact basin, México, *Society for Sedimentary Geology*, no. 105, p. 282-304.
- Wright, V.P., 1986, *Paleosols. Their recognition and interpretation*. Oxford, Blackwell, p. 315.
- Wright, V.P., 1982, The recognition and interpretation of paleokarsts: two examples from the Lower Carboniferous of South Wales. *Journal Sedimentology Petrology*, no. 52, p. 83-94.
- Wright, V.P., 1992, A revised classification of limestone. *Sedimentology Geological*, vol.76, p. 177-186.
- Zurcher, L., Kring, D.A., 2004. Hydrothermal alteration in the Yaxcopoil-1 borehole, Chicxulub impact structure, Mexico. *Meteoritics and Planetary Science*, 39, 1199-12.

Anexo I. Tabla de control de muestras

Muestra	Prof.	FRX	Bioestrat.	DRX	Descripción
Pyax-001	792.17	X	X		
Pyax-001a	791.17			Yax-01	
Pyax-002	787.04				
Pyax-003	785.97				
					Final Mcf1 (785.50 m)
Pyax-004	785.35				
Pyax-005	784.42		X		
Pyax-006	782.93		X		
Pyax-007	781.17				
Pyax-008	778.42				
Pyax-009	777.19				
Pyax-010	775.44		X		
Pyax-011	775.21		X		
Pyax-012	773.18				
Pyax-013	772.44	X	X		
Pyax-014	772.32				
Pyax-015	770.59		X		
					Final Mcf2 (770.54 m)
Pyax-016	769.99		X		
Pyax-017	768.51		X		
Pyax-018	768.28				
Pyax-018a	768.18			YAX-07	
Pyax-019	766.86		X		
Pyax-020	765.8				
Pyax-021	765.29		X		
Pyax-022	763.22	X			
Pyax-023	761.31				
Pyax-024	760.08				
Pyax-025	759.98		X		
Pyax-026	759.84		X		
Pyax-027	758.06				
Pyax-028	756.11		X		
Pyax-029	754.79				
Pyax-030	752.34	X			
Pyax-031	751.09				
Pyax-032	750.67				
Pyax-033	747.89				
Pyax-034	745.88				
Pyax-035	792.17	X	X		
Pyax-036	791.17			Yax-01	
					Final Mcf 3 (740.42 m)

Muestra	Prof.	FRX	Bioestrat.	DRX	Descripción
Pyax-037	740.34				
Pyax-038	739.77		X		
Pyax-038a	739.74			YAX-04	
Pyax-039	738.66				
Pyax-040	734.69				
Pyax-041	731.01	X			
Pyax-042	730.85				
Pyax-043	729.97				
Pyax-044	729.44				
Pyax-045	727.13		X		
Pyax-045B	726.93				
Pyax-046	726.39		X		
Pyax-047	726.37		X		
Pyax-048	726.07				
Pyax-48B	725.88				
Pyax-049	723.78				
					Final Mcf 4 (722.86 m)
Pyax-050	722.76		X		
Pyax-051	722.42		X		
Pyax-052	720.54		X		
Pyax-053	719.39				
Pyax-054	717.79		X		
Pyax-055	715.92	X	X		
Pyax-056	715.35				
Pyax-057	714.7				
Pyax-057a	714.13		X		
Pyax-058	712.83		X		
Pyax-059	712.49		X		
Pyax-060	712.69				
Pyax-061	710.32		X		
Pyax-062	709.93		X		
Pyax-063	708.72				
Pyax-064	707.53				
Pyax-065	704.54				
Pyax-066	703.12				
Pyax-067	701.64				
Pyax-068	700.55				
Pyax-069	699.22		X		
Pyax-070	699.08				
					Final Mcf 5 (699.08 m)
Pyax-071	698.63				
Pyax-072	697.05				
Pyax-073	695.57				
Pyax-074	694.56				

Pyax-075	694.35	x			
Muestra	Prof.	FRX	Bioestrat.	DRX	Descripción
Pyax-076	694.24				
Pyax-077	692.52				
Pyax-078	690.52				
Pyax-079	689.58		X		
Pyax-080	688.5		X		
Pyax-081	687.77				
Pyax-082	685.43				
Pyax-083	681.44				
Pyax-084	681.39				
Pyax-085	679.53				
Pyax-086	679.5				
Pyax-087	678.51				
Pyax-088	676.05				
Pyax-089	675.2				
Pyax-090	673.28	X			
Pyax-091	672.51				
Pyax-092	671.63				
Pyax-093	667.2				
Pyax-094	662.62				
Pyax-095	659.52				
Pyax-096	659.2				
					Final Mcf6 (659.20 m)
Pyax-097	656.75				
Pyax-097B	654.03				
Pyax-098	653.71				
Pyax-099	649.03				
Pyax-100	646.21	x			
					Final Mcf7 (643.48 m)
Pyax-101	643.21				
Pyax-102	643.9				
Pyax-103	640.96				
Pyax-104	640.39				
Pyax-105	638.51				
Pyax-106	636.7				
Pyax-107	634.57				
Pyax-108	631.76	x			
Pyax-109	631.35				
Pyax-110	630.32				
Pyax-111	627.04				
Pyax-112	626.52				
Pyax-113	625.16				
Pyax-114	624.81				
Pyax-115	622.95				
Pyax-116	622.31				
Pyax-117	620.25				
Pyax-118	619.98				
Pyax-119	616.51				

Pyax-120	614.42				
Muestra	Prof.	FRX	Bioestrat.	DRX	Descripción
Pyax-121	613.84	X			
Pyax-122	612.18				
					Final Mcf 8 (611.50 m)
Pyax-123	611.1				
Pyax-124	610.16				
Pyax-125	609.5				
Pyax-126	607.67				
Pyax-127	607.21				
Pyax-128	605.73				
Pyax-129	604.51				
Pyax-130	604.09				
Pyax-131	603.13				
Pyax-132	602.44				
Pyax-133	601.48				
Pyax-134	599.46				
Pyax-135	597.24				
Pyax-136	596.02				
Pyax-137	594.96				
Pyax-138	590.68				
Pyax-139	589.96	X			
Pyax-140	589.43				
Pyax-141	587.96				
Pyax-142	585.18				
Pyax-143	584.62				
Pyax-144	583.92				
Pyax-145	582.38				
Pyax-146	578.23				
Pyax-147	576.29				
Pyax-148	572.07	X			
Pyax-149	571.46				
Pyax-150	565.87				
Pyax-151	561.21				
Pyax-152	554.67				
Pyax-153	549.95	X			
Pyax-154	549.41				
Pyax-155	544.57				
Pyax-156	541.84				
Pyax-157	541.2				
Pyax-158	538.35				
Pyax-159	536.29				
Pyax-160	535.26				
	532.2			YAX-08	
					Final Mcf 9 (529.89m)
Pyax-161	529.75				
Pyax-162	527.09				
Pyax-163	526.93	X			
Pyax-164	524.53				

Pyax-165	519.61				
Muestra	Prof.	FRX	Bioestrat.	DRX	Descripción
Pyax-166	517.77				
Pyax-167	517.53				
Pyax-168	516.39				
Pyax-169	511.81				
Pyax-170	511.24				
Pyax-171	507.78	X			
Pyax-172	506.43				
Pyax-173	505.03				
Pyax-174	504.94				
Pyax-175	504.56				
Pyax-176	498.45				
Pyax-177	498.28				
Pyax-178	496.12				
					Final Mcf 10 (491.66 m)
Pyax-179	492.6				
Pyax-180	491.66				
Pyax-181	489.83	X			
Pyax-182	486.16				
Pyax-183	485.69				
Pyax-184	484.76				
Pyax-185	481.23				
Pyax-186	480.64				
Pyax-187	479.32				
Pyax-188	479.01				
Pyax-189	477.62				
Pyax-190	476.43				
Pyax-191	474.23				
Pyax-192	474.13				
Pyax-193	471.86				
Pyax-194	471.48	X			
Pyax-195	469.95				
Pyax-196	467.32				
Pyax-197	466.93				
Pyax-198	464.61				
Pyax-199	462.15				
Pyax-200	459.1				
Pyax-201	456.97				
Pyax-202	453.73				
Pyax-203	448.77	X			
Pyax-204	447.58				
Pyax-205	443.82				
Pyax-206	442.33				
Pyax-207	442				
Pyax-208	441.49				
Pyax-209	441.82				
Pyax-210	441.15				

Pyax-211	440.54				
Pyax-212	439.94				
Muestra	Prof.	FRX	Bioestrat.	DRX	Descripción
Pyax-213	437.39				
					Final Mcf 11 (441.87 m)
Pyax-214	434.91				
Pyax-215	428.29				
Pyax-216	426.17				
Pyax-217	425.77	x			
Pyax-218	423.27				
Pyax-219	421.9				
Pyax-220	420.77				
Pyax-221	418.3				
Pyax-222	417.93				
Pyax-223	417.13				
Pyax-224	416.22				
Pyax-225	414.35				
Pyax-226	412.36				
Pyax-227	410.83				
Pyax-228	409.76				
Pyax-229	407.24				
Pyax-230	405.88				
Pyax-231	404.57	x			
					Final Mcf 12 (404.01 m)

Anexo II. Procesos de sedimentación en carbonatos y plataformas carbonatadas.

El estudio de las rocas carbonatadas ha cobrado gran importancia en los últimos años, debido a que en ellas se encuentran los grandes reservorios de hidrocarburos y depósitos de yacimientos minerales. Los ambientes carbonatados antiguos y modernos, así como los procesos diagenéticos y modelos de facies, se han estudiado desde hace más de 60 años. Pero es a partir de finales de 1960 y 1970 cuando el estudio de microfacies forma parte esencial en el análisis de facies e interpretaciones paleoambientales en rocas calcáreas. La importancia de este tipo de rocas como reservorios de yacimientos importantes, así como el uso de fósiles en sección delgada para la subdivisión de plataformas carbonatadas, abrió el camino a la investigación del estudio de microfacies (Flügel, 2004).

Las rocas calizas contienen más del 50% de las reservas de gas y aceite y son importantes receptáculos para los depósitos de otros yacimientos minerales. El estudio de facies y trayectorias diagenéticas nos ayudan a determinar las propiedades físicas y químicas de estas rocas, tanto de calizas como de dolomías. De esta manera el estudio de microfacies nos ayuda a comprender el origen de estas propiedades para conocer su historia evolutiva sedimentaria y ambiental.

Definición de microfacies.

El término actual de microfacies se establece como el total de todos los datos sedimentológicos y paleontológicos que pueden ser descritos y clasificados en una sección delgada, superficie pulida o muestra de roca.

El análisis microscópico es esencial en el estudio de rocas calcáreas. Sin embargo existen muchas otras técnicas adicionales que pueden ser empleadas para la maximización de la información en el uso de las microfacies. En este trabajo se emplearon técnicas complementarias como Fluorescencia de Rayos X y Difracción de rayos X, que son empleadas para determinar la concentración de elementos mayores y traza, así como la mineralogía respectivamente.

Otras técnicas que no se emplearon en este trabajo como la microscopia por catodoluminiscencia, inclusiones fluidas, microscopio electrónico, así como geoquímica de isótopos estables, son herramientas prácticas para los estudios

sedimentológicos. Por lo que la combinación de las diferentes técnicas con el estudio de microfacies nos da la posibilidad de obtener mejores resultados en la interpretación.

Principios en la sedimentación de carbonatos

“Los carbonatos nacen, no se hacen”, esta frase tan simple de Noel James (1979, tomado de Flügel, 2010), refuerza el tema principal de la sedimentación de los carbonatos y hace notar la diferencia entre los sedimentos siliciclásticos. Los carbonatos son originados de granos esqueletales o precipitados dentro del ambiente de depósito, mientras que los sedimentos clásticos son formados principalmente por la desintegración de rocas, los cuales son transportados al ambiente de depósito.

Más del 90% de los carbonatos encontrados en ambientes marinos someros son de origen biológico (los sedimentos son biológicamente inducidos por la acumulación de organismos como micrita microbial) o biológicamente controlados (por organismos autótrofos y heterótrofos), los cuales determinan: la composición, localización y la producción de carbonatos. Parte de la precipitación de los carbonatos, representados por cementos marinos son también originados por la actividad de los organismos.

El papel dominante de los organismos en la formación de las calizas fue reconocido por Henry Clifton Sorby en 1879, al hacer estudios sobre rocas carbonatadas en sección delgada del Paleozoico, Mesozoico y Paleógeno, donde reconoció la abundancia de los fósiles y su importancia en la composición de los lodos y arenas carbonatadas. La distribución y la frecuencia de la producción de organismos en los carbonatos dependen en gran medida de factores ambientales, como: la luz, la temperatura del agua y el aporte sedimentario. Estos controles así como los paleoambientales, se ven reflejados en los criterios de las microfacies y datos paleontológicos. (Flügel, .2004). Por lo anterior es necesario comprender los procesos que dan origen a la formación y acumulación de carbonatos, sobre todo en ambientes someros.

Tres reglas básicas engloban la naturaleza de los sistemas de depósito carbonatados: los sedimentos carbonatados son principalmente de origen orgánico, los sistemas pueden construir estructuras resistentes a la agitación del agua o al oleaje y pueden ser sometidos a fuertes alteraciones diagenéticas, debido a que los minerales originales son metaestables. De esta manera a continuación se da un breve resumen de las reglas básicas que gobiernan la producción, distribución y depósito de estos materiales en los ambientes marinos.

Producción y crecimiento de carbonatos

La producción de carbonatos está íntimamente relacionada con los siguientes procesos:

Intensidad de la luz: Decece exponencialmente con la profundidad del agua, el crecimiento de los tejidos orgánicos y la fijación de los carbonatos puede estar relacionada con el decaimiento exponencial de una función hiperbólica. Esto implica que hay una zona somera de saturación de luz, usualmente de 10 a 20 metros, donde la luz no es un factor limitante de crecimiento, debajo de esto, la luz es un factor de control de crecimiento. La base de la zona eufótica es definida como el nivel donde la producción de oxígeno por la fotosíntesis y el consumo de oxígeno por respiración, están en balance y abarca hasta los 80 m. La zona disfótica: es el resto hasta los 250 m. Estas dos zonas comprenden a una zona mayor llamada la zona fótica; debajo de esta se encuentra la zona afótica, que se extiende desde los 250 m hasta el fondo del mar, donde la luz ya no penetra (figura 1).

En el registro geológico todos los ambientes con abundantes crecimientos de organismos como algas verdes y corales son considerados eufóticos. En bajas latitudes en ambientes carbonatados, la base de la zona eufótica tiende a ser desde los 50 a 120 metros, (Schlager, 1992).

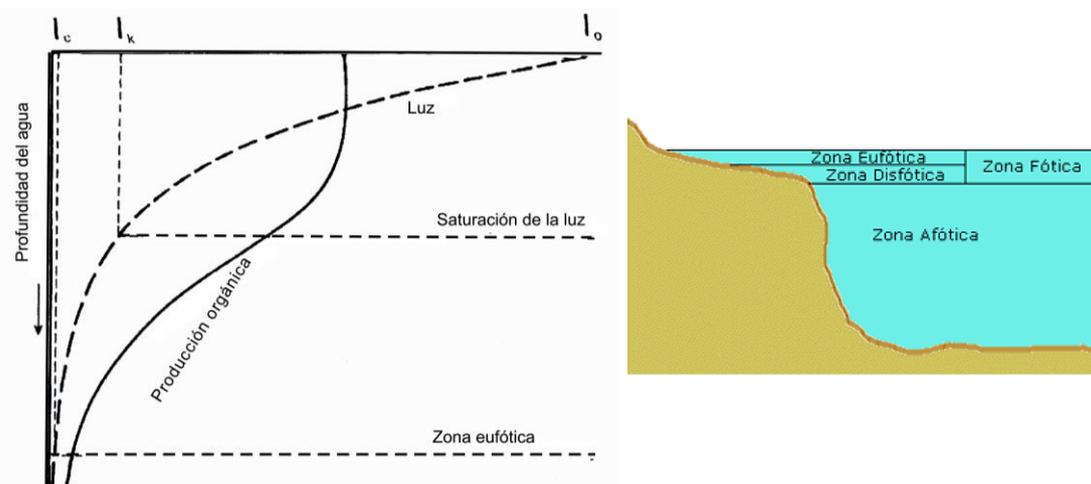


Figura 1. El cambio en la intensidad de la luz (L) y la producción orgánica con la profundidad del agua. La luz desplaza un simple decrecimiento exponencial con la profundidad del agua. Mientras que la curva de producción orgánica está relacionada con la función hiperbólica de la intensidad de la luz, ésta curva muestra una zona somera de saturación de luz, la cual no es un factor limitante de crecimiento, seguido por el rápido decrecimiento del crecimiento orgánico con la profundidad del agua. (Bosscher y Schlager, 1992, tomada de Schlager, 1992).

Temperatura. Es el segundo control en la producción de carbonatos. Generalmente existe un límite superior de temperatura para todos los organismos carbonatados estos límites importantes son restringidos a las lagunas. Sin embargo el efecto más importante de la temperatura es la zonificación global de depósito de carbonatos influenciado por la latitud. Además de la importancia de la función de la luz, el límite de la temperatura de carbonatos parece estar en función de la temperatura del invierno con el de la radiación; a través del Fanerozoico este límite se coloca sobre los 30° de latitud aproximadamente.

Nutrientes. Estos tipos de aportes son esenciales para el crecimiento de todos los organismos, incluyendo la secreción de bentos carbonatados. Sin embargo las comunidades de carbonatos, particularmente los arrecifes, son adaptados a la vida en los desiertos submarinos, ellos producen sus tejidos orgánicos con ayuda de la luz solar para la disolución de fosfatos y nitratos en el mar y son muy eficientes en el reciclado de nutrientes dentro del sistema.

Crecimiento potencial de los sistemas carbonatados

Los sistemas de depósito siliciclásticos dependen del aporte de sedimentos externos para su acumulación. En los ambientes carbonatados la capacidad de crecimiento y producción de forma ascendente del sedimento, es una cualidad intrínseca del sistema llamada *Potencial de crecimiento*.

El potencial de agradación es particularmente crítico para la sobrevivencia o hundimiento de las plataformas carbonatadas. El potencial de producción es un factor crucial para la progradación y retiro de las plataformas y la falta de relleno de las cuencas, (Figura 2).

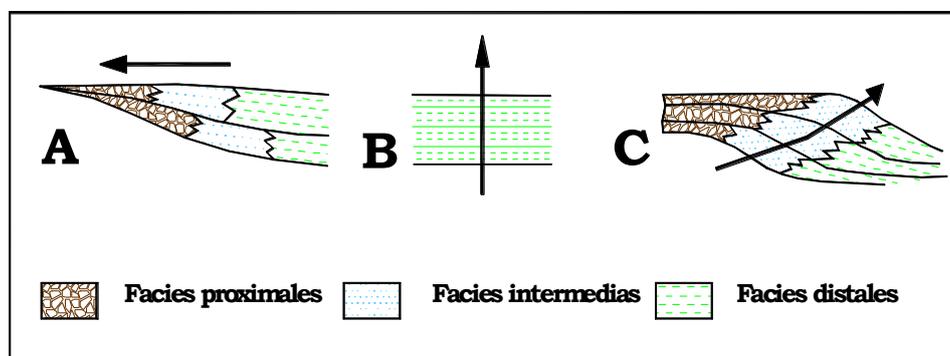


Figura 2. Esquema en el que se muestra la interrelación de los procesos de agradación, progradación y retrogradación. A. -Retrogradación, B.- Agradación, C.- Progradación, (Tomada de Vera Torres, 1994).

El potencial de crecimiento es diferente para los distintos cinturones de facies en una plataforma. Aunque dicho potencial es importante ya que es significativamente más alto en los bordes de la plataforma que en sus facies internas. Cuando existe una relativa elevación del nivel del mar, la cual exceda el potencial de crecimiento del interior de la plataforma, ésta elevaría el borde y dejaría una laguna vacía.

Ambientes de formación de carbonatos

Los sedimentos carbonatados son formados ya sea en continente, en un ambiente transicional y en mares someros y profundos. Actualmente alrededor del 10% de la producción de carbonatos marinos se originan en mares someros, mientras que el 90% de la producción de carbonatos modernos están relacionados con el depósito de plancton de origen calcáreo en mares profundos. Estas proporciones han variado considerablemente durante diferentes etapas del Fanerozoico.

Clasificación de ambientes marinos

Los ambientes marinos son clasificados como *bentónicos*, que son aquellos que pertenecen al fondo marino y pelágico, relacionados con la columna de agua. Los diferentes niveles en el fondo marino y dentro de la columna de agua se usan comúnmente como una subdivisión vertical en los ambientes marinos y marinos marginales. Las microfacies proporcionan los datos básicos para reconocer estos niveles en rocas carbonatadas antiguas. En las mareas altas y bajas el nivel base del oleaje (FWWB) y el nivel base de tormentas (SWWB), son usados como límites básicos en la clasificación de los principales ambientes marinos someros (Tabla 1).

Tabla 1. Fases que controlan los modelos sedimentarios. (Tomada de Flügel, 2010)

Límites superiores e inferiores de las mareas.	Está dado por el control de la distribución de organismos.
Base de la zona fótica.	Controlada por la distribución de la luz, dependiendo de los organismos fototrópicos.
Base de la zona de abrasión del oleaje.	El fondo de las corrientes y la acción del oleaje permiten la erosión y la cementación.
Base de la acción de las tormentas.	Depositada sobre el fondo marino.
Zona mínima de O ₂ .	Fuertemente limita sobre el fondo oceánico.
Zona de la termoclina.	La capa de agua que es también fría para la mayor producción de organismos.
Zona de pycnoclina.	La capa de agua donde la salinidad es también alta para los organismos.

Zonas bentónicas profundas

La profundidad del fondo marino y los niveles críticos controlan la sedimentación, subdividiendo a los ambientes bentónicos en seis zonas: a) **Sublitoral de costa**, se encuentran en la zona de mareas altas correspondientes a las zonas de supramarea, b) **Litoral**, se encuentran entre las zonas de marea alta y marea baja, llamada zona de intermarea, c) **Sublitoral**, que se encuentran por debajo de la marea baja, corresponde a la mayor parte de las plataformas continentales, d) **Batial**, aproximadamente igual a la pendiente continental, e) **Abisal**, correspondiente a las planicies abisales y f) **Zona hadal**, formada en las zonas de trincheras de mar profundo.

Zonas pelágicas profundas

Son cinco zonas definidas por la distribución de flotamiento y la vida marina, en orden descendente (Tabla 2).

Los límites entre las zonas bentónicas y pelágicas profundas, no son exactamente fijos, ya que reflejan la situación de los océanos modernos, los cuales no son necesariamente equivalentes a las zonas profundas observadas en los antiguos océanos. Con respecto a la posición horizontal, la distribución lateral de los organismos pelágicos, con respecto a su distancia desde la costa, está caracterizada por dos zonas principales del océano: *la zona nerítica*, que es la parte más superficial que sobreyace a la plataforma continental, con una profundidad menor a los 200 metros, cubriendo cerca del 8% del piso oceánico. Y la *zona oceánica*, que se refiere a la columna de agua que se encuentra más allá del rompimiento de la plataforma, sobreyaciendo al talud y a la base del fondo marino, generalmente a una profundidad mayor de 200 m y que llega a más de 10 000 m.

Tabla 2. Zonas pelágicas profundas. (Tomada de Flügel, 2010)

<p>Zonas profundas pelágicas: (en orden descendente)</p>	<ol style="list-style-type: none">1. Epipelágica: es la región superior de los océanos, a cerca de 200 m de profundidad.2. Mesopelágica: se extiende de los 800 a los 1000 m.3. Batipelágica: va aproximadamente hasta los 3500 m.4. Abisopelágica: aproximadamente correspondiente a los ambientes oceánicos cerca de los 4000 metros.5. Hadopelágica: representa la zona más profunda.
---	---

Considerando que las profundidades antes mencionadas, no son compatibles con las profundidades de los antiguos océanos. En la figura 3, se resumen las categorías que son usadas, basadas en los esquemas propuestos por Hegpeth (1957) y Edwards (1979).

Principales controles en la sedimentación

Existen muchos procesos que determinan la formación de los carbonatos, como los mencionados anteriormente, pero existen dos factores principales para su sedimentación: el factor geotectónico y el factor climático, los cuales determinan las posiciones relativas con las variaciones en el nivel del mar.

El factor geotectónico, es de suma importancia, ya que controla uno de los principales requisitos para dar origen a la sedimentación de carbonatos, por medio de la ausencia de material siliciclástico, lo cual determina la topografía interna y el drenaje de los ríos, de esta manera controla el tipo de plataforma.

Se han determinado cinco categorías principales de plataformas carbonatadas: *plataforma*, *rampa*, *plataforma epeírica*, *plataforma aislada* y *plataforma sumergida*, las cuales se abordarán más adelante. Cada plataforma tiene un modelo de facies característica, que es construido por varios tipos de plataformas similares. Los ambientes pueden ser modificados y cambiados durante la sedimentación por efectos tectónicos, cambios en el nivel del mar o por la sedimentación misma (Tucker, 1990).

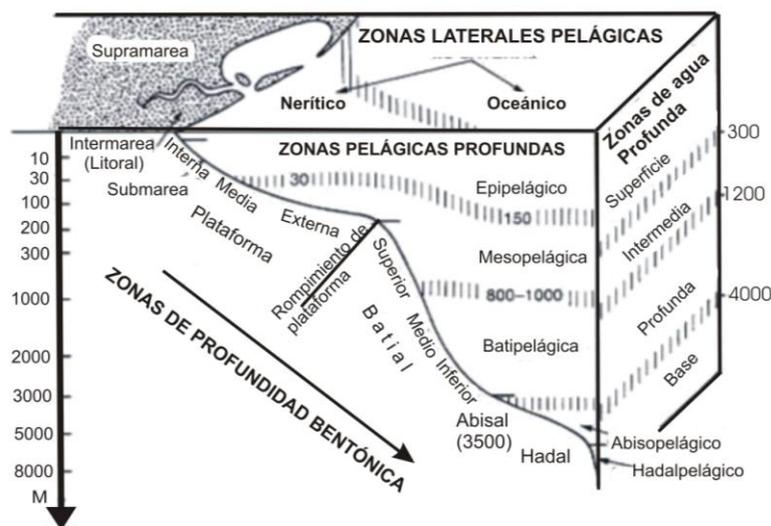


Figura 3. Categorías frecuentemente usadas para establecer los ambientes marinos propuestas por Hegpeth (1957), y Edwards (1979), modificada por Kennett (1982), (Tomada de Flügel, 2004).

Plataformas carbonatadas

El planteamiento de un modelo para plataformas carbonatadas es de gran importancia porque ayuda a comprender la evolución de las facies en sistemas carbonatados. Sin embargo muchos de estos términos son usados para describir los diferentes modelos, lo cual, en ocasiones, un solo término suele tener varios significados desde el punto de vista geológico. La clasificación de los márgenes de plataforma ha sido formada con base en las definiciones de diferentes autores, como se observa en la tabla 3.

Ahr (1973), reconoce diferencias entre plataformas y rampas; Ginsburg y James (1974), resumen las características de las plataformas bordeadas y sumergidas. Wilson (1975), propone el primer modelo compresivo de márgenes de plataforma. La clasificación de Read (1982, tabla 3), usa los términos de plataforma, rampa y plataforma propiamente dicha, para describir las características geomorfológicas y en dos dimensiones.

Tabla 3. Términos usados en los sistemas de plataforma. (Modificada de Read, 1982)

Definición	Ahr (1973)	Wilson (1975)	Read (1982)
Plataforma carbonatada	Considerado como un término general que incluye a la plataforma y rampa.	Enormes cuerpos carbonatados, construidos con una cubierta horizontal en la superficie y márgenes abruptos en la plataforma, con niveles altos de energía en los sedimentos.	Este término es usado en el sentido de Ahr (1973), e incluye ambas plataformas y rampas.
Plataforma	Planicie definida como plataforma con rompimiento de pendiente. Lodolitas en la parte interna y facies definidas con parches arrecifales.	Área sobre la cima de una rampa o plataforma. Superficie en dos dimensiones. Una plataforma carbonatada, es un cuerpo en tres dimensiones.	Plataformas carbonatadas bordeadas: Someras, en las cuales el borde externo es somero, marcado por un incremento en la pendiente (+/- 45°), aguas profundas.
Rampa	Superficie topográfica inclinada. Facies depositadas sujetas a condiciones de apertura oceánica. Con sedimentos lodosos, ausencia de alineamientos arrecifales	Grandes cuerpos carbonatados desde áreas positivas y sumergidas en paleosuelos. No hay rompimiento en la pendiente. Las facies son amplias e irregulares en zonas de mayor energía, cerradas a la costa.	Con pendientes suaves y someras (menores a 1°), sin cambios abruptos. Con depósitos de flujos de gravedad y clastos de plataformas someras. Dividida en plataformas homoclinales y rampas distantemente escarpadas.
Plataformas aisladas		Son bancos fuera de la costa, cuerpos carbonatados complejos de gran tamaño y de espesor.	Plataformas someras aisladas, con decenas a centenas de amplitud, rodeadas por aguas profundas, con un lado sumergido.

Plataforma abierta		Plataformas que bordean los continentes de los océanos actuales, con ausencia de bordes elevados	Plataformas sumergidas (abiertas). Subsistencia o nivel del mar elevado sobre construcciones (plataformas de rampa, aisladas), elementos positivos adyacentes (bloques de falla, dunas, arcos y líneas de costa cratónicas).
---------------------------	--	--	--

Estos términos son usados para describir cuerpos de roca como depósitos de rampa. Wilson uso el término “plataforma”, “rampa” y “principales bancos fuera de la línea de costa”, para describir cuerpos de roca y plataforma “shelf”, para describir una superficie en 2D. Otros autores que también han trabajado en este tema son: Kendall y Schlager (1981), Read (1982, 1985), y Tucker (1985). A continuación se muestra, los principales tipos de plataformas, sus facies características, criterios de reconocimiento, influencia tectónica y del nivel del mar sobre la evolución de la plataforma, así como algunos ejemplos. Al tener estos términos definidos, se tiene un mejor entendimiento para el desarrollo de facies de cada tipo de plataforma, ya que reflejan sus estados de evolución, variaciones en el nivel del mar, historia de subsidencia, influencia tectónica y evolución biológica de dichos cuerpos.

Plataforma de rampa.

Este tipo de plataforma se caracteriza por presentar una pendiente ligeramente baja (pendiente menor a un grado, Read, 1985), de unos cuantos metros por kilómetro. Las facies de carbonatos someras, pasan gradualmente fuera de la línea de costa hacia aguas profundas, sin un rompimiento en la pendiente. Difiere de las plataformas bordeadas, debido a que no presentan continuos alineamientos arrecifales, las arenas limosas de alta energía son localizadas cerca de la línea de costa y las brechas en aguas profundas (si éstas existen), generalmente presentan carencia de clastos de facies de bordes de plataformas someras. (Figura 4).

De acuerdo a los modelos propuestos por diferentes autores (Tucker 1990, Wright, 1986 y Burchette et al., 1990, tomado en Read, 1985), se han propuesto cuatro subdivisiones para las rampas (Burchette y Wright, 1992).

Rampa interna

Esta es la zona que se encuentra por encima del nivel base del oleaje (fair-weather wave base, FWWB), dominada por bancos de arenas o barras orgánicas, depósitos de costa y áreas de perimareas detrás de las barras, (Figura 4).

En un modelo de rampa interna existen tres miembros finales:

- 1) Barra de playa y deltas de mareas complejos con lagunas y planicies de mareas en la parte de atrás.
- 2) Bancos de arena en los márgenes y bancos complejos con planicies de intermarea y supramareas (sin lagunas).
- 3) Planicies alineadas (denominada strandplain) con bordes de playa alineados entre depresiones. (Tucker, 1990).

Rampa media

Se encuentra entre el nivel base del oleaje (FWWB) y el nivel base de tormentas (SWWB, storm wave weather base), donde el piso oceánico es afectado por el oleaje de las tormentas pero no por el nivel base del oleaje. Los sedimentos muestran evidencias de retrabajo de las tormentas. Una variedad de texturas relacionadas con las tempestitas se presentan en la estratificación gradada y la estratificación cruzada hummocky. Los alineamientos proximales-distales pueden ser reconocidos en depósitos de rampas medias antiguas (Aigner, 1984; Burchette, 1987; Faulkner, 1988, en Tucker y Wright, 1990), (Figura 4).

Rampa externa

Esta zona se extiende desde los límites profundos en donde la mayoría de las tormentas son influenciadas hacia el piso oceánico, cayendo hacia la planicie de la cuenca. Los sedimentos muestran poca evidencia de retrabajo de las tormentas. Una variedad de éste tipo de depósitos, son consideradas como: tempestitas distales y gradadas (Aigner 1984 ;Calvet y Tucker 1984, tomado de Tucker, 1990).

Cuenca

La identificación de los depósitos de cuenca representa un problema, ya que el carácter de los depósitos depende de la naturaleza y profundidad de la cuenca misma. Los depósitos de tempestitas y turbiditas son comunes en las cuencas adyacentes a

las rampas, las cuencas rápidamente presentan una subsidencia, con sedimentos principalmente de origen silíceo; mientras que en cuencas someras se encuentran constituidas principalmente de sedimentos de mudstones bioturbados, (Burchette y Wright, 1992).

Características de las rampas

Sobre las plataformas de rampa, la energía del oleaje no es tan intensa como a lo largo de una plataforma marginal, donde el crecimiento oceánico y el oleaje de las tormentas son confrontados con pendientes de escarpes someros. Sin embargo, la gradualidad de los bancos de una rampa es el resultado de una fuerte acción del oleaje de la submarea y la zona de intermarea, lo que permite la formación de cuerpos de arenas carbonatadas sobre el frente de costa (Figura 4).

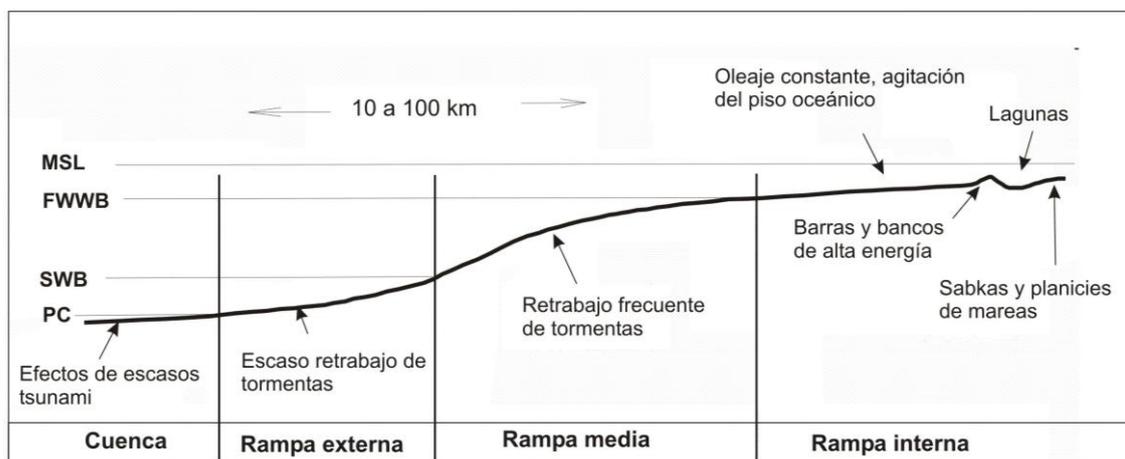


Figura 4. Subdivisiones de los principales ambientes de una rampa carbonatada homoclinal. MSL, nivel medio del mar; FWWB (fair-weather wave base, nivel base del oleaje), que es la intersección de la base del oleaje con la topografía submarina; (SWWB, storm wave weather base, nivel base de tormentas), la profundidad del agua donde el oleaje genera tempestades, es el resultado de la base de las corrientes con el retrabajo de los sedimentos donde se produce un tipo de texturas específicas: (tempestitas). PC, picnoclina (no siempre se reconoce en el registro de las rocas). La profundidad del agua correspondiente a estos límites es variable. (Tomada de Burchette y Wright, 1992).

Los eventos de tormentas son muy importantes sobre este tipo de plataformas, con una actividad de oleaje-viento normal, que dan la elevación de los bancos cercanos a la costa y a las playas, a través del movimiento de las arenas hacia ésta. Fuera de la línea de costa el crecimiento de las tormentas son importantes para el transporte de arenas desde la costa hacia las rampas externas y profundas.

Facies de rampas carbonatadas

En estas rampas, los cinturones de arena cercanos a la costa se encuentran conformados de grainstone oolíticos y esqueletales, con la presencia de algunos peloides. Las facies desarrolladas en una rampa pueden ser consideradas idénticas a las barras de playa siliciclástica o a un sistema de strainplain.

Las barras de playa carbonatadas muestran una estratificación inclinada con ángulo bajo, fuera de la línea de costa. Dentro de la costa, la estratificación cruzada es producida por las megarizaduras de la submarea (shoreface) y las rizaduras con laminación cruzada por el oleaje. La estratificación cruzada eólica está por detrás de la línea de costa (backshore), o bien denominada la zona de supramarea, la migración de las dunas eólicas también se encuentra hacia la costa. Las fábricas diagenéticas vadosas son posibles en los sedimentos detrás de la línea de costa y las galerías se presentan en la parte de intermarea y la línea de costa.

En un modelo de rampa de strandplain, las arenas de playa predominan en la parte superior de la secuencia de rampa, con presencia de arenas eólicas. Los sedimentos lodosos son acumulados en las depresiones entre los bordes de playa. En una barra de playa de un modelo de rampa lagunar, los canales de marea se cortan a través de las barras y de los deltas de marea que se presentan al final de los canales; las arenas lodosas se acumulan en las lagunas y sobre las planicies de marea, con un clima que controla la biota, la salinidad del agua y la precipitación mineral.

Los deltas de marea, los cuales pueden estar compuestos principalmente de oolitas, se elevan hacia afuera y/o sobre la línea de costa, los cuales son reconocidos por la estratificación cruzada producto del oleaje, constituida por arenas y migración de las dunas, con estratificación cruzada "herring-bone", en las corrientes de mareas (Figura 5).

A una profundidad mayor que el nivel base del oleaje, la productividad orgánica es aún alta, por lo que predominan las calizas bioclásticas. Los bancos de depósitos esqueletales (grainstones), son formados por el retrabajo del oleaje de las tempestitas, con estratificación cruzada de escala media a pequeña y horizontes con detritos gruesos transportados (tipo rudstones). En este tipo de facies es posible tener estratificación cruzada hummocky y swaley.

En los bancos de arenas esqueletales se presentan las principales tempestitas que dan como resultado unidades gruesas y delgadas con espesores de algunos metros, compuestas de wackestones esqueletales que se encuentran de forma gradada normal a grainstones y rudstones esqueletales.

En áreas ligeramente más profundas por debajo del nivel base de tormentas (SWWB), las texturas dominantes son packstone y wackestone esqueletales. Los carbonatos limosos provienen principalmente de aguas someras, algunos otros lodos son formados in-situ. Los grainstone de bioclastos delgados, gradados y packstone son comunes por de bajo del nivel base de tormentas de la rampa, depositadas desde las zonas más someras por las corrientes.

Las rampas pueden ser subdivididas de acuerdo a su perfil en: *rampas homoclinales* en donde las pendientes son relativamente uniformes y *rampas distantemente escarpadas*, (Figura 18) donde hay un incremento en el gradiente desde la parte externa de la plataforma hacia la rampa más profunda (Read, 1982, 1985).

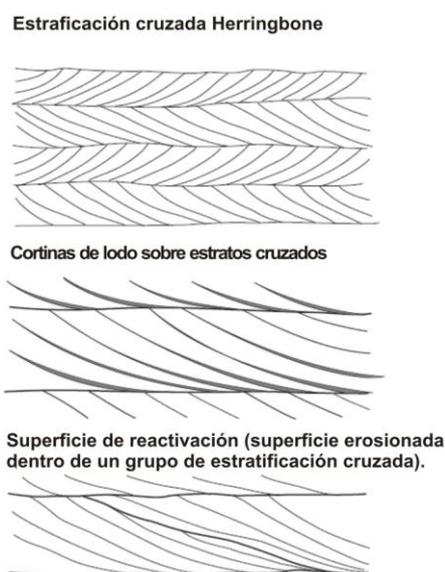


Figura 5. Características que indican la influencia de las mareas en el transporte y el depósito. La estratificación herring-bone, se presenta como cortinas de lodo sobre una estratificación cruzada formada durante los ciclos de mareas, formada por una parte del estrato, cuando existe una corriente invertida. (Tomada de Flügel, 2010).

Rampas homoclinales

Las rampas homoclinales son relativamente uniformes, con pendientes suaves (de unos cuantos metros por cada kilómetro, menores a un grado) dentro de la cuenca (Figura 6). Se presentan los siguientes tipos de facies:

1. Planicies de marea y facies lagunares. Las planicies de marea se presentan en facies cíclicas someras de 1 a 10 m de espesor, las secuencias en zonas húmedas son constituidas por calizas de supramarea a intermarea bioturbadas con

laminaciones. Las secuencias en zonas áridas presentan calizas lagunares ya sea bioturbadas o no, sobreyaciendo abundantes criptoalgas de intermarea, evaporitas de supramarea o clastos fluviales eólicos. Las facies lagunares están constituidas principalmente por estratificaciones de calizas con pellets o mudstone limosos y pedernal con packstone esqueletales bioturbados.

2. Bancos complejos de arenas compuestos por ooides y peloides. Principalmente se presentan en bancos esqueletales de aguas someras o en bancos de arenas limosas, que pasan gradualmente pendiente abajo hacia dentro de las facies de rampa profunda, sobre un escarpe en los bordes de la plataforma. Estos bancos pasan pendiente abajo hacia plataformas más profundas o hacia la cuenca.

3. Rampas profundas. Compuestas por wackestone a mudstone limosos, con diversos fósiles de apertura marina, estratificación nodular y secuencias de tormentas con bioturbación, con algunas construcciones de organismos en la parte baja de la pendiente.

4. Talud y cuencas. Con lodos limosos y lutitas interestratificadas, brechas y escasas turbiditas.

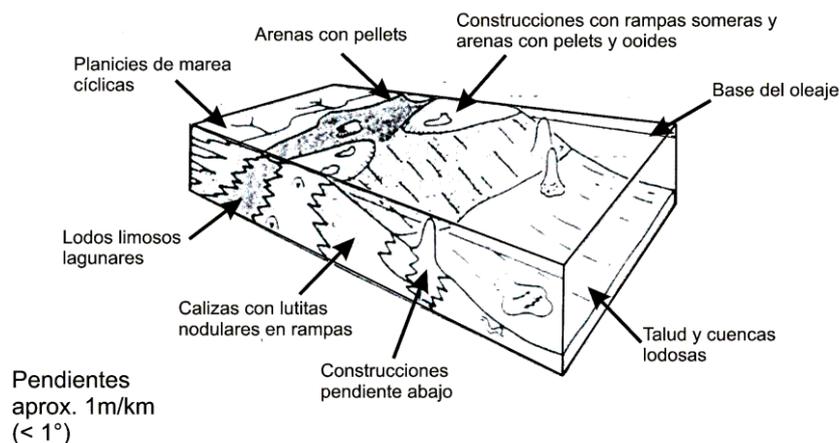


Figura 6. Rampa carbonatada de tipo homoclinal, la cual es una rampa somera y con construcciones pendiente abajo sobre rampa (Tomada de Read, 1985).

Un ejemplo de rampas homoclinales modernas se encuentran en el Golfo Pérsico y la Bahía de Tiburones al oeste de Australia. Las rampas homoclinales antiguas se presentan en los Appalachianos de Virginia en el Cámbrico-Ordovícico medio (Read, 1980 y Markello y Read, 1981) y en Nueva York en el Devónico, (Laporte, 1969 en Tucker, 1990).

Rampas distantemente escarpadas

Este tipo de plataformas tienen algunas características de rampas (bancos de agua agitados hacia las facies de transición en la base de las submareas) y con algunas características de plataformas bordeadas (facies de talud con alto contenido de slumps, brechas y arenas limosas alóctonas). Sin embargo; la diferencia entre las plataformas bordeadas está en que, el principal rompimiento de la pendiente no se presenta en márgenes de alta energía; sino ocurre en varios kilómetros de la línea de costa en bancos de alta energía. Las facies se presentan a cierta distancia detrás del rompimiento de la pendiente con brechas compuestas por clastos de rampas profundas o de facies de talud y ausencia de clastos someros o arrecifales (Figura 7).

Las rampas distantemente escarpadas de baja energía tienen generalmente cubiertas de sedimentos lodosos hacia el mar, con bancos complejos de rampas profundas (Figura 7-A); mientras que las de alta energía, tienen amplias cubiertas de arenas y limos sobre las rampas profundas (con brechas de talud y turbiditas), siendo restringidas hacia la zona de talud y margen de la cuenca (Figura 7-B).

Los cinturones de facies 1, 2 y 3 de los bancos, contienen: rampas profundas con wackestone a mudstone esqueléticos, arcillas, bioturbación, con fauna de apertura marina, con estructuras de slumps, brechas y turbiditas a lo largo del margen de la cuenca. Las facies 4, se forman en los márgenes de talud y cuenca, con estratificaciones de mudstone de color gris a negro y escasos wackestones, arcillas, laminaciones con superficies de truncamiento, intraformacionales, slumps y brechas (con espesores de 10 m aproximadamente).

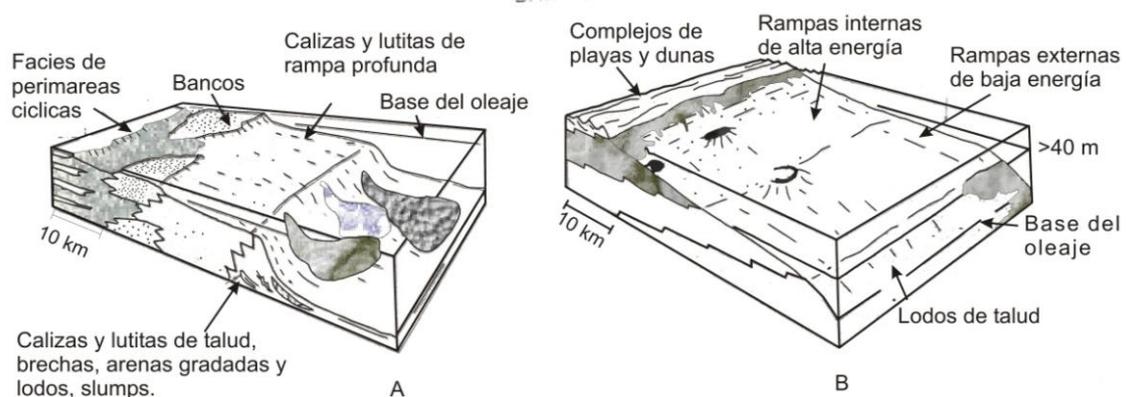


Figura 7. Modelos de rampas distantemente escarpadas. a) La figura A, muestra una rampa formada bajo condiciones de baja energía, b) La figura B muestra una rampa formada bajo condiciones de alta energía y surgencias (Tomada de Read, 1985).

Los clastos de facies de aguas someras son escasos, las brechas generalmente forman canales, con algunos estratos de arenas limosas alóctonas interestratificados (turbiditas), estas facies reflejan altas pendientes (de varios grados) dentro de la cuenca.

Ejemplos de este tipo se presentan en las secuencias del Cámbrico superior - Ordovícico inferior, al oeste de Estados Unidos, descritas por Cook y Taylor (1977 y 1979, tomado en Read, 1985). Este tipo de rampas se desarrollan donde una plataforma es sumergida hasta formar una rampa (Un ejemplo es la plataforma de Yucatán, en el Holoceno, Ahr, 1973 y al oeste de Florida, Tucker 1992).

Bancos complejos de agua sobre rampas

Los bancos complejos de agua sobre rampas homoclinales y rampas distantemente escarpadas de baja energía, contienen bancos esqueléticos o bancos de arena oolíticas y pellets; formando bordes complejos o barreras. Las rampas distantemente escarpadas de alta energía contienen complejas y anchas dunas en la playa y extensas plataformas de bancos de arena (Figura 8).

Las rampas con bancos marginales están caracterizadas por tener bancos esqueléticos, que pasan hacia la costa dentro las mareas a supramareas, sin la intervención de las facies lagunares. Sus principales cinturones de facies incluyen: complejas zonas de marea y supramarea; sabanas de arena sublitorales compuestas de arenas de cuarzo o esqueléticos con abundantes clastos micritizados, rizaduras, estratificación planar y cruzada, que constituyen la facies 1 y 2. La facies 3, esta compuesta por bancos marginales de carbonatos esqueléticos, acumulaciones lineales que son paralelas a la línea de costa. El relieve de los bancos hacia el mar tiene un rango de variación de unos metros a decenas de metros. Las pendientes sobre la cima de los bancos son extremadamente bajas (de 20° a 30°), donde son estabilizadas por calizas bafflestone (construcciones en forma de conductos verticales), o alguna cementación marina. Los bancos bordeados pueden ser de packstone a grainstone esqueléticos con wackestone a mudstone locales, estos bancos pueden ser cortados por canales de 10 metros de profundidad. Dichos canales presentan una estratificación cruzada rellena de arenas limosas que contienen pedazos de sedimentos de bancos y cantidades variables de arenas cuarzosas, transportadas desde la zona de intermarea a zonas de submarea someras, progradando a arenas terrestres o de sistemas fluviales. Para la facies 4 se encuentra constituida esencialmente por facies de talud o de rampa profunda (Figura 8-a).

Rampas con bancos complejos de barreras

Están caracterizadas por contener bancos de barrera de carbonatos esqueletales (Figura 8-b), un ejemplo de esto son los presentados en la Bahía de Tiburones del Holoceno (Read 1974, 1985). Los bancos de barrera son separados por planicies de mareas y facies deltaicas de carbonatos lagunares o de lutitas prodelta.

Presenta cinturones de facies que incluyen: facies 1 de intermarea- supramarea complejas y facies 2 que corresponden con carbonatos lagunares. Mientras que para la facies 3, comprenden a bancos de barrera compleja con planicies profundas de 2 metros y de 2 a 20 km de ancho (medidas en dirección del echado), compuestas por biostromas de espesores variados paralelos al echado y separados por extensas mareas intercambiando canales de 100 metros a varios kilómetros de ancho y de 10 metros o más de profundidad, con abanicos en la parte final.

Las pendientes sobre los bancos marginales son de 1 a 15 grados o más, con un relieve sindeposicional de 10 metros. Los bancos están compuestos por packstone o wackestone esqueletales, con delgadas capas de grainstone. Los bancos de sedimentos están bioturbados y estructurados con estratificaciones planas, suavemente inclinadas hacia las márgenes. El relleno de canales presenta estratificación cruzada de arenas esqueletales con clastos retrabajados de los bancos y bordes con unidades lenticulares de estratificación acrecional y estratificación cruzada compuesta por arenas limosas que se extienden hacia fuera de las lagunas y las rampas lodosas profundas. En la facies 4, se presentan rampas profundas y carbonatos de talud.

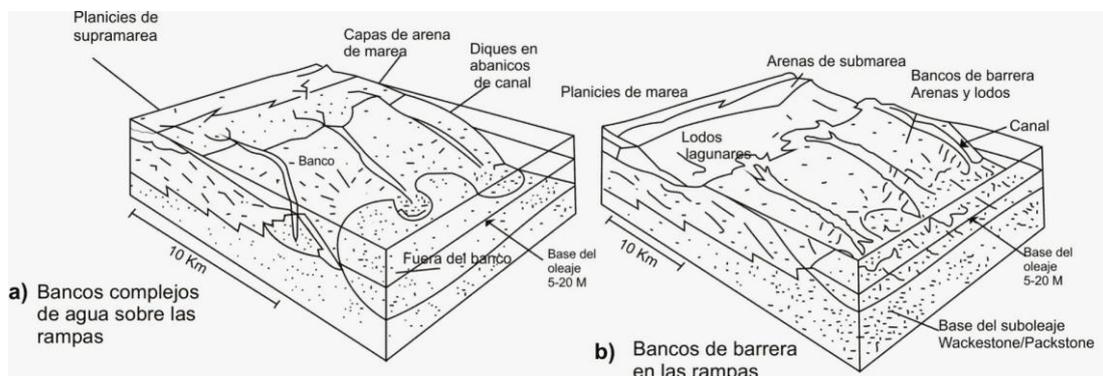


Figura 8. Ejemplos de rampas carbonatadas, donde en la figura a) se muestra una rampa con bancos complejos de agua y en la figura b) se muestran los bancos complejos de barrera.

Ejemplos de bancos de barrera antiguos sobre rampas se encuentran en el grupo Heldenberg del Devónico, en Nueva York (Laporte, 1969, tomada en Read, 1985), y en las secuencias de Wardell-Wassum en Virginia del Ordovícico Medio (Read, 1980), entre otras.

Las últimas facies, se encuentran constituidas por rampas profundas y taludes de cuencas con montículos de bajas pendientes. Los montículos son menores de 1 km a 10 km de ancho, generalmente de forma circular, con un relieve sindeposicional alto (arriba de los 50 metros o más), con pendientes suaves a escarpadas (con decenas de grados).

III.5.3 Plataformas bordeadas

Las plataformas bordeadas son caracterizadas por el desarrollo de arrecifes y cuerpos de arena carbonatados a lo largo del margen de la plataforma, que muestran profundidades someras cercanas al rompimiento de la plataforma. El margen de la plataforma es turbulento, en zonas de alta energía en donde el oleaje de las tormentas y posiblemente las corrientes de mareas se imprimen en el piso oceánico.

Con respecto a la productividad orgánica, es más alta en estas condiciones, especialmente si el mar contiene abundantes nutrientes traídos por las corrientes marinas (conocido como surgencias). La precipitación del CaCO_3 se da en forma de ooides y cementos que se presentan a lo largo de los márgenes. Detrás del borde existen lagunas de plataforma, las cuales funcionan como cuerpos protectores que varían desde la zona del margen turbulento, donde los arrecifes y los bancos de arena actúan como barras.

En el otro extremo existe una laguna en la plataforma que genera un ambiente de menor energía con pobre circulación con hipersalinidades durante las estaciones de menor humedad, las cuales son afectadas por eventos de grandes tormentas (Tucker, 1990).

En este tipo de plataformas los bordes externos con oleaje agitado es marcado por un incremento en la pendiente (que varía de unos cuantos grados, incluso más de 60 grados en aguas profundas). Tienen bordes continuos a semicontinuos y barras a lo largo de las plataformas marginales, las cuales restringen la circulación y la acción del oleaje para formar lagunas de baja energía, hacia el continente (Ginsburg y James, 1974). Los bordes en estas plataformas consisten de arrecifes de barrera, arenas esqueléticas y ooides.

Las plataformas aisladas del Holoceno incluyen los Grandes Arrecifes de Barrera, de Australia (Maxwell, 1968, tomado en Read, 1985); los del sur de la Plataforma de Florida y los de la Plataforma de Belice (Ginsburg y James, 1974, tomado en Read, 1985).

La plataforma de las Bahamas presenta un típico modelo de facies de una plataforma bordeada, el cual es observado al este de la Isla de Andros, donde los arrecifes y los bancos de arena se desarrollan a lo largo del margen de la plataforma con una estrecha laguna de 1 a 5 km detrás; a 300 km a lo largo del margen de la plataforma al sur de Florida con una área de 6 a 35 km de ancho, constituida por carbonatos de aguas someras con arrecifes marginales y bancos de arena.

La plataforma de Florida tiene una distribución de facies similar a muchas antiguas plataformas bordeadas: con arrecifes de plataforma marginal (compuestas de framestone y boundstone) y arenas carbonatadas (oolíticas y grainstones esqueléticas), cediendo el paso a packstone esqueléticas y wackestone de lagunas protegidas de la plataforma interna. Los mudstones esqueléticos son acumulados en bancos de lodo, manglares y planicies de marea que ocurren a lo largo de la línea de costa.

Otro ejemplo se presenta en Queensland en el Gran Arrecife de Barrera, que tiene un ancho de 5 km, y 2000 km de largo, la zona de actividad de crecimiento de los corales se da en los márgenes de la plataforma, con una extensión de 10 a 50 km detrás de las lagunas de la plataforma, donde se depositan carbonatos y sedimentos clásticos (Hopley, 1982). Los arrecifes modernos se desarrollan comúnmente sobre antiguos arrecifes en la plataforma, donde también existen muchos relictos de sedimentos del Pleistoceno.

En algunas de las plataformas con este tipo de sedimentación los carbonatos pueden propiciar el desarrollo de islas, compuestas de detritos arrecifales y arenas carbonatadas. Dicho fenómeno ha sido observado a lo largo del sur del Tracto Arrecife de Florida y en las Bahamas (Tucker, 1990).

Tipos de plataformas bordeadas

Los márgenes de las plataformas bordeadas y sus pendientes son divididas en tres tipos de acuerdo al dominio de arrecifes o arenas limosas: 1) márgenes deposicionales o acrecionales, 2) Bypass (rodeadas o circundadas) y 3) márgenes erosionales (McIlreath y James, 1984, Read 1982 y 1985).

III.5.3.1.1 Márgenes deposicionales o acrecionales

Generalmente presentan escasos escarpes marginales de gran altura, bordes de plataforma y facies de talud y frente al talud. Los principales cinturones de facies son:

1. Compuesta por planicies de mareas cíclicas, wackestone a mudstone lagunares y parches arrecifales locales. Periódicamente las planicies de mareas cubren toda la plataforma y se extienden hacia dentro a unos cuantos km del borde. Sobre algunas plataformas, dichas planicies también se extienden desde el borde dentro de la laguna o en la cuenca intraplataforma. Las lagunas son relativamente profundas (decenas de metros) y el fondo constituido por lodos limosos y siliciclásticos y parches arrecifales de alto relieve, donde la plataforma es incipientemente sumergida.
2. Con bordes de plataforma esqueléticos o de arenas oolíticas, con estratificación cruzada, parches arrecifales y bancos marginales de arrecifes.
3. Con bordes de plataforma constituidos por carbonatos arrecifales, arenas esqueléticas y ruditas, derivados de los arrecifes, con abundantes cementos marinos sinsedimentarios, abundantes framestone y bifurcaciones en zonas de alta energía pasando pendiente abajo en formas de domos (James, 1979, tomado en Read, 1985).
4. Son de periplataforma o arenas limosas hacia el talud, brechas y algunas capas limosas hemipelágicas, con clinoformas estratificadas. Las arenas limosas llegan a presentar mayor contenido de lodo hacia las zonas más profundas. Las brechas presentes tienen abundantes clastos arrecifales y arenas limosas cementadas del margen de la plataforma, con bloques alóctonos y slumps.
5. Corresponden al talud inferior y margen de la cuenca con secuencias de turbiditas limosas, lutitas y canales, formando brechas (por flujos de gravedad). Brechas polimícticas con clastos de calizas arrecifales, facies de talud de grano fino con brechas oligomícticas constituidas por estas mismas facies profundas.
6. Conformada por lodos limosos pelágicos de aguas profundas y hemipelágicos, lutitas y secuencias turbiditas distales.

Las plataformas bordeadas acrecionales comúnmente presentan una progradación relacionada entre el arrecife y el borde del talud, el talud y facies de cuenca (Figura 24) Ejemplos para este tipo de plataformas son las del Cañon de Trough de Baltimore y la Cuenca escocesa del Mesozoico; La plataforma de la ciudad de Stuart, la costa del Golfo de los Estados Unidos del Cretácico, con una pendiente muy suave de 2 grados aproximadamente. La morfología de la plataforma esta indicada por el rompimiento del talud al borde de la plataforma y una línea arrecifal, plataformas marginales y arenas esqueléticas.

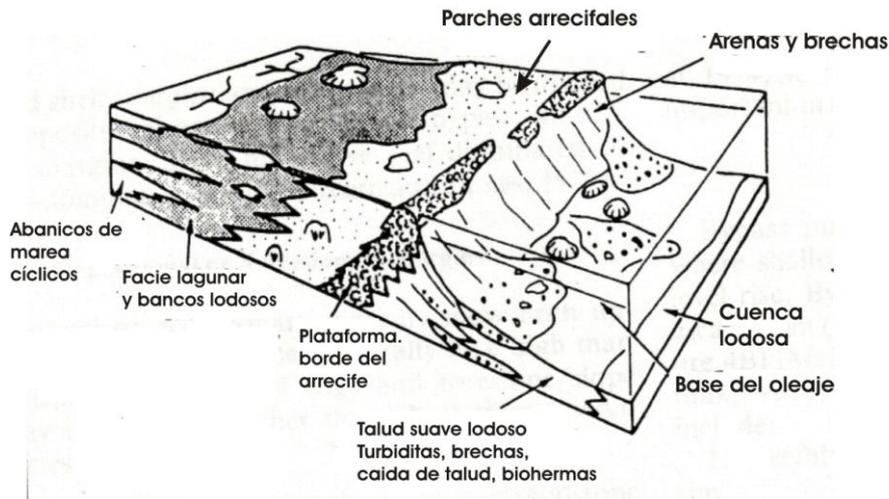


Figura 9. Plataforma con bordes acrecionales, constituidos por bancos de arenas esqueléticas y parches arrecifales, en el borde del talud se forman brechas de arenas (Tomada de Read, 1985).

Márgenes por bypass

Los márgenes por bypass ocurren en áreas de rápidas construcciones hacia arriba donde la sedimentación de aguas someras controla o guarda la energía relacionada con la elevación del nivel del mar (Figura 10). El bypass (tipo libramiento), está relacionado con un escarpeamiento marginal. Los cinturones de facies asociados a este tipo de plataforma son:

1. Carbonatos arrecifales, arenas limosas con sedimentos del tamaño de gravas en el borde.
2. Escarpes de 200 m o más de alto, que representa una zona de los sedimentos en el bypass desde el borde al talud.
3. Taludes de periplataforma (arenas, brechas, con algunas interestratificaciones de lodo), donde el borde es, predominantemente arrecifal, así como el talud, con bordes limosos, las arenas de periplataforma son abundantes.
4. Presenta taludes de bypass o libramientos surcados de lodos limosos (con estratificación nodular), con pocas arenas y gravas relleno los surcos. Si el talud del bypass no está presente, los taludes de la periplataforma estarían constituidos de sedimentos finos de fuera hacia adentro.
5. Facies de turbiditas proximales gradadas de baja pendiente, brechas y lodos limosos, algunas arenas con slumps, con sedimentos finos hacia afuera con las facies correspondientes a la 6.

6. Facies compuesta por turbiditas distales de cuenca y lodos limosos o lutitas.

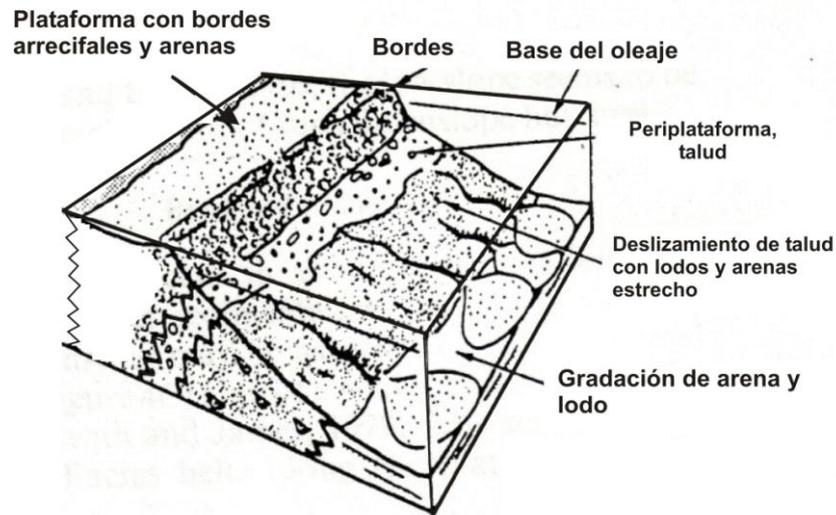


Figura 10. En el borde de la plataforma presenta cuerpos arenosos y arrecifales que se encuentran en la base del oleaje. Talud en la periplataforma. (Tomada de Read, 1985).

Un ejemplo de margen por bypass dominados por arrecifes, se encuentran en la formación Catedral del Cámbrico, al oeste de Canadá; donde el margen del bypass es un escarpe vertical de 200 m de alto, compuesto de algas calcáreas arrecifales; el talud de la periplataforma es dominado por clastos del arrecife. La asociación del bypass con un escarpe se presenta también en el Devónico, en la Cuenca de Canning, Australia; donde las capas de la periplataforma limitan con una inconformidad de un margen de la plataforma (Plyford, 1980 tomado de Read, 1985); al Noroeste de África en el Mesozoico, existe un margen de alto relieve de 2.5 km el cual se caracteriza por un bypass o margen erosional, (Todd y Mitchum, 1977, Read 1985).

Márgenes erosionales

Ocurren en áreas de fuerte marea o corrientes oceánicas, acantilados y escarpes caracterizados por el talud de la plataforma. Presentan escarpes abruptos y altos de 4 km de relieve (Figura 11). Los carbonatos arrecifales del borde de la plataforma son expuestos arriba de unos cuantos cientos de metros de la parte superior del escarpe. Los detritos del margen erosional se acumulan en los abanicos y "aprons" al pie del talud de la plataforma. Los cinturones de facies que incluyen son:

Facies 1: carbonatos arrecifales y arenas limosas con gravas sobre el borde. Facies 2: escarpamiento en la parte inferior expuesta de las capas de perimareas, atribuido por el talud de la periplataforma. Facies 3: taludes de periplataforma con arenas limosas. Las características que las distinguen son clastos con porosidad fenestral, estromatolitos y carbonatos lagunares en estratos de brechas, indicando un repliegue a gran escala del margen, estas son mezclas de clastos de carbonatos arrecifales y arenas limosas cementadas.

Algunas plataformas marginales bordeadas son erosionales, este tipo se observa principalmente en calizas someras del Pleistoceno expuestas y erosionadas por procesos físicos y biológicos. Ejemplos de estos tenemos las plataformas marginales de Jamaica y Belice (James y Ginsburg, 1979). (Figura 11).

III.5.4 Plataformas Epeíricas

Se presentan en áreas muy extensas (de 100 a 10 000 km de ancho), planicies planas, áreas crátonicas cubiertas por un mar somero. Aunque no existen en la actualidad en el registro geológico mares epeíricas someros, cubriendo cratones en áreas extensas al mismo tiempo. Las aguas profundas de estas plataformas fueron menores a 10 m, por lo que dominaron los ambientes de intermarea y supramarea someros.

Las áreas de intermarea consisten de planicies de mareas muy extensas de varios a decenas de kilómetros; las cuales se desarrollaron extensivamente en las plataformas epeíricas internas, a lo largo de amplias líneas de costa, más allá de las planicies de supramarea, provocando superficies planas, en donde se desarrollan los procesos subaéreos como la pedogénesis y karstificación. Las planicies de mareas, también se desarrollaron alrededor de áreas positivas sobre las plataformas epeíricas. Parte de los bancos locales de arenas esqueléticas, zonas de submarea se encuentran cerca de la superficie, pero ligeramente más profundas y en áreas someras que reflejan la pre-existencia topográfica sobre el cratón o los efectos de la subsidencia diferencial.

La profundidad en una cuenca intraplataforma puede presentarse dentro de una plataforma epeírica la cual es rodeada por rampas y plataformas bordeadas. La mayor parte de las plataformas epeíricas son dominadas por submareas someras e intermareas con facies de baja energía, levantamientos y ciclos de planicies de marea.

En la actualidad no existe un buen ejemplo para este tipo de plataformas por el tamaño, pero son buenos ejemplos en interior del Gran banco de las Bahamas y la Bahía de Florida. Las plataformas epeíricas tienen cuencas de aguas profundas

desarrolladas dentro de ellas, rodeadas por rampas y plataformas bordeadas. Otro ejemplo se tiene en el oeste central de China del Precámbrico Tardío al Ordovícico, en Norteamérica del Cámbrico al Ordovícico y hacia el oeste de Europa en el Misisipico y Triásico- Jurásico (Tucker, 1990).

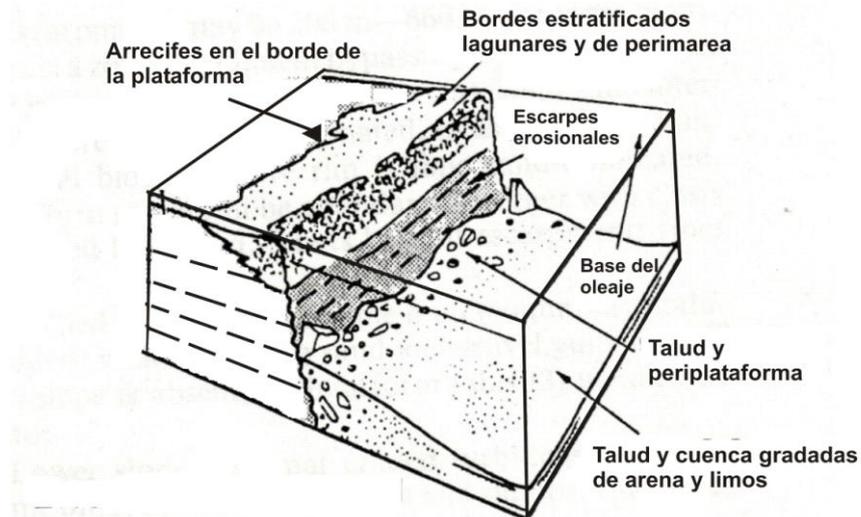


Figura 11. Plataformas con márgenes erosionados, los bordes de la plataforma se encuentran en los arrecifes y arenas, en zonas con fuerte marea o en acantilados y escarpes. (Tomada de Read, 1985).

Plataformas carbonatadas aisladas

Una plataforma aislada se refiere a carbonatos de aguas someras acumuladas alrededor de aguas profundas. No existe una restricción en el tamaño, aunque si la plataforma es muy grande, entonces puede ser vista en términos de los diferentes modelos de plataformas. Se encuentran localizadas cerca de los rifts continentales o cortezas transicionales, rodeadas por aguas profundas (de varios cientos de metros, excediendo hasta los 4 km).

Algunas de estas plataformas han sido llamadas como atolones, especialmente donde existen lagunas profundas y bordes arrecifales elevados, pero difiere de un atolón oceánico real, debido a que este último se eleva desde bases volcánicas sobre cortezas oceánicas (Read, 1985).

Las plataformas aisladas pequeñas, con modelos de facies distintivas, desde varios márgenes de la plataforma, posiblemente estuvieron sujetas a diferente oleaje y regímenes de tormentas, dependiendo de su orientación con respecto a la dirección de

los vientos y tormentas principales. La mayoría de este tipo de plataformas tiene márgenes escarpados y pendientes dentro de aguas profundas o muy profundas.

Este tipo de plataformas presentan arrecifes marginales y cuerpos de arena, con aguas tranquilas, arenas lodosas y lodos en el interior de la plataforma, con posibles islas de arena y planicies de marea alrededor. Si existe una alta producción de carbonatos alrededor de los márgenes, sobre un fondo de subsidencia fijo, entonces se desarrolla una plataforma bordeada aislada, con lagunas profundas en el centro. Esta variante puede determinar un atolón, aunque los verdaderos atolones son formados sobre volcanes extintos, (Tucker, 1990).

Una de las principales diferencias entre una plataforma aislada y otros tipos, posiblemente son los márgenes de barlovento o sotavento (Mullins y Neumann, 1979, Read, 1985). El barlovento es abierto con ausencia de barras de energía, con barras de sedimentos, excepto en arenas esqueléticas, del sotavento de arrecifes locales. Algunos márgenes de barlovento tienen islas incrementadas por arenas fuera de la plataforma e inhibidas hacia los bancos (Hine, Wilber y Neuman, 1981). Los márgenes de sotavento son abiertos hacia el barlovento, las arenas peloidales son transportadas fuera de los bancos; las islas sobre los márgenes de sotavento son barras de energía que inhiben el transporte fuera de los bancos.

El banco de las Bahamas forma una gran plataforma aislada con una área de 96 000 km². Las facies alrededor del margen de la plataforma son muy dependientes entre si, el margen esta hacia el sotavento o hacia el barlovento, abierto o protegido, o dominado por mareas. Los arrecifes son particularmente bien desarrollados a lo largo de los márgenes de barlovento y en el tipo de cuerpos de arena varia considerablemente su geometría, estructura y tipo de grano, dependiendo de su ubicación.

La parte central de la Plataforma de las Bahamas presenta submareas someras de aguas tranquilas con lodos esqueléticos y arenas lodosas, planicies de marea con lodos peloidales, algas y pantanos, los cuales se presentan alrededor de las islas. Debido a que esta plataforma es muy grande, las facies desarrolladas pueden ser usadas como modelo de facies para plataformas bordeadas y epeíricas.

Ejemplos de plataformas aisladas pequeñas son como El Plateau del Mar del Coral, al noreste de Queensland, Australia (Orme, 1977, Read, 1985) y algunos arrecifes fuera de la plataforma de Belice. Los carbonatos de aguas someras están siendo depositados sobre bloques afallados en el Mar Rojo y en el Golfo Árabe, los cuales

son acumulados sobre altos topográficos causados por el diapirismo salino (Purser, 1973b).

El arrecife de Glovers es una plataforma aislada con forma ovalada de 28 x 10 km, situada a 15 km al este del principal arrecife de barrera que bordea la plataforma de Belice (James y Ginsburg, 1979). El atolón de Glovers parece ser un bloque afallado sobre un rift de margen continental, con bordes de arrastre. Otros arrecifes cercanos son el arrecife de Lighthouse y la Isla Turneffe (James y Ginsburg, 1979, Read, 1985), que también son plataformas aisladas.

Otros ejemplos de plataformas aisladas Cretácicas son como La faja de Oro (Golden Lane), y la plataforma El Doctor, grandes productoras de aceite, en México (Enos, 1974a y 1977). Probablemente algunas plataformas cretácicas en las Dolomías en Italia (Bosellini y Rossi, 1974; Wilson 1975) y plataformas jurásicas en los Alpes de Venecia, Bosellini et al., (1981), la cual describe el relleno de una cuenca estrecha y elongada de edad jurásica en los Alpes de Venecia debido a un abanico oolítico de mar profundo (1000 m de espesor), derivado de un margen de barlovento adyacente a la plataforma Friuli (Bosellini et al, 1981). Plataformas mesozoicas de Sicilia (Catalano y D'Argenio, 1981).

III.5.5.1 Evolución de plataformas aisladas

La mayoría de las plataformas aisladas sobre márgenes continentales pasivos, son desarrolladas sobre subsidencias continentales rápidas o cortezas transicionales (Mullins y Lynts, 1977 en Tucker, 1990), principalmente durante fases tempranas de apertura de cuencas oceánicas. Muchas son subyacidas por carbonatos someros regionales, localizados sobre horsts, donde los grabens adyacentes son sitios de sedimentación de aguas profundas. Otras son localizadas sobre cordilleras submarinas y algunas son desarrolladas sobre altos estructurales en el interior del continente durante periodos de elevaciones del nivel del mar. Algunas plataformas de este tipo tienen rampas tipo talud, las cuales se desarrollaron con el tiempo dentro de márgenes con alto relieve.

La subsidencia asociada con las construcciones de plataformas aisladas crea relieves de grandes bancos a cuencas, en donde, los márgenes se desarrollan hacia las rampas generando plataformas bordeadas deposicionales o plataformas con márgenes de bypass y erosionales.

Con la rápida elevación del mar, estas plataformas son cubiertas por extensos carbonatos arrecifales y arenas esqueléticas (permaneciendo cerca del nivel del mar),

también se desarrollan en bordes elevados y arenas esqueléticas, en lagunas profundas, o bien llegan a ser completamente sumergidas y cubiertas por facies de cuenca o de detritos de periplataforma desde plataformas someras existentes (Read, 1985, Tucker, 1990).

III.5.6 Plataformas sumergidas

Son consecuencia de las rápidas elevaciones del nivel del mar donde la producción de carbonatos de aguas someras son generalmente más de lo suficiente para conservar los límites moderados de subsidencia y elevación del mar.

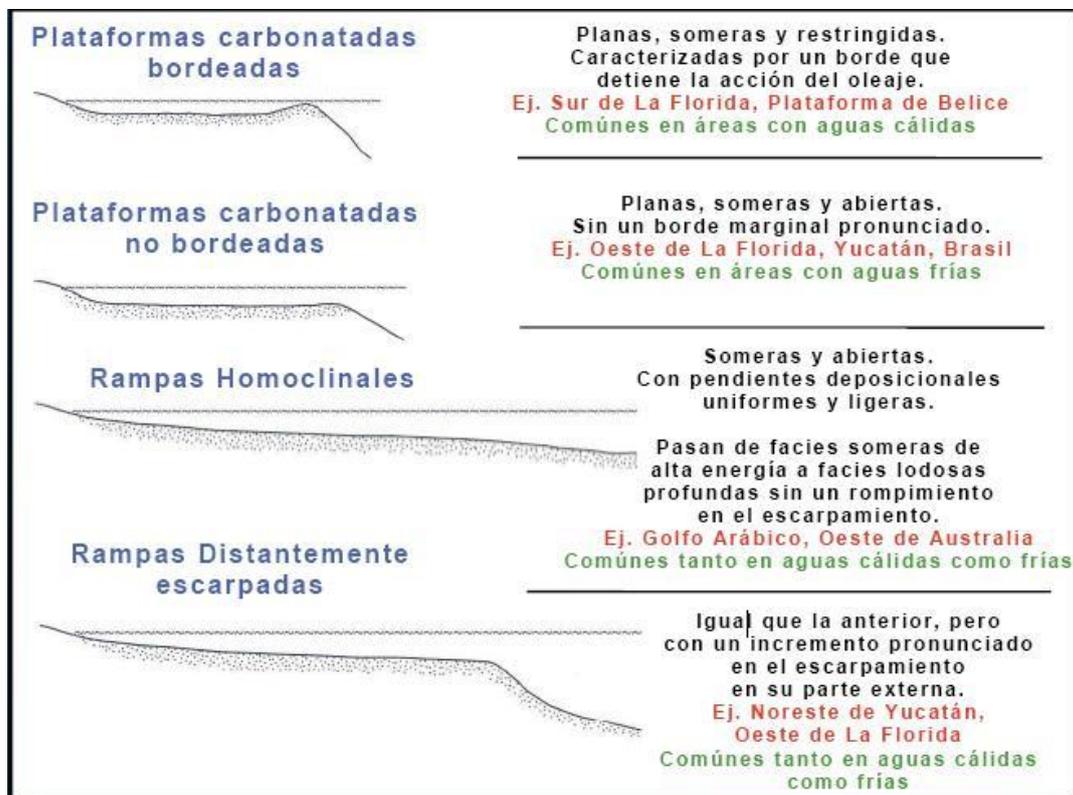


Figura 12. Principales características de los tipos de plataformas carbonatadas. Se muestra un esquema de las características de las principales plataformas con algunos ejemplos para cada una de las plataformas aquí mencionadas. (Tomada de Tucker, 1990).

La rápida elevación del mar es traída por fallamientos inducidos y elevaciones en el nivel del mar ocasionado por cambios eustáticos glaciares. Otra posibilidad para que se de el ahogamiento de una plataforma, es una reducción drástica en la productividad de carbonatos como resultado de algunos cambios ambientales en donde los

depósitos de carbonatos someros no les es posible sostener las elevaciones del nivel del mar. La pobre oxigenación y el agua con bajos nutrientes sobre una plataforma o cambios climáticos provocan el efecto de hundimiento en las plataformas.

Las plataformas sumergidas tienen facies de carbonatos de aguas profundas sobreyaciendo a las de aguas someras. Donde las elevaciones del nivel del mar fueron suficientes para tomar la plataforma por debajo de la zona fótica, por lo que muchos organismos bentónicos, especialmente las algas, son excluidas y los carbonatos son dominados por fósiles necto-planctónicos (semejante a los coccolitos, foraminíferos planctónicos, gasterópodos, bivalvos y amonoides con conchas delgadas).

Estos carbonatos pelágicos son usualmente de grano fino, calizas nodulares con estratificación delgada enriquecidas o empobrecidas en arcilla. Las superficies endurecidas (hardgrounds) y el espesor en la estratificación se reducen relativamente a las facies someras contemporáneas.

Las superficies mineralizadas se presentan con óxidos de hierro, manganeso y algunos fosfatos; las disconformidades y los hiatos pueden presentarse en éste tipo de plataformas. (Figura 12).

ANEXO III

Técnicas complementarias: Fluorescencia de Rayos X y Difracción de Rayos X

Para el estudio de microfacies es esencial el empleo del microscopio óptico para obtener información detallada de los procesos sedimentarios involucrados, pero existen muchas otras técnicas complementarias, las cuales deben ser utilizadas para maximizar la información en el estudio de análisis de facies.

En este trabajo a continuación se describirán dos de las principales técnicas complementarias que han sido empleadas para este trabajo como son: Fluorescencia de Rayos X, Difracción de Rayos X, que son técnicas bien establecidas para determinar concentraciones de elementos mayores, menores y traza y composición de carbonatos. La combinación de estas técnicas con el estudio de microfacies ofrece

MÉTODO DE FLUORESCENCIA DE RAYOS X

Para dar inicio a esta sección es necesario considerar los criterios por los cuales una técnica analítica en particular es evaluada, en donde los datos geoquímicos son usados para inferir procesos donde la calidad de los datos es lo más importante, dicha calidad es medida en términos de la precisión, exactitud y límite de detección.

Precisión. Se refiere a la repetibilidad de una medición. Es una medida de la reproductibilidad de un método y es determinada haciendo varias mediciones de una misma muestra. El factor del límite de precisión es el conteo estadístico de la medida en el aparato usado. La precisión puede ser definida por el coeficiente de variación, la cual es 100 veces la desviación estándar dividida entre la media, también conocida como la desviación estándar relativa (Jarvis y Williams, 1989). Una práctica común sin embargo es la comparación de la precisión con una desviación estándar para la media, esto puede ser de gran ayuda para distinguir entre la precisión durante una sesión de un análisis dado (repetibilidad) y la precisión sobre un periodo de días o semanas (reproductibilidad).

Exactitud. Es la obtención de una respuesta correcta. Es una estimación de cómo nuestros valores medidos son valores reales. Conocer el valor real puede ser muy difícil pero normalmente esta basado por una referencia de un valor recomendado por un estándar de referencia de geoquímica internacional.

Limite de detección. Es la concentración más baja la cual puede ser vista por un método en particular y es una función del nivel del ruido de fondo relativo a una señal del elemento (Norrish y Chappell, 1967).

La técnica de Fluorescencia de Rayos X

Para ésta técnica se tomaron 28 muestras, de las cuales se cuantificaron elementos traza y elementos mayores en muestra total.

El espectrómetro de Fluorescencia de Rayos X (FRX) es ampliamente usado como técnica analítica para la determinación de elementos mayores y trazas en la química de las rocas. Es un método muy versátil y puede analizar arriba de 80 elementos químicos sobre un amplio rango de sensibilidad, detecta concentraciones del 100% por debajo de unas cuantas partes por millón. Es un método muy rápido y un gran número de análisis precisos pueden ser realizados en un tiempo muy corto. La breve limitación es que los elementos más ligeros que se encuentran por debajo del número atómico 11 (Na) no pueden ser analizados por FRX.

El objeto de emplear dicho método es conocer las concentraciones de los elementos mayores y trazas a lo largo de una secuencia de estudio, como sería conocer las variaciones en el contenido de CaCO_3 , MgO como resultado de los posibles cambios originados por la diagénesis, así como también las variaciones en el contenido de SiO_2 nos da una pauta para conocer las condiciones de procesos hidrotermales originados en las rocas de estudio.

Principio del método

Cuando un elemento es bombardeado por un haz de electrones de alta energía, se logra que emita radiación característica en el espectro electromagnético. Las líneas más intensas (K_α y K_β) llamadas también "líneas características" por permitir la identificación de los elementos que las emiten, pueden ser emitidas si el elemento en cuestión es bombardeado por un haz de rayos X de mucha energía, fenómeno al cual se le denomina fluorescencia de rayos X. La técnica de FRX se fundamenta en la identificación de las líneas características de cada elemento presente en la muestra, y está limitada sólo al análisis de los elementos con número atómico mayor que cuatro

($Z > 4$), debido a la dificultad para separar radiaciones con longitud de onda muy grande.

Si los elementos que constituyen una muestra son bombardeados con rayos X, estos emitirán sus líneas características y entonces los elementos podrán identificarse analizando las longitudes de onda de esta radiación. El análisis se efectúa separando la radiación mediante los planos de la red de un cristal, de distancia interplanar conocida; la radiación separada es capturada por un detector de rayos X para ser enviada posteriormente al sistema de registro en donde se obtiene la información.

Un espectrómetro de FRX consta de tres aditamentos o partes principales: sistema de producción de la radiación primaria y excitación de la muestra, sistema óptico para manejo de la radiación secundaria (radiación propia de la muestra), y sistema de detección (medida y registro de la radiación característica).

Sistema de producción de rayos X y excitación de la muestra. El espectrómetro de rayos X tiene una fuente de excitación que se encarga de generar la radiación X, que se utiliza para excitar la muestra, denominando a la fuente como tubo de rayos X (figura 1). La excitación de la muestra se realiza en una cámara al vacío, debido al impacto de fotones X sobre la superficie de la muestra.

Sistema óptico. Está compuesto por una rejilla primaria, un cristal analizador y una rejilla secundaria (figura 1). Su función es colimar la radiación X del tubo y la radiación fluorescente, para posteriormente ser separada en el cristal analizador, cumpliendo con la Ley de Bragg, lo que permite conocer la longitud de onda de la radiación y por tanto poder realizar su identificación.

$$n\lambda = 2d \sin \theta$$

n: orden de difracción.

d: distancia interplanar del cristal difractante.

θ : ángulo de difracción.

λ : longitud de onda característica del elemento.

Sistema de detección. Es la medida y registro de intensidades de la radiación fluorescente. Las radiaciones generadas en la muestra son características de los elementos que las producen y con base en esto se debe seleccionar el detector para la radiación, siendo este de flujo o de centelleo para elementos ligeros o pesados respectivamente (figura 1).

A continuación se dará un breve resumen de la base de los principios que sigue el método de Fluorescencia de Rayos X:

El registro de radiación se efectúa digitalmente en forma de pulsos o cuentas por segundo. En los análisis cuantitativos la información se obtiene por medio de una gráfica de concentración contra intensidad de radiación. Con este tipo de espectrómetro de dispersión de longitud de onda, los espectros de rayos X permiten el aislamiento de longitudes de onda para su medida individual. Las características más importantes de la técnica de fluorescencia de rayos X son:

Tiene una precisión elevada comparable con la obtenida por los procedimientos rutinarios en análisis químicos.

El límite de determinación se extiende desde el orden de algunas partes por millón (ppm), hasta el 100% en la mayoría de los elementos químicos, teniendo como límite inferior el elemento boro.

Se pueden analizar tanto muestras sólidas como líquidas.

Las interferencias espectrales son muy bajas y los efectos de absorción de la matriz pueden ser corregidos matemáticamente con cierta facilidad.

Se puede analizar muestras independientes en un tiempo corto.

Es posible analizar series continuas de muestras con cambio automático entre las mismas.

El tiempo de análisis de cada muestra depende de la velocidad de giro que se seleccione en el goniómetro al llevar a cabo el barrido de la muestra, ya sea en análisis cualitativo o cuantitativo.

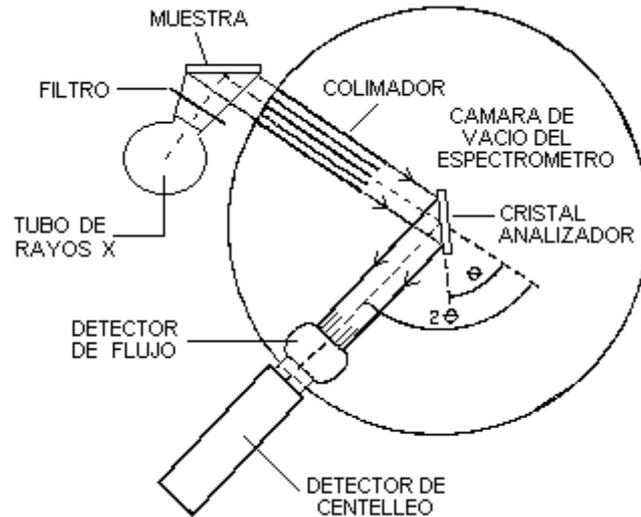


Figura 34. Partes principales de un espectrómetro de fluorescencia de rayos X (Potts, 1987).

Las principales desventajas de esta técnica son:

- 1.- No es tan sensible como las técnicas nucleares y de espectrometría de masas, con límites de detección muy bajos, que pueden detectar todos los elementos químicos.
- 2.- Es poco conveniente la medida de elementos superligeros (F, O, N, C y B), ya que el límite de detección es alto (de varios cientos de ppm).

Preparación de muestras en FRX.

La preparación de las muestras se lleva a cabo mediante dos procedimientos separados: uno es el de muestras fundidas para la determinación de los elementos mayores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5) y el otro es el de muestras prensadas para elementos traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb), procedimientos que a continuación serán descritos.

Muestras fundidas. 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, grado puro, en relación 1:1. La fusión se lleva a cabo en crisoles de una aleación de Platino y Oro (Pt:Au, 95:5), bajo un procedimiento programado que controla el calentamiento en un periodo total de 10 minutos aproximadamente. Se utiliza bromuro de litio (LiBr), en solución acuosa y con una concentración de 250 g/l, como un agente no mojante.

Muestras prensadas. Para la preparación de prensado, se utiliza una balanza analítica en la que se pesan 5 gramos de cada una de las muestras con 0.5 gramos de aglutinante constituido por cera Wax-C micropolvo de Hoechst (Verma Surendra, et. al., 1996). Si por alguna razón la muestra no alcanza los 5 gramos, se procede a la realización de una proporcionalidad del 10% entre la cantidad de muestra (menor a 5 gramos) y la cantidad de aglutinante necesario para el prensado.

TÉCNICA DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X

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

Consiste básicamente en un proceso de interferencias constructivas de ondas de rayos X que se produce en determinadas direcciones de espacio. Significa que las ondas tienen que estar en fase, lo que ocurre cuando su diferencia de trayectoria es cero o un múltiplo entero de longitudes de onda.

La difracción de rayos X en muestras de polvo cristalino o muestras policristalinas se puso de manifiesto primeramente en Alemania por P.Debye y P.Scherrer en (1916) y casi al mismo tiempo se desarrolló a través de los estudios de Hull en los Estados Unidos. El descubrimiento del fenómeno de la difracción en este tipo de muestras se convierte rápidamente en una técnica experimental de gran aplicación, debido al amplio campo de estudio que podemos encontrar para el análisis de minerales.

En la actualidad esta técnica constituye una habitual herramienta de trabajo con una extraordinaria utilidad en muy distintas disciplinas científicas y tecnológicas, por el carácter polifacético en lo que se refiere a la gran variedad de información que proporciona.

Al igual que la fluorescencia de rayos x, la difracción sigue el mismo principio basado en la ley de Bragg, en donde un rayo alcanza la superficie de un cristal a cualquier ángulo θ y una porción es dispersada por la capa de los átomos de la superficie.

La porción no dispersada penetra en la segunda capa de átomos donde otra vez una fracción es dispersada y la que se queda pasa a la tercera capa. El efecto acumulativo de esta dispersión desde los centros regularmente espaciados del cristal es la difracción del haz. La identificación de fases cristalinas constituye uno de los campos de aplicación más importantes del método de polvo cristalino.

Determinación de las dimensiones de los cristales de una fase mineral a partir del espectro de Difracción de Rayos X

Se realiza mediante la fórmula de Debye Sherrer que consiste en:

$$D_{hkl} = k \lambda / \beta \cos\theta, \quad D_{hkl} = \text{dimensión de los cristales}$$

K = constante del aparato (oscila entre 1.0 i 1.3) λ = longitud de onda del tubo de rayos X.

β = anchura integral del máximo de difracción (w) menos la anchura instrumental (b) expresado en radianes

$\cos \theta$ = ángulo de Bragg del máximo de difracción

El tamaño ideal de los cristales en la técnica de la difracción de rayos X, ha de estar entre 10^{-3} i 10^{-5} cm ($1 \text{ cm} = 10^{-8} \text{ \AA}$). (Máximo 2000 \AA). La anchura instrumental depende de la divergencia del haz incidente, diámetro de la muestra, que es un carácter no estrictamente monocromático del haz.

El Difractómetro de polvo

Normalmente posee una geometría de tipo Bragg-Brentano en el que, el contador electrónico puede formar un ángulo variable ($2\theta = 3^\circ$ - 110°) con el haz incidente de rayos X.

Cuando la muestra gira un ángulo θ el contador gira 2θ , este movimiento θ θ θ es el que hace que el difractómetro se denomine “Diffractómetro de dos círculos” (Figura 2). En un difractómetro comercial la muestra se sitúa en el centro de eje del goniómetro de precisión, cuya velocidad angular está sincronizada en la relación anterior 2:1 con el detector.

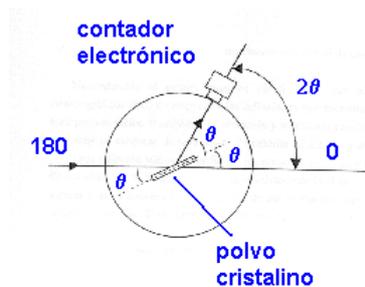


Figura 35. Diffractómetro de dos círculos

El registro gráfico o difractograma consiste de picos distribuidos en función de los valores angulares, 2θ , y que corresponden a las de las reflexiones que representan.

Las alturas de estos máximos y más concretamente sus áreas constituyen magnitudes muy representativas de las intensidades de las reflexiones correspondientes, las cuales pueden ser medidas con gran exactitud y reproducibilidad.

Preparación de las muestras en DRX

Método de polvo

En la preparación de muestras se considera la representividad de la muestra, la disgregación de la roca, la separación de minerales de las arcillas y de alguna otra especie mineralógica como algún otro componente clástico. Es importante separar los minerales arcillosos de alguna otra sustancia que pueda alterar el difractograma como es el caso de los carbonatos o sulfatos. Esto es posible realizarlo mediante tratamientos químicos como puede ser: la extracción de óxidos de hierro, extracción

de materia orgánica, saturación con diferentes cationes, separación de la fracción arcilla

Identificación de fases, método de polvo cristalino

La identificación de una fase cristalina por este método se basa en el hecho de que cada sustancia cristalina tiene un diagrama de rayos X que le es característico. Estos diagramas están coleccionados en fichas, libros y bases de datos del *Joint Committee on Powder Diffraction Standards* y agrupados en índices de compuestos orgánicos, inorgánicos y minerales. Se trata, por lo tanto, de encontrar el mejor ajuste del diagrama problema con uno de los coleccionados.

Un método adecuado es el de "Hanawalt", en el que cada diagrama aparece caracterizado por los tres picos de difracción más intensos. Contiene un sistema de subgrupos resultante de dividir el rango de los valores de d en 47 regiones, cada una contiene un número aproximadamente igual de diagramas. Cada diagrama con sus tres líneas más fuertes está asignado a un grupo. Todos los diagramas asignados a cada Grupo Hanawalt están ordenados de forma que en la primera columna aparece el valor de d correspondiente a la línea más intensa, en la segunda columna aparece el valor de d correspondiente a la siguiente línea en intensidad y en la tercera columna aparece el valor de d correspondiente a la tercera línea más intensa y en las cinco columnas restantes aparecen los valores de d siguiendo el mismo orden decreciente, tanto en su valor como en el de la intensidad. A continuación de las columnas correspondientes a los valores de d , ordenados según valores decrecientes de intensidad, aparece la fórmula química, el nombre y el número de la ficha de la sustancia correspondiente.

Al analizar diagramas desconocidos, los pasos a seguir son los siguientes:

Se ordenan los valores de d en orden decreciente de intensidad, se busca el grupo Hanawalt adecuado en el manual de búsqueda con el valor de d correspondiente a la línea más intensa. Se comprueba que la d de la segunda línea más intensa se ajuste con el valor de d de la segunda columna del grupo Hanawalt correspondiente del manual de búsqueda.

Se toma el valor de d de la tercera línea más intensa del diagrama desconocido y se comprueba si se ajusta con el valor de d la tercera columna Hanawalt del manual de búsqueda. Si se ajustan los valores de d del diagrama desconocido con los del grupo

de Hanawalt del manual de búsqueda se toma la ficha correspondiente y se acaba de comprobar el ajuste de todos los valores de d del diagrama desconocido con los de la ficha. Si las líneas seleccionadas no dan juntas buen ajuste, se eligen otras combinaciones de líneas el diagrama desconocido.

En el caso de que el diagrama desconocido corresponda a una mezcla de sustancias se sustrae el diagrama encontrado del experimental y se repite de nuevo el proceso (pasos 1 a 6) hasta que todas las líneas significantes del diagrama experimental se ajusten a algún diagrama de las fichas. A la hora de repetir el proceso hay que tener en cuenta que un mismo pico de difracción puede corresponder a más de una sustancia y uno se da cuenta observando las intensidades del pico del diagrama experimental y de la ficha, pues cuando el experimental muestra una intensidad muy superior al de la ficha hay que sospechar que corresponde a más de una sustancia.

Actualmente existen programas informáticos que nos permiten realizar este proceso de manera automática; se cuenta además con las bases de datos JCPDS, lo cual facilita enormemente la identificación de fases cristalinas por el método de polvo.

Preparación de muestras: método de los agregados orientados

El reconocimiento a partir de espectros de difracción de rayos X de los minerales de la fracción fina de una muestra requiere una preparación específica que consiste en sedimentar las partículas en un soporte que puede someterse a tratamientos como saturación con etilen glicol y calentamiento a 550°C. Los minerales del grupo de los filosilicatos responden de una manera característica a estos tratamientos y nos permiten identificarlos.

Preparación de los agregados orientados.

Dispersión y homogeneización con agua destilada durante 24h.

Decantación para separar la fracción fina y centrifugación a 6000 rpm.

Recuperación de la fracción más fina y preparación de los agregados.