



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA
INGENIERÍA PETROLERA Y DE GAS NATURAL – EXPLORACIÓN

**SEDIMENTOLOGÍA Y DIAGÉNESIS DEL CRETÁCICO
DE LA SIERRA DE CHIAPAS**

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
MAESTRO EN INGENIERÍA

PRESENTA

JOSÉ GREGORIO MARTÍNEZ OSORIO

TUTOR PRINCIPAL

DR. JAIME DE JESÚS MANDUJANO VELÁZQUEZ

MÉXICO, D.F., ABRIL 2014

JURADO ASIGNADO:

<i>Presidente:</i>	Dr. Joaquín Eduardo Aguayo Camargo
<i>Secretario:</i>	Dr. Juan Araujo Mendieta
<i>Vocal:</i>	Dr. Jaime de Jesús Mandujano Velázquez
<i>1er. Suplente:</i>	M. en C. Emiliano Campos Madrigal
<i>2do. Suplente:</i>	Ing. Javier Arellano Gil

Ciudad Universitaria, México, D.F.
Facultad de Ingeniería. División de Estudios de Posgrado

TUTOR DE TESIS

Dr. Jaime Mandujano Velázquez

Con Cariño para mi **Familia de sangre** y mis amigos, en *Venezuela...*

...De corazón, para mi **Nueva Familia** y amigos en *México, DF.*

*Los logros más importantes no se miden solo por los resultados, sino por el
esfuerzo que ponemos en realizarlos...*

AGRADECIMIENTOS

La presente Tesis, representa un esfuerzo, en el cual directa o indirectamente, participaron varias personas: leyendo, opinando, corrigiendo, teniéndome paciencia, dándome ánimo, acompañándome en los momentos de crisis y en los de felicidad.

Primeramente agradezco a *Dios* por bendecirme para llegar hasta donde he llegado, y a mi patrona Nuestra Señora de la Consolación por permitirme hacer realidad este sueño anhelado.

Son muchas las personas que han formado parte de mi vida profesional en tierras aztecas a las que me encantaría agradecerles su amistad, consejos, apoyo, ánimo y compañía en momentos importantes de mi vida. Algunas están aquí conmigo y otras en mis recuerdos y en mi corazón, sin importar en donde estén quiero darles las gracias por formar parte de mí, por todo lo que me han brindado y por todas sus bendiciones.

A mis hermanos *Marilyn y Rafael*; a mis padres *Florencia y Gregorio*, por sus consejos y buenos ejemplos, ya que siempre me han guiado a través de los difíciles caminos que hay que cruzar para alcanzar el éxito.

Al Dr. Jaime Mandujano, por haberme ofrecido y permitido realizar este trabajo, gracias por la oportunidad y la confianza que depositó en mí, agradecido por todas las facilidades prestadas y por otorgarme el acceso a la información para la elaboración de este proyecto. Mi sincera gratitud por disponer parte de su tiempo, por los consejos, por el respaldo incondicional tanto a nivel profesional como a nivel académico y apoyo brindado durante el desarrollo de esta tesis.

Gracias Ing. Héctor Ricardo Castrejón por la oportunidad que me brindó para cursar la maestría, apoyándome para ingresar al programa de posgrado de la Facultad de Ingeniería.

A la Universidad Nacional Autónoma de México por haberme ofrecido los medios para mi formación personal y profesional. A todos mis maestros de la División de

Estudios de Posgrado de la Facultad de Ingeniería y del Instituto Mexicano del Petróleo, por su dedicación y esmero en la enseñanza.

Deseo agradecer A los miembros del comité de Sinodales de mi tesis: Dr. Joaquín E. Aguayo Camargo, Dr. Juan Araujo Mendieta, Mtro. Emiliano Campos y al Ing. Javier Arellano Gil por el tiempo, entusiasmo, interés, comentarios constructivos, sugerencias valiosas y dedicación que tuvieron para con el presente trabajo.

Agradezco al personal de los Proyectos de Bioestratigrafía del IMP por la invaluable oportunidad brindada de continuar con mi preparación y actualización, académica y profesional.

Por su profunda amistad y ayuda desinteresada, a mis compañeros de trabajo del IMP Sede, en especial a Carmen Maldonado, Miriam Olivares, Sonia Franco, Aarón Del Valle, Javier Castellanos y Luz María Rodríguez, por su gran generosidad, apoyo y estima. Al Dr. Humberto Álzaga por su apoyo anímico y para tramitar permisos de uso de información ante PEMEX.

A la Familia González Muñoz, en especial a Luis F., por haberme recibido en su entorno familiar y hacerme sentir como en casa.

A Ricardo García y Liliana González M., por su colaboración en la edición y generación de figuras finales de este trabajo.

Y a todas aquellas personas que de una u otra forma, colaboraron o participaron en la realización de esta investigación, hago extensivo mi más sincero agradecimiento.

Para ellos: Muchas gracias y que Dios los bendiga.

Sinceramente

José Gregorio.

CONTENIDO

RESUMEN

ABSTRACT

PÁGINA

1.- INTRODUCCIÓN

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	1
1.1.1 Objetivos.....	2
1.2 SITUACIÓN GEOGRÁFICA.....	2
1.3 MARCO TECTÓNICO, ESTRUCTURAL Y LITOESTRATIGRÁFICO DE LA SIERRA DE CHIAPAS.....	4
1.3.1 Marco tectónico y estructural.....	4
1.3.2 Características litoestratigráficas del Mesozoico-Cenozoico de la Sierra de Chiapas.....	8
1.4 METODOLOGÍA DE ESTUDIO.....	12
1.5 ANTECEDENTES Y RESEÑA DE TRABAJOS ANTERIORES.....	28

2.- ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO.....39

A. Estudio del Basamento.....	50
B. Análisis de la Cubierta Sedimentaria del Mesozoico.....	54
B.1 Rocas Salinas.....	54
B.2 Formación Todos Santos.....	58

B.3 Formación San Ricardo.....	65
B.4 Formación Jericó.....	74
B.5 Formación Cobán.....	77
B.6 Formación Cantelhá.....	88
B.7 Formación Cintalapa.....	95
B.8 Formación Angostura.....	96
B.9 Formación Ocozocuautila.....	100
B.10 Formación Jolpabuchil.....	103
B.11 Formación Méndez.....	108
C. Análisis de la Cubierta Sedimentaria del Cenozoico.....	112
C.1 Formación Lacandón.....	112
C.2 Formación Tenejapa.....	114
C.3 Formación Soyaló.....	117
C.4 Formación Nanchital.....	119
3.- ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO.....	123
 3.1 PRINCIPALES EVENTOS SEDIMENTARIOS DE LA SIERRA	
DE CHIAPAS.....	125
A. Etapa de apertura de la cuenca o de rifting.....	126
B. Etapa de desarrollo de la cuenca.....	127
C. Etapa de colmatación o cierre de la cuenca.....	128
3.2 MESOZOICO-LÍMITE CENOZOICO.....	128
A. Modelo Sedimentario General.....	128
A.1 Ambientes de Cuenca y Plataforma Abierta.....	135

A.2 Ambientes de talud.....	139
A.3 Ambiente de plataforma externa.....	142
A.4 Ambientes de Plataforma Interna y Plataforma I. Restringida..	145
A.5 Ambiente Litoral, Mixto o Marginal.....	148
A.6 Ambiente Continental.....	150
B. Modelos Sedimentarios.....	151
B.1 Caloviano-Oxfordiano.....	151
B.2 Kimmeridgiano.....	151
B.3 Tithoniano-Aptiano.....	152
B.4. Albiano-Campaniano Medio.....	155
B.5. Campaniano Superior-Eoceno Medio.....	156
C. Evolución Sedimentaria Vertical.....	159
C.1 Columna Chilil.....	160
C.2 Columna Ocotal.....	163
C.3 Columna Ocozocuautila.....	164
C.4. Columna La Gloria.....	166
C.5 Columna Oxchuc.....	167
C.6 Columna Río Negro.....	170
C.7 Columna Soyaló.....	173
D. Disposición Horizontal de los Ambientes de Depósito.....	174
D.1. Sección A-A'.....	174
D.2. Sección B-B'.....	178
E. Evolución Paleogeográfica.....	181
E.1. Pre-Jurásico Superior.....	181

E.2. Jurásico Superior.....	185
E.3. Neocomiano-Aptiano.....	187
E.4. Albiano-Cenomaniano.....	188
E.5 Turoniano-Santoniano.....	191
E.6. Campaniano-Maastrichtiano.....	194
E.7. Paleoceno.....	195
4.- DIAGÉNESIS Y POROSIDAD.....	198
4.1 DIAGÉNESIS.....	198
4.1.1 Etapas de la secuencia diagenética (Paragénesis).....	200
4.1.2 Tipos de Ambientes Diagenéticos.....	203
4.1.3 Procesos Diagenéticos.....	205
4.1.3.1 Cementación.....	205
4.1.3.2 Compactación.....	209
4.1.3.3 Neomorfismo.....	213
4.1.3.4 Dolomitización.....	216
4.1.3.5 Disolución.....	221
4.1.3.6 Micritización Microbiana.....	222
4.1.3.7 Piritización.....	223
4.1.3.8 Silicificación.....	223
4.1.3.9 Cloritización.....	224
4.1.3.10 Diagénesis en facies terrígenas.....	225
4.1.2 Paragénesis.....	225
4.1.2.1 Interpretación Diagenética de la Sección Chill.....	225
4.1.2.2 Interpretación Diagenética de la Sección Ocotal.....	230

4.1.2.3 Interpretación Diagenética de la Sección Ocozocuautila.....	234
4.1.2.4 Interpretación Diagenética de la Sección La Gloria.....	238
4.1.2.5 Interpretación Diagenética de la Sección Oxchuc.....	241
4.1.2.6 Interpretación Diagenética de la Sección Río Negro.....	244
4.1.2.7 Interpretación Diagenética de la Sección Soyaló.....	250
4.1.3 Ambientes Diagenéticos implicados.....	253
4.1.4 Relaciones Facies-Procesos Diagenéticos.....	258
4.1.5 Paragénesis General y Etapas Diagenéticas.....	259
4.2 POROSIDAD.....	261
4.2.1. La Porosidad y su Relación con los Procesos Diagenéticos.....	261
5.- SISTEMA PETROLERO.....	268
5.1 ASPECTOS ECONÓMICOS-PETROLEROS.....	268
5.1.1 Rocas Generadoras.....	270
5.1.2 Rocas Almacenadoras.....	272
5.1.3 Rocas Sellos.....	274
5.1.4 Trampas.....	274
5.1.3 Sincronía y Migración.....	275
5.2 Estudios previos.....	276

6.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	278
--	------------

6.1 CONCLUSIONES.....	278
-----------------------	-----

6.2 RECOMENDACIONES.....	288
--------------------------	-----

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.....	290
--	------------

ANEXOS

INDICE DE FIGURAS

Figura	Descripción	Página
Figura 1.1	Localización geográfica del Área de Estudio.	3
Figura 1.2	Localización del Área de Estudio en el contexto de Provincias Fisiográficas de México (Modificado del INEGI, 2013).	4
Figura 1.3	Marco Tectónico Regional (Modificado de Sánchez, 1969).	5
Figura 1.4	Sección esquemática mostrando la posición actual entre las Placas de Cocos, Norteamericana y del Caribe. (Modificado de Mandujano <i>et al.</i> , 1992).	6
Figura 1.5	Provincias Tectónicas de la Sierra de Chiapas (Modificado de Mandujano <i>et al.</i> , 1992).	7
Figura 1.6	Columna del Área de Estudio (Mandujano <i>et al.</i> , 1992).	9
Figura 1.7	Triángulo de clasificación de areniscas según Pettijohn, Potter y Siever (1972).	13
Figura 1.8	Tipos de contactos entre granos de las Areniscas (Modificado de Corrales <i>et al.</i> , 1977).	15
Figura 1.9	Clasificación textural de rocas carbonatadas de Folk (1962).	16
Figura 1.10	Clasificación textural de rocas carbonatadas de Dunham (1962).	17
Figura 1.11	Clasificación textural de rocas carbonatadas propuestas por Dunham (1962) y modificada por Embry y Klován (1971).	18
Figura 1.12	Tipos de texturas de las Dolomías según Silbey y Greag de 1987. (Tomado de Lamadrid 2009).	20
Figura 1.13	Fotografía del microscopio petrográfico marca Carl Zeiss utilizado en este estudio (Instituto Mexicano del Petróleo Sede, México, D.F.).	23
Figura 1.14	Fotografía del microscopio petrográfico con cámara Carl Zeiss AxioCam, utilizado para fotografiar las láminas delgadas en este estudio. (Instituto Mexicano del Petróleo Sede, México, D.F.).	23
Figura 1.15	Clasificación de Porosidades de las rocas carbonatadas según Choquette y Pray (1970).	25
Figura 1.16	Simbología empleada en las figuras de las columnas analizadas durante el desarrollo de este trabajo de grado.	27
Figura 2.1	Tabla de correlación estratigráfica del área de estudio (Modificado de Mandujano <i>et al.</i> , 1992).	41
Figura 2.2	Sección de correlación estratigráfica de la Sierra de Chiapas, en dirección NW-SE (Modificado de Mandujano <i>et al.</i> , 1992).	40
Figura 2.3	Sección estratigráfica de correlación esquemática de la Sierra de Chiapas, en dirección SW-NE. (Modificado de Mandujano <i>et al.</i> , 1992).	42
Figura 2.4	Paleogeografía del Jurásico Superior-Kimmeridgiano de la Sierra de Chiapas (Modificado de Sánchez, 1969).	43
Figura 2.5	Paleogeografía del Jurásico Superior-Tithoniano de la Sierra de Chiapas (Modificado de Sánchez, 1969).	44
Figura 2.6	Paleogeografía del Cretácico Inferior de la Sierra de Chiapas (Modificado de Sánchez, 1969).	44
Figura 2.7	Paleogeografía del Albiano-Cenomaniano de la Sierra de	45

	Chiapas (Modificado de Sánchez, 1969).	
Figura 2.8	Paleogeografía del Cretácico Superior de la Sierra de Chiapas (Modificado de Sánchez, 1969).	45
Figura 2.9	Evolución Litoestratigráfica de la Sierra de Chiapas (Modificado de Mandujano <i>et al.</i> , 1996).	49
Figura 2.10	Distribución de localidades en donde se reporta presencia de sal.	55
Figura 2.11	Correlación estratigráfica de la Formación Todos Santos (Modificado de Herrera <i>et al.</i> , 1991).	60
Figura 2.12	Distribución de la Formación Todos Santos en el área de estudio (Modificado de Mandujano <i>et al.</i> , 1992).	61
Figura 2.13	Distribución de unidades superficiales y pozos donde se observó la Formación San Ricardo (Modificado de Mandujano <i>et al.</i> , 1992).	67
Figura 2.14	Evolución Litoestratigráfica de la Formación San Ricardo en la Sección Río Negro.	72
Figura 2.15	Fauna determinada para la Formación San Ricardo en la Sección Río Negro (Órnelas <i>et al.</i> , 1991).	73
Figura 2.16	Evolución Litoestratigráfica de la Formación Cobán en la Sección Ocotál.	85
Figura 2.17	Evolución Litoestratigráfica de la Formación Cantelhá en la Sección Oxchuc.	92
Figura 2.18	Distribución de columnas superficiales y de pozos en donde se observó la Formación Cantelhá (Modificado de Mandujano <i>et al.</i> , 1992).	93
Figura 2.19	Distribución de columnas superficiales y de pozos en donde se observó la Formación Angostura (Modificado de Mandujano <i>et al.</i> , 1992).	97
Figura 2.20	Evolución Litoestratigráfica de la Formación Angostura en la Sección Chillil.	99
Figura 2.21	Distribución de columnas superficiales y de pozos en donde se observa la Formación Ocozocuaútl (Modificado de Mandujano <i>et al.</i> , 1992).	101
Figura 2.22	Evolución Litoestratigráfica de la Formación Ocozocuaútl en la Sección Ocozocuaútl.	104
Figura 2.23	Distribución de columnas superficiales y de pozos en donde se observó la Formación Jolpabuchil (Modificado de Mandujano <i>et al.</i> , 1992).	106
Figura 2.24	Evolución Litoestratigráfica de la Formaciones Jolpabuchil y Méndez en la Sección La Gloria.	107
Figura 2.25	Distribución de columnas superficiales y de pozos en donde se observó a la Formación Méndez (Modificado de Mandujano <i>et al.</i> , 1992).	109
Figura 2.26	Fauna determinada para la Formación Méndez de la Sección La Gloria.	111
Figura 2.27	Distribución de columnas superficiales y de pozos en donde se observa la Formación Soyaló (Modificado de Mandujano <i>et al.</i> , 1992).	117
Figura 2.28	Evolución Litoestratigráfica de la Formación Soyaló en la Sección Soyaló.	120
Figura 3.1	Representación sintética de los principales eventos sedimentarios de la historia mesozoica de la Sierra de Chiapas (Mandujano <i>et al.</i> , 1992).	125
Figura 3.2	Modelo de distribución de las nueve facies principales en	130

	una plataforma carbonatada: Facies de Wilson (Modificado de Wilson, 1975).	
Figura 3.3	Modelo Sedimentológico del Caloviano-Oxfordiano (Modificado de Mandujano <i>et al.</i> , 1992).	151
Figura 3.4	Modelo Sedimentológico del Kimmeridgiano (Modificado de Mandujano <i>et al.</i> , 1992).	152
Figura 3.5	Modelo Sedimentológico del Tithoniano-Aptiano (Modificado de Mandujano <i>et al.</i> , 1992).	153
Figura 3.6	Modelo Sedimentológico del Albiano-Campaniano Medio (Modificado de Mandujano <i>et al.</i> , 1992).	156
Figura 3.7	Modelo Sedimentológico del Campaniano Superior-Eoceno (Modificado de Mandujano <i>et al.</i> , 1992).	157
Figura 3.8	Evolución de las Zonas de Facies y Secuencias Sedimentarias de la Sección Chilil.	161
Figura 3.9	Evolución de las Zonas de Facies y Secuencias Sedimentarias de la Sección Ocotál.	162
Figura 3.10	Evolución de las Zonas de Facies y Secuencias Sedimentarias de la Sección Ocozocuatla.	165
Figura 3.11	Evolución de las Zonas de Facies y Secuencias Sedimentarias de la Sección La Gloria.	168
Figura 3.12	Evolución de las Zonas de Facies y Secuencias Sedimentarias de la Sección Oxchuc.	169
Figura 3.13	Evolución de las Zonas de Facies y Secuencias Sedimentarias de la Sección Río Negro.	172
Figura 3.14	Evolución de las Zonas de Facies y Secuencias Sedimentarias de la Sección Soyaló.	175
Figura 3.15	Sección Sedimentológica de Correlación Esquemática de la Sierra de Chiapas, en dirección SW-NE.	177
Figura 3.16	Sección Sedimentológica de Correlación Esquemática de la Sierra de Chiapas, en dirección NW-SE.	178
Figura 3.17	Distribución de Ambientes Sedimentarios para el pre-Jurásico Superior.	182
Figura 3.18	Perfil Sedimentario para el pre-Jurásico Superior.	183
Figura 3.19	Sección B-B' Formación Todos Santos.	184
Figura 3.20	Distribución de Ambientes Sedimentarios para el Jurásico Superior.	185
Figura 3.21	Perfil Sedimentario para el Jurásico Superior.	186
Figura 3.22	Distribución de Ambientes Sedimentarios para el Neocomiano-Aptiano.	187
Figura 3.23	Perfil Sedimentario para el Neocomiano-Aptiano.	188
Figura 3.24	Distribución de Ambientes Sedimentarios para el Albiano-Cenomaniano.	189
Figura 3.25	Perfil Sedimentario para el Albiano-Cenomaniano.	190
Figura 3.26	Distribución de Ambientes Sedimentarios para el Turoniano-Santoniano	191
Figura 3.27	Perfil Sedimentario para el Turoniano-Santoniano.	193
Figura 3.28	Distribución de Ambientes Sedimentarios para el Campaniano-Maastrichtiano.	194
Figura 3.29	Perfil Sedimentario para el Campaniano-Maastrichtiano.	195
Figura 3.30	Distribución de Ambientes Sedimentarios para el Paleoceno.	197
Figura 3.31	Perfil Sedimentario para el Paleoceno.	197
Figura 4.1	Modelo de las Etapas Diagenéticas (Esquema resumen).	202

Figura 4.2	Ambientes Diagenéticos (Modificado de Longman, 1981).	204
Figura 4.3	Esquema de Transformación Polimórfica.	214
Figura 4.4	Paragénesis de la Sección Chilil.	230
Figura 4.5	Paragénesis de la Sección Ocotal.	232
Figura 4.6	Paragénesis de la Sección Ocozocuautila.	238
Figura 4.7	Paragénesis de la Sección La Gloria.	241
Figura 4.8	Paragénesis de la Sección Oxchuc.	244
Figura 4.9	Paragénesis de la Sección Río Negro.	249
Figura 4.10	Paragénesis de la Sección Soyaló.	252

INDICE DE TABLAS

Tabla	Descripción	Página
Tabla 2.1	Edades radiométricas para la Formación Todos Santos (CONCIT, 1981).	63
Tabla 2.2	Edades radiométricas para la Formación Todos Santos (Herrera y Estavillo, 1981).	64
Tabla 4.1	Etapas diagenéticas según Choquette y Pray (1970).	200
Tabla 4.2	Etapas diagenéticas según Dunoyer de Segonzac (1970).	201
Tabla 4.3	Etapas diagenéticas según Dapples (1967).	201
Tabla 4.4	Resumen de las Etapas Diagenéticas según tres autores citados.	202
Tabla 4.5	Procesos diagenéticos asociados a las facies sedimentarias presentes en la Sección Chilil.	229
Tabla 4.6	Procesos diagenéticos asociados a las facies sedimentarias presentes en la Sección Ocotal.	233
Tabla 4.7	Procesos diagenéticos asociados a las facies sedimentarias presentes en la Sección Ocozocuautila.	237
Tabla 4.8	Procesos diagenéticos asociados a las facies sedimentarias presentes en la Sección La Gloria.	240
Tabla 4.9	Procesos diagenéticos asociados a las facies sedimentarias presentes en la Sección Oxchuc.	244
Tabla 4.10	Procesos diagenéticos asociados a las facies sedimentarias presentes en la Sección Río Negro.	249
Tabla 4.11	Procesos diagenéticos asociados a las facies sedimentarias presentes en la Sección Soyaló.	252
Tabla 4.12	Relación de las Zonas de Facies con los procesos diagenéticos determinados en este estudio.	253
Tabla 4.13	Paragénesis General de la Sierra de Chiapas.	253

RESUMEN

El área de estudio se localiza en la porción sureste de México, abarcando parte de los estados de Chiapas y Tabasco. La Sierra de Chiapas cubre una superficie de forma irregular de aproximadamente 31,700 km². Fisiográficamente se encuentra englobando las porciones de dos subprovincias: La parte sur central de las Cuencas Terciarias del Sureste, así como gran parte de la provincia geológica del sureste de México.

El objetivo principal es establecer la estratigrafía, los modelos de evolución estratigráfica y sedimentológica, así como los procesos diagenéticos de las rocas del Cretácico de la Sierra de Chiapas.

La evaluación sedimentológica y diagenética de las facies mesozoicas de la Sierra de Chiapas se efectuó en 7 secciones superficiales con muestras recolectadas por Mandujano Velázquez y otros especialistas del IMP en 1992, denominadas: Río Negro, Ocotál, Chilil, Ocozocuaútl, La Gloria, Oxchuc y Soyaló.

Por medio del análisis sedimentológico, se proponen cinco modelos enmarcados dentro de los tres estadios mayores de evolución de la Sierra de Chiapas, estos modelos son: tres para la etapa de apertura, uno para la etapa de desarrollo y otro para la etapa de colmatación o cierre.

El análisis estratigráfico permitió identificar cuatro eventos mayores de depositación para la columna sedimentaria que comprende el Mesozoico y el Paleoceno-Eoceno, la cual abarcó un tiempo de depósito aproximado de 137 millones de años.

Durante todo el Cretácico en la Sierra de Chiapas, las facies variaron de facies continentales, someras de intermarea y laguna (Formación Ocozocuautila), pasando por facies de plataforma interna (Formación Jolpabuchil) y ambientes más profundos con facies pelágicas de cuenca (Formación Méndez).

En toda el área de estudio, se lograron identificar nueve procesos diagenéticos: Micritización, Cementación, Compactación, Disolución, Dolomitización, Recristalización, Piritización, Cloritización y Silicificación; también eventos de fracturamiento y emplazamiento de hidrocarburos (residual). Algunos de los procesos diagenéticos identificados, se presentaron en más de una ocasión dentro de la historia diagenética, del Cretácico la Sierra de Chiapas.

Las facies sedimentarias más afectadas diagenéticamente hablando, son las facies 7 y 8 de las secciones Ocotil, Oxchuc y Río Negro. Se identificaron las etapas diagenéticas: Depositional, Eogenética y Mesogenética.

Se describió la secuencia paragenética de cada sección estudiada dentro del área de estudio, así como los diferentes tipos de porosidad observados durante el análisis petrográfico, que resultaron corresponder a porosidades de tipo: intercrystalina, de fracturas, interpartícula, intrapartícula, moldica y vugular.

También de acuerdo a la evolución sedimentológica y al análisis de los modelos depositacionales y diagenéticos manejados, se proponen áreas donde es posible encontrar facies almacenadoras de hidrocarburos con las mejores características de espesores, porosidad y permeabilidad.

ABSTRACT

The study area is located in southeastern Mexico, covering part of the states of Chiapas and Tabasco. The Sierra de Chiapas covers an irregular surface of approximately 31.700 km². Physiographically, it is encompassing parts of two subprovinces: The south central part of the tertiary basins from the Southeast, as well as a large part of the geological province of southeastern Mexico.

The main objective is to establish the stratigraphy, the stratigraphics and sedimentological models of evolution, as well as the diagenetics processes of the rocks from the Cretaceous of the Sierra de Chiapas.

The sedimentological and diagenetic evaluation of the Mesozoic facies of the Sierra de Chiapas was made in 7 sections with surface samples collected by Mandujano Velazquez and other specialists from the IMP in 1992, these sections are: Rio Negro, Ocotlán, Chilil, Ocozocuahtla, La Gloria, Oxchuc and Soyalo.

Through the sedimentological analysis, five framed models are proposed within the three stages of evolution of the Sierra de Chiapas, these models are: three for the opening stage, one for the stage of development and one for the stage of filling or closing.

The stratigraphic analysis allowed us to identify four major events of deposition for the sedimentary column that includes the Mesozoic and the Paleocene-Eocene, which covered a period of deposit of 137 million years approximately.

Throughout the Cretaceous in the Sierra de Chiapas, the facies ranged from continental facies, shallow from intertidal and lagoon (Ocozocuahtla Formation), passing by internal platform facies (Jolpabuchil Formation) and deeper environments with pelagic basin facies (Mendez Formation).

Throughout the study area, nine diagenetic processes were identified: Micritization, Cementation, Compaction, Dissolution, Dolomitization, Recrystallization, Pyritization, Chloritization and Silicification; events of fracturing and location of hydrocarbons (residual). Some of the diagenetic processes identified, arose more than once in the diagenetic history of the Cretaceous in the Sierra de Chiapas.

The sedimentary facies most affected, diagenetically speaking, are the facies 7 and 8 from sections Ocotal, Oxchuc and Rio Negro. The diagenetic stages identified were: depositional, Eogenetics and Mesogenetics.

Within the area of study, the paragenetic sequence from each analyzed section was described, as well as the different types of porosity observed during the petrographic analysis, which corresponded to these types of porosities: intercrystal porosity, fracture porosity, interparticle porosity, intraparticle porosity, moldic porosity and vuggy porosity.

Also, there are some proposed areas where you can find hydrocarbon reservoir facies with the best characteristics of thickness, porosity and permeability, according to the sedimentological evolution and the analysis of depositional and diagenetic models.

CAPÍTULO I

1.- INTRODUCCIÓN

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Ante la apremiante necesidad de incrementar las reservas petrolíferas en el país, PEMEX realiza trabajos de exploración en nuevas provincias que poseen características geológicas y evidencias directas susceptibles de presentar condiciones favorables para la producción de hidrocarburos. La Sierra de Chiapas es de interés geológico con objetivos económico-petroleros, por lo que se han realizado una gran cantidad de trabajos de superficie como de subsuelo, sobre todo de las rocas mesozoicas.

En la actualidad ante la demanda de los recursos energéticos y por ende del hecho de que los yacimientos de hidrocarburos son cada vez más difíciles de localizar, el éxito de la exploración debe sustentarse tanto en el mejoramiento de los resultados provenientes de las técnicas y herramientas utilizadas, así como en el enriquecimiento y desarrollo de los conocimientos y conceptos geológicos de las provincias en cuestión. El progreso de la exploración implica la integración de una variada gama de técnicas: en primer lugar en la observación, análisis y medidas en las que concurren las disciplinas geológicas clásicas como la estratigrafía, sedimentología y tectónica. La segunda se refiere a la implementación de nuevas técnicas, que se aboquen a integrar y cuantificar los fenómenos geológicos, químicos, de subsidencia, tectónica, etc.

El desarrollo del presente estudio establecerá la dinámica sedimentaria del Mesozoico, así como la definición de los procesos diagenéticos y tipos de porosidades; presentes en el área de trabajo.



1.1.1 Objetivos

Objetivo

Establecer los modelos de evolución estratigráfica y sedimentológica, así como los procesos diagenéticos de las rocas del Cretácico de la Sierra de Chiapas.

Metodología

- Realizar el análisis y la interpretación litoestratigráfica de las formaciones estudiadas, a través del estudio petrográfico de láminas delgadas de secciones estratigráficas superficiales.
- Generar el modelo de evolución de facies sedimentarias del área de estudio.
- Determinar los diferentes procesos diagenéticos presentes en el Cretácico de la Sierra de Chiapas.
- Evaluar el potencial de la porosidad de las facies determinadas en las secciones estudiadas.
- Proponer el sistema petrolero para el Cretácico de la Sierra de Chiapas.

1.2 SITUACIÓN GEOGRÁFICA

El área dentro de la cual se enmarca la presente tesis, se localiza en la porción sureste de México, abarcando parte de los estados de Chiapas y Tabasco (**Figura 1.1**).

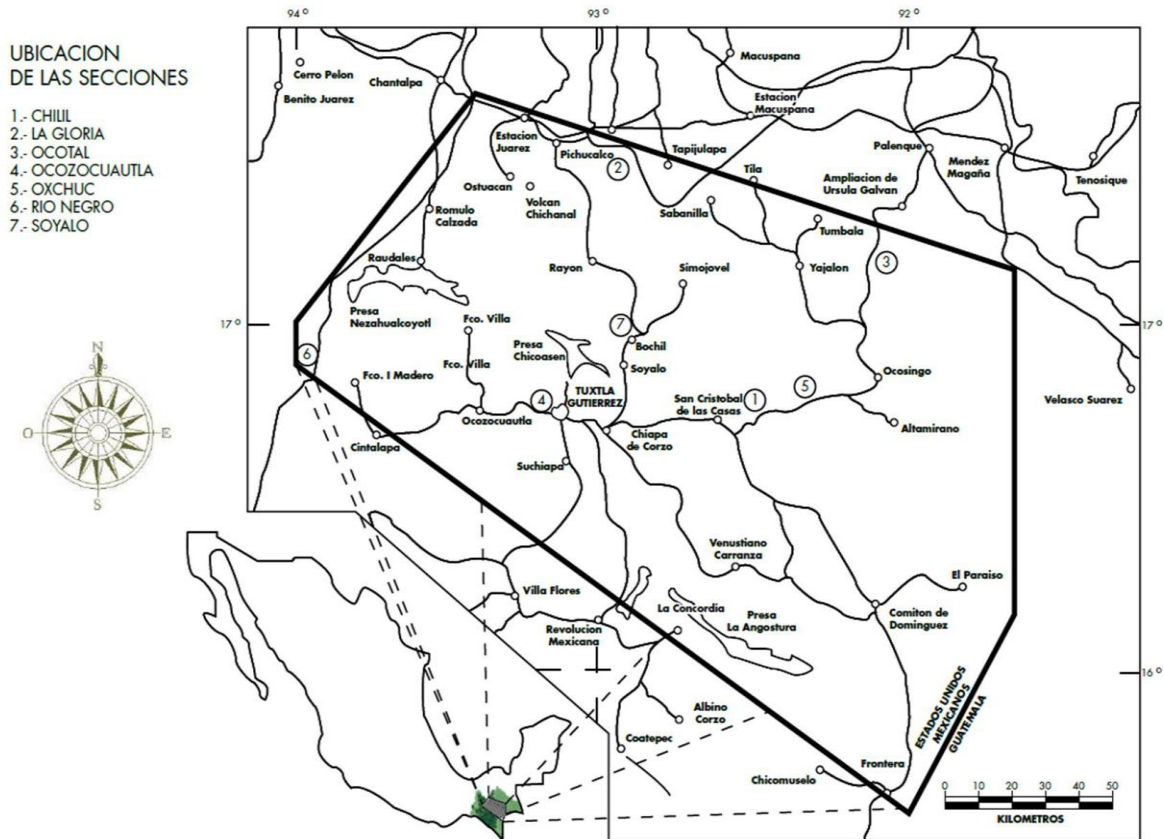


Figura 1.1.- Localización geográfica del Área de Estudio.

La Sierra de Chiapas cubre una superficie de forma irregular de aproximadamente 31,700 km². Fisiográficamente se encuentra abarcando las porciones de dos subprovincias: La parte sur central de las Cuencas Terciarias del Sureste, así como gran parte de la provincia geológica del sureste de México (Figura 1.2).



Figura 1.2.- Localización del Área de Estudio en el contexto de Provincias Fisiográficas de México (Modificado de INEGI, 2014).

1.3 MARCO TECTÓNICO, ESTRUCTURAL Y LITOESTRATIGRÁFICO DE LA SIERRA DE CHIAPAS

1.3.1 Marco tectónico y estructural

El área de estudio se encuentra ubicada en la convergencia de varios elementos morfoestructurales que condicionaron la historia geológica de la región desde el Triásico-Jurásico Inferior.

El marco tectónico regional está formado por las placas de Norteamérica, del Caribe y de Cocos, siendo esta última una placa oceánica que se hunde bajo la corteza continental de la Trinchera Mesoamericana (**Figura 1.3**).



Figura 1.3.- Marco Tectónico Regional (Modificado de Sánchez, 1969).

Las placas del Caribe y Norteamérica están yuxtapuestas por medio del sistema de fallas Motagua-Polochic. Se trata de un sistema activo que después de atravesar Guatemala, penetra en México y forma el límite suroccidental del Macizo Granítico del Chiapas.

El marco tectónico local está integrado por la plataforma de Yucatán y el sistema de fallas Motagua-Polochic (**Figura 1.4**).

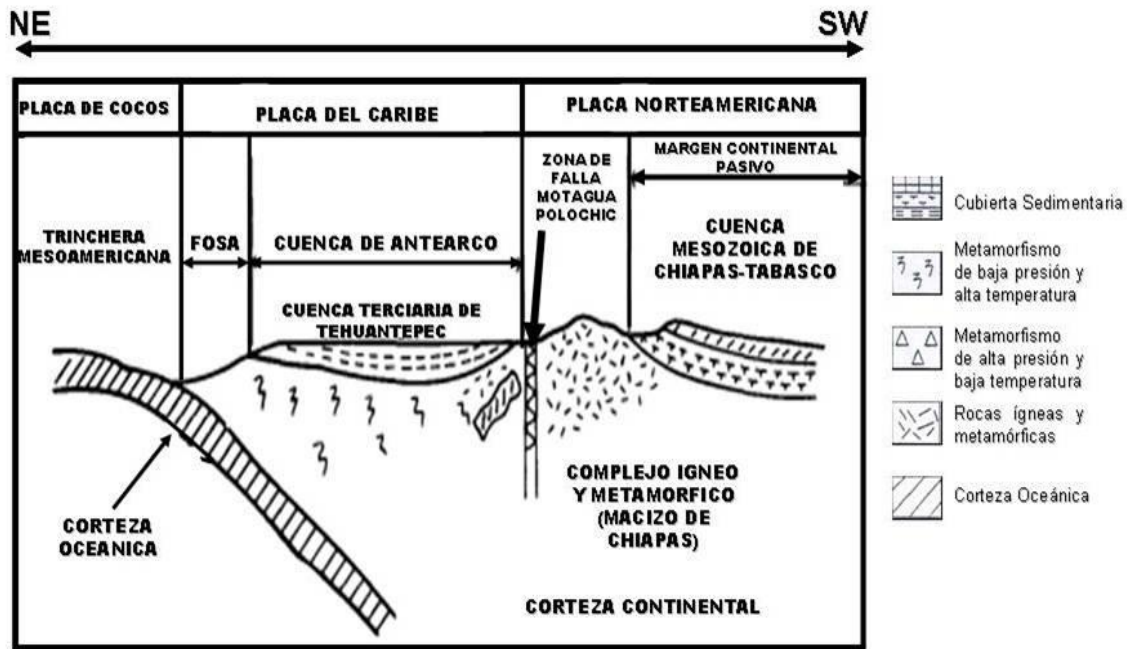


Figura 1.4.- Sección esquemática mostrando la posición actual entre las placas de Cocos, Norteamericana y del Caribe (Modificado de Mandujano *et al.*, 1992).

En respuesta a la secuela de los episodios de deformación, representados por la combinación de los efectos del tectonismos que ha actuado sobre la actual Sierra de Chiapas, dió lugar a la formación de las denominadas Provincias de Fallas de Transcurrencia, Provincia de Simojovel, Provincia de Yaxchilán y Provincia de Miramar (**Figura 1.5**), cuyos límites se han fijado combinando los trabajos de campo con el análisis de imágenes satelitales.

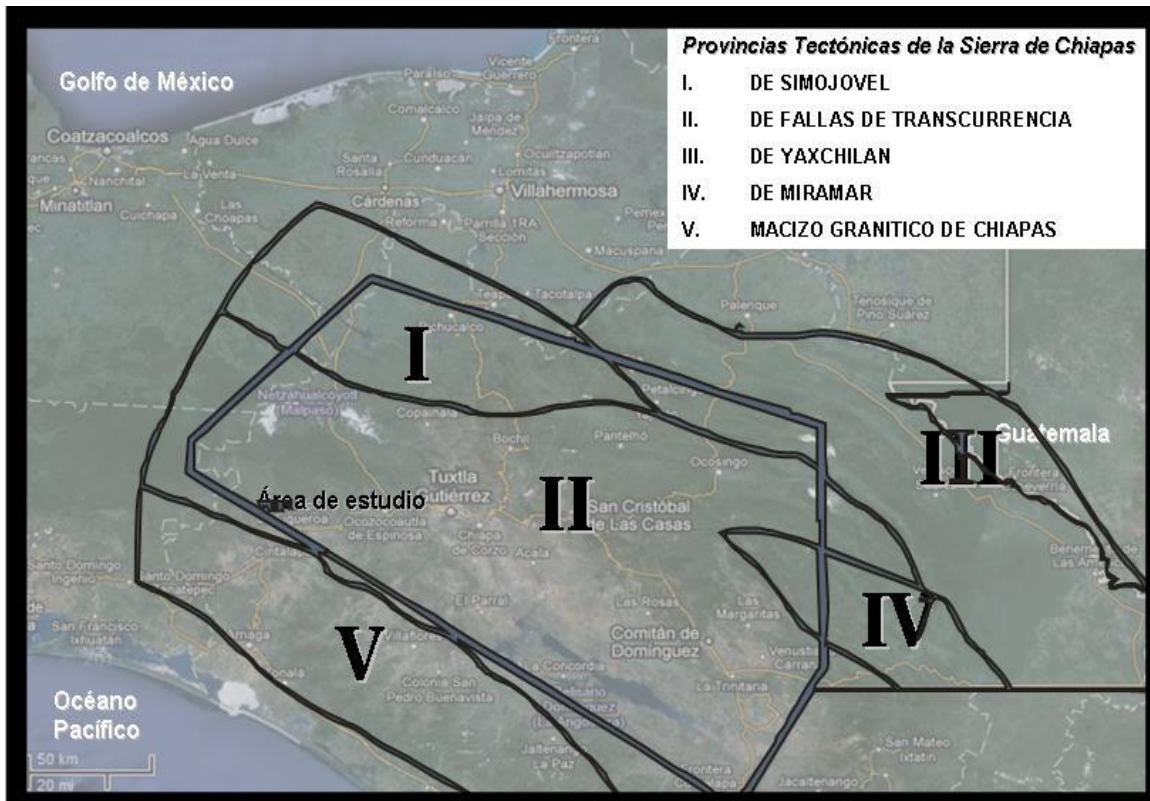


Figura 1.5.- Provincias Tectónicas de la Sierra de Chiapas (Modificado de Mandujano *et al.*, 1992).

Las provincias de Fallas de Transcurrencias corresponde al sistema de fallas de corrimiento horizontal izquierdo que posee dos subsistemas; el más importante con orientación preferencial E-W. La Provincia de Simojovel se caracteriza por sus anticlinales en echelón, orientados de NW a SE, cortados por fallas inversas; esta provincia tiene un buzamiento regional hacia el norte donde queda cubierta bajo la planicie costera del Golfo de México. La Provincia de Yaxchilán es una franja de plegamientos estrechos y alargados que adoptan una forma sigmoidal, esta se extiende desde las cercanías de la ciudad de Villahermosa hasta el sistema Motagua-Polochic; esta provincia constituye por si misma un cinturón plegado (Mandujano *et al.*, 1992).



La Provincia de Miramar está caracterizada por sus plegamientos orientados de NW a SE, cortados por fallas inversas por lo menos en uno de sus flancos, interpretados como plegamientos en abanico o en caja. En esta provincia predominan los afloramientos de carbonatos tanto del Paleoceno como del Cretácico.

1.3.2 Características litoestratigráficas del Mesozoico-Cenozoico de la Sierra de Chiapas

La fase de sedimentación mesozoica en el área de estudio, inició diferencialmente en el tiempo de acuerdo a la paleogeografía existente durante la apertura del ancestral Golfo de México.

En la **Figura 1.6**, se presenta una columna sintética general de la secuencia sedimentaria presente en la zona de estudio.

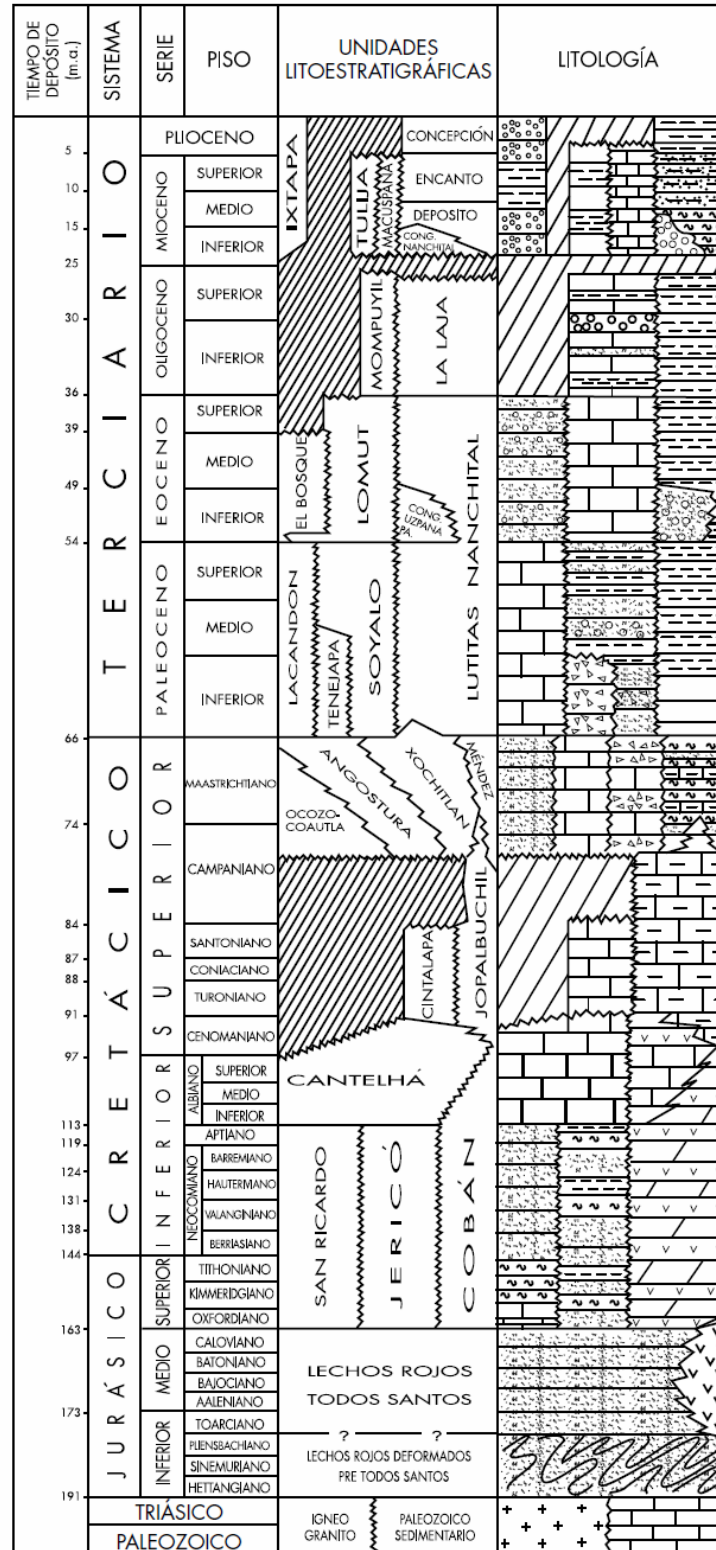


Figura 1.6.- Columna del Área de Estudio (Mandujano et al., 1992).



En este trabajo, se considera la historia sedimentaria que se inicia en el límite Triásico-Jurásico Inferior y se extiende hasta el Paleoceno-Eoceno, constituyendo una serie sedimentaria que en algunas ocasiones es discontinua. Esta sedimentación cubre un intervalo de alrededor de 155 millones de años.

La sedimentación se inicia durante el límite Triásico-Jurásico Inferior con depósitos continentales denominados Formación Todos Santos. Para el Caloviano-Oxfordiano se tienen las primeras incursiones marinas presentándose ya sean en depósitos de supramarea, lagunares o litorales.

Aparentemente las primeras incursiones marinas se ponen de manifiesto como evaporitas durante el Jurásico Inferior y Jurásico Medio. Es en el Caloviano-Oxfordiano cuando tenemos el depósito de los primeros carbonatos que constituyen la parte basal de la Formación San Ricardo; así como también los depósitos litorales de la Formación Jericó, sedimentos de la plataforma interna y cuenca.

Durante el Neocomiano-Aptiano se desarrollan las facies litorales, se inducen las de supramarea, se presentan las de plataforma y se inicia el desarrollo de facies de cuenca hacia el noroeste del área de estudio, en ocasiones presentándose como fosas alojadas en la plataforma.

Durante el Albiano-Cenomaniano, se instala una sedimentación potencialmente marina en la cual predominan las unidades de plataforma interna (Formación Cantelhá), además de observarse unidades de supramarea al igual que en el Neocomiano-Aptiano, y de cuenca alojadas en fosas desarrolladas dentro de la plataforma, así como en las partes profundas correspondientes a los ambientes de cuenca. En el Turoniano-Santoniano se carece de depósito en la porción sureste del área de estudio, continuando las mismas condiciones

estructurales (fosas de plataforma) y de sedimentación anteriores (Formación Cintalapa de plataforma y Formación Jolpabuchil de cuenca).

Para el Campaniano-Maastrichtiano, se inicia una etapa de profundizamiento regional de toda la porción noroeste (formaciones Jolpabuchil y Méndez), mientras que en el sureste se observan facies de plataforma (Formación Angostura), ambos eventos limitados por depósitos de talud definidos como la Formación Xochitlán. Además se observa una franja con orientación noroeste-sureste de facies litorales de la Formación Ocozocuahtla. En esta fase transgresiva en donde los ambientes profundos invaden a los de plataforma, quedan bloques altos con depósitos de plataforma circundados por facies de talud, los cuales cambian lateralmente a facies de cuenca.

Durante el Paleoceno, continua la transgresión, abarcando los ambientes de cuenca un 70% del área (formaciones Soyaló y Lutitas Nanchital) y confinando a los de plataforma (Formación Lacandón) al sector oriental de la misma, ambos divididos por las facies de talud de la Formación Tenejapa.

Para el Eoceno, tenemos características propias indicativas de una regresión marina en gran parte del área, representada por los depósitos continentales de la Formación El Bosque.

Durante el Oligoceno, se presentan facies de plataforma (Formación Mompuyil) y de cuenca (Formación La Laja), mientras que para el Mioceno, tenemos una diversidad de ambientes de depósito enmarcadas en las formaciones Ixtapa, Tulijá, Macuspana, Conglomerado Nanchital, Depósito y Encanto. Finalmente durante el Plioceno, se presenta el depósito de la Formación Concepción.



1.4 METODOLOGÍA DE ESTUDIO

En este apartado se presenta la metodología, técnicas y equipos utilizados para la preparación de muestras, análisis petrográficos y químicos realizados. Para cumplir con los objetivos planteados en la realización de este trabajo, se hizo uso de los métodos y conceptos de algunas de las diferentes disciplinas que conforman el ambiente geológico; estas permitieron llegar a la concepción de un modelo en el cual se integran los resultados la estratigrafía, sedimentología y diagénesis del área, haciendo énfasis en los diferentes parámetros que condicionaron las características del sistema petrolero.

A continuación se presenta la secuencia de trabajo:

Etapas 1: *Revisión y Recopilación Bibliográfica.* Ésta se basó en la búsqueda, consulta de información existente del área de estudio compuesta por estudios anteriores realizados principalmente por Petróleos Mexicanos (PEMEX) e Instituto Mexicano del Petróleo (IMP). Asimismo, se consultaron trabajos de grado, congresos y demás publicaciones realizadas sobre la zona de estudio. Esta etapa continuó durante todas las fases de desarrollo de trabajo.

Etapas 2: *Secciones superficiales.* En la presente tesis, se analizaron 7 secciones superficiales.

Etapas 3: *Interpretación petrográfica de láminas delgadas de las secciones del Cretácico de la Sierra de Chiapas.* Esta etapa consistió en la descripción petrográfica de cada lámina delgada a partir de los aspectos y características observables a través del microscopio petrográfico, para el reconocimiento de diferentes tipos litológicos, facies sedimentarias y procesos diagenéticos. Para el análisis petrográfico se utilizó un microscopio binocular de luz polarizada.

Etapas 4: *Realizar la integración del Modelo Estratigráfico, Sedimentológico, Diagenético y Tipos de porosidades del área.*

Etapas 5: *Elaboración del texto y figuras de esta tesis.*

A continuación se mencionan las clasificaciones, técnicas y referencias que se usaron durante el desarrollo de los capítulos y posteriores resultados.

Descripción Petrográfica

Dentro de cada sección analizada, se requirió el manejo de una nomenclatura litológica homogénea, basada en las clasificaciones más conocidas y aceptadas geológicamente. Siguiendo este lineamiento se mencionan las divisiones empleadas a continuación:

La clasificación de areniscas más usada es la de Pettijohn, Potter y Siever (1972). Estos autores toman en consideración el contenido de granos de cuarzo, feldespatos, fragmentos de roca y porcentaje de matriz (**Figura 1.7**). Esta clasificación permite obtener una relación entre el tipo de granos y porcentajes de los mismos con base en lo cual se pueden inferir la madurez textural y química, así como los ambientes sedimentarios.

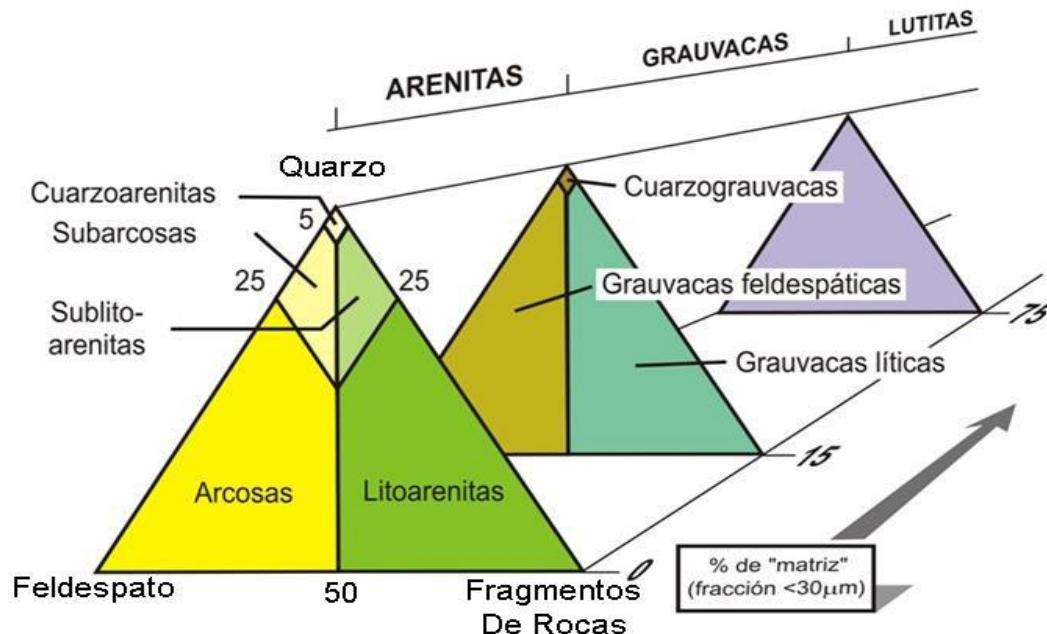


Figura 1.7.- Triángulo de clasificación de areniscas según Pettijohn, Potter y Siever (1972).



Otro factor importante usado en las descripciones de litofacies arenosas, es el contacto de sus granos, los cuales son parámetros cualitativos de gran interés que nos permiten interpretar el grado de compactación a que están sometidas las areniscas y que está evidenciado por la forma de los contactos entre los granos detríticos.

Conforme aumenta la presión de sobrecarga y por consiguiente el enterramiento, se producirá inicialmente un reordenamiento de contactos entre los granos, que va desde el arreglo más suelto hasta progresivamente el más apretado, produciéndose a mayor profundidad el efecto diagenético de presión-disolución en el cual los granos llegan a cementarse entre sí. También ocurren fenómenos de sobrecrecimiento y películas estilolíticas principalmente de materia orgánica. A continuación se presentan cinco tipos de contactos intergranulares (**Figura 1.8**).

1. *Contacto Grano Flotante*: Los granos se encuentran dispersos o flotando, no existiendo contacto entre ellos. Generalmente ocurren en areniscas con alto contenido de matriz y/o cemento. También se le conoce como "Soporte de matriz".

2. *Contacto Tangencial*: Los granos se tocan entre sí en un punto cualquiera de su superficie. También es conocido como "Contacto Puntual".

3. *Contacto Recto*: Los granos se tocan entre sí en forma de un segmento de línea o recta. También es conocido como "Contacto longitudinal"

4. *Contacto Sinuoso*: Los granos se tocan entre sí en forma curva. También es conocido como "Contacto Concavo-Convexo".

5. *Contacto Suturado*: Los granos se interpenetran entre sí en formas estilolíticas. También es conocido como "Contacto Crenulado".

Cabe mencionar que no sólo la compactación va a determinar el tipo de contacto, ya que en parte el contacto de grano, está relacionado a la cantidad presente de arcilla (detrítica y/o diagenética) en la arenisca. Si existe un alto contenido de arcillas, esta protegerá los granos de cuarzo de la disolución de los puntos de contacto y los granos ostentarán principalmente contactos grano flotante o tangencial.

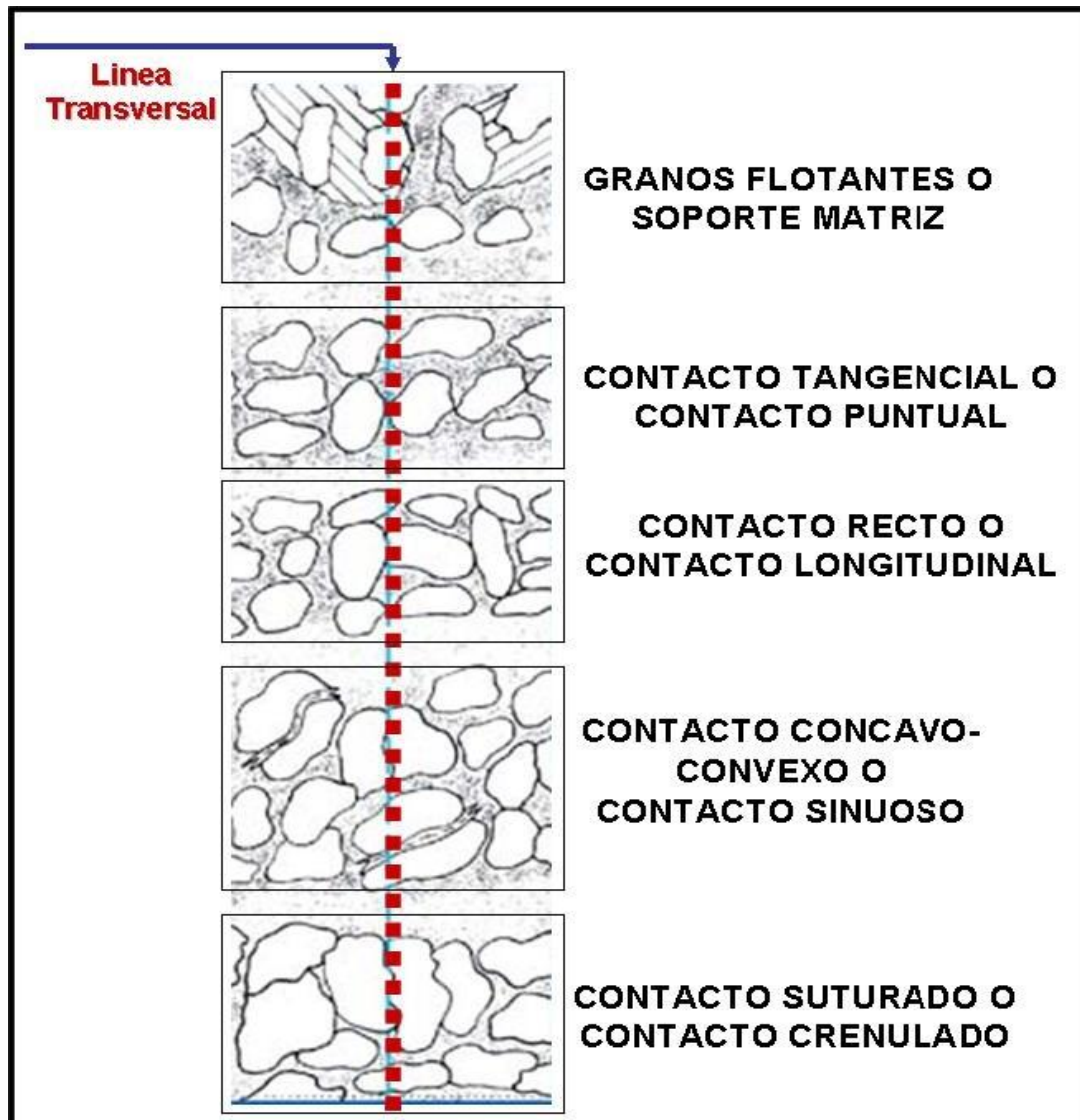


Figura 1.8.- Tipos de contactos entre granos de las Areniscas (Modificado de Corrales et al., 1977).



Las clasificaciones de rocas carbonatadas de Folk (1962) y Dunham (1962), son las más utilizadas para definir este tipo de sedimento o roca de acuerdo a la textura depositacional y origen (**Figura 1.9 y Figura 1.10**). Las dos clasificaciones utilizan patrones comunes como son los porcentajes de micrita, espatita, aloquímicos y el grado de empaquetamiento. De acuerdo a estos parámetros, los términos utilizados para ambas clasificaciones son muy similares o equivalentes. También se acudió al uso de la clasificación complementaria de calizas de Embry y Klovan (1971), aunque en los capítulos de esta tesis sólo se mencionan con mayor frecuencia, las dos anteriormente comentadas (**Figura 1.11**).

Clasificación textural propuesta por Folk (1962)

Clasificación de Folk (1962)				Más del 10% de aloquímicos ROCAS TIPO I y II		Menos del 10% de aloquímicos ROCAS TIPO III		Rocas de Biohermos	DOLOMÍAS ROCAS TIPO V		
				Cemento esparítico	Matriz micrítica	De 1 a 10% de aloquímicos	Menos del 1% de aloquímicos		Con "fantasmas" de aloquímicos		
				TIPO I	TIPO II				Sin fantasmas		
COMPOSICIÓN VOLUMÉTRICA DE ALOQUÍMICOS	Más del 25% de INTRACLASTOS			INTRAESPARITA Intraesparrudita	INTRAMICRITA Intramicrorrudita	Según el aloquímico dominante	MICRITA con Intraclastos	MICRITA	BIOLITITO (ROCAS TIPO IV)	Dolomía con Intraclastos	DOLOMÍAS
	Menos del 25% de INTRACLASTOS	Más del 25% de OOIDES		OOESPARITA Ooesparrudita	OOMICRITA Oomicorrudita		MICRITA con Ooides			Dolomía con Ooides	
		Menos del 25% de OOIDES (relación de volúmenes de peloides y bioclastos b/p)		BIOESPARITA Bioesparrudita	BIOMICRITA Biomicorrudita		MICRITA con Bioclastos			Dolomía con Bioclastos	
				BIOPELESAPARITA	BIOPELMICRITA						
				PELESAPARITA	PELMICRITA						
		<1/3									
	3 - 1/3										
> 3											

Figura 1.9.- Clasificación textural de rocas carbonatadas de Folk (1962).

Folk (1962) establece una clasificación de calizas teniendo en cuenta las proporciones relativas de los tres constituyentes básicos: granos (aloquímicos), matriz micrítica y cemento esparítico (ortoquímicos), por lo que se puede diferenciar tres tipos básicos de calizas: aloquímicas (con >10% de granos), micríticas (con <10% de granos) y biolitas. Dentro de las calizas aloquímicas distingue entre: calizas esparíticas (espacio intergranular ocupado por espatita) y calizas micríticas (espacio intergranular ocupado por micrita).

Clasificación textural propuesta por Dunham (1962)

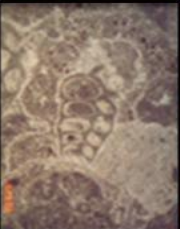
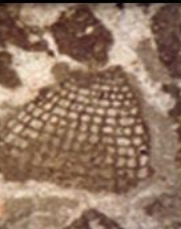
Textura original reconocible					Textura original no reconocible
Componentes originales no enlazados durante el depósito				Componentes originales enlazados	
Con matriz (carbonato de tamaño arcilla o limo fino)			Sin matriz y granosostenida		
Sostenida por la matriz		Granosostenida			
Menos del 10% de granos	Más del 10% de granos				
MUDSTONE	WACKESTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE	BOUNDSTONE	CARBONATOS CRISTALINOS
					

Figura 1.10.- Clasificación textural de rocas carbonatadas de Dunham (1962).

Dunham, distingue dos tipos generales de carbonatos (rocas y sedimentos carbonáticos), los primeros que presentan textura depositacional reconocible y los segundos que presentan textura cristalina, no siendo posible reconocer su textura depositacional.

Los carbonatos con textura depositacional reconocible, según Dunham son:



Boundstone: Los componentes originales se encuentran ligados durante la sedimentación debido a la acción de organismos bioconstructores (corales, algas rodofíceas, cianobacterias, etc.).

Grainstone: Textura grano-soportada y sin matriz micrítica. El espacio intergranular puede estar ocupado por cemento.

Packstone: Textura grano-soportada y con matriz micrítica. El espacio intergranular está ocupado por micrita.

Wackestone: Textura matriz-soportada con más del 10% de granos.

Mudstone: Textura matriz-soportada con menos del 10% de granos.

La clasificación de Dunham (1962) es muy práctica tanto para rocas como para sedimentos.

Clasificación textural modificada de Embry y Klovan (1971)

Textura original reconocible						Textura original no reconocible	Componentes originales no enlazados durante el depósito		Componentes originales enlazados orgánicamente		
Componentes originales no enlazados durante el depósito				Componentes originales enlazados	> 10% de granos granos > 2 mm		organismos actúan como pantallas	organismos incrustan y enlazan	organismos construyen un edificio rígido		
Con matriz (carbonato de tamaño arcilla o limo fino)		Sin matriz y granosostenida	Sostenida por la matriz		Granosostenida						
Menos del 10% de granos	Más del 10% de granos										
MUDSTONE	WACKESTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE	BOUNDSTONE	CARBONATOS CRISTALINOS	FLOATSTONE	RUDSTONE	BAFFLESTONE	BINDSTONE	FRAMESTONE	
											

Figura 1.11.- Clasificación textural de rocas carbonáticas propuestas por Dunham (1962) y modificada por Embry y Klovan (1971).

La clasificación de Embry y Klovan complementa la clasificación de Dunham, añadiendo cinco nuevos tipos:

Rudstone: Textura grano-soportada, en la que los “clastos” tienen un tamaño > 2 mm y están en una proporción superior al 10%.

Floatstone: Textura matriz-soportada, en la que los “clastos” tienen un tamaño > 2 mm y están en una proporción superior al 10%.

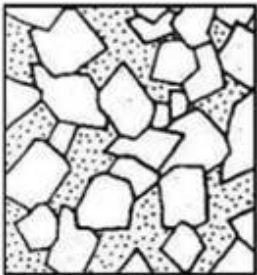
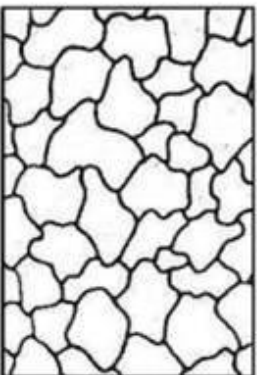
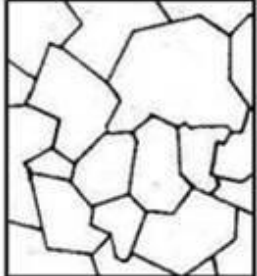
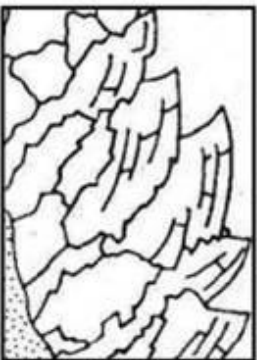
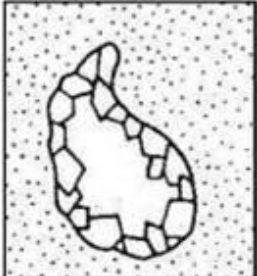
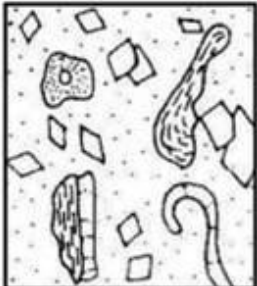
Dentro de los *boundstones*, los autores diferencian los siguientes tipos:

Framestone: Tipo de bioconstrucción en la que los organismos construyen armazones rígidos (Ej. arrecifes de corales).

Bindstone: Tipo de bioconstrucción por organismos (esqueléticos o no) que incrustan y atrapan el sedimento (Ej. estromatolitos).

Bafflestone: Tipo de bioconstrucción en la que los organismos atrapan sedimento por efecto pantalla (Ej. *mud mounds*).

La clasificación de las dolomías según su textura usada en este trabajo se puede visualizar a través de la **Figura 1.12**.

Dolomita Planar o Idiotópica baja T	Dolomita No Planar o Xenotópica alta T
 Planar-E o Idiotópica-E (euhedral): la mayoría de los cristales de dolomita son euhedrales, se forma una textura cristal/soposte con áreas intercristalinas rellenas de otros minerales o poros (como una textura sucrosica).	 No planar o Xenotópica A (anhedral): cristales anhedrales muy compactados. Los límites entre cristales son curvos, serrados e irregulares. Las juntas cristalinas son escasas y los cristales usualmente tienen extinción ondulante bajo luz polarizada.
 Planar-S o Idiotópica-S (subhedral): la mayoría de los cristales de dolomita son de subhedrales a anhedrales con límites de cristales rectos y con juntas triples. Hay poca matriz intercristalina y baja porosidad.	 No planar o Xenotópica-C (cemento llamada también dolomita Barroca o Dolomita de Silla de Montar "Saddle Mont"). Está compuesta de cristales anhedrales. Las juntas cristalinas son raras y tienen extinción ondulada bajo luz polarizada.
 Planar-C o Idiotópica-C (cemento): dolomita euhedral que precipita en poros grandes o <i>vigidos</i> o alrededor de otros minerales.  Planar-P o Idiotópica-P (Porfirotópica): forma cristales de dolomita euhedral que flotan en una matriz de caliza. Los cristales son matriz soporte.	 No planar o Xenotópica-P (porfirotópica): cristales anhedrales de dolomita que forman parches flotando en la una matriz de caliza. Estos cristales poseen extinción ondulada

Barrera térmica 60°-70°C

Figura 1.12.- Tipos de texturas de las Dolomías según Sibley y Gregg de 1987. (Tomado de Lamadrid, 2009).

La clasificación utilizada es la propuesta por Sibley y Gregg (1987) para describir las texturas que se producen como resultado de la cinética de

nucleación y crecimiento de la dolomita. Las principales divisiones de esta clasificación se basan en las distribuciones del tamaño del cristal, pudiendo ser unimodal o polimodal, así como la forma planar o no planar de los bordes de los cristales.

Para el estudio de las dolomías encontradas en ciertas secciones se procedió en algunos casos a técnicas de tinción de carbonatos (para diferenciar dolomitas y calcitas), según el método de Dickson (1965) usando el Rojo de Alizarina. La tinción diferencial de los componentes minerales provee un medio rápido de reconocimiento de las diferencias de textura y composición de la roca. La diferenciación visual entre los diferentes componentes minerales en carbonatos es un factor fundamental para la mayoría de los estudios de petrografía, correlación y génesis de carbonatos (Friedman, 1959).

Prueba usando el Rojo de Alizarina

El Rojo de Alizarina fue usado por primera vez por Huegi, 1945 (*in* Friedman, 1959); para discriminar entre ankerita y siderita. Después Friedman en 1959, aplicó con gran éxito esta técnica de tinción a otros minerales de carbonato. Warne (1962), Evamy (1963) y Dickson (1965) han contribuido potencialmente al desarrollo de esta prueba (Ayan, 1965). Esta técnica es muy sencilla y rápida. Según Friedman, la solución se obtiene mediante la disolución de 0.1 gramos de Rojo de Alizarina (sulfato de sodio de alizarina) en una preparación al 0.2% de HCl (esta se puede preparar añadiendo 2 ml de HCl con una concentración del 10% en 998 ml de agua destilada).

La misma fórmula también fue usada por Warne. Por otra parte Evamy usó otro tipo de solución que consistía en la mezcla de 0.2% de HCl con 0.2 gramos de Rojo de Alizarina. Dickson también modificó ligeramente la fórmula mediante la disolución de 0.2 g de Rojo de Alizarina en 100cc de 1.5% HCl frío.



Una vez que se tiene preparada la tinción se procede a lavar la muestra que se desea teñir, remojando la misma en la solución durante un periodo determinado. Este periodo se ha fijado de 5 minutos en la técnica de Warne, de un minuto en la de Evamy, de 10 a 15 segundos para la metodología de Dickson (*in* Ayan, 1965). Después de la prueba, la muestra se lava con un poco de agua destilada preferiblemente, para evitar daños en la lámina a causa de la presión de agua cuando no es destilada; se sugiere mantener el lado opuesto de la lámina delgada en contra del flujo de agua. Como resultado se obtiene que el color de la calcita se convierta en color rojo o marrón, mientras que la dolomía no se ve afectada (Friedman, 1959; *in* Ayan, 1965).

Microscopio óptico de polarización

El microscopio óptico de polarización también denominado microscopio petrográfico, permite a partir de una lámina delgada obtener información mineralógica, textural y del sistema poroso de la roca de forma sencilla y rápida.

El microscopio utilizado en la presente tesis, fue un microscopio petrográfico Carl Zeiss ubicado en el Instituto Mexicano del Petróleo (**Figuras 1.13 y 1.14**). La función de este microscopio es suministrar una imagen aumentada por la combinación de dos tipos de lentes: el ocular y el objetivo. El Carl Zeiss lleva incorporados 4 objetivos (2.5x, 5x, 10x y 20x).

La petrografía se realiza sobre secciones o láminas delgadas, cuyo espesor es regularmente de 30 micras, en estas se observa una sección bidimensional de los componentes de la roca.

Una herramienta fundamental del microscopio petrográfico, es el polarizador. Un polarizador es una placa polarizante o primas Nicol que trasmite la luz que vibra sólo en una dirección. Cuando dos polares, analizador y

polarizador, están en posición se dice que están cruzados; en esta posición si hay cristales isotópicos o materiales amorfos no se ve la luz.



Figura 1.13.- Fotografía del microscopio petrográfico marca Carl Zeiss utilizado en este estudio (Instituto Mexicano del Petróleo Sede, México D.F.).

Para la generación de fotografías de las láminas delgadas estudiadas se usó el microscopio binocular marca Carl Zeiss con cámara AxioCam en la toma de las mismas y en la edición se utilizó el software AxioPlan Imaging. Los objetivos con que cuenta este microscopio son: 2.5x, 10x, 20x, 40x, 63x y 100x.



Figura 1.14.- Fotografía del microscopio petrográfico con cámara Carl Zeiss AxioCam, utilizado para fotografiar las láminas delgadas en este estudio. (Instituto Mexicano del Petróleo Sede, México D.F.).

Finalmente para definir los tipos de porosidades encontrados en las secciones se usó la clasificación de porosidades de Choquette y Pray (1970). Definiciones de las mismas, se enlistan a continuación:



- **Porosidad Primaria:** Todo el espacio de poro presente al producirse la depositación final.
- **Porosidad Secundaria:** Todo espacio de poro creado después de la depositación (Diagénesis).
- **Porosidad Predeposicional:** Espacios porales presentes en partículas antes de generarse la depositación (porosidad primaria intragranular).
- **Porosidad deposicional:** Espacios porales desarrollados entre los clastos al producirse la depositación.
- **Porosidad Postdeposicional:** Producida durante la diagénesis.

La porosidad predeposicional y la deposicional se consideran porosidad primaria, mientras que la post-deposicional como porosidad secundaria.

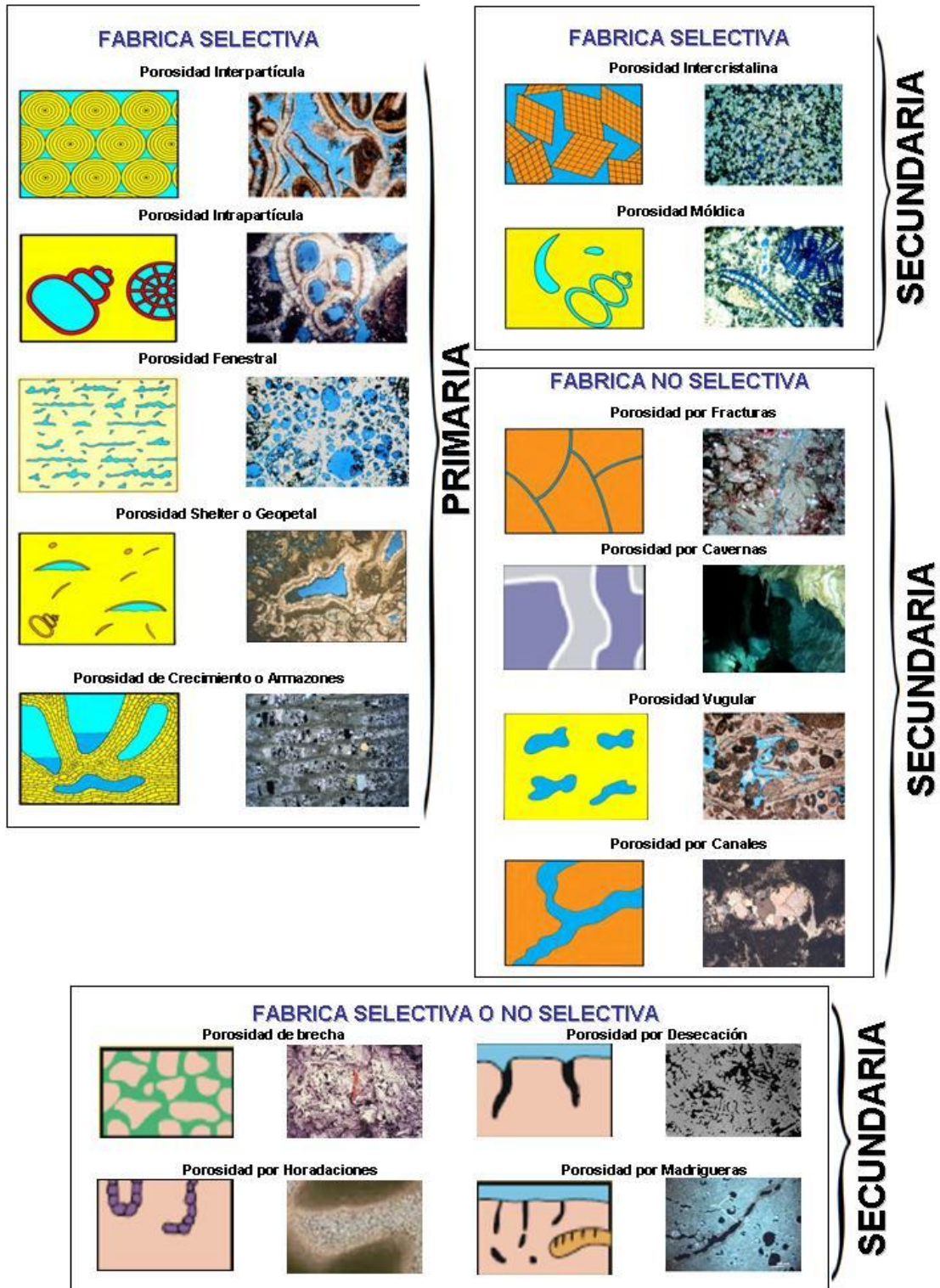


Figura 1.15.- Clasificación de Porosidades de las rocas carbonatadas según Choquette y Pray (1970).



TIPOS BÁSICOS DE POROSIDAD FÁBRICA SELECTIVA

(Choquette y Pray, 1970).

- **Porosidad Interpartícula** (intergranular en rocas clásticas).
- **Porosidad Intrapartícula** (intragranular en rocas clásticas).
- **Porosidad Intercristalina:** porosidad dentro de cristales individuales, poros desarrollados por ejemplo dentro de grandes cristales en equinodermos.
- **Porosidad Móldica:** Poros formados por la selectiva disolución de un constituyente de la roca (Ejemplo: Conchas, feldespatos u ooides, etc.).
- **Porosidad Fenestral:** Poros cuyo tamaño es más grande que el espacio intergranular que muestra la roca.
- **Porosidad Geopetal (o shelter):** Tipo especial de porosidad interpartícula resultante de la protección del relleno de cavidades por partículas relativamente grandes.
- **Porosidad por Crecimiento de fábrica:** Tipo de porosidad primaria resultante del crecimiento de la fábrica carbonática. Ejemplo: colonias coralinas.

Para la representación de litologías, estructuras sedimentarias, procesos diagenéticos, tipos de porosidades y elementos figurados, se diseñó la simbología que se presenta en la **Figura 1.16**, la cual será usada en los siguientes capítulos de este trabajo. La misma presenta símbolos fáciles de identificar y de uso común en muchos trabajos de sedimentología, estratigrafía y bioestratigrafía.

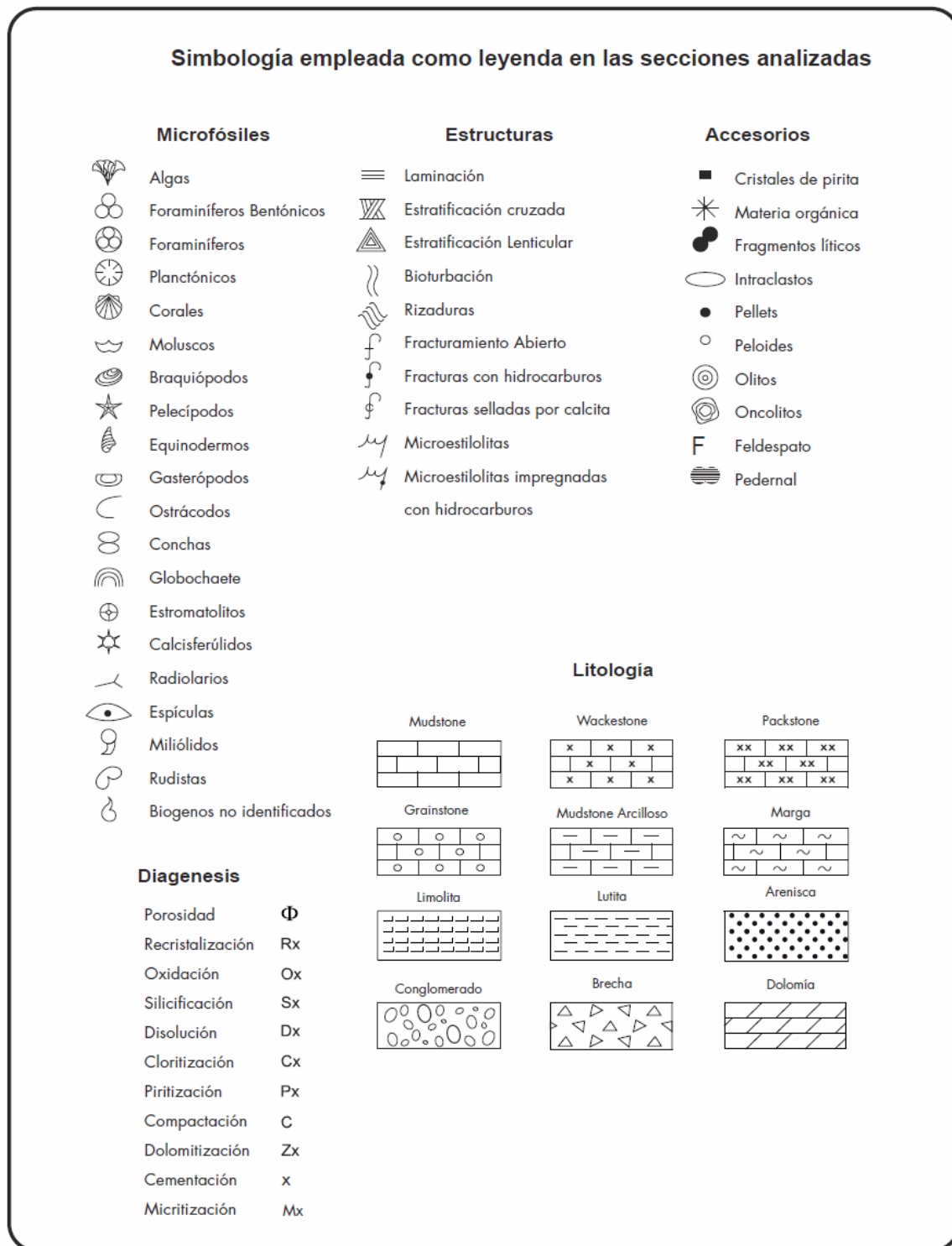


Figura 1.16.- Simbología empleada en las figuras de las columnas analizadas durante el desarrollo de este trabajo de grado.



1.5 ANTECEDENTES Y RESEÑA DE TRABAJOS ANTERIORES

Para la realización del presente trabajo, el primer paso consistió en realizar una recopilación bibliográfica acerca del tema que se desarrolló en el área de estudio. Por tal motivo se consultaron trabajos inéditos realizados por Petróleos Mexicanos (PEMEX) y por el Instituto Mexicano del Petróleo (IMP), así como de aquellos publicados en diversos medios de divulgación geológica.

Asimismo, se establecieron las características generales de la cubierta sedimentaria, la tectónica y geología estructural actual. Esta etapa condujo a la selección de diferentes columnas superficiales para estudios específicos tanto por su disposición dentro del área como por sus características geológicas, las cuales se consideraron representativas para obtener una concepción más clara de la evolución de los diferentes procesos geológicos dentro del área de estudio (**Figura 1.1**).

Debido a la presencia de recursos minerales y energéticos en la región del SE de México, se han realizado bastantes trabajos exploratorios desde hace varias décadas en la Sierra de Chiapas; a continuación se presenta una reseña en la cual se engloban trabajos de las diferentes disciplinas que existen dentro de la geología y que influyen directamente en el presente estudio.

A. Definición de formaciones y bioestratigrafía

A continuación se mencionaran los trabajos pioneros y más relevantes que colaboraron en el establecimiento de las bases para las subdivisiones estratigráficas del área de estudio.

Nuttall en 1929 (*in* Salas 1949), describe con el nombre de Caliza Sierra Madre, a los carbonatos de plataforma de edad Cretácico expuestos en la Sierra de Chiapas. En 1967, González A. J., dividió esta formación en 2 miembros denominados Cantelhá (Albiano-Cenomaniano) y Jolpabuchil (Turoniano-Santoniano). En la localidad tipo en 1969, Sánchez Montes de Oca incorpora el Miembro Cintalapa de plataforma, al que Castro *et al.* (1975) le asignan edad Turoniano-Santoniano. En 1978, Sánchez M. O., eleva al rango de grupo a la Caliza Sierra Madre.

Gibson B. J. (1936), cita por primera vez a la Formación Lutitas Nanchital a la que sitúa en el Eoceno Superior ampliando posteriormente su rango hasta el Paleoceno. En 1981 Arriaga F., estudia las Lutitas Nanchital confirmando el Paleoceno para este nivel estratigráfico.

Gutiérrez G.R. (1949), estudia el Oligoceno y fue quien primero designó la Formación Caliza Mompuyil. Posteriormente en 1987, Alcudia M.T., la estudia nuevamente. Asimismo, Gutiérrez (1949) es quien describe la Formación Tulijá.

En 1951 Salas y López R., describen por primera vez la Formación Macuspana de plataforma arrecifal, misma que en 1972, Chirinos G.F. la relaciona con la Formación Tulija como un cambio de facies al oeste de Macuspana en el límite de la Sierra.

En 1956, Gutiérrez Gil y en 1959 L.J. Chubb, estudiaron la Formación Ocozocuatla, asignándole edad del Campaniano-Maastrichtiano en el centro de Chiapas.

Wind y Swales (1962, *in* Vinson, 1962, citado por Donnelly *et al.*, 1990) citan por primera vez a la Formación Lacandón con edad Cretácico Tardío-Terciario Temprano como parte del Grupo Verapaz expuesta en la región de Lacandón.



En 1964, Hinojosa G. A. fue quien estudió la sección del afloramiento de la Formación Ixtapa quien la describió con base a criterios cronoestratigráficos y después fue designada formacionalmente por González A.J. (1965) en la fosa de Ixtapa.

López Vega (1963), cita por primera vez a la formación de areniscas rojas El Bosque, para hacer referencia a los depósitos de capas rojas expuestos en la región de Simojovel, Chiapas, definiéndola como Eoceno-indiferenciado, Medio y Superior. En 1964 Hinojosa G.A., describe una litología similar a la que menciona López Vega, pero con la particularidad de no encontrarse incluida en la base la Formación El Bosque, llamándole Biozonas A al Eoceno Superior y B al Eoceno-Inferior y Medio. En 1963, González Alvarado estudia parte del Eoceno, denominándolo Eoceno indiferenciado Inferior y Superior, así mismo divide la sección oligocénica del SE de Simojovel. Estas formaciones también fueron estudiadas por López Vega (1963) e Hinojosa S.A. (1964), al Sur de Simojovel.

En 1965, el mismo López V.J. reporta las Areniscas Ixtacomitan equivalentes en edad a la Formación El Bosque expuestas en el norte de la Sierra de Chiapas. En 1967, Sánchez M. de Oca también estudia el Eoceno sin nombre en el sur de Tuxtla. Asimismo Batoletti A.S. (1981), divide en Eoceno en cuatro unidades. En el mismo año, Ángeles Aquino *et al.*, (1981), la cita como Eoceno Inferior, Medio y Superior.

En 1965, González Alvarado J. fue quien primeramente identificó el nivel Paleoceno calcáreo y la incorpora a la nomenclatura estratigráfica del SE de México con el nombre de Formación Lacandón. Éste mismo estudia la formación carbonatada denominada Tenejapa cuyo nombre fue propuesto por Quezada M.J.M. (1979).

González Alvarado (1965) designa por primera vez a la Formación Soyaló del Paleoceno. Asimismo, Sánchez Montes de Oca (1969) define por primera vez como Formación Angostura a una sección de calizas de plataforma de edad Campaniano Superior-Maastrichtiano.

En 1972, Quezada estudia las formaciones San Ricardo y Jericó del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, él propone la localidad tipo de la Formación San Ricardo en el Río Pueblo Viejo y la divide en 3 miembros: Calcáreo, Margoso y Arenoso.

En 1979, Ham Wong J.M. utiliza los nombres equivalentes de la Formación El Bosque (Eoceno Inferior-Medio) y Formación Lomut (para el Eoceno Medio y Superior) para describir afloramientos de dichos niveles estratigráficos.

B. Trabajos de Bioestratigrafía

Alencaster G. (1971), determina con base en rudistas así como en asociación faunística y a su posición estratigráfica con respecto a las formaciones Tenejapa y Soyaló del Paleoceno, que la Formación Angostura tiene edad Maastrichtiano-Campaniano; además de considerar que su equivalente en facies de litoral es la Formación Ocozocuautla del Campaniano-Maastrichtiano.

Martínez R.E. (1972), confirma la presencia del Turoniano-Coniaciano-Santoniano y ausencia del Campaniano en partes del Mesozoico de Chiapas. Para 1977, Alencaster describe moluscos y braquiópodos del Jurásico Superior de la Sierra de Chiapas provenientes de la Formación San Ricardo.

Silva P. (1977), determina la presencia de la *Goniolina geométrica* (alga marina de la familia *Dasycladaceae*) por primera vez en México, en la Formación San Ricardo en el Estado de Chiapas donde se encontró asociada con fósiles de



invertebrados marinos indicativos del Jurásico Superior. David R. Steele y Lowell E. Waite (1985), realizan estudios de estratigrafía, petrología, bioestratigrafía y análisis paleoambiental de la Caliza Sierra Madre en la parte centro-oeste de Chiapas con lo cual obtuvieron el grado de M. en C. en la ciudad de Arlington, Texas.

En 1987, Michaud F., realiza un estudio detallado de bioestratigrafía y paleogeografía del Mesozoico en función de foraminíferos bentónicos, con lo cual obtuvo el grado de Doctor en la Universidad de París. Este investigador en 1988, publica un artículo donde menciona los aportes de la micropaleontología para conocer la estratigrafía de la Formación San Ricardo en la Sección Río Pueblo Viejo en el borde oriental del Batolito de Chiapas.

En el año 1991, se realizaron en el Instituto Mexicano del Petróleo, trabajos de bioestratigrafía como los son: el de Rosales C., quién realizó una evaluación bioestratigráfica de foraminíferos bentónicos de una secuencia carbonatada del Cretácico Medio-Superior de la Sierra de Chiapas. Órnelas *et al.*, (1991), realizan un estudio de algas calcáreas y de foraminíferos bentónicos del Jurásico Superior-Cretácico Inferior en la Sierra de Chiapas. Asimismo, Rosales J., Ayala M. y Martínez E. realizan un estudio palinoestratigráfico de las rocas del Jurásico-Cretácico Inferior en facies de plataforma de la Sierra de Chiapas. (Mandujano *et al.*, 1992).

Rosales C., Bermúdez J. y Aguilar M., investigadores del IMP en 1994 realizaron estudios sobre las Microfacies del Cretácico Medio y Superior de la Sierra de Chiapas, agrupando dichas microfacies a través de 10 asociaciones faunísticas.

En 1998, Rosales Domínguez M., determina Biohorizontes Cronoestratigráficos en las facies carbonatadas de la plataforma del Cretácico

Medio-Superior de Chiapas. En el estudio se describieron 7 biohorizontes cronoestratigráficos observados en lámina delgada con edades que varían entre el Albiano y el Maastrichtiano.

Rueda Gaxiola (1998), explica el origen del Golfo de México y de sus subcuencas petroleras mexicanas con base en estudios de palinoestratigrafía de Lechos Rojos mesozoicos.

Ferrusquia I., Applegate S. y Espinosa L. (2000), evalúan La Mesa de Copoya en la zona centro-occidental de la Sierra de Chiapas, reportando la primera Selacifauna que se identifica en el Paleógeno de la región central de Mesoamérica.

Órnelas M., Aguilera N., Franco S. y Granados M. (IMP, 2004), realizaron una descripción de la sedimentación del Cretácico Superior del Sureste mexicano, evaluando las formaciones San Ricardo, Jericó, Cobán, Sierra Madre y Jolpabuchil; donde determinaron fauna representativa de esta edad y sus facies de depósito correspondientes.

Angélica Oviedo G. (2005), en su Tesis Doctoral titulada Rudistas del Cretácico Superior del centro al sureste de México, estudia los rudistas americanos con el fin de crear la base de datos y base bibliográfica sobre estos bivalvos denominadas: American 2000. Este trabajo se enfocó en el estudio de un grupo de este tipo de fauna presente en localidades mexicanas de los estados San Luis Potosí, Guerrero y Chiapas.

Omaña L. (2006), realizó estudios de foraminíferos recolectados en la parte inferior de la Formación Ocozocuautla para ratificar la presencia del Maastrichtiano en la zona central de Chiapas.

Vicedo V., Caus E., Hottinger L. y Aguilar M., (2006); estudiaron los alvionélidos; macroforaminíferos que abundan en el Cretácico Superior de la



Sierra de Chiapas, donde identificaron una nueva especie de alveolinaceo denominado *Praealveolina Michaudi* Pecheux.

C. Estratigrafía y Tectónica

Mullerried (1936a), comprueba la existencia de formaciones preterciarias en Chiapas y las reseña en su trabajo titulado: *Estratigrafía Preterciaria preliminar del Estado de Chiapas*. Mismo autor en 1949, realiza un estudio general de la orogénesis del sur y sureste de México; siendo este uno de los principales trabajos precursores de los estudios de la Sierra de Chiapas.

Patiño R.J. (1956), estudia la estratigrafía de una parte del norte del área de estudio. Burkart (1978), realiza un estudio a través del sistema de cizallamiento Polochic en Chiapas y Guatemala.

Sánchez M. (1979), presenta un panorama de la geología petrolera de la Sierra de Chiapas, en donde describe la estratigrafía y paleogeografía, así como una interpretación tectónica de la misma.

Aguayo, C.J.E. (1980), presenta un Modelo Diagenético y Sedimentario para el Mesozoico de Chiapas-Tabasco.

En 1981, López Ramos presenta el artículo denominado *Paleogeografía y Tectónica del Mesozoico en México*, donde reseña los acontecimientos relacionados con la geología histórica del Triásico al Cretácico y los procesos tectónicos que formaron las rocas mesozoicas mexicanas y la relación mar-tierra (paleogeografía) que existen entre ellas.

Quezada M. (1983), estudió las formaciones Jericó del Jurásico Medio-Cretácico Inferior en el SE de México, explicando la evolución de sus facies

sedimentarias. En 1987, este autor realiza una integración del límite Cretácico Superior-Terciario Inferior en la Sierra de Chiapas.

Blair Terence C. (1988), estudia las facies y su significado en la tectónica de placas y paleogeografía del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, así como la sedimentación Sin Rift en el oeste de Chiapas.

En 1990, Meneses Rocha J.J., presenta un Marco Tectónico y Paleogeográfico del Triásico-Tardío en el SE de México. En el mismo año, Vázquez M.M.E. y Villaseñor R.P.E, realizan un trabajo de integración tectónico-estructural de la Sierra de Chiapas mediante la técnica de mecanismo focales con el fin de establecer y explicar el origen, el relleno y la deformación de la cuenca.

Existen trabajos de análisis de información y uniformización de la nomenclatura de las unidades formacionales como el presentado por Gómez *et al.*, y De La Cruz R.V., ambos desarrollados en 1991.

Ham Wong J.M. (1991), presenta una evolución tectónica del Golfo de México, empleando como base datos de la Sierra de Chiapas.

Mandujano V.J. y Vázquez M.E., publican en 1996 una reseña bibliográfica y análisis estratigráfico de la Sierra de Chiapas, donde resumen los trabajos más relevantes que se han hecho en determinada área desde el punto de vista estratigráfico y sedimentológico.

Mandujano V.J. (1996), identifica cuatro megasecuencias de evolución litoestratigráfica de la Sierra de Chiapas, comprendidas en 18 unidades formacionales que varían en edad del Triásico al Eoceno.

Cantú Chapa (1998), explica de forma general y ejemplificada las transgresiones jurásicas que se presentaron en el territorio mexicano.



Entre los trabajos de estratigrafía, sedimentología y evolución tectónica realizados por PEMEX; podemos mencionar los siguientes: Cabrera C.R. y Lugo R.J. (1984), Medina de la Paz J. y Duran Rodríguez, 1991 (P. Bochil No. 950), Caballero H.G. 1990, (P. Tecpatan, No. 949), Sánchez López G., 1981 (P. Ocosingo), Vélez Sholvink, 1978 (P. Tziscaco No. 735). Hinojosa Gómez A. y Chirinos P.G., 1963 (P. Bochil, No. 491), Aquino López (1981), etc.

También se tiene trabajos realizados por personal del IMP como son:

Herrera-Villaseñor (1991), estudió el Triásico-Lechos Rojos asignando algunas edades en base a palinomorfos y enmarcando la distribución de las diferentes facies sedimentarias presentes.

En 1992, Sandoval R. estudió el Jurásico Superior límite Cretácico Inferior, estableciendo la distribución de las diferentes facies sedimentarias y la estratigrafía del área estudiada.

Órnelas Sánchez y Alzaga Ruiz (1994), estudiaron las variaciones del nivel del mar y su influencia sobre la microflora y la microfauna de la Formación San Ricardo del Jurásico Superior-Cretácico Inferior en la Sierra de Chiapas con base al estudio petrográfico. Se definieron sus microfacies y se analizó el contenido biógeno de las mismas. Se estudió también la evolución de las facies en la plataforma interpretándose que ocurrieron cuatro secuencias.

Órnelas, Aguilera, Franco y Granados en 2002; realizaron el trabajo sobre la Estratigrafía y Evolución de facies del Cretácico Superior en el sureste de México. Estas autoras analizaron la sedimentación de las formaciones Méndez, Angostura, Alaska, Ocozocuahtla, Xochitlán, y Jolpabuchil.

Dentro de los trabajos de integración, uno de los más relevantes es el presentado por Quezada Muñeton J.M. (1979) en el boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, en él presenta una evolución de facies sedimentarias que abarcan del Cretácico Superior al Terciario Inferior de la Sierra de Chiapas.

En el 2009, como parte de su trabajo de Tesis Doctoral en la UNAM, Grajales Nishimura estudia la secuencia carbonatada detrítica del límite K/T de tres secciones superficiales de Tabasco y Chiapas, entre las que se ubica la Sección Chilil.

D. Procesos Sedimentarios y Diagenéticos

Aguayo C.J. (1985), realiza un estudio sobre diferentes procesos sedimentarios y diagenéticos recientes y su importancia como factores de interpretación de sus análogos antiguos.

Alzaga R.H., en su trabajo de Tesis de Maestría (1994), evalúa las formaciones Todo Santos, San Ricardo, Cantelhá y Ocozocuautila en la Sierra de Chiapas, con el fin de realizar un análisis de secuencias de facies sedimentológicas para modelar e interpretar el comportamiento de subsidencia en la zona. Referido autor también en 1997, realizó un estudio estratigráfico-sedimentológico, donde estudió las velocidades de subsidencia versus las de sedimentación de la sección superficial conocida como Río Negro en la Sierra de Chiapas; con el objetivo de sugerir prismas sedimentarios que rellenaron esa cuenca geológica.

E. Trabajos de Integración

Blair (1991), realiza un trabajo de integración de la Sierra de Chiapas en el cual incluye sedimentología, estratigrafía, registros eléctricos, geoquímica orgánica y tectónica.



Ortiz B., Sánchez J. y Solís A. (1991), exponen un resumen donde presentan los resultados exploratorios de las áreas productoras de la Sierra de Chiapas obtenidos hasta ese año.

En el IMP (1992), se realizó el trabajo: Estudio Geodinámico de las Fosas de la Sierra de Chiapas por Mandujano V.J., Vázquez M.M.E., Téllez F. y otros, en el cual se presentó estudios de estratigrafía general de la zona, sedimentología, geoquímica y evolución tectónica y cuyo material recolectado en campo; es utilizado en esta tesis.

Mandujano (1992), establece la evolución litoestratigráfica de la Sección La Gloria en la Sierra de Chiapas. Este estudio abarcó la valoración minerológica y de generación de hidrocarburos de las formaciones Jolpabuchil, Méndez y Nanchital; en un intervalo de tiempo del Coniaciano al Paleoceno. Referido investigador en conjunto con Albarrán J., exponen mismos alcances para la Sección Río Negro (Form. San Ricardo) con edad del Oxfordiano al Berriasiano. Mandujano y Rosales (1992), desarrollan dos patrones de distribución de facies ricas en materia orgánica para la Sierra de Chiapas, la primera para el Jurásico Tardío-Santoniano, y la segunda para el Campaniano-Eoceno.

Aguayo J. (2005), publicó un trabajo sobre neotectónica y facies sedimentarias cuaternarias en el suroeste del Golfo de México, dentro del marco Tectono-Estratigráfico regional evolutivo del sur de México.

Padilla S. R. J. (2007), expone en su trabajo titulado: Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México, una visión extensa de los factores y acontecimientos geológicos que han ocurrido en tiempos mesozoicos en la zona petrolera más importante del país, estudiando áreas contempladas de la zona de estudio de la presente tesis.

CAPÍTULO II

2.- ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO

Dentro del área estudiada se presentan rocas cuyas edades varían del Precámbrico al Pleistoceno-Reciente, aunque son las del Mesozoico quienes predominan en la parte media inferior de la zona de estudio, mientras que las del Cenozoico se presentan en mayor proporción en la porción media superior. Todas estas conforman una serie de sierras con sensible orientación NW-SE y E-W. Las rocas más antiguas solo han sido reportadas en la perforación del Pozo Villa Allende-1 (Mandujano *et al.*, 1992). Esta gran diversidad de litologías ha sido referida por varios autores, constituyendo varias unidades litoestratigráficas como se observa en la **Figura 2.1**.

Las unidades litoestratigráficas de la Sierra de Chiapas, presentan variaciones tanto en tiempo como en espacio. En las **Figuras 2.2 y 2.3**, se presentan dos secciones de correlación estratigráfica en sentido perpendicular, las cuales proporcionan una visión global del comportamiento de la Sierra de Chiapas.



Sedimentología y Diagénesis del Cretácico de la Sierra de Chiapas

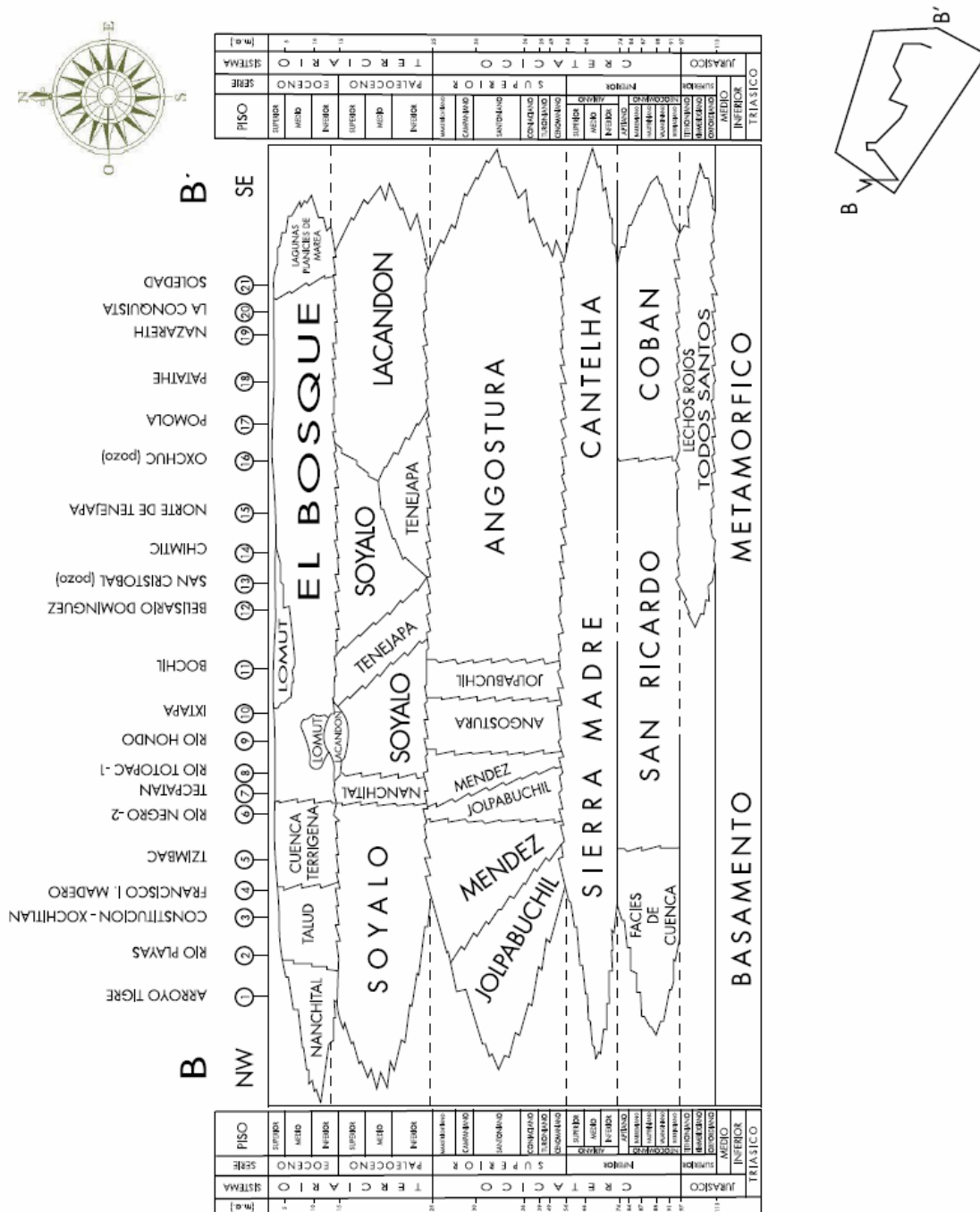


Figura 2.2.- Sección de correlación estratigráfica de la Sierra de Chiapas, en dirección NW-SE (Modificado de Mandujano *et al.*, 1992).

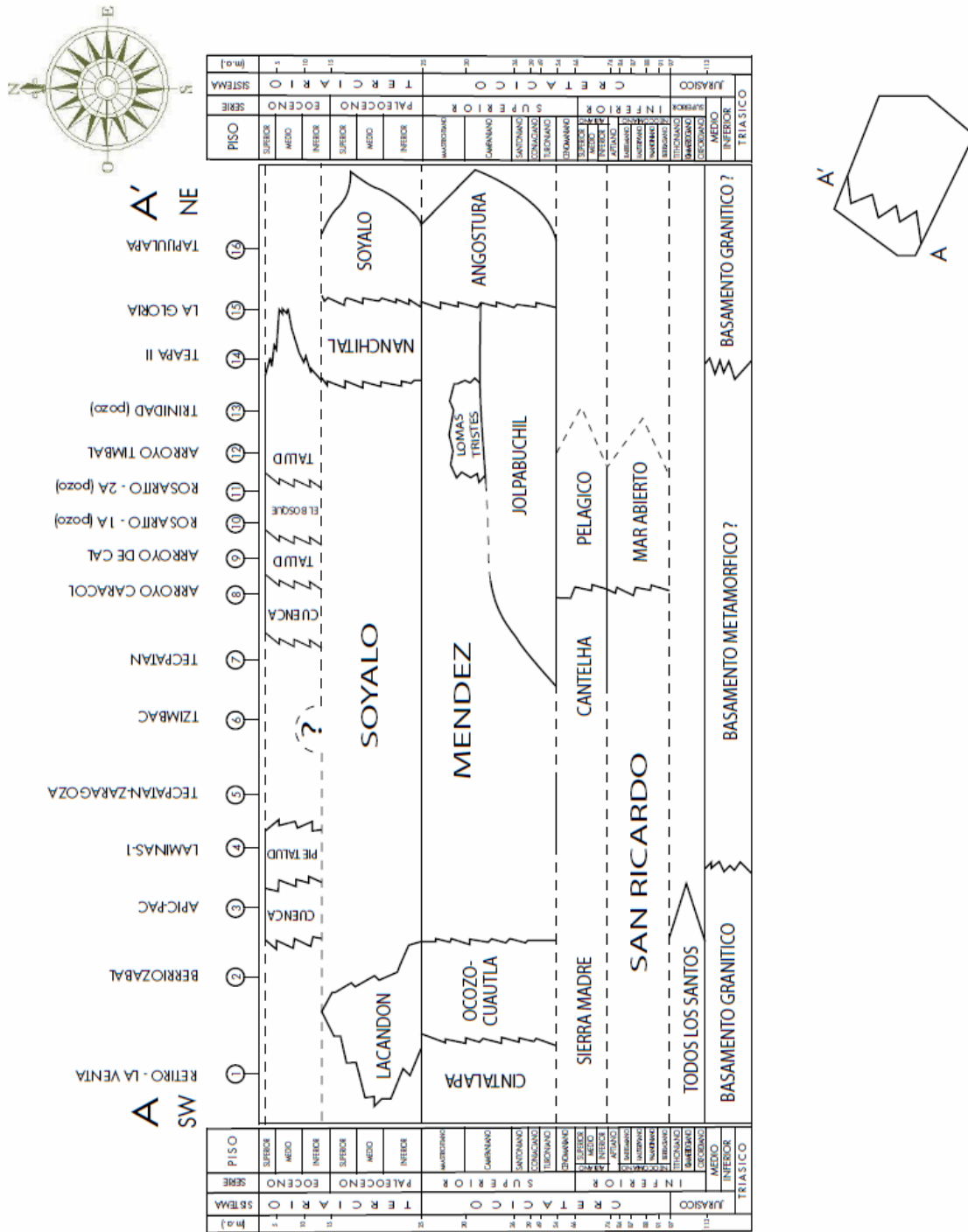


Figura 2.3.- Sección estratigráfica de correlación esquemática de la Sierra de Chiapas, en dirección SW-NE (Modificado de Mandujano et al., 1992).



La anterior sección de correlación, no tomó en cuenta para su elaboración factores como: distribución tridimensional y espesor de las unidades, plegamientos y fallamientos, velocidades de sedimentación, subsidencia y cambios eustáticos.

Sánchez Montes de Oca (1969), realizó uno de los trabajos principales sobre la geología superficial de la Sierra de Chiapas, en su primer trabajo podemos ver la paleogeografía que presentaba la zona en el Jurásico Superior (Kimmeridgiano: **Figura 2.4** y Tithoniano: **Figura 2.5**) y durante el Cretácico Inferior y Superior. (**Figura 2.6**, **Figura 2.7** y **Figura 2.8**, respectivamente).

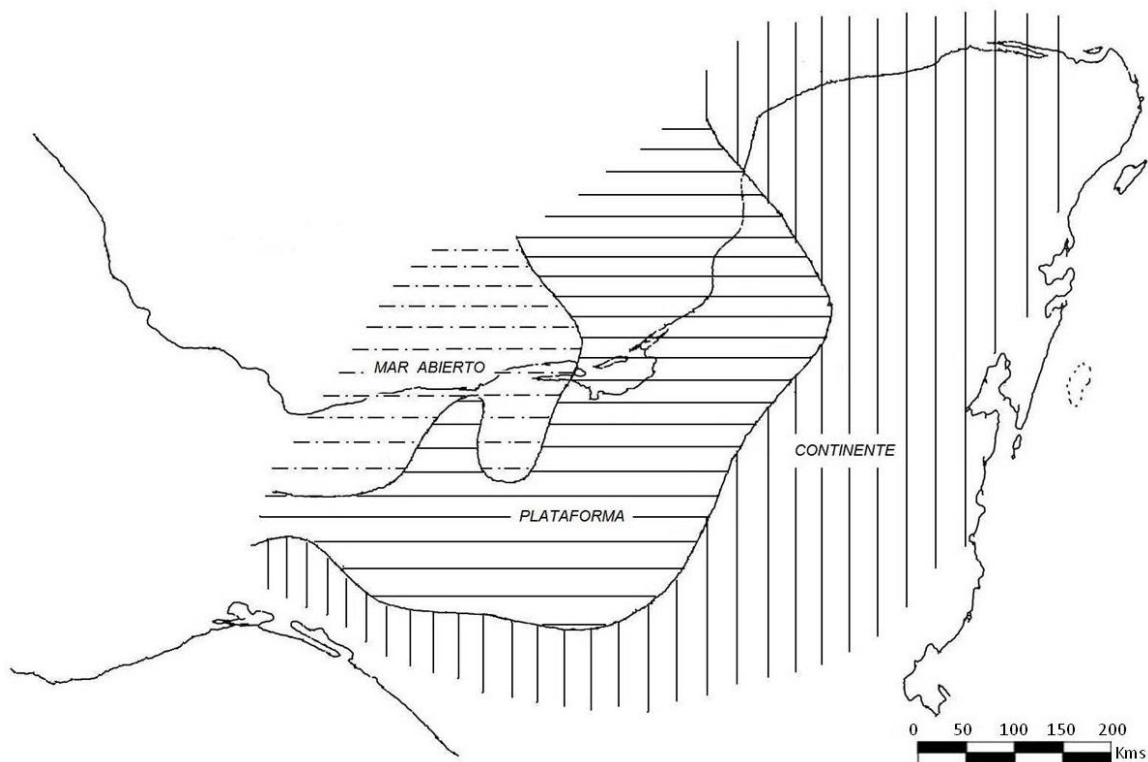


Figura 2.4.- Paleogeografía del Jurásico Superior-Kimmeridgiano de la Sierra de Chiapas (Modificado de Sánchez, 1969).

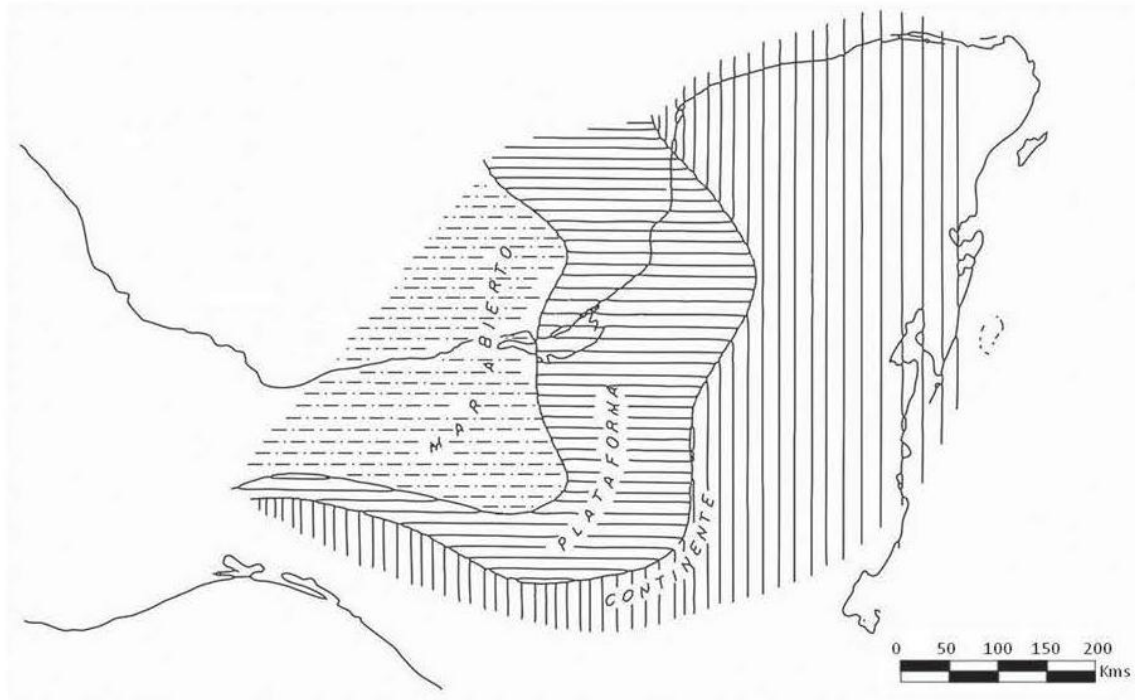


Figura 2.5.- Paleogeografía del Jurásico Superior- Tithoniano de la Sierra de Chiapas (Modificado de Sánchez, 1969).

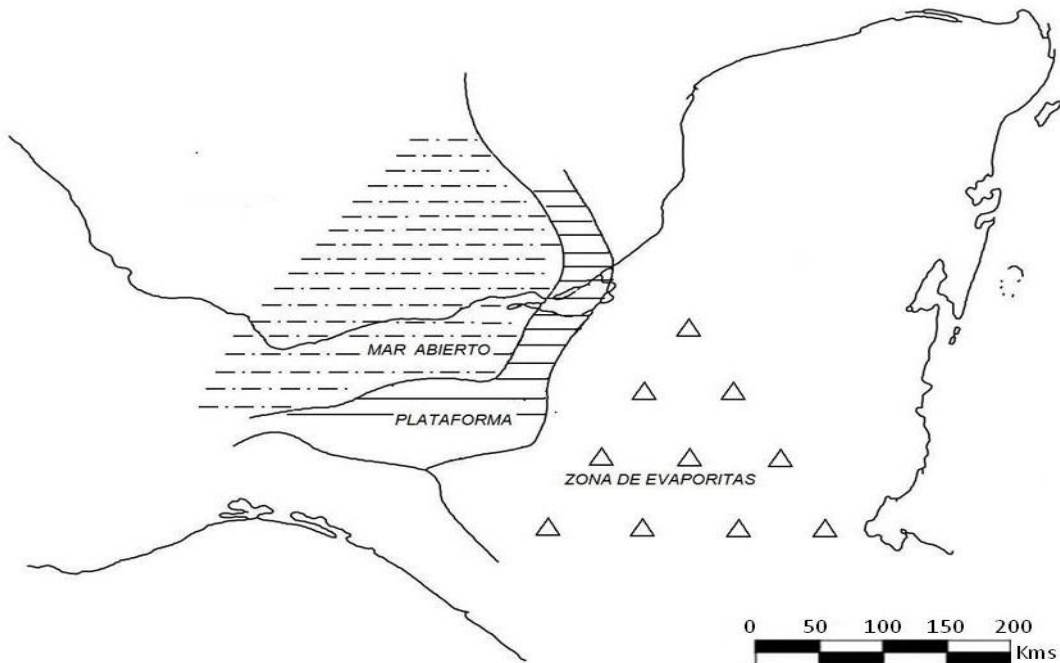


Figura 2.6.- Paleogeografía del Cretácico Inferior de la Sierra de Chiapas (Modificado de Sánchez, 1969).

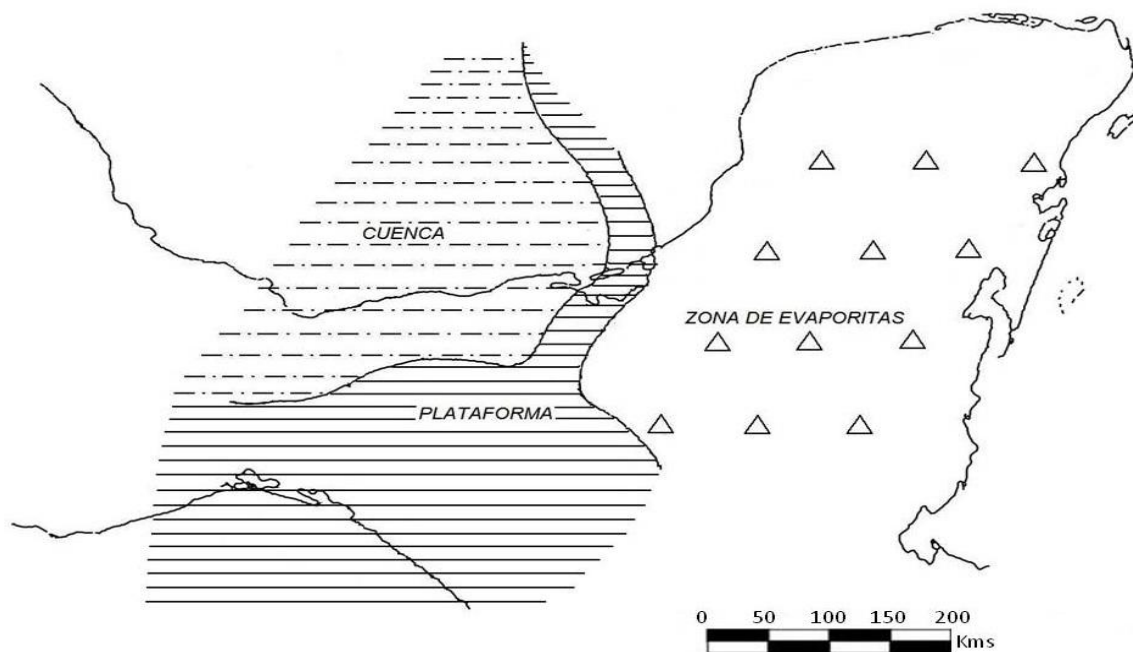


Figura 2.7.- Paleogeografía del Albiano-Cenomaniano de la Sierra de Chiapas
(Modificado de Sánchez, 1969).

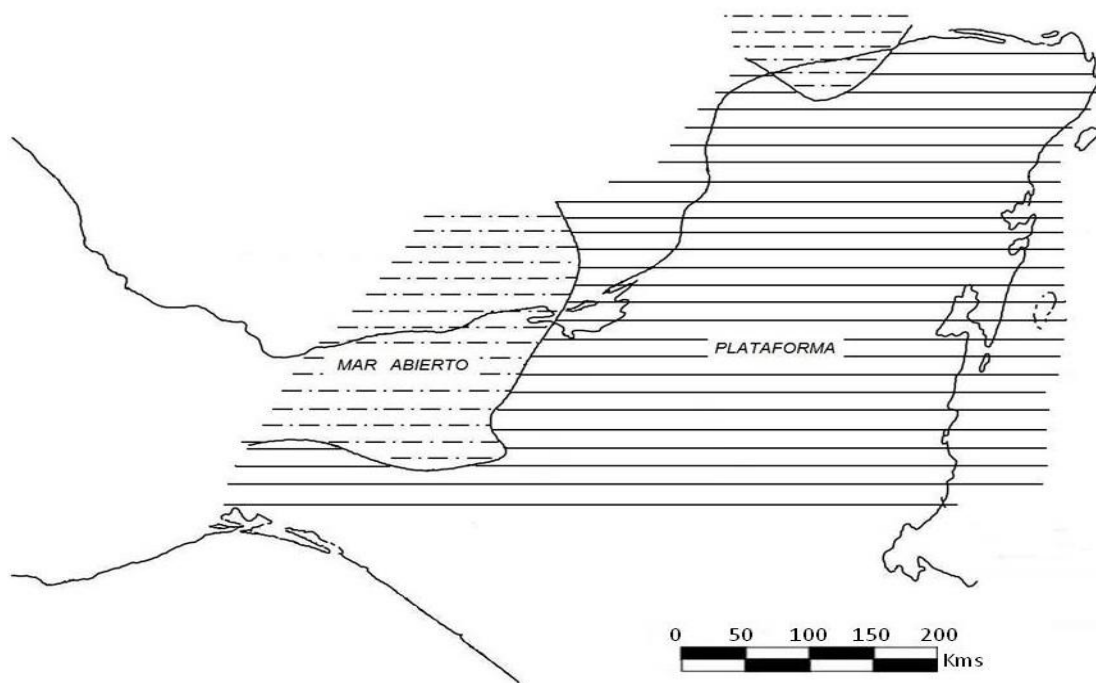


Figura 2.8.- Paleogeografía del Cretácico Superior de la Sierra de Chiapas
(Modificado de Sánchez, 1969).

El análisis estratigráfico realizado a la columna sedimentaria de la Sierra de Chiapas, permitió identificar cuatro eventos mayores: el primero conformado por la litología terrígena que abarca del Triásico al Aptiano. El segundo evento cuya litología está conformada por carbonatos, abarcando del Aptiano al Campaniano y que representan la parte más estable de la columna. El tercer acontecimiento lo constituye lo que se considera como una “mezcla de sedimentos”, los cuales incluyen carbonatos y terrígenos. Este tercer evento abarca un rango de edad que se extiende del Campaniano al Maastrichtiano. El último suceso estratigráfico está constituido por unidades litológicas terrígenas y abarca del Paleoceno al Eoceno. El tiempo de depósito de esta secuencia litológica es de 137 millones de años.

A continuación se describe a detalle cada uno de los eventos mencionados:

- Evento I:

Está conformado por litologías compuestas de conglomerados poligmíticos cuyos constituyentes los forman fragmentos bien redondeados de rocas ígneas volcánicas y de cuarzo, en la mayoría de las ocasiones bien gradadas. En menor proporción, se observan brechas con los mismos constituyentes de color rojo oscuro, y por último areniscas color rojo bien gradadas; en algunos afloramientos se presenta materia orgánica leñosa muy abundante. Estas facies rellenan las fosas intracontinentales ya desarrolladas dentro del área de estudio. Esta litología corresponde a las formaciones Todos Santos y Jericó.

La segunda secuencia de este primer evento está conformada por litología carbonatada en la cual se observa toda la gama de texturas como los son: mudstones, wackestones, packstones y grainstones. Esta litología, evidencia las primeras incursiones marinas en las cuales el desarrollo de fauna fue prolífero. Estas facies litológicas conforman el Miembro Carbonatado de la Formación San Ricardo.



La tercer secuencia de este primer evento está compuesta por sedimentos terrígenos y constituyen un cambio de régimen sedimentológico, ya que estos evidencian la desaparición de condiciones estables carbonatadas, e inicia las terrígenas, las cuales llegaron a desarrollarse hasta facies profundas de cuenca en el Tithoniano (Miembro Margoso de la Formación San Ricardo), y culminaron su desarrollo en facies someras de ambiente litoral (Miembro Arenoso), lo que indica un evento de tipo regresivo en el cual para ese intervalo de tiempo (Tithoniano-Aptiano), la tasa de subsidencia fue mayor que la de sedimentación hasta el Tithoniano; y de esa edad hasta el Aptiano las condiciones se invirtieron iniciando el ciclo regresivo.

- Evento II:

Está representado por una sedimentación exclusivamente carbonatada, observándose toda la gama de facies litológicas propias de este tipo de secuencia (mudstones, wackestones, packstones, grainstones, etc.), las cuales alcanzan su máximo desarrollo durante el Albiano-Cenomaniano como facies de plataforma representadas por la Formación Cantelhá, así como por la Formación Cintalapa para el Turoniano-Santoniano. También se presentan mudstones, wackestones, dolomías, yesos y anhidritas correspondientes a la Formación Cobán. Por último, este evento también comprende las facies profundas de mudstones y wackestones con bandas y nódulos de pedernal pertenecientes a la Formación Jolpabuchil del Turoniano-Campaniano.

- Evento III:

Está confinado al Campaniano Superior-Maastrichtiano y se caracteriza por la presencia de una litología muy heterogénea, la cual contrasta notablemente con el evento anterior. Este último suceso está representado por variaciones litológicas laterales, las cuales corresponden a las siguientes unidades: conglomerados poligmíticos con fragmentos de rocas volcánicas, rocas ígneas intrusivas y cuarzo, conglomerados arenosos, areniscas, así como

litológico de ambiente litoral de la Formación Ocozocuautila, ubicada en las inmediaciones del Macizo de Chiapas. Esta formación cambia lateralmente hacia el noreste a mudstones, wackestones y en ocasiones a packstones correspondientes a la Formación Angostura, misma que cambia lateralmente de facies a las brechas, conglomerados y areniscas gradadas de la Formación Xochitlán. Finalmente estas últimas cambian a margas, areniscas gradadas y lutitas correspondientes a la Formación Mendez.

- Evento IV:

El último evento está representado por los esporádicos mudstones y wackestones de la Formación Lacandón, así como su cambio lateral de facies a brechas, conglomerados y areniscas gradadas de la Formación Tenejapa. La unidad litológica de mayor distribución, está conformada por conglomerados policimáticos, conglomerados arenosos, areniscas conglomeráticas, areniscas gradadas, limolitas y lutitas; todas ellas pertenecientes a la Formación Soyaló de edad Paleoceno. Por último se tiene la presencia de una unidad conformada por lutitas correspondientes a la Formación Nanchital la cual presenta una mínima distribución en el área de trabajo.

Finalmente, de acuerdo a esta interpretación la sedimentación se inicia con depósitos continentales del Triásico Superior-Jurásico Medio de la Formación Todos Santos, posterior y en ocasiones simultánea, se tiene una sedimentación marina somera que se extiende del Caloviano al Paleoceno, con un espesor de 3000 m (Río Negro) a 17000 m (Ixtapa), observándose valores mínimos y máximos en las diferentes fosas y pilares presentes en el área de estudio. Para el Eoceno se presentan facies continentales en la mayor parte del área, posterior a lo cual se inicia otra etapa de sedimentación marina en unidades cenozoicas. Asimismo, se tiene la presencia de rocas ígneas extrusivas e intrusivas en algunas partes del área (**Figura 2.9**).



Sedimentología y Diagénesis del Cretácico de la Sierra de Chiapas

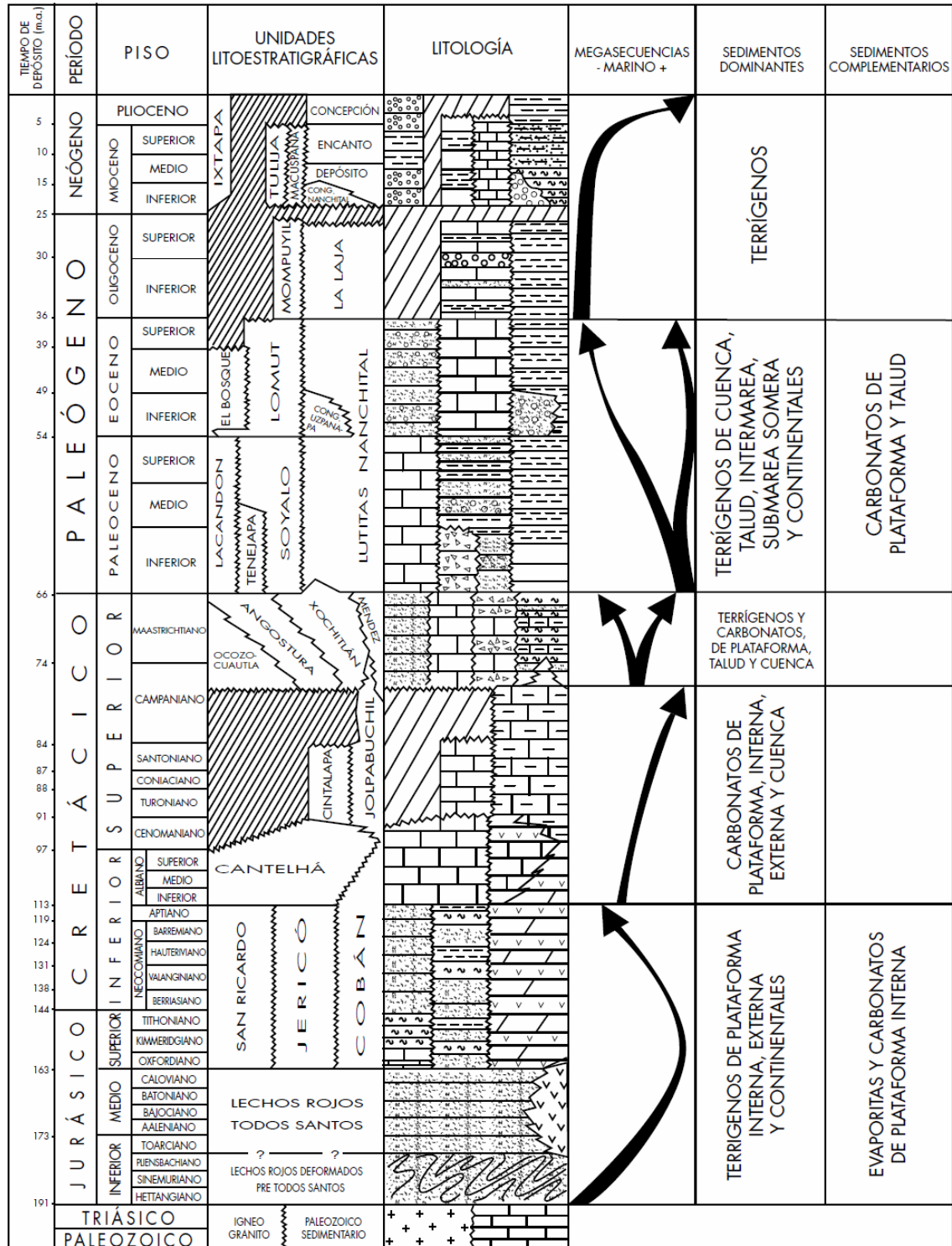


Figura 2.9.- Evolución Litoestratigráfica de la Sierra de Chiapas (Modificado de Mandujano et al., 1996).

A. Estudio del Basamento

El basamento es un elemento sumamente importante en la definición de los elementos tectónicos que controlan la sedimentación en el área de estudio, por esta razón en este capítulo se analizarán las unidades de roca que conforman al basamento de la cubierta sedimentaria mesozoica-cenozoica, y de esta forma entender la evolución tectónica de la zona.

A.1 Basamento Pre-Mesozoico

La cubierta sedimentaria mesozoica presente en el área de estudio descansa sobre tres tipos de basamento: ígneo, sedimentario y metamórfico

A.1.1 Basamento ígneo intrusivo (Igi)

Este basamento esta representado principalmente por el Batolito de Chiapas, sus afloramientos se localizan en una franja con rumbo NW-SE, que corre paralela a la línea de costa del Golfo de Tehuantepec en el Estado de Chiapas. Se encuentra constituido principalmente por dos tipos de rocas: leucogranitos y tonalitas. Los leucogranitos afloran en las partes noroccidental y suroriental de Poblado de Cintalapa; petrográficamente presentan una textura holocristalina de grano grueso, inequigranulares, compuestos principalmente por microclina, plagioclasa sódica y cuarzo (Mujica, 1987 *in* Mandujano *et al.*, 1992). Las tonalitas están presentes en las regiones de Pueblo Viejo y Río Chiquito en el Poblado de Cintalapa, éstas presentan una textura también holocristalina de grano grueso compuesta a base de plagioclasa sódica, cuarzo, biotita y otros minerales accesorios. Este mismo autor, determina una edad Permo-Triásica por el método K-Ar, a partir de 11 especímenes litológicos, cuyos intervalos de tiempo son 246-244 m.a., 271-221 m.a., 257 m.a. y 229 m.a. Así también y posiblemente como parte del basamento ígneo de la región de estudio, se reporta en el Estado de Tabasco al norte del área en el Pozo Cobos 301; la



presencia de un cuerpo intrusivo de composición granítica que reporta una edad de 312 ± 25 m.a. (Pennsylvaniano).

Por lo descrito en el párrafo anterior, es posible que en el área de estudio; existan cuerpos intrusivos de diferente composición que formen parte del basamento Pre-Mesozoico y que se emplazaron en diferentes periodos de tiempo.

Es importante resaltar que ciertas edades reportadas para estos cuerpos intrusivos pueden ser anómalas, pudiendo representar algún evento posterior a la formación de la masa plutónica. Esto trae como consecuencia una difícil ubicación del plutón en cuanto al evento tectónico que le dió origen. Este puede ser el caso del cuerpo intrusivo que se localiza al SE de Pichucalco, en la región de Santa Fé, en la que se tiene aflorando en una zona con actividad tectónica transcurrente. En esa región Vázquez y Villaseñor (1990), colectaron una muestra (SCH-47), la que de acuerdo al estudio petrográfico se reporta como una litarenita con fragmentos de cuarzo, feldespatos, esquistos, filitas, serpentinitas, rocas extrusivas y calizas. Esto nos lleva a pensar que algunas porciones de este cuerpo ígneo podría formar parte del basamento ígneo; sin embargo, también puede ser un cuerpo intrusivo debido a que en ese lugar se tiene producción minera y probablemente los fluidos mineralizantes hayan sido aportados por el cuerpo ígneo en cuestión. Es importante tener en cuenta que algunos fluidos hidrotermales pueden provenir de fallas transcurrentes, como sucede en la falla Malpaso al poniente de la Presa Nezahualcoyotl, en donde se han reportado fluidos hidrotermales conteniendo azufre.

A.1.2 Basamento metamórfico (Cmet).

En este tipo de basamento se agrupan aquellas rocas metamórficas presentes en el área de estudio y que constituyen a todos los complejos

metamórficos que conforman el basamento, formando una especie de mosaico de litologías con orígenes y edades diferentes. Dentro de la región se reconocen a los gneises anfibolíticos que afloran en Cintalapa y a los esquistos que están presentes en el fondo del Pozo Villa Allende-1, los que se encuentran como colgantes dentro del Macizo de Chiapas, los que afloran sobre la margen transformante Motagua-Polochic y a los que afloran en la región al Noroeste de la ciudad de Cintalapa.

El origen de cada uno de estos complejos metamórficos aún no es muy claro, ya que algunas de las edades reportadas para estas unidades no tienen correspondencia con los eventos orogénicos hasta ahora reconocidos (Mandujano *et al.*, 1992), pudiéndose pensar que tales edades representen un evento térmico posterior al metamorfismo, provocado por el emplazamiento de algún cuerpo ígneo o bien, probablemente corresponde a otros eventos orogénicos no identificados.

Los afloramientos de gneises de anfibolita de amandino están presentes en los alrededores del poblado de Cintalapa. Pacheco y Barba (1984), dataron un ortogneis revelando una edad de 606 ± 30 m.a.

En relación con los esquistos, se tiene que son rocas de color gris acero con estructura esquistosa, Mújica, (1987) menciona que están formados a base de capas alternantes de biotita, moscovita, cuarzo y plagioclasas. Con base en su contenido de minerales, estructura y textura, se les clasifica como esquistos de biotita-moscovita correspondiente a la facies de esquistos verdes de metamorfismo regional de grado bajo. Afloran principalmente al poniente de Motozintla en el Caserío Las Flores Buenavista y el Rancho El Pizarrin, en la población de Acacoyahua; también en Agrónomos Mexicanos y Jesús María Garza, sobre la carretera que conduce a Suchiapa. La edad reportada para estas rocas, utilizando el método K-Ar varía en el intervalo Cámbrico Superior-Mississippiano Superior. Por otro lado, el Pozo Villa Allende-1 ubicado al suroeste de Tuxtla Gutiérrez; reporta unas rocas esquistosas de edad Mississippiano-



Pennsylvaniano a una profundidad de 4193 m. Así entonces se expone a continuación y de manera breve la distribución en tiempos de las unidades metamórficas y el posible evento tectónico que las originó.

- Para el Precámbrico Tardío (606 ± 30 m.a.) se tienen los gneises de anfibolita de Amandino reportados en los alrededores de Cintalapa y relacionados posiblemente a la parte mas externa de la provincia Greenville?.
- En la porción suroriental del Batolito de Chiapas, se reportan esquistos cuyas edades varían del Cámbrico Superior-Mississipiano.
- Para el Mississipiano-Pennsylvaniano se reporta los esquistos encontrados por el Pozo Villa Allende-1, relacionados a la Orogenía Acadiana.

A.1.3 Basamento sedimentario Paleozoico (Pz sed)

Existen en el sur (fuera del área de estudio), afloramientos de sedimentos paleozoicos, los cuales están representados por las formaciones Santa Rosa, Grupera y Paso Hondo. La primera, según Hinojosa, G.A. (*in* Mandujano *et al.*, 1992); se constituye en su parte inferior por rocas metamórficas derivadas de lutitas, margas y areniscas, mientras que la parte superior se compone por lutitas alternándose con areniscas. La Formación Grupera se encuentra formada por una secuencia de lutitas, limolitas y areniscas. La Formación Paso Hondo la conforman principalmente calizas. En base a la microfauna existente y a la posición estratigráfica de estas formaciones, se les asigna una edad que varía del Carbonífero (Mississípiano) al Pérmico.

A.1.4 Rocas del basamento con metamorfismo dinámico

Esta variedad de metamorfismo se presenta en todas las rocas que constituyen el basamento de la columna sedimentaria mesozoica-cenozoica, el grado de deformación varía de cataclasitas a blastomilonitas. En general se caracterizan

por presentar material triturado dispuesto en bandas alternantes que encierran cristales de feldespato y cuarzo (protolito de rocas ígneas intrusivas); en otros casos, el material triturado se presenta en láminas delgadas o bien los cristales flotan en una matriz esquistosa (protolitos de esquistos y conglomerados, respectivamente). Algunos ejemplares litológicos presentan textura rotacional (Simpson C. y Schmid S., 1983), mostrándose el sentido del movimiento que sufrió la roca.

B. Análisis de la Cubierta Sedimentaria del Mesozoico

Las rocas carbonatadas cretácicas de la Sierra de Chiapas, contienen una microfauna bentónica abundante; dicha observación ha quedado registrada en diversos trabajos inéditos, gracias al estudio operativo realizado por los paleontólogos y bioestratígrafos que confirman que los foraminíferos bentónicos son el constituyente principal de las calizas aflorantes en esta región mexicana (Rosales *et al.*, 1994).

B.1 Rocas Salinas

B.1.1 Definición

Extensos depósitos de sal se encuentran localizados en los alrededores de Tuxtla Gutiérrez, en el sur de Veracruz y al oeste y centro de Tabasco. Hacia el norte, estos depósitos se extienden dentro del Golfo de México. En la región del Istmo de Tehuantepec, el límite sur de la sal se define por una línea que une a los poblados Cerro Nanchital y Vasconcelos (Vázquez *et al.*, 1990). Hacia el occidente, los depósitos salinos están limitados por una línea imaginaria que corre de noreste a suroeste, uniendo a los poblados de Sayula y Jesús Carranza. Para el sector oriente están limitados por la Plataforma de Yucatán. Hacia el sureste estos depósitos han sido atravesados debajo de una secuencia de Lechos Rojos (Formación Todos Santos) en los pozos Trinitaria-1 y Trinitaria-2.



B.1.2 Distribución

Dentro del área de estudio se tienen seis pozos con sal, dos en la porción de la esquina noroeste (pozos Nicapa-1 y Caimba-12), otros dos pozos ubicados en la parte media de la porción occidental (pozos Turipache-1 y Villa Allende-1) y por último, otras dos localidades ubicadas en el extremo suroriental del área de estudio (Pozo Retiro-1 y los pozos Trinitaria-1 y Trinitaria-2, **Figura 2.10**).

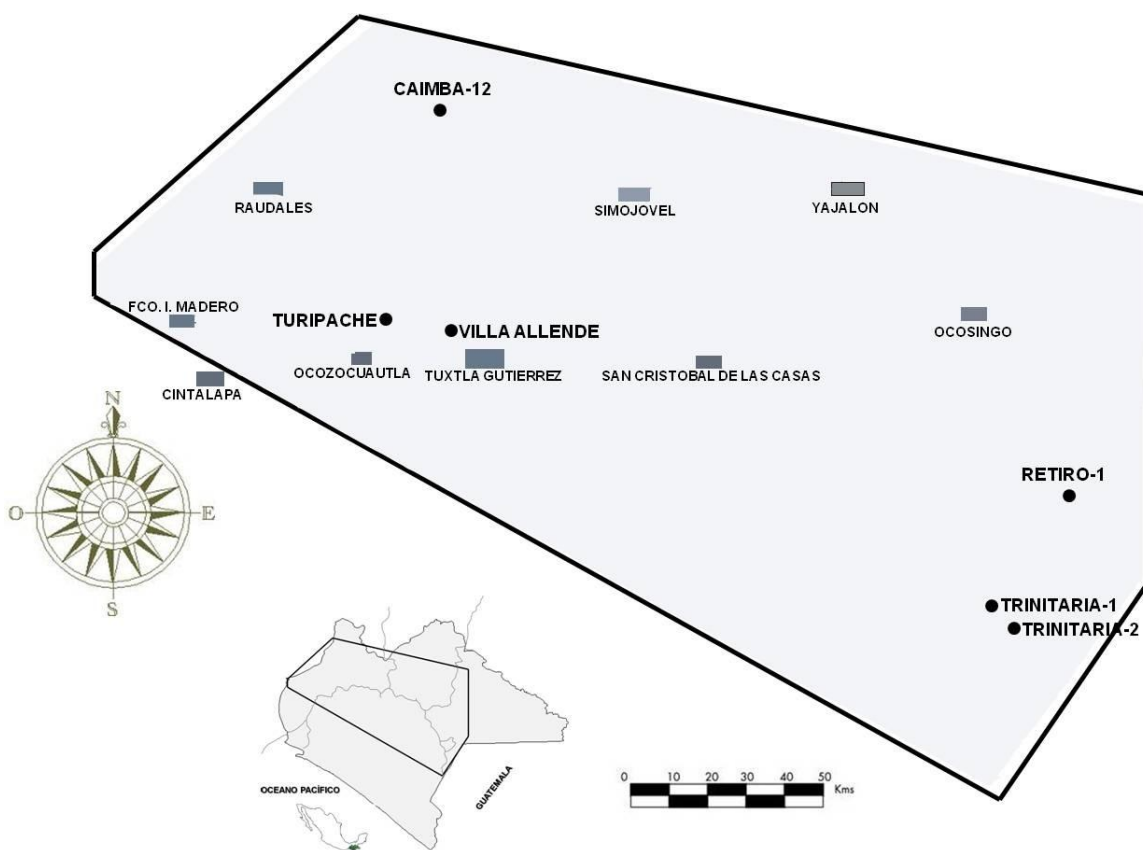


Figura 2.10.- Distribución de localidades en donde se reporta presencia de sal.

B.1.3 Espesor

En el Pozo Caimba-12, el horizonte de sal se presenta asociado con anhidritas de 2595 m a 3302 m, observándose un espesor incompleto de 707 m de sal.

Hacia la porción suroccidental en el Pozo Turipache-1, la sal se presenta de 2943 m a 3805 m siendo esta última la profundidad total a la que se perforó el pozo. El espesor incompleto de sal presente en este pozo fue de 922 m.

En la misma porción suroccidental, en el Pozo Villa Allende-1, se presenta sal en el intervalo 2890-4300 m, con un espesor completo de 1410 m. asimismo, en el Pozo Retiro-1, ubicado en el límite suroriental se reporta la sal en el intervalo de 4735 m hasta 5677 m; con un espesor completo de 942 m. Así también el Pozo Trinitaria-1, presenta sal en el intervalo 3048 m a 3137 m; con un espesor incompleto de 89 m. El Pozo Trinitaria-2 presenta un espesor incompleto de 37 m de sal en el intervalo de 4050 m a 4087 m.

B.1.4 Relaciones Estratigráficas

En la porción centro-occidental del área de estudio, en el Pozo Turipache-1, la sal se encuentra asociada con depósitos de anhidrita y todos estos subyacen a calizas y areniscas del Cretácico Inferior. En la misma porción del área el Pozo Villa Allende-1, la sal se encuentra sobreyaciendo al basamento metamórfico y subyaciendo a dolomías, calizas, areniscas y anhidritas del Jurásico Superior.

En la porción suroriental del área de estudio, en el Pozo Retiro-1, la sal esta sobreyaciendo a sedimentos del Jurásico Superior y esta subyaciendo a carbonatos del Cretácico Inferior.

En el Pozo Trinitaria-1, la sal se encuentra sobreyaciendo a la Formación Todos Santos, mientras que en el Pozo Trinitaria-2, la sal esta sobreyacida también por la Formación Todos Santos y probablemente de la Formación San Ricardo.

B.1.5 Edad

Durante mucho tiempo ha sido discutida la edad de la sal que constituye un factor importante en la acumulación de aceite, generalmente se ha datado



como de edad Triásico-Jurásico, de una manera general e incluso se ha llegado a pensar que podría pertenecer al Cretácico Inferior.

En el noreste del área, en el Pozo Nicapa-1, la sal se encuentra por debajo de los depósitos del Cretácico Inferior, mientras que en el Pozo Caimba-12 de igual forma subyacen a depósitos del Cretácico Inferior, asignándoseles la edad de Jurásico Superior.

En la porción media occidental, en el Pozo Turipache-1, la sal esta subyaciendo a sedimentos del Cretácico Inferior, pudiendo ser estos del Jurásico Superior. En la misma porción, en el Pozo Villa Allende-1 la sal esta subyaciendo a sedimentos del Jurásico Superior y sobreyace al basamento metamórfico de edad Pennsylvaniano-Mississippiano.

En la porción suroccidental del área de estudio, en el Pozo Retiro-1, la sal está confinada entre los sedimentos del Cretácico Inferior por arriba y del Jurásico Superior por debajo. Asimismo, en el Pozo Trinitaria-1, el horizonte de sal esta sobreyacido por sedimentos del Jurásico Superior de la Formación Todos Santos. Por último, en el Pozo Trinitaria-2; a la sal le sobreyacen sedimentos del Jurásico Inferior.

Toda la información presentada anteriormente permite colocar a la sal en un rango de edad que estaría comprendido del Triásico al Jurásico Superior.

B.1.6. Ambiente de Depósito

La sal se deposita junto con otros minerales como son la anhidrita, yeso y dolomita, en un ambiente sedimentario de sabkha.

B.2 Formación Todos Santos

B.2.1 Definición

El nombre de Formación Todos Santos fue establecido por Sapper, 1894 (*in* Mandujano *et al.*, 1992) para una secuencia de sedimentos terrígenos constituidos litológicamente por conglomerados y limolitas de color rojizo que afloran en la Villa de Todos Santos, en el alto de los Cuchumates, Guatemala. Vinson (1962), en el área de la Ventosa, Guatemala, hace una descripción también de esas rocas terrígenas de color rojizo y las considera también como Formación Todos Santos. Posteriormente Gutiérrez (1956) y Richards (1963), la dividen en dos unidades, la parte inferior la denomina Formación Todos Santos y la parte superior como Formación San Ricardo.

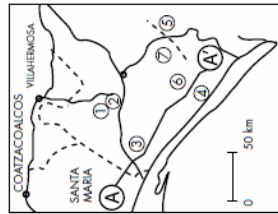
La Formación Todos Santos ha sido referida en los estados de Chiapas y Oaxaca por diversos autores como Patiño (1959), Sánchez (1969), Hernández (1970), Quezada (1975, 1978), García (1978), Ham (1980), CONCIT (1981 y 1982), Torres (1983), Blair (1981 y 1986), Herrera y Estavillo (1988), entre otros.

B.2.2 Litología y Distribución

La petrología de la Formación Todos Santos es muy heterogénea, teniendo en común la coloración rojiza de sus clásticos de areniscas de color rojizo, café claro y de grano fino a medio, que alternan con areniscas conglomeráticas y algunos lechos lenticulares de lutitas rojizas. Ocasionalmente, se observan cuerpos de conglomerados formados por fragmentos de cuarzo. La distribución de las capas rojas del pre-Jurásico Superior se puede definir en la porción suroeste del Macizo Granítico de Chiapas, en contraste con el resto del área, dentro de la cual sólo se tiene información proporcionada por los pozos que la cortaron, o aquellos que alcanzaron el basamento en el subsuelo. No se cuenta con más datos que ayuden a definir las zonas donde estas se encuentran presentes o ausentes.



De acuerdo a los datos de aquellos afloramientos y pozos con capas rojas del pre-Jurásico Superior de la Formación Todos Santos de áreas aledañas, se puede inferir lo que pudieran ser una serie de límites que separen las zonas de depósito y de no depósito de estas rocas, observándose que las primeras se pueden localizar de forma muy clara en toda la zona periférica al Macizo de Chiapas con sensible orientación NW-SE. En la **Figura 2.11** se observa una sección tomada de Herrera-Villaseñor (1991), cuya orientación es NW-SE, paralela al Macizo Granítico de Chiapas, en la cual podemos observar diferentes columnas que conforman parte de la sección y que se ubican dentro del área de trabajo (**Figura 2.12**). En estas columnas se pueden ver en forma clara los diferentes espesores que posee la Formación Todos Santos, así como la distribución de las mismas en el área de estudio; fuera de esta zona, los lugares donde se observa la Formación Todos Santos es en los pozos San Cristóbal-1 y Retiro-1. Este último subyace a una secuencia de sal del Cretácico Inferior y en el Pozo Raudales-1 dentro del cual subyace a sedimentos carbonatados de plataforma interna del Oxfordiano y a facies anhidríticas de supramarea del Kimmeridgiano. Otro pozo donde se reporta de una forma muy detallada esta formación fue el Pozo Trinitaria-1.



José Gregorio Martínez Osorio

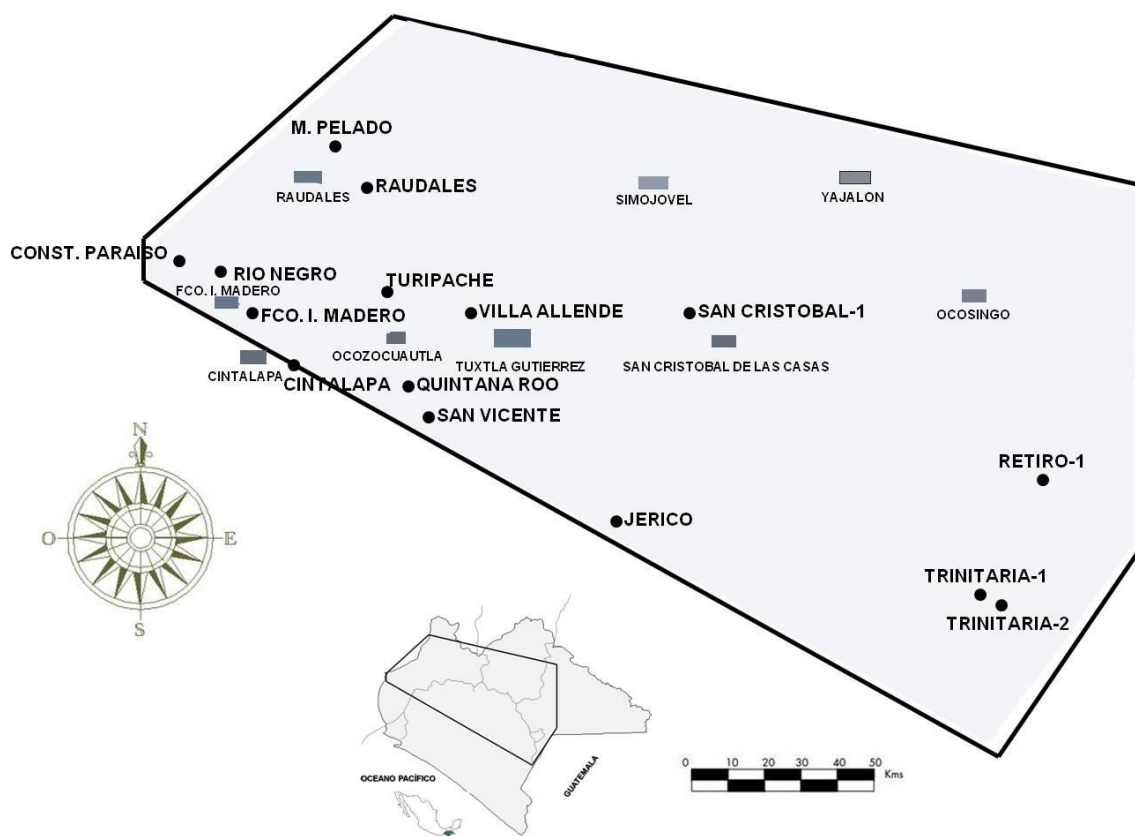


Figura 2.12.- Distribución de la Formación Todos Santos en el área de estudio.

B.3. Espesor

Como se observó en la **Figura 2.11**, esta formación presenta espesores muy variables en distancias muy cortas; así tenemos que mientras en la Sección Río Negro se midió un espesor de 1365 m, a partir del basamento granítico, en la Sección Santa María ubicada a 10 km al sureste de la primera sección, sólo posee un espesor de 400 m, y aun más en la Sección Francisco I. Madero a 20 km al sureste de la primera descrita tiene solo 200 m. De igual forma la Sección Jiquipilas ubicada en la misma dirección sureste, a 45 km de la primera aún cuando no se llegó a tocar el basamento se midieron 705 m, pudiendo ser mayor a 1000 m. Continuando hacia el sureste se observa que la Sección Jericó presenta un espesor de 200 m aproximadamente.

Con base en la diferencia tan grande de espesores (de 1365 m en la Sección Río Negro a 200 m en la Sección Francisco I. Madero) en distancias muy cortas (20 km entre las dos), podemos afirmar que existía en el continente una serie de fosas y pilares que nos condicionaron la sedimentación pre-Jurásico Superior.

Lo presentado anteriormente es de suma importancia, ya que implica un ambiente tectónico que por un lado sería distensivo en el cual se formaron las fosas y pilares con el inicio de una apertura o en el desarrollo de fosas originadas por el desplazamiento lateral de los paleoelementos.

B.2.4 Relaciones estratigráficas

La Formación Todos Santos en general presenta su contacto inferior discordante con el basamento ígneo-intrusivo, mientras que en la porción sureste descansa discordante sobre rocas metamórficas paleozoicas.

Dentro del área de este proyecto, esta formación se observó en superficie en la localidad de la Sección Río Negro. Antes de realizar la descripción de sus límites se hace necesario enmarcar que la formación en esta localidad, presenta dos unidades completamente diferentes; una unidad inferior que se encuentra deformada, dentro de la cual no se observa estructura sedimentaria alguna, y la unidad superior dentro de la cual no existe gran deformación en casi la totalidad de la misma. La relación estratigráfica que guarda la misma con las unidades superior e inferior que la encajonan, se describe a continuación: La unidad inferior yace en forma discordante sobre el granito que se encuentra como basamento y la unidad superior en donde se observa la totalidad de las capas con estructura de estratificación paralela, es una transición hacia las facies carbonatadas de la Formación San Ricardo; presentando lentes de carbonatos. Asimismo, el contacto superior es transicional y concordante con la Formación San Ricardo en el área de Cintalapa, y los pozos San Cristóbal-1 y Trinitaria-1.



B.2.5 Edad

En columnas estratigráficas de la Formación Todos Santos levantadas en el área de Oaxaca, se tienen rocas andesíticas subyaciendo a estos sedimentos. En trabajos hechos por CONCIT (1981), con estudios de Potasio-Argón y Rubidio-Estroncio; se obtuvieron las edades radiométricas que se enmarcan a continuación:

Muestra	Litología	Localidad	Edad
PGT-396	Andesita	Río Coatzacoalcos	196.9 ± 2.9 Ma. Jurásico Inferior
PGT-704B	Andesita	Río Coatzacoalcos	214 ± 5 Ma. Triásico Medio
PGT-1005	Andesita	Río Chachijapa	196.9 ± 2.9 Ma. Jurásico Inferior

Tabla 2.1.- Edades radiométricas para la Formación Todos Santos (CONCIT, 1981).

De acuerdo con las determinaciones radiométricas, se le asigna a la Formación Todos Santos una edad de Jurásico inferior; aunque consideran que puede abarcar una edad del Triásico-Jurásico.

Herrera y Estavillo (1988), en el área del Batolito del Uzpanapa, muestrearon rocas ígneas extrusivas e intrusivas dentro de la Formación Todos Santos, realizando estudios radiométricos de Potasio-Argón, cuyos resultados se muestran a continuación:

No. De Muestra	Clasificación	Sección	Edad
HE-10	Andesita	Río Oaxaca, Veracruz	206 ± 10 Ma. Triásico Superior
HE-41	Leucogranito	Río Grande, Oaxaca	157 ± 15 Ma. Jurásico Superior
HE-41a	Andesita	Río Grande, Oaxaca	134 ± 7 Ma. Cretácico Inferior
HE-53	Andesita	Arroyo del Cedro, Oaxaca	96 ± 2 Ma. Cretácico Superior
CM-18	Andesita	Santa María, Chiapas	139 ± 9 Ma. Jurásico Superior
HE-118	Porfido Diorítico	Río Negro, Chiapas	127 ± 6 Ma. Cretácico Inferior

**Tabla 2.2.- Edades radiométricas para la Formación Todos Santos
(Herrera y Estavillo, 1981).**

El área del Alto Uzpanapa sobre el Río Oaxaca, en la Formación Todos Santos, se presenta una asociación de palinomorfos del Jurásico Medio (Batoniano-Caloviano) y hacia el área de Jericó en Chiapas, se tienen palinomorfos cuya edad es del Jurásico Superior (Kimmeridgiano Inferior-Medio).

En los análisis palinológicos realizados en el Pozo Trinitaria-1, en rocas limolíticas se obtuvo materia orgánica (polen y esporas), que con estudios palinológicos realizadas por la bióloga Judith Rosales del IMP, les asigna una edad de Jurásico Medio en la base, al Jurásico Superior (Caloviano-Oxfordiano). Analizando los datos radiométricos y palinológicos se establece que para el área de estudio la Formación Todos Santos puede tener un alcance estratigráfico del Jurásico Medio-Jurásico Superior.



B.2.6 Ambientes de depósito

El depósito de los sedimentos de la Formación Todos Santos, estuvo controlada por un medio tectónico de fosas y pilares debido al inicio de la apertura del Golfo de México en el Jurásico, asimismo López Ramos (1979), propone que la Formación Todos Santos representa un depósito de tipo aluvial o continental (sin presencia de foraminíferos) con restos de plantas. Las facies sedimentarias que se han determinado en las columnas estratigráficas cerca del área de estudio, dan un ambiente continental con abanicos proximales, medios, distales, fluviales, lacustres, litorales y planicies de marea. Finalmente mencionaremos que los sedimentos terrígenos presentes en los pozos San Cristóbal-1 y Trinitaria-1, son de facies de abanicos continentales, distales y litorales aportados a partir del paleoelemento positivo del Batolito de Chiapas y depositados por corrientes fluviales.

B.3 Formación San Ricardo

B.3.1 Definición

Page en 1921, fue el primero en proponer el término de Capas San Ricardo, a una secuencia de rocas calcáreas y terrígenas que afloran cerca de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas. Richards (1963), propuso formalmente el nombre de Formación San Ricardo a una sección que aflora sobre la carretera Cristóbal Colón (km 1020 a km 1027) del Cretácico Inferior (aunque desde 1921 ya se usaba ese seudónimo por empresas petroleras introducido por Page y citado por López, 1979). Asimismo, Quezada (1975) propone como localidad tipo a una secuencia de rocas sedimentarias que afloran a los costados del cauce del Río Pueblo Viejo, situado a 30 km al noreste de la localidad propuesta por Richards subdividiéndola en tres miembros: el inferior Calcáreo, el intermedio Margoso y el superior Arenoso. El Miembro Calcáreo esta constituido en su base por areniscas de grano grueso, parcialmente conglomeráticas, de color gris rosáceo, con cementante calcáreo, con fauna de moluscos; la parte superior de este

miembro es de wackestone a packstone con fósiles. El contacto inferior es transicional con la Formación Todos Santos y su espesor es de 125 m. Quezada (1975), le asigna una edad de Kimmeridgiano, mientras Castro *et al.*, (1975), la atribuye al Tithoniano, considerando que el Miembro Calcáreo es correlacionable con la parte media de la Caliza Uzpanapa, en un ambiente de sedimentación de plataforma somera con aporte de terrígenos, intercalándose con facies lagunares y litorales. El Miembro Margoso consiste de caliza arcillosa con gradaciones a wackestone, margas e intercalaciones de lutitas, con abundante fauna compuesta por ostrácodos, espículas de esponjas, restos de equinodermos calcisferúlidos, radiolarios y tintínidos. La edad asignada es del Kimmeridgiano al Tithoniano Inferior. Castro *et al.*, (1975), la asignan al Tithoniano Superior. Hacia el área de Pueblo Viejo su ambiente de depósito es de plataforma somera cercana a la costa. Su espesor medido fue de 245 m. El Miembro Arenoso se divide en dos partes, la inferior esta constituida litológicamente por una alternancia de packstone y areniscas calcáreas color gris rojizo, con material vegetal carbonizada; se tiene intercalaciones de limolitas y presentan estratificación cruzada. La parte superior consiste de areniscas de grano grueso y en ocasiones areniscas conglomeríticas rojizas, se observan estructuras primarias en forma de laminaciones, estratificación cruzada y canales de corte y relleno. El contacto superior de este miembro es concordante y transicional con las calizas de la Formación Cantelhá, por lo que la edad está dada con base en su posición estratigráfica del Tithoniano Superior al Aptiano, ya que le subyace el Miembro Arenoso Margoso del Kimmeridgiano al Tithoniano Inferior y la unidad que le sobreyace contiene fauna del Albiano-Cenomaniano (Formación Cantelhá). El espesor medido para este miembro fue de 958 m.

B.3.2 Litología y distribución.

En el presente trabajo las localidades donde se observó la Formación San Ricardo se presentan en la **Figura 2.13**. Dentro de los pozos que cortaron a estas rocas y que se contó con amplia información tenemos: San Cristóbal-1, Turipache-1 y Villa Allende-1.

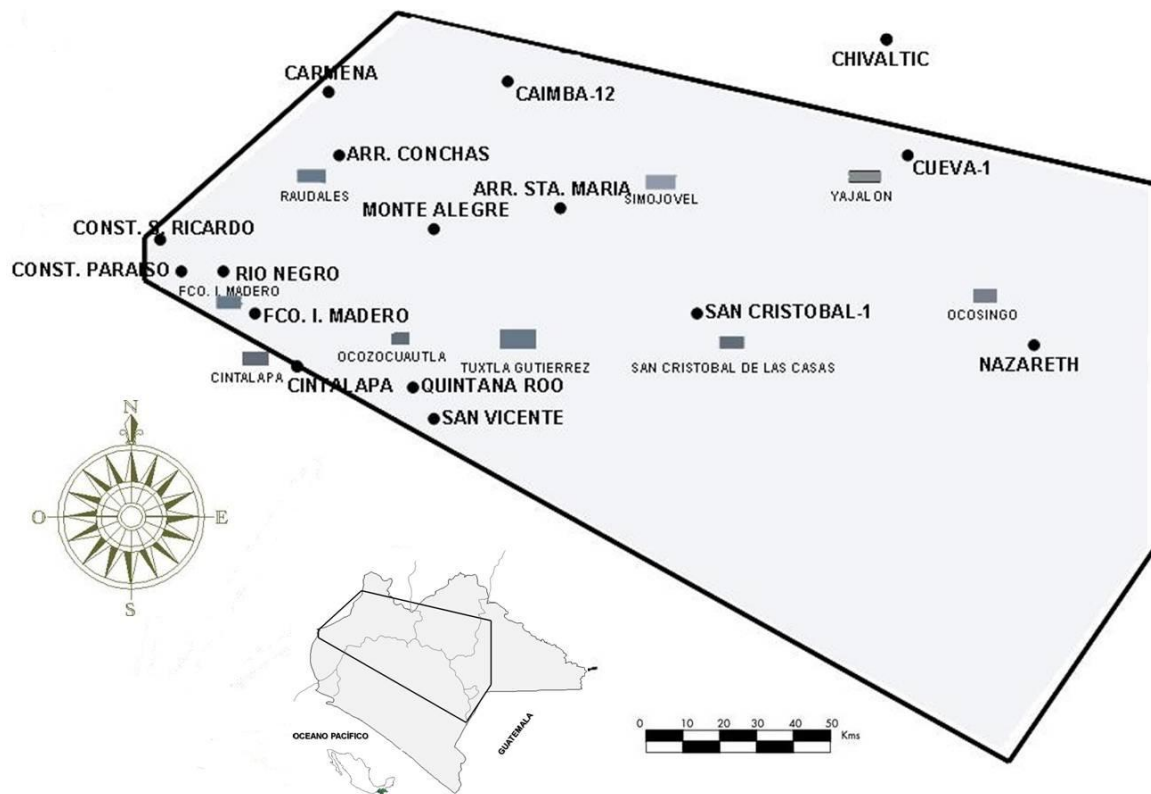


Figura 2.13.- Distribución de unidades superficiales y pozos donde se observó la Formación San Ricardo.

El Pozo San Cristóbal-1, presenta una columna litológica que según el reporte del pozo consiste de 3200 m a 3125 m de un paquete de limolitas de color café rojizo, ligeramente calcáreo, con trazas de dolomía cristalina fina y arenisca gris claro de muy fina a fina, con granos de cuarzo y escasos feldespatos, mal clasificados y fracturas rellenas de calcita. Entre el intervalo 3125 m a 2975 m, son principalmente dolomías de color café oscuro a claro microcristalinas, con muy pocas limolitas; de 2975 m a 2850 m, se tiene una alternancia de limolitas y dolomías. En el intervalo de 2850 m a 2761 m, predominan las limolitas café rojizo y en menor proporción las de color gris verdoso, también se observan delgadas intercalaciones de capas de bentonitas y areniscas gris claro, de grano fino a medio ligeramente calcárea. La parte

superior de 2761 m a 2665 m, consiste de limolitas de grano grueso, capas de bentonitas verdosas, areniscas de grano fino a medio con cuarzo y escasos feldespatos, con matriz calcárea, un cuerpo de anhidrita microcristalina, dolomías de café claro a oscuro con fracturas selladas por calcita y caliza arcillosa, color gris claro a gris verdoso, que en partes gradúa a wackestone y packstone, con intercalaciones de areniscas de grano fino y limolitas.

En el Pozo Turipache-1, específicamente en su base de 3070 m a 2780 m, se presenta una secuencia de calizas dolomitizadas y dolomía de color gris claro a café y hacia la cima se observa anhidrita de color gris claro a blanca, microcristalina, con trazas de caliza dolomíticas, entre 2780 m y 1935 m continúan capas de calizas microcristalinas de color café, calizas dolomitizadas y dolomías, algunos de los estratos presentan ostrácodos, fragmentos de bioclastos indeterminados, oolitos, pisolitas y algunos microforaminíferos como son: *Globochaete alpina* y *Fibroshaera* sp, así como estilolitas, fracturas rellenas de calcita e impregnación de hidrocarburos. La parte superior de esta unidad, ubicada de 1935 m a 1666 m de profundidad, la constituyen areniscas de grano fino a medio, algunas dolomías, con clastos de cuarzo, escasas plagioclasas y piritas diseminadas; existen capas intercaladas de bentonita verde de grano fino a grueso, mientras que su parte superior se vuelve calcárea, con calizas arenosas y calizas con textura cristalina fina, en partes dolomitizadas. Existen intercalaciones de areniscas de grano medio a grueso.

En el Pozo Villa Allende-1, la columna litológica está constituida por tres unidades. La primera unidad está entre el intervalo de 2835 m a 2170 m y es una secuencia de dolomías microcristalinas, microdolomías arenosas con granos de cuarzo, feldespato y fragmentos de rocas ígneas angulosas a subredondeadas y escasos mudstones dolomitizados con fracturas y microfracturas rellenas de calcita y anhidrita, algunas de ellas con impregnación de aceite, así como trazas de pedernal. La segunda unidad litológica de 2170 m a 1817 m, la constituyen limolitas de grano grueso, areniscas de grano fino a grueso (feldsarenita lítica), con clastos de cuarzo, feldespatos y fragmentos



angulosos de rocas ígneas, mal clasificados, con cementante silíceo y los contactos cóncavos, convexos, tangenciales y planares, asimismo existen algunos microcristales de pirita, así como escasos estratos intercalados de bentonita verde con estructuras laminares. La tercera unidad de 1817 m a 1688 m, en su base presenta dolomías microcristalinas. En su cima se observa limolita ligeramente bentonítica, arenisca de grano fino, trazas de dolomía, anhidrita microcristalina y bentonita verde ligeramente piritizada, con trazas de mudstone dolomítico.

Dentro del área de estudio, Mandujano *et al.*, (1992), midieron la Formación San Ricardo en su localidad tipo (**Figura 2.14**). En esta se observa que la parte basal está conformada por litología muy variada, pudiendo ser areniscas, areniscas conglomeráticas, mudstone, esporádicos wackestones y packstones, algunos horizontes conglomeráticos y abundantes lutitas y areniscas arcillosas hacia la parte superior de esta zona de transición entre la Formación Todos Santos con la Formación San Ricardo. Esta variedad litológica tan amplia cambia bruscamente al presentarse el Miembro Calcáreo de dicha formación, en el cual los estratos sobresalen en el terreno ya que por contener menor proporción de arcillas, esto les va a dar una mayor resistencia al intemperismo y erosión. La litología presente para este Miembro carbonatado está conformada casi exclusivamente por wackestone y en esporádicas ocasiones packstone de foraminíferos planctónicos y algas.

En lo que respecta al Miembro Margoso, la litología presente es la siguiente: margas en mayor proporción, lutitas, mudstone, wackestone, wackestone arenoso, wackestone arcilloso y ocasionalmente algún packstone, generalmente la estratificación es delgada de 10 cm a 20 cm.

La parte basal del Miembro Arenoso de aproximadamente 20 m de espesor, presenta gran variedad litológica dentro de la que observamos:

areniscas, wackestones, limolitas, lutitas, las cuales van disminuyendo a favor de las areniscas, que se presentan en forma muy continua en el resto del miembro, conjuntamente con delgados horizontes de lutitas, las cuales aparecen en forma rítmica en varios intervalos.

Esta formación se encuentra principalmente distribuida en la porción occidental del área de estudio, cerca del poblado de Cintalapa.

B.3.3 Espesor.

En el Pozo San Cristóbal-1, el espesor es de 535 m en el intervalo de 2665 m a 3200 m de profundidad. En el Pozo Turipache-1, se perforaron 104 m de esta unidad. En el Pozo Villa Allende-1, se observaron 1147 m de espesor de esta formación y en la Sección Río Negro, el espesor medido para la Formación San Ricardo fue de 1720 m y de aproximadamente 115 m de transición con la Formación Todos Santos.

B.3.4 Relaciones estratigráficas.

En la parte inferior del Pozo San Cristóbal-1, el Miembro Calcáreo Arenoso de la Formación San Ricardo, es concordante y transicional con los sedimentos terrígenos de la Formación Todos Santos. Su parte superior es transicional a una unidad litológica de evaporitas y dolomías del Cretácico Inferior, correspondientes a la Formación Cobán, que están subyaciendo por posición estratigráfica al Albiano-Cenomaniano. En los pozos Turipache-1 y Villa Allende-1, estas rocas están sobreyaciendo de manera discordante a sal pre-Jurásica y subyacen transicional y concordantemente a la Formación Cantelhá.

En la Sección Río Negro, se observan los contactos superior e inferior. El contacto inferior se manifiesta como un paso transicional de las facies terrígenas continentales de la Formación Todas Santos a las facies carbonatadas de la base de la Formación San Ricardo, observándose como lentes de carbonatos dentro de las facies terrígenas, evidenciando esto el paso transicional de una formación a otra. El contacto superior de la Formación San Ricardo, se



manifiesta como el cambio de areniscas de grano grueso de ambiente de intermarea a mudstone color gris claro recristalizados, de ambiente de plataforma interna de la Formación Cantelhá.

B.3.5 Edad y Correlación.

Richards en 1963 (*in* Alencáster, 1977), propuso para la Formación San Ricardo una edad Jurásica Superior-Cretácico Inferior, hasta que nuevas evidencias paleontológicas indicaron una edad mas definida. Silva-Pineda en 1977, menciona como edad para esta formación la de Kimmeridgiano-Portlandiano? donde identifica la *Goniolina geométrica* (*Chlorophyta dasycladaceae*) en el Miembro Calcáreo. De acuerdo a los estudios de microfauna realizados por la Mtra. María Ornelas en el IMP, en la misma sección en el año de 1991, se determinaron los siguientes microorganismos: moluscos, ostrácodos, gasterópodos, pelecípodos, briozoarios, braquiópodos, algas calcáreas, foraminíferos bentónicos, equinodermos, espículas, *Incertae saedis*, calpionélidos, así como algunos macrofósiles (**Figura 2.15**).

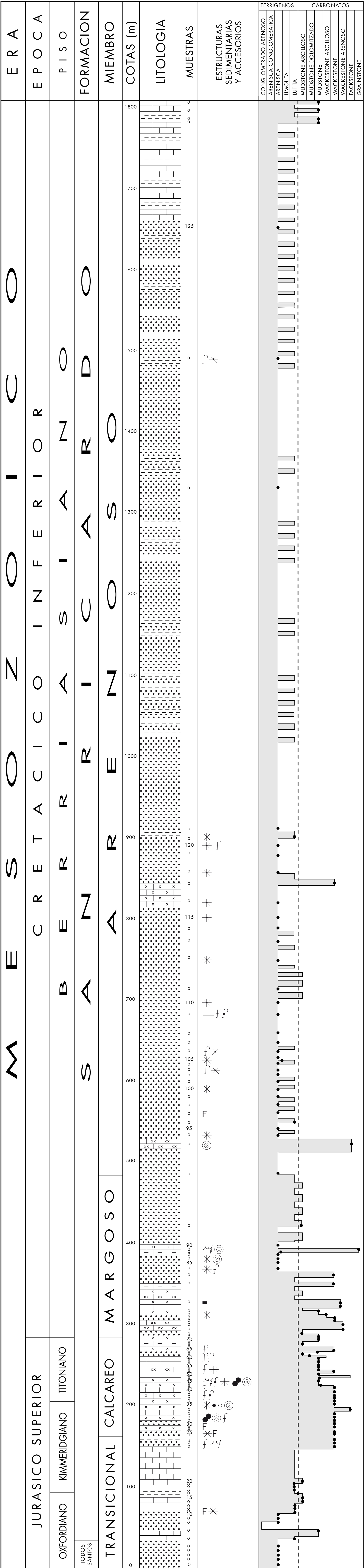


Figura 2.14.- Evolución Litoestratigráfica de la Formación San Ricardo en la Sección Rio Negro. 72

<i>Harpagodes</i> sp. <i>H. cf. oceani</i> <i>Eocallista</i> sp. <i>E. brongniarte</i> <i>Purpuroidea</i> sp. <i>P. cf. acatlana</i> <i>Protocardia aff. Dufrenoyia</i> <i>Pleuromia tellina</i> <i>cf. Ceratomya</i> sp. <i>Inoperma cf. perplicata</i> <i>cf. Pleuromys</i> sp. <i>Lucina</i> sp. <i>Pinna</i> sp. <i>cf. Aporhais</i> sp. <i>Trigonia</i> sp. <i>T. aff. woderwadi</i> <i>T. aff. vyzhetuki</i>	MACROFÓSILES
MOLUSCOS OSTRACODOS GASTEROPODOS PELECIPOS BRYOZOARIOS BRAQUIPODOS	
<i>Macroporella espihelensis</i> <i>Heteroporella</i> sp. <i>H. anici</i> <i>Delofrella quercifolipora</i> <i>Clypeina jurassica</i> <i>Cylindroporella texana</i> <i>Cylindroporella</i> sp. <i>Gryphoporella</i> sp. <i>G. plae</i> <i>Macroporella eimbergi</i> <i>Heteroporella lemmensis</i> <i>Actinoporella podolica</i> <i>Macroporella pratunoni</i> <i>Radoicicella subtilis</i> <i>Radoicicella</i> sp. <i>Clypeina</i> sp. <i>Salpingoporella annulata</i> <i>Gryphoporella</i> sp. <i>Clypeina cf. solkani</i> <i>Salpingoporella gudii</i> <i>S. cf. selli</i> <i>Apinella jaffrezoi</i> <i>Cayeuxia kurdistanensis</i> <i>C. Plae</i> <i>Cayeuxia</i> sp. <i>Salpingoporella cemi</i> <i>Salpingoporella</i> sp. <i>S. cf. steinhausenii</i> <i>Solenopora</i> sp. <i>S. cf. jurassica</i> <i>Acicula</i> sp. <i>A. jurassica</i> <i>A. elongata</i> <i>Pseudocymatopolis perforatissima</i> <i>Likonella</i> sp. <i>Gryphoporella perforatissima</i>	ALGAS CALCÁREAS

<i>Pseudocyclamina lituus</i> <i>P. maynci</i> <i>Haurania</i> sp. <i>Pseudocyclamina</i> sp. <i>Everticyclamina virguliana</i> <i>Alveosepta</i> sp. <i>A. jaccardi</i> <i>Haplophragmium</i> sp. <i>Trocholima cf. molesta</i> <i>T. aff. molesta</i> <i>T. alpina</i> <i>Trocholima</i> sp. <i>Glossospira</i> sp. <i>Trocholima elongata</i> <i>Lenticulina</i> sp. <i>Nautiloculina odithica</i> <i>Pseudospirocyclina</i> sp. <i>Anchispirocyclina lusitanica lusitanica</i> <i>A. lusitanica minor</i> <i>Croffatella tnginata</i> <i>Croffatella</i> sp. <i>Anchispirocyclina</i> sp. <i>Pseudospirocyclina maynci</i> <i>P. cf. mauritanica</i> <i>Everticyclamina</i> sp. <i>Haurania amiji</i> <i>Aerobaculites</i> sp. <i>Timidonella</i> sp. <i>T. cf. sarda</i> <i>Lituosepta</i> sp. <i>Mesoendothyra complanata</i> <i>Lituosepta cf. compressa</i> <i>Orbitopsella</i> sp. <i>O. praecursor</i> <i>Rectocyclamina chouberty</i> <i>Nautiloculina</i> sp. <i>Praechrysalidina infracretacea</i> <i>Fertuilla frequens</i> <i>Fertuilla</i> sp. LAGENIDOS MILIOLIDOS LITUOLIDOS	FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS
EQUINODERMOS	
<i>Rhaxella</i> sp. <i>R. sorbyana</i>	ESPICULAS
<i>Cadosina</i> sp.	INCERTA SAEDIS
<i>Favreina</i> sp. <i>F. saleyensis</i>	FAVREINAS
<i>Reisaniella ferasini</i>	CALPIONELIDO

Figura 2.15.- Fauna determinada para la Formación San Ricardo en la Sección Río Negro (Órnelas et al., 1991).

De acuerdo a la fauna determinada y expuesta en la **Figura 2.15**, la edad asignada a los diferentes miembros de la Formación San Ricardo es la siguiente: Miembro Calcáreo: Oxfordiano-Kimmeridgiano, Miembro Margoso: Tithoniano y Miembro Arenoso: Berriasiano-Aptiano (?). La correlación lateral puede estar dada con la secuencia de evaporitas de la Formación Cobán, así como para las facies terrígenas de la Formación Jericó.



B.3.6 Ambientes de depósito.

Para esta unidad estratigráfica se buscó usar como criterio la distribución de los ambientes de depósito a lo largo de la misma. En la sección tipo ubicada en Río Negro se tiene que está conformada por litologías correspondientes a un ambiente mixto-litoral, dentro del cual existe litología de origen tanto continental como marina muy somera, este último ambiente se va profundizando hasta ser francamente marino carbonatado (Miembro Calcáreo) de plataforma interna, cuyos estratos sobresalen en la sección. Este ambiente se profundiza pasando a ser parte de la plataforma externa y cuenca para el Miembro Margoso y posteriormente el medio evoluciona a uno más somero litoral de intermarea, representado por el Miembro Arenoso que es el más superior de la Formación San Ricardo.

B.4 Formación Jericó.

B.4.1 Antecedentes

García (1978) en su Proyecto Todos Santos, propone cinco secciones estratigráficas, las cuales estudia y subdivide a los Lechos Rojos en dos miembros de edad Jurásico Medio-Superior en el área de Jericó y Rizo de Oro, Chiapas. La parte superior del primer miembro se constituye en facies arenosas y conglomeráticas con un espesor que varía de 300 m a 960 m. El segundo miembro presenta en su parte inferior facies de arcillas arenosas (limolitas y areniscas) con un espesor que oscila entre 200 m y 300 m, con palinomorfos del Jurásico Medio. Posteriormente CONCIT (1982), en el Prospecto Soconusco, divide a la Formación Todos Santos en dos miembros; el inferior lo denomina como Siltepec, constituido por lutitas y limolitas con intercalaciones de areniscas de grano muy fino y rocas ígneas extrusivas intermedias que afloran en el área de Siltepec, en un espesor aproximado de 904 m, y el superior como Jericó, compuesto por una secuencia de arcosas de grano grueso, conglomerática, con intercalaciones de conglomerados francos y lutitas guindas y verdes.

En 1983, Juan Manuel Quezada Muñetón propone la localidad tipo de la Formación San Ricardo en la sección de afloramientos expuesta en el Río Pueblo Viejo (localizada 20 km al NW de la población de Cintalapa, Chiapas) y menciona que hacia el sureste cambia a facies continentales con intercalaciones costeras en la parte media inferior.

B.4.2 Definición

Juan Manuel Quezada Muñetón (1974), propone como Formación Jericó, a una serie de sedimentos clásticos producto de un ambiente continental con una intercalación costera en la parte media superior, cuyas exposiciones se localizan en la depresión central de Chiapas, inmediatamente al sur de la Colonia Jericó, ocupando en parte el lecho del Arroyo Macoita, a 6 km antes de su confluencia con el Río El Brillante.

Estos sedimentos descansan concordantes sobre las capas rojas de la Formación Todos Santos y están representados por una serie de areniscas cuarzosas micacíferas, margas y areniscas, así como conglomerados con troncos silicificados, que en conjunto tienen un espesor de aproximadamente 517 m en su localidad tipo. Su contacto superior no se observó, pero se supone concordante bajo las dolomías de la Formación Cantelhá.

B.4.3 Distribución

Los sedimentos de esta formación, se distribuyen en una franja angosta y alargada sobre las capas rojas de la Formación Todos Santos y subyacen a las dolomías del Albiano-Cenomaniano. Dicha franja se extiende de SE a NW, localizándose en su extremo NW la Colonia Jericó, ahí su mejor expresión tiene una anchura de 2.5 km, desapareciendo inmediatamente al NW a unos 7 km de la localidad tipo por traslape de las dolomías sobre las rocas ígneas del Macizo de Chiapas. Al sureste tiene una continuidad de 70 km, hasta desaparecer también por acuíñamiento de las dolomías sobre las rocas paleozoicas. Este acuíñamiento ocurre a 20 km al NW de Chicomuselo, Chiapas.



B.4.4 Litología y Espesor.

Esta formación consiste de una secuencia aproximada de 517 m de espesor, dividida en cuatro unidades de la base a la cima, las cuales se describen a continuación:

Unidad I.- Constituida por 57 m de areniscas cuarzosas, gris claro, de grano fino a medio, con abundante mica y capas bien estratificadas de 10 a 80 cm.

Unidad II.- Representada por 95 m de calizas margosas, margas y areniscas calcáreas, con materia orgánica carbonizada dispuesta en capas de 2 a 8 cm.

Unidad III. - Conformada por 55 m de areniscas cuarzosas color gris claro, de grano fino a medio bien consolidadas, con abundante mica diseminada, así como materia vegetal carbonizada. En este nivel son comunes las rizaduras por corrientes y la sedimentación cruzada. La estratificación varía entre 10 y 80 cm.

Unidad IV.- Formada por 310 m de areniscas cuarzosas color crema amarillentas, con tonalidades rojizas, alteradas, con inclusiones de cenizas volcánicas. También se observa en este nivel un conglomerado color rojizo, de comportamiento masivo. En la parte media superior de esta unidad es notable la presencia de troncos silicificados cuyo tamaño varía de 10 cm a 40 cm.

B.4.5 Relaciones estratigráficas.

La base de la unidad I de la Formación Jericó, es concordante con las areniscas rojas mal compactadas, correspondientes a la cima de la Formación Todos Santos. El contacto superior con las dolomías de la Formación Cantelhá no se observó por no estar expuesto, pero por los antecedentes que se tienen de la relación entre la cima de la Formación San Ricardo y la base de las dolomías de la ya citada Formación Cantelhá, no se descarta que este límite sea también concordante.

B.4.6 Edad y Correlación.

Con base a las observaciones de campo y correlación con rocas de la Formación San Ricardo, se le asignó una edad del Jurásico Superior (Kimmeridgiano-Tithoniano) para las unidades I, II y III, en tanto que para la unidad IV se pensó que corresponde al Cretácico Inferior.

En 1978, Salas E. le asigna la edad de Jurásico Medio (Bajociano-Batoniano) en base a gimnospermas y fragmentos de esporas. Blair (1982), recolecta material que es analizado por Christopher, A. R., quien determina la edad de Jurásico Superior-Cretácico Inferior, con base en 35 géneros de palinomorfos. Salas E., y Quezada J. (1981) y Gutiérrez, G.L. (1984), dan edad de Jurásico Medio-Superior (Caloviano-Tithoniano) con base en una asociación de palinomorfos continentales (gimnospermas y pteridofitas), siendo esta edad la más significativa, ya que también se determinaron palinomorfos para la Formación Todos Santos de edad Bajoniano-Batoniano, siendo esta última la formación que subyace normalmente a la Formación Jericó.

B.4.7 Ambiente de depósito.

En la secuencia sedimentaria de la Formación Jericó, predominan los ambientes continentales. Para las unidades I y III se interpretan facies fluviales, la unidad II es producto de un medio costero en un clima árido y seco, la unidad IV se depositó en ambientes fluviales y de piámonte. Por otro lado Blair, C.T. (1982), las considera asociadas a depósitos de abanicos aluviales proximales, medios y distales.

B.5 Formación Cobán

B.5.1 Definición

Sapper (1899) aplicó el nombre de "Coban Kalke" a una secuencia de calizas, dolomías, brechas calcáreas y conglomerados calcáreos de edad cretácica que afloran cerca de Cobán, Departamento de Verapaz, Guatemala. El



consideró una posible correlación de estas rocas con las rocas carbonatadas en la región de Los Cuchumates, utilizando el mismo nombre para ambas formaciones pero Termer (1932), propuso el nombre de Ixcoy para las rocas carbonatadas en Los Cuchumates (Walper, 1960).

Walper (1960) en el área Cobán-Purulhá, Guatemala; distingue en diferentes secciones a las formaciones Cobán e Ixcoy con base en la microfauna y algunas diferencias litológicas. La Formación Ixcoy consiste de una secuencia de brechas calcáreas, calizas, calizas dolomíticas y cuerpos intercalados de lutitas del Neocomiano Tardío-Albiano y la Formación Cobán de litofacies de calizas dolomitizadas de color gris a negro y dolomías de textura sacaroide y calizas fosilíferas que contienen foraminíferos del Cenomaniano-Turoniano.

Vinson (1962), describe a la Formación Cobán como una secuencia gruesa de calizas y dolomías, además considera que es una de las secuencias con mayor espesor de evaporitas en el mundo. Sitúa la edad de estas rocas del Neocomiano-Turoniano, pero restringe parte de la unidad evaporítica al Cretácico Inferior. Para dicho autor la sección tipo de la Formación Cobán aflora a lo largo de la carretera de Cobán-San Pedro Carchá en el puente de Río Cobán al lado este del pueblo de Cobán en Guatemala.

La descripción de Vinson (1962) de la Formación Cobán, no coincide con la original establecida por Sapper en 1899, pero es descrita con este nombre por la mayoría de los geólogos que han estudiado la secuencia cretácica de carbonatos y evaporitas cortadas por algunos pozos en Guatemala y México.

Leigh *et al.*, en 1976 dividen a la Formación Cobán en tres miembros denominados A, B y C. La parte inferior o Miembro C, está constituida por anhidritas con intercalaciones de calizas, cambiando a mayor cantidad de dolomías, cuyo espesor es de 2745 m, esta secuencia fue depositada en un

ambiente de tipo "sabkha" y es considerada como una de las más gruesas del mundo. El Miembro B tiene 710 m de calizas, calizas dolomíticas y dolomías. En el Miembro A se tienen 610 m de calizas masivas que contienen desarrollos arrecifales con rudistas de la Formación Campur, depositadas sobre la plataforma continental.

Para estas rocas de la Formación Cobán se sugiere una edad de Albiano-Cenomaniano. En los afloramientos de la Formación Cobán, en la Cordillera de Los Cuchumates, se ha reportado fauna del Aptiano (?).

En el área de Lancatún, Rodríguez (1987), describe a la Formación Cobán como una secuencia de anhidrita, con intercalaciones de calizas y dolomías dividiéndola en 3 unidades.

En México, geólogos de PEMEX utilizan el nombre de Formación Cobán para una secuencia de litofacies del Cretácico, constituida por anhidritas con intercalaciones de dolomías y calizas, cortadas por pozos exploratorios en la Plataforma de Yucatán y la Sierra de Chiapas.

B.5.2 Litología y distribución

Las facies litológicas que constituyen a la Formación Cobán en el área de estudio, fueron cortadas por los pozos San Cristóbal-1, Oxchuc-1, Trinitaria-1, Retiro-1 y Nazareth-1.

La descripción de cada una de las columnas litológicas se realizó con las que poseen mayor información estratigráfica y litológica, iniciando con aquellas que cortaron rocas que van de más antiguas a las más jóvenes.

El Pozo San Cristóbal-1 cortó rocas de la Formación Cobán del Cretácico Inferior, que están constituidas por anhidritas microcristalinas, con escasa materia orgánica e intercalaciones de dolomías microcristalinas, fracturadas, con ligera impregnación de aceite pesado. Su porción inferior es concordante y



transicional con sedimentos terrígenos de la Formación San Ricardo y su porción superior es concordante y transicional con calizas dolomitizadas y dolomías de la Formación Cantelhá.

En el Pozo Trinitaria-1, localizado al sureste del área de estudio; la secuencia litológica de la Formación Cobán es de gran espesor. Su base inicia en el Cretácico Inferior entre el intervalo 2140-2200 m, consiste de una secuencia de anhidrita microcristalina, con polimorfos de yeso, capas de microdolomía donde se observan fantasmas de foraminíferos bentónicos y escasa materia orgánica. Presenta estructuras nodulares, laminación y estilolitas irregulares. Entre 1770 m y 2140 m, continúan anhidritas microcristalinas, con microcristales de yeso, trazas de materia orgánica e intercalaciones de mesodolomía, con estructuras nodulares, estilolitas y microestilolitas en disposición anastomosada irregulares de estilo brechado y moteado con pequeñas manifestaciones de hidrocarburos pesados. El intervalo 1550-1770 m presenta una secuencia calcárea de microdolomías, mudstone dolomítico y mudstone asociada en su base con anhidrita microcristalina, presenta fantasmas de foraminíferos bentónicos y estructuras primarias nodulares, enterolíticas, de tipo "chicken-wire", estilolitas, microestilolitas rellenas de aceite pesado y fracturas. Para la profundidad de 1405 m a 1550 m, continúa una secuencia de mesodolomías y anhidritas microcristalinas, con polimorfos de yeso y trazas de materia orgánica, con estructuras laminar, nodular y bandeada. El intervalo de 1020 m a 1405 m, es un paquete de anhidrita microcristalina con escasa materia orgánica, microcristales de mesodolomía, polimorfos de yeso y estratos de mesodolomía, con estructura nodular, bandas enterolíticas, estilolitas irregulares rellenas de materia orgánica y fracturas rellenas de yeso y calcita, así como pequeñas manifestaciones de hidrocarburos. Este último intervalo es la cima del Cretácico Inferior que PEMEX considera por medio de una marca eléctrica y litología, ubicando a este paquete sedimentario como el Miembro "C" de la Formación Cobán.

Para el Albiano-Cenomaniano marcan el Miembro B de la Formación Coban entre 690 m y 1200 m, en una secuencia litológica constituida de mudstone arcilloso fosilífero con anhidrita microcristalina, foraminíferos bentónicos, polimorfos de yeso, trazas de materia orgánica, cristales de yeso, estructuras nodulares, laminación, estructuras enterolíticas, microestilolitas irregulares y microfracturas rellenas de hidrocarburos.

De 613 m a 690 m, se tiene el Miembro A, compuesto de anhidrita microcristalina, con polimorfos de yeso, intercalada con estratos de mudstone fosilífero que contiene miliólidos y algunas capas de dolomía. Sus estructuras primarias son estratos nodulares, laminares y enterolíticas, así como fracturas rellenas de yeso y manifestaciones de hidrocarburos. El espesor cortado tiene 407m.

En el Pozo Oxchuc-1, la parte inferior está dentro del Cretácico Inferior constituida litológicamente de caliza dolomitizada microcristalina ligeramente arcillosa, con trazas de anhidrita blanca y algunos estratos de dolomía microcristalina e intercalaciones de lutita bentonítica, fracturas irregulares rellenas de anhidrita (2440-2597 m). Continúa una secuencia de anhidrita microcristalina, con capas delgadas de caliza dolomítica y dolomías, fantasmas de miliólidos y fracturas (2050-2440 m). La parte superior la constituyen calizas (mudstone-packstone), calizas dolomitizadas, dolomías criptocristalinas y estratos de anhidrita microcristalina con escasa materia orgánica y microcristales de dolomita. En las capas calcáreas se tienen miliólidos, *Cadosina fusca*, *Quinqueloculina* sp., *Pyrgo* sp, *Colomiosphaera minutissima*, además presenta pellets, fracturas rellenas de materia arcillosa e hidrocarburos (1764 m a 2050 m).

El Pozo Retiro-1, presenta una secuencia litológica de la Formación Cobán que va del Cretácico Inferior al Superior y está constituido de la siguiente manera: El Cretácico Inferior está de 3950 m a 4735 m, el mismo se divide en dos unidades litológicas, la primera comprende de 4160 m a 4735 m y son



estratos de dolomías microcristalinas, con trazas de mudstone y wackestone e intercalaciones de anhidrita; contiene estratos delgados de yeso hacia su base, con fracturas rellenas de material arcilloso, así como escasas manifestaciones de hidrocarburos ligeros. La segunda unidad comprende de 3950 m a 4160 m, la cual es una secuencia sedimentaria compuesta de mudstone, wackestone y packstone de ooides (micrita fosilífera, biomicrita y biomicrita con oolitos) en partes dolomitizado, con fragmentos de moluscos, espículas de equinodermos, algas, ostrácodos, textuláridos, miliólidos, *Nannoconus* (*N. boneti*, *N. wassalli*, *N. bucheri*, *N. steinmanni*) y Globigerínidos chicos, con microfracturas selladas por calcita, material bituminoso y escasa impregnación de aceite residual e intercalaciones de dolomía microcristalina de textura sacaroide y esporádicas capas de anhidrita blanca.

La unidad sedimentaria de la parte media de la columna del pozo se considera del Albiano-Cenomaniano que corresponde de 1115 m a 3950 m, constituida en varios paquetes litológicos, en su base (3480 m a 3950 m) es una secuencia de anhidritas con escasa materia orgánica y cristales de yeso, capas intercaladas de dolomía cristalina con algunos miliólidos, fragmentos de ostrácodos, glomospíridos y manifestaciones de hidrocarburos (asfalto y aceite residual), de 3255 m a 3480 m continúan dolomías con miliólidos, glomospíridos, estratos de anhidritas y manifestaciones de aceite residual. Para el intervalo de 2755 m a 3725 m se tienen capas de mudstone a packstone ligeramente dolomitizadas, con miliólidos, ostrácodos, glomospíridos, estratos de dolomía y anhidrita microcristalina. Entre 2260 m y 2755 m, es una secuencia de anhidrita conteniendo polimorfos de yeso, materia orgánica, estratos de micro y mesodolomía. Presenta estructura nodular, estilolitas irregulares en disposición paralela rellenas de materia orgánica e hidrocarburos y fracturas selladas con calcita. De 1115 m a 2260 m continúa una microdolomía a mesodolomía, con estilolitas irregulares rellenas de hidrocarburos (aceite residual), porosidad intercristalina y anhidrita microcristalina con polimorfos de yeso, materia

orgánica y estructura nodular, así como estratos de wackestone a packstone con intraclastos, pellets, fragmentos de moluscos, ostrácodos, algas, textuláridos, miliólidos de tipo de la *Nummuloculina heimi* y *Valvulina picardi*.

El Cretácico Superior está ubicado de 0 m a 1115 m, es una secuencia sedimentaria constituida por estratos de mudstone, wackestone, packstone, parcialmente recrystalizados, con microfauna compuesta por miliólidos (*Nummuloculina* sp), *Chubbina cardenaensis*, cassidulináceos, alveolínidos, textuláridos, fragmentos de ostrácodos, moluscos y algas, así como pellets y peletoides, contiene intercalaciones de dolomías, lutita bentonítica, fracturas y microfracturas rellenas de calcita, estilolitas y escasa impregnación de hidrocarburos (aceite ligero). Asimismo, la porosidad es intergranular y por fracturas.

En el Pozo Nazareth-1, la Formación Cobán abarca del Albiano al Cretácico Superior. Herrera-Villaseñor (1991) dividen al Albiano-Cenomaniano en cinco paquetes litológicos, el primero de 3490 m a 4100 m, es una secuencia de micro y mesodolomía, con algunos cristales de dolomita que presentan dedolomitización o reemplazamiento casi total de calcita, escasa materia orgánica y trazas de hidrocarburos, así como fantasmas de bioclastos, intercalaciones de mudstone, wackestone con miliólidos, fragmentos de ostrácodos, algas, foraminíferos bentónicos y anhidrita microcristalina con materia orgánica al parecer de tipo carbonoso, escasos microcristales de dolomita, algunos reemplazados parcialmente por calcita y estructuras sedimentarias de tipo nodular, "chicken-wire", estilolitas rellenas de materia orgánica e hidrocarburos y algunas fracturas. El segundo es de 3050 m a 3490 m, constituido por anhidritas con escasa materia orgánica, cristales de dolomita, reemplazados casi totalmente por calcita debido a una dedolomitización, estructuras de tipo nodular, bandeada y estilolitas irregulares rellenas de materia orgánica e interdigitaciones de microdolomía asociada a anhidrita. El siguiente paquete que es el tercero, de 2690 m a 3050 m, continúa la secuencia de dolomías y anhidritas, con escasa materia orgánica, estructuras nodulares,



bandeadas y enterolíticas. Para el cuarto intervalo 2010 m a 2690 m, sobresalen más los paquetes de anhidritas con intercalaciones de microdolomía, con escasa materia orgánica y fantasmas de miliólidos, estructuras nodulares, enterolíticas y estilolíticas irregulares rellenas de materia orgánica o hidrocarburos (aceite ligero), trazas de bentonita y fracturas rellenas de yeso. El último paquete abarca de 1795 m a 2010 m, son dolomías con escasas intercalaciones de anhidrita.

El Cretácico Superior en el Pozo Nazareth-1 esta de 400 m a 1795 m, es una secuencia litológica con dolomías y mudstone dolomitizado, presentando miliólidos, rotálidos, glomospíridos, fragmentos de ostrácodos y algas, contiene intraclastos, pedernal diseminado, microfracturas, laminaciones, manifestaciones de hidrocarburos (aceite residual) y trazas de bentonita.

En la Sección superficial "Ocotal" se observó que el 95% de la litología que conforma esta sección son dolomías. El restante 5% lo constituyen mudstone-wackestone de plataforma interna ubicados en la cima de la sección (**Figura 2.16**).

Las rocas descritas como anhidritas y dolomías de la Formación Cobán se localizan en el subsuelo de la Sierra de Chiapas, en toda la porción norte y oriental del área de estudio, en los pozos San Cristóbal-1, Oxchuc-1, Nazareth-1, Retiro-1 y Trinitaria-1, extendiéndose hasta la República de Guatemala.

B.5.3 Espesor.

En el Pozo San Cristóbal-1, el intervalo que cortaron los sedimentos de la Formación Cobán fue de la profundidad de 2222 m a 2665 m, obteniéndose un espesor de 443 m.

El Pozo Trinitaria-1, localizado al sureste del área, presenta un espesor de 1180 m, perforado de la profundidad de 1020 m a 2200 m.

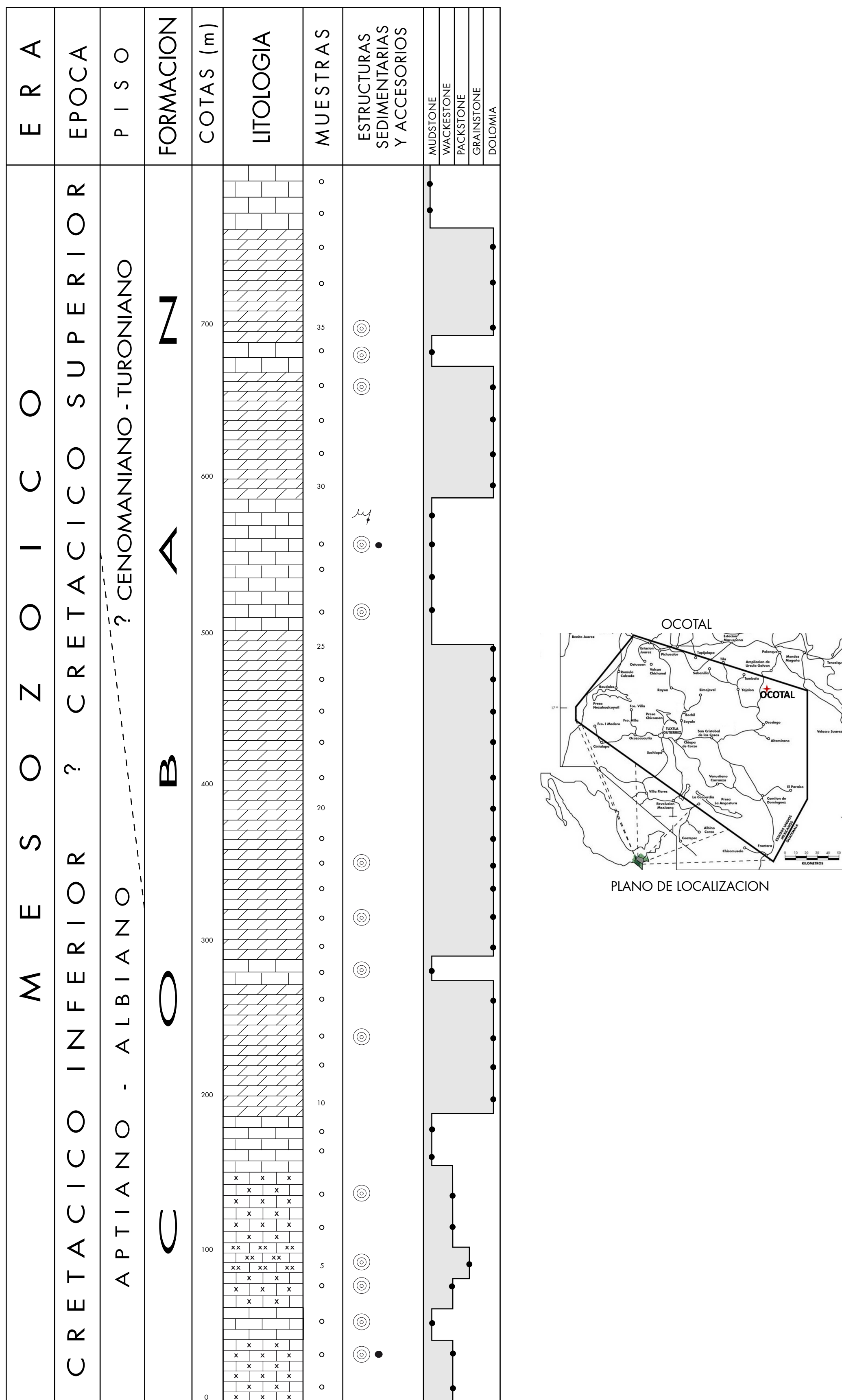


Figura 2.16.- Evolución Litoestratigráfica de la Formación Cobán en la Sección Ocotal.

En el Pozo Retiro-1, aparentemente toda la secuencia pertenece a la Formación Cobán, habiéndose perforado 4735 m del Cretácico Superior al Cretácico Inferior.

La Formación Cobán en el Pozo Nazareth-1, abarca un espesor de 3700 m de la profundidad 400 m a la de 4100 m.

Finalmente el espesor incompleto observado en la Sección Ocotál, ubicada en el límite oriental del área de trabajo fue de 800 m.

B.5.4 Relaciones estratigráficas

La Formación Cobán en el Pozo San Cristobal-1, tiene su contacto inferior transicional y concordante con la Formación San Ricardo de igual manera la parte superior con la Formación Cantelhá. En el Pozo Oxchuc-1, no se observa el contacto inferior, pero el superior es concordante con la Formación Cantelhá. Hacia la porción central del área en el Pozo Trinitaria-1, la secuencia litológica de la Formación Cobán está sobreyaciendo a rocas terrígenas del Jurásico Superior posiblemente correspondiente a la Formación Todos Santos, siendo su contacto transicional y concordante, y subyaciendo concordantemente a la Formación Cantelhá del Albiano-Cenomaniano.

Para el Pozo Retiro-1, su contacto inferior es por discordancia con depósitos de sal posiblemente pre-Jurásica y su posición superior es concordante con facies de dolomías y calizas que constituyen la parte superior de la columna, equivalente al Cretácico Superior (en el pozo no se marca ninguna discordancia, pero Quezada en su trabajo de 1987, hace referencia a esta discordancia en el área de estudio).

En el Pozo Nazareth-1, el contacto inferior no se cortó pero el superior esta posiblemente en discordancia con sedimentos del Paleoceno-Eoceno. Como se describió en algunos pozos, el contacto inferior es discordante con sal pre-Jurásica y concordante con rocas terrígenas equivalentes a la Formación



Todos Santos, facies calcáreas y terrígenas de la Formación San Ricardo y rocas calcáreas del Cretácico Inferior; la parte superior, en la porción occidental y sur del área es transicional y concordante con las facies calcáreas o dolomíticas de la Formación Cantelhá. Los sedimentos evaporíticos del Cretácico Superior de la Formación Cobán, al oriente, probablemente están en contacto discordante con rocas terciarias.

B.5.5 Edad y correlación

En la Sección Ocotál, la microfauna determinada fue la siguiente: algas calcáreas, miliólidos, alveolínidos, *Thaumatoporella* sp, *Glomospira watersi*, *Valvulamina picardi*, *Nummoloculina heimi*, *Merlingina cretacea* y *streptalveolina mexicana*, definiendo la biozona de *Bicóncava bentori*. De acuerdo a esta asociación faunística presente en esta sección situada al oriente del área de estudio, la edad correspondiente a la Formación Cobán es del Aptiano-Albiano al Cenomaniano-Turoniano.

En el Pozo Trinitaria-1, la Formación Cobán se le asigna una edad del Cretácico Inferior al Superior, por posición estratigráfica en donde los sedimentos terrígenos subyacentes son del Jurásico Medio-Superior.

En el Pozo Oxchuc-1, la microfauna está constituida por *Cadosina fusca*, *Colomisphaera carpathica*, *Colomiosphaera minutissima*, *Quinqueloculina* sp., *Pyrgo* sp., *Cuneolina* sp., *Valvulamina* sp. , Calcidulináceos, *Nummoloculina heimi*., *Spirulina* sp., *Valvulamina* cf, *V. picardi*, miliólidos, fragmentos de ostrácodos y moluscos con un alcance estratigráfico de Cretácico Inferior-Medio.

En el Pozo Retiro-1, se tienen facies calcáreas en donde la microfauna identificada paleontológicamente es una mezcla de nannocónidos y foraminíferos planctónicos constituidos por *Nannoconus buckeri*, *N. elongatus*, *N. wassalli*, *N. boneti*, *N. steinmanni*, *Globigerinelloides* sp., *Hedbergella* sp.,

Caucasella sp., textuláridos, fragmentos de algas dasycladáceas y globigerínidos chicos que permiten ubicar estas rocas dentro del Cretácico Inferior (Aptiano y probablemente Barremiano?). Se presentan fragmentos de moluscos, ostrácodos, glomospíridos, *Nummoloculina* sp., *Nummoloculina heimi*, del Albiano-Cenomaniano, y la parte superior en facies calcáreas, con microfauna bentónica del tipo de *Nummoloculina* sp., *Chubbina cardinasensis*, Cassidulinaceos, miliólidos, restos de rotálidos, ostrácodos, textuláridos y moluscos del Cretácico Superior (Campaniano-Maastrichtiano).

Esta formación se puede correlacionar con las facies terrígenas de la Formación San Ricardo que afloran en el área de Cintalapa, Chiapas; a la Formación Cantelhá de la Sierra de Chiapas y a la Formación Ixcoy en la República de Guatemala en la Sierra de Los Cuchumates.

B.5.6 Ambiente de depósito

El ambiente de depósito en el cual se depositaron las diferentes facies de la Formación Cobán, tuvieron que ser de plataforma interna somera, de supramarea, lagunar y lagunar evaporítica.

B.6 Formación Cantelhá

B.6.1 Definición

Böse (1905), nombra una secuencia de calizas y dolomías con macrofósiles y microfósiles semejantes a las rocas cretácicas de San Juan Raya, al norte de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas. Posteriormente se le dió el nombre de Caliza Sierra Madre por Nutall, 1929 (*in* Salas 1949) a carbonatos de plataforma aflorantes en la Sierra de Chiapas con edad cretácica. González (1963), dividió a esta formación en dos miembros, el inferior con el nombre de Caliza Cantelhá y el superior como Caliza Jolpabuchil, el primero de facies de plataforma de edad Albiano-Cenomaniano y el segundo de ambiente de cuenca del Cretácico Superior (Turoniano-Santoniano). Este último autor describió a la Caliza Cantelhá como una secuencia de calizas, color gris oscuro, lustroso y



sacaroide (cuando se encuentra recristalizada) y café crema cuando es fosilífera. Su localidad se encuentra en el cauce del río del mismo nombre, a 16 km al noroeste de la población Yajalón, Chiapas. Sánchez (1969), incorpora el Miembro Cintalapa de ambiente de plataforma al que Castro *et al.*, 1975; le asigna una edad de Turoniano-Santoniano, que representa el cambio de facies de la Formación Jolpabuchil hacia el sur y sureste. Finalmente Sánchez (1978), considera la conveniencia de elevar al rango de grupo a la Caliza Sierra Madre debido a que los miembros mencionados empezaron a ser descritos como formaciones en los trabajos de PEMEX (Quezada, 1987).

B.6.2 Litología y espesor

En el Pozo San Cristóbal-1, la secuencia litológica de la Formación Cantelhá abarca del intervalo 1000 m a 2222 m y está constituida por estratos de caliza dolomitizada, mudstone y dolomías con escasos miliólidos, fragmentos de pedernal, estilolitas irregulares rellenas de materia orgánica, fracturas selladas por calcita y manifestaciones de hidrocarburos del tipo de asfalto. Se tiene una zona brechoide de carbonatos de 2078 m a 2102 m, a esta secuencia le sobreyacen dolomías, con fracturas rellenas de calcita y fantasmas de textuláridos.

En el Pozo Trinitaria-1, las rocas calcáreas de la Formación Cantelhá son calizas dolomitizadas, calizas microcristalinas, brechas tectónicas con fragmentos angulosos a semiredondos, con miliólidos, estructuras laminares, onduladas, estilolitas rellenas de arcilla, fracturas y manifestaciones de hidrocarburos (aceite ligero y asfalto).

En el Pozo Turipache-1, la secuencia del Albiano-Cenomaniano está formada por mudstones y wackestones parcialmente dolomitizados y mudstone dolomítico, estratos con miliólidos (*Nummuloculina heimi*), foraminíferos bentónicos, fragmentos de bioclásticos y fracturas rellenas de calcita. Es probable

que el pozo presente repetición de columna por el gran espesor que se perforó.

La litología de la Formación Cantelhá en el Pozo Villa Allende-1, está constituida por una secuencia de dolomía, mudstone dolomítico, mudstone, wackestone, packstone, conteniendo fauna compuesta de miliólidos, *Nummuloculina heimi*, *Cadosina* sp., *Glomospira* sp., ostrácodos y textuláridos. Presenta trazas de bentonita, escasa pirita, microcavernas de disolución y fracturas rellenas de calcita.

En el Pozo Oxchuc-1, las rocas de esa unidad son del Albiano-Cenomaniano y se subdividen en dos unidades, la primera de 280 m a 1764 m (Albiano), constituida por estratos de mudstone, wackestone y mudstone dolomítico, con fragmentos de moluscos, corales, miliólidos (*Nummuloculina heimi*), estilolitas irregulares, fracturas rellenas de calcita, dolomita e hidrocarburos (del tipo de asfalto). La porosidad es de tipo intergranular y por fracturas. Su segunda unidad, que es la parte superior del pozo va de 0 m a 280 m (Cenomaniano), presenta mudstones parcialmente dolomitizados, algunas capas laminares de margas y dolomías, cuyo contenido faunístico es la *Cuneolina* sp., *Valvulammina* sp., *V. cf.*, *V. picardi*, *Nummuloculina Heidi*, *Spirulina* sp., miliólidos, foraminíferos bentónicos, fragmentos de moluscos y ostrácodos. Presenta estructuras laminares y fracturas rellenas de calcita.

En el Pozo Chivaltic-1, la Formación Cantelhá abarca del Albiano al Cretácico Superior, de 1815 m a 5930 m, está constituida por varios paquetes de rocas sedimentarias que se describen a continuación: comenzando por su parte inferior de 5930 m a 5500 m, con estratos de wackestone-packstone parcialmente dolomitizados y dolomías con pellets, peletoides, oolitos, intraclastos y bioclastos, con microfracturas selladas por dolomitas con impregnación parcial de aceite residual, así como cavidades rellenas de dolomita, su porosidad es intragranular y por microfracturas. Para el intervalo 5500 m a 4590 m, se incrementa más los paquetes de mesodolomía con fantasmas de bioclastos e intercalaciones de wackestone-packstone ligeramente



dolomitizados; presentando pellets, oolitos, amodiscidos del tipo de la *Glomospira-Glomospirella* y otros organismos recristalizados indeterminados, microfracturas selladas por dolomita así como remanentes de asfalto y aceite residual. Entre 4590 m a 4180 m es mas calcárea, estratos de wackestone-packstone con miliólidos, tales como la *Nummuloculina* sp., algunos fragmentos de algas, bioclotos indeterminados, textuláridos y capas con pellets e intraclastos, así como dolomías ligeramente calcáreas, con trazas de materia orgánica, fracturas rellenas de calcita, estructuras de microestilolitas y laminación. Su porosidad es intergranular, por disolución, en fracturas y cavidades. Dentro del intervalo 4180 m a 2570 m, se tienen más capas de mesodolomías de las mismas características descritas con anterioridad en intercalaciones de mudstone-wackestone parcialmente dolomitizados con fauna compuesta por amodiscidos (*Glomospira-Glomospirella*) y escasos hedbergélidos. Presenta estilolitas selladas por dolomita, pirita diseminada y algunas manifestaciones de hidrocarburos. Para la secuencia litológica de 2570 m a 2275 m, se presentan dolomías con microestilolitas selladas por calcita y escasas manchas de hidrocarburos (asfalto y aceite ligero). Para la última unidad litológica de 2275 m a 1815 m, continúan las facies de mesodolomías ya descritas, wackestone dolomitizado, con bioclotos, foraminíferos bentónicos (miliólidos), microestilolitas laminares rellenas de hidrocarburos y microfracturas selladas por dolomita. Asimismo la Formación Cantelhá se mostró en la Sección Oxchuc (**Figura 2.17**), en la cual se observa su evolución litoestratigráfica y cuya litología está conformada por dolomías, calizas dolomíticas, mudstone, calizas arenosas y abundantes wackestone y packstone.

B.6.3 Distribución

La Formación Cantelhá se encuentra distribuida ampliamente en la Sierra de Chiapas en su porción occidental, sur, centro y norte del área de estudio como se muestra en la **Figura 2.18**. Cabe destacar que en este plano también se enmarcan tres localidades en las cuales se presentan facies profundas de

cuenca para la misma edad y que anteriormente no se habían reportado como tales. Esta Formación Cantelhá también fue observada en subsuelo en donde fue cortada por los pozos exploratorios San Cristóbal-1, Trinitaria-1, Turipache-1, Villa Allende-1, Oxchuc-1 y Chivaltic-1.

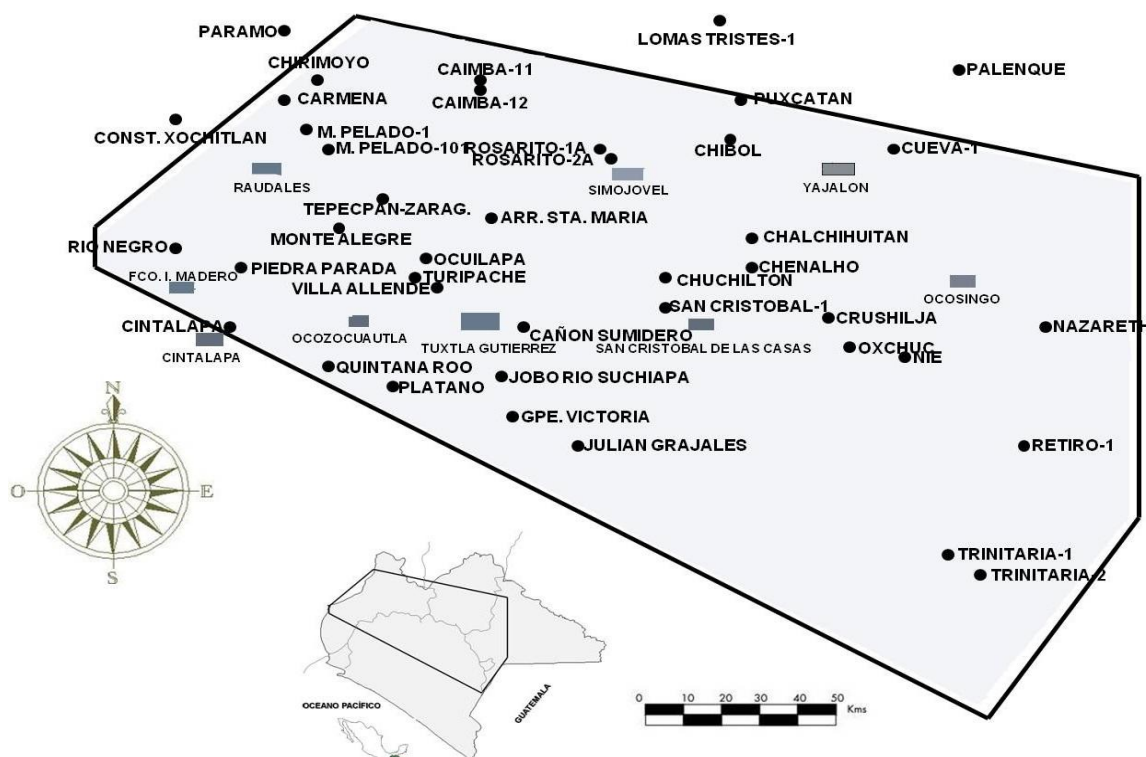


Figura 2.18.- Distribución de columnas superficiales y de pozos en donde se observó la Formación Cantelhá.

B.6.4 Relaciones estratigráficas

Las rocas calcáreas de la Formación Cantelhá sobreyacen en los pozos San Cristóbal-1, Trinitaria-1 y Oxchuc-1 a facies de la Formación Cobán de manera concordante y transicional y subyacen de la misma manera a calizas dolomitizadas y dolomías del Cretácico Superior posiblemente equivalente a la Formación Cintalapa en los pozos Villa Allende-1 y San Cristóbal-1.

En los pozos Turipache-1 y Villa Allende-1, su contacto inferior es concordante y transicional a una secuencia de litofacies terrígenas y calcáreas equivalente a la Formación San Ricardo del Cretácico Inferior, y la porción



superior posiblemente sea concordante con facies de dolomías y calizas dolomíticas del Albiano al Cretácico Superior-Cenomaniano en su parte superficial.

Quezada (1987), en su trabajo del Cretácico Inferior Albiano-Cretácico Superior Cenomaniano y límite con Terciario Inferior en la Sierra de Chiapas, hace referencia a una discordancia paralela entre la Formación Cantelhá del Albiano y la Formación Angostura del Campaniano-Maastrichtiano hacia la parte central de la Sierra, en el flanco sureste del anticlinal de Oxchuc a 2 km del poblado del mismo nombre. En la Sección Río Negro, la Formación Cantelhá sobreyace el Miembro Arenoso de la Formación San Ricardo, siendo este cambio transicional.

B.6.5 Edad y Correlación

La Formación Cantelhá en el área de estudio, contiene una asociación de microfauna descrita en los pozos Turipache-1, Villa Allende-1 y Oxchuc-1 que le asignan una edad a estas rocas del Albiano-Cenomaniano, así como por su posición estratigráfica sobre sedimentos terrígenos y calcáreos del Cretácico Inferior (Formación San Ricardo).

Esta formación se correlaciona con calizas y dolomías de similar litología y posición estratigráfica en las cuencas de Tlaxiaco y Guerrero (formaciones Teposcolula y Morelos), en la porción suroeste de la Cuenca del Papaloapan con la Formación Orizaba. Dentro del área de estudio al oriente, cambia a facies más someras equivalentes a la Formación Cobán.

El Pozo Chivaltic-1 en su secuencia litológica, tiene una asociación faunística compuesta de *Nummuloculina* sp., amosdícidos del tipo *Glomospira-Glomospirella*, *Quinqueloculina* sp., *hedbergelloides*, Textuláridos y fragmentos de bioclastos, posiblemente del Albiano al Cretácico Superior.

B.6.6 Ambiente de depósito

Las rocas de esta formación pertenecen a un ambiente de depósito de plataforma interna somera, en la cual el desarrollo de fauna fue por demás abundante.

B.7 Formación Cintalapa

B.7.1 Definición

Esta formación regularmente se maneja como parte del grupo Sierra Madre por la mayoría de autores que han estudiado la Sierra de Chiapas, siendo el primero Böse (1905) quien la llamó Calizas Cretácicas. Gibson (1936), como Calizas Sierra Madre y finalmente Formación Sierra Madre por geólogos de PEMEX. Sánchez (1978), la considera perteneciente a ese grupo junto con las Formaciones Cantelhá del Albiano-Cenomaniano y Angostura del Cretácico Superior. Estas rocas afloran en el vaso de la Presa Angostura, al este de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas.

B.7.2 Distribución

Aflora en los monoclinales y núcleos anticlinales de la Sierra Madre de Chiapas y aparece en las perforaciones de los pozos petroleros así como en el Cañon del Sumidero al norte de Tuxtla Gutierrez.

B.7.3 Litología y Espesor

Esta constituida por dolomías y calizas. La dolomitización más intensa se encuentra en la base y disminuye hacia la cima en donde casi sólo existen estratos de calizas. Las dolomías son de color café a gris blanquecino, de aspecto sacaroide, fracturadas, la estratificación en capas gruesas o masivas, aunque la mayor parte oculta por recristalización y fracturamiento. Las calizas son de color gris claro a café, generalmente de grano grueso, entre las que se observan capas de textura litográfica con fauna abundante. La estratificación es buena y se manifiesta en capas de 20 a 80 cm de espesor. En cuanto al espesor total de esta formación, no se ubica por sí sólo, pero según López



(1963), en conjunto con el grupo Sierra Madre, alcanza hasta más de 2000 m en los pozos perforados por PEMEX al sur de Chiapas.

B.7.4 Relaciones Estratigráficas

El contacto inferior es normal, ya que estos sedimentos se encuentran suprayaciendo transicionalmente a sedimentos del Cretácico Inferior. El contacto superior también es concordante subyace a los estratos de la Formación Jolpabuchil del Cretácico Superior.

B.7.5 Edad y Correlación

Basado en las características litológicas y la fauna encontrada en estos sedimentos, se les considera del Albiano-Cenomaniano; sin embargo, se sabe que pueden incluir estratos con características similares pero con edad Turoniano-Santoniano como ocurre en la porción oriental del área de estudio. La fauna encontrada es la siguiente: *Calcisphaerula innominada*, *Pithonella ovalis*, *Hedbergella*, ostrácodos, textuláridos, *Dicyclina schlumbergeri*, *Nummuloculina heidi*, *Valvulammina cushman* y *Cuneolina d'orbigny*.

B.7.6 Ambiente de Depósito

Por la fauna encontrada en esta unidad litológica, su textura y tipo de estratificación, indican un medio de depósito de plataforma de aguas tranquilas en proceso de subsidencia, manifestado por el espesor encontrado.

B.8 Formación Angostura

B.8.1 Definición

Sánchez Montes de O. (1969), propone este término para definir calizas de ambiente de plataforma, con abundante microfauna afectadas por dolomitización, contando en su porción superior con desarrollos arrecifales (biostromas), asignándoles un rango de edad del Campaniano-Maastrichtiano.

El mismo autor en 1978, la considera perteneciente al Grupo Sierra Madre junto con las formaciones Cantelhá del Cretácico Medio y Cintalapa del Cretácico Superior. Estas rocas afloran en el vaso de la Presa Angostura, al este de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas.

B.8.2 Distribución

La sedimentación de esta unidad tienen una amplia distribución, ocupando los núcleos de las estructuras anticlinales: Chenalhó, San Cristóbal, Nazareth y Ocotál; así como los flancos del Anticlinal Oxchuc, como se puede observar en la **Figura 2.19**.

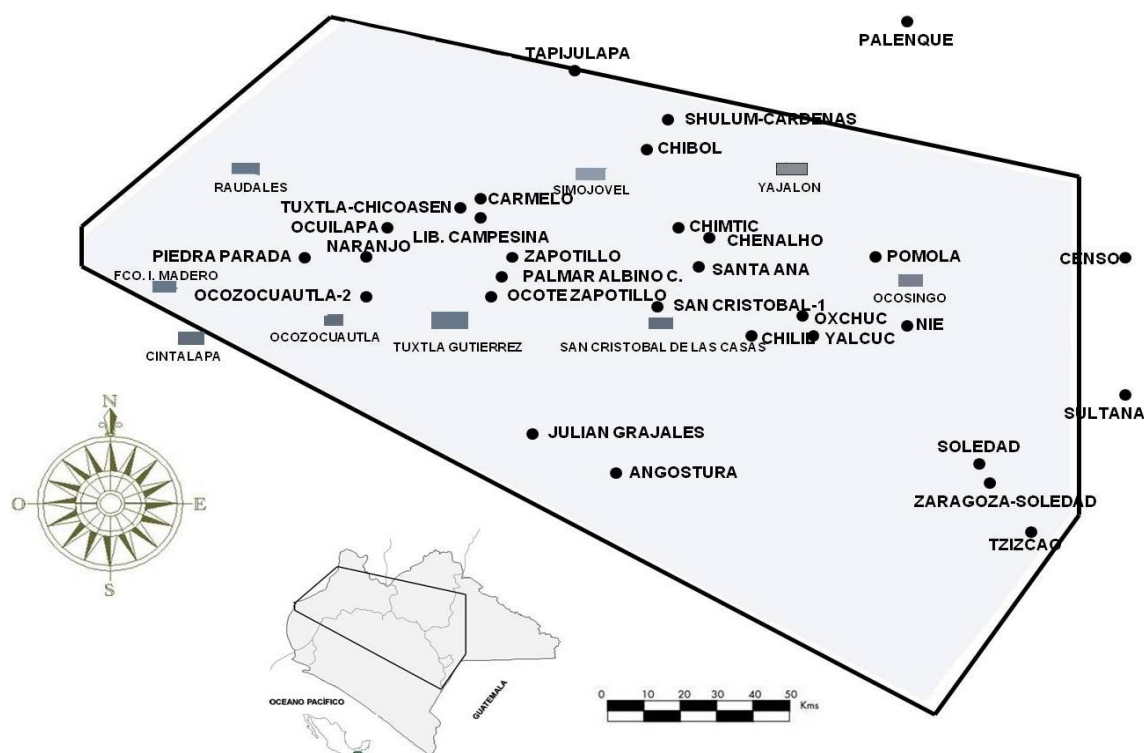


Figura 2.19.- Distribución de columnas superficiales y de pozos en donde se observó la Formación Angostura.

B.8.3 Litología y Espesor

Quezada (1979), reporta aproximadamente 490 m de packstone de miliólidos y alveolínidos, gris claro a oscuro, dispuesto en capas generalmente potentes de 80 a 120 cm de espesor. Hacia la base y la parte media superior se



intercalan dolomías gris claro y oscuras de textura sacaroide, microcristalina con escasos granos indiferenciados, en capas desde 20, 30, 60, 80, 100, 150 y hasta 200 cm. Esta descripción se ajusta a las características observadas para esta formación para una sección de detalle estratigráfico levantada en la población de Chilil, en donde se observa la evolución litoestratigráfica conformada por wackestone, packstones y brechas (**Figura 2.20**). El espesor medio en la localidad tipo de la Formación Angostura es de 1100 m.

B.8.4 Relaciones estratigráficas

El contacto inferior de la Formación Angostura fue observado en el Anticlinal Oxchuc. Quezada (1979), estableció que es marcadamente discordante con las calizas y dolomías de la Formación Cantelhá, marcando esta discordancia una etapa de erosión y no depósito comprendida del Cenomaniano al Campaniano. El contacto superior es discordante con la presencia de una brecha de discordancia que se encuentra de por medio entre los sedimentos del Cretácico Superior con los del Paleoceno, ya sean estos últimos calcáreos o arcillo-arenosos.

B.8.5 Edad

Se ha reconocido la siguiente asociación faunística: *Sulcoperculina* sp., *Smoutina* sp., *Chubbina* sp., *Smoutina bemudezi*, *Valvulina* sp., *Valvulina picardi*, alveolínidos grandes, *Calcisphaerula inmominata*, *Cassidulonáceos*, *Rugoglobigerina scotti*, *Sulcoperculina* sp., *Vaughanina cubensus globosa*, *Pithonella ovalis*, *Chubbina* sp., *Dicyclina* sp., *Chubbina macgillavryi*, *Chubbina jamaicensis*, *Smoutina craysi*, *Nummoloculina heimi*, *Cuneolina* sp. y ejemplares completos o fragmentos de rudistas (Radiolítidos). De acuerdo con esto, la Formación Angostura se ubica dentro del Cretácico Superior (Maastrichtiano), aunque no se descarta que pueda alcanzar un rango de Maastrichtiano-Campaniano (Velez, 1978) y se puede correlacionar con los sedimentos litorales de la Formación Ocozocuahtla.

B.8.6 Ambiente de Depósito

Por sus características litológicas y contenido faunístico, se interpreta que los carbonatos de esta formación fueron depositados en una amplia plataforma somera, sujeta a etapas de alta y baja marea en donde se desarrollaron pequeños arrecifes.

B.9 Formación Ocozocuaútl

B.9.1 Definición

Page (1921) y Pike and Blom (1922) las habían llamado Gravas Ocozocuaútl y a toda la unidad Capas La Ventosa. En 1951, Gutiérrez las denominó Series Ocozocuaútl por haber encontrado cuerpos de lutitas y areniscas. En 1957, el mismo Gutiérrez reconoce una discordancia entre la secuencia del Albiano-Cenomaniano y esta unidad. Chubb (1959), la divide en las unidades Capas Piedra Parada, Conglomerado San Luis, Capas Nuevo, Capas Campeche y Formación Carretera, la restringe por la macrofauna colectada a una edad Campaniano-Maastrichtiano.

En 1969, Sánchez propone llamarla como Formación Ocozocuaútl, ya que considera impráctica la división de Chubb. Castro Mora *et al.*, 1972, le da un rango exclusivo del Maastrichtiano. Sánchez (1973), amplia el rango de Campaniano-Maastrichtiano de acuerdo a Chubb. Omaña (2006), colectó muestras para estudios de foraminíferos de la esta formación al noreste de Tuxtla Gutierrez; en la parte inferior la misma presenta una asociación de foraminíferos pobremente preservada, pero en la parte superior determinó la zona de *Gansserina gansseri*, asignándole como edad Maastrichtiano Inferior. La localidad tipo se encuentra al norte del poblado del Ocozocuaútl.

B.9.2 Distribución

La formación aflora en la porción suroccidental del área, en una franja con orientación noroeste-sureste paralelas al Macizo de Chiapas que pasa por



Ocozocuautla, Chiapas, bordeando al Sinclinal Ocozocuautla y se extiende hacia el sureste (**Figura 2.21**), cambiando de facies a la Formación Angostura.

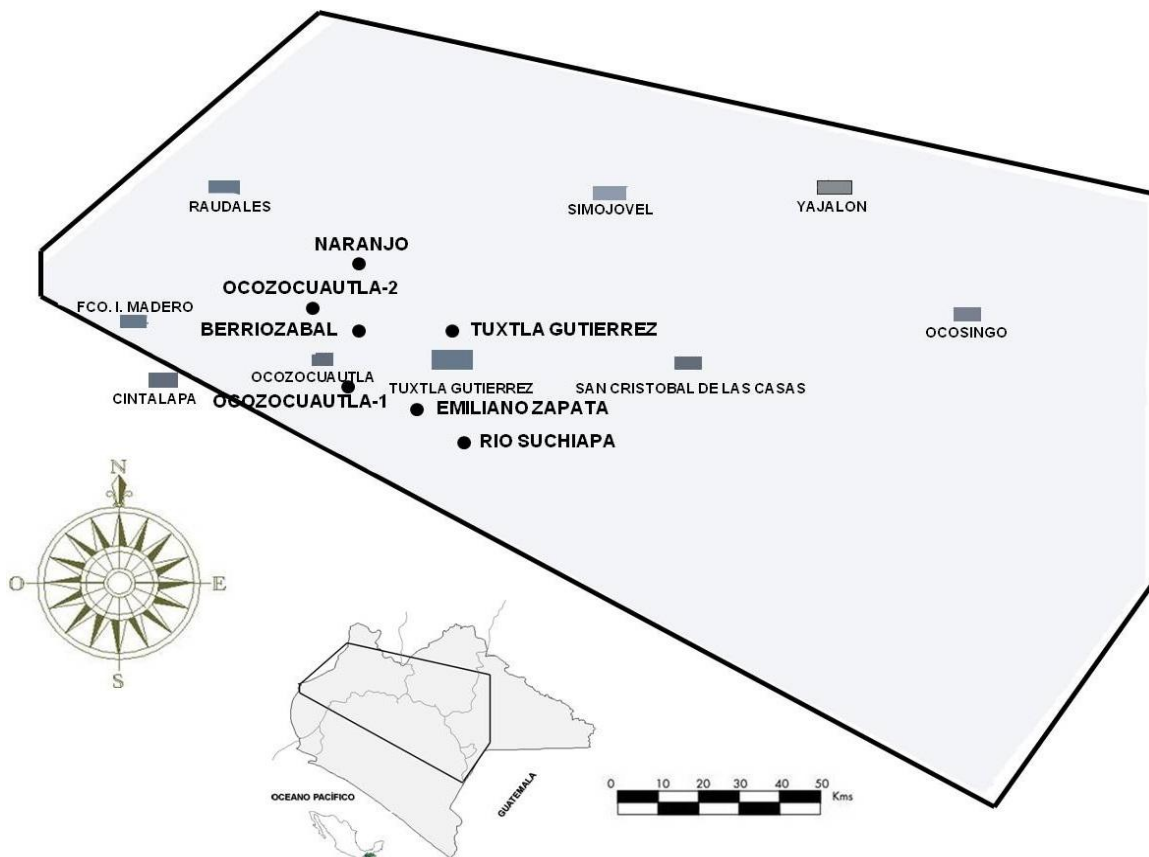


Figura 2.21.- Distribución de columnas superficiales y de pozos en donde se observa la Formación Ocozocuautla.

B.8.3 Litología y espesor

El conjunto litológico que constituye esta unidad está formado principalmente por rocas detríticas, presentando cambios de facies tanto al sureste así como hacia el noroeste.

Sánchez (1969), reporta en los alrededores de Ocozocuautla la siguiente columna: En la base, descansando sobre el Grupo Sierra Madre se tiene un cuerpo de gravillas mal clasificadas, con fragmentos de cuarzo subredondeados y con escasa matriz areno-arcillosa. Los fragmentos de cuarzo llegan hasta 4

cm, presenta una mala estratificación casi masiva, el color varía de un blanco a un amarillento, le sobreyace un cuerpo de areniscas calcáreas con gravillas de cuarzo, todo en capas de 15 cm, intercalan calizas arenosas con microfauna y ocasionalmente se encuentran microfósiles, le siguen calizas de color crema fosilíferas en capas de 1.5 m a 2 m, a veces intercalan capas de areniscas calcáreas de 10- 20 cm. Arriba de este cuerpo se tienen lutitas arenosas de color café claro en capas de 20 cm a 1 m, también se observan algunas areniscas calcáreas gravillas con intercalaciones de areniscas finas y lutitas.

Hacia arriba predominan las lutitas de color gris, así como algunas areniscas de grano fino arcillosas en capas de 20 cm a 50 cm. Como ya se mencionó esta unidad cambia muy rápidamente de facies. Sánchez (1969), le reporta un espesor aproximado de 820 m. En la **Figura 2.22**, se presenta la evolución litoestratigráfica de la Formación Ocozocuaútl en la cual se observa una muy amplia gama de texturas presentes.

B.9.4 Relaciones estratigráficas

El contacto con el Grupo Sierra Madre (al que sobreyace), se considera discordante, en tanto que el superior con el Paleoceno no se observa. Lateralmente sufre cambios de facies hacia el oeste y norte con la Formación Méndez y Formación Jolpabuchil, en tanto que hacia el este cambia de facies a la Formación Angostura.

B.9.5 Edad y Correlación

Mullerried (*in* Chubb, 1959), basándose en la fauna reconocida le asigna una edad Turoniano Superior-Campaniano, en tanto que Chubb (1959), le reconoce un rango correspondiente al Campaniano-Maastrichtiano sin mencionar la presencia del Turoniano-Santoniano. En 1969, Sánchez le coloca sólo en el Cretácico Superior y en 1972 Castro Mora, *et al.*, la restringe sólo al Maastrichtiano, por la presencia de *Omphalocyclus* sp., *Vaughanina cubensis globosa*, *Torreina torrei*, *Lepidorbitoides floridensis*,



Lepidorbitoides planasi, *Globotruncana ganseri*, *Globotruncana contusa*, *Globotruncana cónica*, *Globotruncana stuarti*, *Chubbina cardenasensis*. Martínez (1972), propone la ausencia del Campaniano en Chiapas por erosión, pudiendo ser este intervalo mayor. En 1973, Sánchez encontró las amonitas *Didymoceras* sp., *Parapuzosia* sp., *Pachydiscus* sp., las cuales corresponden al Campaniano.

Basándose en todo lo anterior, se le asigna a esta unidad un rango Campaniano-Maastrichtiano. En la Sección Ocozocuatla se realizó la determinación micropaleontológica observándose los siguientes organismos: equinodermos, foraminíferos bentónicos, rotalínidos, moluscos, ostrácodos, algas calcáreas, calcisferúlidos, briozoarios, *Thaumtoporella* sp., *Biconcava bentori*, *Praechrysalidina infracretacea*, *Valvulammina picardi*, *Biplanata peneropliformis*, *Sulcoperculina globosa*, *Omphalocyclus* y *Lepidocyclus*. Asimismo, se determinó la biozona de *Biconcava bentori* y *Sulcoperculina*.

B.9.6 Ambiente de depósito

Las características de esta unidad hacen pensar que su depósito se llevó a cabo en un ambiente litoral y de plataforma interna e inclusive en algunas partes lagunar, con abundante aporte de detritos derivados de las unidades más antiguas.

B.10 Formación Jolpabuchil

B.10.1 Definición

González Alvarado J. en 1963, propuso informalmente el nombre de Miembro Calizas Jolpabuchil a una secuencia de calizas litográficas de color gris claro, gris oscuro y gris acero, criptocristalinas densas y compactas, en

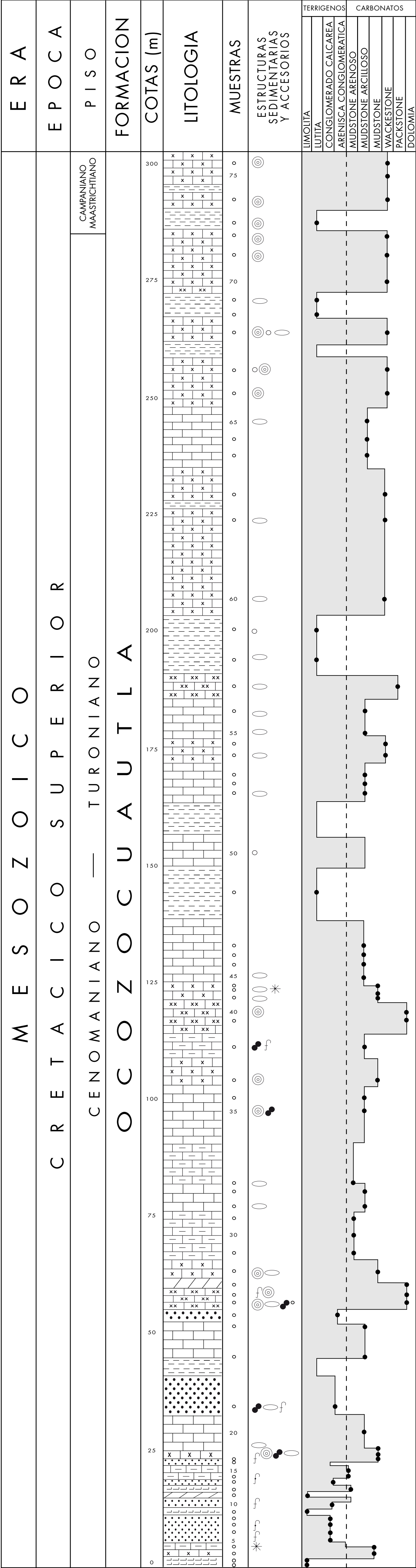


Figura 2.22.- Evolución Litoestratigráfica de la Formación Ocozocuautla en la Sección Ocozocuautla.

capas gruesas de 105 cm a 200 cm, con bandas de pedernal negro, con abundante fauna de mar abierto. El citado autor menciona que el pedernal presente no es una característica distintiva de la unidad, ya que puede o no estar presente en ella.

La edad asignada para esta unidad es de Cretácico Superior (Turoniano-Coniaciano) en base a la presencia de *Globotruncana arca*, *Globotruncana lapparenti*, *Rotalipora* sp., *Anomalina* sp. y *Radiolarios*.

En estudios posteriores realizados en esta misma localidad, Sánchez (1969) amplió su edad hasta el Maastrichtiano.

B.10.2 Distribución

Sus afloramientos fueron observados en el núcleo del Anticlinal Soyaló, situado en el extremo noroeste del prospecto; en la Sección La Gloria, ubicada al sur de La ciudad de Teapa, así como en otras localidades que se muestran en la **Figura 2.23**.

B.10.3 Litología y espesor

En la Sección Bochil (Loc. Soyaló-1) medida por PEMEX, se observan 1230 m de wackestone arcilloso, parcialmente recristalizado de foraminíferos planctónicos, pobre laminación, bioturbación y pequeños flujos, así como microfracturas perpendiculares a la laminación, selladas por calcita, packstone parcialmente recristalizado de pellets, bioclastos y foraminíferos planctónicos y bentónicos, color gris claro a gris oscuro, con nódulos de pedernal negro, fracturas, microfracturas y líneas estilolíticas rellenas de calcita, presenta buena estratificación en capas de 150 cm a 250 cm de espesor.

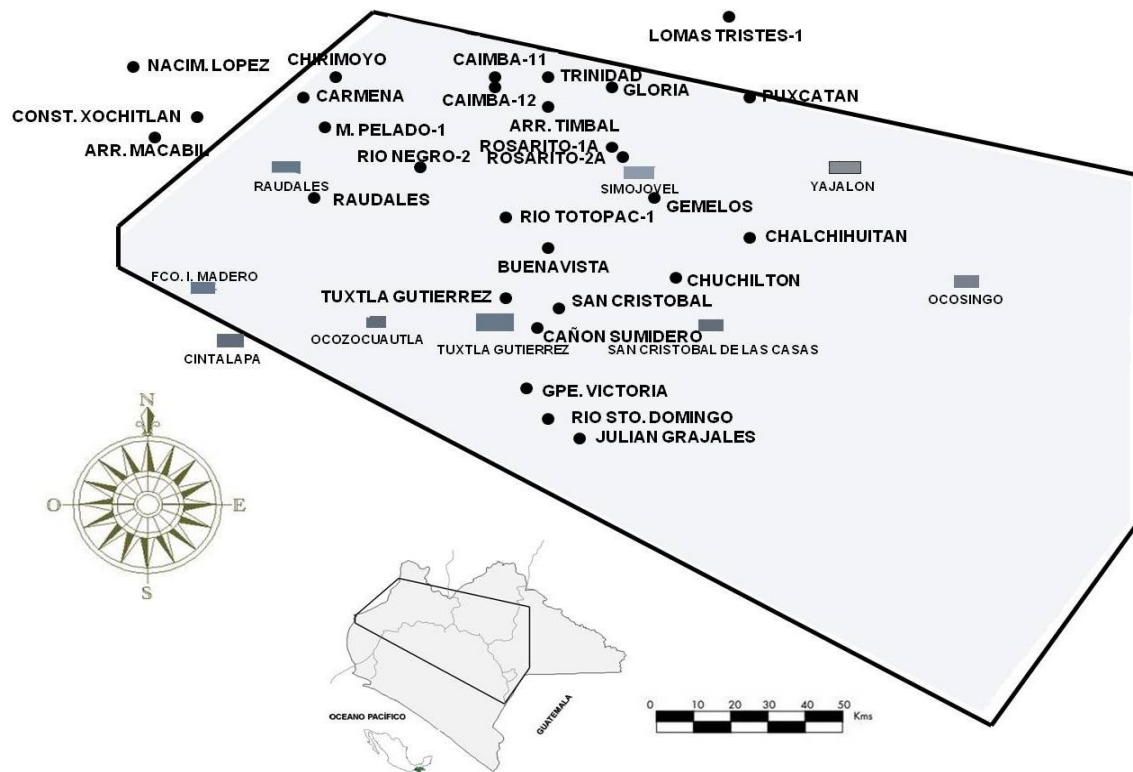


Figura 2.23.- Distribución de columnas superficiales y de pozos en donde se observó la Formación Jolpabuchil.

En la Sección La Gloria, se observa una parte de la Formación Jolpabuchil. Está conformada por 160 m de mudstones, wackestones, wackestones arcillosos y lutitas con bandas y nódulos de pedernal negro, además se tiene fauna constituida principalmente por foraminíferos planctónicos y radiolarios (**Figura 2.24**).

B.10.4 Relaciones estratigráficas

El contacto inferior no se observó en el área de estudio, el contacto superior es normal y concordante con las rocas del Paleoceno: Formación Soyalo, así como con las margas de la Formación Méndez, como se observa en la Sección Soyalo medida en este trabajo.

B.10.5 Edad y correlación

Se determinó fauna planctónica y bentónica que ubican a esta unidad en el Cretácico Superior (Campaniano-Maastrichtiano), el conjunto faunístico determinado es el siguiente: *Globotruncana* sp., *Heterohelix* sp., *Rugoglobigerina* sp., *Dicarinella* sp., *Pseudotextularia elegans*, *Globotruncana arca*, *Rugoglobigerina* cf. *rugosa*, *Heterohelix punctulata*, *Globotruncana* cf. *aegyptiaca*, *Globotruncana lapparenti*, *Archaeoglobigerina* sp., *Globigerinelloides* sp., *Globotruncana* cf. *linneiana*, *Globotruncana confusa*, *Rugoglobigerina macrocephala*, *Globotruncanita stuartiformis*, *Globotruncana* cf. *bulloides*, *Globotruncanita calcarata*, *Sulcoperculina globosa*, *Sulcoperculina* sp. y *Globotruncanita elevata*.

B.10.6 Ambiente de depósito

Por la asociación de fauna planctónica y bentónica, así como la litología y estructuras primarias, se puede inferir que su depósito se llevó a cabo en un ambiente de talud distal a cuenca.

B.11 Formación Méndez

B.11.1 Definición

Esta unidad fue nombrada formalmente por Jeffreys (1912), para referirse a unas margas rojas que descansan sobre las calizas de la Formación San Felipe, cuyos estratos están expuestos 300 metros al este de la Estación Méndez, sobre la vía del ferrocarril San Luis Potosí-Tampico.

B.11.2 Distribución

En forma general esta formación por ser de condiciones profundas de depósito, su distribución se restringe a la porción media occidental del área de estudio como puede observarse en Apic-Pac, al sur de Teapa en la Sección La Gloria y en el Pozo Soyalo, así como en otras localidades que se observan en la **Figura 2.25.**

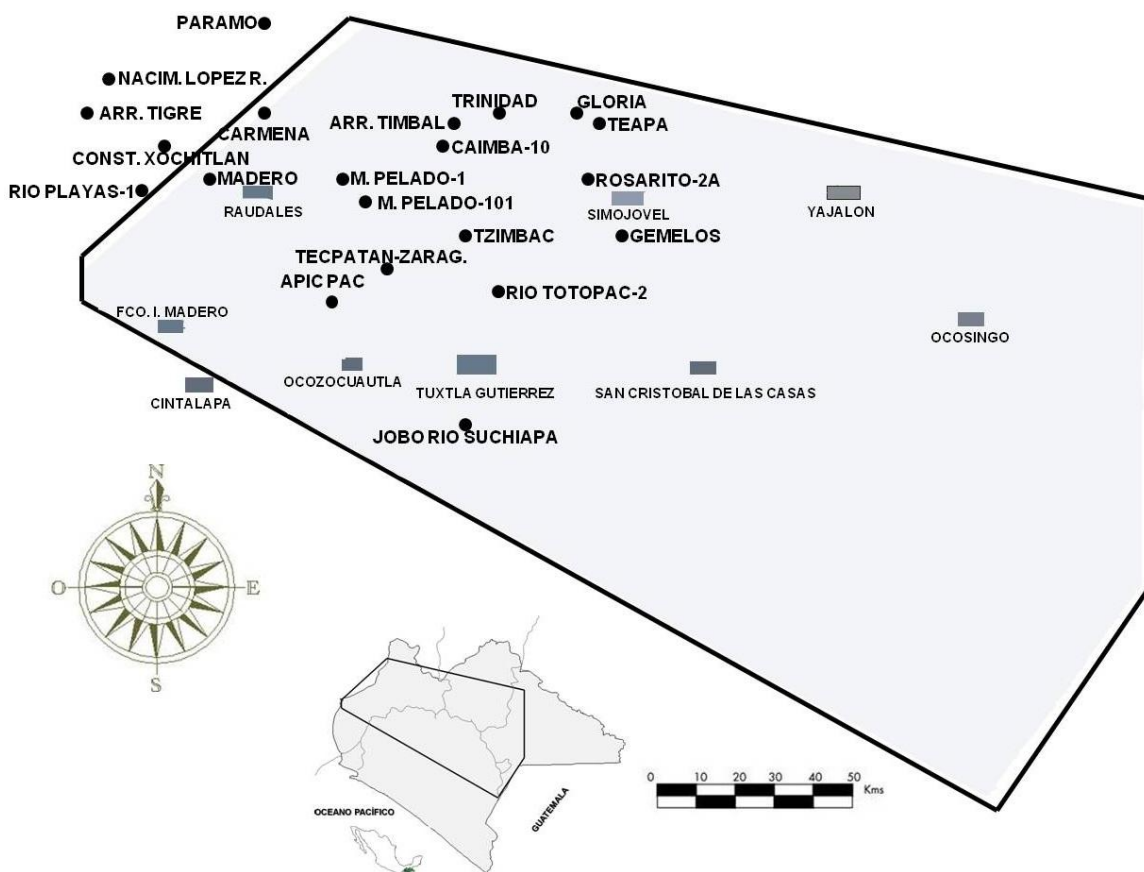


Figura 2.25.- Distribución de columnas superficiales y de pozos en donde se observó a la Formación Méndez.

B.11.3 Litología y espesor

En la sección levantada a partir de la localidad donde se inició la perforación del Pozo Soyalo, se midieron 302 m de espesor de esta formación. Asimismo, en la Sección La Gloria se observó 315 m de espesor de la misma.

B.11.4 Relaciones estratigráficas

En el área de estudio se observaron de forma clara los límites superior e inferior de la citada formación. En la Sección Soyalo se tiene a la Formación Jolpabuchil subyaciendo en forma concordante a la Formación Méndez. Asimismo, este cambio se presenta transicional de una formación a otra. En esta sección también se observa de forma clara el límite superior como un

cambio transicional a la Formación Soyaló.

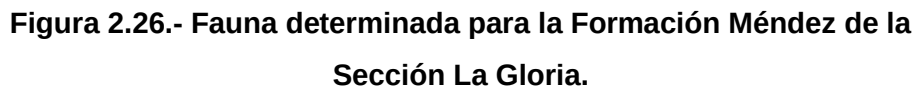
En la localidad de Apic-Pac, se observó nuevamente el límite superior de la Formación Méndez, la cual pasa en forma gradual a los sedimentos del Paleoceno de la Formación Soyaló.

B.11.5 Edad

En la Sección Caimba (evaluada en el proyecto CAO-3516 del IMP), se determinaron los siguientes organismos: *helvetoglobotruncana* sp., *Globigerinelloides* sp., *G. bollii*, *G. sucarinatus*, *G. prairiehillensis*, *Globotruncana rosetta*, *G. stuartiformis*, *G. lapparenti*, *G. ventricosa*, *G. pessagnoii*, *G. arca*, *G. elevata*, *G. linneiana*, *G. stuarti*, *G. trinidadensis*, *G. bulloides*, *Pseudoguembelina* sp., *P. costulata*, *Olmecotruncana clemenciae*, *Abathomphalus intermedius*, *Contusotruncana plummerae*, *Rugoglobigerina rugosa*, *Rugotruncana cesarensis*, *Globotruncanella havanensis*, *Sulcoperculina globosa*, *Lepidorbutoides* sp., *Gansserina gansseri*, calcisferúlidos, miliólidos y radiolarios. Con base en la determinación faunística anterior, se definieron las siguientes biozonas: la de *Helvetoglobotruncana* del Turoniano, la de *Globotruncanita stuartiformis* del Campaniano superior, y la de *Globotruncanella*, del Campaniano Medio-Maastrichtiano. También se presenta en la **Figura 2.26** la fauna y biozonas determinadas en la Sección La Gloria, en la cual se confirma la edad de Campaniano-Maastrichtiano asignada originalmente a esta formación.

B.11.6 Ambiente de Depósito

Algunos autores proponen que la Formación Méndez se depositó en mares abiertos de posible cuenca.



C. Análisis de la Cubierta Sedimentaria del Cenozoico.

Realmente el análisis estratigráfico y sedimentológico de la tesis contempló el Mesozoico, sin embargo, el límite Mesozoico-Cenozoico presenta características importantes que repercuten en la interpretación global. Por esta razón, se describe a continuación de una forma breve diferentes formaciones de edad Paleoceno presentes en el área de estudio.

C.1 Formación Lacandón

C.1.1 Definición

El nombre de esta formación fue usado por primera vez en un informe de la Ohio oil Co. en Guatemala, asignado por E.W. Vind y W.E. Swales (1962), para definir a una secuencia gruesa de carbonatos del Cretácico Superior al Terciario Inferior, que afloran en la región de Lacandón, al oeste de Petén, Guatemala. Posteriormente Vinson (1962), le asignó una edad de Maastrichtiano, posicionándola como un cambio de facies de las formaciones Chemal y Sepur.

En México, Vélez (1978), usó este nombre para los carbonatos de edad Paleoceno-Eoceno Inferior, que afloran en el área de Miramar, para los cuales Quezada (1978), en un detalle estratigráfico estableció las diferencias entre los carbonatos del Cretácico Superior con los del Paleoceno.

La litología que presenta la Formación Lacandón, consiste de calizas detríticas blanquecinas con algunos intervalos dolomitizados con textura sacaroide. Asimismo, se observan algunos desarrollos biohermales, mientras que las brechas y pseudobrechas están en menores proporciones.

C.1.2 Distribución

Se observó en los núcleos y flancos de los anticlinales Guayaza, Tumbalá, Damasco y Ocotal, así como en la Sección Yalcuc.



C.1.3 Litología y espesor

Está representada por un packstone de color café claro ligeramente recristalizado, de bioclastos y foraminíferos bentónicos, con poca laminación, asimismo, se observa incipiente silicificación en bioclastos, abundantes estilolitas selladas tanto por arcilla como por hidrocarburos. Hacia la porción media los packstones gradúan a wackestones, wackestones arenosos y mudstones, para volver a presentarse como packstone en la parte superior. En el anticlinal Damasco presenta un espesor aproximado de 900 m.

C.1.4 Relaciones estratigráficas

El contacto inferior se presenta transicional y concordante con la Formación Angostura, mientras que el contacto superior es concordante y transicional con los terrígenos continentales de la Formación El Bosque.

C.1.5 Edad y correlación

Dentro de la fauna determinada por otros autores se tiene: *Rhapydonina* sp., *Ranikothalia* sp., *Pseudophragmina* (*Athecocyclina*) cf. *Stephenson*, *Eoconuliodes* sp., *Discocyclina* sp., *Amphistegina* sp., *Cuasiborelis* sp., *Smoutina* sp., *Elphydium* sp., *Discocyclina* cf. *waltonensis*, *Pseudophregmina* cf. *penonensis*, *Pseudophregmina* (*Athecocyclina*) cf. *advena*, *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp., bioclastos de algas coralinas y restos de equinodermos. Toda esta microfauna se correlaciona con las Formaciones Soyaló (de cuenca) y su equivalente de talud: la Formación Tenejapa, en la Sierra de Chiapas, así como con la Formación Sepur en Guatemala.

C.1.6 Ambiente de depósito

De acuerdo a las características litológicas y paleontológicas de esta unidad, se le infiere un ambiente de depósito marino de plataforma con microfacies proximales en mayor proporción.

C.2 Formación Tenejapa

C.2.1 Definición

El término fue introducido por Quezada (1978), para distinguir a una pila de packstone de pequeños bioclastos de planctónicos a intraclastos, de color café claro a crema, los que hacia la base exhiben nódulos y bandas de pedernal; incluyéndose entre otros, cuerpos de calcarenitas (turbiditas proximales) y brechas de deslizamiento por flujo masivo, que en conjunto representan hacia la base facies de mar abierto y de plataforma externa hacia la cima. Anterior autor menciona que la localidad tipo se encuentra situada aproximadamente tres kilómetros al noroeste del poblado Tenejapa, Chiapas, asignándole una edad Paleoceno Inferior-Medio.

C.2.2 Distribución

Aflora en la porción oriental del área de estudio, en los bloques San Cristóbal-Chanal y en el Malpaso-Tenango, específicamente en los flancos de los anticlinales Oxchuc, Cancuc y Chenalhó, además del Sinclinal Chilil.

C.2.3 Litología y Espesor

En la Sección Oxchuc-Cancuc se presenta la siguiente secuencia litológica: 180 m de packstone recristalizado, con peletoides, bioclastos, foraminíferos bentónicos y escasos foraminíferos planctónicos, presenta laminación y pequeñas estructuras de flujo, escasas microestilolitas selladas por arcilla, trazas de limos y arena muy fina de cuarzo, micas y material arcilloso oxidado (en capas de 40 a 90 cm de espesor).

Los 90 metros más superficiales, están constituidos por packstone a grainstone recristalizado con pellets, bioclastos, foraminíferos bentónicos y planctónicos. Asimismo, presenta laminación, bioturbación, estratificación gradada, fracturas diagonales a la laminación selladas por calcita, esporádicas microestilolitas selladas por arcilla y trazas de arcilla oxidada finamente diseminada.



La porción intermedia consta de 30 m de wackestone a packstone recrystalizado de aspecto grumoso, color café claro y gris claro, con pellets, bioclastos, foraminíferos bentónicos y esporádicos foraminíferos planctónicos, con esporádica laminación, bioturbación y pequeños flujos, escasas fracturas selladas por calcita perpendiculares a la laminación, microestilolitas selladas por calcita y/o arcillas, limo y cuarzo finamente diseminado. Esta litología se presenta en capas de 30 a 60 cm de espesor.

La porción inferior, presenta alrededor de 60 m de mudstone y wackestone muy recrystalizado, parcialmente dolomitizado, con peletoides, bioclastos, foraminíferos bentónicos y escasos foraminíferos planctónicos. Presenta laminación y trazas de bioturbación, escasas microestilolitas selladas por arcilla y trazas de arcilla finamente diseminada.

Otra de las localidades en donde se reporta la Formación Tenejapa, es en la Sección Yalcuc, la cual se describe a continuación:

Consta de 290 m de wackestone y packstone, parcialmente recrystalizado, con bioclastos, foraminíferos planctónicos y bentónicos. Presenta laminación, bioturbación, pequeños flujos, fracturas y microfracturas perpendiculares a la laminación sellada por calcita, trazas de arcilla oxidada finamente diseminada y huellas de glauconita relleno de los biógenos; packstone recrystalizado de aspecto grumoso, con pellets, bioclastos y foraminíferos planctónicos y bentónicos, presenta escasa laminación, bioturbación y flujos, esporádicas microfracturas en varias direcciones selladas por calcita, escasas microestilolitas selladas por arcilla, trazas de limo de cuarzo, arcilla oxidada y pirita finamente diseminadas, están dispuestas en capas de 40 cm a 80 cm de espesor.

Cerca de 60 m de packstone a grainstone de color gris claro y café claro,

de aspecto grumoso, con pellets, bioclastos, foraminíferos planctónicos y bentónicos, presenta laminación y bioturbación, pequeños flujos, microfracturas en varias direcciones y estilolitas selladas por calcita y arcilla respectivamente. Se presenta en capas de 30 cm a 100 cm de espesor.

C.2.4 Relaciones estratigráficas

Estas rocas sobreyacen en contacto concordante a los carbonatos de la Formación Angostura del Cretácico Superior. El contacto inferior en el bloque Malpaso-Tenango es concordante con terrígenos de mar abierto y terrígenos de la Formación Méndez. En el bloque San Cristóbal-Chanal subyacen a carbonatos y terrígenos del Eoceno Inferior.

C.2.5 Edad

Con base en la asociación microfaunística presente en estas rocas, se le asigna una edad de Paleoceno-Eoceno Inferior. La microfauna presente se menciona a continuación: *Chiloquembelina* sp., *Globigerina fringa*, *G.* cf. *haastersi*, *G.* cf. *augubina*, *G. triloculinoides*, *Lenticulina* sp, *Globorotalia* cf. *trinidadensis*, *G.* cf. *pseudobulloides*, *Elphidium* sp., *Signolipsis* sp., *Discocyclina*, *Pseudophragmina* sp., *Camagueyia* cf. *perpleja*, casidulináceos, globigerínidos pequeños, lagénidos, pequeños textuláridos, escasos miliólidos, bioclastos de corales, briozoarios, moluscos, algas calcáreas, gasterópodos, equinodermos, ostrácodos y algas verdes.

C.2.6 Ambiente de depósito

De acuerdo a la litología, asociación faunística y estructuras sedimentarias primarias, se considera que estos carbonatos fueron depositados en un ambiente marino de talud.



C.3 Formación Soyaló

C.3.1 Definición

González en 1967, cita con el nombre de Formación Soyaló, a la secuencia arcillo-arenosa que aflora en el Arroyo El Nopal, situado al sureste del poblado Soyaló, Chiapas, donde las describe como una "serie de lutitas gris verdoso y café claro, finamente estratificadas, de fracturas subnodular característica, alternando con capas delgadas de areniscas café claro, de grano fino, con las que se intercalan capas de calizas fosilíferas de 20 cm a 30 cm de espesor".

C.3.2 Litología y Distribución

Esta formación presenta una distribución muy amplia (**Figura 2.27**) y solamente está ausente en una porción suroriental del área de estudio.

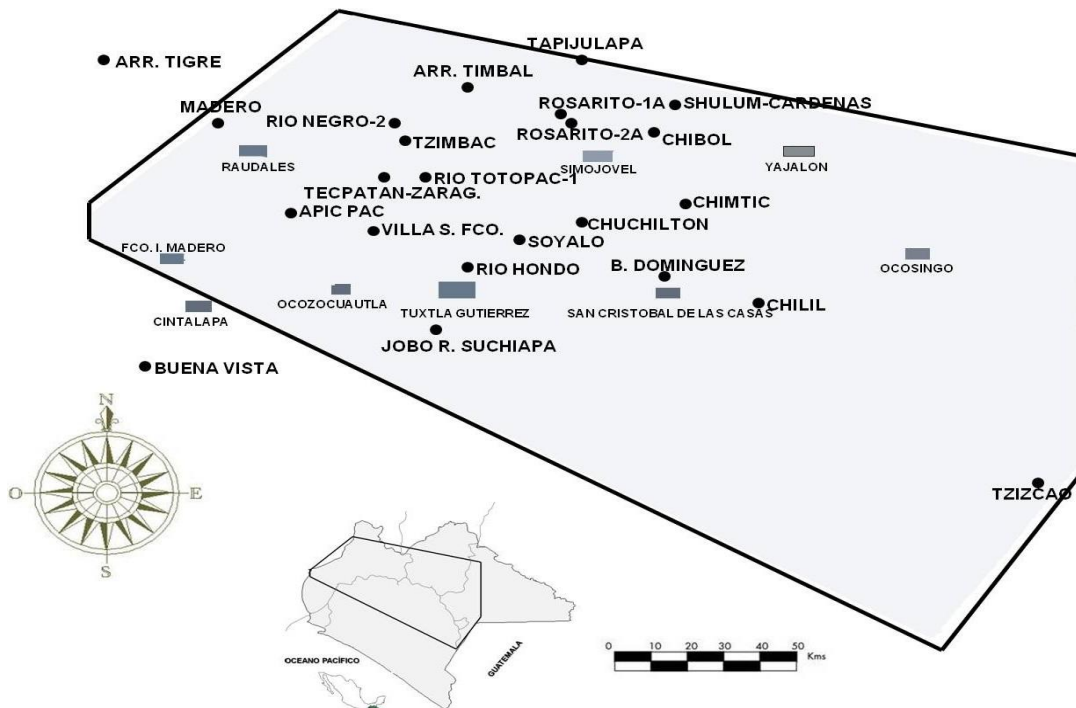


Figura 2.27.- Distribución de columnas superficiales y de pozos en donde se observa la Formación Soyaló (Modificado de Mandujano et al., 1992).

La litología presente generalmente consiste de lutitas en alternancias con areniscas y horizontes de conglomerados color gris verdoso a café rojizas, dentro de las cuales se presentan nódulos arcillo-arenosos que sobresalen en los afloramientos (**Figura 2.28**).

C.3.5 Espesor

Mandujano *et al.*, 1992, reportan rangos de espesor de 800 m a 1000 m, dentro de los que tenemos Francisco I. Madero, Suchiapa, Unión-1, Meneses, Gemelos, Tenejapa y Rosarito 1-A y 2-A y un segundo grupo en el cual se enmarcan aquellos pozos o secciones en que el espesor varía entre 470 a 690 m y son: Yalcuc, Rio Tzimbac, Tapijulapa, Shulum-Cardenal, Mono Pelado-1 y Río Negro II.

C.3.4 Relaciones estratigráficas

El contacto inferior es concordante y transicional con las rocas de la Formación Jolpabuchil, concordante con las rocas de la Formación Angostura, el contacto superior es concordante y transicional con los sedimentos del Eoceno.

C.3.5 Edad

Estos sedimentos fueron datados de acuerdo al contenido microfaunístico siguiente: *Globigerina triloculinoidea*, *G. sp.*, *G. cf. velascoensis*, *G. cf. eugubina*, *G. cf. fringa*, *Globorotalia pseudobulloides*, *G. compressa*, *G. cf. trinidadensis*, *G. cf. inconstante* (?), *G. uncinata*, *G. angulata*, *G. sp.*, *G. cf. pseudobulloides*, fragmentos de *Pseudophragmina sp.*, globigerínidos pequeños, *Rhapydionina sp.*, *Chiloguembelina sp.*, *Raadshovenia* (?)*sp.*, *Storrsella sp.*, *spidum sp.*

C.3.6 Ambiente de Depósito

Se trata de un ambiente de batial a abisal.



C.4 Formación Nanchital

C.4.1 Introducción

Este potente cuerpo constituido por una alternancia de lutitas y areniscas, ha sido difícil dividirlo litológicamente. Esta división sólo es posible por medios paleontológicos. Únicamente en las partes en donde se tiene el Conglomerado Uzpanapa (como al occidente de la Presa Malpaso) es posible poder reconocer ambos paquetes. Por lo anterior se considera a esta unidad como una sola formación.

C.4.2 Distribución

Estas rocas afloran en la porción noroeste del área de estudio.

C.4.3 Litología y Espesor

La litología de esta unidad sufre cambios laterales dentro del área, e inclusive presenta grandes cuerpos que se acuñan (Conglomerado Uzpanapa), todo asociado al origen mismo de la unidad.

Al norte de la Falla Malpaso, la secuencia generalmente es rudítica, se inicia con un cuerpo de brecha polimíctica, los fragmentos consisten de roca ígnea intrusiva y extrusiva, cuarzo y escasa caliza, también se han logrado encontrar fragmentos de gasterópodos, rudistas y moluscos, le sigue una alternancia de lutitas y areniscas, las areniscas son calcáreas y gradúan a calizas arenosas, los fragmentos son de rocas infrayacentes, angulares a subarredondeados. Las lutitas son calcáreas, limosas y gradúan a margas, todo de color gris oscuro y en capas bien estratificadas de 3 a 15 cm de espesor.

En la porción centro-sur se encontró una sucesión de lutitas y areniscas interestratificadas, mientras que en la porción inferior se tienen algunos conglomerados. Las lutitas son color gris verdoso a oscuro, suaves a semiduras

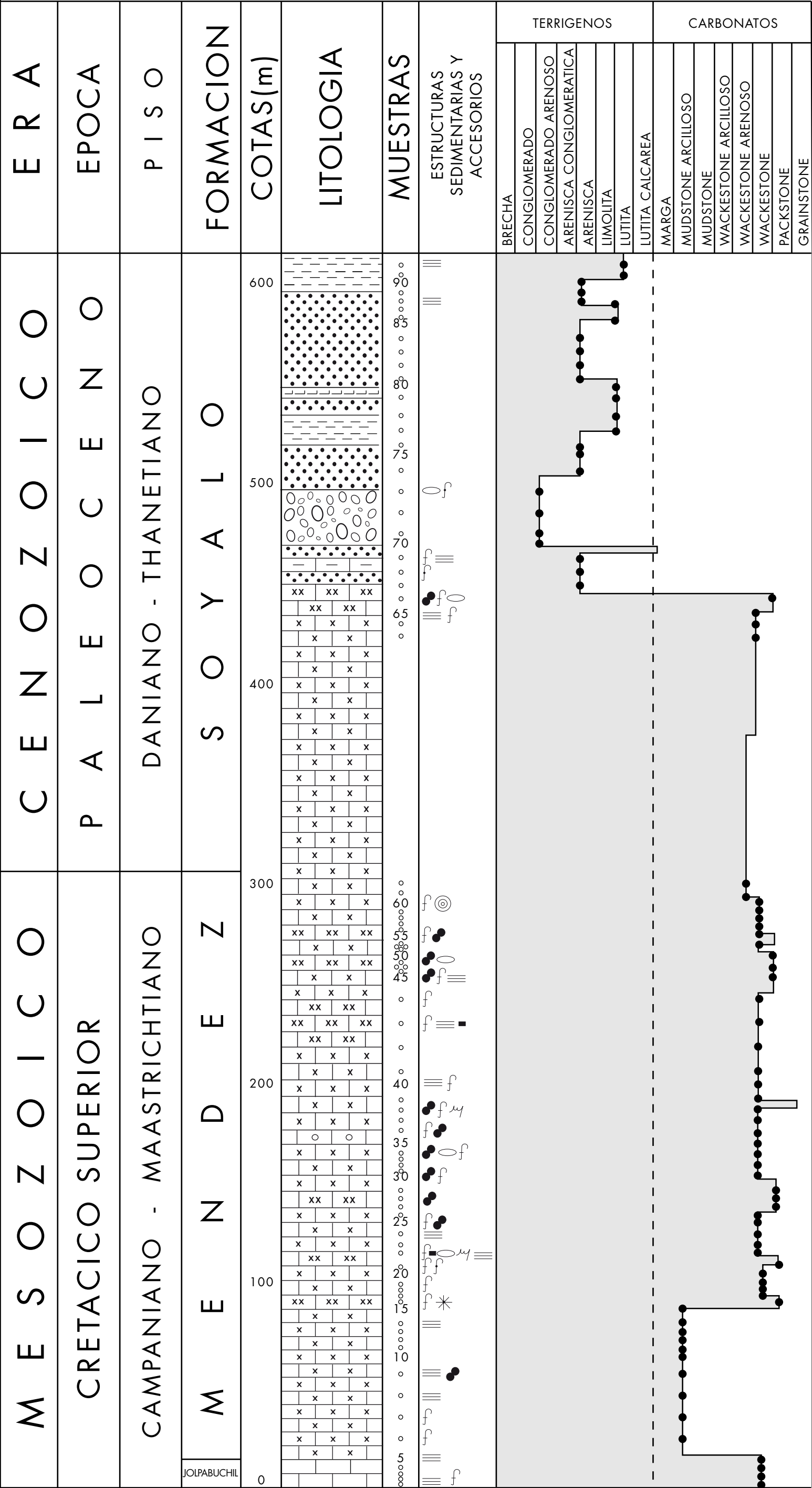


Figura 2.28.- Evolución Litoestratigráfica de la Formación Soyaló en la Sección Soyaló.

en capas de 2 cm a 5 cm, las areniscas generalmente son graduadas de gruesas a finas, de color gris verdoso a claro y en capas de 3 cm a 15 cm de espesor. Los conglomerados son de color gris claro bien cementados con matriz arenosa, los fragmentos son clastos bien arredondados a subarredondados de roca ígnea intrusiva y extrusiva y poca caliza. Los cuerpos van de 80 cm a 1 m de espesor.

En la porción occidental, el Pozo Mono Pelado atravesó 570 m de una secuencia monótona de lutitas con escasos intervalos de areniscas. Hacia arriba, ya aflorando el paquete de lutitas y areniscas continúa presentándose en capas desde 3 hasta 30 cm de lutitas y areniscas duras a semiduras, en algunas partes calcáreas. En el Sinclinal Achiote, se tiene un potente cuerpo de lutitas intercaladas con areniscas, de color gris oscuro en capas de 10 cm y 15 cm, laminares y con intemperismo nodular. Hacia el sureste, en la base se presentan grandes fragmentos y bloques de calizas del Albiano-Cenomaniano, así como capas de 20 cm a 30 cm de calcarenitas, cuyos bloques se encuentran ahogados en lutitas de color café y gris oscuro laminares. En la Colonia Palestina a un lado de la Presa Malpaso también se encontraron grandes bloques de calizas cretácicas ahogadas en lutitas cafés y grises.

Chirinos (1967), midió un espesor de 970 m en el Arroyo La Mica, mientras que Quezada (1977) midió espesores que varían de 735 m a 1128 m.

C.4.4 Relaciones Estratigráficas

El contacto inferior se considera discordante dentro del área, mientras que el contacto superior se considera transicional y normal con la unidad suprayacente.

C.4.5 Edad y Correlación

Paleontológicamente se ha reconocido la existencia de los siguientes microfósiles: *Cyclammina cancellata*, *Lenticulina* sp., *Cibicides* sp., *Lanulína flísolaensis*, *Globorotalía elongata*, *G. pseudobulloídes*, *G. compresa*, *G.*



velascoensis, *G. pseudomenardi*, *G. aequa*, *G. angulata*, *G. spinoloinflata*, *G. aspensis*, *G. centralis*, *G. crassata*, *G. cerroazulensis*, *G. spinulosa*, *G. bullbrooki*, *G. centralis*, *Rezhakina epigona*, *Gluttulina floridensis*, *Anomalina acuta*, *Anomalina dorry*, *Ammodiscus* sp., *A. paleocénica*, *Gaudrina* (*Pseudogaudryna*) *pyramidata*, *Haplophragmoides* sp., *Marssonella oxycona*, *Nuttulina florealis*, *cibicides* sp., *Globigerina boweri*, *G. prolata*, *G. Gyeguaensis*, *G. ciperoensis*, *G. taraoubensis*, *G. linaperta*, *Pseudoglandulina laevigata*, *Karrieriella bradii*, *Hasgerinella jarvis*, *Muroloeplecta eoceana*, *Vaginulina alazanensis*, *Lenticulina* sp., *Hantkenina mexicana*, *cibicides destempli*, *Lenticulina thalmanni*, *Anapicoryna hirsuta*, *Globigerapsis kugleri*, *Hantkenina alabamensis*, *Cyclogira* cf., *Discorbinella cuschmanni*, *Anomalina grosserugosa*, *Siphonodosaria abysorum*, *Anomalina flintu*, *Truncorotaloides topilensis*, *Hastegina micra*, *Hantkenina dumblei*, *Lepidocyclina parvula*, *Cibicides grimalei*, *Reusella eocénica*, *Lepidociclyna* (*Nephrolepidina*) *chaperi*, *Nummulites* sp. Por la fauna reportada a esta unidad se le considera un rango Paleoceno-Eoceno. Se correlaciona con las formaciones Velasco, Chicontepec, El Bosque, Areniscas Ixtacomitán y el Conglomerado Uzpanapa.

C.4.6 Ambiente de Depósito

La fauna encontrada, así como sus características litológicas y petrográficas, permiten considerar que este cuerpo se depositó en un mar abierto que estuvo recibiendo aporte detrítico de zonas levantadas al sur y en el que se pueden reconocer flujos masivos de sedimentos gruesos que se acuñaban.

CAPÍTULO III

3.- ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO

En este capítulo se presenta una interpretación estratigráfica a partir de la cual se propone un ambiente sedimentario y las diferentes facies implicadas en el ambiente de depósito. El análisis sedimentológico se realizó buscando la reconstrucción de la evolución sedimentaria para el Mesozoico con especial énfasis en el Cretácico. Para lograr este fin, fue indispensable diferenciar los diversos ambientes depositacionales presentes en cada una de las formaciones que componen las 7 secciones evaluadas en el área de estudio. Esto se llevo a cabo a través del estudio de microfacies y del análisis de su disposición vertical y horizontal. Dicha evolución nos indica la dinámica sedimentaria que caracteriza un ambiente o medio de depósito.

Para comprender de una forma general la evolución sedimentaria, se utilizó conceptos básicos de secuencias sedimentarias. El conocimiento de la evolución de las secuencias litoestratigráficas de una región nos permite realizar predicciones del comportamiento de los parámetros claves de cada área de la geología. Como punto de referencia para reconstruir la evolución sedimentaria de la Sierra de Chiapas, se tomó la tipología de secuencias secundarias de Delfaud (1986, *in* Mandujano *et al.*, 1992) en la que se asocia el orden escalar de estas, con los fenómenos y las discordancias implicadas en su construcción. Referido autor en su clasificación contempla 6 órdenes escalares de secuencia.

- Las secuencias de primer orden escalar (0.01- 2 m) o nivel elemental, son secuencias a la escala de un banco o capa, generalmente controladas por hidrodinámica sedimentaria o por fenómenos químicos (secuencias simples). Este tipo de secuencia estan limitadas por discontinuidades de tipo Diastema.
- Las secuencias de segundo orden (5- 50 m), están constituidas por un paquete de capas llegando en ocasiones a representar un miembro (mesosecuencias). Son el producto de la evolución en el interior de una



unidad paleotopográfica y se observan como una organización estratocreciente y estratodecreciente.

- Las secuencias de tercer orden (20-250 m), representan una evolución a nivel de una formación. Estas secuencias están controladas por la modificación de la paleogeografía o de los ambientes sedimentarios (megasecuencias simples). Están limitadas por discontinuidades pasivas o por cambios de ambiente en el régimen sedimentario.
- Las secuencias de cuarto orden (200-800 m), representan generalmente a un grupo y los fenómenos implicados en su construcción con la subsidencia y el eustatismo, sus límites se materializan por superficies negativas (ejemplo: Un flujo de sedimentos submarinos al formar canales o barrancas de corte y relleno).
- Las secuencias de quinto orden (600-2000 m), son las que se generan bajo el control tectónico y eustático, por lo tanto están limitadas por discordancias cartográficas regidas por cambios en el sistema sedimentario y eventos tectónicos.
- Las secuencias de sexto orden (1000-10000 m), son aquellas generadas entre las fases tectónicas mayores, limitadas por discordancias angulares.

Se tomaron para el análisis sedimentario las secuencias de segundo y tercer orden, por representar aquellas que reflejan la progradación sedimentaria y las modificaciones paleogeográficas. Su estudio comprendió el análisis de microfacies, partiendo de su clasificación descriptiva, para poder posesionarla en un perfil teórico de modelo sedimentario para cada formación analizada.

En el análisis de microfacies se empleó la clasificación de Folk (1962), complementada con la de Dunham (1962) y su extensión propuesta por Embry y Klován (1971), para las litologías esencialmente carbonatadas. En el caso de la sedimentación más terrígena, se empleó la clasificación de Pettijohn *et al.*, (1973). La simbología expuesta en las diferentes figuras (litologías, estructuras,

constituyentes) se basó en la presentada en la **Figura 1.16**, mostrada en el primer capítulo.

La **Figura 3.1** presenta un resumen de los principales eventos sedimentarios que se interpretan en el área objeto del presente estudio y que fueron definidos a través de la aplicación de la Metodología de Análisis Secuencial, usada en el trabajo de Mandujano *et al.*, 1992.

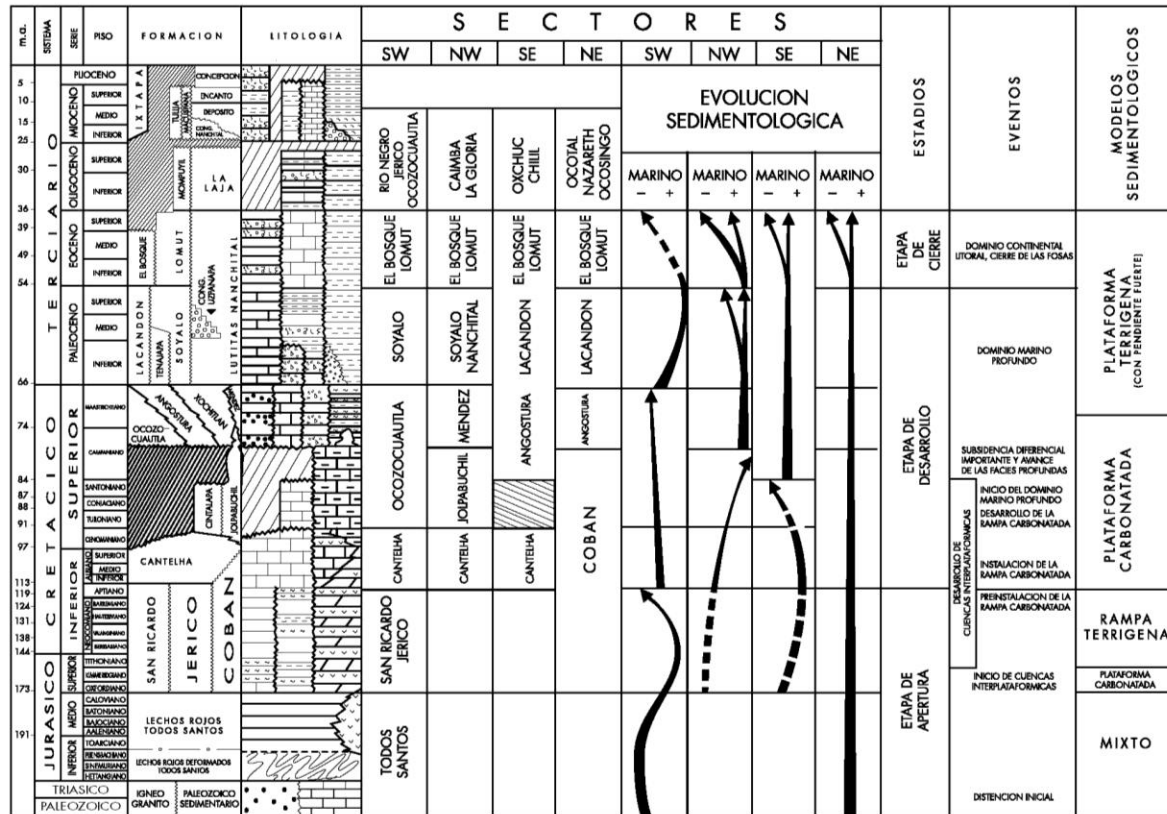


Figura 3.1.- Representación sintética de los principales eventos sedimentarios de la historia mesozoica de la Sierra de Chiapas (Mandujano *et al.*, 1992).

3.1 PRINCIPALES EVENTOS SEDIMENTARIOS DE LA SIERRA DE CHIAPAS

Sedimentológicamente y con base en estudios anteriores consultados para desarrollar esta tesis, se tiene que no es conveniente subdividir el área de trabajo en sectores ya que desde el Jurásico Superior; el comportamiento en el



área es el de fosas y bloques, los cuales nacen, evolucionan y se comportan en forma diferencial e independiente.

Por otra parte en la porción de la columna estudiada, como se observa en la **Figura 3.1**, se presentan tres episodios de evolución que se mencionan a continuación:

A. Etapa de apertura de la cuenca o de rifting.

Esta etapa de apertura de la cuenca o de rifting, se manifiesta posiblemente desde el pre-Jurásico. Está representada por las formaciones Todos Santos, Jericó y San Ricardo. Las dos primeras del pre-Jurásico Superior y la última del Oxfordiano al Aptiano.

La cuenca en su etapa de apertura, se formó por procesos distensivos asociados a la apertura del Golfo de México y comprendió 4 eventos:

-Distensión Inicial. Este primer evento incluye el relleno de fosas continentales con el depósito de sedimentos fluviales, aluviales, palustres y de pie de monte del pre-Jurásico Superior. Después cambiaron las condiciones depositándose facies de supramarea y litorales también del pre-Jurásico Superior.

-Inicio de cuencas intraplatafórmicas. En el Jurásico Superior se presenta el desarrollo amplio de facies de supramarea y el inicio de cuencas intraplatafórmicas dentro de la plataforma carbonatada incipiente.

-Desarrollo de cuencas intraplatafórmicas. A partir del Neocomiano se considera que se presenta el desarrollo de las cuencas intraplatafórmicas.

-Preinstalación de la rampa carbonatada. Por último el cuarto evento se

considera para el Neocomiano-Aptiano en donde se presenta la preinstalación de la rampa carbonatada conjuntamente con el continuo desarrollo de las cuencas intraplatafórmicas iniciadas en el Jurásico Superior.

Esta etapa de apertura marca el nacimiento de una fosa de sedimentación dentro de la cual existen pequeñas fosas generadas por procesos distensivos (una zona de transtensión). Asimismo, en este evento se edificó una serie sedimentaria eminentemente transgresiva, de carácter terrígena con algunos desarrollos de evaporitas y de carbonatos.

B. Etapa de desarrollo de la cuenca.

-Evento de instalación de la rampa carbonatada. Esta situación se manifiesta para el Albiano-Cenomaniano durante el cual los ambientes de plataforma abarcan gran porción del área junto con los de supramarea, mientras que las cuencas intraplatafórmicas continúan con su desarrollo.

-Evento de desarrollo de la rampa carbonatada. Este evento se caracteriza por la extensión del dominio marino de plataforma somera durante el Turoniano-Santoniano, en el cual las facies de supramarea desaparecen en favor de las de plataforma interna.

-Inicio del dominio marino profundo. La profundización de los medios de depósito manifiestan el inicio del dominio marino profundo, el cual empieza a avanzar de noroeste hacia el sureste; uniéndose para esta edad varias fosas intraplatafórmicas ubicadas en el noroeste para formar un sólo dominio marino profundo y creándose otras nuevas fosas hacia la porción más central del área estudiada.

-Subsidencia diferencial importante y avance de las facies profundas. Para el Campaniano-Maastrichtiano, la subsidencia diferencial en el noroeste del área se hace evidente por el avance de las facies profundas de cuenca hacia el



sureste quedando dentro de estos bloques levantados en los cuales se depositaron facies someras de plataforma.

-Dominio marino profundo. Este evento se hace patente para el Maastrichtiano-Paleoceno en el cual las facies profundas de cuenca logran su máxima incursión hacia el sureste abarcando alrededor del 60 % del área de estudio.

C. Etapa de colmatación o cierre de la cuenca.

Este evento se llevo a cabo en el Eoceno, durante el cual se manifestó una tendencia eminentemente regresiva pasando de las facies de cuenca y pie de talud de la Formación Soyaló del Paleoceno a las facies de plataforma interna, plataforma interna restringida y litorales de la Formación Lomut y continentales de la Formación El Bosque, estando esta última muy ampliamente distribuida en el área de estudio.

3.2 MESOZOICO-LÍMITE CENOZOICO

A. Modelo Sedimentario General

Existen numerosos ejemplos de perfiles de márgenes de plataforma con una serie de variantes entre ellas, Wilson (1975) las agrupa en tres clases:

- I.- Acumulaciones de lodo carbonatado en el talud.
- II.- Rampas de *Knoll reef* (arrecifes de colina o loma).
- III.- Construcción de arrecifes orgánicos en los bordes.

La clasificación está basada en el talud del perfil estratigráfico y composición, forma y disposición de las sub-unidades construidas en las masas carbonatadas marginales, como son: Promontorios de lodo, arrecifes knoll

frontales, arrecifes de planicies, arrecifes de parches, barras de arena limosa, dunas eolianas y todos los demás tipos de construcciones presentes.

La variedad de facies existentes en las diferentes formaciones, además de las observaciones directas de campo, realizadas por Mandujano *et al.*, dan la pauta para proponer que los modelos sedimentológicos se apegan al tipo II con algunas variaciones. A continuación se describen las características de este:

Tipo II. Knoll Reef ramps= Rampas con arrecifes aislados circulares en pequeños montículos.

Este es un cinturón lineal de crecimiento orgánico arrecifal en cual sobrepasa el nivel del mar o se ubica dentro de la zona de turbulencia. Las barras submarinas y “bancos de limo arenoso”, existen detrás del arrecife, rellenando la laguna y en algunos lugares formando islas. Ahí pueden ser arrecifes de barrera y están zonados ecológicamente en cinturones paralelos de acuerdo a la forma de crecimiento del coral. Esto se debe al crecimiento de exacorales en asociación con algas rojas estabilizadoras; son comunes del Mesozoico al Holoceno.

En la práctica, el término facies se refiere a las características litológicas y biológicas de un depósito sedimentario, definido por el ambiente de depósito. Debido a que muchos depósitos existen simultáneamente, los sedimentos así depositados muestran un cambio de facies de lugar en lugar; por lo que varias facies pueden interdigitarse una con la otra. Ejemplo: una facies de playa puede interdigitarse hacia el continente con una facies de dunas costeras, y ésta a su vez pasar a una facies fluvial, mientras que hacia el mar, se interdigita con varias facies marinas someras, la cual puede culminar con una facies de aguas profundas.



Una facies dada se deposita sólo dentro del área ocupada por un ambiente de depósito específico y muchas facies están distribuidas lateralmente en tiempo.

Existen varios modelos para agrupar de manera sencilla a las facies, entre estos están los modelos de Facies Estándar de Wilson y los de rampas carbonatadas de alta energía propuestos por Ahr (1973) y Anderson (1974).

El Modelo de Facies Estándar de Wilson (1975), resulta de una combinación de efectos de la pendiente, edad, energía del agua y clima, en donde las características del depósito también son afectadas por el aporte de clásticos. Este modelo define nueve facies en un perfil de plataforma con un margen y pendiente ligera (**Figura 3.2**).

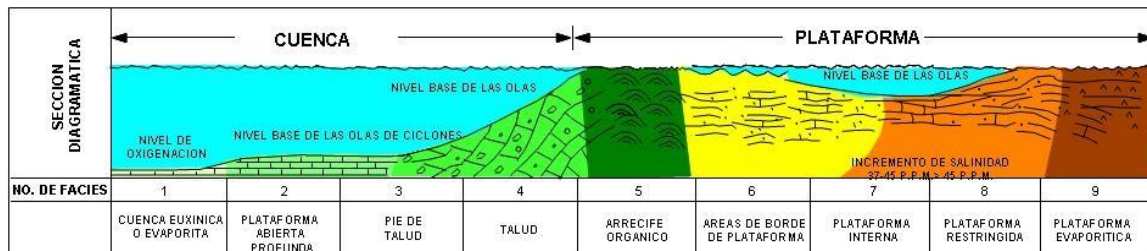


Figura 3.2.- Modelo de distribución de las nueve facies principales en una plataforma carbonatada: Facies de Wilson (Modificado de Wilson, 1975).

La sucesión de cinturones de facies principales de rampas de plataformas carbonatadas tropicales, fue utilizada por Wilson, para establecer un modelo de facies estándar representada con una serie de transectos de una cuenca y área costera dividida en zonas (Zonas de Facies). La base de este modelo es el reconocimiento de patrones recurrentes de facies carbonatadas del registro del Fanerozoico y su respetiva interpretación de patrones ambientales, usando las características de modelos sedimentarios del Holoceno (Patrones actuales).

Las Zonas de Facies (FZ), describen los cinturones de facies idealizados a lo largo de un transecto que resume una cuenca y plataforma de mar abierto, un talud con cierta pendiente, un borde de plataforma marginal pronunciada (caracterizada por los arrecifes y/o zona de bancos de arenas) y una plataforma interna a la costa.

Las FZ difieren en su ubicación, en los sedimentos y en la biota existente dominante y litofacies comunes. Los carbonatos formados dentro de estas zonas, a menudo presentan normalmente tipos de facies específicas o Microfacies Estándar (SMF) asociadas a los cinturones de facies propuestos en el Modelo de Wilson.

Las microfacies con base en los estudios de detalle, subdividen a las facies en unidades con aspectos de composición similar que reflejan ambientes específicos de depósito y controles de sedimentación también específicos. Para ello se requiere la integración de datos a pequeña escala con los de mayor escala, también se necesita la unión de criterios sobre litografía y biofacies. Esto sólo se puede hacer cuando los criterios de texturas, composición y presencia de fósiles en las calizas, se consideran conjuntamente con la ayuda de los tipos de Microfacies Estándar.

Para este trabajo, las FZ que se usaron, así como sus definiciones, corresponden a las definidas por Flügel (2004) quien sugiere la división de las mismas en 10 zonas de facies, 9 definidas previamente por Wilson en su Modelo de Facies Estándar, y agregándole una FZ, asociada a ambientes continentales.

Los criterios mayormente utilizados para el posicionamiento de las facies fueron:

- ✓ La naturaleza del cementante asociada a la clasificación de los elementos. Un medio protegido donde tenemos baja energía se caracteriza generalmente por un cemento micrítico independientemente



de su origen, en el cual existe una clasificación variable. La espatita se presenta como cementante en un medio con alto nivel de energía presentando buena clasificación. Estos criterios dan la pauta para inferir el tipo de energía o el comportamiento hidrodinámico de cada ambiente, ya que estos se reflejan en el tipo de cementante y la clasificación de los elementos.

- ✓ La distribución de organismos y de otros elementos (Ejemplo: las algas) son buenos indicadores de la batimetría; mientras que los equinodermos dependen solamente de la salinidad, las espículas y los equinodermos se presentan sobre todo en medios abiertos oxigenados o externos de las plataformas, mientras que los miliólidos y ostrácodos, se encuentran en medios internos más protegidos. En general todos los organismos bentónicos se presentan en la plataforma, en donde existen las condiciones propicias de oxigenación y nutrientes.
- ✓ La distribución de aloquímicos tales como los pellets, oolitos, microorganismos, bioclastos, oncolitos e intraclastos nos dan las condiciones sobre hidrodinamismo de los ambientes sedimentarios.
- ✓ El hecho de encontrar los aloquímicos (principalmente microorganismos) completos, rotos, en posición de depósito o volteados (textura geopetal), nos son de gran utilidad para inferir la aloctonía de éstos y precisar la microfacies correspondientes.
- ✓ La abundancia relativa de todos los constituyentes es otro parámetro que se toma en cuenta ya que es de gran aporte en aquellas muestras que no se enmarcan en alguna microfacies específica o están en el límite de dos de ellas.

Las estructuras sedimentarias son:

- ✓ Laminación de lodos calcáreos: Nos denotan condiciones de depósito con un régimen hidrodinámico de muy baja energía el cual puede ser de

facies muy profundas de cuenca cuando se encuentra asociada a organismos planctónicos y de facies de plataforma interna si se encuentran organismos bentónicos dentro del cemento micrítico.

- ✓ Estratificación paralela, cruzada y festoneada, las cuales nos permiten ver diferentes facies someras.
- ✓ Corte y relleno, que nos permite observar la variación de condiciones hidrodinámicas sobre el sustrato semiconsolidado.
- ✓ Flujo de granos y gradación de los mismos, indicándonos régimen turbulento.
- ✓ Facies Bouma indicándonos pendientes en el ambiente de depósito.
- ✓ Otro criterio que se toma en cuenta, es el hecho de clasificar a las rocas y enmarcarlas en su microfacies respectiva, asumiendo la textura y constituyentes ortoquímicos y aloquímicos originales que formaron a la roca, sin considerar los cambios o transformaciones posteriores que pudieran haber tenido debido a procesos diagenéticos.

En el Modelo de Wilson, ciertas condiciones pueden variar y un solo ejemplo difícilmente incluiría el total de las nueve facies antes mencionadas. Ejemplo: el cinturón 1 y 2 dependerán del banco de carbonatos construido o la rampa que se eleve de aguas muy profundas de cuencas euxínicas, o que se levante por arriba de la plataforma con circulación abierta.

Lo mismo ocurre con el cinturón 3 y 4, lo cual está determinado por la pendiente, la profundidad y la energía del agua en el margen superior. El cinturón 5 (arrecife orgánico) puede alternar lateralmente con la facies de arena carbonatada (facies 6), o también, ambos pueden estar presentes dependiendo de la combinación de las edades geológicas y la energía del agua.

Las Facies de Wilson no ha sido el único modelo reconocido. Ahr (1973) y Anderson (1974), describen una rampa carbonatada en la cual existe una zona de energía más alta a lo largo de la costa y gradúa a través de la plataforma a lodo carbonatado depositado en condiciones marinas abiertas. Con base a la



diversidad de facies encontradas en las columnas estudiadas, se muestran cinco modelos sedimentarios (propuestos inicialmente por Mandujano *et al.*, 1992) los cuales se enmarcan a continuación:

- Caloviano-Oxfordiano: Se presenta un modelo mixto en donde se observa dentro de la etapa de apertura una distensión inicial, la cual se traduce en la formación de fosas intracontinentales en las cuales se verifica la sedimentación de lechos rojos de la Formación Todos Santos, así como las primeras incursiones marinas y depósitos de sal en los bloques más bajos.
- Kimmeridgiano: Para este rango de edad se presenta un modelo de plataforma carbonatada, en donde tenemos el desarrollo de facies someras y profundas que se observan en el Miembro Calcáreo de la Formación San Ricardo, observada en la Sección Río Negro ubicada en la porción suroccidental del área de estudio.
- Tithoniano-Aptiano: Se presenta en la parte suroccidental del área de trabajo una rampa terrígena, con aportes provenientes del Macizo de Chiapas, ubicado en el borde suroccidental del área como una franja alargada con orientación NW-SE, mientras que en la porción nororiental si tiene una rampa carbonatada en condiciones de estabilidad.
- Albiano-Campaniano Medio: Dentro del área, en este rango de edad es donde se presenta la mayor estabilidad tectónica, evidenciado por el dominio de los ambientes carbonatados de facies someras depositándose dentro de una rampa carbonatada.
- Campaniano Superior al Eoceno Medio: Se regresa a las condiciones de rampa terrígena, presentándose toda la gama de ambientes, desde litorales hasta profundos de cuenca como se detallan más adelante. Cabe hacer la aclaración de que en este último evento, dió origen al último modelo propuesto y abarca hasta el Eoceno; pero puede abarcar un rango de edad más amplio sólo que para este trabajo, el alcance del

estudio se limita al Mesozoico, sin embargo, se tiene una idea del Paleoceno y del Eoceno. Lo anterior se debe a que se tuvo como material de trabajo, información de rocas de esta edad.

En estos cinco modelos establecidos inicialmente por Mandujano *et al.*, en 1992, se observaron 6 dominios sedimentarios (A.1, A.2, A.3, A.4, A.5 y A.6) caracterizados por sus respectivas Zonas de Facies (FZ) según Flügel (2004) del Modelo Modificado de Wilson y terrígenas particulares. Las mismas son descritas a continuación:

A.1 Ambientes de Cuenca y Plataforma Abierta

Estos ambientes se caracterizan por sedimentos tanto terrígenos como carbonatados, cuyo depósito se encuentra por debajo del nivel base de las olas y por debajo de la zona eufótica en aguas profundas oceánicas. Su profundidad varía entre cientos a varios miles de metros. En este ambiente son comunes los sedimentos finos, incluye arcillas pelágicas, lodos silíceos y carbonatados, lodos hemipelágicos y turbiditas. El agua es muy profunda y oscura para la producción de carbonato bentónico y la depositación de éste depende de la cantidad de influjo del material fino arcilloso y silíceo, y de la lluvia del plancton muerto, aquí prevalecen las condiciones euxínicas y de reducción. Las facies carbonatadas están representadas por la Formación Jolpabuchil del Cretácico Superior, mientras que las facies terrígenas están representadas por la Formación Soyaló del Paleoceno (estudiada en este trabajo debido a que se concentra junto a la Formación Méndez en la Sección Soyaló). En este dominio se caracterizaron dos Zonas de Facies (FZ) denominadas Cuenca (FZ-1) y Plataforma Abierta (FZ-2). Flügel, en sus Zonas de Facies equivalentes a las del Modelo Modificado de Wilson, divide la FZ-1 en dos, la primera denominada FZ-1A Cuenca Profunda y una FZ-1B llamada Cuenca Cratónica Marginal.

Los carbonatos que encontramos en estos ambientes son de aguas con profundidades superiores a 200 m y se clasifican como carbonatos de aguas



profundas. Estos carbonatos se depositan en la región abisal y hadal. La región abisal cubre en la actualidad un área del 76% del fondo del Océano, el límite superior puede coincidir con la isoterma de 40°C, la cual ocurre a 2000 m de profundidad en el Océano Atlántico y entre 1000 m y 1500 m en los océanos Índico y Pacífico, ya que las masas de agua y corrientes de fondo no presentan un límite constante batial-abisal (Menzies, George y Rowe 1973). El límite inferior de la región abisal es de 6000 m. Esta zona está caracterizada por ausencia de luz solar, gran presión hidrostática, muy alta variación en salinidad y una temperatura del agua uniforme de 14°C a 1°C. La fauna consiste de carnívoros y comedores de detritos, mientras los equinodermos son los más comunes. Dentro de este ambiente de cuenca podemos tener los carbonatos de cuencas cratónicas marginales o intracratónicas en las cuales no existe producción de carbonato de origen bentónico. La sedimentación depende de la cantidad de influjo del material fino argiláceo y silíceo y de la producción del plancton en las aguas superficiales. La sedimentación se ubica por debajo del nivel de oxigenación en condiciones euxínicas. El agua del fondo puede encontrarse en condiciones hipersalinas. Existe la presencia de calizas oscuras de estratificación delgada interestratificadas con lutitas y limolitas y pueden ocurrir algunas anhidritas. En este ambiente domina el mudstone limoso con peloides muy pequeños y bioclastos. Las estructuras sedimentarias características son: laminación planar milimétrica, laminación cruzada, ripples y estratificación rítmica a pequeña escala constituida por la intercalación de calizas y lutitas. El pedernal es muy abundante.

➤ Cuenca Profunda (FZ-1A) y Cuenca Cratónica Marginal (FZ-1B)

La microfacies que define este ambiente de depósito corresponde a lo que Wilson (1975) denomina facies 1 o cuenca, en su modelo de secuencias idealizadas de facies. La FZ-1A está caracterizada por presentar sedimentos de aguas profundas que incluyen arcillas pelágicas, lodos silíceos y carbonatados,

lodos hemipelágicos y turbiditas. También ubicamos mezcla de material pelágico de plataformas adyacentes y derivados de la plataforma. El tamaño de las capas es muy variable. El color del sedimento es regularmente rojo oscuro, o claro, aunque prevalece el color negro y el café oscuro, dependiendo de las diferencias en las condiciones de oxidación y reducción. La litología presente está conformada por mudstone pelágicos, wackestone, margas, packstone alóctonos, grainstone, brechas, lutitas oscuras y limolitas. Las estructuras más comunes son laminación paralela, estratificación muy fina rítmica y ocasionalmente laminación cruzada y ripples. Los componentes clásticos terrígenos se constituyen por cuarzo, limo, arcillas y pedernal. La biota presente esta compuesta principalmente de planctónicos, también se presentan conjuntos típicos de fauna oceánica, a veces están asociadas a fósiles bentónicos autóctonos.

La FZ-1B tiene como facies comunes a mudstone calcáreos, wackestone, packstones y margas. Los sedimentos de esta zona son similares a los de FZ-1A (Cuenca Profunda). En esta los lodos hemipelágicos son muy habituales. Ocasionalmente existe anhidrita. También es común la presencia de sílice. Las condiciones anóxicas caracterizan a estas microfacies (alto contenido orgánico con falta de bioturbación). La biota esta compuesta predominantemente por amonitas y plancton calcáreo (radiolarios, foraminíferos pelágicos, calpionélidos, coquinas de cáscarones delgados de bivalvos). Esporádicamente existen abundantes espículas de esponjas.

Se puede sintetizar que en el área se aprecia que estas microfacies (FZ1), están constituidas por mudstone limoarcilloso o wackestone gris oscuro a negro, con alto contenido de materia orgánica, laminación rítmica muy abundante, presencia de óxidos y sulfuros como pirita, así como cuarzo detrítico muy fino en esporádicas ocasiones. Los microorganismos presentes como se aprecian en el **Anexo A: Lámina 3.1**, están conformados en su mayoría por foraminíferos planctónicos (globochaetes y globotruncanas), calcisferúlidos, calpionélidos y radiolarios. La macrofauna está constituida por pelecípodos y



esponjas silíceas. Las estructuras están compuestas por laminación paralela, alineación de organismos planctónicos y fracturas selladas con espatita.

➤ **Plataforma Abierta (FZ-2)**

Cabe hacer la aclaración que esta zona de facies, que corresponde en este trabajo al cinturón denominado Plataforma Abierta (profunda), es lo que Rich (1951) y Wilson (1975) denominaría el cinturón de facies de *open sea Shelf* (plataforma abierta, traducción literal). La sedimentación generalmente se lleva a cabo a partir de algunos cientos de metros de profundidad en aguas generalmente más oxigenadas que las de la cuenca profunda (FZ-1A). Asimismo y a pesar de estar por debajo del nivel base del oleaje donde no hay tanta energía, esta facies sí está dentro de la zona de alcance de las olas de tormenta extremas. Dentro o justo por debajo de la zona eufótica. Presenta salinidad normal y aguas oxigenadas con buena circulación de corrientes. También existen corrientes profundas las cuales inducen una buena circulación del agua y por ende una mayor oxigenación. Como consecuencia de esto, la cantidad de fauna es mayor que en las zonas más profundas. Las estructuras dominantes son las pistas. La litología predominante está constituida por lodos clásticos y carbonatos, predominando los mudstones y wackestones, y en menor escala los packstones. También se tienen wackestone esqueletales, algunos grainstone y coquinas. La matriz comúnmente es pelmicrita. Algunos indicios de silicificación podrían observarse en esta FZ. Las facies más cercanas al pie de talud pueden tener algunos fragmentos derivados de aguas someras. En este ambiente podemos tener la presencia de algunos organismos bentónicos. Existe una buena bioturbación de los sedimentos, el color de los mismos puede ser gris, verde, rojo y marrón. Lo anterior está en función de la variabilidad de las condiciones oxidantes y reductoras. Presenta diversidad de fauna conformada por conchas marinas indicativa de condiciones normales de depósito (ejemplo: braquiópodos y equinodermos).

En el área de estudio, esta zona de facies litológicamente estuvo conformada por mudstone, wackestone y en mucho menor proporción de packstone de color gris claro a café claro. En general podemos hablar de lodos clásticos y lodos carbonatados lo que implica un bajo nivel de energía. La microfauna definida está constituida por foraminíferos planctónicos, globochaetes, calcisferúlidos, calpionélidos, radiolarios y en menor abundancia: braquiópodos y equinodermos, cuyas espículas se encuentran generalmente orientadas. Pueden presentarse ocasionalmente algunos foraminíferos bentónicos retrabajados y orientados. Las estructuras observadas son laminación paralela y laminación cruzada. Se observa cuarzo autigénico y detrítico (**Anexo A: Láminas 3.2 y 3.3**).

A.2 Ambientes de talud. (FZ-3 y FZ-4)

Denominados por Wilson (1975) como cinturones 3 y 4, Pie de Talud y Talud respectivamente, Flügel conserva esta misma definición para ambas zonas de facies.

➤ Frente de Pie de Talud (FZ-3)

La FZ-3 está formada en la terminación inferior del talud de la plataforma carbonatada, por debajo del nivel base de las olas y apenas en el nivel de la zona oxigenada. Esta moderadamente inclinado sobre el fondo del mar (más de 1,5 grados de inclinación). Los sedimentos carbonatados o terrígenos consisten de la contribución de organismos pelágicos y finos detritos provenientes de partes adyacentes más someras. La profundidad del agua es la misma que las facies de cuenca mencionada anteriormente o quizá de 200 m a 300 m. Los estratos son delgados con menor proporción de capas de lutitas y material silíceo. La litología está conformada por mudstones y wackestones, los cuales incluyen algunas capas de microbrechas y packstones más gruesos de bioclastos y litoclastos; algunas capas son laminadas y rítmicas, otras son masivas y sin laminación y se caracterizan por ser secuencias de megafujos.



También encontramos materiales pelágicos mezclados con detritos de grano finos; redepositados de plataformas poco profundas adyacentes. El tamaño de los granos es muy variable. Los tamaños más típicos son gradados y están bien definidos o son capas de brecha (turbiditas, depósitos de flujo de escombros) intercaladas con los sedimentos de fondo de grano fino. El pedernal es común, la fauna está presente como bioclastos derivados principalmente de la parte superior del talud, organismos bentónicos y algunas formas pelágicas están mezclados.

Dentro de este ambiente de pie de talud se puede en varias de las ocasiones, dividirlo en dos zonas: pie de talud proximal y distal. Obviamente en el proximal vamos a tener los depósitos más gruesos que van desde grandes bloques exóticos hasta fragmentos del tamaño de la arena con mala clasificación, mientras que en el distal se observa la fracción más fina proveniente de los flujos debidos a las corrientes de turbidez con mejor clasificación.

Esta facies en la Sierra de Chiapas esta litológicamente conformada por mudstone, wackestone y packstone, algunas lutitas y limolitas. Aquí como en las demás facies mencionadas anteriormente podemos hablar de lodos terrígenos, así como de lodos carbonatados. Las estructuras presentes son: laminación muy escasa, frecuentes estratos masivos, lentes de sedimentos graduados, litoclastos y bloques exóticos, granos rotos, polimícticos o monomícticos a menudo gradados. También cuarzo, pedernal y detritos carbonatados en general. Todo lo anterior implica un nivel de energía moderado propio del pie de talud, en el cual la energía varia notablemente al presentarse las corrientes de turbidez y tener el depósito de esta facies. La microfauna presente en estas facies esta representada por los siguientes grupos de organismos: foraminíferos planctónicos, calcisferúlidos, radiolarios, ostrácodos, bioclastos de algas redondeados, miliólidos, foraminíferos bentónicos,

moluscos, pelecípodos, etc. La característica principal de esta facies son dos cosas: 1.) La fauna planctónica es por mucho más abundante que la fauna proveniente de condiciones someras. 2.) La fauna de condiciones someras de plataforma ha sido redepositada en este ambiente estando generalmente rota y de una forma mezclada con la fauna pelágica que se depositó residualmente en estado completo (**Anexo A: Láminas 3.4 y 3.5**).

➤ Talud (FZ-4)

Generalmente el talud está localizado en el límite inferior de la zona de agua oxigenada, claramente inclinado hacia fondo del mar (comúnmente la inclinación va desde los 5 grados hasta en algunos casos ser casi vertical). El material de flujo de escombros se deposita sobre esta superficie inclinada; la misma es inestable y varía grandemente en cuanto a su tamaño. Los estratos contienen flujos y grandes bloques. En general se caracteriza por muchos deslizamientos y poseer una litología variada con estratificación muy irregular, caracterizado por ser un depósito hemipelágico contaminado. En el sentido estricto, el término hemipelágico involucra un porcentaje mayor al 30% de los constituyentes provenientes de un ambiente somero de plataforma. Esta conformado predominantemente por material re TRABAJADO de la plataforma. La biota esta compuesta principalmente por bentónicos redepositados de aguas someras, incrustantes bentónicos de talud y algunos bentónicos de aguas profundas. Las facies pueden ser muy fosilíferas. Las litofacies más comunes que se identifican en el talud están conformadas por mudstone, packstone alóctonos y grainstone, también por rudstone y floatstone; en ocasiones se tienen brechas.

En lo evidenciado en las secciones estudiadas, se pudo concluir que la litología en esta microfacies está constituida por una gran variedad de tipos como lo son: bloques exóticos, brechas, microbrechas, packstone de bioclastos, litoclastos, wackestone y mudstone en menor proporción, sobre todo en las Secuencias Bouma tan características.



La biota depositada *in situ* está constituida por: microfauna pelágica propia de ambiente profundo como sería: foraminíferos planctónicos, calpionélidos, radiolarios, calcisferúlidos, nannocónidos, equinodermos, globochaetes, ostrácodos; y la otra parte correspondiente a microorganismos acarreados y por lo tanto incompletos o rotos, provenientes de condiciones originales de depósito mucho más someras (borde de plataforma y plataforma interna), estos serían fragmentos biógenos, intraclastos, foraminíferos bentónicos, algas, miliólidos, braquiópodos, gasterópodos, pelecípodos, corales, moluscos, etc. **(Anexo A: Láminas 3.6 y 3.7).**

A.3 Ambiente de Plataforma Externa (FZ-5 y FZ-6)

Estos ambientes se encuentran ubicados en las inmediaciones del aparato arrecifal (hacia el lado de mar abierto, donde el nivel de energía originado por el oleaje es muy alto, lo que ocasiona que se genere la degradación del aparato arrecifal, de existir éste, dentro del aparato arrecifal y en las zonas postarrecifales). En general se caracteriza por la presencia de bloques derivados del aparato arrecifal y brechas cuya matriz puede ser de espatita y estar asociada con ooides, los cuales son constituyentes que se generan en ambientes de alta energía. Este sedimento se presenta con muy buena clasificación. Flügel detalla dentro de estos ambientes las zonas de facies FZ-5 como Arrecifes de Margen de Plataforma y FZ-6 como Bancos de Arena de Borde de Plataforma.

➤ Arrecifes de Margen de Plataforma (FZ-5)

Pre-arrecife

Esta microfacies se identifica mediante la asociación: ooides, fauna planctónica, fragmentos de organismos de plataforma y el cemento de espatita

que aglutina a estos constituyentes. También se pueden observar fragmentos terrígenos como: cuarzo detrítico e intraclastos carbonatados del tamaño del limo hasta arena gruesa.

Aparato Arrecifal

El aparato arrecifal es un crecimiento orgánico localizado en el borde de la plataforma carbonatada delimitando condiciones de aguas de poca energía, denominada como plataforma interna y aguas de mar abierto. Las características ecológicas varían dependiendo del nivel de energía del agua, cantidad de aporte de terrígenos, inclinación del talud, productividad orgánica, frecuencia de exposición subárea y consecuente cementación. De acuerdo a Wilson (1975), tres tipos de construcción orgánica alineada con el margen de la plataforma pueden describirse: Tipo I formado por lodo de carbonato depositado hacia la parte baja del talud y acumulaciones de escombros orgánicos. El Tipo II consiste de rampas con arrecifes (Knolls), en donde las construcciones orgánicas son grupos aislados de organismos creciendo hacia el nivel base de las olas, estabilizando acumulaciones de escombros. El Tipo III son construcciones semejantes a modernas asociaciones coral-algas con formas sésiles creciendo hacia arriba por encima de las olas. En los arrecifes abundan las calizas y las dolomías. Los parches arrecifales están compuestos por diversos tipos de boundstones. Las cavidades internas de los arrecifes están llenas de sedimentos de varias generaciones de la construcción y por cemento carbonatado.

Post-arrecife

Este sub-ambiente de depósito se ubica en la periferia del aparato arrecifal hacia el lado de la plataforma interna siendo este un medio de circulación restringida de condiciones de muy baja energía hidrodinámica en donde gracias a la barrera arrecifal, aquí podemos tener el desarrollo de fauna bentónica propia de la plataforma interna en un medio tranquilo. Las estructuras



que se observan son: laminación, estructuras geopetales, algunos intervalos de estratos delgados con gradación. Las características principales de este ambiente de depósito son condiciones tranquilas de muy baja energía en donde tenemos el depósito de fragmentos angulosos provenientes de la denudación del aparato arrecifal conjuntamente con algunos ortoquímicos de alta energía formados en la parte del pre-arrecife, los cuales literalmente saltaron la barrera orgánica. En general podemos observar que se trata de un sedimento mal clasificado en el cual podemos tener constituyentes con una gama muy amplia de tamaño, grado de redondez y esfericidad.

Para este estudio se tiene que estas microfacies están constituidas litológicamente por mudstone, wackestone y en mucho menor proporción packstone. Los constituyentes ortoquímicos son pellets, ooides y fragmentos biógenos angulosos derivados del aparato arrecifal, con la siguiente microfauna: foraminíferos bentónicos, miliólidos, gasterópodos, moluscos, pelecípodos, ostrácodos y equinodermos. Ejemplos de estos tipos de facies se observan en el **Anexo A**, en la **Lámina 3.8; Fotomicrografías A y B (Pre-arrecife) y Fotomicrografías C, D, E y F; Lámina 3.9 (Post-arrecife)**.

➤ Bancos de Arenas de Margen de Plataforma (FZ-6)

Este ambiente se forma por arenas con diferentes morfologías como barreras de mareas en abanicos o cinturones, o islas de dunas. El rango de profundidad de las arenas marginales va de 5 m a 10 m abajo del nivel del mar. Morfológicamente son bancos alargados, barreras y playas de marea. Dependiendo del clima puede estar dentro de la zona eufótica, esta fuertemente influenciado por las corrientes de marea. El ambiente está bien oxigenado pero no es adecuado para la proliferación de la vida marina por el movimiento continuo del substrato. Estos sedimentos se forman en áreas de constante acción de las olas o abajo del nivel base de las mismas, donde el lodo y limo es

removido. En ocasiones presentan los sedimentos una estratificación cruzada bien preservada y a veces bioturbadas. La biota esta conformada por organismos re TRABAJADOS y desgastados arrecifes y ambientes asociados. La fauna autóctona es de baja diversidad y esta aferrada al sustrato móvil. Los organismos comúnmente presentes son bivalvos y gasterópodos, así como tipos especiales de foraminíferos grandes y algas dasycladaceas.

Los bancos de arena identificados están conformados litológicamente por grainstones cuyos ortoquímicos pueden ser ooides, intraclastos y bioclastos redondeados, oncoides, peloides, algas, litoclastos alóctonos, con buena clasificación y con fábrica muy bien empaquetada **(Anexo A: Lámina 3.10)**.

A.4 Ambientes de Plataforma Interna y Plataforma Interna Restringida

Estos ambientes están en función del grado de confinamiento de los ambientes de depósito e integra dos grupos de facies, las facies distales (Plataforma Interna) y las facies proximales (Plataforma Interna Restringida).

➤ Plataforma Interna (FZ-7)

Esta ubicada en la zona eufótica, normalmente por encima del nivel base de las olas según las condiciones climáticas presentes en determinado momento. Esta zona es comúnmente llamada laguna cuando está protegida por bancos de arenas, islas arrecifales o arrecifes del margen de plataforma. Esta suficientemente conectada con el mar abierto para mantener su salinidad y su temperatura cercana al mar que le adyace. La circulación en la plataforma interna es moderada. La profundidad del agua es de pocos metros hasta decenas de metros. Los sedimentos están constituidos principalmente por lodos calcáreos, arenas arcillosas y limpias, en función del tamaño de grano de la producción de sedimentos locales y la eficiencia de las corrientes eólicas y de las olas. Las capas de sedimentos presentan granos de tamaño medio a grueso. En cuanto a la biota de este ambiente, esta formada por bentónicos de aguas



someras con algas, foraminíferos y bivalvos, los gasterópodos son muy comunes en estas facies. La litología común esta conformada por mudstones calcareos, floatstones, wackestones, packstones y grainstones.

Las microfacies mostradas en el **Anexo A: Lámina 3.11**, estarían ubicada en las inmediaciones de las barreras (de existir éstas), formadas por las arenas marginales las cuales restringen la circulación del agua. La litofacies característica está conformada por wackestone y packstone (en ocasiones graduando a grainstone), cuyos bioquímicos son: pellets, foraminíferos bentónicos, equinodermos, gasterópodos, intraclastos, escaso cuarzo detrítico fino y ocasionales oolitos. Todo esto depositado en un medio de energía débil o moderada.

Las **Láminas 3.12, 3.13 y 3.14 (Anexo A)**, muestran microfacies de plataforma interna que están definida litológicamente por wackestone, packstone y grainstone, depositados en un medio de energía moderada a baja. Las condiciones de proliferación de fauna son excelentes observándose la siguiente microfauna: foraminíferos bentónicos, moluscos, gasterópodos, pelecípodos, escasas espículas de equinodermos, abundantes pellets, ostrácodos. Se presentan también algunos intraclastos. La estructura dominante es laminación.

➤ **Plataforma Interna Restringida (FZ-8)**

Esta parte presenta circulación muy restringida sobre la plataforma marina por estar menos comunicada con el mar abierto, lo que provoca grandes variaciones en su salinidad y en su temperatura. Se localiza dentro de la zona eufótica. Normalmente presenta zonas muy diferenciadas de marea de agua dulce, agua salada y de condiciones hipersalinas, así como áreas subariales expuestas. Presenta aguas poco profundas, estancadas y lagunas con circulación restringida y aguas hipersalinas. Las lagunas restringidas se ubican

en las zonas posteriores de los arrecifes de barrera, en atolones o detrás de la costa. La profundidad del agua esta por debajo de metro y varia entre unos pocos metros a unas pocas decenas de metros. Los sedimentos están compuestos principalmente por lodos calcáreos y arenas arcillosas, también puede haber arenas limpias. La influencia de sedimentos terrígenos es muy común en esta FZ. Los indicios de cementación diagenética temprana son muy constantes. En cuanto a la biota por lo general es de aguas poco profundas pero con diversidad muy reducida, aunque normalmente se tiene abundancia en el número de ejemplares o individuos. Son típicos los foraminíferos bentónicos (miliólidos), ostrácodos, gasterópodos, algas y cianobacterias. No presenta equinodermos. Tambien se cuenta con vegetación marina y de agua dulce. Las condiciones son extremadamente variables aquí y constituyen un ambiente muy difícil para el desarrollo de organismos. El agua puede llegar a ser hipersalina, existe una deficiente oxigenación y vegetación pantanosa. Como litofacies se tienen mudstone calcáreo y mudstone dolomítico, wackestone, grainstone y bindstone. Escasamente podemos encontrar brechas sedimentarias. Incluye sedimento fino muy somero, lagos y agua estancada, existe sedimento más grueso en los canales de marea y playas locales y amplios complejos de ambiente de planicies de mareas.

Las microfacies de este subambiente mostradas en el **Anexo A: Lámina 3.15; Fotomicrografías A, B y C**; están definidas litologicamente por mudstone y wackestone, gradando ocasionalmente a packstone de pellets. La asociación ostrácodos-peloides es común en estos mudstones. La microfauna presente está constituida por escasos foraminíferos planctónicos, gasterópodos y algunas algas. Esta biota representa un depósito en condiciones muy restringidas de bahías y lugares de aguas estancadas con muy poca circulación. Las estructuras dominantes son laminación y bioturbación.

Adicionalmente tambien podemos observar en el **Anexo A: Lámina 3.15; Fotomicrografías D, E y F; Láminas 3.16 y 3.17**, otros ejemplos de estas microfacies con las siguientes características: litológicamente representadas por



mudstone y wackestone, dentro de los cuales se presentan escasos microorganismos como: foraminíferos bentónicos, ostrácodos, miliólidos, gasterópodos, moluscos y pelecípodos. También podemos observar fragmentos biógenos de algas, pisolitos y oolitos esféricos; en general estas se observan en la zona de submarea cerca del límite de la zona de intermarea. Se detallan también pellets, peloides e intraclastos. Se tienen oolitos de forma esporádica contaminando este ambiente de depósito ya que estos provienen de la zona de intermarea donde fueron formados. Oncolitos también están presentes pudiendo haberse formado en este ambiente pero muy cerca de la parte inferior de la zona de intermarea. En general este ambiente es de energía débil. En algunas ocasiones se observa la presencia de areniscas o conglomerados, los cuales son un aporte de la porción continental, llegan a este ambiente de depósito por medio de canales. Las estructuras dominantes son: la laminación paralela y algunos canales.

A.5 Ambiente Litoral, Mixto o Marginal

Este ambiente corresponde a la zona sujeta a inundaciones temporales por efecto de las mareas y comprende tanto a la zona de intermarea, así como la de supramarea.

- Plataforma Interna árida y evaporítica (FZ-9A)

Facies de intermarea y supramarea.

Esta microfacies va a estar constituida por las de intermarea y supramarea, las cuales se describen a continuación:

Intermarea: Zona comprendida entre la marea baja y la marea alta dentro de la cual se presenta una energía muy fuerte que provee de una muy buena

selección del sedimento y es característicamente bimodal. La litología representante de esta microfacies está conformada por grainstone así como en menor proporción por calizas arenosas. Los ooides, oncoides y los bioclastos redondeados son los constituyentes predominantes en esta microfacies. Las estructuras presentes más comunes son laminación rítmica, bioturbación, rizaduras a pequeña escala, ojos de pájaro (fenestral), laminación cruzada tabular, laminaciones gruesas (entrada de las olas) y finas (salida de las olas). La fauna está constituida por crustáceos y pelecípodos. Es una zona de acumulación de valvas de moluscos.

Supramarea: Esta facies se presenta en plataformas carbonatadas donde se observa como facies evaporíticas (sabkha), así como en playas carbonatadas en las cuales los clásticos se encuentran aproximadamente en la misma proporción que los constituyentes no clásticos. Frecuentemente se encuentran horizontes carbonatados de material acarreado de la plataforma hacia el continente debido a las tormentas.

Las características distintivas de este ambiente de depósito son la presencia de evaporitas, clásticos finos como arcillas y limos, y la intercalación de horizontes calcáreos erráticos. La fauna presente está constituida por carpetas de algas, formando las características estructuras estromatolíticas, existe algunos gasterópodos, así como la presencia de otros organismos terrestres.

➤ Plataforma Interna Húmeda y Salobre (FZ-9B)

Posee pésima conexión con el mar como en las FZ-9A (plataforma interna árida-evaporítica) pero con un clima húmedo que propicia el escurrimiento y se diluyen los pequeños cuerpos de agua de mar estancada y que regularmente se extiende por pantanos de vegetación en los depósitos de supramarea. Los sedimentos regularmente están compuestos por lodos calcáreos de



origen marinos o arenas, ocasionalmente se tienen calizas arcillosas y turba en las capas.

La biota esta formada principalmente por organismos marinos de bancos acuosos redepositados en estas zonas durante las tormentas, más organismos adaptados a aguas salobres y de agua dulce (ostrácodos, caracoles de agua dulce, algas carophyceanas). Este tipo de facies no fueron identificadas en este estudio.

Flügel (2004), en sus definiciones de Zonas de Facies derivadas del Modelo de Wilson (1975), propone una franja denominada Zonas húmedas y áridas, frecuentemente con exposición subaérea, calizas influenciadas meteóricamente que vendría a representar otro subambiente más de transición y que se ubicaría en el límite de los depósitos de Supramarea y los continentales.

Algunos ejemplos de este tipo de facies halladas en el área de estudio de la Sierra de Chiapas se muestran en el **Anexo A: Lámina 3.18**.

A.6 Ambiente Continental

Este ambiente corresponde a todos aquellos depósitos acumulados en una parte positiva, en la cual se tienen condiciones de oxidación y poca preservación de la materia orgánica. Los depósitos se presentan como terrígenos, cuya litología está conformada por areniscas, areniscas conglomeráticas, conglomerados arenosos. Los depósitos se observan con mala clasificación, cuyos constituyentes se presentan de subangulosos a subredondeados. Las estructuras predominantes son corte y relleno, estratificación delgada graduada y estratificación cruzada. Los depósitos continentales presentes en el material analizado para el presente estudio son la Formación Todos Santos y la base de la Formación Ocozocuautla. Estas

unidades litoestratigráficas están ubicadas a lo largo del límite occidental del área de estudio, siendo estos sedimentos derivados del Macizo de Chiapas (**Anexo A: Lámina 3.19**).

B. Modelos Sedimentarios

B.1 Caloviano-Oxfordiano

Como se observa en la **Figura 3.3**, se presenta el modelo sedimentológico para este intervalo de edad, el cual corresponde a una etapa de apertura. Las microfacies que se presentan solamente son la FZ 10 que pertenecen a sedimentos de origen continental con todas las características enmarcadas en el modelo general y la segunda microfacies es la FZ 9 que agrupa a las facies de supramarea correspondientes a yesos anhidritas y dolomías.

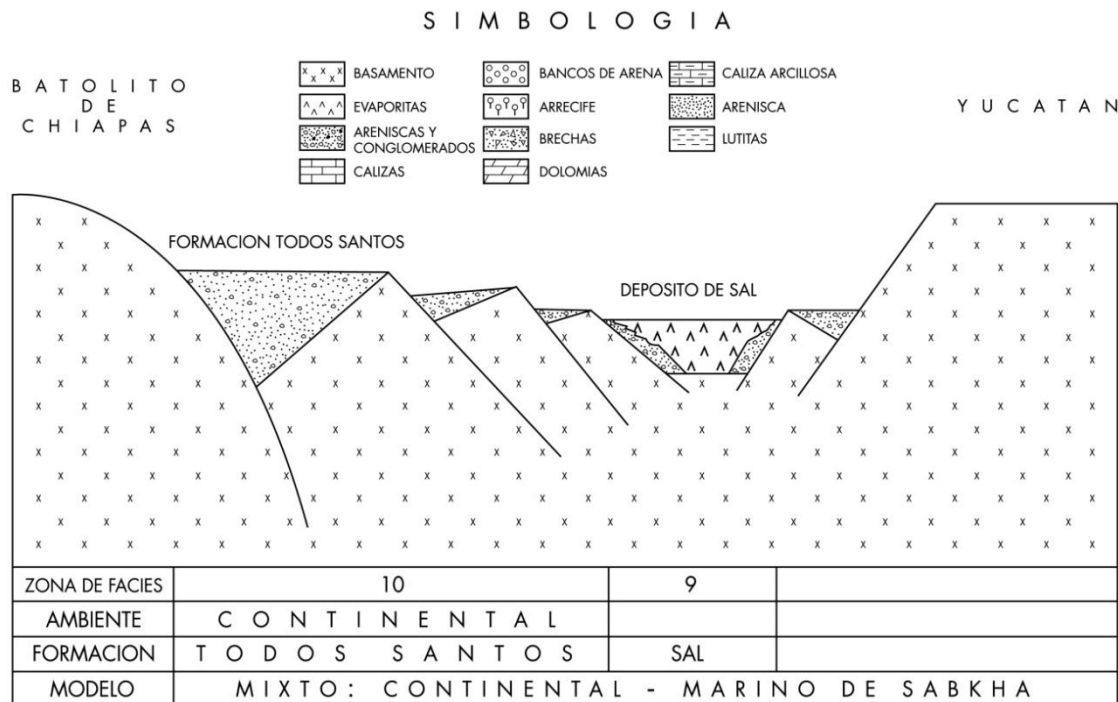


Figura 3.3.- Modelo Sedimentológico del Caloviano-Oxfordiano
(Modificado de Mandujano *et al.*, 1992).



B.2 Kimmeridgiano

Para esta edad se presenta un modelo sedimentológico de plataforma carbonatada como se observa en la **Figura 3.4**. En este perfil se puede observar que se tienen todas las facies presentadas en el modelo general. Durante esta edad se tuvo un desarrollo muy prolífero de la fauna como se contempló en el Miembro Calcáreo de la Formación San Ricardo en la Sección Río Negro.

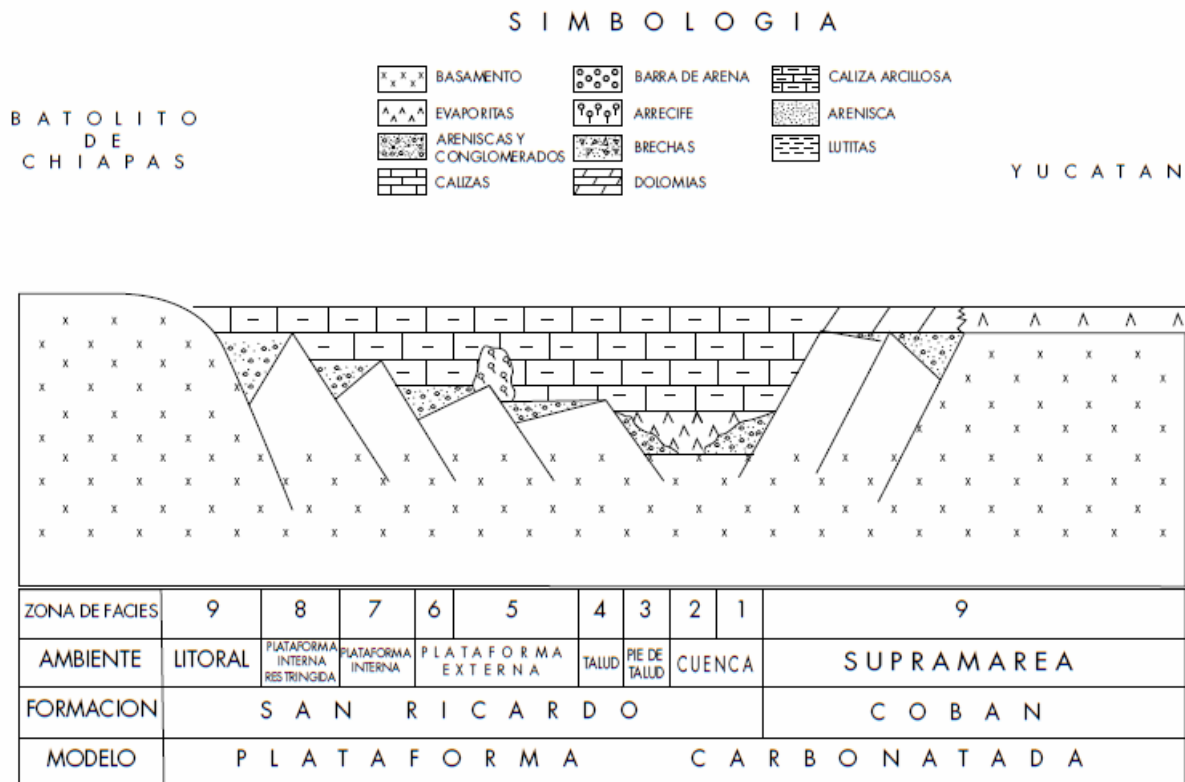


Figura 3.4.- Modelo Sedimentológico del Kimmeridgiano
(Modificado de Mandujano *et al.*, 1992).

B.3 Tithoniano-Aptiano

Como se mencionó al principio de este capítulo, en este intervalo de tiempo se presentó un modelo de rampa terrígena para el sector suroccidental

del área, mientras que para el nororiental se tenía una rampa carbonatada estable. En la **Figura 3.5** se propone el perfil del modelo y a continuación se describen las facies presentes enmarcando las variaciones que presentan con las microfacies establecidas en el modelo generalizado exteriorizado al inicio de este capítulo.

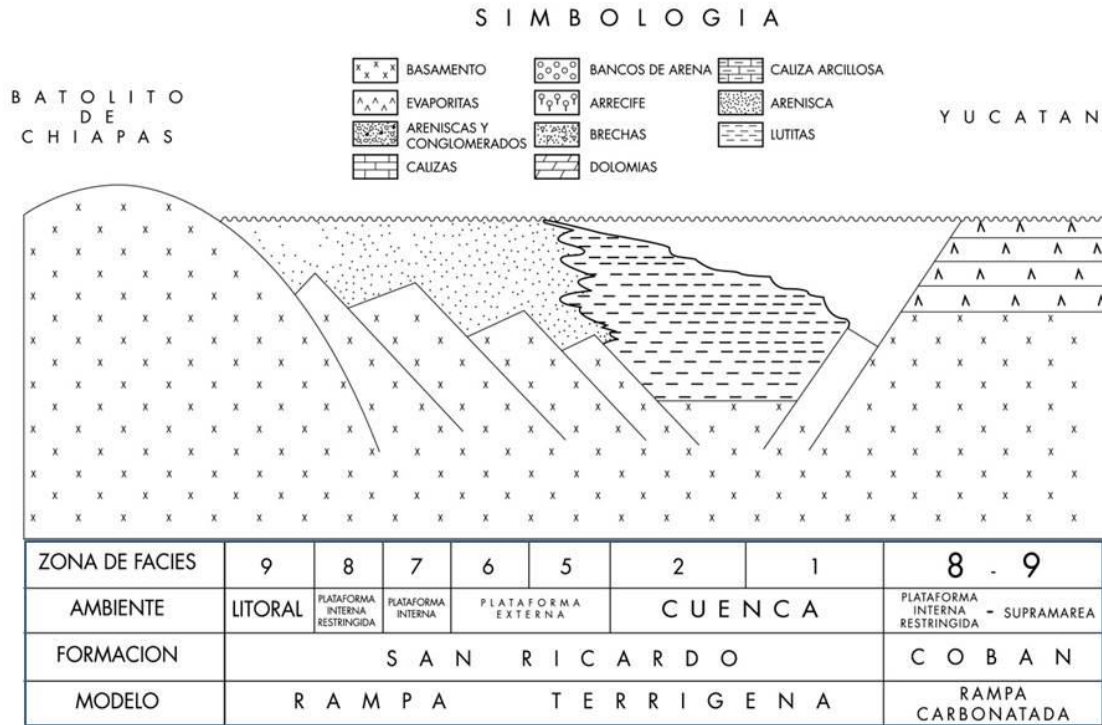


Figura 3.5.- Modelo Sedimentológico del Tithoniano-Aptiano
(Modificado de Mandujano *et al.*, 1992).

FZ 1 y FZ 2

En este modelo como se trata de una rampa terrígena, las facies están constituidas por margas y en menor proporción por wackestones con calpionélidos y foraminíferos planctónicos, representados por el Miembro Margoso de la Formación San Ricardo de edad Tithoniano.

FZ 5

Para este modelo, esta facies enmarca de forma global, aquellas



correspondientes en nuestro modelo general a las de plataforma externa, no definiéndose aquí en forma específica, por no presentarse todas las facies originales. Esta facies esta conformada por margas, lutitas calcáreas y en menor proporción por wackestone. Todos ellos con fragmentos biógenos, algunos foraminíferos planctónicos, peloides, moluscos, ostrácodos, pelecípodos, ooides y calcisférulas. Este ambiente de depósito estaría representado por el Miembro Margoso del Tithoniano de la Formación San Ricardo.

FZ 6

Esta facies está representada por las facies oolíticas presentes en el Miembro Arenoso de la Formación San Ricardo. Litológicamente está constituida por grainstones de intraclastos y de bioclastos en menor proporción.

FZ7 y FZ8

Se tiene la presencia de estas facies, solo que como se trata de facies terrígenas, el desarrollo de organismos es mínimo, por lo que su identificación en algunos casos no es muy exacta. La litología presente está constituida por limolitas, mudstones arcillosos, lutitas, areniscas y una amplia gama litológica con composición intermedia entre las anteriormente mencionadas. Los parámetros que se tomaron en cuenta para definir estas diferentes facies fueron: la abundancia y estado (roto o completo) de los constituyentes (ortoquímicos y aloquímicos), y las texturas y estructuras primarias presentes. En base a esto se obtuvo la ubicación de las muestras, observándose las partes más distales de la plataforma interna como las observadas en la FZ 7 y las más proximales como FZ 8 (Plataforma Interna Restringida).

FZ 9

Esta facies enmarca todos los ambientes de intermarea o litorales. En este modelo, esta facies esta constituida por areniscas bien clasificadas con textura bimodal, depositadas en un ambiente de intermarea, pertenecientes al Miembro Arenoso de la Formación San Ricardo. Además como se muestra en el modelo, la parte oriental presenta una rampa carbonatada en la cual presenta la Zona de Facies 9 específicamente como depósitos de supramarea.

FZ 10

Esta facies corresponde a los depósitos continentales presentes de la Formación Todos Santos, observados directamente en la Sección Río Negro. Litológicamente están conformados por areniscas de cuarzo y feldespato.

B.4. Albiano-Campaniano Medio

Para este rango de tiempo se presenta el modelo de rampa carbonatada que se observa en la **Figura 3.6**. En este modelo quedan enmarcadas las diez Zonas de Facies definidas (FZ 1 a FZ 10) en el modelo general presentado al principio de este capítulo, motivo por el cual no repetiremos la descripción de cada una de las microfacies. Lo único que adicionaremos es que en la parte oriental del área estudiada, se presenta una gran porción en donde las microfacies de supramarea son las dominantes, definiéndonos condiciones de estabilidad en el lapso de tiempo en el que funcionó este modelo de rampa carbonatada.

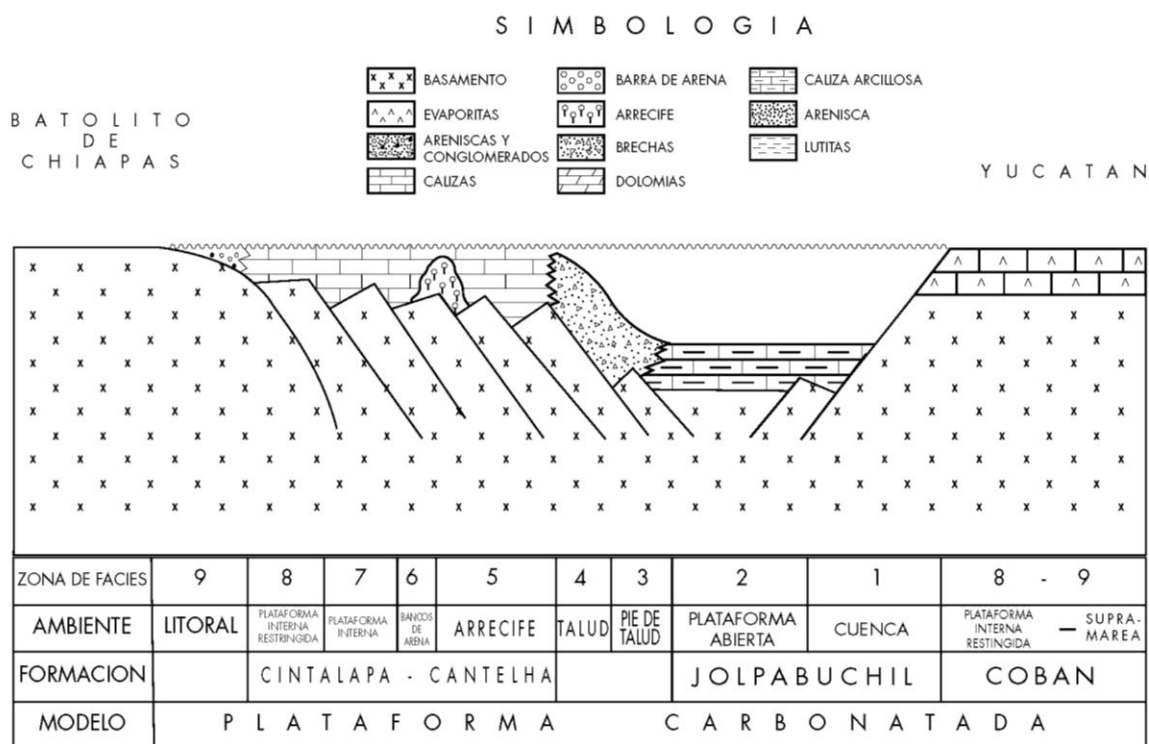


Figura 3.6.- Modelo Sedimentológico del Albiano-Campaniano Medio
(Modificado de Mandujano *et al.*, 1992).

B.5. Campaniano Superior-Eoceno Medio

En este lapso de tiempo se propone un modelo sedimentológico de plataforma carbonatada-terrágena (**Figura 3.7**) dentro de la cual se enmarcan las siguientes facies.

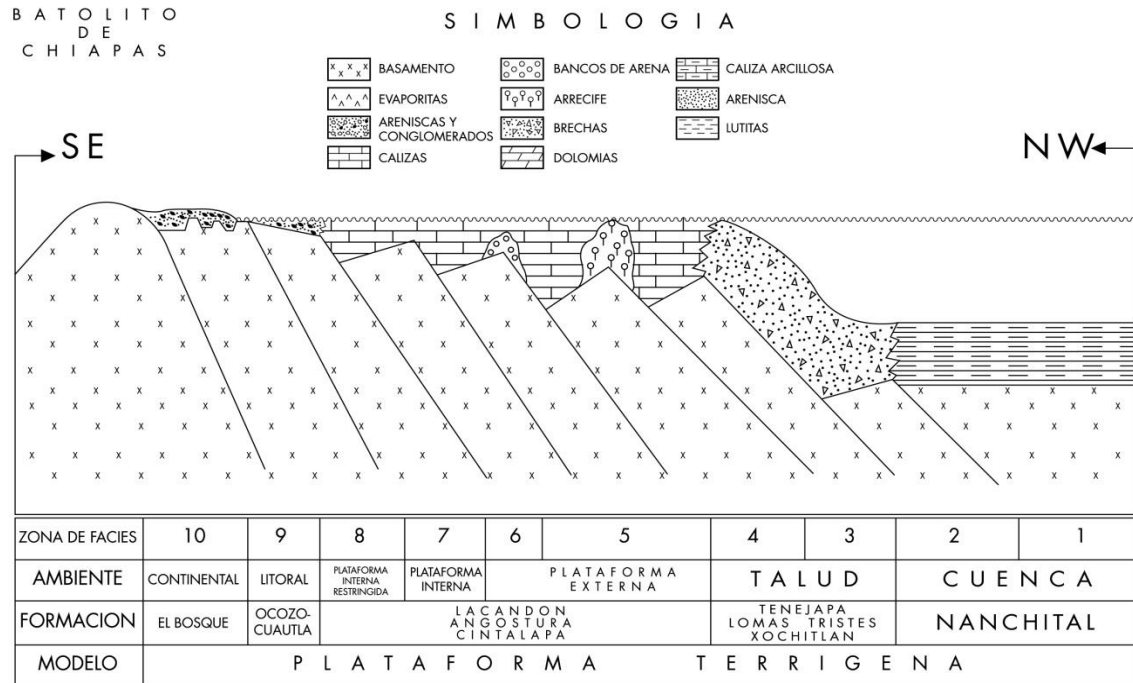


Figura 3.7.- Modelo Sedimentológico del Campaniano Superior- Eoceno
(Modificado de Mandujano *et al.*, 1992).

FZ 1 y FZ 2

Como se definió en un principio estas facies corresponden a la sedimentación más profunda de cuenca proximal (plataforma abierta) y distal (cuenca profunda). Litológicamente están representadas por margas con foraminíferos planctónicos de las partes más distales de la Formación Méndez del Campaniano-Maastrichtiano y lutitas con organismos planctónicos de la Formación Nanchital del Paleoceno-Eoceno (analizadas estas últimas por Mandujano *et al.*, 1992).

FZ 3

Esta facies enmarca el pie de talud dentro del cual para este modelo de rampa terrígena, presenta litología compuesta por lutitas, limolitas, areniscas y conglomerados. Todos ellos con una combinación de fauna planctónica



profunda, así como bentónica de condiciones someras, predominando la primera. Esta facies está representada por la Formación Soyaló del Paleoceno, cuya unidad es de muy amplia distribución.

FZ 4

Esta facies nos enmarca los depósitos de talud, los cuales están constituidos litológicamente por brechas, conglomerados, areniscas y lutitas, todos ellos presentan fauna hemipelágica, la cual es una de sus características distintivas, así como las estructuras de flujo y la textura que conforma la disposición de sus constituyentes. Las formaciones que representan este ambiente sedimentario son: La Formación Xochitlán del Campaniano-Maastrichtiano y la Formación Tenejapa del Paleoceno, las cuales no se estudiaron en el presente estudio.

FZ 5 – FZ 8

Para este intervalo de tiempo las facies de plataforma externa e interna están representadas por el depósito de las facies carbonatadas presentes en los bloques altos y estables de la Sierra de Chiapas. Todas estas facies tal cual fueron definidas originalmente para el modelo general, se observaron en secciones medidas para este proyecto. Dentro de estas secciones tenemos la de Oxchuc, en donde se midió la Formación Angostura del Campaniano-Maastrichtiano, aquí se observó toda la gama de facies de la plataforma. Otro lugar en donde se observaron las facies de plataforma es en la Sección Chilil, ubicada cerca de la sección anterior. Como las microfacies son exactamente las mismas que las descritas originalmente para el modelo original, no se repitió su descripción.

FZ 9

Esta facies corresponde a depósitos terrígenos litorales. Litológicamente están representados por areniscas con textura bimodal y conglomerados. Este ambiente de depósito está representado por la Formación Ocozocuautila del Campaniano-Maastrichtiano.

C. Evolución Sedimentaria Vertical

Una vez establecido el modelo sedimentario y ubicadas las diferentes facies en el perfil de éste, se hace necesario comprender la evolución vertical de los medios de depósito y su organización en secuencias. Por consiguiente, se construyeron curvas de evolución de las zonas de facies para cada columna estudiada, tomando como base la ubicación de éstas en el modelo propuesto.

La evolución de las FZ va a estar en función de la estabilidad del ambiente de depósito; así tenemos que en los periodos de estabilidad, la acumulación de sedimentos provoca el relleno progresivo del medio de depósito, y esto se verá reflejado en la columna litológica, en la cual se observa la transición continua de una facies somera a una facies profunda característica de un medio menos profundo. A pequeña escala, estas secuencias elementales o de primer orden, son las más frecuentemente observadas en una unidad de sedimentación. A escala decamétrica, las secuencias elementales integran meso y megasecuencias mucho más complejas (secuencias de segundo y tercer orden). De esta manera, las secuencias elementales dependen únicamente de factores locales, mientras que las mesosecuencias y las megasecuencias están limitadas por horizontes de discontinuidad que señalan fenómenos de profundización regional, relativamente importantes de los ambientes de depósito.

El presente estudio permitió la identificación de las meso y megasecuencias (segundo y tercer orden respectivamente) en distintas



localidades, para las diferentes unidades del Mesozoico, no existiendo alguna columna completa que abarque todo el mesozoico, pero que en conjunto si nos cubren todo este intervalo de tiempo.

C.1 Columna Chilil.

En esta localidad se observan dos formaciones (**Figura 3.8**) que son: Angostura (Campaniano-Maastrichtiano) y Soyaló (Paleoceno). La curva de evolución de las zonas de facies para la columna en esta localidad está constituida por cuatro mesosecuencias, las cuales muestran un cierto grado de profundizamiento. Las dos mesosecuencias inferiores presentan toda la gama de facies definidas para la plataforma interna. De las dos mesosecuencias mencionadas anteriormente, la inferior presenta una clara tendencia evolutiva de profundizamiento, iniciando en la facies de la plataforma interna restringida (FZ 8), para culminar con la facies más distal de la plataforma interna (FZ 7). Para la segunda mesosecuencia citada, esta tendencia de profundizamiento de las facies es clara, pero no muy representativa para este nivel, ya que la evolución de su curva de microfacies se lleva a efecto solamente en las facies dístales de la plataforma interna (FZ 7). La tercera mesosecuencia de evolución de facies, se ubica arriba de las dos anteriores, y en ésta se puede observar de forma clara y representativa, la evolución de las facies, las cuales denotan un profundizamiento de las mismas. Esta mesosecuencia empieza con las microfacies contenidas en la plataforma interna restringida (FZ 8), y pasando éstas, a facies de plataforma externa, específicamente a depósitos de bancos de arena (FZ 6), cuya curva culmina con facies un poco más profundas de post-arrecifes y pre-arrecife (FZ 5). Esta mesosecuencia nos indica de manera determinante, el cambio de facies someras a profundas como consecuencia de la profundización de los ambientes de depósito.

La cuarta y última mesosecuencia, nos presenta la evolución de ambientes de depósito en forma por demás clara, ya que sus microfacies postarrecifales (FZ 5) presentes en su base, cambian a facies de cuenca y plataforma abierta (FZ 1 y FZ 2 respectivamente), confirmando lo inferido en la interpretación de las anteriores mesosecuencias, en las cuales se asumió eventos de profundización de los medios de depósito. De igual forma, en las cuatro mesosecuencias anteriores, se observó que su desarrollo culminó en facies más profundas que en las que iniciaron, lo cual implica que en esta localidad, la subsidencia predominó con respecto a la sedimentación en el límite Cretácico Superior-Paleoceno.

Si se observa la evolución global de la curva de FZ de Chilil, se constata que progresivamente los medios proximales de plataforma interna desaparecen a favor de los ambientes de cuenca que se presentan en la parte superior de la columna. Lo anterior permite afirmar que las condiciones de las formaciones Angostura y Soyaló para el Cretácico Superior y Paleoceno respectivamente, constituyen una megasecuencia transgresiva de rampa carbonatada.

C.2 Columna Ocotal

En esta localidad la secuencia está casi completamente dolomitizada a lo largo de toda la columna (**Figura 3.9**). En las dolomías se lograron observar algunos fantasmas al parecer de miliólidos, así como fauna de plataforma interna ubicada en la parte inferior de la columna. Hacia la parte superior de la Sección Ocotal solo unos 120 metros de roca no se encuentran dolomitizados. A partir de estos paquetes de roca sana, se pudieron determinar facies de plataforma interna (FZ 7), como de plataforma interna restringida (FZ 8).

Asumiendo que la porción superior de la columna es la única unidad de roca sana, la cual nos da un ambiente de depósito de plataforma interna; aunado a que en la parte más superior de la misma, se observan lo que pudieran ser fantasmas de bentónicos (específicamente miliólidos), así como peloides y



organismos de plataforma interna en general; los cuales denotan el mismo ambiente de depósito que en la parte inferior de la columna; y también observando que tanto la estratificación y la dolomitización se presentan de forma muy homogénea y continua, que la curva de evolución de facies para el Aptiano-Turoniano en la localidad Ocotál es una línea recta, la cual nos revela que el ambiente de plataforma interna, fue el ambiente predominante para esta edad; de ser cierto esto, se deduce que la tasa de sedimentación estuvo en equilibrio con la de subsidencia, conservando de esta forma el ambiente de depósito para este intervalo de tiempo.

C.3 Columna Ocozocuatla

La curva de evolución de facies en la Sección Ocozocuatla (**Figura 3.10**), se presenta como el desarrollo de catorce mesosecuencias, las cuales se observan de forma ininterrumpida, y cada una de ellas representa un episodio de cierto profundización del ambiente de depósito, iniciando en la base de la mesosecuencia inferior con facies continentales (FZ 10), hasta culminar con facies pre-arrecifales (FZ 5) en la parte superior de la última mesosecuencia, habiéndose presentado toda la gama de facies intermedias existentes entre estas dos facies para el modelo propuesto.

A continuación se realiza la descripción de las características más sobresalientes de las diferentes mesosecuencias presentes, iniciando la descripción de la base a la cima de la columna. Las dos mesosecuencias inferiores inician su evolución de facies continentales (FZ 10), para terminar, la primera, en facies de intermarea (FZ 9), y la segunda, en facies proximales de plataforma interna restringida (FZ 8). Las dos mesosecuencias siguientes inician su evolución en facies litorales (FZ 9), cambiando la primera de estas a facies de plataforma interna restringida (FZ 8) y la segunda a las facies más distales dentro de la plataforma interna (FZ 7). Estas cuatro mesosecuencias inferiores se

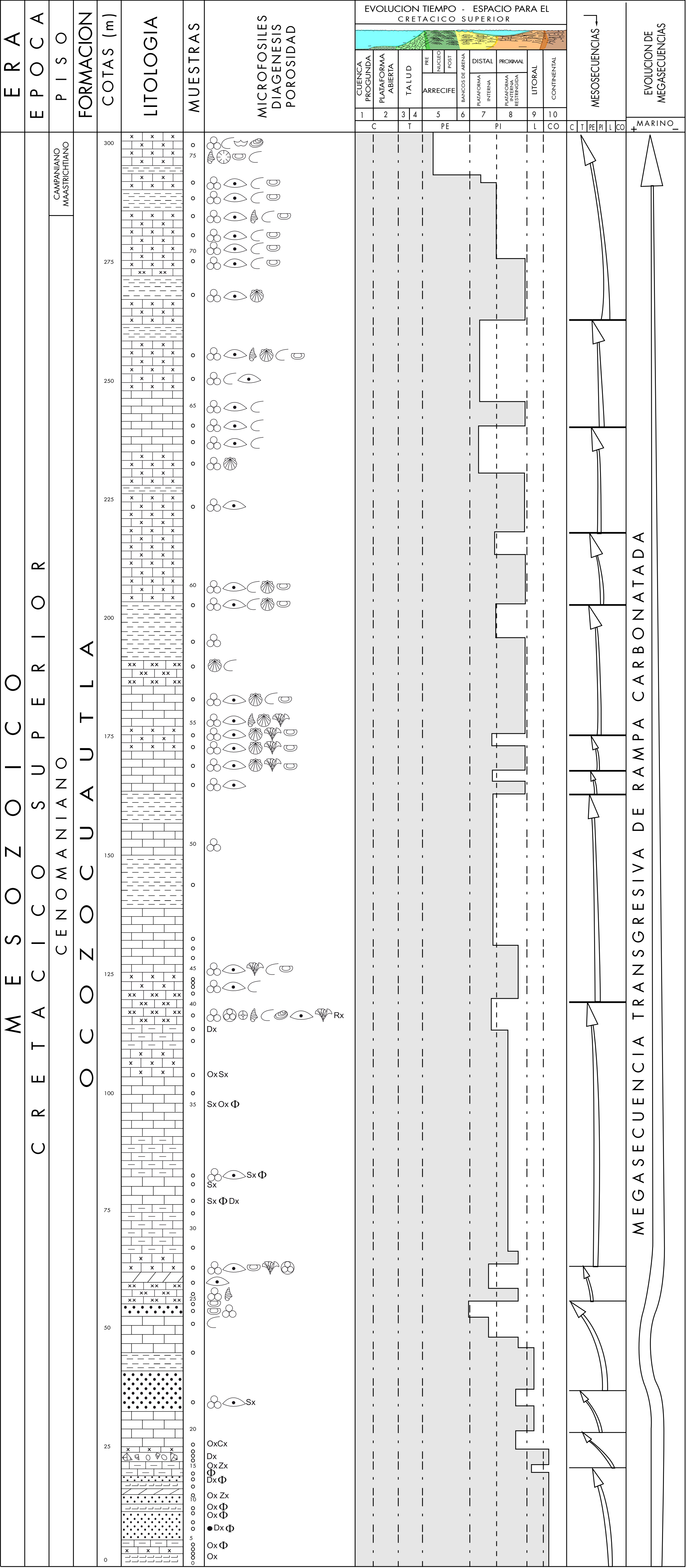


Figura 3.10.- Evolución de Facies y Secuencias Sedimentarias en la Sección Ocozocuautla. 165

han descrito de una forma por demás detallada, por ser muy representativas de los cambios de ambiente, de continental a marino somero en las dos primeras, así como de la profundización de los ambientes de depósito de las dos segundas, llegando a presentar facies de las partes más distales dentro de la plataforma interna. Obteniendo a partir de esto, curvas de evolución representativa, y las cuales nos reflejan de forma contundente la curva de evolución de la megasecuencia. En las siguientes nueve mesosecuencias, se observaron que todas sus facies quedan enmarcadas dentro de la plataforma interna, mostrando cada una de ellas cierta tendencia a tener una ligera profundización. La última mesosecuencia, nos muestra de una forma por demás evidente, que las facies de la plataforma interna restringida, cambian progresivamente a facies de pre-arrecife en la plataforma externa.

Si se observa la evolución global de la curva de facies, se podrá corroborar que los ambientes originalmente continentales, desaparecen progresivamente para dar paso a los ambientes marinos de plataforma interna, y finalmente a los de plataforma externa. Lo anterior permite afirmar que para el Cenomaniano-Turoniano en la columna Ocozocuatla, se constituye una megasecuencia de carácter transgresivo.

Así mismo, se deduce que la tasa de subsidencia fue mayor a la tasa de sedimentación, razón por la cual los ambientes de depósito cambiaron de continentales a marinos.

C.4. Columna La Gloria

La curva de evolución de facies para el Conaciano-Maastrichtiano de la Sección La Gloria (**Figura 3.11**), se observa mediante la evolución de cinco mesosecuencias a lo largo de la misma. La mesosecuencia inferior inicia en facies de cuenca (FZ 1) para culminar en facies de pie de talud (FZ 3), cabe mencionar que ésta es la única mesosecuencia que evoluciona de una facies diferente a la de la cuenca, ya que las tres mesosecuencias restantes solo



evolucionan de facies de plataforma abierta a facies de cuenca, dando la apariencia de ser rítmica, debido a que las cuatro diferentes mesosecuencias que conforman la evolución en esta columna, presentan casi exclusivamente facies de cuenca (FZ 1 y FZ 2, a excepción de las facies de talud con la que culmina la mesosecuencia más inferior); es difícil, por no decir que imposible, afirmar si la evolución presente en esta columna sea parte de un evento de somerización de los ambientes de depósito (regresión) o profundizamiento de los mismos (transgresión).

Lo que si podemos afirmar es que debido a la homogeneidad e invariabilidad de ambientes sedimentarios (facies de cuenca FZ 1 y plataforma abierta FZ 2) se puede afirmar que la tasa de subsidencia estuvo en equilibrio o fue muy similar a la tasa de sedimentación en esta localidad para este intervalo de tiempo, implicando un periodo de estabilidad tectónica.

C.5 Columna Oxchuc

En esta localidad es muy difícil definir las tendencias de evolución de la columna presente, debido a que la mayor parte de las facies pertenecen a plataforma interna, a excepción de dos intervalos: El primero ubicado en la parte media superior de la columna correspondiente al Campaniano-Maastrichtiano, cuya mesosecuencia inicia en facies de plataforma interna restringida (FZ 8) y culmina en facies pre-arrecifales (FZ 5). El segundo se presenta en la culminación de la columna correspondiente al Maastrichtiano, cuya evolución se inicia en facies de plataforma interna (FZ 7) y cambia hasta facies de pre-arrecife (FZ 5 para el Paleoceno).

Cabe hacer notar que en cuanto a la precisión con la que se definieron las facies en algunos intervalos, fue subjetiva, ya que se infirió las facies en algunos niveles debido a que parte de la secuencia esta dolomitizada (**Figura 3.12**).

x
x

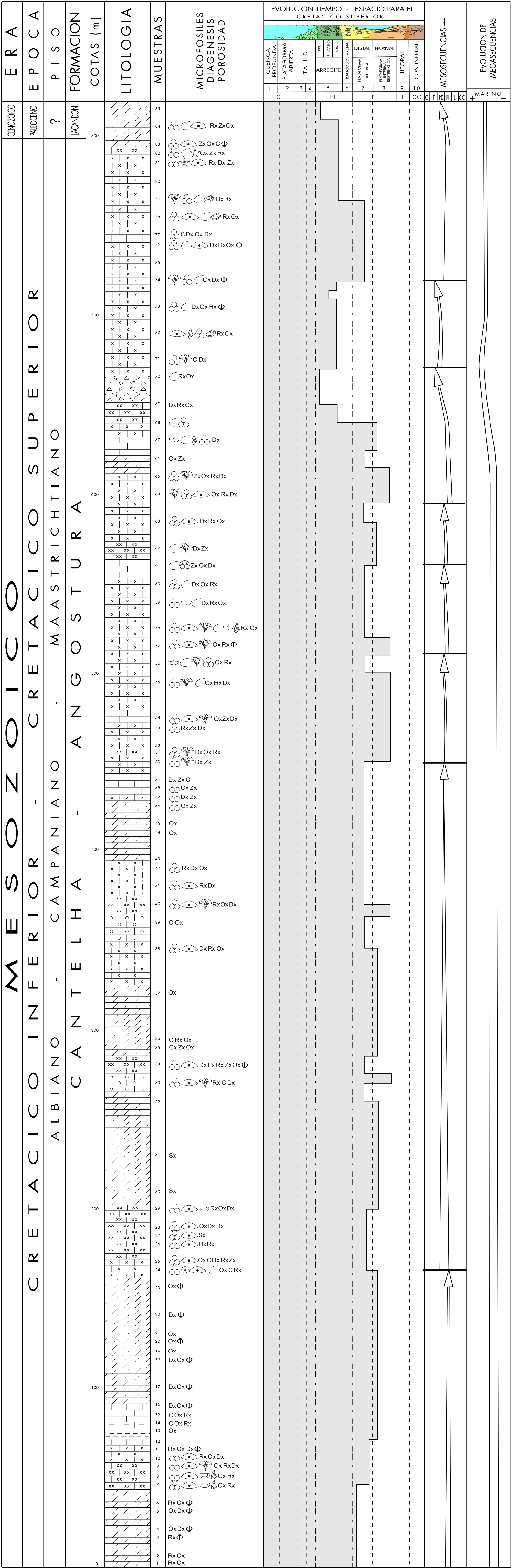


Figura 3.12.- Evolución de Facies y Secuencias Sedimentarias en la Sección Oxchuc.

Como se observa en la evolución global de la curva de facies, para esta localidad no se pudo dar una tendencia contundente regresiva o transgresiva debido a la similitud de las mismas dentro de la plataforma interna. Esto nos lleva a pensar que en este paquete de calizas y dolomías, la tasa de sedimentación estuvo en equilibrio con la tasa de subsidencia, denotando un período de estabilidad tectónica para este intervalo de tiempo.

C.6 Columna Río Negro

La curva de evolución de las facies para esta columna (**Figura 3.13**), queda referida a tres formaciones que son en orden cronológico: Todos Santos, San Ricardo y Cantelhá. De hecho la Formación San Ricardo es la que ocupa casi la totalidad de la columna y sólo está confinada en la parte inferior y superior por las formaciones mencionadas respectivamente. Claro está que aunque sean unas porciones mínimas de espesor presente en la columna de estas dos formaciones, conforman la parte medular en la interpretación de la evolución de las facies.

En esta columna se presentan siete mesosecuencias en forma continua. La descripción de las características más relevantes de las diferentes mesosecuencias se inicia a partir de las unidades más antiguas a las más jóvenes.

La primer mesosecuencia es una de las más representativas para el Oxfordiano. Se inicia en facies continentales detríticas de lechos rojos (Formación Todos Santos), evolucionando hasta facies de plataforma interna (FZ 7) para el Kimmeridgiano, las cuales son la parte basal de la Formación San Ricardo y pertenecen a una zona de transición entre las formaciones Todos Santos eminentemente continental y el Miembro Inferior Carbonatado de la Formación San Ricardo, observándose en el campo la interdigitación de ambas facies (Mandujano *et al.*, 1992). Asimismo la segunda mesosecuencia se inicia



con facies de plataforma interna restringida (FZ 8), se profundiza hasta prevalecer las facies de post-arrecife y culmina haciéndose más somera en facies de intermarea (FZ 9). Existen otras cinco mesosecuencias para la parte superior de la columna, las cuales evolucionan de facies de intermarea (que es la facies predominante hacia esta porción de la columna) a facies de plataforma interna.

Observando la evolución global de la curva de facies de esta sección, se comprueba que los depósitos originalmente continentales se van haciendo marinos progresivamente, alcanzando ambientes de plataforma externa, los cuales evolucionan a facies más someras de intermarea hacia la porción superior de la Formación San Ricardo (Miembro Arenoso), para finalmente culminar en las facies de plataforma interna de la Formación Cantelhá.

Lo anterior nos permite afirmar que en la localidad de la columna denominada Río Negro, del Oxfordiano al Tithoniano, la tasa de subsidencia fue mayor que la tasa de sedimentación, lo que se refleja en el cambio de ambientes continentales a marinos de plataforma externa. Para el Berriasiano estas condiciones se invirtieron dando como resultado que la tasa de sedimentación fuese mayor a la de subsidencia, y esto se reflejó al observar la evolución de las facies de plataforma externa a facies de intermarea denotadas como el Miembro Arenoso de la Formación San Ricardo. Cabe aclarar que la tasa de subsidencia pudo haber sido la misma que al inicio del depósito de la Formación San Ricardo (con menor tasa de sedimentación), o incluso pudo haber aumentado esta tasa de subsidencia. Reflejo de esto podrían ser los 1280 m del Miembro Arenoso de esta formación. De ser cierto esto último, la tasa de sedimentación también aumentó en forma paralela a la de subsidencia, y esto ocasionó que las condiciones se mantuvieran en equilibrio durante el depósito de este Miembro Arenoso.

C.7 Columna Soyaló

La curva de evolución de las facies para esta columna se presenta en la **Figura 3.14**. En la misma se pueden observar tres formaciones que en orden cronológico de la más antigua a la más joven serían: Jolpabuchil, Méndez y Soyaló, presentándose una pequeña parte de la primera, el espesor completo de la segunda y también la última presente de forma incompleta. En esta columna se tienen tres mesosecuencias en forma continua. La descripción de las características más relevantes de las diferentes mesosecuencias se inicia nuevamente a partir de las unidades más antiguas a las más jóvenes. La primera mesosecuencia la constituye un evento que inicia con facies profundas de cuenca representadas por la Formación Jolpabuchil, las cuales evolucionan hasta desaparecer en favor de las facies de talud de la Formación Méndez, pasando por todas las facies presentes entre estas dos a la largo de este evento. La segunda mesosecuencia la conforma la evolución de facies de plataforma abierta (FZ 2) a las de talud (FZ 4), enmarcadas dentro de la Formación Méndez. La tercera y última mesosecuencia esta conformada por la presencia de facies de talud y pie de talud tanto en una pequeña porción de la parte más superficial de la Formación Méndez, así como a lo largo de todo el espesor presente de la Formación Soyaló.

Como se observa en la sección, la curva de evolución de megasecuencias empieza a evolucionar de las facies más profundas de cuenca (Formación Jolpabuchil) presentes en la parte inferior, a facies de talud (FZ 3 y FZ 4) (formaciones Méndez y Soyaló) presentes en casi la totalidad de la columna, por lo que se piensa, más no se asegura, que se trate de una evolución de tipo regresivo como sería lógico, aunado a que en gran parte del área la Formación El Bosque del Eoceno (no analizada en este trabajo), de facies continentales, sobreyace a la Formación Soyaló del Paleoceno, lo que nos confirmaría la tendencia evolutiva inferida.



D. Disposición horizontal de los ambientes de depósito

Con el objeto de determinar la distribución horizontal de ambientes de depósito en los diversos sectores del área, se construyeron dos secciones de correlación para la columna mesozoica límite con el Cenozoico. Estas secciones corresponden a las presentadas en el capítulo anterior, así como los datos puntuales en base a los cuales se construyeron. Recordando, se menciona que ambas secciones son perpendiculares entre sí, esto con el objeto de dar una idea global del comportamiento de las unidades sedimentológicas dentro del área de estudio.

D.1. Sección A-A'

Esta sección (**Figura 3.15**) se encuentra ubicada en el poniente del área de estudio, presentando una orientación SW-NE, siendo la representativa del comportamiento sedimentológico en esta área. Está conformada por 16 columnas a lo largo de la misma (Mandujano *et al.*, 1992); tres de ellas fueron medidas en campo (Tecpatán-Zaragoza, Apic Pac y La Gloria), tres son pozos (Rosarito 1-A, Rosarito 2-A y Trinidad-1) y las diez restantes se refieren a secciones superficiales que fueron estudiadas por diversos autores de PEMEX.

Es importante aclarar que en ocasiones se presentaron columnas de varios pozos perforados en un área muy cercana, llevando el mismo nombre y variando solamente en su número. En estos casos lo que se hizo fue consultar todas las columnas y utilizar la más completa, pero si las otras columnas contienen información adicional, éstas se incorporaron de forma que podemos estar hablando de una columna compuesta para estas localidades donde existen varios pozos perforados con el mismo nombre. Este procedimiento fué realizado para aprovechar al máximo toda la información existente y poder de una forma u otra tener las columnas analizadas lo más completas posible, ya

que en la mayoría de los casos, las mismas abarcan un intervalo de tiempo muy corto, siendo estas una característica propia en la Sierra de Chiapas.

Como se mencionó anteriormente, esta sección abarca la porción del extremo occidental del área de estudio.

Para el Jurásico Superior solo se observan depósitos continentales en la porción más al suroeste de la sección y que se infieren para el resto de la misma.

Durante el Cretácico Inferior se presentaron depósitos someros litorales y de plataforma en la porción suroeste mientras que para la porción noreste se apreció como cambia a facies de cuenca.

Para el Albiano-Cenomaniano, prevalecen las condiciones que existían para el Cretácico Inferior, presentándose las condiciones de plataforma en la parte suroccidental y cambiando las facies a cuenca hacia el noreste. Se hace el comentario de que las facies de plataforma presentes en el área (representadas por la Formación Cantelhá), ubicadas en la parte suroccidental y central de la sección; representan el ambiente predominante.

En el Cretácico Superior se observa una diversidad de ambientes no manifestado hasta entonces en ningún lapso de tiempo. Se presentan ambientes litorales y de plataforma en la porción suroriental, desde talud, pie de talud y hasta cuenca en la porción central de la sección y regresando a condiciones de plataforma en el sector nororiental. Cabe hacer mención de que las facies de pie de talud presentes en la Formación Méndez, son las que predominan para esta edad en esta sección.

Para el Paleoceno se observa que los ambientes de depósito se van profundizando de suroeste a noreste, así contemplamos facies de plataforma en el extremo suroccidental, los cuales cambian a facies de pie de talud hacia el



Sedimentología y Diagénesis del Cretácico de la Sierra de Chiapas

centro y estos a su vez a facies de cuenca hacia la porción nororiental, para finalmente estos últimos cambiar nuevamente a facies de pie de talud en el límite nororiental de la sección.

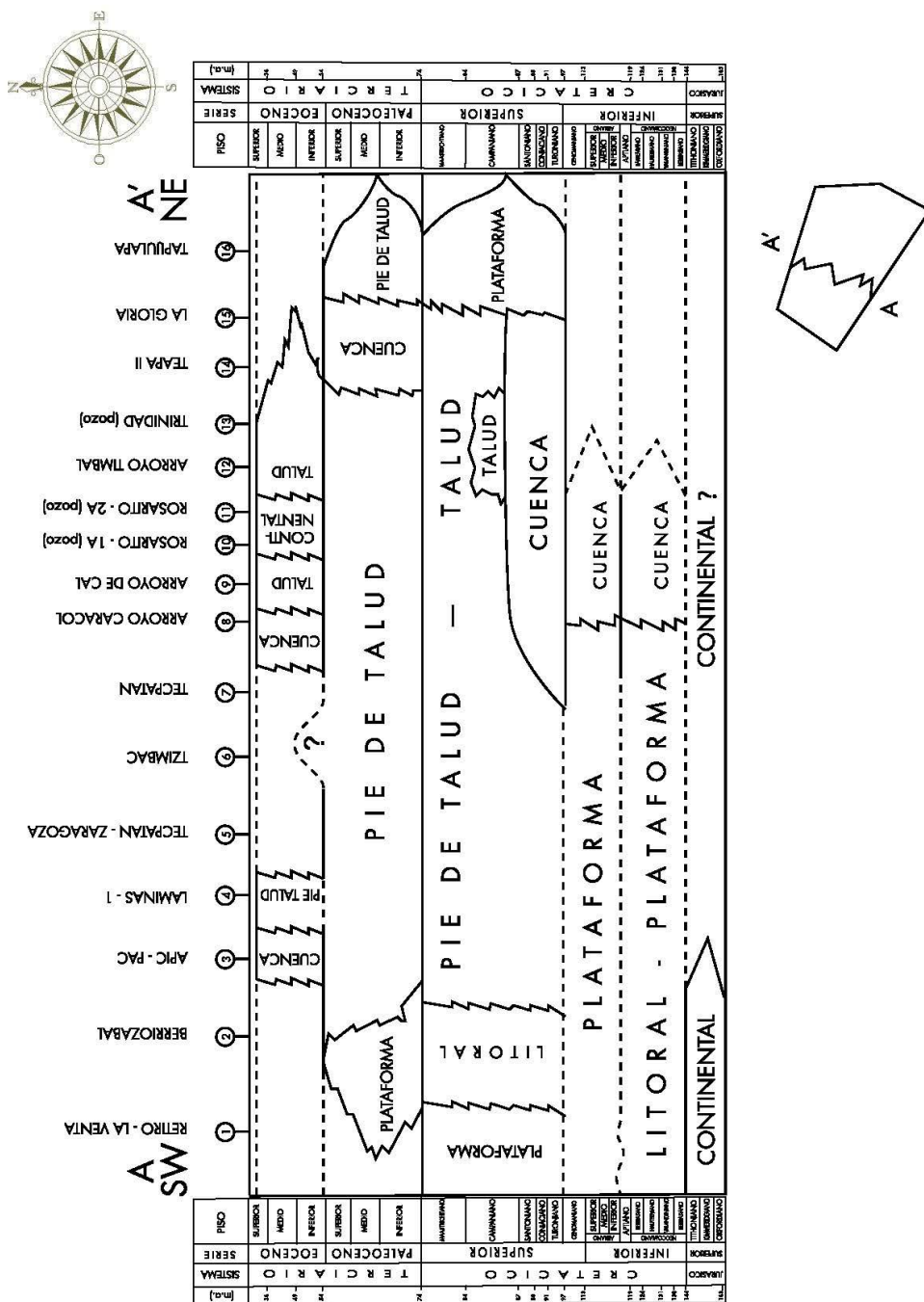


Figura 3.15.- Sección Sedimentológica de Correlación Esquemática de la Sierra de Chiapas, en dirección SW-NE.

D.2. Sección B-B'

Para realizar esta sección, se utilizaron 21 datos puntuales de dos columnas de pozos y 19 columnas superficiales. Esta sección presenta una orientación NW-SE (Figura 3.16).

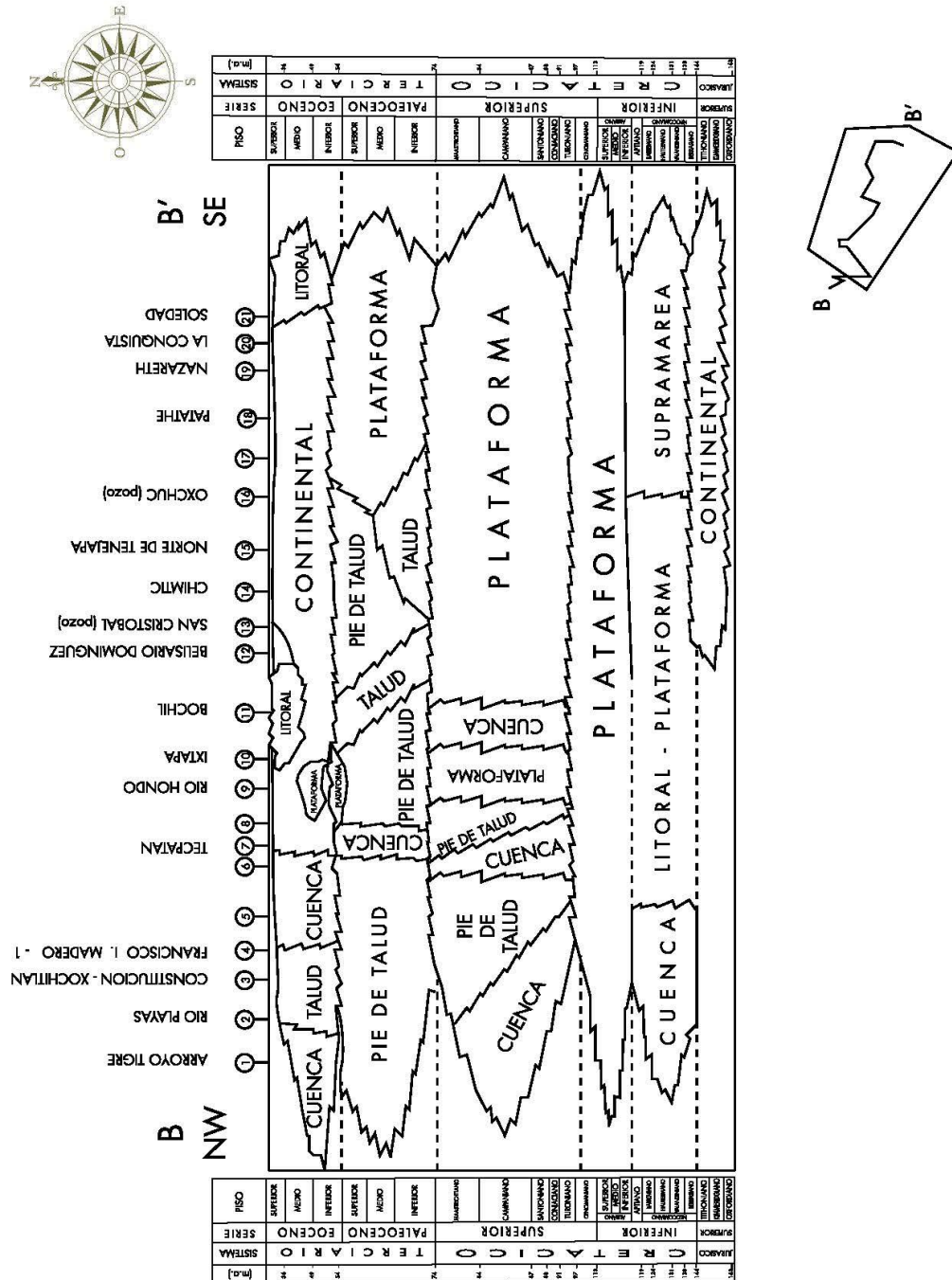


Figura 3.16.- Sección Sedimentológica de Correlación Esquemática de la Sierra de Chiapas, en dirección NW-SE.



Para el Jurásico Superior, al igual que en la sección A-A', solo se observan depósitos continentales correspondientes a la Formación Todos Santos, corroborados en la porción central y suroriental de la sección.

Durante el Cretácico Inferior se presenta una secuencia normal de cambio de facies lateral, la cual inicia en la porción suroriental con facies de supramarea pertenecientes a la Formación Cobán, las cuales cambian a facies litorales y de plataforma hacia el centro de la sección. Finalmente estas facies someras de plataforma cambian a facies de cuenca, presentes en la porción noroccidental de la sección. Para el Albiano-Cenomaniano se presenta aparentemente, una etapa de homogenización de la sedimentación, como evidencia el completo dominio de la sedimentación de plataforma presente a lo largo de este perfil. Esta sería la primera impresión que tendríamos al observar este perfil, además de que hasta el momento este es el modelo que se ha venido manejando para el Albiano-Cenomaniano de la Sierra de Chiapas. Sin embargo, hay que hacer la aclaración de que los antecedentes regionales indican que el desarrollo de cuencas intraplatafórmicas, se inicia en el Jurásico Superior y que para el Albiano-Cenomaniano también están presentes, evidenciándonos que para este periodo de edad no fue una sedimentación tan estable como hasta ahora se ha venido manejando, y prueba de ello es el desarrollo de una fosa intraplatafórmica al norte de la parte media de esta sección cuya evolución se presenta mas adelante.

Para el Cretácico Superior, en contraste con el periodo anterior, se presenta el desarrollo de una amplia gama de ambientes de depósito. Cabe señalar que esta gran variedad de depósitos, se presentan de la porción media hacia la noroccidental de la sección, en donde observamos ambientes de plataforma, pie de talud y cuenca, los cuales se alternan sin ningún orden con lo que se refiere a los cambios de facies laterales "normales" que se pudieran presentar. En contraste con lo anterior, de la porción central hacia la suroriental,

se observa una estabilidad contrastante con la inestabilidad presentada en la porción anterior de la sección, ya que en esta parte estable se presentan exclusivamente depósitos de plataforma, observándose muy notorio este cambio.

Durante el Paleoceno se presenta algo análogo al periodo anterior, pero con un grado mayor de profundización, ya que debido al avance de la transgresión, que se efectúa del noroeste hacia el sureste, la cual esta evidenciada por la disminución de las facies de plataforma, que hasta el evento anterior, se localizaba en la parte central y oriental de la sección y que para este ultimo periodo solo se observan en el extremo oriental de la sección debido a que ahora la porción central ya esta ocupada por facies profundas de talud, pie de talud y cuenca que fueron las que reemplazaron a las anteriores facies someras de plataforma debido a la misma transgresión y profundización de esta porción central. Esto nos evidencia de forma muy clara que para este periodo también se observan dos porciones con diferente comportamiento tectónico igual que en el evento anterior; uno inestable en donde se presentan todas las facies profundas y el otro estable en donde tenemos presentes las condiciones de sedimentación carbonatada de plataforma.

Aquí la diferencia con el evento anterior estriba en que las porciones estables, al desaparecer en favor de las inestables se van haciendo mucho más pequeñas.

Para el Eoceno, se presenta una cierta homogenización de los medios de depósito, al presentarse el cierre de gran cantidad de fosas de la sierra, observándose depósitos continentales en la mayoría de estas, dominando en la porción media y suroriental de la sección y presentando cambios laterales de facies a condiciones litorales, de plataforma, talud e incluso cuenca en la porción noroccidental de la sección y por ende del área de estudio.



E. Evolución Paleogeográfica

El análisis sedimentológico mediante el cual se determinó la disposición vertical y horizontal de los ambientes de depósito, permitió establecer la distribución actual de los mismos en el área de estudio durante el depósito de la secuencia litológica del Mesozoico-límite Cenozoico que se presenta a continuación.

E.1. Pre-Jurásico Superior

Fase de distensión inicial

Se ha denominado Pre-Jurásico Superior por el hecho de que se cuenta con muy pocos datos de pozos para establecer un rango de edad más preciso. La litología presente para estos niveles esta conformada por secuencias de supramarea (yesos, anhidritas y dolomías), plataforma interna (mudstone y packstone), así como continentales fluviales (Formación Todos Santos) dentro de los cuales, la fauna que nos pudiera permitir establecer su edad es muy escasa. Se presenta una franja litoral, la cual se tomó de la interpretación de Herrera *et al.*, 1991. En el presente trabajo no se contó con muestras que precisaran los límites de este ambiente (**Figura 3.17**).

Para describir la primera fase de evolución dentro del área de estudio asignada a la edad pre-Jurásico Superior, se presentan dos secciones transversales (A-A' y B-B') las cuales se describen a continuación. Asimismo, para enfatizar y soportar ciertos aspectos puntuales importantes nos referimos a algunos datos presentes en diferentes pozos.

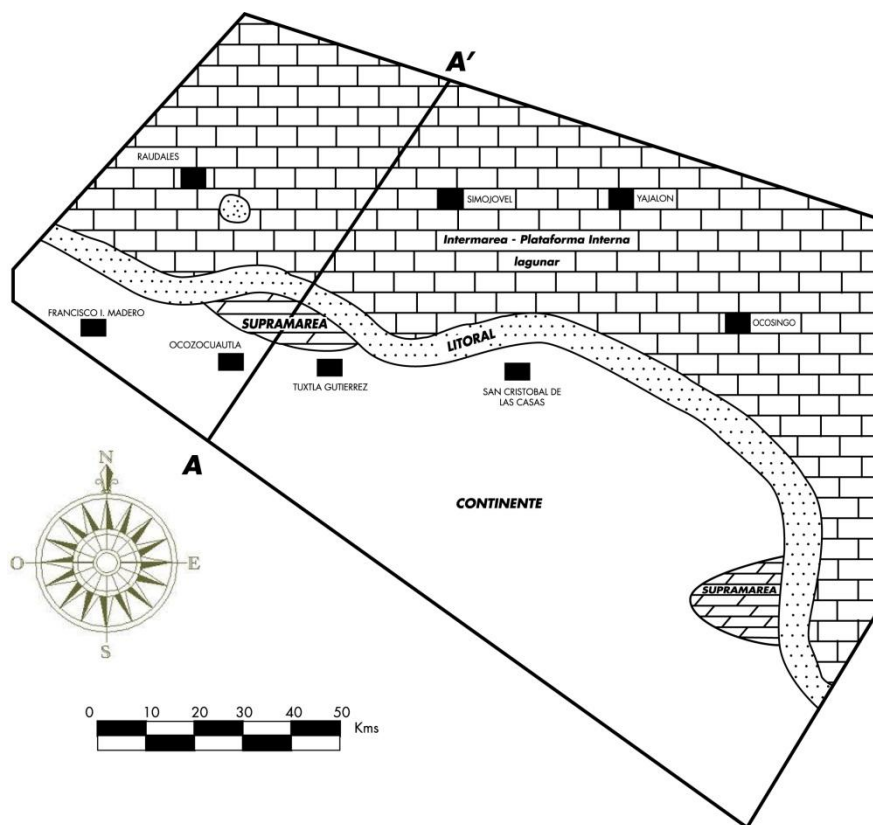


Figura 3.17.- Distribución de Ambientes Sedimentarios para el pre-Jurásico Superior.

Sección A-A'

En el corte que se muestra se puede observar que existen ambientes continentales representados por los sedimentos de la Formación Todos Santos bordeados por ambientes de supramarea esporádicamente observados, así como ambientes litorales, distribuidos a lo largo de una franja angosta en la periferia de estos, y los continentales mencionados anteriormente. Finalmente los sedimentos litorales cambian a depósitos de plataforma interna o submarea somera.

Aparentemente el perfil mostrado así como su descripción, nos sugieren concebir como modelo inicial el de una rampa carbonatada. Sin embargo, existen datos puntuales adicionales como los que se describen en la siguiente sección (B-B'), que nos sugieren otra morfología estructural **(Figura 3.18)**.

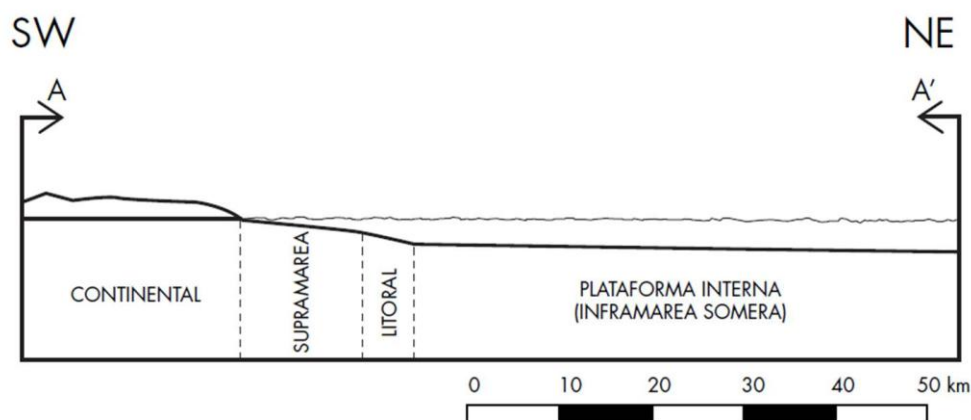


Figura 3.18.- Perfil Sedimentarios para el pre-Jurásico Superior.

Sección B-B'

Esta sección fue realizada por Herrera *et al.* (1991), y posee una orientación noroeste-sureste. Los depósitos presentes están asignados a los sedimentos de origen continental de la Formación Todos Santos. Aparentemente la orientación de la línea de sección no fue la más indicada ya que solamente atraviesa una sola unidad sedimentológica. Sin embargo, lo importante es que se observan cosas muy interesantes y que influyen de forma determinante en la interpretación. En primer lugar, la formación es de un ambiente de depósito continental como son abanicos proximales de pié de monte, depósitos fluviales y en algunas ocasiones se visualiza como litoral, observándose la parte superior de esta formación como una transición de los depósitos continentales a los depósitos carbonatados de plataforma interna que la suprayacen (ejemplo en la Sección Río Negro, la Formación Todos Santos presenta lentes carbonatados en la cima, para dar paso a la base franca denominada Miembro Calcáreo de la Formación San Ricardo).

Otra característica importante, es la diferencia de espesores presentes. Así tenemos que mientras en la secuencia medida en Río Negro por Mandujano

et al., 1992, se observan 1365 m de espesor pre-Jurásico Superior, a 10 kilómetros al sureste en la Sección Santa María se presenta de 400 m de espesor, y 10 km más al sureste en la Sección Francisco I. Madero se observa de 200 m. Otra sección en donde se observa el espesor de esta litología es en la Sección Jiquipilas con 705 m, ubicada al sureste de las anteriormente descritas. De estos datos se puede observar la formación de bloques y pilares, así como la fuerte subsidencia diferencial que existía entre ellos (de 1365 m a 200 m de espesor en una distancia de 20 km). Esto se observó en esta sección ubicada en la parte emergida del área de estudio para este tiempo y esto nos permite pensar en un comportamiento similar hacia la parte marina de la plataforma carbonatada. Otro efecto que se nota en esta sección, es que el espesor se incrementa notablemente de sureste a noreste, observándose de una forma clara que la subsidencia se incrementa hacia el noroeste, formando una serie de bloques escalonados, siendo esta una observación de un fenómeno que se reflejará a lo largo de todo el Mesozoico como lo confirman la distribución de ambientes más adelante (**Figura 3.19**).

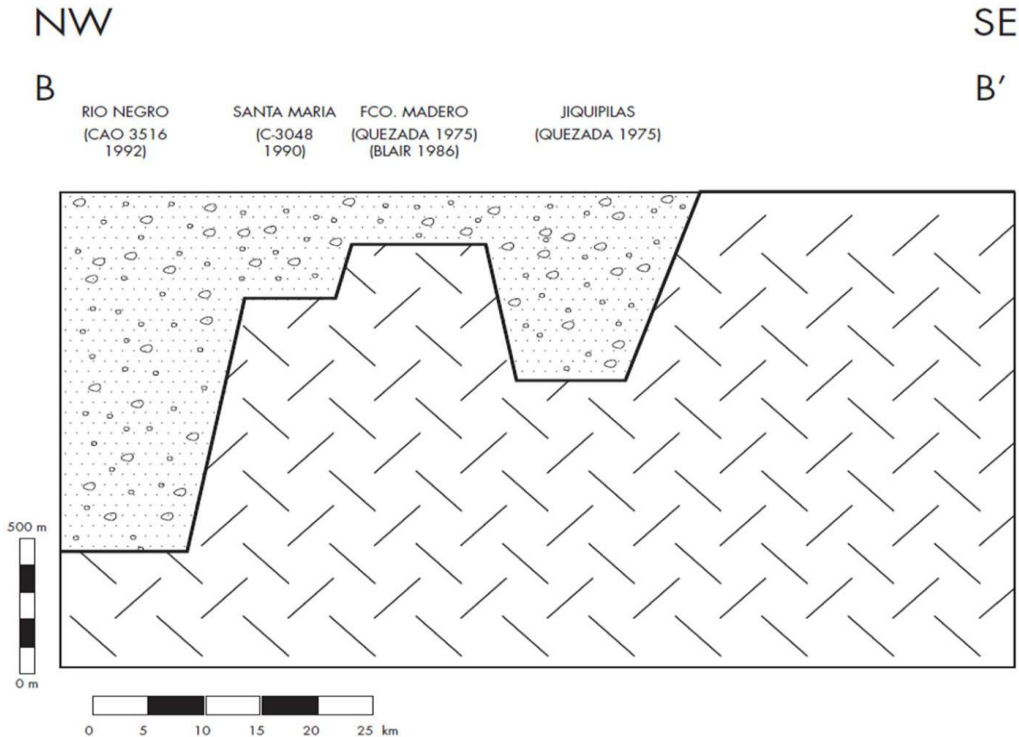


Figura 3.19.- Sección B-B' Formación Todos Santos.



E.2. Jurásico Superior

Para esta edad se puede observar que tenemos ya desarrolladas una gama de ambientes no observados para el pre-Jurásico. La superficie que abarca los depósitos continentales es aproximadamente igual a la del evento anterior. El área que abarca los ambientes de supramarea se amplía grandemente también respecto al evento anterior. La disposición de los depósitos litorales no se observa de forma muy clara salvo en el Arroyo Santa María, los cuales se observan bordeando a los depósitos de supramarea (**Figura 3.20**).

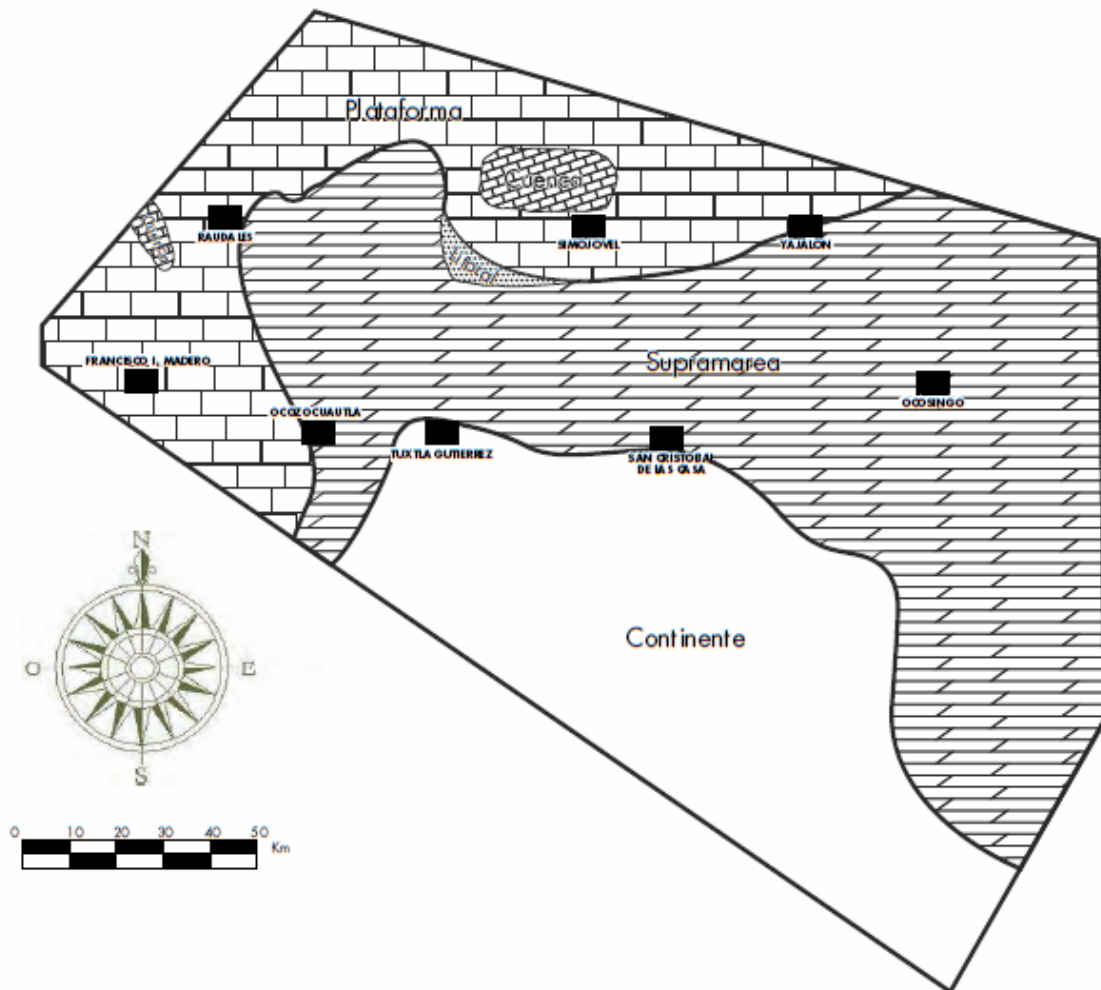


Figura 3.20.- Distribución de Ambientes Sedimentarios para el Jurásico Superior.

También se desarrollan ambientes de plataforma interna, los cuales deben de graduar a depósitos litorales en el límite con los depósitos de supramarea. Finalmente se observan los depósitos de cuenca ubicados hacia la porción noroeste del área de estudio. En la **Figura 3.21** se puede observar que el modelo propuesto para esta edad contempla una plataforma, la cual se inicia con depósitos muy someros de supramarea, que se presenta con distribución muy amplia circundando al elemento positivo continental. Estas evaporitas gradúan a sedimentos litorales de mayor energía, formando lo que pudiera ser un cordón el cual al profundizarse hacia el noroeste da lugar a los sedimentos propios de la plataforma interna, y estos últimos gradúan a sedimentos de cuenca al profundizarse los ambientes de depósito.

En esta etapa se observa de una manera clara el cambio de régimen tectónico, el cual nos profundiza los ambientes hacia el noroeste que es donde se presenta la mayor subsidencia diferencial del área. Asimismo, para que se presente el cambio de ambiente de plataforma interna o lagunar (pre-Jurásico, evento anterior) a cuenca hacia el noroeste del área, debieron presentarse dos factores: la existencia de una taza de subsidencia y que la taza de sedimentación sea menor a la de subsidencia.

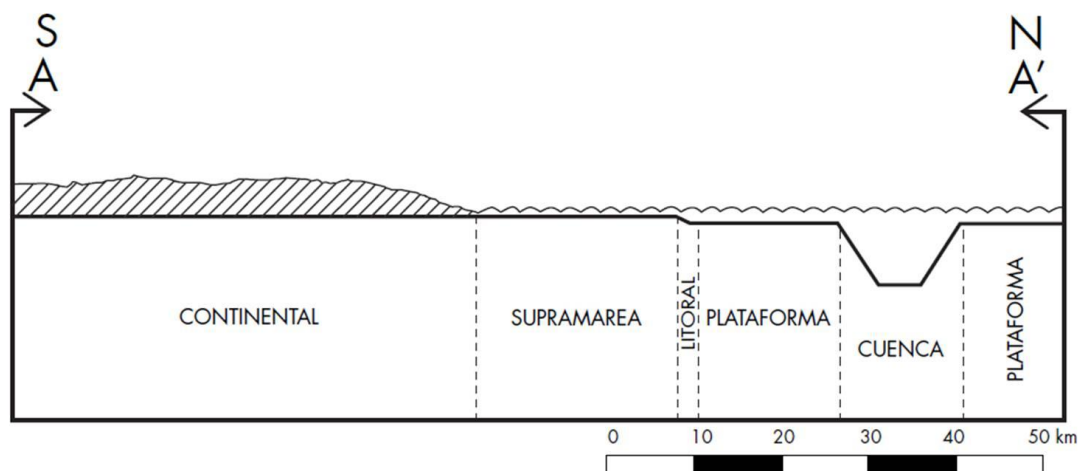


Figura 3.21.- Perfil Sedimentarios para el Jurásico Superior.



E.3. Neocomiano-Aptiano

Para este evento se presenta el elemento positivo continental igual al evento anterior del Jurásico Superior. Las facies de supramarea se restringen en la porción centro y oriente del área de estudio. La facies litoral se encuentra bien desarrollada hacia el límite suroccidental del área de estudio, infiriéndose un cinturón de estos elementos litorales bordeando a las facies de supramarea. Las facies de plataforma se observan hacia la porción noroccidental; para este evento se confirma la presencia de una fosa intraplatafórmica (que ya se había observado de una forma incipiente en el evento anterior) con facies profundas de cuenca, evidenciada por las facies presentes en los pozos Rosarito 1-A y 2-A y Chibol. Esto nos denota el movimiento diferencial de bloques que existe en el área de estudio desde este tiempo. También se presentan facies de cuenca en el límite occidental de la misma (**Figura 3.22**).

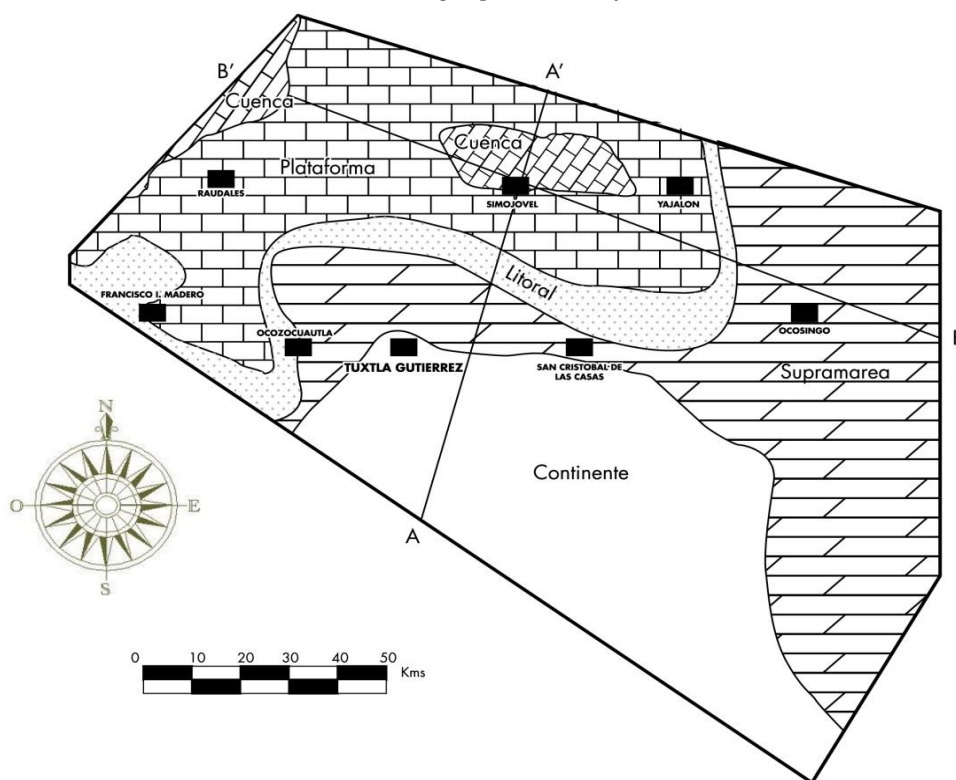


Figura 3.22.- Distribución de Ambientes Sedimentarios para el Neocomiano-Aptiano.

En la **Figura 3.23** se observan dos perfiles en los cuales se puede ver de una forma clara la distribución de ambientes sedimentarios, así como la disposición de los bloques.

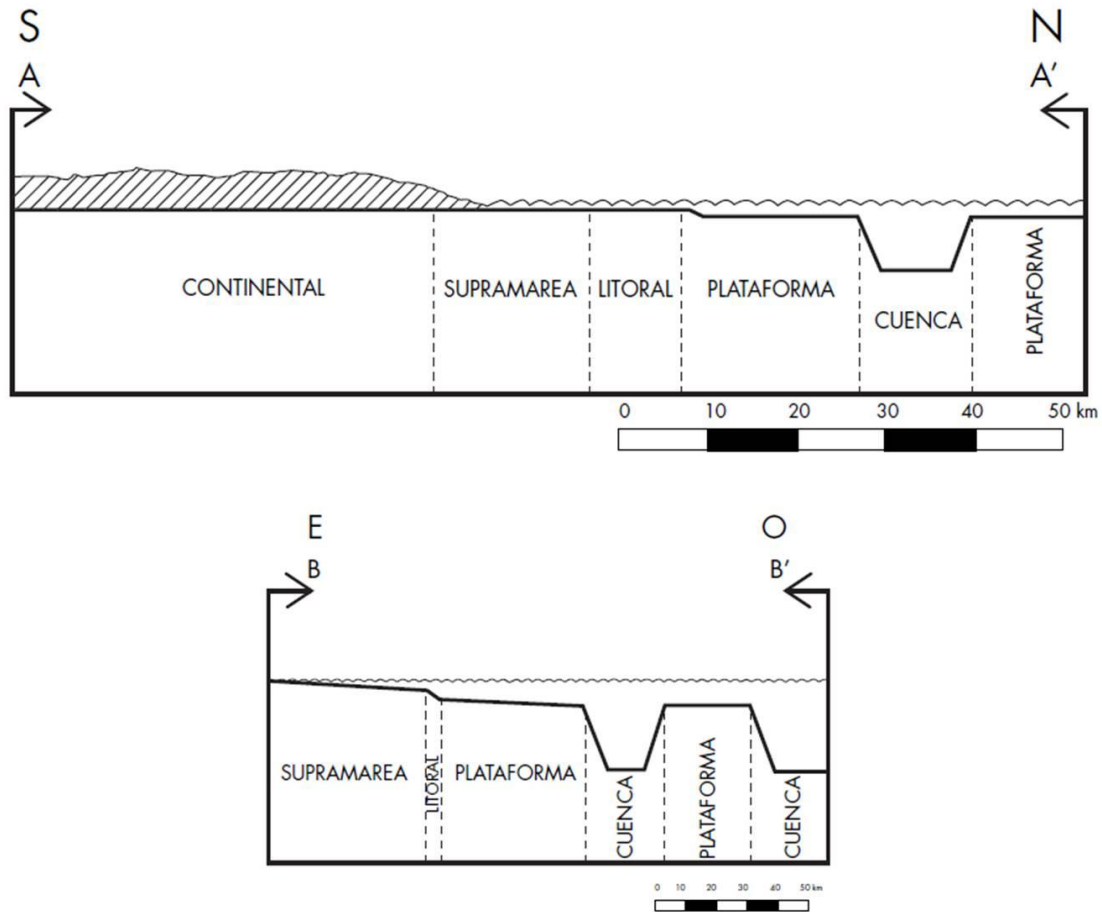


Figura 3.23.- Perfil Sedimentario para el Neocomiano-Aptiano.

E.4. Albiano-Cenomaniano

La distribución de ambientes sedimentarios para esta edad se muestra en la **Figura 3.24**. Aquí se observa que la porción positiva correspondiente al ambiente continental se reduce notablemente, restringiéndose solamente a presentarse como una franja con orientación noroeste-sureste, ubicada en el límite sur del área de estudio. Los depósitos litorales se presentan en la esquina suroccidental del área de trabajo y en base a estos, también se infiere una franja con depósitos litorales bordeando a las partes continentales. Los ambientes de supramarea se restringen a tres localidades, dos en la porción del límite oriental



(Pozo Nazareth-1 y pozos Trinitaria-1 y Trinitaria-2) y otra más en la parte centro-occidental del área (Pozo Villa Allende-1). En este último se observa de forma clara que está rodeado por facies de plataforma, por lo que se presenta como un bloque levantado. Con respecto a los dos datos puntuales anteriores, estos se pueden manejar ya sea como datos diferentes, los cuales estarían ubicados en dos bloques completamente independientes o como uno solo en el cual se tienen los depósitos de supramarea abarcando grandes dimensiones. Se continúa con el desarrollo de facies profundas de cuenca, con la presencia de facies de talud ubicadas en el extremo poniente. Para esta edad, el ambiente de plataforma es el que tiene mayor desarrollo.

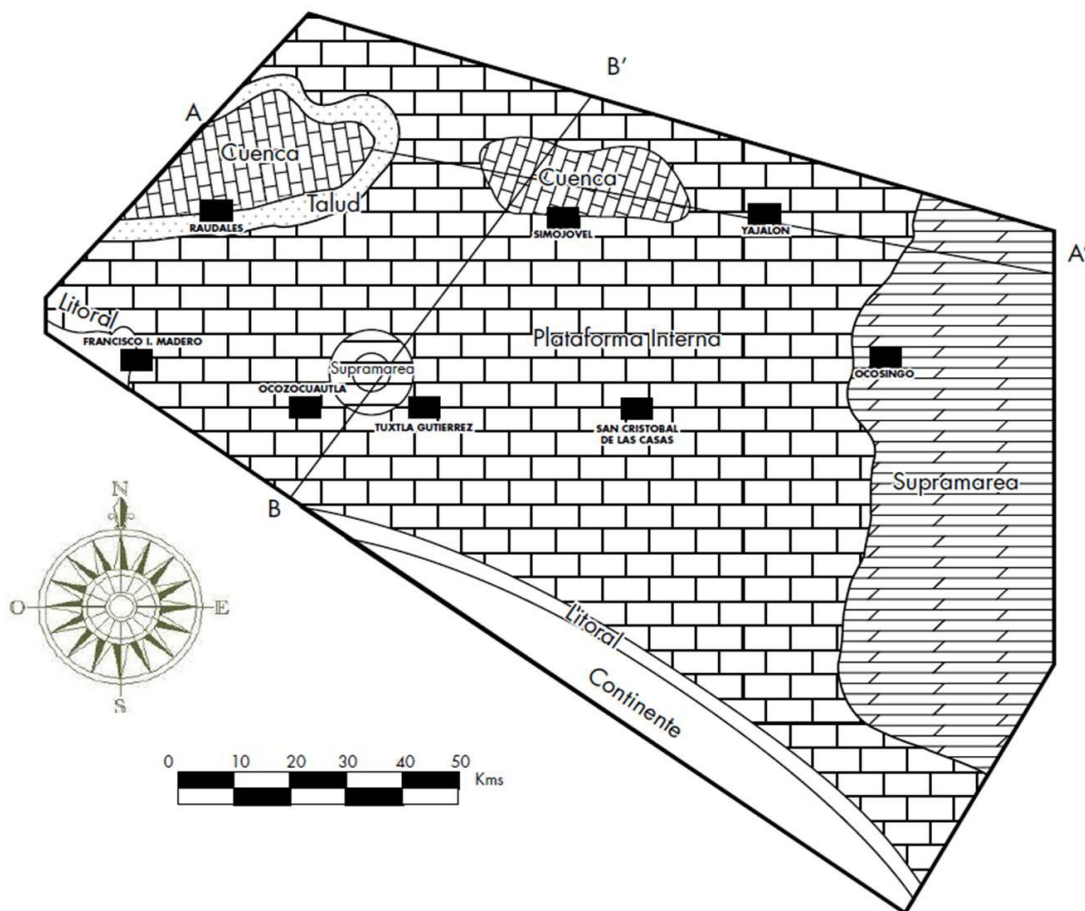


Figura 3.24.- Distribución de Ambientes Sedimentarios para el Albiano-Cenomaniano.

En la sección A-A' (**Figura 3.25**) se puede observar de forma clara el perfil sedimentario presente para esta edad. De aquí resalta el hecho de presentar dentro de los ambientes de plataforma interna depósitos profundos, propios de cuenca, lo que implica el desarrollo de una fosa dentro de la plataforma.

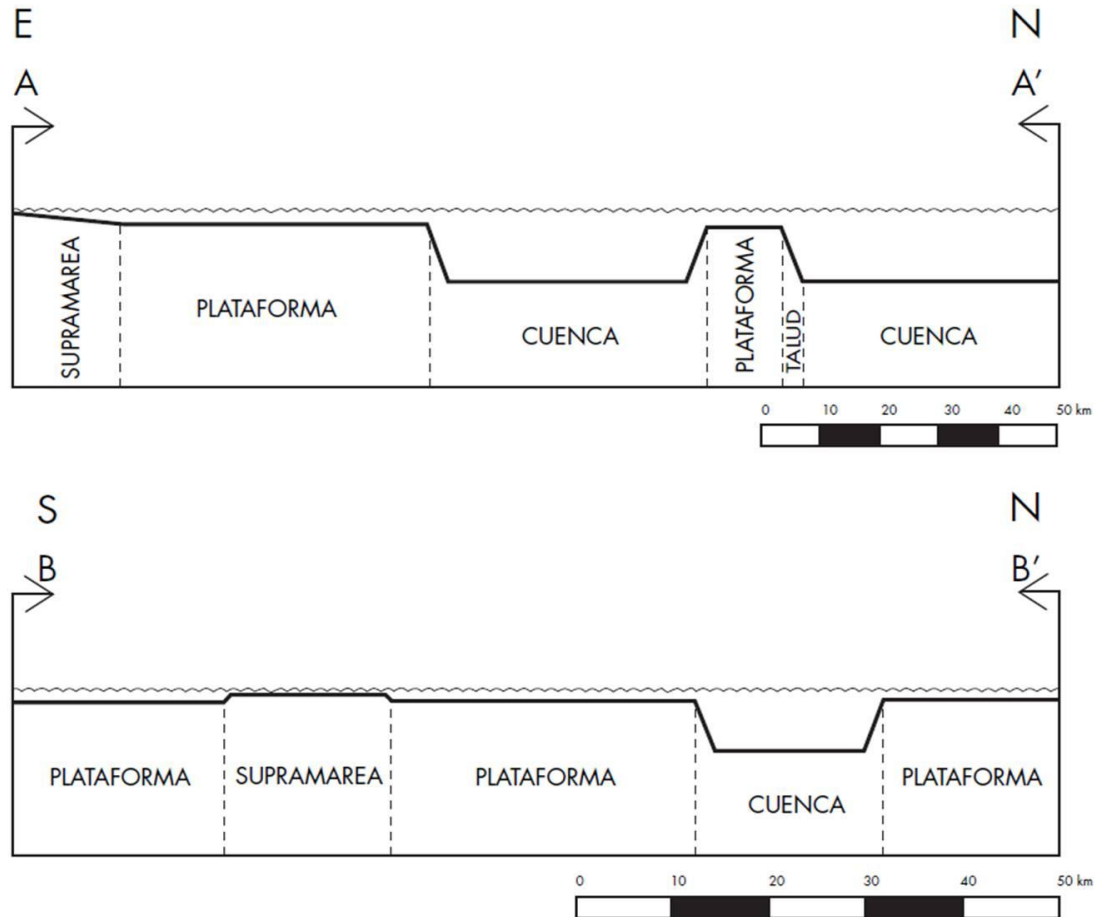


Figura 3.25.- Perfil Sedimentario para el Albiano-Cenomaniano.

En la sección B-B' se observa que sobre la plataforma se tiene un bloque levantado, el cual está evidenciado por la presencia de depósitos de supramarea, así como un bloque hundido en el cual se tiene el depósito de facies profundas de cuenca.



E.5 Turoniano-Santoniano

La distribución de ambientes sedimentarios para el Turoniano-Santoniano se muestra en la **Figura 3.26**. De esta se pueden observar algunos aspectos relevantes como son el hecho de que el elemento positivo que conforma la porción suroccidental presenta mayores dimensiones respecto al Albiano-Cenomaniano, esto se interpreta debido a que en ninguna sección analizada se encontró fauna representativa para este rango de edad, de tal forma que se ubica al elemento positivo como hasta ahora se ha venido interpretando por especialistas que han trabajado en el área de estudio.

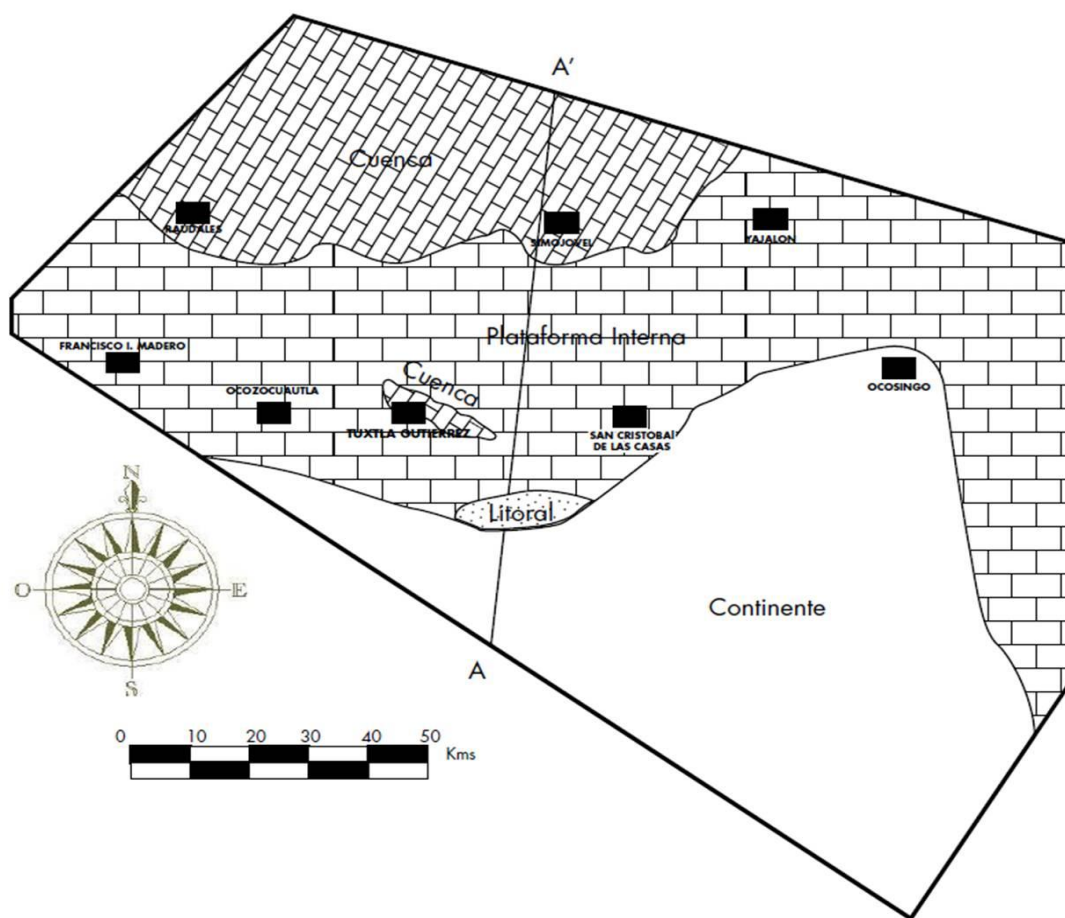


Figura 3.26.- Distribución de Ambientes Sedimentarios para el Turoniano-Santoniano.

La interpretación anterior se presenta en esta evolución paleogeográfica por no tener datos concretos para postular lo contrario, sin embargo, es relevante comentar la incertidumbre y confianza con esta interpretación, debido a los hechos que se enmarcan a continuación y que permiten postular al final otras alternativas:

- ✓ En primer lugar hay que tomar en cuenta que en la Sierra de Chiapas es muy difícil encontrar una sección continua que al menos abarque el lapso de tiempo de no depósito así como sus rocas encajonantes.
- ✓ En el caso de las secciones en donde se observan estas primeras condiciones, como son las secciones Oxchuc y Chilil, en las que las rocas están sumamente dolomitizadas.
- ✓ En secciones en donde tenemos este rango de edad, pero algunas partes de la sección están cubiertas, cabe la posibilidad de que los pisos que faltan pudieran estar en estos horizontes cubiertos, más si se trata de una secuencia compactada.
- ✓ Las facies que se presentan son de condiciones someras de plataforma interna, en la cual los organismos que se encuentran son principalmente foraminíferos bentónicos.
- ✓ El hecho de tener un evento transgresivo de grandes dimensiones, que viene desde el pre-Jurásico Superior de NW a SE en forma continua y que antes del Turoniano y después del Santoniano se manifiesta, hace pensar que sería muy difícil suponer un fenómeno contrario de regresión de una área de enormes dimensiones, en un lapso de tiempo tan corto para tales superficies.

Por los motivos anteriormente expuestos se conciben las dos siguientes alternativas para la justificación de la presente columna:



- ✓ En caso de haber depósito, no se observó por el efecto de enmascaramiento, tanto de la dolomitización así como por el de los afloramientos cubiertos no muestreados, tratándose de una secuencia compactada.
- ✓ En el caso de no existir sedimentos para este rango de edad se piensa que pudo haber un basculamiento hacia el Golfo de México, hacia donde estaba ocurriendo la subsidencia y por medio de corrientes de fondo se verificó una erosión submarina de los depósitos en estado de semiconsolidación.

Del perfil A-A', presentado en la **Figura 3.27**, se observa en forma detallada los diferentes ambientes presentes, haciendo énfasis en dos cosas que son: la desaparición completa de los ambientes de supramarea presentes todavía hasta el evento anterior y el profundizamiento más global y evolucionado de la porción más occidental evidenciado por las facies de cuenca presentes, las cuales en el evento anterior se manifestaron como una fosa intraplatafórmica (pozos Rosarito 1-A, Rosarito 2-A y Chibol) y otro sector profundo en el límite más occidental. Para este último evento, esas dos zonas ya están unidas como una sola área en donde tenemos depósitos profundos.

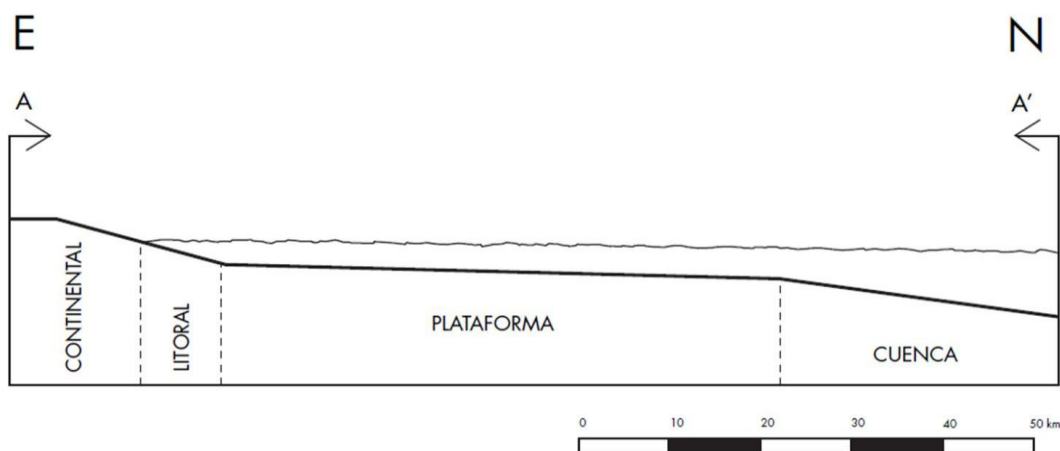


Figura 3.27.- Perfil Sedimentario para el Turoniano-Santoniano.

E.6. Campaniano-Maastrichtiano

En la **Figura 3.28** se muestra la disposición de los ambientes sedimentarios para el Campaniano-Maastrichtiano. En ésta se puede observar de forma muy evidente, la distribución de los depósitos litorales, cuya orientación noroeste-sureste se asocia de manera clara al Macizo de Chiapas. También se observa una franja de depósitos de talud en la parte media; ésta delimita los depósitos de plataforma interna de los de cuenca.

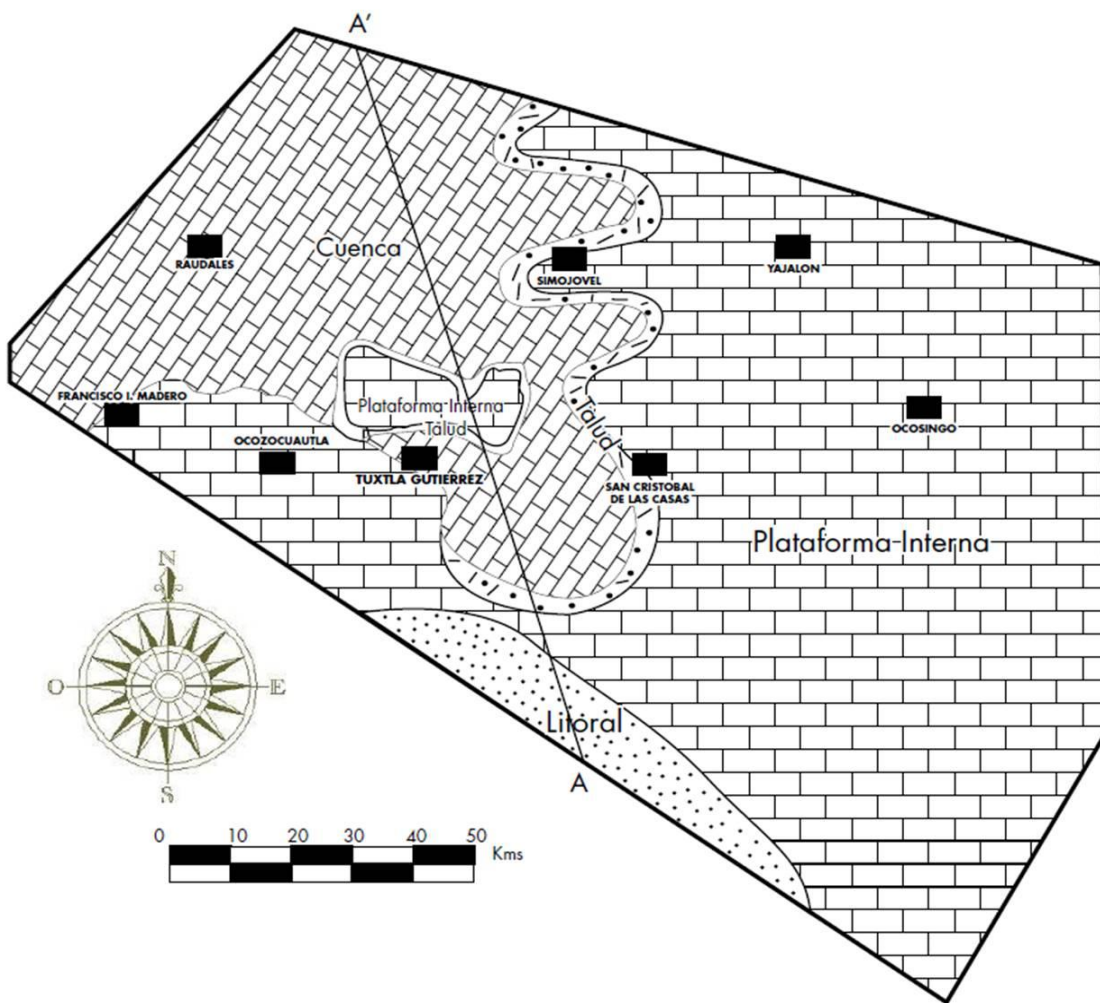


Figura 3.28.- Distribución de Ambientes Sedimentarios para el Campaniano-Maastrichtiano.

Por otro lado, mientras los depósitos someros de plataforma abarcan el oriente



del área de estudio, los de cuenca se ubican en la porción occidental.

Para esta edad los ambientes de cuenca abarcan mucha mayor área que en los eventos anteriores. Esto da pauta para pensar que aquí se cuenta con un evento en el cual la subsidencia presente se da hacia la parte noroeste del área, provocando la profundización de los ambientes de depósito dentro de los cuales puede quedar algún bloque levantado con facies de plataforma interna rodeado por facies de talud, como se observa en el corte A-A' de la **Figura 3.29**. Aquí se enfatiza que para este evento el área está dominada por una fuerte tasa de subsidencia que es mayor a la de sedimentación. Este efecto se había ya mencionado para los depósitos pre-Jurásicos de lechos rojos y a lo largo de todo el Mesozoico se ha venido confirmando, incluyendo este último evento.

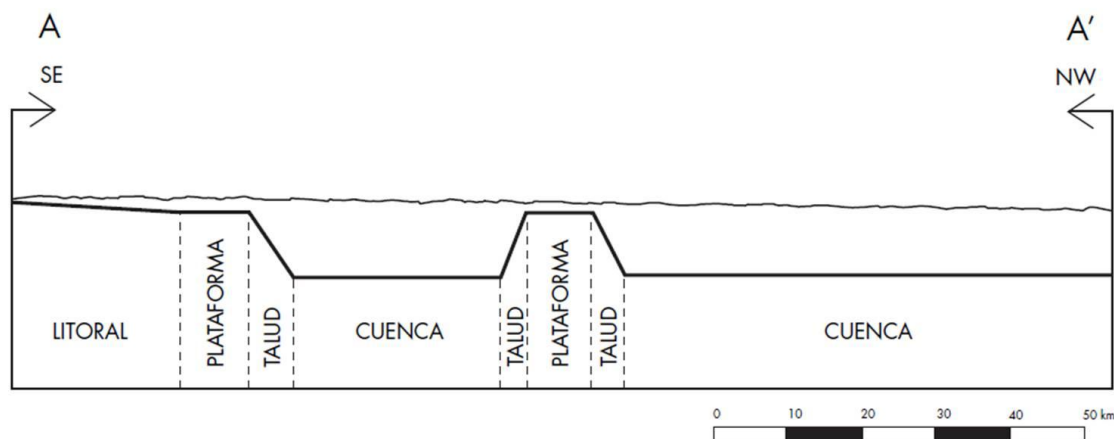


Figura 3.29.- Perfil Sedimentario para el Campaniano-Maastrichtiano.

E.7. Paleoceno

Este lapso de tiempo es el último analizado en este trabajo aunque no forma parte del objetivo principal del mismo. Por un lado cabe aclarar la importancia de los depósitos sedimentarios generados en este intervalo debido a que nos muestran condiciones de homogenización sedimentológica en gran

parte del área, siendo esto poco común observado en zonas de transcurrencia cuando éstas están activas, denotándonos que aquí la subsidencia generada hacia el Golfo de México, tuvo mayor relevancia que la debida a la transcurrencia, o de otra forma que conjuntamente actuaron, y que el resultado final fue el de una subsidencia pronunciada hacia el noroeste. Por otro lado un punto muy importante es el hecho de que también se verifica el depósito de esta unidad en muy amplias extensiones, y como esta es una de las unidades sedimentológicas con mayores probabilidades de poder funcionar como roca generadora, se hace una necesidad preponderante el poder aportar la mayor cantidad de datos al respecto de la misma.

Los depósitos sedimentarios presentes, más que afirmarnos la continuación del desarrollo del fallamiento de transcurrencia en el área, nos denotan condiciones de depósito profundo hacia toda la porción media y noroccidental del área estudiada, las cuales son la continuación del avance progresivo de los mares de noroeste hacia el sureste, evidenciándonos la transgresión marina que se inicia desde el Jurásico y nos va profundizando los ambientes de depósito. Esta unidad sedimentaria esta representada por lo que en el capítulo anterior se denominó como Formación Soyaló, la cual está conformada por depósitos que algunos autores consideran desde plataforma externa y que en este trabajo en base a los análisis realizados se determina que corresponden a facies de talud, pie de talud, y sobre todo plataforma abierta y en menor proporción cuenca, todos ellos constituidos por facies terrígenas en las cuales no hubo un gran desarrollo de fauna por la misma naturaleza del depósito. La distribución de los ambientes de depósito del Paleoceno se muestra en la **Figura 3.30**. En ésta se pueden observar que los ambientes profundos de cuenca se presentan en la porción noroeste y son los que abarcan la mayor superficie en el área de estudio. Esto implica que la tasa de subsidencia es mayor que la tasa de sedimentación. También se observa la presencia de una franja de depósitos de talud con orientación N-S delimitando a los ambientes de cuenca de los de plataforma. En la **Figura 3.31** se presenta el perfil A-A' en el cual se observa la homogenización de la disposición de los ambientes.

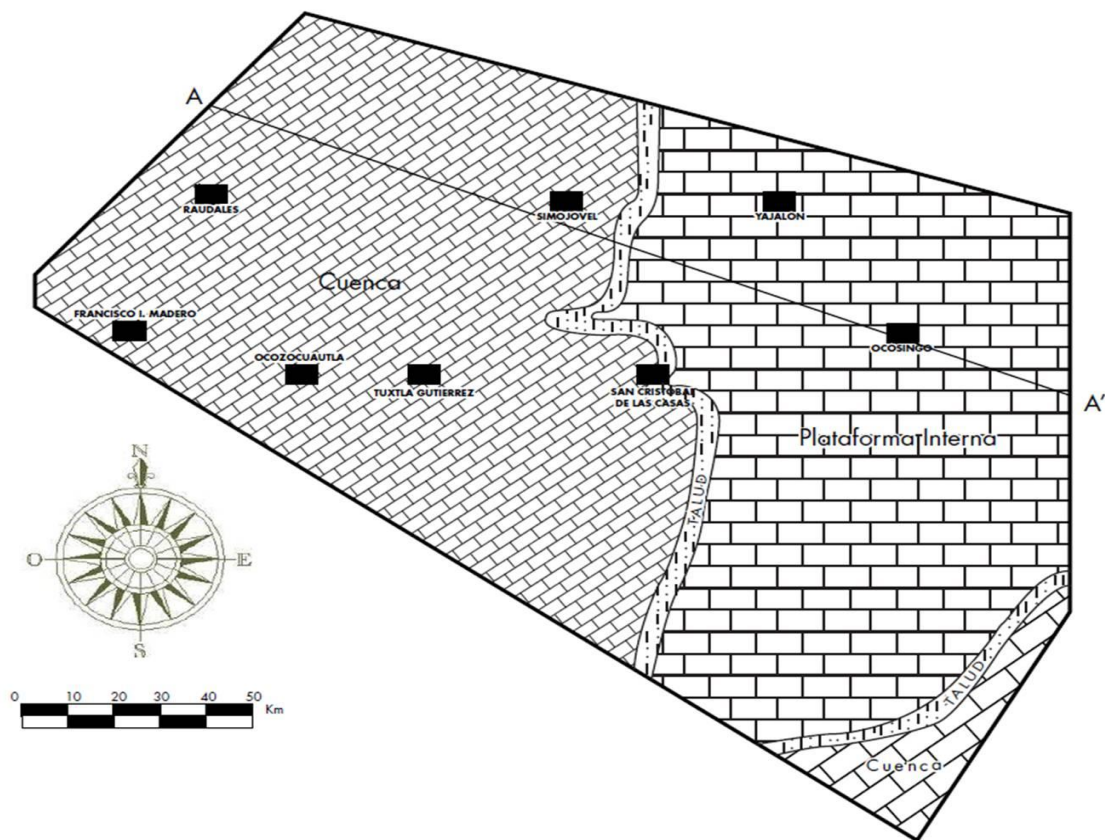


Figura 3.30.- Distribución de Ambientes Sedimentarios para el Paleoceno.

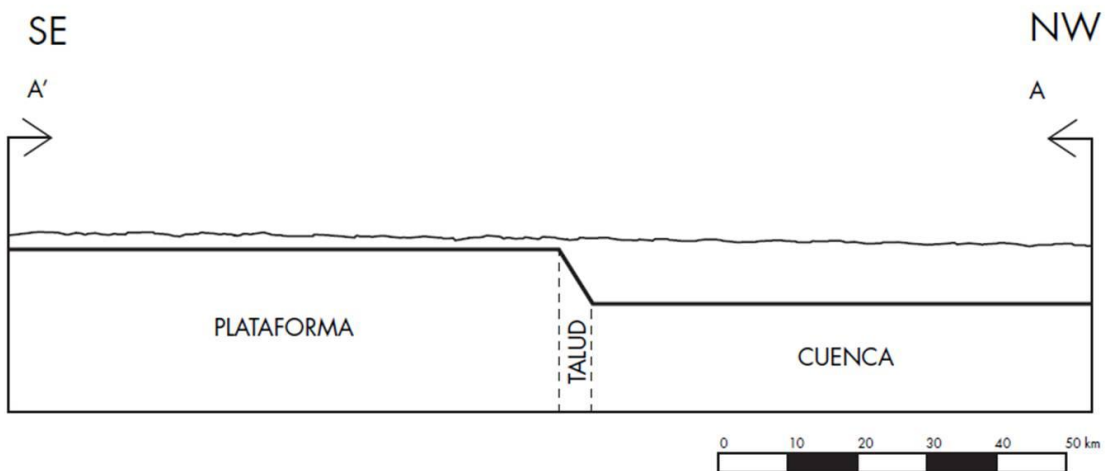


Figura 3.31.- Perfil Sedimentario para el Paleoceno.

CAPÍTULO IV

4.- DIAGÉNESIS Y POROSIDAD

4.1 DIAGÉNESIS

El análisis de las muestras se concibió con el objetivo de identificar estructuras primarias y secundarias, así como los procesos diagenéticos observados en las láminas delgadas de la zona de estudio para el Mesozoico, con especial énfasis en el Cretácico.

La diagénesis incluye todos los cambios que se producen en las características y composición de los sedimentos desde el momento de su sedimentación hasta que dichos materiales se sitúan en el campo del metamorfismo (P y T más altas). Aproximadamente hasta 300 °C, P= 1 bar y 1 Kbar y Prof= 10-15 km. En definitiva, la diagénesis tiene lugar bajo condiciones de P y T características de la corteza externa de la Tierra y de su superficie.

El término diagénesis fue empleado por primera vez por Von Gümbel en 1868 (Corrales *et al.*, 1977) y acuñado por Walther (1893, *in*: Wolf y Chilingarian, 1976), al referirse a los cambios físico-químicos y biológicos, que sufren los sedimentos durante el sepultamiento hasta su litificación, en condiciones bajas de temperatura y presión bajas, conservando aún así o siendo discernibles las características texturales, estructurales y mineralógicas primarias, a pesar de que éstas últimas hayan sufrido procesos de recristalización, reemplazamiento o disolución parcial.

Según Chillingar, Bissell y Wolf (1979), se tienen varios factores que influyen en la diagénesis de sedimentos carbonatados:

- Factores geográficos (clima, lluvia, humedad, tipo de intemperismo, química del agua superficial).
- Factores geotectónicos (grado de erosión y acumulación, morfología costera, emersión y subsidencia, provincia tectónica en particular).



- Posición geomorfológica (sedimentos lagunares y cuenca, velocidad de corriente, tamaño de la partícula, clasificación y dispersión de los sedimentos).
- Factores geoquímicos en sentido regional (hipersalino, marino normal, gases y fluidos volcánicos).
- Grado de acumulación del sedimento (halmirólisis, transferencia iónica, preservación de materia orgánica, zonación bioquímica).
- Composición inicial de los sedimentos (aragonito, calcita de bajo y alto magnesio, isótopos y contenido de elementos traza).
- Tamaño del grano (contenido de materia orgánica, número de bacterias, grado de difusión).
- Pureza de los sedimentos (porcentaje de arcilla y materia orgánica, cambio iónico entre las arcillas y los fluidos intersticiales).
- Porosidad efectiva entre los sedimentos (primaria, inducida por fracturamiento, cavernas).
- Fluidos y gases intersticiales (composición, tipo de flujo, cambios iónicos).
- Condiciones fisicoquímicas (pH, Eh, presión parcial de gases, contenido de CO₂).
- Historia diagenética previa del sedimento (expulsión previa de elementos traza).

Entre tanto, los procesos y productos de diagénesis que alteran y modifican a las calizas se han dividido de la siguiente manera, según los mismos autores antes señalados:

Procesos físico-químicos: Solución, corrosión, lixiviación, oxidación, reducción, reprecipitación, inversión, recristalización, cementación, disolución, autigénesis, sobrecrecimiento, reemplazamiento, sedimentación química interna, agregación y acreción.

Procesos bioquímicos y orgánicos: acreción y agregación, micritización, corrosión, mezcla de sedimentos, horadación, bioturbación, burbujas de gas.

Procesos físicos: compactación, desecación, contracción, deformación penecontemporánea interna y corrosión, y sedimentación mecánica interna.

Los estudios de diagénesis envuelven: El análisis petrográfico, la catodoluminiscencia, el SEM (Scanning electron microscopy) y los análisis geoquímicos (isótopos y elementos trazas). Para el presente trabajo, solo se recurrió al análisis petrográfico de las secciones para determinar los eventos diagenéticos que afectaron a las rocas del Cretácico.

4.1.1 Etapas de la secuencia diagenética (Paragénesis)

Existen varias clasificaciones para dividir la Diagénesis según su etapa de desarrollo, entre ellas las más utilizadas son las de Choquette y Pray de 1970 (Tabla 4.1), Dunoyer de Segonzac, también de 1970 (Tabla 4.2) y Dapples de 1967 (Tabla 4.3) **(Figura 4.1)**.

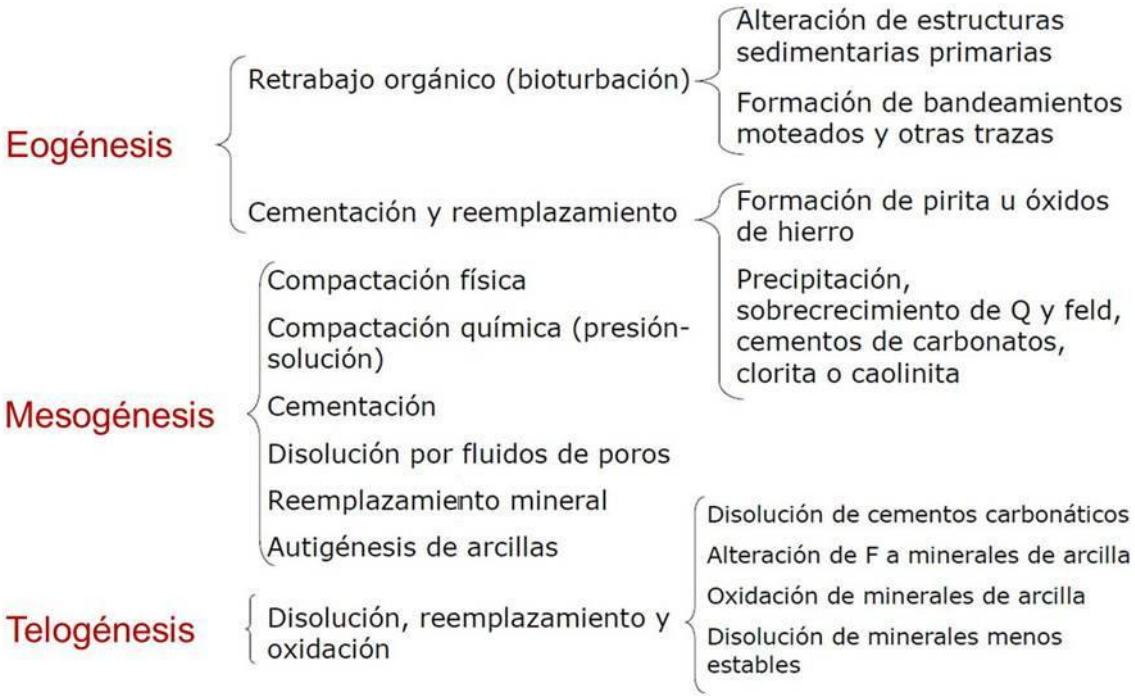


Tabla 4.1.- Etapas diagenéticas según Choquette y Pray (1970).



- Eogénesis. Incluye los procesos o cambios diagenéticos que tienen lugar en o cerca de la superficie de sedimentación, donde las soluciones intersticiales están aún en contacto con la masa de agua suprayacente.
- Mesogénesis. Incluye los procesos o cambios que se producen una vez que por enterramiento las soluciones que rellenan los poros han quedado aisladas de la masa de agua suprayacente. También y en estudios de materia orgánica la mesogénesis se denomina catagénesis.
- Telogénesis. Tiene lugar bajo la influencia directa de soluciones meteóricas, una vez que las rocas sedimentarias han sufrido procesos de levantamiento y erosión.

En muchos casos, la diagénesis que sufren las rocas sedimentarias conlleva repetidas secuencias de estos estadios diagenéticos, debido a que pueden sufrir varios ciclos de enterramiento-emersión-erosión.

Diagénesis	{	D. Temprana: donde ocurre la etapa de soterramiento somero
		D. Intermedia: donde ocurre la etapa de soterramiento profundo
		D. Tardía: que ocurre a temperaturas superiores a 100°C
		Archizona: fase transicional hacia el metamorfismo

Tabla 4.2.- Etapas diagenéticas según Dunoyer de Segonzac (1970).

Mesogénesis	{	Redoxomórfica (depositación)
		Locomórfica (de enterramiento temprano)
		Filomórfica (de enterramiento final)
		Epidiagénesis

Tabla 4.3.- Etapas diagenéticas según Dapples (1967).

Existen otras con gran similitud a las anteriores como Fairbridge (1967) y Strakhov (1953). En la Tabla 4 se aprecia un comparativo de estas propuestas.

STRAKHOV (1953)	DAPLES	FAIRBRIDGE (1967)	CHOQUETTE Y PRAY (1970)	PROCESOS
SEDIMENTOGÉNESIS				Formación del sedimento
DIAGÉNESIS	1	SINDIAGÉNESIS ^(*)	EOGÉNESIS	Porosidad abierta Circulación de fluidos Reducción de porosidad
	2			
	3	ANADIAGÉNESIS	MESOGÉNESIS	Expulsión agua intersticial Reducción porosidad Litificación Deshidratación Tránsito al metamorfismo
	4			
CATAGÉNESIS	Filomórfica	EPIDIAGÉNESIS	TELOGÉNESIS	Emersión y reacción con aguas freáticas Creación de porosidad
METAGÉNESIS				

Tabla 4.4.- Resumen de las Etapas Diagenéticas según tres autores citados.

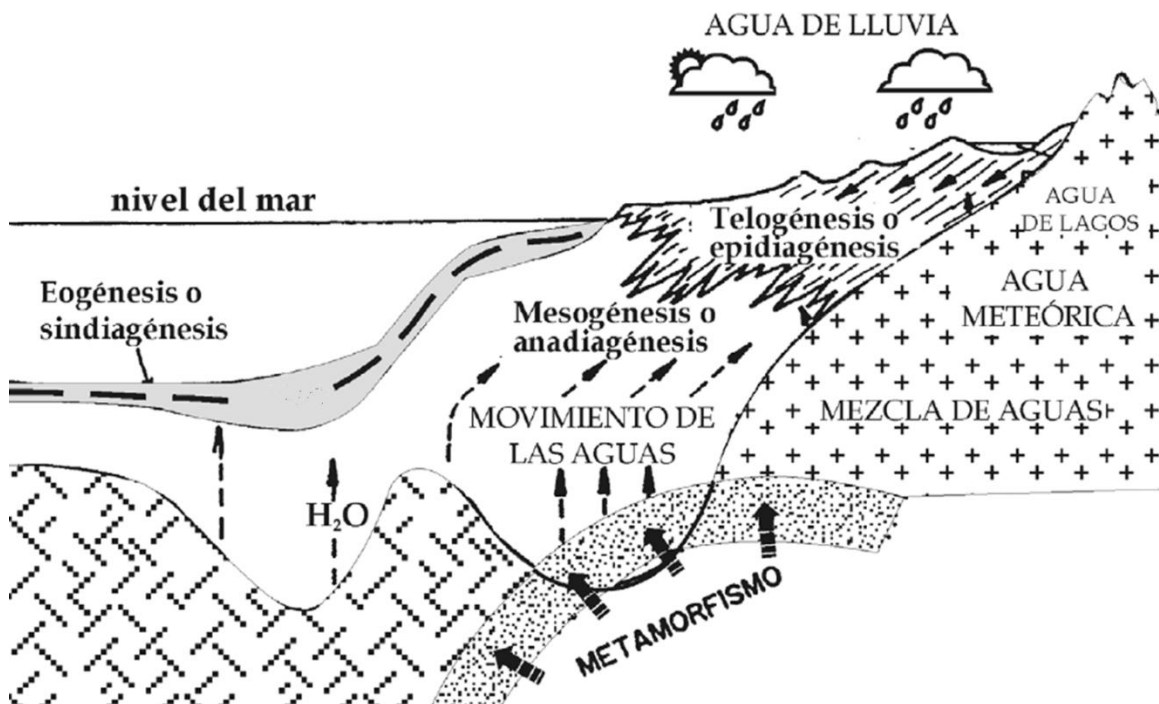


Figura 4.1.- Modelo de las Etapas Diagenéticas (Esquema resumen).



4.1.2 Tipos de Ambientes Diagenéticos

La diagénesis de carbonatos opera en cuatro ambientes principales: marino, meteórico, de enterramiento y de mezcla de aguas.

- *El ambiente diagenético marino* se sitúa en el fondo del mar y justo por debajo de él. La precipitación de carbonato es el proceso más importante. El principal proceso biológico es la perforación (boring) que destruye gran parte de la fábrica original.
- En *el ambiente diagenético meteórico* hay que diferenciar entre la zona vadosa y la zona freática. Los procesos más importantes en este ambiente son la disolución y precipitación de carbonato (dependiendo de la química del agua) y la inversión.
- *Ambiente diagenético profundo o diagénesis profunda*. La Presión (P) y la Temperatura (T) aumentan con la profundidad. Los fluidos intersticiales pueden ser iguales o similares a los que quedaron atrapados entre los granos en el momento de la sedimentación (aguas connatas) o pueden derivar de otras fuentes como salmueras asociadas a hidrocarburos y aguas extruidas (desplazadas) a partir de arcillas adyacentes saturadas en agua. Los procesos más importantes son compactación física y/o química, cementación y neomorfismo. La tendencia general es a disminuir la porosidad, aunque a veces se puede crear (por producción de CO₂ a partir de compuestos orgánicos).
- En las zonas someras subsuperficiales, donde las aguas marinas se mezclan con las continentales, se define un cuarto ambiente diagenético, es *la zona de mezcla de aguas*. Esta zona es muy favorable para los procesos de dolomitización. La geometría de la zona de mezcla varía a lo largo de la línea de costa en función de porosidad, permeabilidad, presencia o no de acuíferos, etc.

Factores que intervienen en los ambientes diagenéticos

- Composición del sedimento original (calcita de bajo contenido de magnesio: LMC, calcita de alto contenido de magnesio: HMC, aragonito, etc.).
- Naturaleza de los fluidos intersticiales y su movimiento.
- Procesos físicos y químicos involucrados.
- Clima.
- Tiempo en el que los materiales están sometidos a los procesos diagenéticos.

En un ambiente marino normal favorable a la formación de sedimentos carbonatados, el principal producto de la precipitación directa de carbonato será aragonita y/o calcita magnesiana de hábito generalmente microcristalino (micrita). En un ambiente continental donde no está presente el Mg, los cristales de calcita pueden desarrollarse mejor constituyendo microespatita y espatita (Figura 4.2).

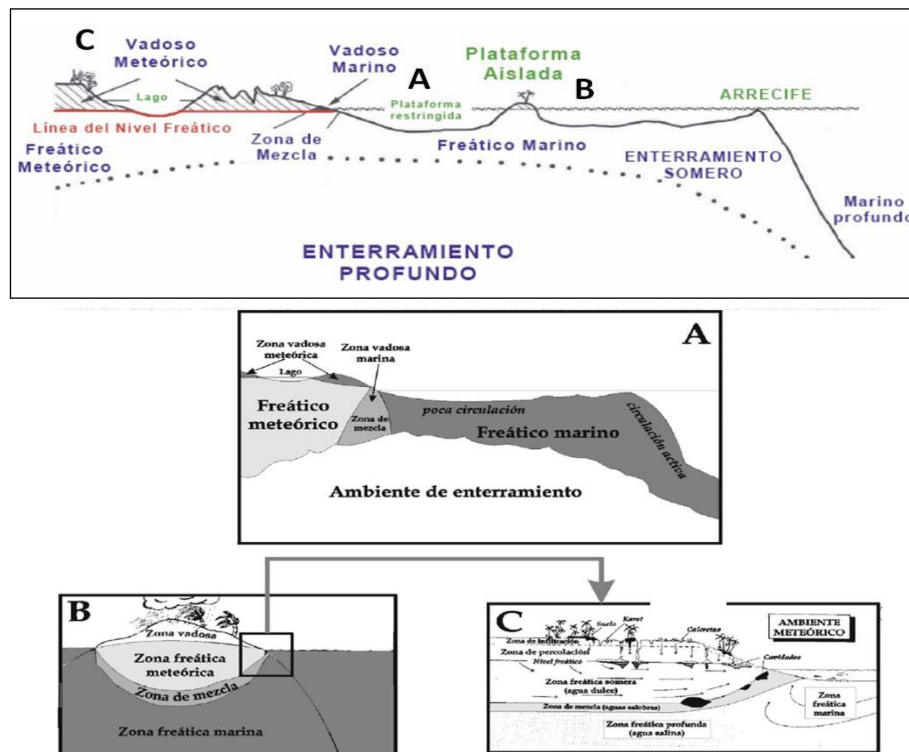


Figura 4.2.- Ambientes Diagenéticos (Modificado de Longman, 1981).



4.1.3 Procesos Diagenéticos

Se han descrito hasta 30 procesos diagenéticos diferentes en la literatura existente (Krumbein, 1942). A continuación se definirán en forma general cada uno de los procesos diagenéticos identificados en la secuencia estudiada, haciendo énfasis en las características que presentan, así como su relación con las facies sedimentarias existentes. Se consideraron nueve procesos como los más representativos que se encontraron en el área de estudio, estos son: Cementación, Compactación (Mecánica y Química), Neoformismo (Recristalización), Disolución y procesos de reemplazamiento como: Silicificación, Dolomitización, Piritización, Micritización y Cloritización.

4.1.3.1 Cementación

La cementación es uno de los procesos diagenéticos más comunes en los carbonatos. Se efectúa cuando se precipita cementante en los intersticios de los sedimentos. El cementante puede derivarse de la roca misma o de las soluciones que pasan a través de ella, y puede ser contemporánea o posterior al depósito. Es un cambio diagenético que produce la rigidez de los sedimentos. Uno de los resultados finales más importantes de la cementación es la litificación del sedimento y pérdida de porosidad. En ocasiones la cementación se origina en función de una recristalización simultánea. Como resultado de este proceso también se reduce la porosidad y el mineral precipitado que cementa a los granos entre sí es posterior a los mismos. La cementación se diferencia del neomorfismo en que los cristales precipitan en un poro.

Los principales minerales que actúan como cementantes son la calcita (cemento esparítico) y el sílice (en forma de cuarzo). Otros minerales menos comunes son la dolomita, siderita, hematita, goethita, limolita, calcedonia, ópalo, zeolitas, feldespatos, anhidrita, yeso, barita, celestita, halita y minerales arcillosos.

Algunos cementos carbonatados son difíciles de identificar. En muchas rocas arrecifales hay peloides con tasas considerables de precipitación de cementos que alteran a los granos o pellets fecales. Un tipo similar de cemento puede ser precipitado en diferentes ambientes diagenéticos (Tucker y Wright, 1990).

Dentro del área de estudio se indentificaron dos periodos de cementación: cementación temprana y cementación tardía (afectando a sistemas de fracturas). El cemento predominante fue de tipo esparítico (calcita). Otro tipo de cemento encontrado fue de sílice; siendo el mismo casi inexistente en la Sierra de Chiapas. Es importante acotar que durante el análisis petrográfico resultó difícil definir y ejemplificar este proceso diagenético, debido a que muchas veces se vió alterado por procesos diagenéticos posteriores que impidieron su conservación, principalmente: Recristalización.

Cementación de calcita

La mineralogía y la textura de los cementos carbonáticos dependen de la relación Mg/Ca y de la tasa de abastecimiento de carbonato. Los factores que controlan la mineralogía del cemento, son los mismos que los que favorecen la precipitación de HMC y aragonito frente a LMC. La relación Mg/Ca junto con la tasa de abastecimiento de carbonato juegan un papel fundamental. Altas tasas de sobresaturación favorecen la precipitación de aragonito frente a LMC. La presencia de Mg favorece HMC frente LMC. Los cristales equant son el resultado de bajas tasas de crecimiento cristalino (bajo abastecimiento de CO_{3-2}) y por tanto son típicos de la diagénesis meteórica y de enterramiento, en los que la calcita tiene LMC es el cemento más común por el bajo grado de saturación de los ambientes meteóricos y por la velocidad tan lenta de circulación de los fluidos en ambiente de enterramiento. Los cementos aciculares/columnares y micríticos son típicos de mayores tasas de abastecimiento de carbonato. Por su textura los cementos pueden ser:



- Drusy: cristales fibrosos alrededor de la partícula.
- Mosaico: cristales constituyendo un mozaico.
- Sintaxial: cristal en continuidad óptica con la partícula. Muy característico de las placas de equinodermos.
- Poiqulotópico: grandes cristales englobando las partículas (sin continuidad óptica con estas).
- Meñisco: cristales que precipitan entre partículas próximas desarrollando morfologías en meñisco.
- Gravitacional: cemento cuya morfología global esta condicionada por la gravedad. Es un buen criterio de polaridad de la roca.

Los procesos de cementación van a estar condicionados por factores fisicoquímicos que a su vez están interrelacionados con ambientes geográficos. Esto hace que se puedan establecer una serie de ambientes de cementación caracterizables, cada uno de ellos, por la morfología y mineralogía de sus cementos.

En cuanto al tipo de cemento según los ambientes diagenéticos tenemos:

- *Zona vadosa*: Paso de las aguas meteóricas, por lo tanto está subsaturada en agua dulce. Los tipos más característicos de cementos van a ser los meñiscos y los gravitacionales, o simplemente cristales aislados de calcita (LMC).
- *Zona freática continental*: zona saturada en agua de origen continental (bajo contenido en Mg). Los cementos que se generan son básicamente en mosaico y sintaxial de calcita (LMC).
- *Zona freática marina*: zona saturada en agua de origen marino (alto contenido en magnesio). Los cementos que se generan son básicamente del tipo drusy de HMC o aragonito.
- *Zona intermareal*: esta zona, situada entre la subida y la bajada de marea, queda bajo la acción alternante de aguas marinas y ambiente vadoso,

desarrollándose unos cementos característicos que se denominan beach-rocks; están constituidos por cementos drusy y meñisco de aragonito.

- *Diagénesis de enterramiento*: Los cementos que precipitan durante la diagénesis de enterramiento son generalmente de calcita esparítica gruesa y limpia. Hay cuatro tipos de mosaicos fundamentales: drusy-equant (blocky), poiquilotópico, equant (blocky), sintaxial, más raramente calcita prismática.

En el presente estudio, se logró diferenciar dos períodos de cementación de calcita. Esta cementación se identificó como un evento temprano y en ocasiones tardía. Una primera etapa constituida por cementante de espatita y microespatita con texturas: Drusy (fibrosa), Poiquilotópico (o equante), mosaico y tipo meñisco, entre partículas y granos o como relleno de espacios porosos de la matriz (**Anexo B: Lámina 4.1; Microfografías A y B**). La Cementación tardía estuvo representada por precipitación de microespatita y/o espatita rellenando fracturas generadas previamente por compactación o por eventos tectónicos. (**Anexo B: Lámina 4.1; Microfografías C, D, E y F y Láminas 4.2 y 4.3; Microfografías A, B, C, D y E**).

Cementación de sílice

La precipitación de sílice en solución puede ser ocasionada de varias maneras: por evaporación, por enfriamiento, neutralización de una solución fuertemente alcalina, por reacción con cationes, por absorción y por procesos biológicos (Krauskopf, 1955).

El sílice como cementante en el Cretácico de la Sierra de Chiapas es poco significativo por su abundancia (menor del 1%). Se identificó principalmente en las facies litorales y en menor proporción de plataforma interna y cuenca; asimismo, se presenta como un cementante limpio entre los granos de cuarzo y feldespatos en la Sección Río Negro y en matriz arcillosa de la Formación Méndez de la Sección La Gloria (**Anexo B: Lámina 4.3, Microfotografía F**).



4.1.3.2 Compactación

Según Huang (1968), a medida que los sedimentos son sepultados, tiene lugar la compactación y las partículas individuales de los sedimentos son presionadas unas contra otras por la carga del material suprayacente, por lo que ocasiona que haya una reducción del volumen del sedimento y conlleva a la vez a una reducción en la porosidad de las rocas, principalmente en aquellas que se originaron en ambientes someros y que están constituidas por granos carbonatados. La compactación de sedimentos es una reducción de su volumen expresado como una reducción de la porosidad original del sedimento. La compactación puede ser de dos tipos:

➤ Mecánica o Física

Puede comenzar inmediatamente después de la sedimentación. En sedimentos formados esencialmente por granos esqueléticos, ooides, etc. (packstones y grainstones), la compactación inicial da lugar a un mayor grado de empaquetamiento. Los bioclastos alargados tienden a orientarse paralelamente a la estratificación, posteriormente se puede producir la fracturación de los granos y de los cementos tempranos y la deformación de los granos y sedimento más blando. Los sedimentos ricos en lodo carbonático (mudstone-wackestone), sufren procesos de compactación más importantes en los estadios iniciales (enterramiento muy somero) por pérdida de agua. Otro efecto es la rotura de los bioclastos, cuando estos se ponen en contacto.

En resumen, en las rocas del Cretácico de la Sierra de Chiapas, se identificó el proceso de compactación física, expresado como reorientación y deformación de aloquímicos principalmente, observándose en miliólidos, foraminíferos planctónicos, ooides, pellets, etc. Este proceso diagenético de deformación se observó principalmente en las secciones: Rio Negro, Soyaló, La Gloria, Oxchuc, Chilil y Ocotal, en el área de estudio.

➤ **Química (Presión-Disolución)**

Es el resultado del aumento de solubilidad en el contacto entre granos y entre distintas superficies de discontinuidad del sedimento al aplicarles una fuerza. La fuerza es sobre todo la presión de enterramiento, pero también los procesos tectónicos. Para que el proceso sea efectivo es necesaria la presencia de una fina película de agua entre los granos o superficies de discontinuidad.

Los procesos de compactación química, o de disolución por presión tienen lugar de dos maneras diferentes. Una asociada a sedimentos no cementados en donde la disolución se produce localmente en los contactos entre los granos por la presión ejercida de las caras unas contra otras, y la otra es en sedimentos con desarrollo de cementos, donde la disolución se concentra a lo largo de una o más superficies particulares denominadas estilolitas. La primera reduce la porosidad intergranular efectiva de la roca. Cuando este tipo de disolución es avanzado se asocia a una etapa tardía de diagénesis (Tucker, 1988). Asimismo, la presión-disolución ha sido definida como la disolución preferencial de algunos minerales a través de puntos de estrés (Wanless, 1979). El resultado de la presión-disolución grano a grano es más claramente visible en las facies con oolitas ya que la estructura de ellas es bastante simétrica. Durante la acción de la presión-disolución, los puntos de contacto entre los granos cambian a superficies de contacto y ésta permite medir la intensidad del proceso. Por otro lado, las estilolitas son superficies representadas por un contacto complejo entre dos masas de una roca. Las estilolitas difieren de los contactos suturados grano a grano solamente en escala, involucran más bien a la roca total que a granos aislados. Comúnmente la superficie estilolítica es una película de material residual no-carbonático rica en arcilla.

Los mudstones, wackestones, packstones y grainstones pobremente cementados presentan superficies de presión-disolución preferencial que indican procesos diagenéticos asociados a la estratificación (Ricken, 1986). Las superficies de disolución pueden ser originadas previamente o posteriormente al enterramiento (Bose *et al.*, 1997). Los extraclastos de arena o dolomita son más



resistentes a la disolución que los granos de calcita. Los granos de calcita presentan a su vez una enorme variabilidad con respecto al potencial de disolución por presión. La única característica en común evidenciada en todos los casos de estudio del Cretácico de la Sierra de Chiapas, es que los granos de equinodermos parecen ser los más resistentes, mientras que las partículas micríticas, peloides y la matriz micrítica son los componentes de las rocas carbonáticas menos resistentes a la disolución.

Por otra parte, es ampliamente conocido que las estilolitas y superficies de disolución (dissolution seams) constituyen elementos muy comunes en las rocas sedimentarias (Wanless, 1979). En ambos casos estas superficies se desarrollan perpendicularmente a la dirección principal de estrés, el cual puede ser tanto debido a la presión litostática como al estrés tectónico. Wanless señala que las calizas sometidas a sobrepresión y estrés tectónico pueden experimentar una deformación asociada a fenómenos de neomorfismo y a procesos de disolución. Es importante considerar que la amplitud de las estilolitas suele ser muy variable y dado que este parámetro indica el espesor mínimo de material disuelto durante su formación (Flügel, 2004) se utiliza como un indicador más del efecto y grado diagenético.

En cuanto a la profundidad de enterramiento, varias décadas atrás se consideraba que se necesitaban por lo menos 900 metros de cobertura sedimentaria (Dunnington, 1967) para la formación de estilolitas incluso muchos autores referían su generación a varios cientos o miles de metros. Sin embargo, estudios más recientes indican que las mismas pueden originarse a diferentes profundidades, inclusive de algunas decenas de metros de profundidad (Flügel, 2004). Por lo tanto, estos rasgos de disolución por presión no pueden ser utilizados como única evidencia de enterramiento profundo o somero (Tucker, 1988).

Como se mencionó anteriormente, el estrés tectónico permite la formación de estilolitas, en este caso, controladas tectónicamente según Bathurst (1995). Este investigador señala que el estrés vertical ocasionado por la presión de sobrecarga, resulta en la disolución preferencial de las caras inferiores y superiores de los granos a través de láminas de disolución.

El crecimiento de estilolitas es obviamente la causa de pérdidas enormes de volumen y compactación en una sucesión de carbonatos.

De acuerdo al estudio diagenético, los sedimentos cretácicos en el área de estudio, fueron afectados por dos tipos de eventos de compactación química. El primer evento, esta asociado a sedimentos en donde la disolución se produce localmente en los contactos entre los granos y bioclastos por la presión ejercida de las caras unas contra otras. El segundo evento presentó superficies estilolíticas de dos tipos: el primero de tipo horizontales, irregulares, suaves, paralelas y anastomasadas, formando en ocasiones estructuras estilonodulares y un segundo tipo de estilolitas horizontales y verticales fuertes, con picos de amplitud alta, formando estructuras estilomoteadas con relleno de calcita, óxidos y/o hidrocarburo. El fracturamiento, es también una representación de compactación química y en la Sierra de Chiapas en ocasiones presentan los mismos rellenos ya señalados. Es probable que este último evento tenga un origen tectónico, relacionado a la evolución de la cuenca, de la cual, es parte el área de estudio. Posiblemente, algunos de ellos, estén relacionados a movimientos tectónicos locales. Estos eventos de disolución fueron identificados prácticamente en toda el área de estudio y en la mayoría de las facies.

Ejemplos del proceso diagenético de compactación, se observan en el **Anexo B: Láminas 4.4, 4.5, 4.6 y 4.7.**



4.1.3.3 Neomorfismo

Folk en 1965, propuso el término neomorfismo para abarcar todas las transformaciones de un mineral a un polimorfo. Siempre se produce sobre un mineral pre-existente que sin variar su composición química cambia su mineralogía o tamaño. Involucra dos procesos: A.- Transformación polimórfica (inversión) y B.- Neomorfismo agradante (recristalización).

A. Transformación polimórfica de aragonito a calcita (Inversión).

Contempla un proceso que se produce en presencia de agua "inversión húmeda". La inversión húmeda es un proceso de disolución-reprecipitación que consta de varias etapas:

- Disolución en superficie del cristal primitivo.
- Transporte de los iones en solución.
- Nucleación de la nueva fase mineral.
- Crecimiento de esa nueva fase.

Un ejemplo de proceso de inversión es el que se produce en las conchas de algunos moluscos inicialmente de aragonito. El proceso es claramente distinto al de la cementación, pues se conservan restos de la textura inicial del bioclasto. El proceso de inversión está favorecido por todos los factores que favorecen la precipitación de calcita en lugar de aragonito.

Es muy común que la conversión de aragonita inestable a calcita sea mal llamada recristalización; este proceso deber ser propiamente llamado Inversión, puesto que estos dos minerales no son lo mismo, difieren del sistema cristalino, densidad y arreglo iónico. Aunque mineralógicamente hablando la expresión más correcta es Transformación Polimórfica (**Figura 4.3**).

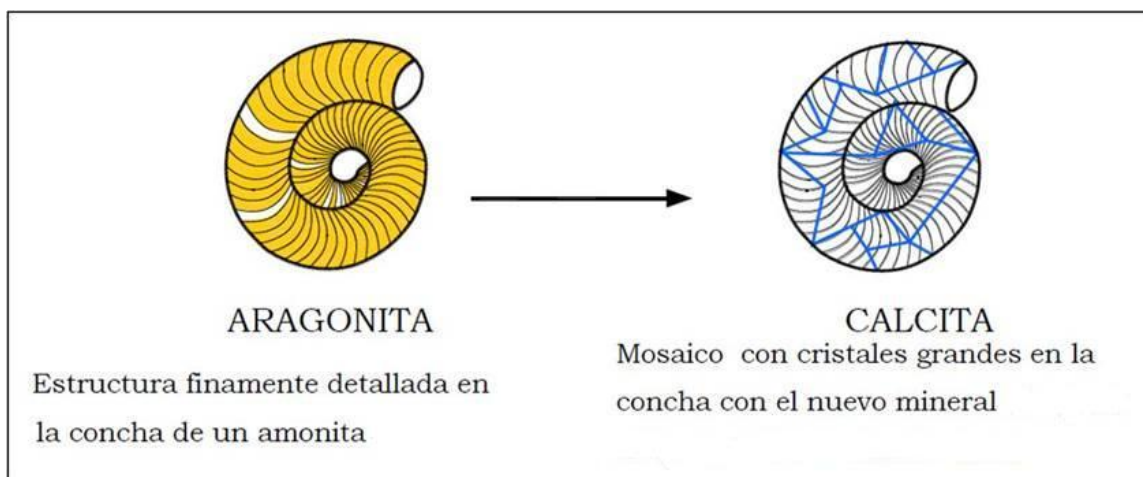


Figura 4.3.- Esquema de Transformación Polimórfica.

B. Variación en el tamaño de los cristales con conservación de la mineralogía inicial.

Neomorfismo agradante o Recristalización: Conlleva el crecimiento de algunos cristales a expensas de otros. El caso más simple es la recristalización de la matriz micrítica ($< 4\mu\text{m}$) que ha sido parcial o totalmente sustituida por microesparita ($4\text{-}10\ \mu\text{m}$) o pseudoesparita ($10\text{-}50\ \mu\text{m}$). Es muy probable que se produzca en películas (en presencia de soluciones acuosas) y cavidades entre cristales por precipitación syntaxial sobre cristales preexistentes.

Neomorfismo degradante: Muy raro en condiciones sedimentarias, la micritización NO se considera un proceso neomórfico.

Cuando un mineral sufre "Recristalización", significa que los cristales originales de un tamaño de partícula y morfología son convertidos en unidades de cristales con diferentes tamaños de granos y morfologías diferentes, pero la especie mineral es la misma antes y después del fenómeno. La recristalización es realmente un caso especial de metasomatismo en el cual el mineral original y "reemplazo" son mineralógicamente idénticos, si bien difieren en tamaño de grano, morfología y orientación. Como el proceso de recristalización involucra cualquier cambio de la textura de un mineral o sedimento monomineral, el



mineral es el mismo antes y después de la reacción. Así puede efectuarse tres posibles cambios involucrando: volúmen del cristal, forma del cristal y orientación de la estructura del cristal.

Según Folk (1959), existen cuatro tipos de recristalización e inversión: A.- inversión de fósiles originalmente aragoníticos a calcita, B.- recristalización (o inversión) de una matriz de lodo de calcita microcristalina original o aragonita a microespatita, C.- recristalización de aloquímicos y D.- recristalización de una matriz de lodo original a espatita gruesa, dejando aloquímicos sin afectar.

Reconocimiento de textura de recristalización:

- Calizas con textura de mosaico cristalino con cristales de tamaños diferentes.
- Mosaico de cristales con fantasmas de partículas o barro micrítico.
- Calizas sin recristalización completa (contactos difusos).
- Masas micríticas con manchas (parches) de cristales.

El principal problema en cuanto a su distinción surge cuando nos encontramos con mosaicos de cristales entre las partículas. En estos casos hay que aplicar los criterios siguientes:

Cemento

- ✓ cristales sobre bordes de granos
- ✓ polaridad de tamaños
- ✓ uniones triples enfaciales (180°)
- ✓ contactos rectos

Pseudoesparita

- ✓ bordes de granos difusos
- ✓ no polaridad de tamaño
- ✓ no uniones triples enfaciales
- ✓ contactos suturados

Este proceso de recristalización en nuestro caso, es prácticamente regional, fue identificado principalmente en las facies someras (plataforma externa e interna); aunque las facies de cuenca y asociadas a ambientes litorales también fueron afectadas. La recristalización identificada en las facies del Cretácico en su mayoría se presenta en forma de microesparita, la cual reemplaza a una matriz micrítica, recristalización de bioclastos y de otros aloquímicos (**Anexo B: Láminas 4.8, 4.9, 4.10, 4.11 y 4.12**).

4.1.3.4 Dolomitización

El proceso de dolomitización se refiere al reemplazo de calcita a dolomita. El análisis de textura de dolomitización puede hacerse considerando dos casos reemplazamiento parcial o reemplazamiento total.

Reemplazamiento total: Podemos encontrarnos diferentes situaciones: a) conservación de la textura deposicional, b) conservación parcial de la textura deposicional: “fantasmas” y c) sin conservación de la textura deposicional.

Reemplazamiento parcial: El reemplazamiento parcial suele llevar generalmente, un orden selectivo de tal forma que lo primero en dolomitizarse es la matriz micrítica y posteriormente los bioclastos. En otras ocasiones, la selectividad se establece a través de fracturas, bioturbación, estructuras sedimentarias, etc.

Al igual que existe una transformación calcita-dolomita (dolomitización) también existe el reemplazamiento "dolomita por calcita" conocido como dedolomitización o calcitización de dolomita (observado en las Formación Cantelhá de la Sección Oxchuc y Formación Cobán de la Sección Ocotal). Este proceso tiene lugar típicamente en condiciones superficiales por la acción de las aguas meteóricas. Al contrario que la dolomitización, la dedolomitización no suele destruir la textura previa, de tal forma que es fácil reconocer, ante una situación de una roca de composición calcítica, si se trata de una calcita primaria o fruto de un proceso de dolomitización y posterior dedolomitización. Los



criterios a la hora de establecer si se trata de un caso u otro giran siempre alrededor de la existencia de relictos (composicionalmente o morfológicamente), o de rombos, que es la morfología característica de los cristales de dolomita. Aunque no se pretende discutir aquí extensamente los diferentes modelos conocidos de dolomitización; se mencionarán las principales características de la dolomitización presente en las rocas observadas al microscopio petrográfico, tratando de relacionarlos a algún tipo o modelo de dolomitización.

➤ **Modelos de Dolomitización**

Dolomías primarias:

En este caso, la dolomita se forma en zonas donde aguas subterráneas continentales ricas en Mg_{+2} descargan en (invierno-primavera) lagos someros que están sufriendo importantes procesos de evaporación (verano). La dolomita también puede precipitar directamente en lagos salinos donde las relaciones Mg/Ca son altas debido a la meteorización de basaltos adyacentes.

Dolomías penecontemporaneas (por evaporación):

En ambientes mareales parece que la dolomita precipita, en zonas subterráneas o superficiales, a partir del agua del mar cuando éste ha sufrido un mayor o menor proceso de evaporación. La relación Mg/Ca de las aguas intersticiales aumenta por la precipitación de aragonito y yeso-anhidrita, ello favorece la precipitación de dolomita.

Dolomitización por infiltración-reflujo (Seepage-reflux):

Este modelo explica la formación de fluidos dolomitizantes por evaporación del agua, lagunas o aguas intersticiales de llanuras mareales, al descender causan dolomitización. Para que ocurra es necesario un aporte continuo de fluido.

Dolomitización por mezcla de aguas:

La mezcla de aguas subterráneas meteóricas con hasta un 30% del agua del mar, puede causar la subsaturación con respecto a la calcita y un aumento en la sobresaturación con respecto a la dolomita. Por ello se piensa que la dolomitización desfavorece en zonas de mezcla de aguas meteóricas con marinas, donde la salinidad disminuye, pero la relación Mg/Ca se mantiene.

Dolomitización de enterramiento:

Estos modelos consideran que la compactación de arcillas depositadas en zonas más profundas de la cuenca causa la expulsión de fluidos ricos en Mg^{+2} hacia las calizas adyacentes del margen de la plataforma.

Dolomitización por agua del mar:

En el que el agua del mar con pequeñas modificaciones, sea el fluido dolomitizante. El elevado gradiente geotérmico de debajo de las plataformas carbonáticas, puede generar sistemas de convección a gran escala, que introduzcan aguas marinas frías dentro de las plataformas.

Otros mecanismos:

Reducción de sulfatos (en ambiente anóxico) por actividad microbiana en presencia de materia orgánica.

➤ **Generación de porosidad durante la Dolomitización.**

La relación entre desarrollo de porosidad y dolomitización ha sido ampliamente discutida debido a la importancia de las dolomías como rocas yacimiento (Moore 1989, Dravis y Muir, 1992, Purser *et al.*, 1994). Purser *et al.*, (1994), textualmente señala que la dolomitización “puede generar, preservar o destruir porosidad, dependiendo de las fábricas y texturas de los carbonatos que son reemplazados, velocidad, composición del fluido, sistema agua-roca y duración de los procesos”. En el caso del presente estudio, evidencias



petrográficas sustentan la generación de porosidad durante la dolomitización (principalmente en la Sección Ocotal y Sección Oxchuc).

Esto puede significar que la porosidad está íntimamente relacionada al proceso de dolomitización, es decir, este proceso disuelve y no necesariamente se requieren fluidos reactivos de otra naturaleza como pueden ser hidrocarburos u otros procesos ajenos a la dolomitización.

La dolomitización observada en parte del Cretácico de la Sierra de Chiapas, es un ejemplo para la literatura científica donde el proceso de dolomitización por reemplazamiento genera porosidad. La dolomitización de estos estratos, resultó de carácter incompleto, afectando en mayor grado a rocas de grano fino (mudstone-wackestone); en cambio, tanto en grainstones como en packstones, su aparición esta restringida a los poros intergranulares.

Con relación a los modelos de dolomitización más reconocidos en la literatura, como el de Warren (2000) pueden ser subdivididos en tres grupos principales:

A) Modelos sindeposicionales:

- Lacustre o tipo Coorong
- Tipo Sabka
- Marino Normal

B) Modelos de sepultamiento somero:

- Reflujo
- Mezcla

C) Modelos de sepultamiento profundo:

- Sepultamiento profundo

➤ Texturas de las dolomías

Los tipos texturales determinados son el resultado del estudio de las secciones delgadas aplicando las técnicas de petrografía de luz transmitida. Se caracterizaron tanto la dolomita de reemplazamiento que se presenta en la matriz y en fragmentos como la dolomita que cementa vóculos y fracturas.

La característica distintiva de este tipo de evento diagenético, es la creación de porosidad tipo móldica de clastos presente en las muestras. La evidencia petrográfica indica que la dolomitización en vóculos de la Sierra de Chiapas, no está directamente relacionada con la incursión de hidrocarburos, solo los vóculos conectados por un evento de fracturamiento subsecuente alimentan los vóculos.

De acuerdo a las observaciones realizadas en el área de estudio, sucedieron procesos de dolomitización en forma local, específicamente en la Formación Cobán de la Sección Ocotal y en las formaciones Cantelhá y Angostura de la Sección Oxchuc.

En las facies asociadas a plataforma externa, se encuentra principalmente como una dolomitización con textura mesocristalina, en partes como verdaderos mosaicos de cristales de dolomita que en ocasiones enmascaran completamente la textura original de la roca, en otras con texturas microcristalinas sobre todo en las facies asociadas a ambientes litorales. Por último, en las facies de plataforma interna restringida, se presentan como parches, algunas veces aislados, de dolomía mesocristalina (Sección Oxchuc). En las demás facies, esta dolomitización está presente en forma de cristales euhedrales individuales de dolomía microcristalina que afecta a la matriz principalmente, aunque a veces también a los aloquímicos (**Anexo B: Láminas 4.13 y 4.14; Microfotografías A, B, C y D**). Adicionalmente se infiere la presencia de Dedolomitización incipiente en algunos intervalos de las Formación Cobán de la Sección Ocotal y de la Formación Cantelhá de la Sección Oxchuc (**Anexo B: Lámina 4.14; Microfotografías E y F**).



4.1.3.5 Disolución

Los sedimentos carbonáticos, cementos y las calizas previamente litificadas, pueden sufrir procesos de disolución a pequeña o gran escala, cuando los fluidos intersticiales están subsaturados con respecto a los minerales con los que interaccionan. El resultado de los procesos de disolución, es la formación de vórgulos, porosidad móldica, y de cavernas, entre otros tipos de porosidad. Los procesos de disolución son especialmente importantes en:

- **Eogénesis**, sobre todo si hay la entrada de aguas meteóricas en sedimentos marinos. Si esto sucede antes de la estabilización mineralógica se producirá una disolución selectiva (mineralogía y fábrica). Porosidad móldica frecuente. Si la disolución se produce después de la estabilización mineralógica, la porosidad será no selectiva.
- **Mesogénesis**. Por aumento CO_2 (MO), presión, recarga de aguas meteóricas, etc., aumenta la porosidad previa (primaria o secundaria) y pasa a porosidad vugular y cavernas.
- **Telogénesis**, relacionada con discontinuidades. No selectiva: vugular y cavernas. Los sistemas de cuevas desarrollados en ambientes meteóricos, son el resultado de la disolución debida a procesos de karstificación, que puede tener lugar inmediatamente después de la sedimentación o más tarde cuando la formación carbonática queda en superficie.

La Disolución es el resultado de la interacción de dos factores: la composición del agua de poros y la mineralogía de las partículas. Cuando estos dos factores se encuentran en desequilibrio, a consecuencia de los cambios que tienen lugar en el enterramiento, se produce la disolución. El resultado final de los procesos de disolución va a ser la creación de diferentes tipos de poros (porosidad secundaria).

Se identificaron dos períodos de disolución, el segundo más intenso que

el primero. El primer evento se manifiesta como una disolución que afecta parcialmente a la cementación de calcita y dolomitización y la segunda asociada a la creación de porosidad móldica e intrafosilar (principalmente en las facies de plataforma interna y plataforma interna restringida, disolviendo algunos bioclastos). El proceso de disolución se muestra en el **Anexo B: Láminas 4.15, 4.16, 4.17, 4.18 y 4.19.**

En los sedimentos de la Sierra de Chiapas estudiados en este trabajo, se encontraron otros procesos diagenéticos en escala local. A continuación se abordan los mismos:

4.1.3.6 Micritización Microbiana

Es un proceso que tiene lugar por la acción conjunta de la erosión biológica (factor más importante) y la abrasión mecánica, dando lugar a envolturas micríticas que van destruyendo la textura interna de las partículas (total o parcialmente). Se produce cuando los granos están en el fondo del mar o justamente por debajo. La erosión biológica la llevan a cabo microorganismos tales como algas endolíticas, hongos y bacterias, que perforan la estructura de la partícula (granos esqueléticos), originando que los huecos queden rellenos por sedimento de grano fino o cemento. Los microorganismos que atacan y perforan la superficie de bioclastos y otras partículas producen, especialmente en zonas marinas someras, pequeños huecos, los cuales son rellenos por micrita después de que los organismos mueren. Si la actividad de los microbios endolíticos es aún más intensa el resultado es la formación de granos completamente micritizados, en los que es difícil determinar cuál era el grano inicial. En ocasiones cuando el ataque bioquímico de algas (generalmente verde-azules y verdes), se restringe a las orillas de los granos, se forma una "envolvente micrítica" cuya estructura original es difícil de reconocer (Kendall y Skipwith 1969; *in* James y Choquette, 1983). Esta envolvente micrítica consiste de aragonita o calcita magnesiana en partículas recientes. Este proceso se considera típicamente como de diagénesis temprana.



La micritización se determinó como un proceso diagenético esporádico en la zona y fue observado dentro del área de estudio en facies someras, donde en ocasiones se manifestó en forma de envoltentes micríticos en bioclastos y aloquímicos. En la Sierra de Chiapas se identificó localmente encontrándose principalmente en las secciones Ocotál, Oxchuc y Río negro, en las que se le evidenció alterando a una variedad de aloquímicos como ooides, miliólidos y algas calcáreas (**Anexo B: Lámina 4.20**).

4.1.3.7 Piritización

Cuando hallamos este mineral, nos indica condiciones reductoras del medio diagenético en ambiente marino. El proceso de piritización se forma en una etapa temprana de la diagénesis. Hay que señalar que para la formación de sulfuro de hierro (pirita), se requiere la presencia de materia orgánica capaz de absorber el hierro en suspensión coloidal y precipitarlo posteriormente por reducción de la materia orgánica (Zapata, 1983).

Cristales de pirita fueron identificados mediante el análisis petrográfico de las secciones cretácicas de la Sierra de Chiapas; encontrándose este mineral disperso en la matriz y en ocasiones rellenando fragmentos fósiles, especialmente foraminíferos planctónicos (**Anexo B: Láminas 4.21 y 4.22**).

4.1.3.8 Silicificación

Según Arche (1992), este proceso es favorecido por pH, temperaturas bajas y aguas sobresaturadas en sílice. Según Zapata (1983), se han reconocido tres tipos de silicificación en las rocas carbonáticas:

- Silicificación superficial, la cual tiene lugar principalmente en desiertos y se caracteriza por la ocurrencia de sílice en forma de ópalo.
- Silicificación diagenética inicial o temprana, la cual está relacionada con depósitos marinos y se puede presentar minerales como calcedonia, cuarzina y chert entre otros.

- Silicificación diagenética tardía, donde sólo se observan cristales de cuarzo.

El proceso de Silicificación, está estrechamente relacionado con la presencia de materia orgánica, ya que ésta puede servir como absorbente para separar sílice de una solución o suspensión coloidal, por tal motivo la silicificación debe ocurrir tempranamente antes de que la materia orgánica sea removida por reducción en el avance del soterramiento. McIlreath y Morrow (1990), proponen que soluciones supersaturadas en sílice pueden reemplazar carbonatos, con condiciones de presión y temperaturas bajas en presencia de CO₂.

La Silicificación es uno de los procesos diagenéticos más importantes que se observaron en los carbonatos del área de estudio (principalmente en la Sección La Gloria) ya que representó un hallazgo poco común en las evaluaciones diagenéticas. En el Cretácico de la Sierra de Chiapas se pudo observar el proceso de silicificación temprana en dos modalidades:

- ✓ Silicificación extensiva
- ✓ Silicificación puntual (cristales de cuarzo autigénico).

Este proceso fue el último evento en la historia diagenética. Se identificado en gran parte del área, con mayor presencia en la Sección La Gloria (Formación Jolpabuchil, como se mencionó anteriormente), sin embargo es muy incipiente regionalmente, con porcentajes que no rebasan el 1% en las láminas estudiadas. Por otra parte se le observó en etapas tempranas (cristales de calcedonia: cuarzo de estructura microcristalina) y escasas ejemplificaciones de silicificación como evento tardío donde fueron visibles cristales de cuarzo en forma detrítica dispersos sobre la matriz. **(Anexo B: Láminas 4.23 y 4.24).**

4.1.3.9 Cloritización

Es uno de los tipos más comunes de alteración diagenética en sedimentos terrígenos y poco presentes en sedimentos carbonatados. Puede desarrollarse por la alteración de silicatos ferromagnesianos (biotita, anfíboles y



piroxenos), con la introducción de agua y la remoción parcial de sílice, formando un material rico en cloritas. Este grupo mineral puede presentarse solo o bien acompañado por sericita, turmalina y cuarzo, además de pequeñas cantidades de epidota, albita y carbonatos. Estas cloritas tienen composiciones variables a diferentes distancias de los cuerpos de sulfuros, así el contenido en hierro es generalmente mayor en las proximidades de la mineralización. Los sulfuros asociados son pirita y pirrotina. Su presencia en las facies cretácicas de la Sierra de Chiapas fue prácticamente nula, a excepción de escasas muestras de las secciones La Gloria, Chilil y Ocozocuautila, en las que se le ubicó de forma incipiente (**Anexo B: Lámina 4.25**).

4.1.3.10 Diagénesis en facies terrígenas

Se identificó diagénesis en areniscas de las secciones Río Negro y Ocozocuautila, donde se evidenciaron alteraciones (Autogénesis) tales como: sobrecrecimiento de cuarzo y feldespatos, disolución de cuarzo y/o feldespatos existentes, deformación de minerales. Otros procesos están compuestos por disolución de algunos fragmentos de roca, estilolitas en areniscas cuarzosas y cementación de carbonatos y sílice (**Anexo B: Lámina 4.26**).

4.1.2 Paragénesis

Se realizó la interpretación diagenética de las secciones: Chilil, Ocotal, Ocozocuautila, La Gloria, Oxchuc, Río Negro y Soyaló de la Sierra de Chiapas.

4.1.2.1 Interpretación Diagenética de la Sección Chilil

Dentro de la Sección Chilil se desarrollaron tres ambientes sedimentarios mayores como se apreció en la **Figura 2.20**, lo que la convierte en una de las secciones con mayor representación de intervalos de variedad depositacional.

A.- Ambientes asociados a Plataforma Interna

En estos ambientes se originaron principalmente los siguientes procesos diagenéticos:

1. Cementación: En los ambientes de plataforma interna de la Sección Chilil, se observaron vestigios de lo que fuera diagénesis por cementación temprana de cemento esparítico de tipo equante (o igual) y fibroso, asociado al ambiente de alta energía en la plataforma, el cual precipitó en los poros que se generaron al momento del depósito de plataforma interna del Cretácico Superior de la Formación Angostura.

Es importante señalar que la identificación de este primer evento diagenético, estuvo restringido a pocas muestras, dado que el cemento carbonatado inicial en la mayoría de las ocasiones, ya no se observó en su forma original, como consecuencia a procesos diagenéticos posteriores que lo transformaron en pseudoesparita, lo disolvieron, o simplemente fue reemplazado por minerales precipitados en etapas tardías como óxidos. Escasos ejemplos de cementación tardía se tienen a través de microfracturas selladas por espatita.

2. Compactación: Este proceso conllevó a la reducción en la porosidad de las rocas. El proceso de compactación en ambientes de plataforma interna no nos afecta mucho, ya que en estas facies las condiciones como rocas almacenadoras de hidrocarburos son malas, principalmente por que no se presenta el proceso de dolomitización y el fracturamiento fino que se desarrolló, no genera porosidades altas. Durante el estudio petrográfico de las láminas delgadas de Chilil de plataforma interna, se observó la presencia de diagénesis por compactación mecánica. En gran proporción los sistemas de fracturamiento se encontraron abiertos y discontinuos (eventos tectónicos tardío), mientras unas pocas fracturas están selladas la mayoría por espatita o microespatita (proceso diagenético de cementación tardía). Desafortunadamente no se originaron



estilolitas por el peso de la columna litostática, ni siquiera de forma incipiente, que indicaran compactación por presión-disolución en esta parte de la sección.

3. Recristalización: Este proceso es uno de los más recurrentes que llegan a manifestarse en los ambientes de plataforma de Chilil, a través del crecimiento de cristales de microesparita o pseudoesparita, la cual reemplaza generalmente a la matriz micrítica y organismos planctónicos (como globochaetes), crecimientos algáceos y fragmentos de conchas (braquiópodos y ostrácodos, en su mayoría). Adicional se observaron abundantes fragmentos líticos recristalizados que presentaban bordes no definidos.

4. Silicificación: Fue un proceso diagenético intermedio-tardío que se presentó en las rocas de plataforma interna de la Sección Chilil del Cretácico Superior, en la modalidad de silicificación puntual. Este proceso identificado en esta parte de la Formación Angostura, mostró reemplazamiento parcial por sílice en organismos típicos de ambientes de plataforma, como conchas de moluscos. Se considera que el sílice se encuentra disuelto en el mismo medio de depósito y durante el sepultamiento se lleva a cabo el reemplazamiento de los carbonatos; se ha visto que en las partes silicificadas por reemplazamiento se preservan los microfósiles, el proceso de silicificación presentó soluciones ricas en sílice que pudieron venir a través de fracturas originadas en eventos tectónicos previos.

5. Piritización: El proceso diagenético de reemplazamiento de microfósiles o macrofósiles por sulfuro de hierro es muy común en los sedimentos depositados en facies de plataforma interna. A pesar de ello, en los sedimentos de plataforma interna de la Formación Angostura, este proceso diagenético fue observado en pocos estratos y se manifestó como reemplazamiento o relleno de poros de la matriz sin evidenciarse la sustitución de organismos por sulfuro de hierro.

6. Disolución: La disolución que perturba a los sedimentos, los afecta diagenéticamente en etapas tempranas e intermedias, por producirse una disolución de tipo selectiva con porosidad móldica y disolución parcial de la matriz y aloquímicos como ooides y granos agregados.

B.- Ambientes asociados a Plataforma Externa

En estos ambientes se originaron los siguientes procesos diagenéticos:

1. Recristalización: Para las facies de plataforma externa de la Formación Angostura, este proceso se identificó en todas las láminas analizadas, encontrándose dentro de una etapa temprana-intermedia de la secuencia diagenética de esta sección. La misma se observó en fragmentos de conchas y organismos como foraminíferos bentónicos, ooides, gasterópodos y algas calcáreas, en donde la recristalización se manifestó por el reemplazamiento de calcita a microesparita y pseudoesparita.

2. Silicificación: Se presentó por sustitución parcial de organismos recristalizados en etapas diagenéticas más tempranas. Este proceso fue muy incipiente para estos estratos, por lo que no representó una importancia significativa.

Otros procesos observados de manera puntual en un número reducido de láminas delgadas, corresponden a disolución de constituyentes de la roca y fracturamiento fino abierto de etapas tardías de la paragénesis (compactación).

C.- Ambientes asociados a Cuenca

1. Silicificación: En sedimentos de cuenca de la Formación Angostura, la silicificación se presentó por sustitución parcial de organismos recristalizados en etapas diagenéticas más tempranas (característico de los ambientes de cuenca), sobre todo en fragmentos de conchas y fragmentos carbonatados no



identificados. También se apreció algunas fracturas cuyas paredes presentaron silicificación y el interior relleno de calcita.

2. Recristalización: Afectó principalmente a la matriz micrítica y en menor grado a F.P. como globochaetes, marginotruncanas y globotruncanas.

3. Compactación: Se observó compactación mecánica que se originó durante una etapa diagenética temprana del depósito de los sedimentos, en este proceso se originó laminación lenticular y ondulada de los organismos y múltiples sistemas de fracturamiento que se encontraron casi en su totalidad sellados la mayoría por espatita (cementación tardía) y en otras ocasiones por óxidos en una etapa más tardía de diagénesis.

4. Piritización: Hacia la base de la sección se apreció sulfuro de hierro, de manera diseminada como indicativo de condiciones reductoras.

Alteración diagenética por cloritización, se evidenció en la muestra CH-4c de la Sección Chilil sin relativa importancia.

En la Tabla 4.5 se presenta los procesos diagenéticos asociados a las facies presentes en la Sección Chilil y la **Figura 4.4** resume su Paragénesis.

ZONA DE FACIES	MICRITIZACIÓN	CEMENTACIÓN (CaCO ₃)	CEMENTACIÓN (SiO ₂)	RECRISTALIZACIÓN	DISOLUCIÓN (Ortoquímicos)	DISOLUCIÓN (Aloquímicos)	COMPACTACIÓN MECÁNICA	COMPACTACIÓN QUÍMICA (PRESIÓN-DISOLUCIÓN)	COMPACTACIÓN QUÍMICA (ESTILOLITAS)	DOLOMITIZACIÓN	PIRITIZACIÓN	CLORITIZACIÓN	SILICIFICACIÓN	FRACTURAMIENTO	HIDROCARBUROS (RESIDUALES)
1		X		X							X	X	X	X	X
2				X			X								
5				X		X									
6		X		X	X	X							X	X	
7		X		X	X	X	X				X		X		X
8		X		X		X	X						X	X	

Tabla 4.5.- Facies Sedimentarias y Procesos Diagenéticos identificados en la Sección Chilil.

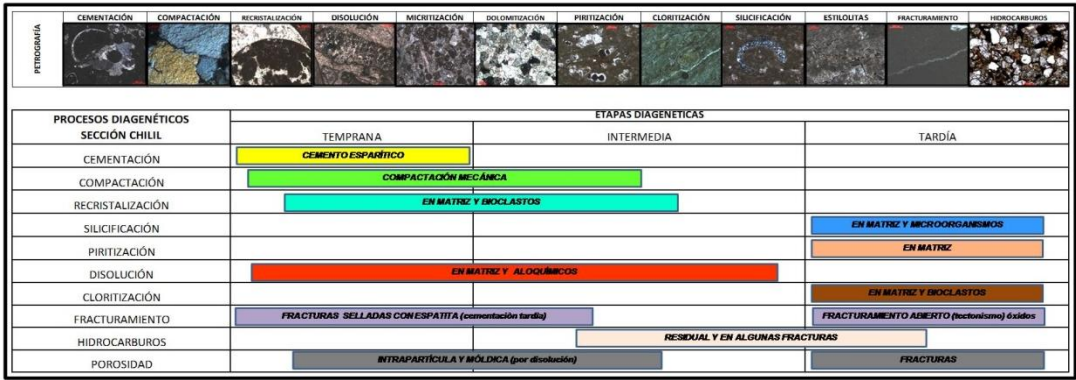


Figura 4.4.- Paragénesis de la Sección Chilil.

4.1.2.2 Interpretación Diagenética de la Sección Ocotál

Se interpreta que en la Sección Ocotál se desarrollaron ambientes de plataforma interna como se indica en la **Figura 2.16**, sin embargo cabe señalar que tal afirmación no está del todo validada por el alto grado de dolomitización de toda la columna.

A.- Ambientes asociados a Plataforma Interna

Dentro de este ambiente sedimentario se desarrollaron dos procesos diagenéticos principales, el de dolomitización durante una etapa intermedia de la diagénesis (durante el sepultamiento y después de la recristalización; en varios intervalos) y el de disolución en etapas intermedias del proceso diagenético.

1. Dolomitización: Es el proceso diagenético principal que se originó en este ambiente, sin embargo, vemos que aunque en el estudio petrográfico de las muestras de la Sección Ocotál, se presenta abundante porosidad intercrystalina, no se observó gran cantidad de sistemas de fracturas, por lo que como roca almacenadora no es muy atractiva, aunado a esto, se evidenció que aunque existe presencia del proceso de disolución que incrementa la baja porosidad intercrystalina, no existen manifestaciones significativas de hidrocarburo residual.



Se puede sugerir que el proceso de dolomitización que se desarrollo en Ocotál, tiene su origen en un modelo de compactación por sepultamiento (o enterramiento), siendo rocas sobrayacentes arcillosas del Cretácico Superior o Terciario de donde provengan los iones de Mg, para que se origine el reemplazamiento en las secuencias carbonatadas del Cretácico Inferior-Cretácico Superior de la Sección Ocotál. Este modelo de dolomitización por compactación-sepultamiento, propuesto por Morrow (1988), se origina debido a que por compactación, los sedimentos finos durante el sepultamiento involucran la expulsión progresiva del agua intersticial. Una parte de esta agua expulsada por compactación rica en Mg_2^+ puede pasar a través de las calizas adyacentes y causar la dolomitización. El Mg_2^+ requerido para la dolomitización es derivado principalmente del agua intersticial. Los minerales de arcilla experimentan una secuencia de cambios mineralógicos relacionados con la profundidad lo cual proporciona una fuente adicional de agua intersticial y de una variedad de iones incluyendo Mg_2^+ soltando desde los minerales de arcilla hacia los fluidos intersticiales. También podría especularse que un modelo de mezclas de agua meteórico-marinas podría haber ocasionado parte de la dolomitización de la Formación Cobán.

Se infiere como mecanismo principal para que ocurriera este proceso de dolomitización el explicado anteriormente por no ubicarse fracturamiento intenso y de esta manera se descarta que fueran las fracturas los conductos de migración de los iones de Mg para que ocurriera el reemplazamiento de los carbonatos. En Ocotál se han reconocido tres tipos distintivos de dolomitización, según su distribución, tamaño de grano (unimodal o polimodal) y su relación paragenética:

- Dolomita unimodal fina (microdolomía), en mudstone de carácter subhedral hasta anhedral.

- Dolomita polimodal: común en mudstone y wackestone. Aparece en planos estilizados; euhedral a subhedral con rangos de textura entre 10 a 150 micras, presenta cristales no zonales y sus límites cristalinos están marcados por óxido de hierro. Este tipo de dolomitización refleja una mayor profundización (mesodiagénesis), evidenciada por su vinculación con productos diagenéticos de soterramiento (óxidos y estilolitas).
- Dolomita media-gruesa (mesodolomía), se muestra en rombos euhedrales hasta anhedrales planares, con diámetros entre 200 y 500 micras. Posee una tendencia a desarrollar parches o sectores con textura finamente cristalina. La formación de este tipo de dolomita esta controlada por una marcada porosidad intercristalina, lo cual evidencia una típica dolomía secundaria originada a partir de mezcla de aguas meteóricas-marinas (Amthor y Friedman, 1991).

2. Disolución: Es otro proceso diagenético que alteró sedimentos de la Sección Ocotál y que se puede considerarse en algunos casos como un proceso que ocurrió posterior al de dolomitización. Se evidenció que el mismo originó porosidad intercristalina a través de la disolución de cristales de dolomita y de calcita presente en algunas fracturas. Estas últimas presentan un ligero contenido de aceite que hace pensar que el proceso de disolución ocurrido aquí, fue contemporáneo con la migración de los hidrocarburos y este fenómeno se llevo a cabo a través de fracturas finas que se desarrollaron durante la migración del mismo.

3. Recristalización: Es un proceso diagenético temprano en la Sección Ocotál y que se constató su presencia casi en todas las láminas evaluadas. Ejemplos de afectación de este proceso se tienen en fragmentos carbonatados, zonas de la matriz reemplazadas por pseudoesparita y en fracturas finas.

4. Compactación y cementación tardía: La existencia de compactación mecánica se prueba con la deformación de organismos bentónicos como miliólidos con microfracturas que deforman sus paredes y expresan los



esfuerzos que afectaron estas facies en etapas tempranas de diagénesis. Las fracturas observadas corresponden a sistemas de fracturamiento fino sellado por espatita (afectado por cementación tardía) y en esporádicas ocasiones rellenas parcialmente por óxidos e hidrocarburos. Se observan algunas fracturas gruesas selladas con espatita. Evidencias de presión-disolución se tienen con la detección de estilolitas muy finas rellenas en parte por hidrocarburos.

5. Micritización: Fue otro proceso observado en la Formación Cobán y estuvo representado por la afectación de las paredes de organismos bentónicos como miliólidos. Solo se apreció en intervalos no afectados por dolomitización (base de la columna Ocotal).

La generación de óxidos y oxidación de la materia orgánica se encontraron en intervalos de la Formación Cobán dentro de poros de la matriz y como reemplazamiento parcial de algunos organismos. Se observaron bordes de cristales de dolomías rodeados por óxidos.

En la Tabla 4.6 se presenta los procesos diagenéticos asociados a las facies sedimentarias presentes en la Sección Ocotal y la **Figura 4.5** resume la Paragénesis resultante de esta sección.

ZONA DE FACIES	MICRITIZACIÓN	CEMENTACIÓN (CaCO ₃)	CEMENTACIÓN (SiO ₂)	RECRISTALIZACIÓN	DISOLUCIÓN (Ortoquímicos)	DISOLUCIÓN (Aloquímicos)	COMPACTACIÓN MECÁNICA	COMPACTACIÓN QUÍMICA (PRESIÓN-DISOLUCIÓN)	COMPACTACIÓN QUÍMICA (ESTILOLITAS)	DOLOMITIZACIÓN	PIRITIZACIÓN	CLORITIZACIÓN	SILICIFICACIÓN	FRACTURAMIENTO	HIDROCARBUROS (RESIDUALES)
7		X		X	X	X		X	X	X				X	X
8	X	X		X										X	

Tabla 4.6.- Facies Sedimentarias y Procesos Diagenéticos identificados en la Sección Ocotal.

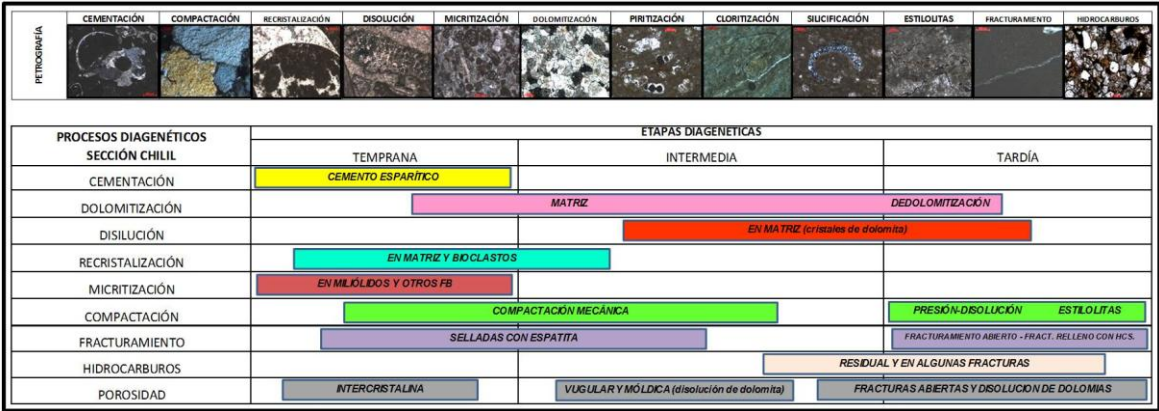


Figura 4.5.- Paragénesis de la Sección Ocotal.

4.1.2.3 Interpretación Diagenética de la Sección Ocozocuautla

Durante el Cretácico Superior, los sedimentos que comprenden la Formación Ocozocuautla, desarrollaron varios procesos diagenéticos, sin embargo, estos procesos están asociados a la distribución de ambientes que se desarrolló para ese tiempo, que varía de continentales a plataforma externa.

Para el análisis diagenético de esta sección solo se evaluó las muestras contenidas en ambientes continentales a plataforma interna debido a la mala conservación del material que evitó la definición de procesos diagenéticos para el resto de la sección.

A.- Ambientes Continentales y Litorales.

Son pocos los procesos diagenéticos que se originaron posteriores al depósito de los litoclastos que constituyen el intervalo terrígeno de la Formación Ocozocuautla dentro de la sección homónima. Los procesos diagenéticos observados en el área de estudio para Ocozocuautla fueron principalmente:

1. Recristalización: Es incipiente y dentro de estas facies afecta a fragmentos líticos y carbonatados.



2. Compactación: La compactación temprana que se originó durante el depósito, afectó a litoclastos, reduciendo la porosidad, ya que los litoclastos grandes están en contactos unos con otros o en contactos suturados debido al sepultamiento. Cuando la compactación es intensa, se desarrollan líneas microestilolíticas (compactación por presión-disolución) y fracturas delgadas como se pudieron apreciar a este nivel de la sección.

3. Disolución: El proceso diagenético de disolución que se observó en las facies continentales de Ocozocuautila, se desarrollo principalmente en los litoclastos de aspecto brechoide. Esta alteración se originó durante una etapa temprana a intermedia posterior a la litificación, lo que produce alta porosidad intrapartícula y vugular de los litoclastos en la mayoría de los casos, el proceso diagenético de disolución se encuentra afectando a depósitos en donde se presentan los clastos mayores de esta parte de la Sección Ocozocuautila. En sedimentos terrígenos de la esta sección en donde los depósitos presentan constituyentes de menor tamaño, no se presentó este proceso diagenético.

Otros procesos de menor importancia se identificaron como: Oxidación, en el llenado de poros de las secuencias terrígenas, así como en las escasas muestras carbonatadas que se estudiaron en la base de esta sección. Se encontró combinación de fracturas por compactación por donde fluyen los óxidos y se adiciona a las paredes de las mismas. Este proceso corresponde a etapas tardías de la diagénesis que sufrió estos sedimentos. En ocasiones se observó en compañía de minerales como micas (biotita), anhidrita y feldespatos. Escasa cementación por precipitación de sílice se observó en algunos espacios de las muestras analizadas en este ambiente.

B.- Ambientes asociados a Plataforma Interna

Dentro de estos ambientes de depósito ocurrieron varios procesos diagenéticos, de los más importantes procesos que afectó a los depósitos de la Formación Ocozocuautila se tiene:

1. Silicificación: Este proceso se presentó por sustitución parcial de organismos recristalizados en etapas diagenéticas más tempranas y/o disolución de poros, sobre todo en intraclastos, granos envueltos y oolitos.

2. Cloritización: Se manifestó de forma incipiente dentro de la Sección Ocozocuautila. Se le observó en una sola muestra definida como mudstone arenoso lo cual explicaría su presencia, ya que no es común observar esta alteración diagenética en sedimentos carbonatados. Se desarrolló por la alteración de silicatos ferromagnesianos (anfíboles y piroxenos) y por la remoción parcial de sílice.

3. Recristalización: No fue tan común en este ambiente, sin embargo, se apreció en algunas zonas de la matriz como microesparita, afectando a algunos fragmentos carbonatados no identificados y a conchas de organismos como ostrácodos y gasterópodos. También se encontró en intervalos afectados posteriormente por dolomitización.

4. Compactación: A este nivel de la Formación Ocozocuautila se observó como algunas partículas individuales de los sedimentos son presionadas unas contra otras por la carga del material suprayacente que ocasiona reducción del volumen del sedimento, dentro de este ambiente se evidencia ejemplos de compactación de ooides. Con relación a fracturamiento, se detalló la presencia de fracturas paralelas delgadas rellenas por espatita (cementación tardía), microfracturas discontinuas rellenas con óxidos y fracturas delgadas, parcialmente abiertas.



5. Micritización: Considerado como un proceso diagenético temprano, no se comprobó su existencia a lo largo de toda la columna. Para este ambiente se mostró escaso y solo se le hayó afectando pocos intervalos como packstone de ooides principalmente.

6. Disolución: Proceso que afectó la sección propiciando un ligero aumento de la porosidad. Se manifestó por la disolución de organismos y poros de la matriz afectados previamente por procesos de recristalización y/o dolomitización.

7. Dolomitización: Se reportó como reemplazo total de matriz micrítica a microdolomía en etapas intermedias dentro de la historia diagenética de la sección. No representa un aporte de gran importancia en cuanto a un sistema petrolero, ya que la porosidad observada aunque es buena, solo es puntual; indicando que este proceso se limitó a escasos metros de la Formación Ocozocuautla.

En la Tabla 4.7, se presenta los procesos diagenéticos asociados a las facies sedimentarias presentes en la Sección Ocozocuautla y la **Figura 4.6** resume la Paragénesis resultante de esta sección.

ZONA DE FACIES	MICRITIZACIÓN	CEMENTACIÓN (CaCO ₃)	CEMENTACIÓN (SiO ₂)	RECRISTALIZACIÓN	DISOLUCIÓN (Ortoquímicos)	DISOLUCIÓN (Aloquímicos)	COMPACTACIÓN MECÁNICA	COMPACTACIÓN QUÍMICA (PRESIÓN-DISOLUCIÓN)	COMPACTACIÓN QUÍMICA (ESTILOLITAS)	DOLOMITIZACIÓN	PIRITIZACIÓN	CLORITIZACIÓN	SILICIFICACIÓN	FRACTURAMIENTO	HIDROCARBUROS (RESIDUALES)
7	X	X	X	X	X	X		X					X	X	X
8				X	X	X				X			X	X	
9					X	X									
10			X	X	X	X	X	X							X

Tabla 4.7.- Facies Sedimentarias y Procesos Diagenéticos identificados en la Sección Ocozocuautla.

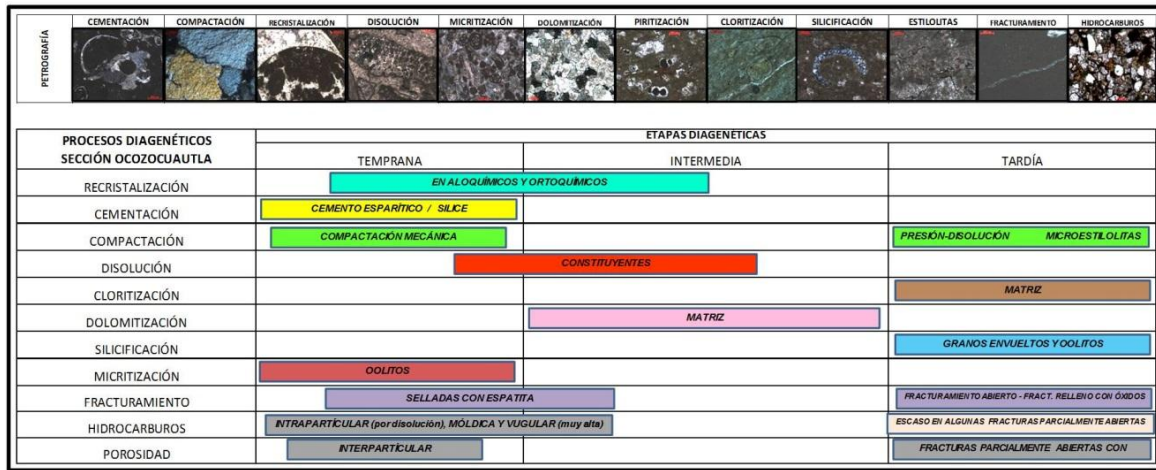


Figura 4.6.- Paragénesis de la Sección Ocozocuautila.

4.1.2.4 Interpretación Diagenética de la Sección La Gloria

Para el Cretácico Superior, la formaciones Jolpabuchil y Méndez de la Sección La Gloria, desarrollaron diversos procesos diagenéticos dentro de ambientes de cuenca y talud, donde destacan: Disolución, Silicificación, Recristalización, entre otros.

A.- Ambientes asociados a Cuenca

1. Compactación y cementación: Se observó alteración diagenética por compactación mecánica, la cual se originó durante una etapa diagenética temprana, mientras se efectuaba el depósito de los sedimentos. Se definió compactación en la muestra por la laminación ondulada que presentaron organismos planctónicos y contactos suturados de los mismos con la matriz.

Para los sedimentos de la Formación Jolpabuchil y Méndez, se determinó fracturamiento fino continuo sellado por espatita (afectación por cementación tardía), perpendicular a la laminación de organismos planctónicos y en partes discontinuo o abierto (con zonas selladas por espatita) que su vez indican esfuerzos de compactación en diferentes direcciones, como lo muestran algunos



sistemas de fracturas observados en petrografía. La presencia de fracturas totalmente selladas fue escasa, salvo algunos intervalos donde se observaron enjambres de microfracturas rellenas y/o parcialmente rellenas con óxidos y selladas con calcita. También se ubicó sistemas de fracturas finas y gruesas abiertas y paralelas a la laminación de los sedimentos.

El estudio petrográfico de las láminas de cuenca de la Sección La Gloria, reportó presencia de microestilolitas (compactación química) encontrándose las mismas pobremente desarrolladas y rellenas con óxidos a lo largo de sus trazas.

2. Disolución: Como proceso diagenético de etapa intermedia, se localizó como propulsor de aumento de porosidad al disolver organismos planctónicos y constituyentes de la matriz, previamente recrystalizados.

3. Recrystalización: Se observó en repetidas ocasiones en la Formación Jolpabuchil y en la Formación Méndez, siendo la primera en la que más ocasiones se le halló afectando a las facies carbonatadas. La mayoría de los ejemplos se dieron en muestras con matriz micrítica recrystalizada a esparita y pseudoesparita, espículas de equinodermos y fragmentos líticos, foraminíferos planctónicos como biseriales y calcisferúlidos, así como a fragmentos de conchas (ostrácodos y gasterópodos).

4. Cloritización: Este proceso diagenético fue prácticamente nulo en toda el área de estudio, pero en la Sección La Gloria se presentó en facies de cuenca como reemplazo mineralógico de constituyentes de la matriz, foraminíferos planctónicos y calcisferúlidos por clorita.

5. Silicificación: Algunas láminas de la Sección La Gloria, presentaron cuarzo detrítico en matriz, después de algunos eventos diagenéticos previos; se generó zonas con incipiente silicificación, convirtiendo a este proceso

diagenético en uno de los más representativos de esta sección y que no sólo afecta a organismos planctónicos como *Globigerinoides* sp y globochaetes sino a la matriz, en algunas ocasiones se presentó reemplazamiento por sílice en el interior de las cámaras de la mayoría de los organismos presentes en la lámina. Este evento también se apreció en algunas fracturas que en etapas tempranas de diagénesis fueron selladas por calcita y luego reemplazadas por sílice.

6. Piritización: Este proceso fue prácticamente inobservable en La Gloria, y en las escasas muestras donde se le pudo hallar, se presentó como relleno de poros y de forma diseminada sobre la matriz de la roca.

B.- Ambientes asociados a Talud

Los intervalos de talud de la Sección La Gloria. Fueron alterados por procesos de recrystalización, sin implicar mayor importancia.

En la Tabla 4.8 se presenta los procesos diagenéticos asociados a las facies sedimentarias presentes en la Sección La Gloria y la **Figura 4.7** resume la Paragénesis resultante de esta sección.

ZONA DE FACIES	MICRITIZACIÓN	CEMENTACIÓN (CaCO ₃)	CEMENTACIÓN (SiO ₂)	RECRISTALIZACIÓN	DISOLUCIÓN (Ortoquímicos)	DISOLUCIÓN (Aloquímicos)	COMPACTACIÓN MECÁNICA	COMPACTACIÓN QUÍMICA (PRESIÓN-DISOLUCIÓN)	COMPACTACIÓN QUÍMICA (ESTILOLITAS)	DOLOMITIZACIÓN	PIRITIZACIÓN	CLORITIZACIÓN	SILICIFICACIÓN	FRACTURAMIENTO	HIDROCARBUROS (RESIDUALES)
1		X		X	X	X	X				X	X	X	X	X
2				X	X	X	X	X			X	X	X	X	X
3				X											

Tabla 4.8.- Facies Sedimentarias y Procesos Diagenéticos identificados en la Sección La Gloria.



PETROGRAFÍA	CEMENTACIÓN	COMPACTACIÓN	RECRISTALIZACIÓN	DISOLUCIÓN	MICRITIZACIÓN	DOLOMITIZACIÓN	PIRITIZACIÓN	CLORITIZACIÓN	SILICIFICACIÓN	ESTILOLITAS	FRACTURAMIENTO	HIDROCARBUROS
PROCESOS DIAGENÉTICOS SECCIÓN LA GLORIA		ETAPAS DIAGENÉTICAS										
	TEMPRANA				INTERMEDIA						TARDÍA	
RECRISTALIZACIÓN	EN ALOQUÍMOS Y ORTOQUÍMOS											
CEMENTACIÓN	CEMENTO ESPÁRITICO											
COMPACTACIÓN	COMPACTACIÓN MECÁNICA										PRESIÓN-DISOLUCIÓN	MICROESTILOLITAS
DISOLUCIÓN					CONSTITUYENTES							
CLORITIZACIÓN											MATRIZ Y ALOQUÍMOS	
SILICIFICACIÓN											EN MATRIZ Y ALOQUÍMOS	
PIRITIZACIÓN											EN POROS Y DISEMINADA EN MATRIZ	
FRACTURAMIENTO	SELLADAS CON ESPATITA				PARCIALMENTE ABIERTO						FRACTURAMIENTO ABIERTO - FRACT. RELLEVO CON ÓXIDOS	
HIDROCARBUROS											ESCOASO EN ALGUNAS MICROFRACTURAS	
POROSIDAD	INTERPARTÍCULA (algunos óxidos como relleno)				INTRAPARTÍCULA (por disolución) Y VUGULAR						FRACTURAS PARCIALMENTE ABIERTAS	

Figura 4.7.- Paragénesis de la Sección La Gloria.

4.1.2.5 Interpretación Diagenética de la Sección Oxchuc

Para esta columna se evaluó la Formación Cantelhá y la Formación Angostura del Cretácico Inferior, dentro de ambientes de plataforma interna y plataforma interna restringida.

A.- Ambientes asociados a plataforma externa

1. Recristalización: Se ejemplificó en episodios de reemplazamiento de micrita por esparita y microesparita que muchas veces se vió alterado por otros diagénesis como disolución.

2. Disolución: Se presentó como disolución parcial o total del cementante de la matriz y de esporádicos organismos recristalizados en etapas intermedias de la secuencia diagenética.

B.- Ambientes asociados a plataforma interna

1. Dolomitización: Estuvo representado en casi todas las muestras que definieron este ambiente para la Sección Oxchuc. Se presentó como un proceso

diagenético ocurrido en etapas intermedias, donde la matriz micrítica de las calizas cambió a microdolomía y a mesodolomía. El aporte más significativo de este proceso diagenético principal, fue la generación de porosidad intercristalina como porosidad secundaria.

2. Compactación y cementación: Se evidenció compactación entre los constituyentes de las rocas por la incrustación y suturación de organismos dentro de otros. Se apreciaron sistemas de fracturas finas abiertas sin relevancia. Las fracturas selladas por espatita (cementación tardía) que se ubicaron en esta sección, en su mayoría fueron afectadas posteriormente por otros procesos diagénéticos como disolución o recristalización y en contadas ocasiones se crearon sistemas de fracturamiento de mediano grosor sellado por espatita que afectó a organismos bentónicos deformando sus paredes.

3. Disolución: Constituye el proceso diagenético mejor representado y el más frecuente, que alteró los depósitos de plataforma interna de la Formación Cantelhá y de la Formación Angostura en la Sección Oxchuc. Él mismo se mostró en dos etapas, la primera manifestada en fases tempranas de la secuencia diagenética, constituida por la apertura de poros y disolución de matriz, granos u organismos. Se observaron muestras compuestas por mudstone dolomitizado, cuya porosidad original se dió por disolución antes de la dolomitización y en etapas intermedias a tardías como las observadas en las mesodolomías, con la disolución de algunos cristales posterior a la ocurrencia de la dolomitización.

4. Recristalización: Este proceso diagenético temprano se ejemplificó con eventos de reemplazamiento de micrita por esparita y microesparita que muchas veces se vió alterado por otros procesos de diagénesis intermedios como dolomitización o disolución de granos y/o matriz.

5. Silicificación: Representado incipientemente en este ambiente, con la sustitución en etapas tardías por sílice de algunos organismos bentónicos y



como sustituto de micrita y/o espatita en la matriz de algunas muestras. También se encontró reemplazando espatita como relleno, en fracturas selladas.

6. Micritización: Fue un proceso esporádico que se dio en etapas tempranas de la secuencia diagenética, probablemente al instante de la depositación de los sedimentos. Afectó a granos envueltos y a foraminíferos bentónicos como miliólidos. En algunos casos antecedió a procesos de recristalización.

C.- Ambientes asociados a plataforma interna restringida

1. Disolución: Estuvo representado en los depósitos de plataforma interna restringida con la disolución parcial o total de constituyentes de la matriz.

2. Compactación y cementación: Definido por la presencia de pequeños sistemas de fracturas discontinuas, abiertas y paralelas a la laminación de los sedimentos, y en ocasiones selladas por espatita. Aunque se apreciaron un buen número de fracturamiento en las dolomías de este ambiente, las mismas no infieren un aumento de la porosidad, ni expresan de manera determinante que hayan fungido como ruta de migración de hidrocarburos por la no existencia de impregnación de aceite.

3. Recristalización: Algunos ejemplos de este proceso diagenético se tienen como producto del reemplazamiento de la matriz micrítica por pseudoesparita.

4. Dolomitización: Estuvo representado al igual que en el ambiente de plataforma interna a través de alteraciones por reemplazamiento donde la matriz micrítica de las calizas cambió a microdolomía y mesodolomía en etapas

intermedias diagenéticas e impactó positivamente en el aumento de la porosidad de estos sedimentos.

En la Tabla 4.9 se presenta los procesos diagenéticos asociados a las facies sedimentarias presentes en la Sección Oxchuc y la **Figura 4.8** resume la Paragénesis resultante de esta sección.

ZONA DE FACIES	MICRITIZACIÓN	CEMENTACIÓN (CaCO ₃)	CEMENTACIÓN (SiO ₂)	RECRISTALIZACIÓN	DISOLUCIÓN (Ortoquímicos)	DISOLUCIÓN (Aloquímicos)	COMPACTACIÓN MECÁNICA	COMPACTACIÓN QUÍMICA (PRESIÓN-DISOLUCIÓN)	COMPACTACIÓN QUÍMICA (ESTILOLITAS)	DOLOMITIZACIÓN	PIRITIZACIÓN	CLORITIZACIÓN	SILICIFICACIÓN	FRACTURAMIENTO	HIDROCARBUROS (RESIDUALES)
5		X		X	X				X					X	X
7	X	X		X	X	X	X	X		X			X	X	
8	X	X		X	X	X	X			X				X	

Tabla 4.9.- Facies Sedimentarias y Procesos Diagenéticos identificados en la Sección Oxchuc.

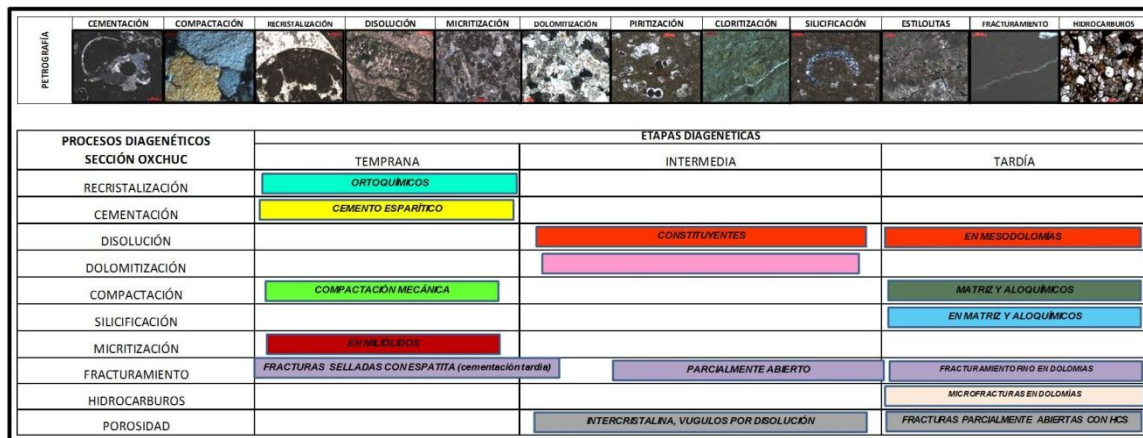


Figura 4.8.- Paragénesis de la Sección Oxchuc.

4.1.2.6 Interpretación Diagenética de la Sección Río Negro

Los sedimentos en afloramientos medidos en 1992 por Mandujano *et al.*, en la conocida Sección Río Negro, expusieron una variedad de ambientes que van desde los continentales, hasta bancos arenosos de plataforma externa, sin embargo, las muestras correspondientes a las facies continentales, representadas en esta sección por la Formación Todos Santos, no pudieron ser



analizadas en este estudio, debido a su mala conservación y la información registrada sobre la misma en el anterior capítulo, correspondió a lo interpretado por los autores arriba señalados y que origina que no se reporte en este apartado, procesos diagenéticos que hayan alterado dicha unidad estratigráfica. Se esperaría encontrar en Todos Santos alteraciones diagenéticas derivadas de Autogénesis como disolución y sobrecrecimiento de cuarzo y otros minerales como feldespatos, estilolitas en areniscas y compactación.

A.- Ambientes litorales

1. Compactación y cementación: Se evidenció fracturamiento fino, sellado por espatita, fracturas parcialmente rellenas con óxidos, fracturamiento muy fino, paralelo, relleno con hidrocarburos y fracturas delgadas abiertas. También se observó algunos ooides deformados por compactación mecánica. En intervalos más someros de la sección, se encontraron zonas arenosas donde se apreciaron toda una variedad de tipos de contacto entre granos, en los que destacaron los contactos suturados, tangenciales y sinuosos (concavo-convexo). Este arreglo de granos propició la conservación de abundante porosidad y que se logre identificar un alto porcentaje de porosidad intergranular con materia orgánica e hidrocarburos. La compactación química se observó con la presencia de estilolitas rellenas de hidrocarburos, observadas en la parte alta de la sección y areniscas bien empaquetadas con disolución de algunos contactos de sus granos en los que se tienen una gran variedad de tipos de contactos entre granos de cuarzo y otros constituyentes como plagioclasas y feldespatos.

2. Micritización: Afectó a los sedimentos litorales de la Formación San Ricardo, sobretodo a ooides que presentaron estructura radial con micrita.

3. Silicificación: Resultó casi imperceptible en toda la Sección Río Negro, salvo en las muestras asociadas a ambientes litorales, en las que se le vió de manera incipiente en el centro de algunos ooides.

4. Disolución: Perturbó principalmente a los constituyentes de la roca como granos de cuarzo y feldespatos.

C.- Ambientes asociados a plataforma interna restringida

Abarcó sedimentos de la Formación San Ricardo que fueron alterados por los siguientes procesos diagenéticos:

1. Compactación y cementación: Estos procesos diagenéticos de etapas diagenéticas tempranas, se presentaron en estos ambientes a través de la generación de sistemas de fracturas y microfracturas con diferentes características. Se encontraron sets de estilolitas comunmente denominados "irregulares anostosomados" rellenas con hidrocarburos. Tambien se pudo identificar fracturamiento fino, relleno de hidrocarburo; fracturamiento fino-grueso, continuo, abierto; fracturamiento paralelo, fino y grueso, relleno o parcialmente relleno de calcita. Además se apreció fracturas selladas por microespatita y fracturamiento grueso, parcialmente relleno con espatita. En otro sentido se observó contactos longitudinales (o rectos) entre los constituyentes de algunas areniscas (entre las plagioclasas como piroxenos y los granos de cuarzo), contactos suturados entre los componentes de areniscas muy compactas, contactos cóncavo-convexos (contacto sinuoso) entre feldespatos y granos de cuarzo y finalmente contactos de tipo tangencial o puntual. Se apreció en este ambiente, litofacies arenosas donde se visualiza algunos contactos entre granos cementados por precipitación de cemento carbonático (espatita) en los poros.

2. Recristalización: Proceso recurrente en esta parte de la Sección Río Negro. Se manifestó por reemplazamiento de la matriz por espatita y/o



microespatita y en algunos microorganismos. Existieron intervalos donde todos los constituyentes como conchas de ostrácodos, gasterópodos, espinas y espículas de equinodermos, fragmentos de algas, organismos biserials, fragmentos de braquiópodos con textura de tipo fibrosa (Blaky) y fragmentos líticos, presentes en esta sección; fueron alterados por recristalización.

3. Disolución: Los ejemplos más comunes de afectación por este proceso diagenético, se tienen con disolución de granos de cuarzos y feldespatos en matriz granoflotante. En algunos casos en litologías carbonatadas, este proceso se originó después de la recristalización de la muestra, generando porosidad secundaria importante. Se visualizó en este ambiente, intervalos con presencia de fantasmas de bioclastos. En grainstones se evidenció ligera disolución de las paredes de algunos constituyentes como ooides. Este último proceso también afectó a microorganismos que previamente fueron recristalizados como fragmentos de conchas de moluscos.

4. Silicificación: Ocurre de manera incipiente para este ambiente de la Sección Río Negro. Se manifestó en pocos intervalos sin representar importancia como evento diagenético principal.

6. Piritización: Se encontró sulfuro de hierro rellenando el interior de organismos bentónicos de forma incipiente.

7. Micritización: Vestigios de este proceso diagenético se reportaron para este nivel de la Sección Río Negro, sin representar una ocurrencia del mismo en forma generalizada y afectando principalmente a ooides.

Adicional a los procesos diagenéticos arriba mencionados, se determinó la presencia de óxidos entre los espacios porosos de los granos y como cementante en la perifería de algunos constituyentes. Se le encontró en

compañía de otros minerales como ferromagnesianas y feldespatos. También se distinguió oxidación en constituyentes afectados tempranamente por otros procesos de la diagénesis (como recristalización), como fragmentos carbonatados, algas y organismos bentónicos.

D.- Ambientes asociados a plataforma interna

1. Compactación y cementación: Se definió fracturamiento fino, sellado con calcita, relleno con materia orgánica o fracturamiento fino a grueso parcialmente abierto y totalmente abierto. Existe también fracturamiento paralelo, fino y grueso relleno con calcita o sellado por espatita y fracturas delgadas selladas con materia orgánica perpendiculares a fracturas finas selladas por microespatita. Se encontraron sets de estilolitas rellenas con hidrocarburos y estilolitas sencillas con igual característica distintiva.

2. Recristalización: Afectó a bioclastos y a la matriz de estos sedimentos. De igual manera, los sedimentos que presentaron este proceso diagenético, sufrieron alteración posterior de otros variantes de diagénesis como disolución o precipitación de óxidos en algunos de sus constituyentes, ejemplo: fragmentos de algas, ostrácodos, gasterópodos y equinodermos.

3. Silicificación: En sedimentos se halló cuarzo detrítico e incipiente silicificación sin relativa importancia sobre todo en facies de wackestone de lituólidos.

4. Micritización: Fue un proceso diagenético con escasa presencia para este ambiente, observándose en algunos microfósiles como miliólidos con creación de envolturas de micrita en sus paredes.



E.- Ambientes asociados a plataforma externa

1. Recristalización: Afectó a la matriz, con el reemplazamiento de micrita a microespatita.

2. Compactación y cementación: Representado por fracturamiento paralelo, fino y grueso relleno con calcita y en ocasiones parcialmente relleno por materia orgánica y óxidos.

En la Tabla 4.10 se presenta los procesos diagenéticos asociados a las facies sedimentarias presentes en la Sección Río Negro y la **Figura 4.9** resume la Paragénesis resultante de esta sección.

ZONA DE FACIES	MICRITIZACIÓN	CEMENTACIÓN (CaCO ₃)	CEMENTACIÓN (SiO ₂)	RECISTALIZACIÓN	DISOLUCIÓN (Ortoquímicos)	DISOLUCIÓN (Aloquímicos)	COMPACTACIÓN MECÁNICA	COMPACTACIÓN QUÍMICA (PRESIÓN-DISOLUCIÓN)	COMPACTACIÓN QUÍMICA (ESTILOLITAS)	DOLOMITIZACIÓN	PIRITIZACIÓN	CLORITIZACIÓN	SILICIFICACIÓN	FRACTURAMIENTO	HIDROCARBUROS (RESIDUALES)
5				X										X	
7	X			X					X				X	X	X
8	X	X		X	X	X	X	X	X		X		X	X	X
9	X	X			X		X	X					X	X	X

Tabla 4.10.- Facies Sedimentarias y Procesos Diagenéticos identificados en la Sección Río Negro.

PETROGRAFÍA	CEMENTACIÓN	COMPACTACIÓN	RECISTALIZACIÓN	DISOLUCIÓN	MICRITIZACIÓN	DOLOMITIZACIÓN	PIRITIZACIÓN	CLORITIZACIÓN	SILICIFICACIÓN	ESTILOLITAS	FRACTURAMIENTO	HIDROCARBUROS
PROCESOS DIAGENÉTICOS SECCIÓN RÍO NEGRO	ETAPAS DIAGENÉTICAS											
	TEMPRANA			INTERMEDIA				TARDÍA				
COMPACTACIÓN	COMPACTACIÓN MECÁNICA (fracturas finas, oóides)			PRESIÓN-DISOLUCIÓN (constituyentes)				ESTILOLITAS				
DISOLUCIÓN				CONSTITUYENTES								
CEMENTACIÓN	CEMENTO ESPÁRTICO											
RECISTALIZACIÓN	MATRIZ Y ALOQUÍMICOS							MATRIZ Y ALOQUÍMICOS				
SILICIFICACIÓN								EN OÓIDES (incipiente)				
PIRITIZACIÓN								EN ALOQUÍMICOS				
MICRITIZACIÓN	EN OÓIDES											
FRACTURAMIENTO	FINO SELLADO CON ESPATITA			FINO CON HCS.				FRACTURAMIENTO FINO RELLENO POR ÓXIDOS Y/O MO				
HIDROCARBUROS								ESTILOLITAS CON HCS Y EN POROS.				
POROSIDAD	INTERPARTÍCULA			INTRAPARTÍCULA Y VUGULAR				FRACTURAS PARCIALMENTE ABIERTAS CON HCS Y/O MO				

Figura 4.9.- Paragénesis de la Sección Río Negro.

4.1.2.7 Interpretación Diagenética de la Sección Soyaló

Los sedimentos de la Formación Méndez del Cretácico Superior y la Formación Soyaló del Paleoceno, fueron alterados por diversos procesos diagenéticos que se explican a continuación:

A.- Ambientes asociados a cuenca

1. Recristalización: Afectó a una gran variedad de fragmentos carbonatados y especialmente a los organismos planctónicos, propios de este ambiente, fragmentos de conchas y espinas de equinodermos.

2. Compactación y cementación: Se apreciaron numerosos sistemas de fracturamiento en los que destacan: fracturamiento delgado y grueso sellado por microespatita de origen tectónico por no estar paralelo a la laminación y fracturamiento fino, relleno con óxidos, en ocasiones paralelo a fracturas selladas.

3. Disolución: Se observó desaparición de parte de la matriz de la roca y de constituyentes, creando porosidad vugular.

4. Micritización: Se identificó en bordes o periferia de granos envueltos.

En ocasiones se observó óxidos y pirita diseminada afectando a constituyentes que previamente sufrieron recristalización. Este proceso fue muy común observándose como relleno parcial de calcisferúlidos, globochaetes y otros organismos planctónicos, también como relleno de porosidad de la matriz.

B.- Ambientes asociados al talud

1. Dolomitización: Se denotó precipitación de dolomita en facies de talud. Dentro de la Formación Méndez fue un proceso diagenético poco común que



desafortunadamente en la columna, no representa una situación relevante por no aumentar considerablemente la porosidad y por no abarcar grandes espesores.

2. Recristalización: Proceso presentado en este ambiente en etapas tempranas de la secuencia diagenética, con cierta frecuencia en casi todos los intervalos de facies de talud. Alteró principalmente a la matriz de la roca convirtiéndola en microesparita, así como a microorganismos bentónicos, planctónicos, fragmentos de conchas y material del aparato arrecifal (algas).

3. Compactación y cementación: Existe compactación mecánica con deformación de fragmentos angulosos. Se observaron sistemas de fracturas delgadas, selladas por microesparita y fracturas gruesas, discontinuas, rellenas de calcita, también se contó con fracturamiento fino, relleno de óxidos y fracturamiento delgado, abierto.

4. Disolución: Se reportó esta alteración al constatarse la presencia de poros disueltos de la matriz y granos envueltos. Los mismos se deben a la disolución de poros rellenos con microesparita, generados en procesos diagenéticos más antiguos como la recristalización.

5. Piritización: Se apreció sulfuro de hierro llenando algunos poros de la matriz, así como óxidos en poros o suturando bordes de fragmentos carbonatados angulosos y en organismos planctónicos.

En la Tabla 4.11 se presenta los procesos diagenéticos asociados a las facies sedimentarias presentes en la Sección Soyaló y la **Figura 4.10** resume la Paragénesis resultante de esta sección.

ZONA DE FACIES	MICRITIZACIÓN	CEMENTACIÓN (CaCO ₃)	CEMENTACIÓN (SiO ₂)	RECRISTALIZACIÓN	DISOLUCIÓN (Ortoquímicos)	DISOLUCIÓN (Aloquímicos)	COMPACTACIÓN MECÁNICA	COMPACTACIÓN QUÍMICA (PRESIÓN-DISOLUCIÓN)	COMPACTACIÓN QUÍMICA (ESTILOLITAS)	DOLOMITIZACIÓN	PIRITIZACIÓN	CLORITIZACIÓN	SILICIFICACIÓN	FRACTURAMIENTO	HIDROCARBUROS (RESIDUALES)
1	X	X		X	X	X								X	
2				X	X	X					X			X	
3		X		X		X	X	X			X			X	
4				X					X	X				X	X

Tabla 4.11.- Facies Sedimentarias y Procesos Diagenéticos identificados en la Sección Soyaló.

PETROGRAFÍA	CEMENTACIÓN	COMPACTACIÓN	RECRISTALIZACIÓN	DISOLUCIÓN	MICRITIZACIÓN	DOLOMITIZACIÓN	PIRITIZACIÓN	CLORITIZACIÓN	SILICIFICACIÓN	ESTILOLITAS	FRACTURAMIENTO	HIDROCARBUROS
												
PROCESOS DIAGENÉTICOS SECCIÓN SOYALÓ	ETAPAS DIAGENÉTICAS											
	TEMPRANA			INTERMEDIA						TARDÍA		
RECRISTALIZACIÓN	ALOUQUÍMICOS Y ORTOQUÍMICOS											
COMPACTACIÓN	COMPACTACIÓN MECÁNICA											
CEMENTACIÓN	CEMENTO ESPÁRITICO											
DISOLUCIÓN				MATRIZ (Formación de vígulas)								
MICRITIZACIÓN	LITOCLASTOS											
DOLOMITIZACIÓN												
PIRITIZACIÓN										EN ALOQUÍMICOS (FP)		
FRACTURAMIENTO	SELLADO CON MICROESPATITA									FRACTURAMIENTO FINO SEMABIERTO CON ÓXIDOS		
HIDROCARBUROS										FRACTURAS SEMABIERTAS		
POROSIDAD	INTERPARTÍCULA			INTRAPARTÍCULA (por disolución), MÓLDICA Y VUGULAR						FRACTURAS PARCIALMENTE ABIERTAS, HCS (intrapartícula)		

Figura 4.10.- Paragénesis de la Sección Soyaló.

A continuación se presentan dos tablas resumen (Tabla 4.12 y Tabla 4.13), donde en la primera se hace un resumen de la relación de facies con los procesos diagenéticos que alteraron la Sierra de Chiapas y expuestos en este capítulo y la segunda donde se plasman las diferentes secciones estudiadas y todos los procesos diagenéticos que las afectaron.



ZONA DE FACIES	MICRITIZACIÓN	CEMENTACIÓN (CaCO ₃)	CEMENTACIÓN (SiO ₂)	RECristalización	DISOLUCIÓN (Ortoquímicos)	DISOLUCIÓN (Aloquímicos)	COMPACTACIÓN MECÁNICA	COMPACTACIÓN QUÍMICA (PRESIÓN-DISOLUCIÓN)	COMPACTACIÓN QUÍMICA (ESTILOLITAS)	DOLOMITIZACIÓN	PIRITIZACIÓN	CLORITIZACIÓN	SILICIFICACIÓN	FRACTURAMIENTO	HIDROCARBUROS (RESIDUALES)
1	X	X		X	X	X	X				X	X	X	X	X
2				X	X	X	X	X			X	X	X	X	X
3				X		X	X	X						X	
4				X						X				X	X
5		X		X	X	X			X					X	X
6		X		X	X	X								X	
7	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X			X	X	X
8	X	X		X	X	X	X			X			X	X	X
9	X	X		X	X	X	X	X					X	X	X
10			X	X	X	X	X	X		X			X		X

Tabla 4.12.- Relación de las Zonas de Facies con los procesos diagénéticos determinados en este estudio.

SECCIÓN	MICRITIZACIÓN	CEMENTACIÓN (CaCO ₃)	CEMENTACIÓN (SiO ₂)	RECristalización	DISOLUCIÓN (Ortoquímicos)	DISOLUCIÓN (Aloquímicos)	COMPACTACIÓN MECÁNICA	COMPACTACIÓN QUÍMICA (PRESIÓN-DISOLUCIÓN)	COMPACTACIÓN QUÍMICA (ESTILOLITAS)	DOLOMITIZACIÓN	PIRITIZACIÓN	CLORITIZACIÓN	SILICIFICACIÓN	FRACTURAMIENTO	HIDROCARBUROS (RESIDUALES)
CHILIL		X		X	X	X	X		X		X	X	X	X	X
OCOTAL	X	X		X	X	X		X	X	X				X	X
OCOZOCUAUTLA			X	X	X	X	X	X		X		X	X	X	X
LA GLORIA				X	X	X	X	X			X	X	X	X	X
OXCHUC	X	X		X	X	X	X	X	X	X			X	X	X
RIO NEGRO	X	X		X	X	X	X	X	X		X		X	X	X
SOYALÓ	X	X		X	X	X	X	X	X	X	X			X	X

Tabla 4.13.- Paragénesis General de la Sierra de Chiapas.

4.1.3 Ambientes Diagenéticos implicados

Folk (1974) considera que las calizas ocurren naturalmente bajo tres dominios químicos básicos: **meteórico**, con bajas cantidades de Mg y Na, que ocasiona la precipitación de calcita espática (freática) y calcita micrítica (vadosa); **marino**, caracterizado por alto Mg y Na, el cual provoca la precipitación de aragonita y calcita magnesiana en la forma de micrita y fibras; y el **subsuelo**, con bajo Mg y alto Na, caracterizado por la precipitación de calcita espática.

Dado que la interacción roca-agua es la fuerza conductora principal en la diagénesis de carbonatos, el factor clave en la ecuación diagenética es la composición de los fluidos de la superficie y del subsuelo. Las aguas en contacto con sedimentos y rocas carbonatadas más comunes son de origen marino, meteórica o del subsuelo profundo.

Cada región, caracterizado por aguas de diferente composición, pueden verse también como un medio ambiente diagenético por separado (Purdy, 1968; *in* James y Choquette, 1983).

Así se reconocen en forma general tres ambientes diagenéticos principales:

1.- El *suelo marino* y debajo el freático marino somero, caracterizado por aguas marinas, junto con la línea de costa inundada con aguas dulces y mixtas.

2.- El *meteórico* distinguido por el agua dulce vadosa y la zona freática somera de aguas mixtas marinas y dulces.

3.- El *subsuelo profundo* donde los poros son llenados con aguas que originalmente fueron aguas marinas pero que han sido moderada o drásticamente modificadas por diagénesis de sepultamiento.

Las características generales de cada medio diagenético se mencionan a continuación:

Medio ambiente Marino

La precipitación de carbonatos (aragonita y calcita magnesiana), si bien no está en todas partes, es el proceso diagenético predominante en el actual piso marino. Esto se manifiesta en la formación de granos (ejemplo: ooides), endurecimiento de granos blandos por precipitación intergranular (ejemplo: peloides) y la litificación de sedimentos carbonatados sueltos para formar calizas de fondo marino; la calcita magnesiana ocurre como circungranular, o



costras fibrosas. Las costras pueden ser de 70 a 80 micras. El cementante marino aragonítico ocurre como costras de cementantes en agujas fibrosas, como sobrecrecimientos de agujas aragoníticas en estructuras de corales y asociados a pellets.

Generalmente la diagénesis en el dominio marino se enfoca a las aguas someras, restringido por la zona de intermarea, plataforma continental y se extiende hasta el talud.

De los procesos identificados en la secuencia estudiada podemos ubicar los siguientes: micritización, cementación de calcita (CaCO_3), cementación de sílice (SiO_2), como originados en este ambiente diagenético marino.

Medio ambiente Meteórico

El medio meteórico incluye condiciones de exposición subaérea extendiéndose hasta el subsuelo somero donde los fluidos de poros son predominantemente de origen meteórico. El dominio meteórico consiste de dos subambientes; **el vadoso**, arriba del nivel freático y **el freático** abajo de dicho nivel. Las aguas meteóricas son usualmente deficientes en Na^{+1} y Mg^{+2} aunque pueden estar enriquecidas de Ca^{+2} . La dolomita y la calcita de bajo magnesio son los minerales más comúnmente precipitados.

Si los sedimentos compuestos de una variedad de precipitados minerales del agua de mar son a través de levantamiento, fluctuaciones eustáticas del nivel del mar o por simple exposición por acumulación, invadidos así por aguas meteóricas, ocurren cambios mineralógicos en todas las escalas.

Bajo condiciones de agua meteórica, la aragonita se disuelve y la calcita magnesiana es transformada a calcita de bajo magnesio. Los cementantes, sin importar la mineralogía, son claros, iguales, rómbicos o complejos poliédricos.

La diferenciación entre cementantes vadosos y freáticos consiste en su morfología principalmente. En la zona vadosa los cementantes más comunes reflejan crecimiento hacia afuera de la interfase agua-aire de poros rellenos parcialmente y tienen formas de meñisco o colgantes. Los cristales en este medio raramente tienen buenas terminaciones. La cementación en meñiscos y las formas colgantes, son buenos criterios de precipitación vadosa, pero si el cementante es prolongado y los poros están llenos, estas formas características a menudo son destruidas. Los poros en la zona freática, a diferencia de los vadosos, son siempre rellenos con agua y también pueden crecer sin impedimento; excepto por la competencia intercristalina. Los cementantes formados aquí, son láminas isópacas bien desarrolladas de cristales de calcita alrededor de las paredes del poro o calcita en bloque. Como regla general, los cristales son más grandes que en la zona vadosa y el crecimiento syntaxial en las partículas es más rápido.

Las aguas meteóricas pueden efectuar cambios importantes en la cantidad, tipo y distribución de la porosidad en las secuencias carbonatadas. Estos cambios pueden ser por disolución de sedimento y componentes de la roca y/o precipitación de cementantes en la porosidad deposicional original, y/o en porosidad de disolución secundaria. La porosidad móldica es característicamente creada por aguas meteóricas. Al mismo tiempo, es en este medio ambiente del acuífero cercano a la superficie, que la cementación ocurre ampliamente, por lo cual los minerales originales tienden a disolverse o transformarse, y el mineral más estable: la calcita de bajo magnesio; comienza a formarse.

Si los sedimentos quedan en este marco después de que todos los minerales metaestables han sido alterados a calcita de bajo magnesio, o si las calizas antiguas son levantadas y expuestas; resulta una variedad de rasgos cársticos. La proporción en la cual las transformaciones como: disolución, cementación temprana y la formación de rasgos cársticos ocurren; son fuertemente influenciados por la temperatura y las lluvias en la superficie.



Por lo anterior, los siguientes eventos: disolución, cementación de calcita, compactación por presión-disolución, fracturamiento (muy incipiente) y dolomitización, se desarrollaron en un ambiente diagenético meteórico.

Medio ambiente del Subsuelo Profundo

Cuando los sedimentos son enterrados progresivamente y son sujetos a incrementos en la presión y temperatura (durante y después de la litificación), ellos atraviesan por una variedad de modificaciones. Los cambios importantes que ocurren incluyen compactación química y mecánica; durante la cual las porosidades pueden ser reducidas drásticamente por: cementación de carbonato y minerales de sílice.

La cuestión básica concerniente a la diagénesis del subsuelo se centra en el potencial de los procesos diagenéticos y sus relaciones con la porosidad. La compactación mecánica, como un proceso significativo de reducción de porosidad, parece estar restringido a sedimentos de grano fino y únicamente durante el estado de expulsión del agua. Los sedimentos de grano grueso, particularmente aquellos soportados por granos, muestran menores rasgos de compactación.

La compactación mecánica de una secuencia de grano grueso es altamente aumentada por cementación temprana antes o durante el sepultamiento muy temprano. La disolución en contactos de granos bajo carga litostática, ha sido reconocida como una consecuencia significativa del sepultamiento progresivo de una secuencia sedimentaria, bajo algunas condiciones, la porosidad puede ser creada nuevamente durante la diagénesis de soterramiento por disolución de granos y cementante. Esto último puede ser provocado por la producción de CO₂ por compuestos orgánicos bajo reacciones termo-bioquímicas en la presencia de otros fluidos de poros.

Sin embargo, muchos autores niegan la posibilidad de una precipitación

de cementante significativo en el subsuelo (Bathurst, 1971). Por otro lado, la porosidad tanto primaria como secundaria puede preservarse bajo condiciones de un sepultamiento relativamente profundo, por una combinación de presión de poro elevada y cementación temprana en la estructura.

De esta manera los siguientes eventos: presión-disolución (compactación química), fracturamiento, recristalización, dolomitización y silicificación, tuvieron su origen en un ambiente de subsuelo.

4.1.4 Relaciones Facies-Procesos Diagenéticos

La Tabla 4.12, muestra la relación que existe entre los eventos diagenéticos con las facies sedimentarias definidas en el área de estudio. En esta tabla se puede observar que la zona de facies 7 fue mayormente afectada, diagenéticamente hablando, junto con la zona de facies 8. En menor proporción están afectadas las zonas de facies 9, 1 y 2, siendo las facies de talud (3 y 4, aunque puede deberse a los escasos intervalos identificados en las secciones analizadas) las menos afectadas. Con relación a las facies de plataforma externa y continentales, como se vió en las curvas de evolución de facies presentadas en el Capítulo 3, no se contó con un número significativo de intervalos con este tipo de ambiente. Esto implica la gran relación que existe entre los diferentes ambientes de depósito y los procesos diagenéticos.

Por otro lado, ponderando la misma tabla, se observó que algunos eventos diagenéticos son de distribución y ocurrencia local, ejemplo: micritización, cementación (sobretudo de sílice), fracturamiento, cloritización, piritización y silicificación; y otros regionales: compactación, recristalización y disolución. Es importante hacer notar que la presencia de hidrocarburos es un evento local-esporádico que se presenta con presencia de hidrocarburos de tipo residual, así como la oxidación de materia orgánica.

Asimismo, podemos observar que los principales eventos a favor del emplazamiento de hidrocarburos, es decir, aquellos que favorecieron y crearon



la porosidad necesaria para dicho emplazamiento, en las facies almacenadoras, fueron la disolución y la dolomitización como se analizará a continuación. El primero creó esencialmente porosidad móldica, (principalmente en las secciones Chilil, Soyaló y Oxchuc), relacionadas directamente a exposición subaérea y posiblemente a percolación de aguas meteóricas. La dolomitización, por su parte, creó porosidad secundaria intercrystalina en las secciones Ocotal y Oxchuc.

Por último, los principales eventos que obstruyeron la porosidad fueron las diferentes generaciones de cementantes de carbonato de calcio (y en insignificante proporción: sílice) y en menor escala los fenómenos de compactación mecánica y química (presión-disolución). Las cementaciones se relacionan a una etapa diagenética temprana, siendo la primera antes del proceso de disolución, por lo que se explica de ésta forma la preservación de la porosidad debido a esta disolución, e incremento de la misma al dolomitizarse (ejemplo: Sección Ocotal). Por último, se observa que los fenómenos de compactación tanto mecánica como química, afectaron poco a las facies almacenadoras, posiblemente debido a sus texturas originales gruesas y a las texturas mesocrystalinas secundarias, que resultaron después de la dolomitización.

4.1.5 Paragénesis General y Etapas Diagenéticas

De acuerdo al estudio realizado en el área, las rocas del Cretácico fueron afectadas como previamente se indicó por nueve procesos diagenéticos: Micritización, Cementación, Compactación, Disolución, Dolomitización, Recristalización, Piritización, Cloritización y Silicificación, junto a los cuales se pudieron apreciar eventos de fracturamiento y en reducida proporción: el emplazamiento de hidrocarburos y oxidación. Algunos de estos procesos, se presentan en más de una ocasión dentro de la historia diagenética, pero no siempre presentes en su totalidad en cada sección estudiada (Tabla 4.13).

En forma general, los procesos de micritización, compactación y cementación están ligados a un ambiente diagenético marino, sindeposicional. En este se involucran los procesos desde el momento de depósito hasta los inicios del sepultamiento de los sedimentos. Esto corresponde a la etapa predeposicional y deposicional de Choquette y Pray (1970).

Los eventos de disolución (que origina porosidad móldica), cementación por calcita, compactación química (presión-disolución: estilolitas), fracturamiento y dolomitización, se desarrollaron en un ambiente diagenético meteórico, que es la zona que se encuentra entre la superficie del terreno y el nivel freático; la parte superior corresponde a la zona de disolución y la inferior a la de precipitación. En general, los subambientes implicados en esta zona corresponden a la Etapa Eogenética de Choquette y Pray (1970).

Los eventos de recristalización, presencia de hidrocarburos (residual), piritización y silicificación, se dieron lugar en un ambiente de subsuelo, en el cual el límite superior es transicional con los otros ambientes y el inferior lo marca las primeras etapas de metamorfismo. Este ambiente en general corresponde a la etapa mesogenética de Choquette y Pray (1970). No hay evidencias en la información obtenida de que exista un levantamiento de la cuenca que origine una etapa telegenética de la diagénesis.

La diagénesis de los carbonatos del Cretácico de la Sierra de Chiapas, modificó de manera significativa la permeabilidad y el espacio poroso. Las facies identificadas demostraron ser altamente susceptibles a la disolución, los granos se disolvieron para formar un nuevo espacio entre poros (en todas las secciones pero principalmente en Oxchuc, Ocozocuautila y Soyaló), y la disolución a lo largo de las fracturas y planos de estratificación produciendo grandes cavidades (secciones Oxchuc y Ocozocuautila). Normalmente la diagénesis en terrígenos no implica cambios mineralógicos, sin embargo en carbonatos si, e implica el reemplazamiento de calcita y aragonita originales de la roca por otros minerales, principalmente dolomita (Sección Ocotal) u otros como clorita identificada en la Sección La Gloria. De estos reemplazamientos, el más importante observado en



el área de estudio, fue por dolomitización, ya que permite mejorar las características productoras de hidrocarburos. Los estratos carbonatados del Cretácico de la Sierra de Chiapas una vez sepultados, sufrieron también compactación y cementación, estos sedimentos contienen grandes cantidades de minerales metaestables (aragonita y calcita de magnesio), la calcita se disolvió fácilmente y volvió a precipitar mediante la percolación de los fluidos alojados en el medio poroso. La recristalización de ortoquímicos fue una alteración diagenética generalizada en casi toda el área durante el Cretácico.

4.2 POROSIDAD

4.2.1. La Porosidad y su Relación con los Procesos Diagenéticos

Es del conocimiento que la porosidad esta muy relacionada a los procesos diagenéticos, por lo cual, es importante mencionar que procesos diagenéticos nos generan porosidad.

El proceso de disolución de las rocas carbonatadas nos incrementa la porosidad al ser expuestas a condiciones de aguas meteóricas, dando como resultado (generalmente) una porosidad vugular la cual se puede incrementar hasta formar macro cavernas.

El proceso diagenético de dolomitización, también puede desarrollar porosidad intercrystalina (según su textura como se vió en la **Figura 1.12**), siempre y cuando no este tan avanzado este proceso para que nos reduzca los poros de las dolomías. Hay que tomar en cuenta, que la geometría del sistema de poros esta dominado por poros polihedrales, tetrahedrales y laminares (o poros como hojas). La porosidad puede ser disminuida durante la dolomitización ya que los poros polihedrales son transformados a poros tetrahedrales y los

poros laminares en respuesta a la continua precipitación de cemento dolomítico en cristales originales (Davies, 1997).

Los principales procesos diagenéticos que disminuyen o destruyen a la porosidad, son los de compactación y cementación.

De acuerdo a la clasificación de porosidad en las rocas carbonatadas de Choquette y Pray de 1970 (**Figura 1.15**), en el área de estudio se observó que los procesos diagenéticos generaron los siguientes tipos de porosidades:

➤ Porosidad por estilolitas y suturas

Las suturas desarrolladas en los contactos grano-grano, las estilolitas individuales asociadas generalmente a los planos de estratificación o laminación, así como los sistemas de estilolitas que se pueden presentar anastomosadas, dendríticas, entrelazadas, etc., jugaron un papel muy importante en la conducción y almacenamiento de los hidrocarburos, a pesar de que no se tiene muchas evidencias de su abundancia, por lo observado en las diferentes secciones estudiadas en el presente trabajo. Adicionalmente se observó que un 95% de las estilolitas vistas, estuvieron impregnadas de hidrocarburos, por lo que estas características las hacen ser un sistema poroso muy importante con interés petrolero para la Sierra de Chiapas (**Anexo C: Láminas 4.27**).

➤ Porosidad por Fracturas

Los sistemas de fracturamiento hallados en las secciones estudiadas, estuvieron representados en gran proporción por fracturas abiertas y discontinuas, mientras unas pocas fracturas están selladas la mayoría por espatita o microespatita (como se apreció en el apartado de cementación), así como un bajo porcentaje del total, presentó impregnación de hidrocarburos, rellenas de arcillas, óxidos y/o afectadas por silicificación.



En este tipo de porosidad, solo se hizo referencia gráfica a los sistemas de fracturamiento que forman parte de la porosidad efectiva de las rocas estudiadas, y se omitió ejemplificar los sistemas de fracturamiento que están totalmente sellados y sin evidencias de haber sido conductores de hidrocarburos antes de que fueran selladas, dado que esto implica que nunca formaron parte de la conducción de hidrocarburos dentro del sistema petrolero. Cabe mencionar que el fracturamiento es considerado en la clasificación de Choquette y Pray como de fábrica no selectiva.

A continuación se mencionan las particularidades de los diferentes sistemas de fracturas que conformaron los sistemas porosos por estas estructuras a través de los cuales fluyeron hidrocarburos:

- ✓ Fracturamiento abierto o parcialmente sellado por calcita, espatita o dolomita, en cuyos poros intercristalinos o la parte no sellada a lo largo de la fractura, se observa la presencia de hidrocarburos.
- ✓ Fracturamiento sellado por calcita o espatita que presentó impregnación de hidrocarburos.
- ✓ Fracturas desarrolladas en dolomías, cuyas trazas se generaron a lo largo de planos delimitados por las superficies de los cristales individuales de dolomita.
- ✓ Fracturas abiertas delgadas en ocasiones con escasa impregnación de hidrocarburos, alojadas en ocasiones sobre las trazas de fracturas generadas anteriormente.
- ✓ Fracturas y microfracturas delgadas con impregnación de hidrocarburos, en ocasiones conectando poros intercristalinos en dolomías o poros de ooides (disueltos) en grainstone, ocasionalmente impregnados de hidrocarburos o parcialmente sellados.
- ✓ Fracturamiento impregnado de hidrocarburos.
- ✓ Fracturamiento abierto paralelo y/o cruzado.

Estos tipos de porosidad por fracturas, se ejemplifican en el **Anexo C: Láminas 4.28, 4.29 y 4.30**.

➤ Porosidad Inter cristalina

La porosidad inter cristalina se originó por el proceso diagenético de dolomitización, en etapas intermedias de la secuencia diagenética, en ambientes altamente carbonatados e incrementada por proceso de disolución.

En las láminas estudiadas, se evidencia claramente que el proceso de dolomitización, presente en buena parte del área de estudio (principalmente en las secciones Ocotal y Oxchuc), incrementó la porosidad, creando una porosidad inter cristalina ampliamente desarrollada y esporádicamente impregnada de hidrocarburos (**Anexo C: Lámina 4.31**).

De acuerdo a la clasificación de Choquette y Pray (1970), el tamaño de los poros de la porosidad inter cristalina, se puede ubicar en las clases de microporo a mesoporo. Dentro de este evento de dolomitización y desarrollo de porosidad se observaron las siguientes particulares de los sistemas desarrollados:

- ✓ En secuencias evolucionadas de dolomitización se presentan poros euhedrales (o subeuhedrales), como anhedrales.
- ✓ Se presenta dolomitización remplazando exclusivamente la matriz y el desarrollo de estos sistemas de poros asociados no afectó a las partículas (Sección Ocotal).

➤ Porosidad Interpartícula

La porosidad interpartícula se originó igualmente en ambientes afectados principalmente por procesos de disolución.



Durante el análisis de las muestras del área de estudio, se pudo observar que un gran porcentaje de lo que originalmente debería corresponder a un abundante desarrollo de la porosidad, propia del depósito de las litofacies, no existía; contrario a esto, se observó que esa alta porosidad original se había perdido. Dentro de los factores que propiciaron la pérdida de la porosidad original se tienen los siguientes procesos diagenéticos: compactación, cementación, oxidación y finalmente en forma incipiente el de silicificación. De esta forma se pudo establecer que fueron pocas las localidades, en las cuales tuvo cierta importancia la porosidad intergranular como conductor y/o almacenador de hidrocarburos (**Anexo C: Láminas 4.32 y 4.33**).

➤ Porosidad Intrapartícula

La porosidad intrapartícula o intrafosilar, se desarrolló en los ambientes sedimentarios asociados a plataforma externa. Respecto a la evolución global de la porosidad, la de tipo intrapartícula en muchos de las ocasiones correspondió con una de las etapas iniciales del desarrollo de la porosidad móldica, la cual se verá posteriormente.

Porosidad intrapartícula observada en las muestras estudiadas corresponde a:

- ✓ Disolución del Interior de organismos y granos, posterior a procesos de dolomitización.
- ✓ Disolución de cristales de dolomita en microdolomías y mesodolomías.
- ✓ Disolución de la parte interna de ooides.
- ✓ Después del proceso de dolomitización que se presenta en la matriz y posterior disolución de cristales de dolomita, se observan poros impregnados de hidrocarburos de migraciones posteriores a la diagénesis.

- ✓ Disolución de la parte interna de microfósiles (poros dentro de gasterópodos, foraminíferos bentónicos como miliólidos biseriales, foraminíferos planctónicos como globochaetes y globotruncanas, etc.) y otros constituyentes.
- ✓ Disolución del interior de organismos y granos, posterior a procesos de recristalización, piritización y/o dolomitización.

➤ Porosidad Móldica

Este tipo de porosidad se desarrolló principalmente en las facies de plataforma del área de estudio. Se contó con muy pocas ejemplificaciones de este importante tipo de porosidad.

➤ Porosidad Vugular

La porosidad vugular se desarrolló durante una etapa tardía de diagenesis por el proceso de disolución de constituyentes de la roca, creando grandes cavidades en la misma, sin embargo; la alta porosidad vugular, originada en facies someras de la Sierra de Chiapas, se encuentra aislada y únicamente en algunos casos microfracturas se encuentran comunicando estos vúgulos o cavidades.

Ejemplos de porosidad intrapartícula, móldica y vugular pueden verse en el **Anexo C: Láminas 4.34, 4.35, 4.36, 4.37 y 4.38.**

En resumen, los sedimentos de las diferentes secciones analizadas, presentaron una variedad de tipos y tamaños de poros, así como una distribución no homogénea de los mismos. La porosidad intrapartícula o intragranular fue poco común como porosidad principal (como se esperaría en carbonatos). Esta se observó cuando granos como fragmentos de conchas y otros bioclastos, se presentaron parcialmente disueltos. La porosidad móldica conservó las formas de los fragmentos de conchas disueltos u otros



componentes. De igual manera se hizo evidente la presencia de otros tipos de porosidad desde un nivel microscópico hasta el tamaño de una cavidad. Los carbonatos de ambientes someros presentan texturas típicas (chicken wire) que al ser disueltos los componentes, dieron lugar a una porosidad de tipo vulgar.

Las calizas someras de plataforma, presentan texturas y porosidades comunes como intergranular, fenestral y móldica. Además por su origen somero, tienden a ser más susceptibles a la exposición a agua meteórica, lo que dió origen a disolución de componentes inestables ensanchando espacios originales (porosidad primaria) y dando origen a porosidad secundaria por disolución.

Escasos ejemplos de estructuras esqueléticas (Sección Oxchuc) tienden a preservar la porosidad primaria. Por otro lado las calizas de ambientes profundos (hemipelágicas y pelágicas) por su alto contenido arcilloso y micrítico, tendieron a presentar indicios de porosidad menores. La porosidad por fracturas fue elevada, la misma estuvo representada por fracturamiento y microfracturamiento derivados de efectos tectónicos y estructurales recientes. Sin embargo no se considera de gran importancia por no ser efectiva.

Todos los tipos de porosidad identificados en este trabajo, representan gran valor geológico, sin embargo, existen aquellos que tienen una aportación mayor desde el punto de vista petrolero, por su importancia para formar yacimientos petroleros. De todos los analizados en este capítulo, resaltan: porosidad móldica, porosidad intercristalina, en microcavidades o vulgar y por fracturas; todas generadas en una etapa Eogenética.

La FZ 7 de plataforma interna, corresponde al ambiente con mayor presencia de porosidad, seguida de ambientes asociados a talud y litoral.

CAPÍTULO V

5.- SISTEMA PETROLERO

5.1 ASPECTOS ECONÓMICOS-PETROLEROS

Durante muchos años la evaluación de rocas carbonatadas, ha sido una importante prioridad para los investigadores y productores de petróleo y gas, con el fin de obtener la mayor información posible de sus datos y así producir el máximo de reservas del subsuelo. Los beneficios potenciales son grandes, alrededor del 60% de las reservas mundiales de petróleo se encuentran en los yacimientos carbonatados con un enorme potencial de reservas de gas adicionales, específicamente en Medio Oriente.

En los aspectos económicos-petroleros que a continuación se mencionan, se resalta la importancia del conocimiento sedimentológico-diagenético de un área para diferenciar, caracterizar y predecir el comportamiento de las principales rocas almacenadoras de hidrocarburos en una etapa exploratoria; es decir, se enfoca a las características de las facies almacenadoras y a su posible continuación hacia áreas no conocidas o poco perforadas, mencionando los resultados que se han obtenido en dichas rocas, así como su aplicación en la exploración de este recurso.

México es y ha sido un país petrolero. La región más productiva hasta la fecha es la del Golfo de México y sus zonas aledañas en el continente, donde el principal horizonte generador es el Jurásico Superior (Santamaría, 2008).

La exploración continua por parte de PEMEX a lo largo de su existencia dentro del área de estudio, ha dado como resultado una inmensa cantidad de información geológica, geofísica y geoquímica. Sin embargo, detalles acerca de la distribución de rocas generadoras en el espacio y tiempo, así como el entendimiento detallado de los mecanismos que controlan la generación, expulsión, migración y acumulación de hidrocarburos, todavía son pocos y escasamente entendidos.



A principios de este siglo se publicó un número especial de la *American Association of Petroleum Geologists*, que incluye excelentes trabajos sobre aspectos tectónicos, sedimentarios y de sistemas petroleros relativos a las cuencas del borde occidental del Golfo de México (Bartolini *et al.*, 2001), pero muy poco en lo relacionado con el sureste mexicano y en especial de la Sierra de Chiapas (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001; Martínez Castillo, 2001; Williams-Rojas y Hurley, 2001).

Como se observó en la **Figura 1.5** del Capítulo I, el área de estudio de este trabajo abarca una gran extensión de la provincia tectónica de la Sierra de Chiapas denominada Provincia de Fallas de Trascurrencia, otra porción abarca la provincia de Simojovel y en un menor porcentaje a las provincias de Yaxchilán y de Miramar. De las 5 provincias tectónicas de la Sierra de Chiapas, justamente las 3 con mejores posibilidades económicas son: 1.- Simojovel (con objetivos en el Cretácico Superior-Cenomaniano y Cretácico Inferior) y la porción noroccidental de Yaxchilán (parte de la misma donde se ubica el área de estudio y con objetivos en el Cretácico Inferior y Jurásico). 2.- En el límite con la Provincia de Fallas Transcurrentes (cuyos objetivos son del Cretácico Inferior y Jurásico Superior) y 3.- Se tiene a la Provincia de Miramar (por su secuencia evaporítica de la Formación Cobán).

Dada la peculiar conformación geológica de la Sierra de Chiapas, esta tiene altas posibilidades de contar con importantes reservas de petróleo y gas. En tal sentido apuntan la constante e intensa búsqueda del energético realizada por numerosos investigadores y empresas desde hace muchísimos años. Hasta ahora el verdadero monto de tales reservas resulta poco conocido por la falta de resultados de proyectos de conocimiento público; sin embargo, algunos estudios anteriores a la década de los años 90, han informado someramente de la existencia de petróleo en diferentes puntos de la Sierra de Chiapas.

De los informes de pozos exploratorios perforados en la Sierra de

Chiapas hasta el año 1992, pocos mencionan datos sobre pruebas de producción y algunos concluyen en resultados de invadidos por agua salada y otros han sufrido accidentes mecanismos durante la perforación.

5.1.1 Rocas Generadoras

La formación de petróleo en la Sierra de Chiapas, se debe a la conjunción de varios factores como períodos geológicos que tuvieron las condiciones necesarias para acumular y preservar grandes cantidades de materia orgánica, los ambientes sedimentarios de esos tiempos, que propiciaron el desarrollo de los organismos precursores y de sus microorganismos degradadores, la propia historia geológica del área de estudio, el grado de transformación que hayan sufrido los kerógenos contenidos en las rocas generadoras y su historia de temperatura, asimismo su sincronía y los procesos geológicos estructurales particulares que hayan acontecido en cada yacimiento, además de los procesos diagenéticos que las rocas acumuladoras hayan experimentado.

En 1986 se descubrió el Campo Nazareth de gas y condensado, en una secuencia calcáreo evaporítica del Cretácico Inferior. Más tarde, en 1990, se descubrió la presencia de aceite en el Campo Lacantún, en litologías semejantes, pero del Cretácico Albiano-Cenomaniano. De acuerdo a los diferentes estudios geoquímicos realizados en el IMP, para la secuencia de anhidritas, dolomías y calizas ligeramente arcillosas de estos yacimientos y de otros pozos aledaños, no han permitido establecer de forma contundente, la presencia de rocas generadoras (Vázquez *et al.*, 1990). Los estudios de biomarcadores confirman que el aceite y condensado, provienen de una secuencia evaporítica, aun cuando no se ha establecido una correlación roca-aceite. Lo anterior podría indicar que los delgados horizontes calcáreos, ligeramente arcillosos, encajonados entre las anhidritas, son los mismos generadores de los productos que almacenan. Existen depósitos de cuenca del Tithoniano que se extienden hasta el mar, donde fueron tocados por los pozos Chac-1 y Chac-2, así como por Tunich-1. Otros estudios reportan como rocas fuente de los hidrocarburos principalmente a las lutitas del Tithoniano (Holguín,



1985; González y Holguín, 1992).

Sin embargo, en función al material procesado para este trabajo y de acuerdo a las características observadas bajo el microscopio, se considera como rocas generadoras dentro del área de estudio a la Formación Jolpabuchil de la Sección La Gloria (Conaciano-Maastrichtiano) y la Formación Soyalo (Paleoceno) en las secciones Soyalo y Chilil, correspondientes a FZ 2, donde se identificaron entre algunas litologías lutitas oscuras con materia orgánica dispersa y con posibilidades de ser generadoras, así como las FZ 9 del Jurásico Superior (Sección Rio Negro).

- Modelo general de facies ricas en materia orgánica para el área de estudio.

A partir del Cretácico Superior la plataforma que dominaba el área fue fracturándose en diversas porciones. La tendencia general fue formar bloques escalonados hacia el Golfo de México. Eventualmente algún bloque localizado hacia el mar abierto se encontraba más levantado que su precedente hacia tierra. Además durante algunos periodos, un mismo bloque pudo haber actuado como pilar tectónico y después como graben o viceversa. Bajo este marco tectónico podría inferirse que las facies ricas en materia orgánica en el área de estudio, fueron depositadas por uno o varios de los mecanismos siguientes: 1. La capa de oxígeno mínimo actuando sobre los taludes de los pilares y de los grabens o fosas y eventualmente sobre la cima de algunos pilares; 2. Las surgencias, especialmente en los bloques localizados hacia mar abierto; 3. Las cuencas de circulación restringida, donde el balance de masas fue propicio para crear condiciones subóxicas o anóxicas tanto en los taludes como en el fondo de las fosas. Las facies ricas en materia orgánica pudieron haber sido de plataforma, talud o cuenca, con frecuentes cambios laterales y verticales, tanto en los ambientes como en cuanto a su riqueza orgánica.

La fosa de Tuxtla Gutierrez donde se ubican las facies terrígenas y carbonatadas de las formaciones Ocozoucuautla, Jolpabuchil y Angostura; estuvo muy activa durante el Campaniano-Maastrichtiano. Cuando la fosa comenzó a formarse, en un tiempo pre-Campaniano, los sedimentos marinos del periodo de subsidencia mayor, fueron depositados sobre un hardround. Al avanzar dicha subsidencia, el fondo de la fosa pudo haber alcanzado la profundidad suficiente para entrar en contacto con la capa de oxígeno mínimo. En este tiempo se habría iniciado el depósito de las facies ricas con materia orgánica, en lagunas de las facies de cuenca. Al continuar la subsidencia, el fondo pudo haber alcanzado una profundidad mayor que la parte inferior de la capa de oxígeno mínimo y probablemente comenzó la asociación de las facies ricas en materia orgánica con las facies de talud.

5.1.2 Rocas Almacenadoras

La gran concentración de sedimentos cretácicos de la Sierra de Chiapas, tiene características adecuadas para ser roca almacenadora y han sido objetivo de perforaciones exploratorias sin éxito comercial hasta la fecha, aunque se han encontrado varias manifestaciones de petróleo e inclusive se obtuvo una pequeña producción de aceite en la zona del Cerro de Nanchital.

De acuerdo a los resultados que se han obtenido en los pozos exploratorios del área, a las características de las diferentes facies y tomando en cuenta principalmente porosidades y procesos diagenéticos identificados en este estudio; las rocas almacenadoras son principalmente las facies asociadas a plataforma externa (FZ 5-6) y de plataforma interna (FZ 7) cercana a las zonas de bancos de arena.

Las unidades que de acuerdo a sus propiedades petrofísicas (porosidad y permeabilidad) pueden actuar como almacenadoras desde el punto de vista depositacional (sin tomar en cuenta procesos diagenéticos posteriores) serían: las facies litorales y oolíticas del Miembro Arenoso de la Formación San Ricardo y las facies terrígenas-litorales de la Formación Ocozoucuautla.



También se puede mencionar las facies dolomitizadas con creación de porosidad secundaria de los carbonatos de plataforma del Albiano y del Cretácico Superior (Formación Cobán de la Sección Ocotál e intervalos domitizados de las formaciones Cantelhá y Angostura en la Sección Oxchuc).

Asimismo, se incluyen aquellas unidades en las que se evidenció fracturamiento abierto como se observó en la Sección La Gloria en donde las fracturas presentes en la Formación Jolpabuchil, están impregnadas con hidrocarburos.

Las litofacies con las mejores perspectivas de ser intervalos almacenadores de recursos energéticos corresponden principalmente a packstone-grainstone de oolitos e intraclastos y en menor proporción wackestone-packstone de pellets y otras partículas.

Las porosidades de dichas rocas son principalmente secundarias por dolomitización y disolución. Estas facies varían en espesores netos de centenas de metros (Miembro Arenoso de la Formación San Ricardo), hasta escasas decenas de metros (en intervalos dolomitizados de las secciones Ocotál y Oxchuc).

Las porosidades en estas facies varían de 3% a 10% (cálculos hechos a simple vista durante el análisis petrográfico de las láminas delgadas del área de estudio, lo cual no es concluyente). Se determinaron porosidades locales, es decir de pequeños intervalos, de hasta 20% de porosidad secundaria por disolución y dolomitización (principalmente en la Sección Oxchuc).

Las facies de plataforma interna restringida siguen en orden de importancia como rocas almacenadoras. Estas facies presentaron porosidades atractivas, entre 3% al 5% (a simple vista en láminas delgadas), solo que el contenido e impregnación de hidrocarburos es pobre. Todas las demás facies tienen poco interés económico desde el punto de vista de roca almacén.

5.1.3 Rocas Sellos

Las rocas con mejores características de sello son las pertenecientes a las facies litorales, plataforma interna y cuenca. Estos sellos, en algunas ocasiones, están separando las facies almacenadoras, por lo que para el cálculo de espesores netos impregnados y por lo tanto para el de las reservas, se deben de tomar en consideración estas intercalaciones. Estas unidades sello serían de la Formación Méndez, el Miembro Margoso de la Formación San Ricardo y las unidades arcillosas del Terciario no estudiadas en este trabajo.

5.1.4 Trampas

Con base en la información geológica existente sobre la Sierra de Chiapas, se tienen evidencias de que la formación de las trampas esta relacionada a la compresión del Mioceno Temprano (Vázquez-Villaseñor, 1990). También se puede acotar que las trampas existentes para esta área son de tipo estructural, como reflejan las tarjetas de pozos perforados en esta zona de estudio y que están representados por anticlinales flanqueados por fallas normales. Sin embargo, por el análisis realizado en este trabajo, es lógico pensar, en la existencia de trampas estratigráficas compuestas por facies de plataforma externa (FZ 6) rodeadas de facies asociadas a plataforma interna (FZ 7) y otro caso se presentaría en facies continentales (FZ 10). A pesar de lo anterior, no se cuenta con mucha evidencia por los escasos ejemplos de facies de plataforma externa que se definieron en el área de estudio.

Por otro lado, pueden existir trampas diagenéticas, debido a que el desarrollo de porosidad de las rocas almacenadoras esta íntimamente relacionado a altos paleogeográficos y a zonas de exposición subáerea, donde la influencia del agua meteórica captada por los sedimentos, puede extenderse a otras facies, originando efectos de disolución. También existe una zona de mezcla de aguas, donde la dolomitización ocurre. En zonas con alta complejidad tectónica como lo es la Sierra de Chiapas, existe una mayor probabilidad de presencia de trampas combinadas, donde confluyen aspectos de tipo



estratigráfico y estructural.

5.1.5 Sincronía y Migración

Según estudios geoquímicos, la generación de hidrocarburos inicio durante el Mioceno y continua generando en el Reciente, entonces se puede especular que existe buena sincronización entre la formación de la trampa y el tiempo de migración de los aceites. Lo que respecta a las rutas de migración, las trampas estructurales se ubicarían muy próximas o sobre el foco de generación, que corresponderían al Tithoniano. Asimismo, los hidrocarburos han migrado a través de fallas, fracturas y zonas permeables. Tomando en cuenta las configuraciones estructurales de las trampas reportadas por investigadores del área de estudio, las hipótesis señaladas en el apartado anterior, así como a las evidencias petrográficas obtenidas en este trabajo; se infiere que la migración fue principalmente a través de fallas y fracturas. Las estructuras sedimentarias observadas en estas rocas generadoras corresponden a laminación paralela y cruzada, así como esporádica laminación ondulada con escasa deformación y algunas microestilolitas.

En este estudio se observó que tanto la mayoría de las fracturas como las superficies estilolíticas, contienen impregnación de hidrocarburos; por lo que aunado a las trampas y configuraciones estructurales que se presume existen en la Sierra de Chiapas, y en general a los estilos estructurales existentes en la zona, se confirma que las rutas de migración fueron las fallas presentes que conforman dichas trampas y las fracturas relacionadas a ellas, con una migración vertical principalmente, aunque no debe descartarse la posibilidad de migraciones laterales locales.

En general, se considera a la Sierra de Chiapas como un buen prospecto petrolero, pero es necesario perforar un mayor número de pozos exploratorios de los que se han perforado hasta la fecha para obtener un éxito económico.

5.2 Estudios previos

En 1992 dentro del proyecto CAO-3516 desarrollado por Mandujano *et al.*, se determinó para la Sección Río Negro que el contenido de materia orgánica (MO) de las muestras colectadas en esta sección era bajo (García y León, 1991). El COT estuvo en el rango de 0.00 % a 0.21 %, por lo que no existe potencial generador. Sin embargo, se comprobó la presencia de una falta de concordancia entre el dato de COT reportado para una de las muestras (A-115a), y las observaciones megascópicas.

La muestra contiene residuos de plantas superiores distinguibles a simple vista, pero el valor reportado de COT es de solamente 0.10 %, mientras que el carbono pirolizable es de cero. En esa sección, dentro del Miembro Arenoso de la Formación San Ricardo, del que procede la muestra citada, afloran escasos grupos de capas ricas en arcilla, de pocos centímetros a 2 m ó 3 m de espesor, que contienen residuos de plantas ocasionalmente abundantes.

Existe incluso un estrato de arcosa y brecha feldespática, pobremente clasificadas, en donde los residuos citados alcanzan hasta 2 cm de diámetro aparente. De haber existido las condiciones apropiadas de generación, la escasez y el pequeño espesor de tales horizontes con residuos de plantas, habrían propiciado que el volumen de gas fuera sumamente pequeño.

Igual estudio se hizo para La Gloria y Ocozocuautla. El contenido de MO de las mismas también fue bajo. Para la Sección La Gloria, el COT estuvo en el rango de 0.00% a 0.26%, mientras que en la Sección Ocozocuautla el rango fue de 0.03 a 0.21, excepto una muestra que presentó un COT de 0.82%, con S_2 de 0.06 kg/ton, es decir un contenido moderado de MO sin potencial generador. Este resultado no es significativo debido a que se trata de una sola muestra.

En el Laboratorio de Geoquímica del IMP a la fecha, se han hecho estudios de aproximadamente 1200 muestras de canal y núcleo, correspondientes a pozos localizados en el área de estudio. En esta zona existen más de treinta pozos o campos, en quince de los cuales hay reportes de



datos de Rock-Eval en el laboratorio citado. Estos 15 pozos son Carmena-1, Catedral-1, Chiromoyo-1, Chiromoyo-3, Chiromoyo-454, Chiromoyo-65, Gaucho-1, Gaucho-11, Mono Pelado-101, Nazareth-1, Nazareth-20A, Nazareth-301A, Raudales-1 y Rosarito 2A.

En general, la distribución de las muestras analizadas dentro de los intervalos a los que pertenecen, es buena. Sin embargo la densidad del muestreo es baja. Esto propicia una representatividad limitada de los resultados de Rock-Eval.

De acuerdo con los datos analizados, el único intervalo con potencial generador ($COT > 0.5 \%$ Y $S_2 > 2 \text{ mg/g}$) se encuentra en el Pozo Chirimoyo-1, en el intervalo de 5400-5535 mbmr (3 muestras) correspondiente al Cretácico Superior. Allí tanto el COT como el S_2 son moderados y los índices de hidrógeno y oxígeno indican que pueden tratarse de MO tipo II, generadora de aceite principalmente.

Aparte de este intervalo, existen otros en diferentes pozos en donde el potencial generador es bajo, pero el COT es moderado. Se trata de los pozos Carmena-1, de 100-400 mbmr (4 muestras) y 600-700 mbmr (2 muestras), el Catedral-1, de 250-300 mbmr (3 muestras) en Oligoceno, de 690-1000 mbmr (18 muestras) en Oligoceno y de 2550-2660 mbmr (1 muestra) en Cretácico Superior? y en el Albiano, y finalmente el Pozo Raudales-1 (116-350 y 800-1500 mbmr) en rocas del Eoceno y de la porción más alta del Cretácico Superior, de donde fue analizado un total de 19 muestras en la mayoría de las cuales el COT es bajo y moderado en algunas.

CAPÍTULO VI

6.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 CONCLUSIONES

En los trabajos de exploración y en todo el proceso de explotación petrolera es muy importante reconocer las diferentes facies sedimentológicas y diagenéticas de un yacimiento o prospecto, porque generalmente del tipo de facies depende la distribución de la porosidad y permeabilidad del mismo. Las conclusiones a la que se llegaron en este estudio se dividieron en: Sedimentológicas, Estratigráficas, Diagenéticas y Económicas.

SEDIMENTOLÓGICAS

Por medio del análisis sedimentológico se proponen cinco modelos enmarcados dentro de los tres estadios mayores de evolución de la Sierra de Chiapas, estos modelos son: tres para la etapa de apertura, uno para la etapa de desarrollo y otro para la etapa de colmatación o cierre.

- ✓ El primer modelo mixto, se ubica entre el pre-Jurásico al Oxfordiano. En este se observan facies de supramarea y continentales. Asimismo, se evidencian las primeras incursiones marinas en donde los depósitos continentales subyacen a las facies evaporíticas.
- ✓ El segundo modelo abarca el Kimmeridgiano y representa el desarrollo de una plataforma carbonatada, dentro de la cual se observan todas las microfacies marinas determinadas en el modelo general. Las facies someras son las que dominan y las profundas se presentan en cuencas intraplatafórmicas con desarrollo restringido.
- ✓ El tercer modelo abarca del Tithoniano al Aptiano y corresponde a un modelo de rampa terrígena en la cual las facies terrígenas se empiezan a desarrollar para el Tithoniano, profundizándose hasta llegar a facies de cuenca, correspondientes al Miembro Margoso de la Formación San Ricardo. Esto nos evidencia un evento transgresivo que culmina en este momento y empieza un evento regresivo al cambiar las condiciones de



subsistencia y sedimentación a partir de este momento, ya que se inicia la somerización de los ambientes a facies litorales, presentes en el Miembro Arenoso de la misma formación, momento en el cual se establece un equilibrio entre la tasa de subsistencia y la de sedimentación, edificando de esta manera 1300 m de sedimentos terrígenos litorales presentes en la Sección Río Negro. Durante este evento se presenta el inicio del desarrollo de las cuencas intraplatafórmicas dentro de las cuales se depositan facies profundas de cuenca.

- ✓ El cuarto modelo de "plataforma carbonatada", se presenta del Albiano al Campaniano. Este abarca casi la totalidad del segundo estadio tectónico denominado de desarrollo. Dentro de este modelo se observan todas las microfacies determinadas para el modelo general del área. A lo largo de toda la columna estudiada, este evento es el que corresponde al de mayor proliferación de facies carbonatadas, denotándonos las condiciones de mayor estabilidad. Los depósitos están representados por facies de plataforma de la Formación Cantelhá del Albiano-Cenomaniano y de las facies de la Formación Cintalapa del Turoniano-Santoniano. También se observan facies de cuenca correspondientes a la Formación Jolpabuchil del Turoniano-Campaniano. Durante este evento se continua desarrollando la sedimentación de facies profundas dentro las cuencas intraplatafórmicas y estas van progradando hacia el sureste al desaparecer las facies someras de plataforma. De igual forma las áreas continentales van desapareciendo al continuar este evento transgresivo.
- ✓ El quinto modelo de "plataforma terrígena con pendiente fuerte", presenta un alcance que va del Campaniano Superior al Eoceno. En este modelo se presentaron todas las microfacies determinadas en el modelo original. La distribución de las facies sedimentarias nos denotaron muchos cambios de facies que contrastan notablemente con el modelo anterior. Durante este período de tiempo se pone de manifiesto la reactivación de zonas de debilidad formadas durante el período de apertura del ancestral

Golfo de México teniendo esto un reflejo directo en la sedimentación. La sedimentación abarca desde facies litorales en la porción suroccidental las cuales aparecen en donde hasta el evento anterior se tenía porciones continentales. Se presentan en gran proporción facies de plataforma abarcando toda la parte centro-oriental del área, quedando bloques altos rodeados por facies de cuenca en el avance del evento transgresivo que continua hacia el sureste. Estas facies de plataforma y cuenca en la mayoría de las ocasiones están limitadas por facies de talud ampliamente desarrolladas para este intervalo de tiempo.

ESTRATIGRÁFICAS

- ✓ El basamento en la Sierra de Chiapas lo conforman dos unidades principales:

1.- La unidad más antigua que se tiene se presenta en la porción occidental del área estudiada en la sección denominada en este trabajo como Río Negro (cerca del poblado de Pueblo Viejo y Cintalapa), y está constituida por rocas ígneas intrusivas (leucogranitos y tonalitas) de edad Pérmico-triásica.

2.- La segunda unidad es la correspondiente al basamento metamórfico en el cual se incluyen un mosaico de litologías con orígenes y edades diferentes. En la región se observan los gneises anfibolíticos que afloran en Cintalapa, y esquistos, los que están presentes en el fondo del Pozo Villa Allende-1, los que se encuentran colgantes dentro del Macizo de Chiapas, los que afloran en la margen transformante Motagua-Polochic y por último los que afloran al noreste de la ciudad de Cintalapa.

- ✓ El ciclo sedimentario mesozoico se inició diferencialmente en tiempo y espacio; así tenemos en diferentes bloques el depósito de sal de edad Triásico-Jurásico Superior, mientras que en otros bloques diferentes más levantados presentes en general circundando la porción nororiental del



Macizo de Chiapas con una sensible orientación NW-SE para el Jurásico Temprano? o Triásico-Jurásico se observa la Formación Todos Santos.

- ✓ Los primeros sedimentos registrados en la Sierra de Chiapas, los constituyen depósitos terrígenos de origen continental, los cuales han sido reportados en numerosos pozos y pueden ser observados en superficie (Sección Río Negro y Sección Jericó: no contemplada en este estudio). Los diferentes espesores presentes para esta unidad en afloramientos relativamente cercanos sugieren que para esa edad la morfología presente estaba conformada por una serie de fosas y pilares los cuales se iban haciendo más profundos hacia el noroeste como lo denota el incremento de espesor en esta dirección. La edad de estos no ha sido bien establecida, pero de acuerdo a todos los estudios realizados por diferentes autores se les asigna una edad de Triásico-Jurásico Superior.
- ✓ En la nomenclatura que comprende del Triásico al Eoceno, se han propuesto 16 unidades litoestratigráficas en el área de estudio, todas estas se respetaron y no se modificó nombre alguno, lo único que algunas no se utilizaron como tales debido a que como son de una distribución muy local no se contaron con muestras de las mismas en este trabajo ni fueron observadas en el campo en el estudio predecesor de este, tal como fueron definidas originalmente.
- ✓ El análisis estratigráfico permitió identificar cuatro eventos mayores para la columna sedimentaria que comprende el Mesozoico y el Paleoceno-Eoceno, que abarcó un tiempo de depósito aproximado de 137 millones de años.
- ✓ El primer evento está compuesto por tres secuencias: La secuencia inferior está conformada por conglomerados y areniscas depositados en fosas continentales, correspondientes a las formaciones Todos Santos y Jericó.

- El Miembro Carbonatado presente en la parte inferior de la

Formación San Ricardo representa un episodio de estabilidad en el cual se observa un desarrollo muy amplio de los organismos marinos de plataforma interna. Este intervalo de sedimentación corresponde al Kimmeridgiano y constituye el primer evento de carácter transgresivo.

- Los miembros Margoso y Arenoso de la Formación San Ricardo constituyen un cambio de régimen sedimentológico, ya que estos nos evidencian la desaparición de las condiciones estables carbonatadas en favor de las facies terrígenas, que llegaron a ser profundas de cuenca en el Tithoniano (Miembro Margoso) y terminaron haciéndose someras de ambiente litoral (Miembro Arenoso), lo que nos manifiesta un evento regresivo en el cual para este intervalo de tiempo (Tithoniano-Aptiano), la tasa de sedimentación fue mayor que la de subsidencia hasta el Tithoniano y de esta edad hasta el Aptiano las condiciones se invirtieron iniciando el ciclo regresivo.
- El segundo evento está representado por la Formación Cantelhá (mudstones, wackestones y packstones) del Albiano-Cenomaniano, así como sus variaciones de facies laterales como lo es la Formación Cobán (calizas, yesos, anhidritas y dolomías). También están presentes dentro de este ciclo carbonatado las formaciones correspondientes al Turoniano-Campaniano: Formación Cintalapa constituida por mudstones, wackestones y packstones, así como sus variaciones litológicas laterales como lo son mudstones y wackestones con bandas o nódulos de pedernal correspondientes a la Formación Jolpabuchil.
- El tercer evento está confinado al Campaniano-Superior Maastrichtiano y está representado por un cambio de litologías, en donde se presenta una mezcla heterogénea muy contrastante con el evento anterior. Este evento está representado por variaciones litológicas laterales las cuales corresponden a las siguientes formaciones: conglomerados polimícticos con fragmentos de rocas



volcánicas y cuarzo, conglomerados arenosos, areniscas y toda la gama litológica intermedia que se observa en los depósitos ubicados en las inmediaciones del Macizo de Chiapas correspondientes a la Formación Ocozocuautila. Esta cambia lateralmente hacia el noreste a mudstones, wackestones y en ocasiones packstones correspondientes a la Formación Angostura; misma que cambia de facies laterales a las brechas, conglomerados y areniscas graduadas de la Formación Xochitlán. Estas últimas cambian a margas y areniscas graduadas y lutitas correspondientes a la Formación Méndez.

- El cuarto evento está representado por los mudstones y wackestones que ocasionalmente se presentan y corresponden a la Formación Lacandón (no estudiada en este trabajo), así como sus cambios de facies laterales a brechas pertenecientes a la Formación Tenejapa, también de muy restringida distribución. Las areniscas, conglomerados y lutitas pertenecientes a la Formación Soyaló son las de más amplia distribución en el área de estudio para esta edad. Por último mencionaremos a las lutitas correspondientes a la Formación Nanchital que es la última facies presente en este último evento.

DIAGENÉTICAS

- ✓ Se identificaron nueve procesos diagenéticos: Micritización, Cementación, Compactación, Disolución, Dolomitización, Recristalización, Piritización, Cloritización y Silicificación; adicional: eventos de fracturamiento y emplazamiento de hidrocarburos (residual).
- ✓ Se evidenciaron que algunos procesos diagenéticos son locales como: micritización, cementación (por sílice), fracturamiento, cloritización, piritización y silicificación; y otros si tienen extensión regional como: compactación, recristalización y disolución.

- ✓ Se definieron procesos diagenéticos en 4 ambientes sedimentarios del área de estudio, presentes en las diferentes secciones analizadas: Chilil, Ocotál, Ocozocuaútl, La Gloria, Oxchuc, Río Negro y Soyaló.
- ✓ El proceso de recristalización afectó a todas las secciones estudiadas, siendo la menos afectadas las secciones Río Negro y Ocozocuaútl en sus depósitos continentales y litorales. La alteración diagenética por compactación estuvo presente en todas las columnas, siendo las secciones Oxchuc y La Gloria, quienes reflejan una presencia mayor de este proceso.
- ✓ La disolución representó uno de los procesos diagenéticos con mayor impacto en el Cretácico de la Sierra de Chiapas y afectó a todas las secciones, los sedimentos con mayor presencia de esta alteración corresponden a los de las secciones Oxchuc y Soyaló.
- ✓ Los procesos de micritización y cloritización fueron muy escasos en el área de estudio. El primero tuvo su mayor impacto en las secciones Ocozocuaútl, Ocotál y Soyaló. Por su parte el reemplazamiento por clorita fue evidente en las Secciones Chilil, Ocozocuaútl y La Gloria.
- ✓ Las facies sedimentarias más afectadas diagenéticamente hablando son las zonas de facies 7 y 8 de las secciones Ocotál, Oxchuc y Río Negro. Mencionadas facies fueron alteradas por la mayoría de procesos diagenéticos, con excepción de cloritización y piritización.
- ✓ Se identificaron las etapas diagenéticas: Depositional, Eogenética y Mesogenética.
- ✓ La silicificación aunque representan un proceso de poca importancia en las evaluaciones cotidianas de los procesos diagenéticos, en la Sierra de Chiapas estuvo muy bien representado y se consideró como uno de los más recurrentes en varias de las secciones cretácicas estudiadas, principalmente en la Formación Jolpabuchil de la Sección La Gloria.
- ✓ Los procesos de micritización, cementación de calcita (CaCO_3), cementación de sílice (SiO_2), se originaron en un ambiente diagenético marino.
- ✓ Los eventos de disolución, cementación de calcita, compactación por



- presión-disolución, fracturamiento (muy incipiente) y dolomitización, se desarrollaron en un medio ambiente diagenético de tipo meteórico.
- ✓ Los procesos diagenéticos de presión-disolución (compactación química), fracturamiento, recristalización, dolomitización y silicificación, tuvieron su origen en un medio diagenético de subsuelo profundo.
 - ✓ El proceso principal de dolomitización observado en las secciones Ocotál y Oxchuc, puede ser explicado a partir de un modelo de mezcla de aguas meteóricas con marinas, modelo de sepultamiento y/o un modelo de reflujo.
 - ✓ Los principales eventos diagenéticos a favor del emplazamiento de hidrocarburos son: disolución y dolomitización. El primero creó esencialmente porosidad móldica, (principalmente en las secciones Chilil, Soyalo y Oxchuc), relacionadas directamente a exposición subaérea y posiblemente a percolación de aguas meteóricas. La dolomitización, por su parte, creó porosidad secundaria intercrystalina en las secciones Ocotál y Oxchuc.
 - ✓ La paragénesis inició con la cementación (no encontrándose evidencias de bioturbación de microorganismos), dentro de la interfase agua-sedimento previa al depósito. La siguiente etapa continuó con el depósito de los sedimentos a poca profundidad, donde se extiende la cementación del material, la disolución y la recristalización. Con un sepultamiento más profundo, se generó los primeros sistemas de estilolitas y microestilolitas.
 - ✓ Se especula que el principal emplazamiento de hidrocarburos se dió en una etapa de subsuelo profundo (mesogenética), utilizando como posibles vías de migración las fallas, fracturas y zonas permeables existentes. Este emplazamiento es un evento local ya que no se observó en todas las secciones.

POROSIDAD

- ✓ Los tipos de porosidad encontrados son de porosidad secundaria, hallándose pocos intervalos con porosidad original. Los mismos fueron: por fracturas, intercrystalina, interpartícula o intergranular, intrapartícula-intrafosilar o intragranular, móldica y vugular.
- ✓ Los principales procesos que favorecieron la porosidad fueron la disolución (porosidad móldica y en microcavidades) y la dolomitización (porosidad intercrystalina), ambos procesos se dieron en una etapa Eogenética.
- ✓ Los tipos de porosidad que tienen una aportación importancia para formar yacimientos petroleros son: porosidad móldica, porosidad intercrystalina, en microcavidades o vugular y por fracturas; todas generadas en una etapa Eogenética.
- ✓ La FZ 7 de plataforma interna, corresponde al ambiente con mayor presencia de porosidad, seguida de ambientes asociados a talud y litoral.

ECONÓMICAS-PETROLERAS

- ✓ Según el análisis sedimentológico, los ambientes propicios para preservar la materia orgánica serían los de cuenca (facies 2 desarrolladas en depresiones intraplatafórmicas) presente de la Formación Jolpabuchil, así como las facies profundas más distales de la Formación Soyalo, ya que en ambas se presentan condiciones anóxicas de depósito.
- ✓ Soportados en los análisis geoquímicos realizados en el proyecto CAO-3516 del IMP, en el área no se observaron rocas con potencial generador de manera contundente, sin embargo, dentro de los valores bajos que se observaron, las rocas que poseen las mejores características como generadoras son la Formación Jolpabuchil de la Sección La Gloria y la Formación Soyalo en las secciones Soyalo y Chilil, así como las facies del Jurásico Superior (Sección Río Negro).
- ✓ Las unidades que de acuerdo a sus propiedades petrofísicas (porosidad y permeabilidad), pueden actuar como unidades acumuladoras desde el



punto de vista depositacional sin tomar en cuenta procesos diagenéticos posteriores serían: las facies litorales y oolíticas del Miembro Arenoso de la Formación San Ricardo, las facies terrígenas litorales de la Formación Ocozocuautila, las facies continentales de la Formación El Bosque. También podemos mencionar las facies dolomitizadas con creación de porosidad secundaria de los carbonatos de plataforma del Albiano, Cretácico Superior y Paleoceno. Asimismo, no se pueden ignorar aquellas unidades en las que se presenta fracturamiento abierto como se observa en la Sección La Gloria en donde las fracturas presentes en la Formación Jolpabuchil están completamente impregnadas de hidrocarburos.

- ✓ Las facies asociadas a plataforma interna (FZ 7) son potencialmente almacenadoras, debido a que fueron afectadas por fracturamiento y localmente por disolución y dolomitización.
- ✓ Se observa una estrecha relación entre las Zonas de Facies 7 y 8 con los procesos diagenéticos, principalmente con la Disolución y Dolomitización, los cuales son los principales responsables del incremento en la porosidad y permeabilidad de las rocas.
- ✓ Las rocas con mejores características de sello son las pertenecientes a las Zonas de Facies 9, 2 y 7. Estos sellos, en algunas ocasiones, están separando las facies almacenadoras, por lo que para el cálculo de espesores netos impregnados (y por lo tanto para el cálculo de reservas), se deben de tomar en consideración estas intercalaciones. Estas unidades sello serían de la Formación Méndez, el Miembro Margoso de la Formación San Ricardo y las unidades arcillosas del Terciario no estudiadas en este trabajo.
- ✓ De acuerdo a los diferentes estudios geoquímicos realizados, se considera como rocas generadoras las del Jurásico Tardío Tithoniano y tomando en cuenta las configuraciones estructurales de las trampas, así como a las evidencias petrográficas, se infiere que la migración fue principalmente a través de fallas y fracturas.

6.2 RECOMENDACIONES

- ✓ Relacionar los procesos diagenéticos con los eventos tectónicos regionales.
- ✓ Debido a que la porosidad, y por lo tanto la permeabilidad, está íntimamente ligada a los eventos diagenéticos, se recomienda realizar en la etapa del desarrollo de los campos, un estudio diagenético a detalle, utilizando otras metodologías, como es la microscopía electrónica, dando énfasis en la investigación de la distribución de microporosidad, identificación de arcillas intersticiales y el reconocimiento de minerales que podrían reaccionar con los fluidos de perforación.
- ✓ Se desconoce si se han realizado alguna perforación exitosa en el área de estudio en el último año. En el supuesto caso de no existir, se recomienda que de llegar a realizarse se debe realizar un muestreo geoquímico a detalle, dado que no se cuenta con este tipo de estudios.
- ✓ Realizar nuevos estudios de geoquímica usando combinación de técnicas de estudio tradicionales con otras más recientes con métodos nucleares, de espectrometría óptica y análisis de isótopos estables; de las manifestaciones de hidrocarburos en el área para determinar su procedencia, el tipo, cantidad y el estado de madurez de la materia orgánica, para así evaluar su potencial generador, dado que no se encontraron rocas generadoras y los hidrocarburos generados deben provenir de unidades más inferiores.
- ✓ En relación con la carencia de datos petrofísicos, se recomienda el muestreo continuo del área con la perforación de pozos delimitadores y/o de desarrollo, para estar en posibilidades de dividir al yacimiento en zonas con mejores características petrofísicas y obtener la relación que guardan con las diferentes facies sedimentarias determinadas y así obtener un modelo litológico, calibrando los registros geofísicos de Rayos Gamma, Resistividad, Densidad Neutrón y Sónico con los resultados de laboratorio. Esto es fundamental para la etapa de caracterización y el óptimo desarrollo de futuros campos dentro de la Sierra de Chiapas.



- ✓ Realizar trabajos de interpretación sísmica tridimensional a detalle, para apoyar la distribución de facies, con auxilio de atributos sísmicos; tratando de definir posibles trampas estratigráficas y/o combinadas, en las áreas prioritarias dado que éstas no se pudieron utilizar en el desarrollo del presente trabajo.
- ✓ Llevar a cabo estudios más detallados de la porción suroriental del área de estudio, ya que ésta es en donde se tuvo la menor información posible.
- ✓ Realizar estudios de Bioestratigrafía de Alta Resolución (como los que realiza la división de exploración del IMP) en las diferentes secciones cretácicas de la Sierra de Chiapas e integrar estos resultados en un contexto de estratigrafía de secuencias.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

A

- Aguayo C., J.E., 2005. Neotectónica y facies sedimentarias cuaternarias en el suroeste del Golfo de México, dentro del marco tectono-estratigráfico regional evolutivo del sur de México. *Ingeniería, Investigación y Tecnología*. 6: pp.19-45.
- Aguayo C., J.E., Bello R. y Basañez M.A., 1985. Evolución sedimentaria del Mesozoico del área de Chiapas-Tabasco. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, No. 40, pp. 123-138.
- Ahr W.M., 1973. The carbonate ramp an alternative to the shelf model. *Trans., Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, 23, pp. 221-225.
- Alcudia M.T., 1987. Prospecto Simojovel I. Informe Geológico No. 920. Petróleos Mexicanos, Zona Sur, pp. 15-80.
- Alencáster, G., 1971. Rudistas del Cretácico Superior del Estado de Chiapas. *Paleontología Mexicana*, Número 34, 100 p.
- Alencaster G., 1977. Moluscos y Braquiópodos del Jurásico Superior de Chiapas. *Revista Instituto de Geología UNAM*. 1 (2), pp. 151-166.
- Alzaga R.H., 1997. Prismas Sedimentarios de la Sierra de Chiapas (HST, TST, LST) en función de las Velocidades de Subsistencia y Sedimentación y Ambientes Sedimentarios. Gerencia de Geociencias del IMP. Bol. AMPG, Vol. XLVI, No. 2, pp. 1-42.
- Amthor, J.E. and Friedman, G.E., 1991. Dolomite-rock texture and secondary porosity development in Ellenburger Carbonate Group (Lower Ordovician), West Texas and Southeastern New Mexico. *Sedimentology*, v. 38, pp. 343-362.
- Anderson, T.W., 1974. The chestnut pollen decline as a time horizon in lake sediments in eastern North America. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 11, pp. 678-685.
- Ángeles-Aquino, F. and Cantú-Chapa, A., 2001. Subsurface Upper Jurassic stratigraphy in the Campeche Shelf, Gulf of Mexico. *Amer. Assoc. of Petrol. Geologists, Memoir 75*, pp. 343-352.
- Arche, A., 1992. Deltas, Relaciones entre sedimentología y tectónica. *Sedimentología. Col.1. Nuevas tendencias*, CSIC, Madrid, vol. 1, p. 397-451, vol.2 pp. 433-489.
- Ayan, T., 1965. Chemical staining methods used in the identification of carbonate minerals. *Bol. Miner. Res. Expl.*, 65, pp. 133-147.

B

- Bartolini C., R.T. Buffer, and A. Cantu-Chapa, 2001. The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins and Petroleum Systems: *AAPG Memoir 75*.
- Bathurst, R.G.C., 1971. Carbonate sediments and their diagenesis.



- Elsevier, Amsterdam, 620 p.
- Bathurst, R.G.C., 1995. Burial diagenesis of limestones under simple overburden. Stylolites, cementation and feedback. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 166 (2), pp. 181–192.
 - Blair, T.C., 1981. Alluvial Fans Deposits on the Todos Santos Formation, Central Chiapas, México. *Unpublished. M. S. Thesis*: Arlington, University of Texas, pp. 1-134.
 - Blair, C.T., 1982. Late Jurassic-Earliest Cretaceous Alluvial Fan Deposits of Todos Santos, Central Chiapas, Mexico. *Department of Geological Sciences University of Colorado, Boulder, Colorado, 80309, U.S.A.*, pp. 2-29.
 - Blair, T.N., 1988. Mixed siliciclastic-carbonate marine and continental syn-rift sedimentation, Upper Jurassic-Lowermost Cretaceous Todos Santos and San Ricardo formations, Western Chiapas, Mexico. *J. Sediment. Petrol.*, 58, pp. 623-636.
 - Bose, P.K., Banerjee, S. and Sarkar, S., 1997. Slope-controlled seismic deformation and tectonic framework of deposition of Koldaha Shale, India; *Tectonophysics* 269, pp.151–69.
 - Böse, Emil., 1905. Reseña acerca de la geología de Chiapas y Tabasco. Instituto Geológico de México. *Boletín* 20, pp. 5-100.
 - Burkart, B., 1978. Offset Across the Polochic Fault of Guatemala and Chiapas, México. *Geology*, vol. 6, pp. 328-332.

C

- Caballero, H.G. y López, V.H., 1990. Prospecto Tecpalán. Informe Geológico No. 949, PEMEX, Zona Sur.
- Cabrera, C.R. y Lugo, R.J., 1984. Estratigrafía, Sedimentología de las Cuencas Terciarias. *Boletín de la Asociación de Geólogos Petroleros*. 36(2), pp. 3-55.
- Cantú-Chapa, A., 1998. Las Transgresiones Jurásica de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15(1), pp. 25-37.
- Castro M., J.T., Martínez, R.E. y Schlaepfer, C.J., 1972. Estudio Estratigráfico del Mesozoico de la Sierra Madre del Sur (Chiapas). *Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, informe técnico especial para Petróleos Mexicanos*, 68 p.
- Castañón H., J.L. y Medina F.U., 1991. Hojas geológicas del Prospecto Azufrito-Potioja. Informe No. 956, Gerencia de Exploración Región Sur, PEMEX.
- Castro M., J.T., Schlaepfer, C.J. y Martínez, R.E. 1975. Estratigrafía y Microfacies del Mesozoico de la Sierra Madre del sur de Chiapas. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 27(1-3), pp. 2- 103.
- Chillingar, G.V., Zenger, D.H., Bissell, H.J., and Wolf, K.H., 1979.

- Dolomites and dolomitization. *In* Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks, G. Larsen and G.V. Chilingar Eds., Amsterdam, Elsevier, pp. 423-536.
- Chirinos, G. F., 1967. Informe Geológico No. 526. Área: Comitán-La Soledad.
 - Chirinos, P.G., 1972. Proyecto Caliza Macuspana Arrecifal. Informe Geológico Número 569. Petróleos Mexicanos, Zona Sur, pp. 6-12.
 - Choquette, P.W. and Pray, L.C., 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. Vol. 54, pp. 207-250.
 - Chubb, L.J., 1959. Upper Cretaceous of Central Chiapas, Mexico. *American Association of Petroleum Geologists. Bulletin*, 43(4), pp. 725–756.
 - Concit, 1981. Prospecto Tierra Blanca. PEMEX, Zona Sur. Informe Geológico No. 634.
 - Concit, 1982. Prospecto Puerta de Uzpanapa. PEMEX, Zona Sur. Informe Geológico No. 662.
 - Corrales Zarauza, I., J.R., Rosell Sanuy, L. Sánchez de la Torre, J.A. Vera Torres y L., Vilas Minondo, 1977. Estratigrafía. Rueda (Ed.), Madrid. Estructuras de deformación. Cap. 8, pp. 147-162.

D

- Dapples, E.C., 1967. Diagenesis of sandstones. *Elsevier, Amsterdam*, 125 p.
- Davies, T.A., Austin Jr., J.A., 1997. High-resolution 3D seismic reflection and coring techniques applied to late Quaternary deposits on the New Jersey shelf. *Mar. Geol.* 143, pp.137-149.
- Delfaud, J., 1986. Organisation scalaire des événements sédimentaires majeurs autour de la mésogée durant le Jurassique et le Crétacé. Conséquences pour les cisssx:iations biologiques. *Bull. Centrées Rech. Explor.-Prod. Elft Aquitaine*, vol. 10, No. 2, pp. 509-531.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified technique for carbonates in thin section. *Nature*, Vol. 205, No. 4971, pp. 587.
- Dickson, J.A.D., 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology* 36 (2), pp. 491–505.
- Donnelly, T.W., Horne, G.S., Finch, R.C. and López-Ramos, E., 1990. Northern Central America: The Maya and Chortis blocks, pp. 37–76.
- Dravis, J.J., Muir, I.D., 1992. Case study of burial dissolution-dolomites, Devonian Upper Elk Point Group, Western Canada. *In*: Hutcheon, I.E. (Ed.), Subsurface Dissolution Porosity in Carbonates: Recognition, Causes and Implications. *American Association for Petroleum Geology and Canadian Society for Petroleum Geology Short Course Notes*, pp. 55-117.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In*: Ham, W. E. (ed.), Classification of carbonate rocks: *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, pp. 108-



121.

- Dunnington, H.V., 1967. Aspects of diagenesis and shape change in stylolitic limestone reservoirs: *World Petroleum Congress, 7th, Mexico, Proc. v. 2*, pp. 339-352.
- Dunoyer de Segonzac, G., 1970. The transformation of clay minerals during diagenesis and low grade metamorphism: a review. *Sedimentology* 15, pp. 281-346.

E

- Embry, A.F. and Klovan, J.E., 1971. A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT: *Canadian Petroleum Geology Bulletin. Vol. 19*, pp. 730-781.
- Evamy, B.D., 1963. The application of a chemical staining technique to a study of dedolomitisation. *Sedimentology, Vol. 2*, pp. 164-170.

F

- Fairbridge, R.W., 1967. Phases of diagenesis and authigenesis. In: Larsen and Chillingar (eds.), *Diagenesis in Sediment*. Elsevier, pp. 19-89.
- Ferrusquía-Villafranca, I., Applegate, S.P. & Espinosa-Arrubarena, I. First Paleogene Selachifaua of the Middle American-Caribbean-Antillean Region, La Mesa de Copoya, West Central Chiapas-Geologic Setting, v. 17, pp.1-23.
- Flügel, E., 2004. Microfacies analysis of limestones, analysis interpretation and application: Berlin, Springer-Verlag, 976 p.
- Folk, R.L., 1959. Practical petrographic classification of limestones: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v.43*, pp.1-38.
- Folk, R.L., 1962. Spectral subdivision of limestone types. Classification of Carbonate Rocks. Ed. W. E. Ham. Tulsa, OK. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1*, pp. 62-84.
- Folk, R.L., 1965. Recrystallisation in ancient limestones. *Soc. Econ.Paleont. Mineralog., Spec. Publ. 13*, pp.14-48.
- Folk, R.L., 1974. The natural history of crystalline calcium carbonate: Effect of magnesium content and salinity. *Journal of Sedimentary Petrology. Vol. 44*, pp. 40-53.
- Friedman, G.M., 1959. Identification of carbonate minerals by staining methods. *Journal of Sedimentary Petrology. Vol. 29*, pp. 87-97.

G

- García, R.J.M., 1978. Prospecto Todos Santos, Chis. PEMEX. IGZS-796.
- Gibson, J.B., 1936. Estratigrafía y tectónica de la zona costera del Golfo entre el 19°34' latitud norte y el río Coatzacoalcos. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Vol. 5, pp. 271-288.
- Gómez, J.J., De La Cruz, R.V. y López, V.H., 1991. Prospecto Berriozábal. Informe Geológico No. 952, Zona Sureste, PEMEX.
- González, A.J., 1963. Exploración Geológica del Área de Tumbalá-Chilón, Chiapas. Informe Geológico No. 490, Petróleos Mexicanos, Zona Sur, pp. 21-32.
- González, A.J., 1965. Informe Geológico del Área Chanal-Ocosingo, Chiapas. Informe Geológico No. 504. Petróleos Mexicanos, Zona Sur, pp. 4-5.
- González, A.J., 1967. Informe Geológico del Área Teopisca-Chiapa de Corso, Chiapas. Petróleos Mexicanos, Zona Sur, Informe geológico Numero 518, s/p.
- González, G.R. y Holguín, Q.N., 1992. Las Rocas Generadoras de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, A.C., v. XLII, No. 1, pp. 9-23.
- Grajales, N.J.M., 2009. La Brecha Carbonatada del Límite K/T en el Sureste de México: su estratigrafía e importancia económico-petrolera. *Tesis Doctoral UNAM*. 91 p.
- Gutiérrez-Gil, R., 1949. Yacimientos petrolíferos en la región de Macuspana, Tabasco: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 2(8), pp. 499-510.
- Gutiérrez-Gil, R., 1956. Bosquejo Geológico del estado de Chiapas, in Geología del Mesozoico y estratigrafía pérmica del estado de Chiapas. *Congreso Geológico Internacional*, 20, México, D.F., *Libreto-Guía, Excursión C-15*, pp. 9-32.
- Gutiérrez, A.J., 1967. Informe geológico del área Teopisca-Chiapa de Corzo, Chiapas. Petróleos Mexicanos, Zona Sur, Informe geológico No. 518, s/p.
- Gutiérrez, G.M.L., 1984. El Método Palinoestratigráfico Aplicado a muestras de las secciones Pueblo Viejo y Jericó, del Estado de Chiapas, México. *Tesis Profesional E.S.I.A., I.P.N.*, 162 p.

H

- Ham, W.J.M., 1979. Prospecto Nazareth, Chiapas. Informe Geológico No. 745, Zona Sur, PEMEX.
- Ham, W.J.M., 1980. Prospecto Las Cruces. PEMEX, Zona Sur. Informe Geológico No. 765.
- Herrera, S.M.E. y Estavillo, G.C.S., 1988. Estudio Estratigrafico-Sedimentológico de los Lechos Rojos de la Formación Todos Santos en el Área de Matías Romero, Oaxaca. *I.M.P. Proyecto C-3034*.



- Herrera, V.R.P., 1991. Integración de los Lechos Rojos del Mesozoico en el Sureste de México. *Parte 1. I.M.P. Proyecto CAO-3517*.
- Herrera, S.M., Araujo, M.J. y Hernández, G.M., 1991. Estudio Estratigráfico-Sedimentológico del Cretácico Inferior (Formación Cobán) en el Oriente de la Sierra de Chiapas. *Proyecto CAO-3056 de I.M.P.*, 67 p.
- Hinojosa, G.A. y Chirinos, P.G., 1963. Exploración Geológica del Área Bochil-Capultenango, Chis. Informe Geológico núm. 491, Zona Sur. *Petróleos Mexicanos*, 35 p.
- Hinojosa, G.A., 1964. Informe Geológico del Área Copainala-Ixtapa, Chiapas. Informe Geológico Número 497. *Petróleos Mexicanos*, Zona Sur, pp. 7-18.
- Hinojosa, G.A., 1966. Informe Geológico Regional La Concordia, Chis. PEMEX. No. 516, Zona Sur.
- Holguín, Q.N., 1985. Evaluación Geoquímica del Sureste de México. *Bol. Asoc. Mex. Geól. Petroleros*, vol. XXXVII, No. 1, pp. 3-48.
- Huang, W.T., 1968. Petrología. *Unión Tipográfica Editorial Hispano Americana*. México. 546 p.
- Huegi, T., 1945. Gesteinbildend wichtige Karbonate und deren Nachweis mittels Farbmethode. *Schweizerische Mineralog. und Petrographische Mitteilungen*, v. 25, pp. 114-140. In Dickson, J.A.D., 1965. A modified technique for carbonates in thin section. *Nature*, Vol. 205 No. 4971, 587 p.
- Hurst, A. y Irwin, H., 1982. Geological modeling of clay diagenesis in sandstones. *Clay Minerals*, 17, pp. 5-22.

I

- INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática), 2014. Aspectos generales del territorio mexicano. Información Geográfica [En línea] (Consultado en Marzo 2014).

http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/recnat/fisiografia/carta_fisiografica.aspx

J

- James, N.P. and Choquette, P.W., 1983. Diagenesis 5: Limestones: Introduction; *Geoscience Canada*, v. 10, pp. 159-161.

K

- Krauskopf, K. B., 1955. Sedimentary deposits of rare metals: in *Economic Geology (50th Anniversary Volume, 1905-1955)*, A. M. Bateman, ed. Econ. Geol., pp. 411-463.
- Kendall, C.G.St.C., Skipwith, P., 1969. Geomorphology of a Recent shallow-water carbonate province: Khor al Bazam, Trucial Coast, South-West Persian Gulf. *Geological Society of America Bulletin* 80, pp. 865-891.
- Krumbein, W.C. 1942. Physical and chemical changes in sediments after deposition: *J. Sediment. Petrology*, 12, pp. 111-117.

L

- Lamadrid de Aguinaco, H., 2009. Petrología y diagénesis de las dolomías con alta porosidad de la sonda de Campeche. Juriquilla, Qro., Universidad Nacional Autónoma de México. Centro de Geociencias. *Tesis de doctorado*. 154 p.
- Leigh, R.A., Buis, O.J., and Hall, W.K. 1976. Exploración petrolera en Guatemala. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Congreso Latinoamericano de Geología, 3, *Acapulco. Resúmenes*, 75 p.
- Longman, M.W., 1981. Carbonate diagenesis as a control on stratigraphy traps (with examples from the Williston Basin). *American Association of Petroleum Geologists, Education Course Note Series, n. 21*, 159 p.
- López-Ramos, E., 1979. Geología de México, Tomo II, 2da. Edición, México, D.F., 454 p.
- López, V.J., 1963. Informe Geológico del Área Bochil-San Cristóbal, Chiapas. Informe Geológico Número 499, Petróleos Mexicanos, Zona Sur, pp. 8-16.
- López, V.J., 1965. Informe Geológico del Área Teapa-Amatlan, Tabasco-Chiapas. Informe Geológico Número 505. Petróleos Mexicanos, Zona Sur, pp.11-17.
- López-Ramos, E., 1981. Paleogeografía y tectónica del Mesozoico en México: *Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, vol. 5*, 158-177.
- Lowell, J.D., 1985. Structural Styles in Petroleum Exploration. *O.G.C.I. Publications*.

M

- Mandujano, V.J., Vázquez, M.M.E., Téllez, F.R., Rosales, C.E., Riba, R.A. y Addatte, T., 1992. Estudio Geodinámico de las Fosas de la Sierra de Chiapas. *I.M.P. Proyecto CAO-3516*.



- Mandujano, V.J. y Vázquez, M.M.E., 1996. Reseña Bibliográfica y Análisis Estratigráfico de Sierra de Chiapas. *Bol. Asoc. Mex. de Geol. Pet.*, vol. XLV, No. 1, pp. 20-45.
- Martínez-Castillo, F.J., 2001. Geological study of the Mioceno Rodador Field and its exploitation possibilities, Tabasco State, Southeastern Mexico, in Bartollini, C., Buffler, R.T. y Cantú-Chapa, A., (Editores), The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems. American Association of Petroleum Geologists Memoir 75.
- Martinez, R.E., 1972. Presencia del Turoniano Coniaciano-Santoniano y ausencia del Campaniano en el Mesozoico de Chiapas. *Rev. Inst. Mex. Petrol.*, Vol. IV, No. 4, pp. 5-15.
- Medina de la Paz, J. y Duran-Rodríguez, V., 1991. Sección estratigráfica Bochil-Soyaló-1, Prospecto Bochil, PEMEX, Zona Sureste.
- McIlreath, I. and Morrow, D.W., 1990. Diagenesis, *Geosci. Can.*, vol. 4, 338 p.
- Meneses-Rocha, J.J., 1990. Marco Tectónico y Paleogeografía del Triásico Tardío-Jurásico en el Sureste de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 39, pp. 3-68.
- Menzies, R.J., George, R.Y. and Rowe, G.T., 1973. Abyssal Environment and Ecology of the World Oceans. *Wiley & Sons, N.Y.*, 488 p.
- Michaud, F. y Fourcade, E., 1987. Paleografía del Campaniano Superior-Maastrichtiano de la región central del estado de Chiapas (sureste de México). In Barbarin, J.M., Gursky, H.J. y Meiburg, P. (Eds). El Cretácico de México y América Central. *Actas Facultad Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León*. 2, pp. 213-216.
- Michaud, F., 1988. *Negyroporella? servaisi* n. sp., *nouvelledasycladacée* du Maastrichtien du Chiapas, sud-est du Mexique. *Cretaceous Research* 9, pp. 369-378.
- Moore, P.F., 1989. Devonian Reefs in Canada and some adjacent areas. In: Reefs, Canada and Adjacent Area; H.H.J. Geldsetzer, N.P. James and G.E. Tebbutt (Eds.). *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir* 13, pp. 367-390.
- Morrow, D.W., 1988. Dolomite-Part1: the chemistry of dolomitization and dolomite precipitation. In: Diagenesis. McIlreath, I. A., & Morrow, D. W., eds. *Geoscience, Canada*, pp. 123-139.
- Mujica, M.R., 1987. Estudio Petrogenético de las Rocas Ígneas y Metamórficas en el Macizo de Chiapas. *I.M.P. Proyecto C-2009*.
- Mullerried, F.K.G., 1936a. Estratigrafía preterciaria preliminar del Estado de Chiapas. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 9(1), pp. 31-41.
- Mullerried, F.K.G., 1949. La orogénesis del sur y sureste de México: *Sociedad Geológica Mexicana*. Tomo XIV, pp. 73-100.

N

- Nuttall, W.L.F., 1929. Notes on the stratigraphy of southeastern México. In: Salas, G.P., 1949. El Cretácico de la Cuenca de Macuspana y su correlación. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Tomo XIV, pp. 47-65.

O

- Omaña, L., 2006. Late Cretaceous (Maastrichtian) foraminiferal assemblage from the inoceramid beds, Ocozocoautla Formation, central Chiapas, SE Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23, pp.125-132.
- Órnelas Sánchez, M., 1990. Estudio de los foraminíferos bentónicos del Jurásico-Cretácico Inferior; *Subdirección de Tecnología de Exploración, Instituto Mexicano del Petróleo*, 122 p.
- Órnelas, S.M., Aguilera, F.N., Franco, N.S., Granados, M.M., 1991. Algas Calcáreas y los Foraminíferos Bentónicos del Jurásico Superior-Cretácico Inferior en la Sierra de Chiapas. *I.M.P. Proyecto CAO-5510*.
- Órnelas-Sánchez, M., Aguilera-Franco, N., Franco-Navarrete, S., y Granados-Martínez, M., 2004. Evolución Sedimentológica del Cretácico Superior en el Sureste de México: *GEOS*, Vol. 24, No. 2, 222 p.
- Órnelas. S.M. y Alzaga. R.H., 1994. Variaciones del Nivel del Mar y su Influencia sobre la Microflora y la Microfauna de la Formación San Ricardo del Jurásico Superior-Cretácico Inferior en la Sierra de Chiapas. *Bol. Asoc. Mex. de Geol. Pet.*, vol. XLIV. núm. 1, pp.16-36.
- Oviedo G. A., 2005. Rudistas del Cretácico Superior del centro al suroeste de México (Recuento sistemático de rudistas americanos). *Tesis doctoral. Universidad Autónoma de Barcelona*. 123 p.

P

- Pacheco, G.C. y Barba, L.M.I., 1984. Estudio Tectónico Estructural en el Prospecto Sur de Chiapas. *I.M.P. Proyecto C-4003*.
- Padilla y Sánchez R. J., 2007. Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana tomo LIX*, 1, pp. 19-42.
- Page, H.J., 1921. Report of Geological Reconnaissance in Departments of Tuxtla, Mezcalapa and Pichucalco, Chiapas, México. Informe Geológico No. 4, PEMEX.
- Patiño, R.J., 1956. Exploración Geológica del Área Lomas Tristes, Tab. Informe Geológico No. 431, PEMEX, Zona Sur, pp. 6-15.
- Patiño, R.J., 1959. Levantamiento Geológico del Sureste de Jesús Carranza, Municipio de Hidalgotitlan, Veracruz. Informe Geológico No.



450, PEMEX, Zona Sur.

- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., and Siever, R., 1972. Sand and sandstone. *Springer-Verlag, New York*, 618 p.
- Pike, R.W., Blom, F., 1922. Geological reconnaissance in the Municipality of Tacotalpa, State of Tabasco and Departments of Palenque, Simojovel, Chiapa, Tuxtla, Tonala, State of Chiapas, Mexico. *Petróleos Mexicanos*, Informe Geológico 14, Zona sur, 167 p.
- Purser, B.H., Brown, A., Aissaoui, D.M., 1994. Nature, origin and evolution of porosity in dolomites. In: Purser, B.H., Tucker, M.E., Zenger, D.H. (Eds), *Dolomites, A Volume in Honour of Dolomieu*, Vol. 21. *International Association of Sedimentology Special Publication*, pp. 283-308.
- Purdy, E. G., 1968. Carbonate diagenesis: An environmental survey. *Geol. Romana* 7, pp.183-228.

Q

- Quezada, M.J.M., 1975. Prospecto Cintalapa-La Ventosa, Chiapas-Oaxaca. Informe Geológico Numero 490A. PEMEX, Zona Sur, pp. 59-107.
- Quezada, M.J.M., 1977. Prospecto Rio Playas, Veracruz. Informe Geológico No. 725, *Petróleos Mexicanos*, Zona Sur, pp. 17-88.
- Quezada, M.J.M., 1978. Prospecto Jesús Carranza. IGZN-722. PEMEX.
- Quezada, M.J.M., 1979. Prospecto Lacandona, Chiapas. Informe Geológico Número 741. *Petróleos Mexicanos*, Zona Sur, pp. 12-58.
- Quezada, M.J.M., 1983. Las Formaciones San Ricardo y Jericó del Jurásico Medio-Cretácico Inferior en el SE de México. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.*, vol. XXXV No 1.
- Quezada, M.J.M., 1987. El Cretácico Medio-Superior y el límite Cretácico Superior-Terciario Inferior en la Sierra de Chiapas. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, Vol. 39, pp. 3-98.
- Quezada, M.J.M., 1990. El Cretácico Medio-Superior y el límite Cretácico Superior-Terciario Inferior en la Sierra de Chiapas. *Boletín Asociación Mexicana Geólogos Petroleros.*, v. 39, No. 1, pp. 3-98.

R

- Rich, J.L., 1951. Three critical environments of deposition and criteria for recognition of rocks deposited in each of them. *Geological Society of America Bulletin*, 62, pp. 1-20.
- Ricken, W., 1986. Diagenetic Bedding. *Berlin, Spring-Verlag*, 210 p.
- Richards, G.H., 1963. Stratigraphy of Earliest Mesozoic Sediments in Sotheastern Mexico and Western Guatemala. *Bull. AAPG vol. 47, No. 10*,

- pp. 1861-1870.
- Rodríguez, L.F., 1987. Estudio Estratigráfico-Sedimentario del Prospecto Lacantun. Informe Geológico No. 008, Zona Sureste. Petróleos Mexicanos. 79 p.
 - Rosales, C.E., 1991. Estudio Taxonómico y Evaluación Bioestratigráfica de los Foraminíferos Bentónicos de una Secuencia Carbonatada del Cretácico MedioSuperior de la Sierra de Chiapas. *I.M.P. Proyecto CAO-5517*.
 - Rosales, D.M.C., 1998. Biohorizontes cronoestratigráficos en las facies carbonatadas de la plataforma del Cretácico medio-Superior de Chiapas, México. *I.M.P.*, pp. 27.
 - Rosales, L.J., Ayala, N.M., Martínez, H.E. y Rosales, C.E., 1991. Estudio Palinoestratigráfico de las Rocas del Jurásico-Cretácico en las Facies de Plataforma de la Sierra de Chiapas. *Proyecto CAO-5515, IMP, México, D.F.*
 - Rosales, D.M.C., Bermúdez, S.J. y Aguilar, P.M., 1994. Microfacies of the Middle and Upper Cretaceous from the Sierra de Chiapas, Southeastern Mexico: *PaleoBios*, vol. 16 (Suppl. to Number 2), 56 p.
 - Rueda-Gaxiola, J., 1998. El origen del Golfo de México y de sus subcuencas petroleras mexicanas, con base en la palinología de lechos rojos. *Rev. Mex. Ciencias Geológicas*, 15, 1, pp. 78-86.

S

- Salas, G.P., 1949. El Cretácico de la Cuenca de Macuspana y su correlación. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Tomo XIV, pp. 47-65.
- Salas, G., y López R., 1951. Geología y Tectónica de la Región de Macuspana, Tabasco y Norte de Chiapas. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, Vol. III, Números 1-8, pp. 3-56.
- Sapper, K., 1894. Informe sobre la Geografía Física y la Geología de los Estados de Chiapas y Tabasco. *Bol. Agríc. Miner, e Instr.*, pp. 187-211.
- Sapper, K., 1899. Über Gebirgsbau und Boden des Mordlichen Mittelamenrika: Peterm. Mitt. *Eg. H-127, Gotha, Germany*.
- Sánchez, M. de O.R., 1967. Informe Geológico del Área Suchiapa-Cintalapa, Chiapas. Informe Geológico Número 520. Petróleos Mexicanos, Zona Sur, pp. 17-27.
- Sánchez, M. de O.R., 1969. Proyecto Mesozoico de Chiapas, I.G.Z.S., 536, Petróleos Mexicanos, Superintendencia General Distrito de Exploración Zona Sur, pp. 26-56.
- Sánchez, M. de O.R., 1973. Proyecto Mesozoico Arrecifal Sierra de Chiapas. Informe Geológico Número 581, Zona Sur, PEMEX, 61 p.
- Sánchez, M. de O., R., 1978. Geología Petrolera de la Sierra de Chiapas, *IX Excursión Geológica de Petróleos Mexicanos*, superintendencia General de Distritos de Exploración, Zona Sur, Libreto-Guía, 57 p.
- Sánchez, M. de O., R., 1979. Geología Petrolera de la Sierra de Chiapas. *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. Vol. 31. pp. 67-97.



- Sandoval, S.R., Ramos, Q.R. y Valencia, S.J., 1992. Estudio Estratigráfico del Jurásico Superior en el Subsuelo de la Sierra de Chiapas. *I.M.P. Proyecto CAO-3055*.
- Santamaría, O.D., 2008. La Formación del Petróleo en el sur del Golfo de México: Predicción de su calidad. *Boletín AMPG*, 30 p.
- Sibley, D.F. and Gregg, J.M., 1987. Classification of dolomite rock textures. *Jour. Sed. Petrol.*, 57, pp. 967–975.
- Silva, P.A., 1977. *Goniolina geometrica* (Chlorophyta Dasycladaceae) de la Formación San Ricardo (Jurásico Superior) del Estado de Chiapas. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto Geología. Revista 1*, pp. 64-68.
- Simpson, C. y Schmid, S., 1983. An evaluation of criteria to determine the sense of movement in sheared rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 94, pp. 1281-1288.
- Steele, D.R., 1985. Physical stratigraphy and petrology of the Cretaceous Sierra Madre Limestone, West-Central Chiapas. *Instituto de Geología. UNAM, Vol. 102*.
- Strakhov, N.V., 1953. Diagenesis of sediments and its significance in sedimentary ore formation. *Izv. Akad. Nauk SSSR Ser. Geol. No. 5*, pp. 12-49.

T

- Termer, Franz, 1932. *Geologie von Nordwest-Guatemala: zeitschr. Gesell. F. Erdkunde, Berlin*, pp. 240-248.
- Torres, Z.A., 1983. Prospecto Solosuchil II. PEMEX, Zona Sur. Informe Geológico No. 922.
- Tucker, M., 1988. Techniques in Sedimentology. *Blackwell Scientific Publications*, Oxford, London, UK. 394 p.
- Tucker, M.E. and Wright, V.P., 1990. Carbonate Sedimentology. *Blackwell, London*. 310 p.

V

- Vázquez, M.M.E. y Villaseñor, R.P.E., 1990. Integración tectónica-estructural en el prospecto: Sierra de Chiapas. *Instituto Mexicano del Petróleo. Proyecto CAO-4505, México, D.F.*
- Vélez, S.D., 1978. Prospecto Tziscaco: Informe Geológico núm. 735, Zona Sur, Petróleos Mexicanos, 62 p.
- Vicedo, V., Hottinger, I., Caus, E. y Aguilar, M., 2006. Fusiform and laterally compressed alveolinids from both sides of the Late Cretaceous Atlantic. *Anuário do Instituto de Geociências*, 29, pp. 695-696.

- Vinson, G.L., 1962. Upper Cretaceous and Tertiary stratigraphy of Guatemala. *American association of Petroleum Geologists Bulletin*. Vol. 46, p. 425-456. In Donnelly, T.W., Horne, G.S., Finch, R.C. and López-Ramos, E., 1990. Northern Central America: The Maya and Chortis blocks, p. 37–76 in G. Dengo and J.E. Case, editors. *The Geology of North America*, vol. H, The Caribbean region. *Geological Society of America, Boulder, Co.*
- Von Gümbel, C.W., 1868. Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges oder des Bayerischen und Oberpfälzer Waldgebirges. *Perthes, Gotha.*

W

- Walper, J.L., 1960. Geology of Coban-Purulha area, Alta Verapaz, Guatemala: *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 44, pp. 1273-1315.
- Walther J., 1893. Eileitung in die Geologic als historische Wissenschaft. Beobachtungen über die Bildung der Gesteine und ihrer organischen Einschlüsse. *Fisher, Jena.*
- Wanless, H.R., 1979. Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization. *J. Sediment. Petrol.* 49, pp. 437-462.
- Warne, S.St.J., 1962. A quick field or laboratory staining scheme for the differentiation of the major carbonate minerals. *Journal of Sedimentary Petrology*. Vol. 32, p. 29-38.
- Warren, J., 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Sci. Rev.*, 52, pp. 1-81.
- Williams–Rojas, C.T., Hurley, N.T., 2001. Geologic controls on reservoir performance in Muspac and Catedral oil fields, Southeastern Mexico. In: Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú–Chapa, A. (eds.), *The western Gulf of Mexico Basin: Tulsa, Oklahoma, U.S.A.*, *American Association of Petroleum Geologists, Memoir 75*, pp. 443-472.
- Wilson, J.L., 1975. *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer-Verlag, New York, N.Y., 471 p.
- Wolf, K.H., and Chilingarian, G.V., 1976. Compaction diagenesis of carbonate sediments and rocks. In: Chilingarian, G.V. and Wolf, K.H., Eds., *Compaction of Coarse-Grained Sediments*. *Elsevier, Amsterdam*, pp. 719-768.

Z

- Zapata, E., 1983. Manual de Petrografía y Diagénesis de rocas carbonáticas. *GEOS*, 28, pp. 3-139.

ANEXO A

Láminas con fotomicrografías ejemplificando los diversos tipos de microfacies y ambientes de depósito identificados en el Cretácico de la Sierra de Chiapas.

LÁMINA 3.1

Ambiente de depósito: Cuenca

Zona de Facies 1

Fotomicrografía A G-2a Sección: La Gloria Formación: Jolpabuchil Edad: Cretácico Superior

Wackestone de plantónicos, gris claro. *Praeglobotruncana* sp, recristalizada. Bioclastos indeterminados recristalizados y microfractura delgada sellada con espatita.

Fotomicrografía B G-56 Sección: La Gloria Formación: Jolpabuchil Edad: Cretácico Superior

Mudstone arcilloso, gris claro a gris verdoso, con matriz incipientemente cloritizada. Fracturamiento fino abierto.

Fotomicrografía C G-58 Sección: La Gloria Formación: Jolpabuchil Edad: Cretácico Superior

Wackestone de planctónicos, gris oscuro a café oscuro, organismos recristalizados. Se observa fracturamiento cerrado, sellado con espatita y aglomeración de bioclastos planctónicos. Se aprecia ejemplar de *Globotruncana hilli* recristalizada.

Fotomicrografía D G-59 Sección: La Gloria Formación: Jolpabuchil Edad: Cretácico Superior

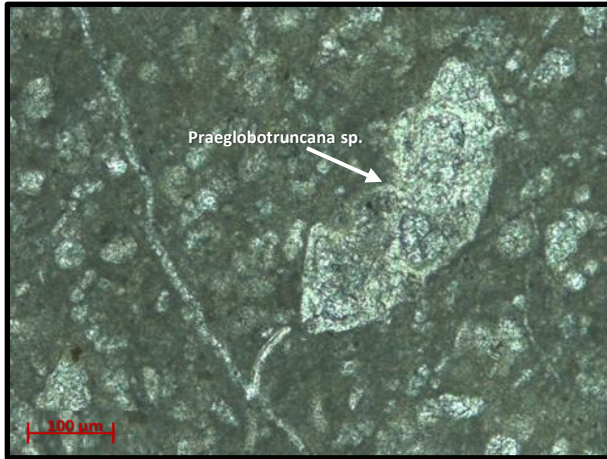
Wackestone ligeramente arcilloso, gris claro a gris oscuro, con abundantes organismos planctónicos, laminación paralela y ondulada de organismos. En la microfotografía se aprecia fracturamiento grueso sellado con calcita y fracturas abiertas perpendiculares entre sí, también algunos calcisferúlidos recristalizados y pirita diseminada.

Fotomicrografía E SO-1 Sección: Soyaló Formación: Jolpabuchil Edad: Cretácico Superior

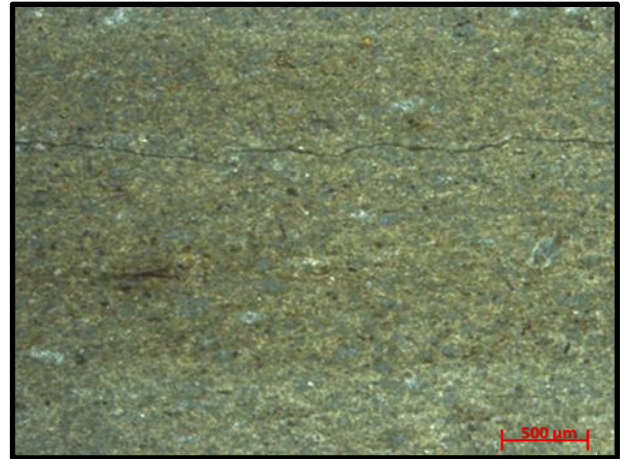
Wackestone arcilloso de radiolarios, café oscuro. Materia orgánica sobre la matriz micrítica.

Fotomicrografía F CH-4a Sección: Chilil Formación: Angostura Edad: Cretácico Superior

Mudstone a Wackestone arcilloso, café oscuro. Testas de globotruncánidos pequeños indeterminados, paralelos a la estratificación.



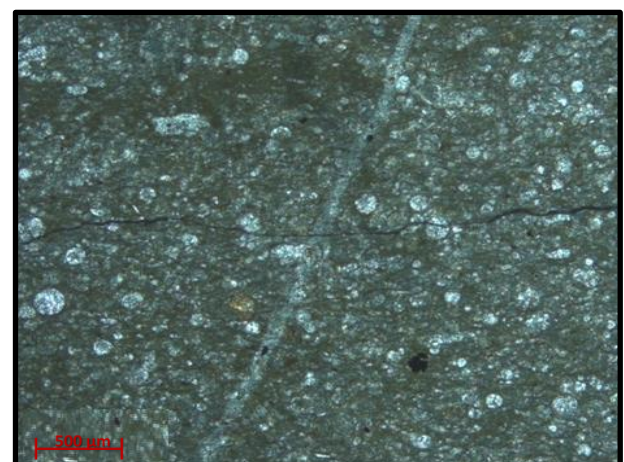
A.- G-2a Sección La Gloria



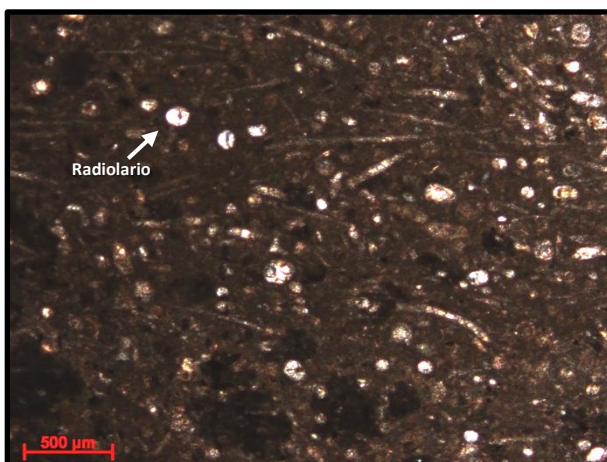
B.- G-56 Sección La Gloria



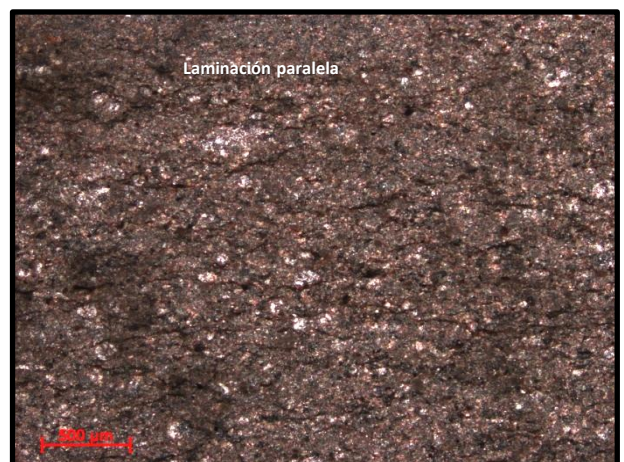
C.- G-58 Sección La Gloria



D.- G-59 Sección La Gloria



E.- SO-1 Sección Soyaló



F.- CH-4a Sección Chilil

LÁMINA 3.2

Ambiente de depósito: Cuenca

Zona de Facies 2

Fotomicrografía A G-15 Sección: La Gloria Formación: Méndez Edad: Cretácico Superior

Wackestone de planctónicos, gris claro, con testas de foraminíferos planctónicos indeterminados. Posible *microcalamoides* sp (ostrácodo).

Fotomicrografía B G-24 Sección: La Gloria Formación: Méndez Edad: Cretácico Superior

Wackestone ligeramente arcilloso de planctónicos, gris oscuro a café. Bioclastos carbonatados. *Globotruncanita stuarti*.

Fotomicrografía C G-27 Sección: La Gloria Formación: Méndez Edad: Cretácico Superior

Packstone de planctónicos, gris oscuro. Estructura de flujo de organismos planctónicos formada por *Globotruncanita* sp y testas de globotruncánidos indeterminados.

Fotomicrografía D G-36 Sección: La Gloria Formación: Jolpabuchil Edad: Cretácico Superior

Wackestone de planctónicos, café claro a café oscuro, ligeramente arcilloso. Calcisferúlidos y bioclastos indeterminados recristalizados, con algunas valvas de ostrácodos y microfracturas finas abiertas.

Fotomicrografía E G-42a Sección: La Gloria Formación: Jolpabuchil Edad: Cretácico Superior

Wackestone de planctónicos, gris oscuro, ligeramente arcilloso. Bioclastos recristalizados (testas de foraminíferos planctónicos y calcisferúlidos indeterminados). Microfracturas cerradas, selladas con espatita.

Fotomicrografía F SO-18 Sección: Soyalo Formación: Méndez Edad: Cretácico Superior

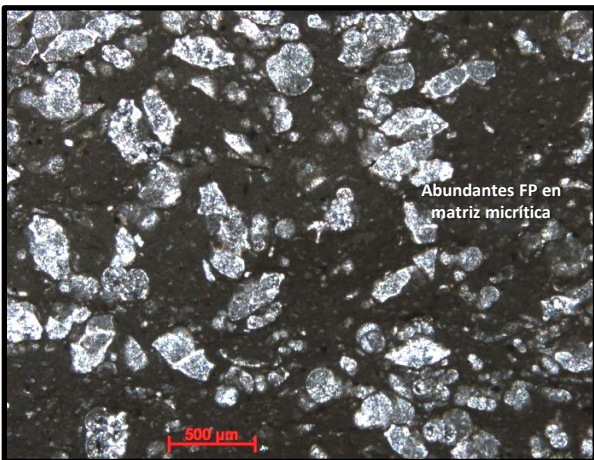
Wackestone de planctónicos, gris oscuro a café. Calcisferúlidos indeterminados y parcialmente recristalizados. Arriba a la derecha se observa un ejemplar de *Globotruncana hilli* recristalizada.



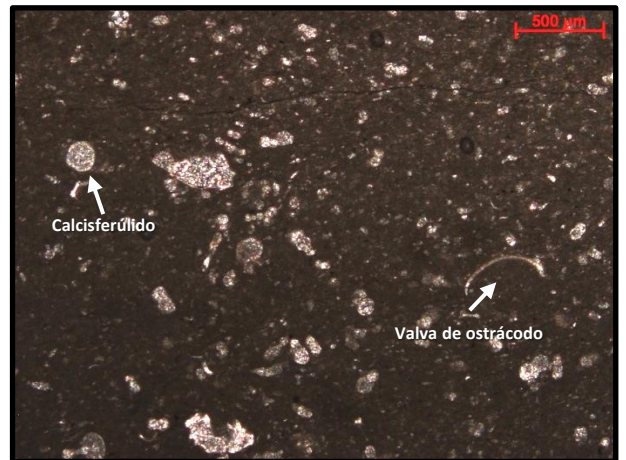
A.- G-15 Sección La Gloria



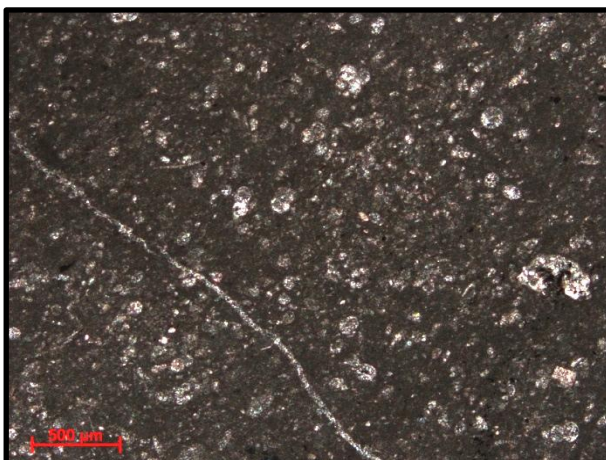
B.- G-24 Sección La Gloria



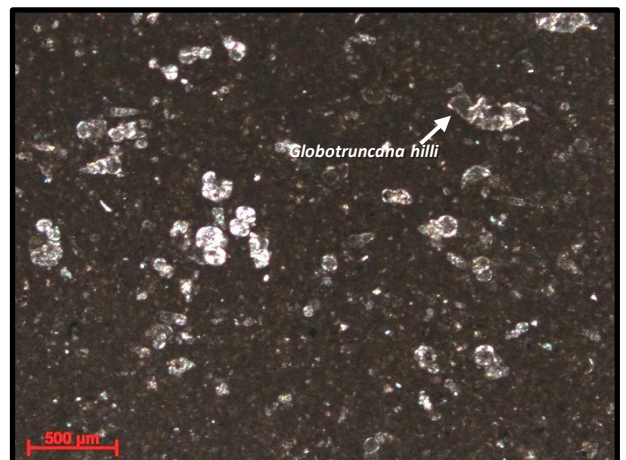
C.- G-27 Sección La Gloria



D.- G-36 Sección La Gloria



E.- G-42a Sección La Gloria



F.- SO-18 Sección Soyaló

Ambiente de Depósito: Cuenca

LÁMINA 3.3

Ambiente de depósito: Cuenca

Zona de Facies 2

Fotomicrografía A SO-26 Sección: Soyaló Formación: Méndez Edad: Cretácico Superior

Wackestone, gris oscuro, ligeramente arcilloso. *Calcisphaerula innominata* y hedbergélidos recristalizados.

Fotomicrografía B SO-43 Sección: Soyaló Formación: Méndez Edad: Cretácico Superior

Packstone de planctónicos indeterminados, café oscuro. Laminación paralela de microorganismos. Microfracturamiento fino, cerrado, relleno con espatita perpendicular a la laminación.

Fotomicrografía C CH-3 Sección: Chilil Formación: Angostura Edad: Cretácico Superior

Wackestone, gris claro a gris oscuro. *Hedbergella sp* Esporádica pirita finamente diseminada.

Fotomicrografía D CH-3 Sección: Chilil Formación: Soyaló Edad: Paleoceno

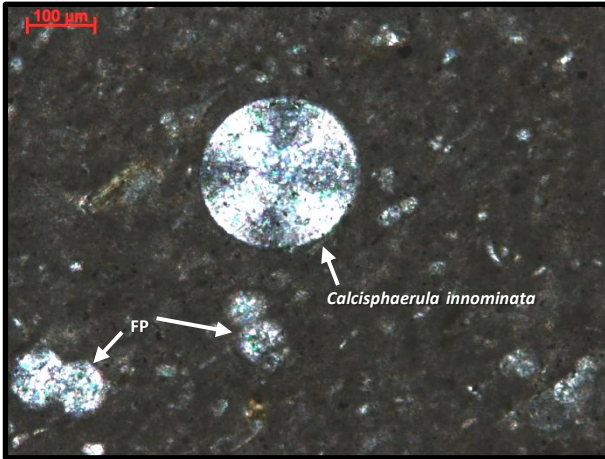
Wackestone de planctónicos, gris claro. Pirita finamente diseminada. Se aprecia calcisferúlidos y bioclastos recristalizados, así como minerales terrígenos.

Fotomicrografía E G-12 Sección: La Gloria Formación: Méndez Edad: Cretácico Superior

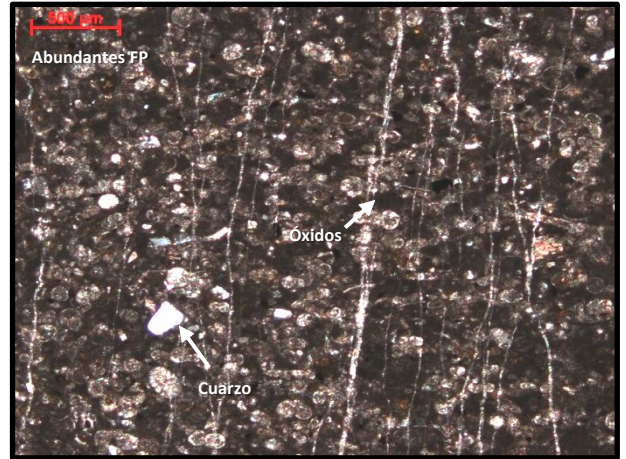
Wackestone de foraminíferos planctónicos, gris claro con testas de foraminíferos planctónicos globotruncánidos.

Fotomicrografía F SO-3a Sección: Soyaló Formación: Jolpabuchil Edad: Cretácico Superior

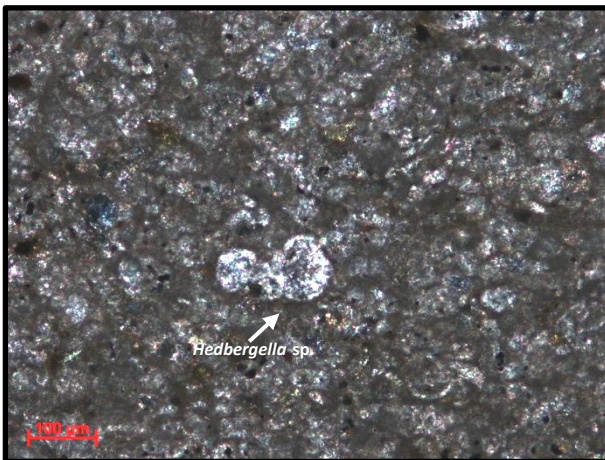
Wackestone de foraminíferos planctónicos, gris a gris oscuro, con organismos bentónicos indeterminados recristalizados y algunos afectados por piritización.



A.- SO-26 Sección Soyalo



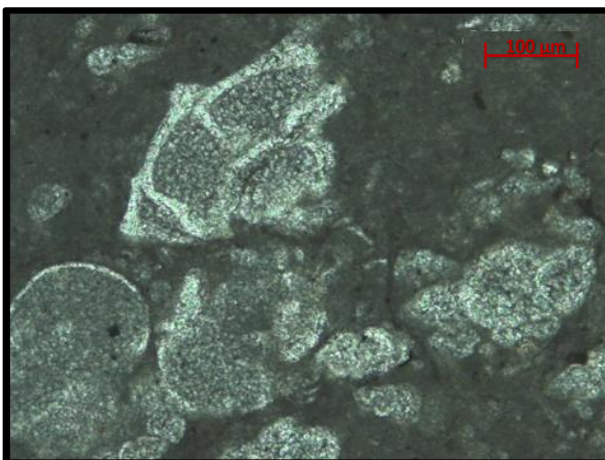
B.- SO-43 Sección Soyalo



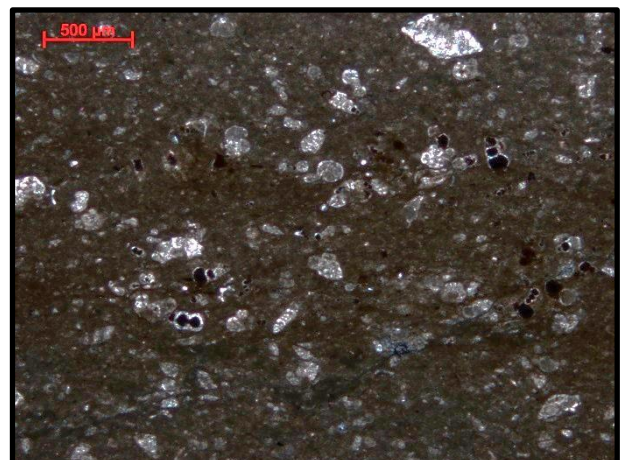
C.- CH-3 Sección Chilil



D.- CH-3 Sección Chilil



E.- G-12 Sección La Gloria



F.- SO-3a Sección Soyalo

LÁMINA 3.4

Ambiente de depósito: Talud

Zona de Facies 3

Fotomicrografía A SO-11 Sección: Soyaló Formación: Méndez Edad: Cretácico Superior

Wackestone, gris claro a gris oscuro, con organismos bentónicos retrabajados y recristalizados de la familia de los *Heteroelícidos biserial*.

Fotomicrografía B SO-20 Sección: Soyaló Formación: Méndez Edad: Cretácico Superior

Wackestone a Packstone, color gris, con bioclastos planctónicos, recristalizados indeterminados y ejemplares de foraminíferos bentónicos retrabajados.

Fotomicrografía C SO-21 Sección: Soyaló Formación: Méndez Edad: Cretácico Superior

Packstone, color gris claro. Fragmentos líticos subangulosos a subredondeados. Se aprecia organismos bentónicos como: alveolínidos (parte superior) y Discocyclínidos recristalizados (parte central e inferior izquierda de la lámina), también se observan algunos fragmentos de mudstone angulosos.

Fotomicrografía D SO-22a Sección: Soyaló Formación: Méndez Edad: Cretácico Superior

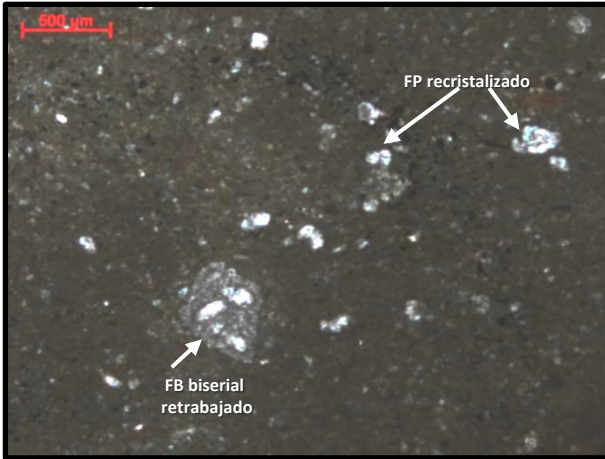
Packstone recristalizado con bioclastos bentónicos retrabajados. Abundantes fragmentos líticos angulosos a subángulosos (aparentes estructuras primarias)

Fotomicrografía E SO-22b Sección: Soyaló Formación: Méndez Edad: Cretácico Superior

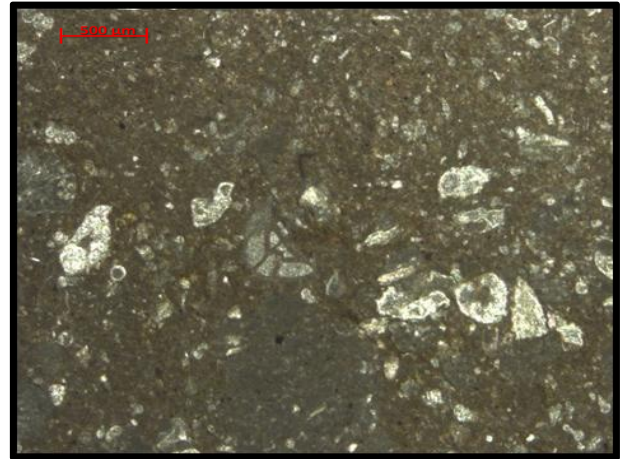
Packstone de bentónicos, gris oscuro, recristalizado. Corte axial de Discocyclínidos recristalizados.

Fotomicrografía F SO-22e Sección: Soyaló Formación: Méndez Edad: Cretácico Superior

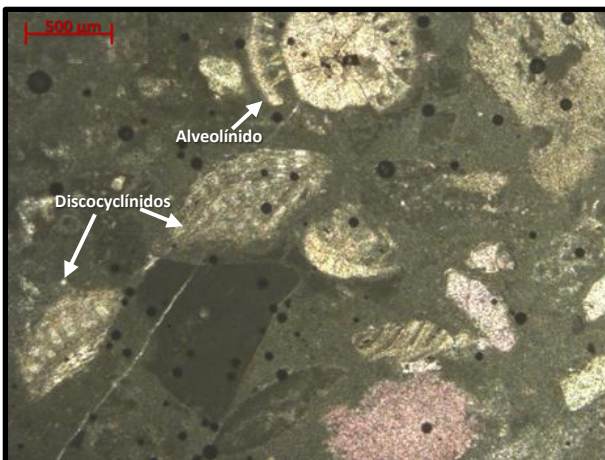
Wackestone. Recristalización de bioclastos y litoclastos. Probable nummilítido,



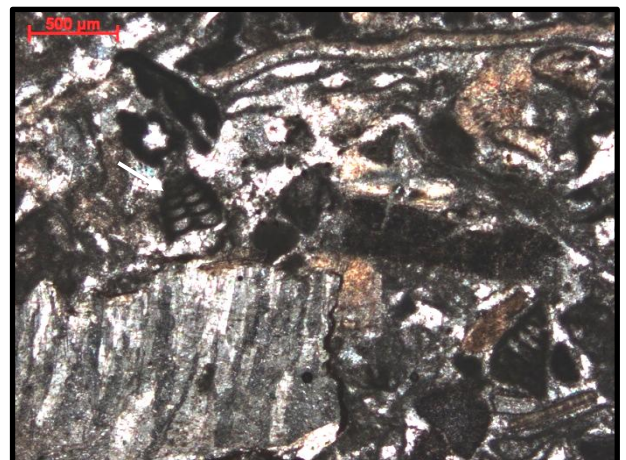
A.- SO-11 Sección Soyalo



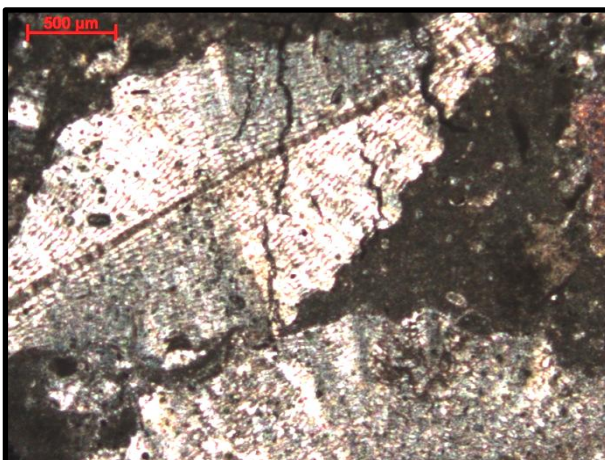
B.- SO-20 Sección Soyalo



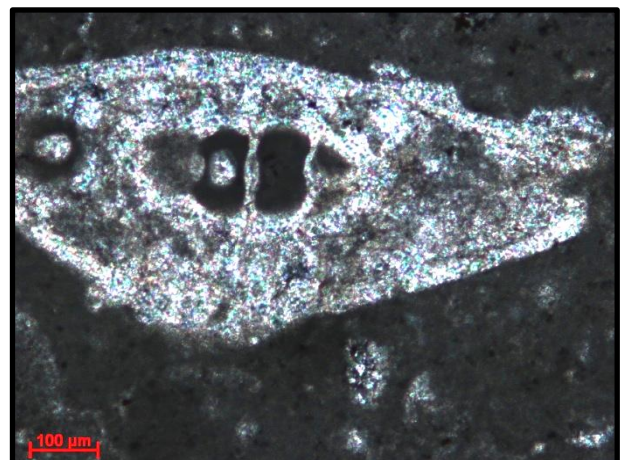
C.- SO-21 Sección Soyalo



D.- SO-22a Sección Soyalo



E.- SO-22b Sección Soyalo



F.- SO-22e Sección Soyalo

LÁMINA 3.5

Ambiente de depósito: Talud

Zona de Facies 3

Fotomicrografía A SO-22f Sección: Soyaló Formación: Méndez Edad: Cretácico Superior

Wackestone de bentónicos, gris oscuro a café. Ejemplar de orbitoide recristalizado. Se observa en la parte superior testas de organismos bentónicos inmersos en matriz micrítica, color gris oscuro a café oscuro. En la parte inferior, fragmento de alga derivado de la plataforma.

Fotomicrografía B SO-22f Sección: Soyaló Formación: Méndez Edad: Cretácico Superior

Wackestone, color gris oscuro. Recristalización de bioclastos. Alga calcárea indeterminada y recristalizada.

Fotomicrografía C SO-22f Sección: Soyaló Formación: Méndez Edad: Cretácico Superior

Wackestone de bentónicos, color gris oscuro a café. Ejemplar de orbitoide recristalizado. Se observa en la parte superior testas de organismos bentónicos inmersos en matriz micrítica, color gris oscuro a café oscuro.

Fotomicrografía D SO-24b Sección: Soyaló Formación: Méndez Edad: Cretácico Superior

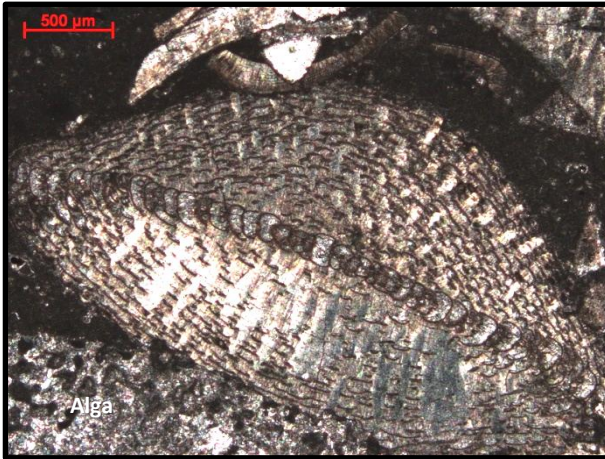
Wackestone, color café oscuro, parcialmente recristalizado con microorganismos bentónicos retrabajados (biserial) y organismos planctónicos indeterminados; asociación típica de facies de pie de talud.

Fotomicrografía E B SO-53a Sección: Soyaló Formación: Méndez Edad: Cretácico Superior

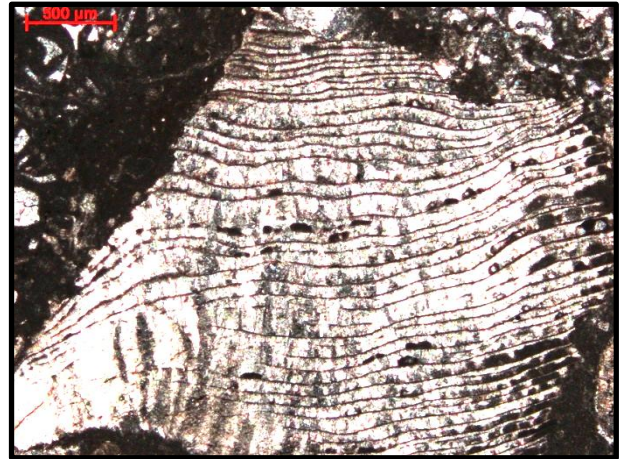
Wackestone-Packstone, color gris claro a gris oscuro, parcialmente recristalizado. Foraminíferos bentónicos indeterminados y litoclastos angulosos.

Fotomicrografía F G-46 Sección: La Gloria Formación: Jolpabuchil Edad: Cretácico Superior

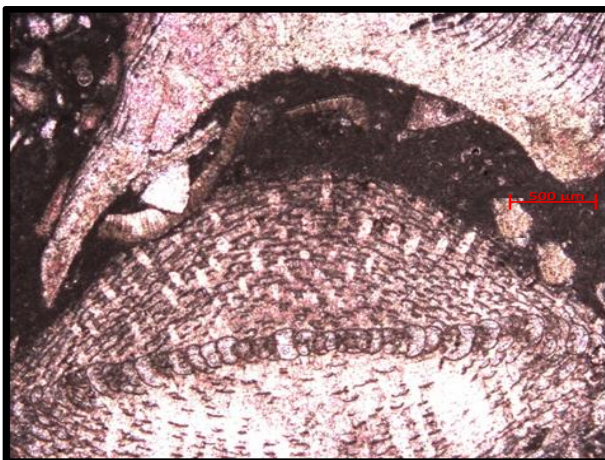
Mudstone arcilloso, color café a café oscuro, recristalizado. Foraminífero bentónico indeterminado, parcialmente recristalizado, sobre matriz micrítica. Abundantes óxidos y materia orgánica.



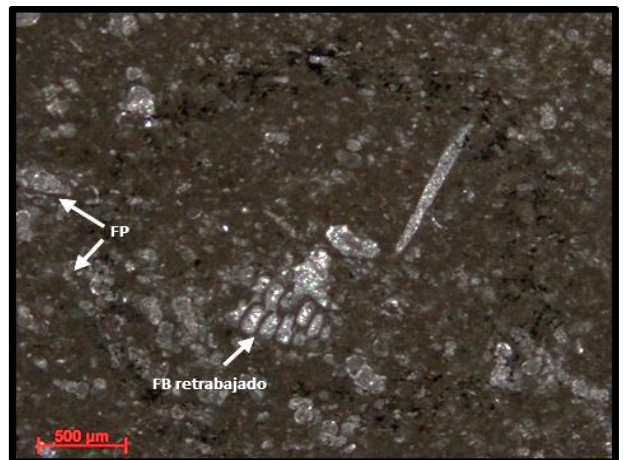
A.- SO-22f Sección Soyaló



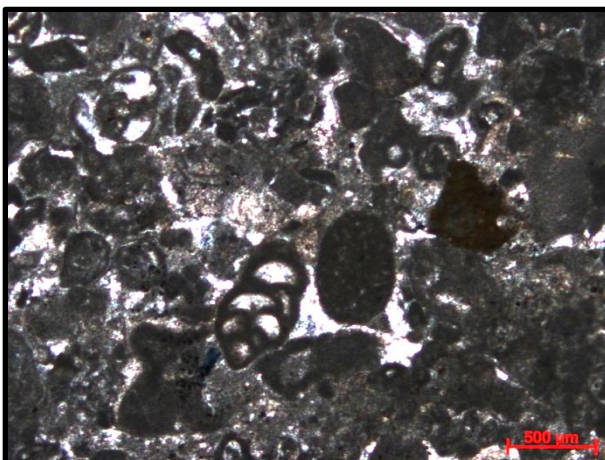
B.- SO-22f Sección Soyaló



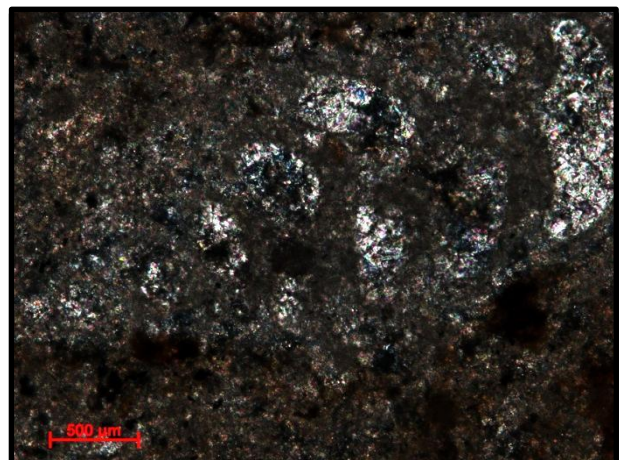
C.- SO-22f Sección Soyaló



D.- SO-24b Sección Soyaló



E.- SO-53a Sección Soyaló



F.- G-46 Sección La Gloria

LÁMINA 3.6

Ambiente de depósito: Talud

Zona de Facies 4

Fotomicrografía A SO-16b Sección: Soyaló Formación: Méndez Edad: Cretácico Superior

Packstone, gris claro, con zonas dolomitizadas. Abundantes organismos bentónicos maltratados con esporádicos fragmentos carbonatados recristalizados. En la microfotografía se observan alveolínidos y orbitolínidos recristalizados con fragmentos de microdolomía.

Fotomicrografía B SO-25c Sección: Soyaló Formación: Méndez Edad: Cretácico Superior

Packstone, color gris claro a gris oscuro. Abundancia de organismos bentónicos y fragmentos arrecifales retrabajados, acarreados de la plataforma. Se aprecia un predominio de bentónicos versus organismos planctónicos y litoclastos carbonatados angulosos a subángulosos.

Fotomicrografía C SO-29 Sección: Soyaló Formación: Méndez Edad: Cretácico Superior

Wackestone de microorganismos recristalizados, gris oscuro. Orbitoides recristalizados y maltratados en matriz micrítica, con litoclastos calcáreos subredondeados. Escasa pirita finamente diseminada. Algunos minerales como feldespatos alterados.

Fotomicrografía D SO-32a Sección: Soyaló Formación: Méndez Edad: Cretácico Superior

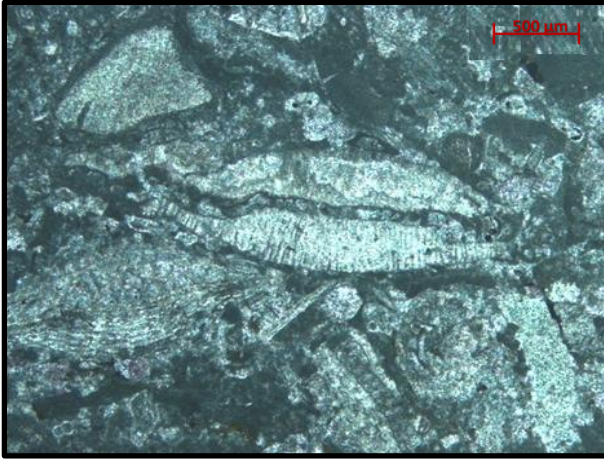
Wackestone, gris oscuro a café, recristalizado, de Discocyclínidos. Bioclastos bentónicos indeterminados. Fracturamiento grueso, cerrado, sellado con espatita. Granos envueltos y pirita diseminada.

Fotomicrografía E SO-32d Sección: Soyaló Formación: Méndez Edad: Cretácico Superior

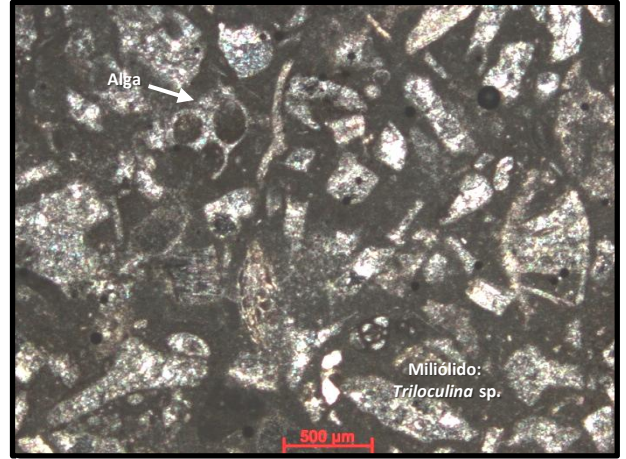
Wackestone recristalizado, gris a café claro. Fragmentos recristalizados del aparato arrecifal. Ejemplares de bivalvos recristalizados (gasterópodos).

Fotomicrografía F SO-32d Sección: Soyaló Formación: Méndez Edad: Cretácico Superior

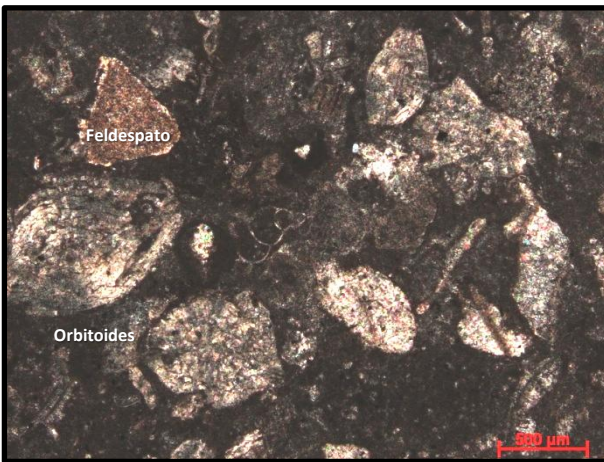
Wackestone recristalizado, gris a café claro. Fragmentos recristalizados del aparato arrecifal e intraclastos.



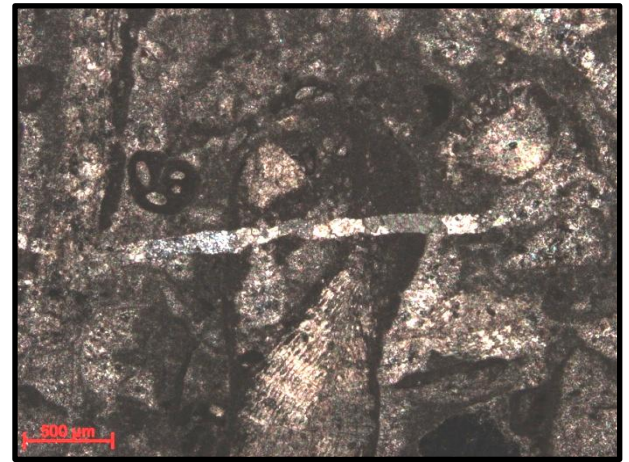
A.- SO-16b Sección Soyaló



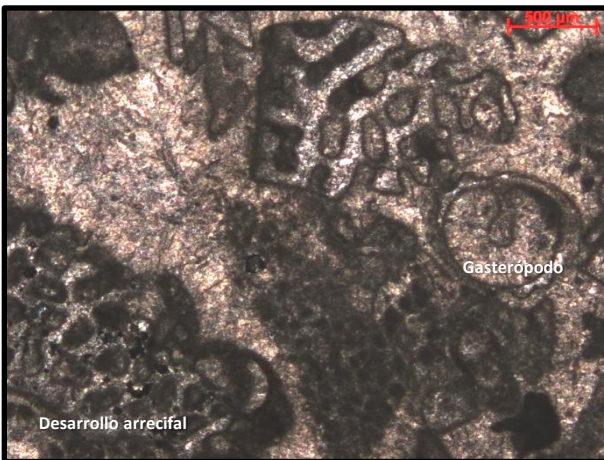
B.- SO-25c Sección Soyaló



C.- SO-29 Sección Soyaló



D.- SO-32a Sección Soyaló



E.- SO-32d Sección Soyaló



F.- SO-32d Sección Soyaló

LÁMINA 3.7

Ambiente de depósito: Talud

Zona de Facies 4

Fotomicrografía A SO-32e Sección: Soyaló Formación: Méndez Edad: Cretácico Superior

Wackestone, gris oscuro, recristalizado. Fragmentos de organismos bentónicos indeterminados. Arriba: miliólido (*Quinqueloculina* sp)

Fotomicrografía B SO-35 Sección: Soyaló Formación: Méndez Edad: Cretácico Superior

Wackestone, color gris claro a gris oscuro, recristalizado. Matriz reemplazada de micrita a espatita (textura subhedral). Organismos bentónicos indeterminados, parcialmente recristalizados. Fragmentos líticos cementados y esporádica pirita diseminada.

Fotomicrografía C SO-35 Sección: Soyaló Formación: Méndez Edad: Cretácico Superior

Wackestone, con matriz reemplazada de micrita a espatita (cemento espático subhedral). Organismos bentónicos como Discocyclínidos parcialmente recristalizados. Fragmentos líticos subredondeados.

Fotomicrografía D SO-38a Sección: Soyaló Formación: Méndez Edad: Cretácico Superior

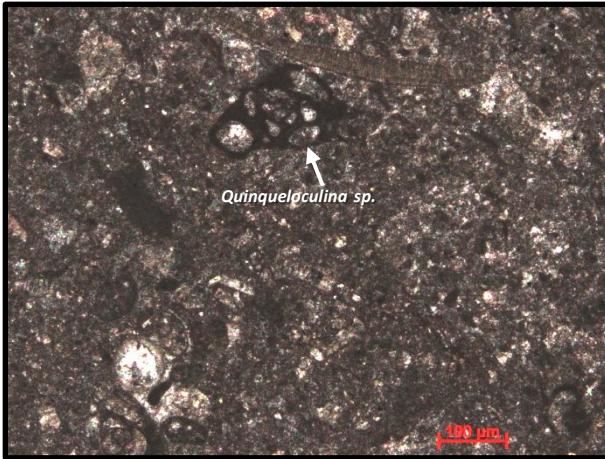
Grainstone de líticos, gris claro. Bioclasto recristalizado (espatita anhedral). Se aprecian litoclastos angulosos a subredondeados y pellets.

Fotomicrografía E SO-65a Sección: Soyaló Formación: Soyaló Edad: Paleoceno

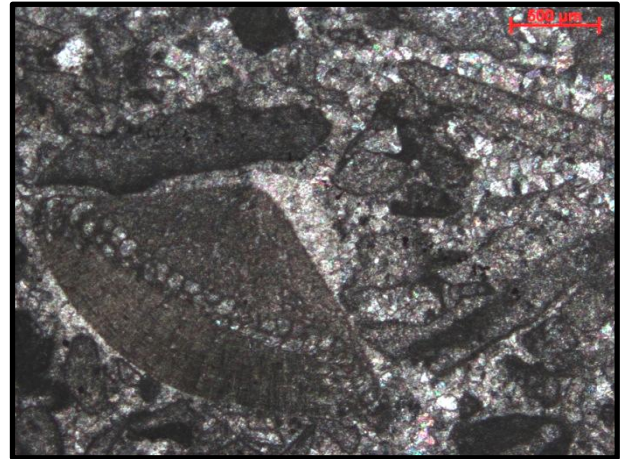
Wackestone de miliólidos, gris oscuro a café claro. Foraminíferos bentónicos indeterminados y posibles testas de foraminíferos planctónicos. En la lámina se observa un miliólido del género *Triloculina* sp (centro-derecha) y *Quinqueloculina* sp (parte baja-izquierda de la lámina). Se evidencia disolución de la matriz micrítica.

Fotomicrografía F SO-66 Sección: Soyaló Formación: Soyaló Edad: Paleoceno

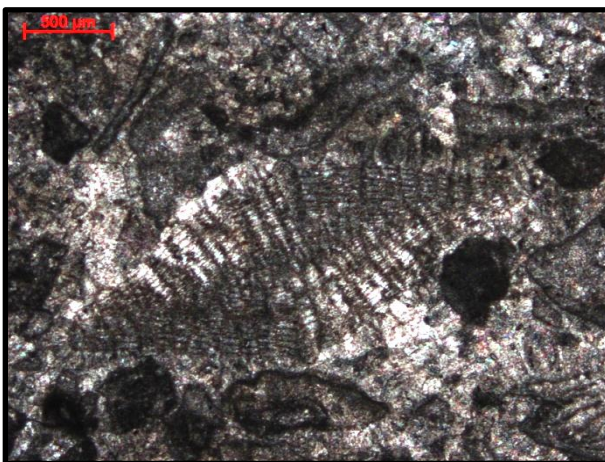
Packstone de organismos bentónicos recristalizados, gris oscuro. Amphistigínidos (arriba-derecha y abajo-izquierda de la lámina). Fragmentos de mudstone recristalizado (centro de la lámina).



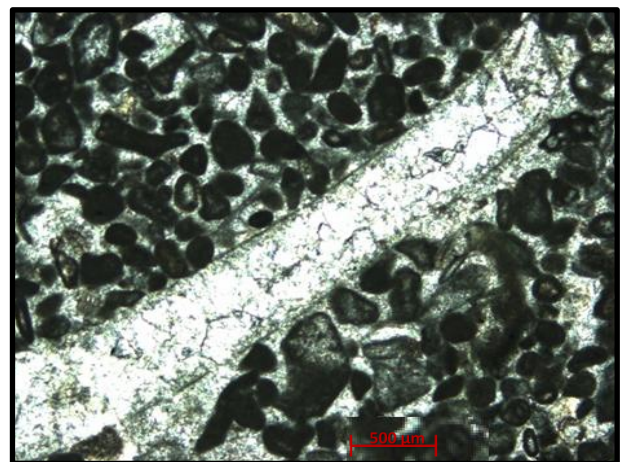
A.- SO-32e Sección Soyaló



B.- SO-35 Sección Soyaló



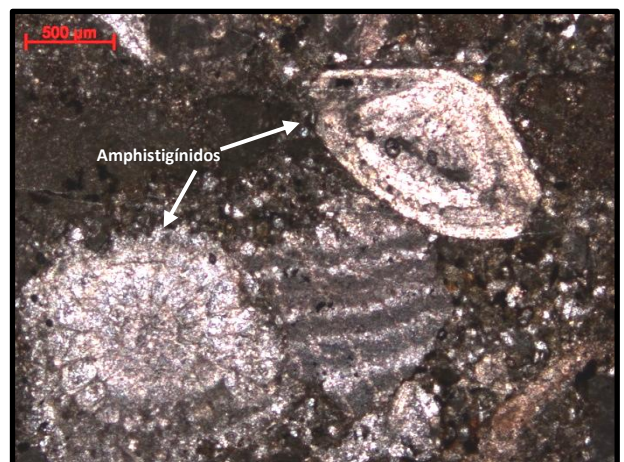
C.- SO-35 Sección Soyaló



D.- SO-38a Sección Soyaló



E.- SO-65a Sección Soyaló



F.- SO-66 Sección Soyaló

LÁMINA 3.8

Ambiente de depósito: Plataforma Externa

Zona de Facies 5

Fotomicrografía A OX-69 Sección: Oxchuc Formación: Angostura Edad: Cretácico Superior

Packstone de litoclastos, gris claro, recristalizado. Cemento espatítico anhedral con pirita diseminada. Fragmentos líticos angulosos a subredondeados, inmersos en una matriz espatítica.

Fotomicrografía B OX-85 Sección: Oxchuc Formación: Angostura Edad: Cretácico Superior

Brecha calcárea con ooides compactados. Litoclastos angulosos a subredondeados en matriz espatítica, color café oscuro y disolución de matriz recristalizada.

Fotomicrografía C CH-5 Sección: Chilil Formación: Angostura Edad: Cretácico Superior

Wackestone recristalizado, gris claro a gris oscuro. Facies de prearrecife. Organismos bentónicos (miliólidos, posible *Triloculina sp.*). Bioclastos de foraminíferos bentónicos recristalizados.

Fotomicrografía D CH-5 Sección: Chilil Formación: Angostura Edad: Cretácico Superior

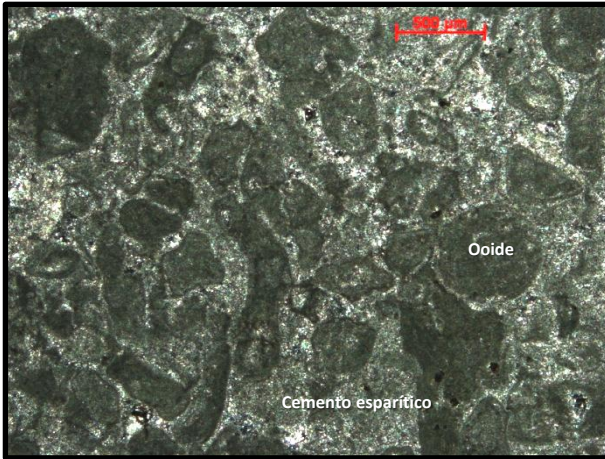
Wackestone de foraminíferos bentónicos, gris claro a gris verdoso, recristalizado. Bentónicos con enrollamiento miliólido en matriz espatítica anhedral. Fragmentos líticos de mudstone. Escasa pirita finamente diseminada

Fotomicrografía E CH-5 Sección: Chilil Formación: Angostura Edad: Cretácico Superior

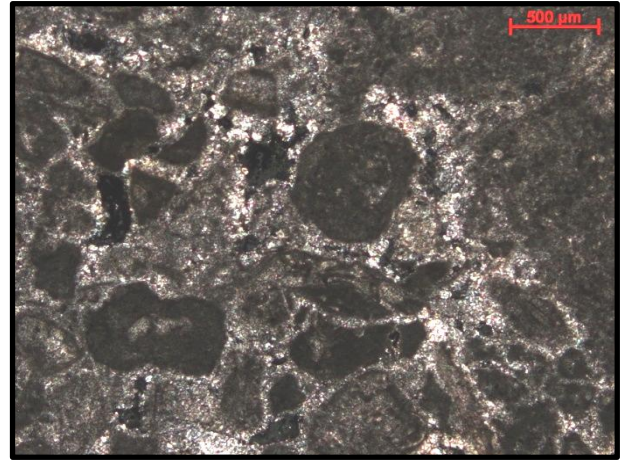
Wackestone de litoclastos, recristalizado, color gris claro. Matriz espatítica con textura euhedral parcialmente disuelta y litoclastos subangulosos a subredondeados.

Fotomicrografía F CH-5 Sección: Chilil Formación: Angostura Edad: Cretácico Superior

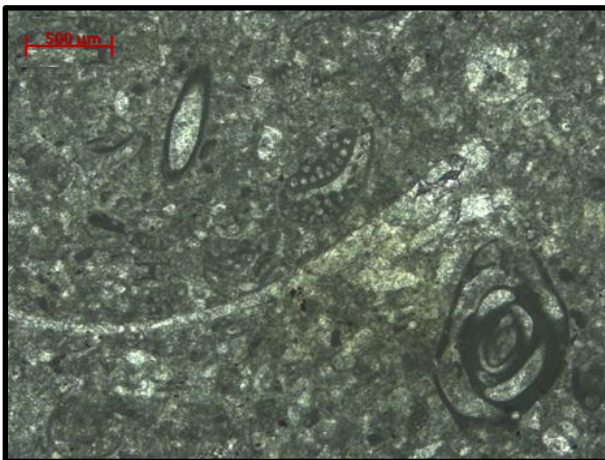
Wackestone, café claro a café oscuro, recristalizado. Fragmentos de foraminíferos bentónicos y bioclastos coralinos.



A.- OX-69 Sección Oxchuc



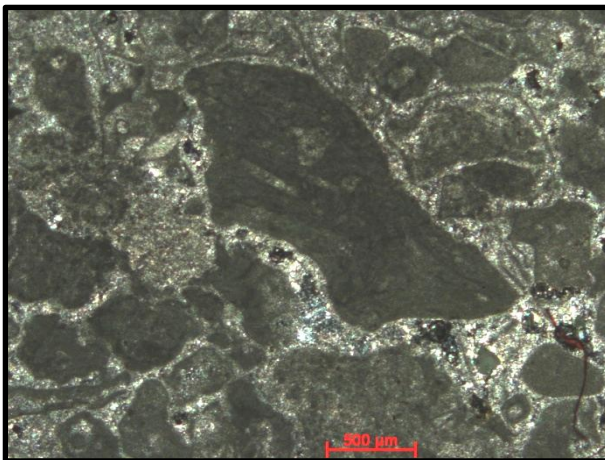
B.- OX-85 Sección Oxchuc



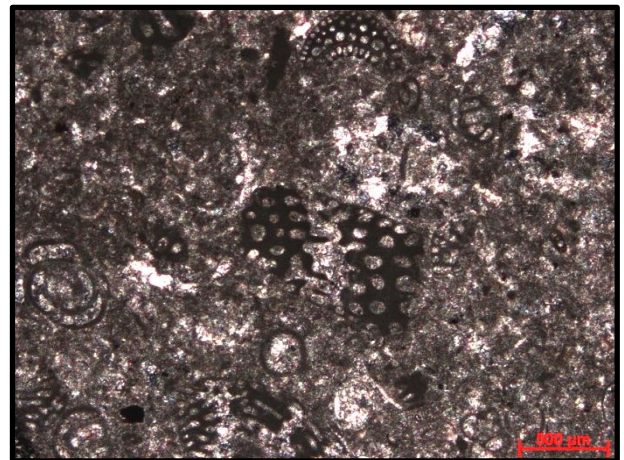
C.- CH-5 Sección Chilil



D.- CH-5 Sección Chilil



E.- CH-5 Sección Chilil



F.- CH-5 Sección Chilil

LÁMINA 3.9

Ambiente de depósito: Plataforma Externa

Zona de Facies 5

Fotomicrografía A CH-5 Sección: Chilil Formación: Angostura Edad: Cretácico Superior

Wackestone, café claro a café oscuro, recristalizado. Bioclastos indeterminados compuestos por foraminíferos bentónicos en matriz espatítica con textura subhedral.

Fotomicrografía B CH-7 Sección: Chilil Formación: Angostura Edad: Cretácico Superior

Mudstone a Wackestone, color gris claro con bioclastos bentónicos indeterminados. Recristalización de clastos. Escasa pirita finamente diseminada.

Fotomicrografía C OX-79b Sección: Oxchuc Formación: Angostura Edad: Cretácico Superior

Packstone recristalizado, gris claro. Bivalvos recristalizados (gasterópodos) y litoclastos angulosos.

Fotomicrografía D OX-83 Sección: Oxchuc Formación: Angostura Edad: Cretácico Superior

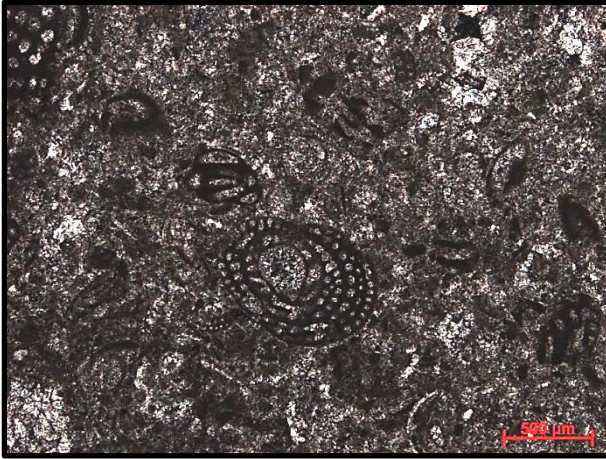
Wackestone de bioclastos, color gris oscuro. Foraminíferos bentónicos indeterminados, parcialmente recristalizados y fragmentos de algas.

Fotomicrografía E OX-83 Sección: Oxchuc Formación: Angostura Edad: Cretácico Superior

Wackestone, gris claro, con fragmentos carbonatados dolomitizados. Bioclastos indeterminados y escasa pirita diseminada.

Fotomicrografía F CH-21 Sección: Chilil Formación: Angostura Edad: Cretácico Superior

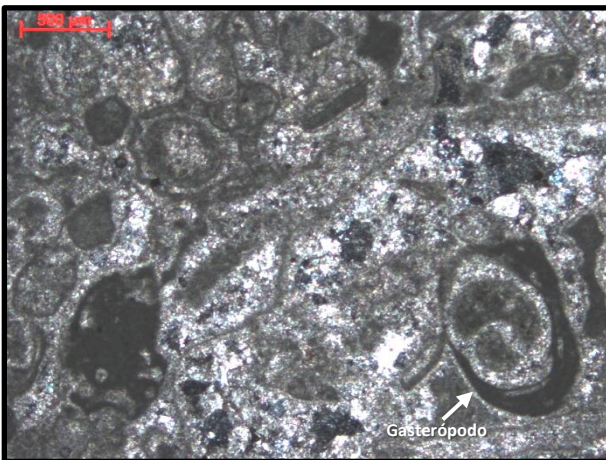
Packstone de ooides, color gris a gris oscuro, ligeramente compactado, parcialmente disuelto y recristalizado con materia orgánica. Se observa una estructura algácea, parcialmente recristalizada en matriz microespatítica.



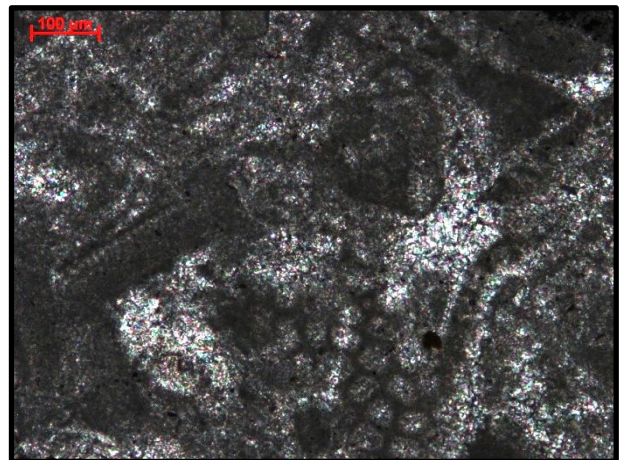
A.- CH-5 Sección Chilil



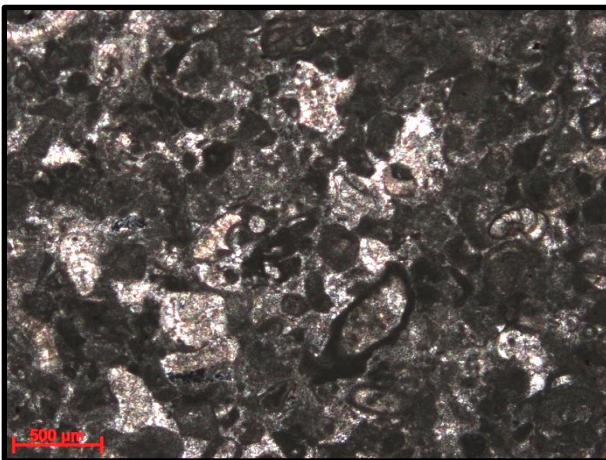
B.- CH-7 Sección Chilil



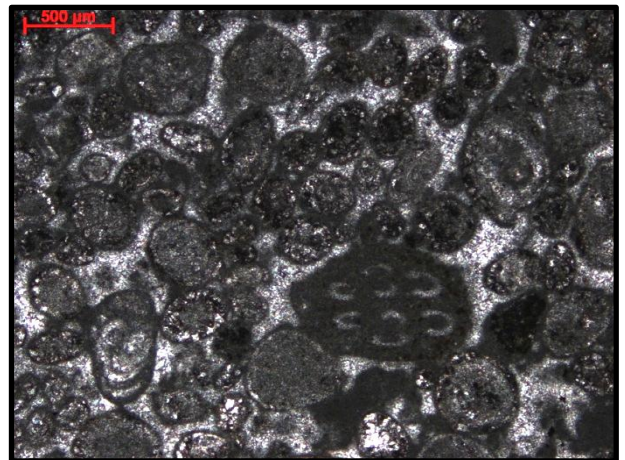
C.- OX-79b Sección Oxchuc



D.- OX-83 Sección Oxchuc



E.- OX-83 Sección Oxchuc



F.- CH-21 Sección Chilil

LÁMINA 3.10

Ambiente de depósito: Plataforma Externa

Zona de Facies 6

Fotomicrografía A CH-8 Sección: Chilil Formación: Angostura Edad: Cretácico Superior

Grainstone, color gris, recristalizado. Se observan ooides y un corte ecuatorial de gasterópodos recristalizados a microespatita. Esporádica pirita diseminada.

Fotomicrografía B CH-8 Sección: Chilil Formación: Angostura Edad: Cretácico Superior

Grainstone, color gris, recristalizado. Constituyentes recristalizados a microespatita. Se observa fragmentos de Crinoideos (equinodermo).

Fotomicrografía C CH-8 Sección: Chilil Formación: Angostura Edad: Cretácico Superior

Grainstone, color gris, recristalizado. Ooides y gasterópodos recristalizados a microespatita (con textura subhedral). Se observan bivalvos con corte ecuatorial (arriba de la lámina) y otro gasterópodo con corte axial (abajo-derecha de la lámina).

Fotomicrografía D A-87 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Edad: Cretácico Inferior

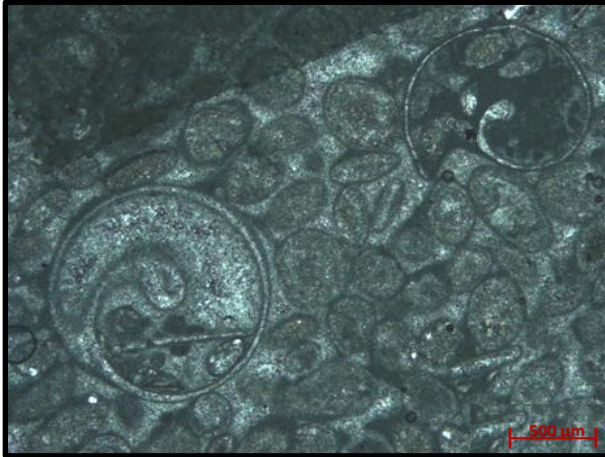
Packstone de ooides, gris a gris oscuro, con matriz microespatita. Escasos bioclastos recristalizados

Fotomicrografía E A-89 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Edad: Cretácico Inferior

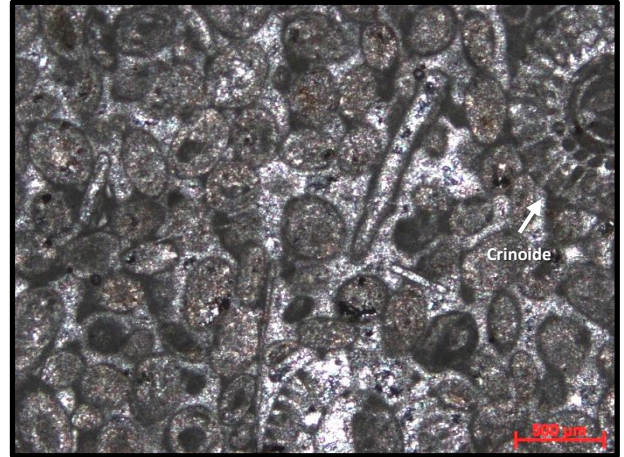
Grainstone de ooides, gris claro a gris oscuro. Matriz microespatita. Escasos bioclastos recristalizados (foraminíferos bentónicos). Crecimiento de cuarzo (incipiente silicificación) en ooides.

Fotomicrografía F A-89 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Edad: Cretácico Inferior

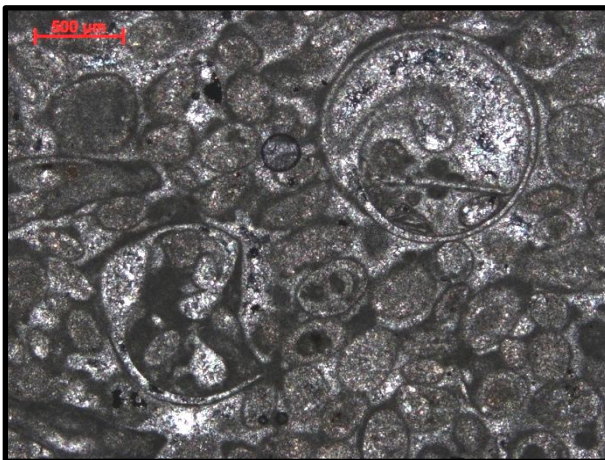
Grainstone de ooides, gris claro a gris oscuro. Cemento microespatítico. Escasos bioclastos recristalizados (foraminíferos bentónicos). Crecimiento de cuarzo (incipiente silicificación) en ooides.



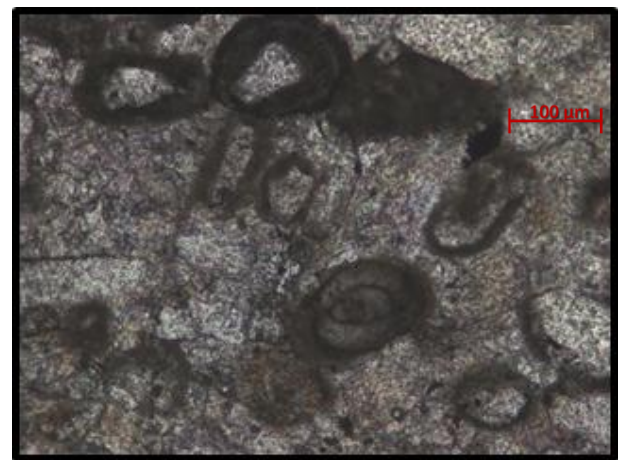
A.- CH-8 Sección Chilil



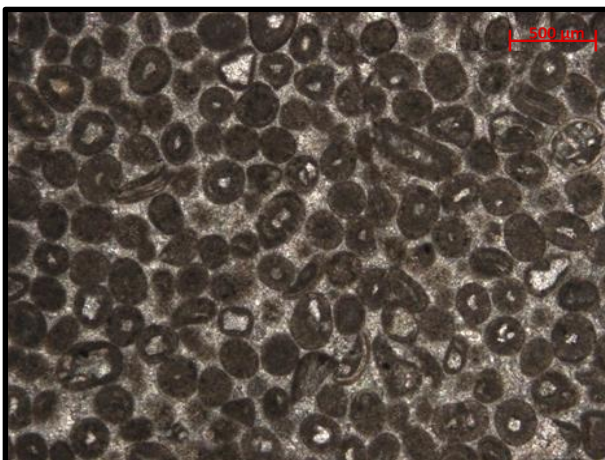
B.- CH-8 Sección Chilil



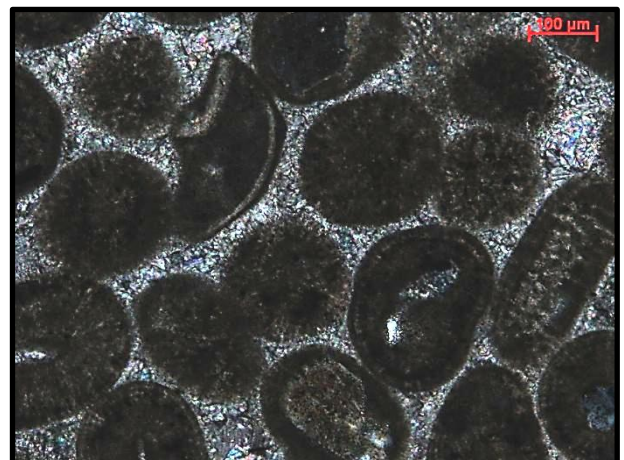
C.- CH-8 Sección Chilil



D.- A-87 Sección Rio Negro



E.- A-89 Sección Rio Negro



F.- A-89 Sección Rio Negro

LÁMINA 3.11

Ambiente de depósito: Plataforma Interna

Zona de Facies 7

Fotomicrografía A B-25 Sección: Ocozocuautila Formación: Ocozocuautila Edad: Cretácico Superior

Packstone de ooides, color gris oscuro con disolución de constituyentes de la roca (cerca del 15%), generando porosidad intrapartícula y móldica. Esporádica Oxidación de los ooides y microfracturas parcialmente abiertas, selladas con calcita.

Fotomicrografía B B-25 Sección: Ocozocuautila Formación: Ocozocuautila Edad: Cretácico Superior

Packstone de ooides, gris oscuro a café. Se observa ooides ocasionalmente oxidados, posibles estructuras de microcalamoides y valvas de ostrácodos. También se muestran microfracturas discontinuas recrystalizadas (espatita con textura anhedral). Disolución de constituyentes de la roca, originando porosidad intrapartícula. Escasa materia orgánica diseminada.

Fotomicrografía C B-25 Sección: Ocozocuautila Formación: Ocozocuautila Edad: Cretácico Superior

Packstone de ooides, gris oscuro a café con matriz recrystalizada a microespatita. Ooides y miliólidos inmersos en granos envueltos. Posibles valvas de ostrácodos recrystalizados. *Triloculina* sp (parte superior-derecha). Incipiente disolución de ooides y esporádica pirita diseminada.

Fotomicrografía D A-41 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Edad: Jurásico Superior

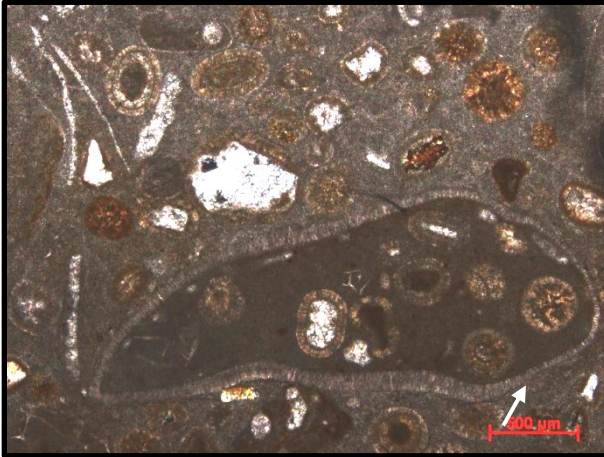
Wackestone, gris oscuro. Matriz sin recrystalizar con bioclastos recrystalizados. Escasos gasterópodos y fragmentos carbonatados, parcialmente recrystalizados. Pirita diseminada.

Fotomicrografía E A-93 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Edad: Cretácico Inferior

Grainstone de ooides, gris claro a gris oscuro. Cementante microespatítico.

Fotomicrografía F A-93 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Edad: Cretácico Inferior

Grainstone de ooides, gris claro a gris oscuro. Cementante microespatítico.



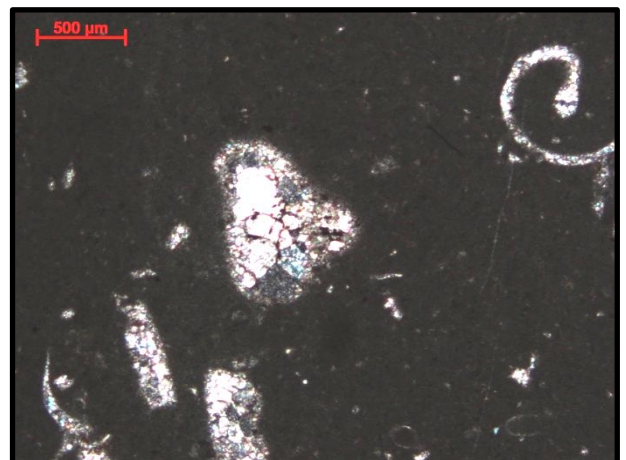
A.- B-25 Sección Ocozocuautla



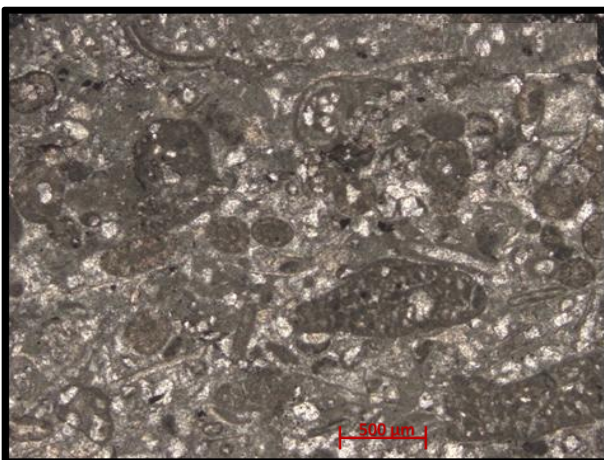
B.- B-25 Sección Ocozocuautla



C.- B-25 Sección Ocozocuautla



D.- A-41 Sección Rio Negro



E.- A-93 Sección Rio Negro



F.- A-93 Sección Rio Negro

LÁMINA 3.12

Ambiente de depósito: Plataforma Interna

Zona de Facies 7

Fotomicrografía A CH-17 Sección: Chilil Formación: Angostura Edad: Cretácico Superior

Packstone de bentónicos indeterminados, color gris, parcialmente recristalizado a espatita (con textura anhedral). Fantasmas de ooides y escasa pirita finamente diseminada.

Fotomicrografía B B-39 Sección: Ocozocautla Formación: Ocozocautla Edad: Cretácico Superior

Wackestone de bentónicos, café oscuro, ligeramente arcilloso, parcialmente recristalizado. Presencia de testas de foraminíferos planctónicos pequeños (globotruncanas) y bioclastos indeterminados con ligera oxidación.

Fotomicrografía C A-44 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Edad: Jurásico Superior

Mudstone, color gris a gris claro, con bioclastos, recristalizado. Fragmentos subangulosos carbonatados recristalizados. Se aprecia feldespatos alterados intra-bioclastos.

Fotomicrografía D A-47 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Edad: Jurásico Superior

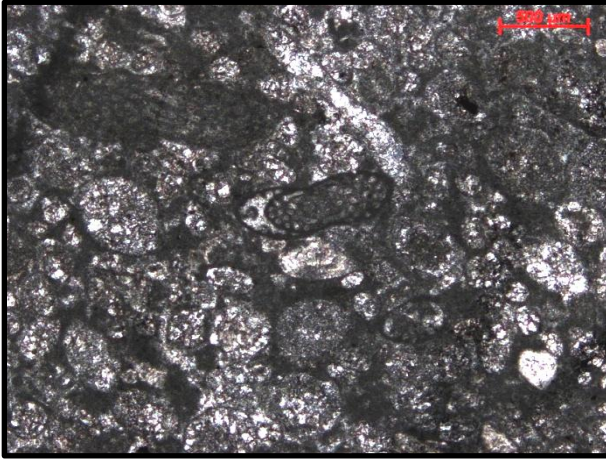
Wackestone arenoso, color gris oscuro. Gasterópodos y fragmentos líticos redondeados micritizados y parcialmente recristalizados. Clastos subangulosos a subredondeados. Se aprecia disolución de la matriz en la parte baja de la lámina.

Fotomicrografía E A-50 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Edad: Jurásico Superior

Wackestone con cuarzo detrítico, color gris a gris oscuro, con testas de ostrácodos y foraminíferos bentónicos (alveolínido), parcialmente disueltos y recristalizados con cemento espatítico (textura anhedral). Esporádica pirita diseminada.

Fotomicrografía F A-51 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Edad: Jurásico Superior

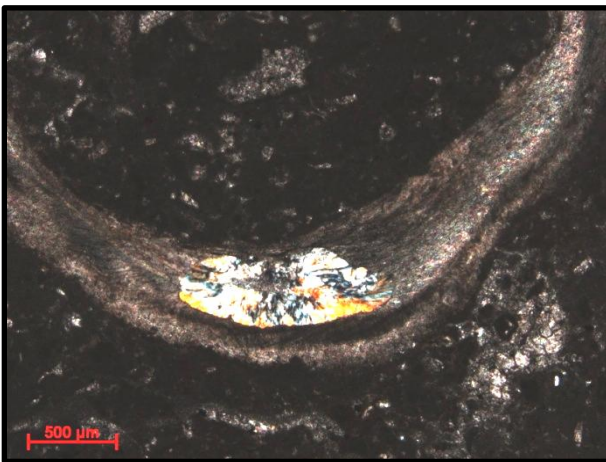
Packstone, gris claro, ligeramente arcilloso, parcialmente recristalizado con bioclastos (bivalvos). Fragmentos bentónicos, parcialmente recristalizados. En primer plano se tiene un gasterópodo recristalizado, con microfracturas rellenas con espatita. Cementación de bioclastos con cemento espatítico de textura subhedral.



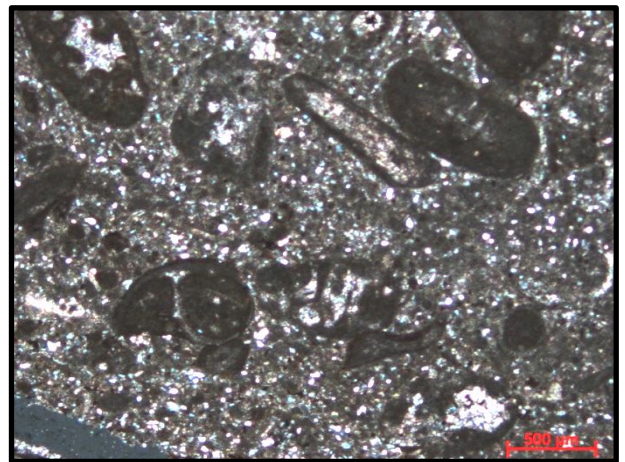
A.- CH-17 Sección Chilil



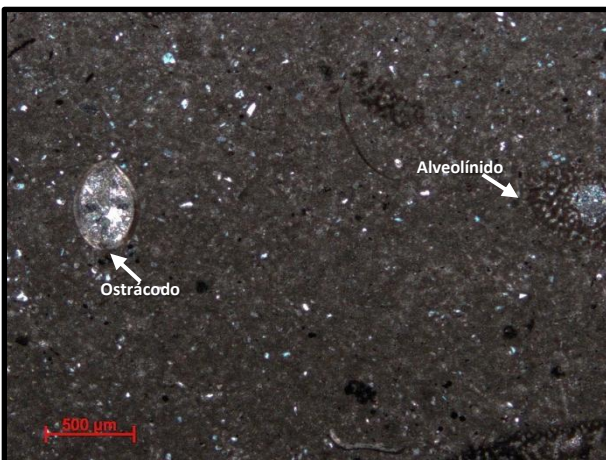
B.- B-39 Sección Ocozocuautila



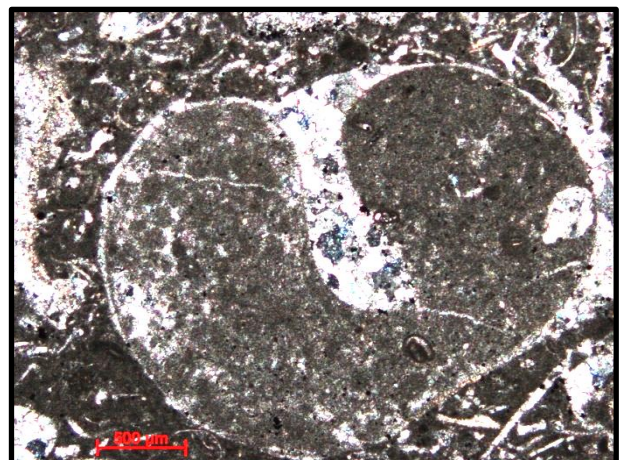
C.- A-44 Sección Rio Negro



D.- A-47 Sección Rio Negro



E.- A-50 Sección Rio Negro



F.- A-51 Sección Rio Negro

LÁMINA 3.13

Ambiente de depósito: Plataforma Interna

Zona de Facies 7

Fotomicrografía A A-80 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Edad: Cretácico Inferior

Wackestone de bentónicos (lituólidos), gris claro a gris oscuro. Matriz micrítica con incipiente recristalización de los microfósiles, escasos fragmentos de algas *Dacycladaceas* (*Radoiciciella* sp).

Fotomicrografía B A-81 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Edad: Cretácico Inferior

Packstone de bentónicos, color gris a gris oscuro. Bioclastos recristalizados como bivalvos (gasterópodos) y organismos bentónicos (lituólidos), con incipiente disolución (porosidad intrafosilar). Fragmentos de algas recristalizadas y micritizadas (*Acicularia* sp).

Fotomicrografía C A-37 NA31J Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Edad: Cretácico Inferior

Packstone a grainstone arenoso de foraminíferos bentónicos indeterminados, retrabajados, color gris claro. Pirita finamente diseminada

Fotomicrografía D OX-7 Sección: Oxchuc Formación: Cantelhá Edad: Cretácico Inferior

Packstone a grainstone de miliólidos, gris claro a gris oscuro, con matriz parcialmente recristalizada a microespatita y porosidad interpartícula (3%).

Fotomicrografía E OX-27a Sección: Oxchuc Formación: Cantelhá Edad: Cretácico Inferior

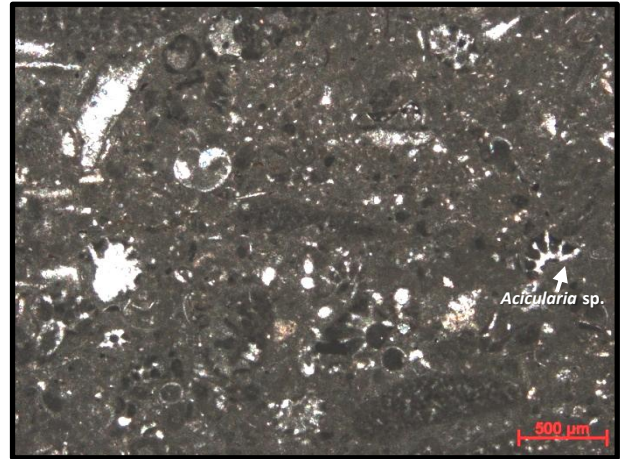
Packstone, color café a café oscuro de foraminíferos bentónicos, indeterminados y recristalizados en matriz recristalizada a espatita (textura subhedral). La muestra presenta retrabajo y porosidad interpartícula (3%).

Fotomicrografía F OX-28a Sección: Oxchuc Formación: Cantelhá Edad: Cretácico Inferior

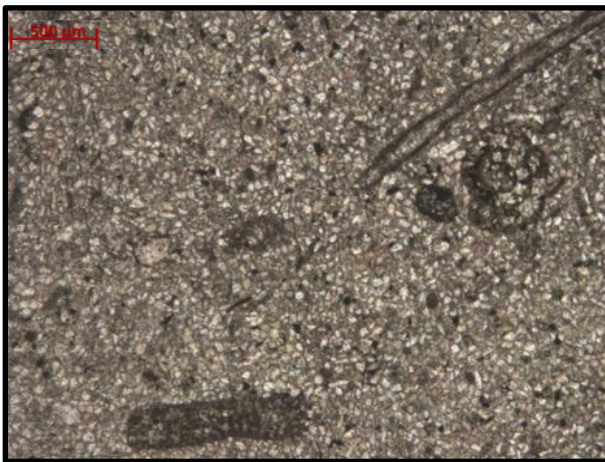
Packstone de alveolínidos, color gris oscuro a café claro, parcialmente recristalizado. Incipiente micritización en organismos del centro de la lámina y disolución de bioclastos indeterminados.



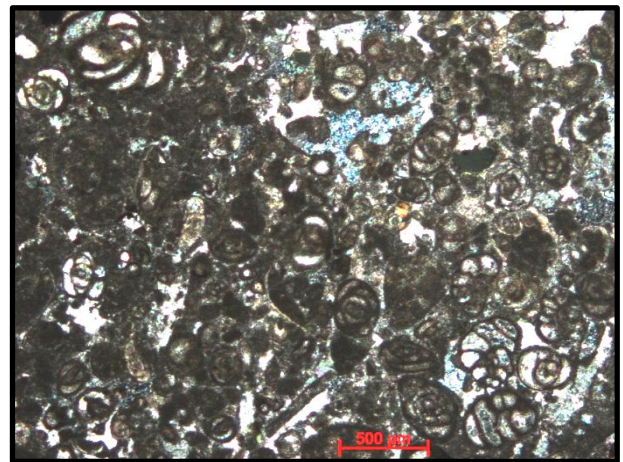
A.- A-80 Sección Rio Negro



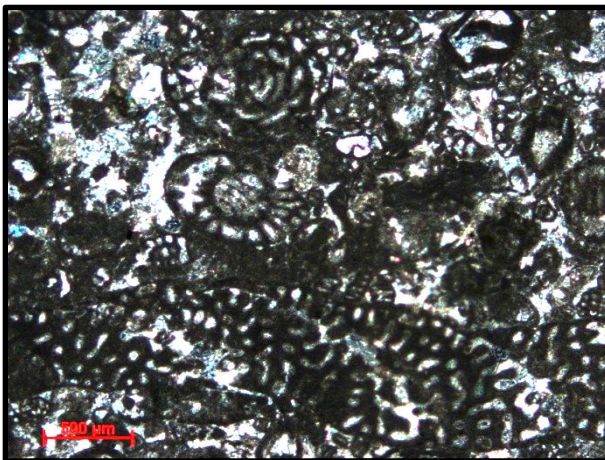
B.- A-81 Sección Rio Negro



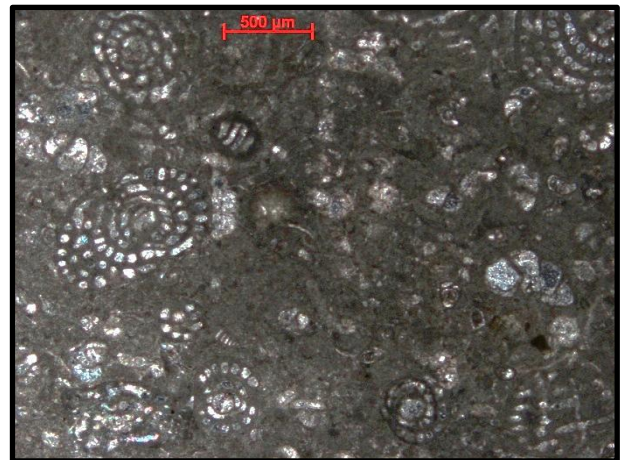
C.- A-37 NA31J Sección Rio Negro



D.- OX-7 Sección Oxchuc



E.- OX-27a Sección Oxchuc



F.- OX-28a Sección Oxchuc

LÁMINA 3.14

Ambiente de depósito: Plataforma Interna

Zona de Facies 7

Fotomicrografía A OT-2 Sección: Ocotal Formación: Cobán Edad: Cretácico Inferior

Wackestone de miliólidos (*Triloculina* sp), color gris claro a gris oscuro, con matriz recristalizada a espatita (con textura subhedral). Miliólidos disueltos por compactación y afectados por alteración diagenética del tipo de micritización. Se observan algunas microfracturas finas y continuas, selladas con espatita.

Fotomicrografía B OT-4 Sección: Ocotal Formación: Cobán Edad: Cretácico Inferior

Wackestone, gris oscuro. Cementante calcáreo con textura euhedral y bioclastos parcialmente recristalizado (valvas de ostrácodos y miliólidos recristalizados). La muestra presenta aparentes ooides.

Fotomicrografía C OT-4 Sección: Ocotal Formación: Cobán Edad: Cretácico Inferior

Wackestone, color gris, parcialmente recristalizado (valvas de ostrácodos y miliólidos recristalizados). La muestra presenta aparentes ooides micritizados.

Fotomicrografía D OT-6 Sección: Ocotal Formación: Cobán Edad: Cretácico Inferior

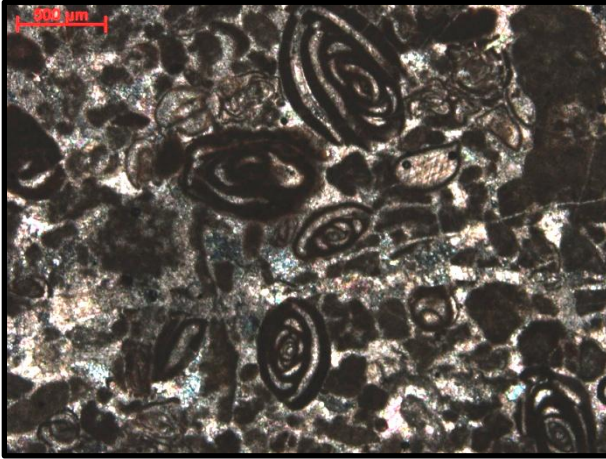
Wackestone de miliólidos, gris claro, inmersos en matriz espatítica (con textura anhedral a subhedral). Fragmentos del aparato arrecifal desprendidos del borde de la plataforma. Bentónicos afectados por micritización.

Fotomicrografía E OT-27 Sección: Ocotal Formación: Cobán Edad: Cretácico Inferior

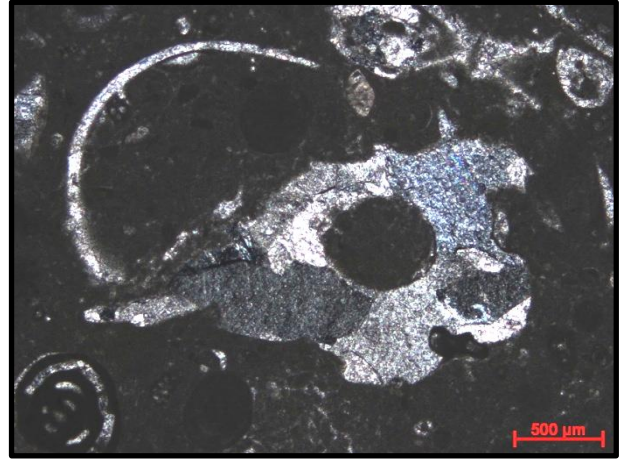
Mudstone dolomítico, gris a gris oscuro. Dolomía microcristalina con, 7% de porosidad intercristalina. Se observa algunos fantasmas de bioclastos indeterminados.

Fotomicrografía F A-47 Sección: Río Negro Formación: San Ricardo Edad: Jurásico Superior

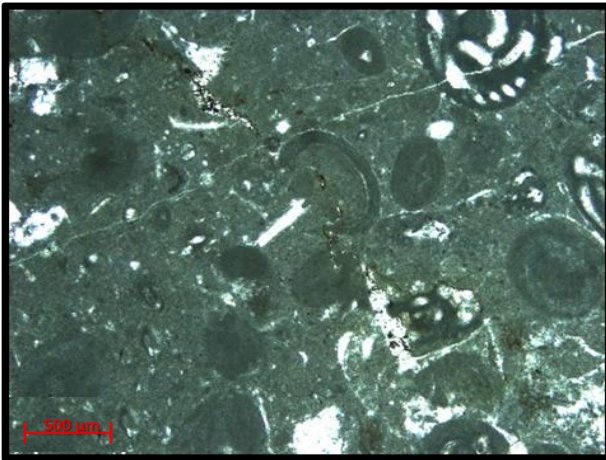
Wackestone arenoso, color gris a gris oscuro. Gasterópodos y fragmentos líticos redondeados micritizados y parcialmente recristalizados. Clastos subangulosos a subredondeados.



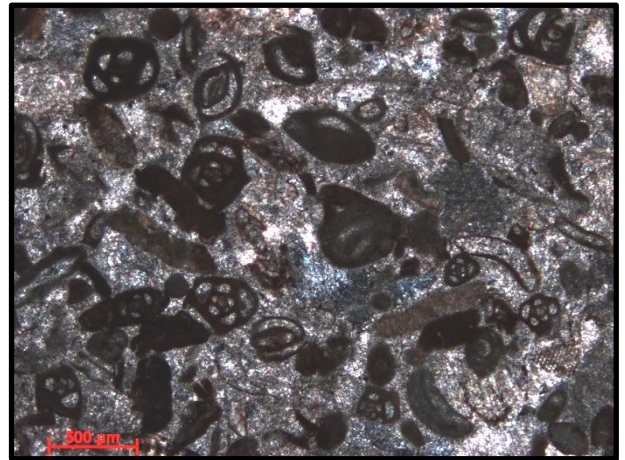
A.- OT-2 Sección Ocotal



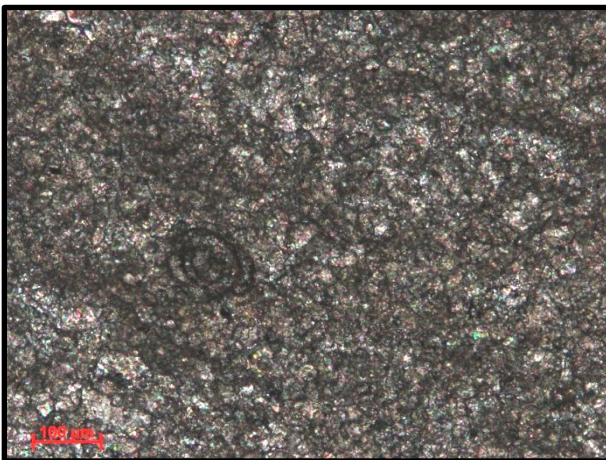
B.- OT-4 Sección Ocotal



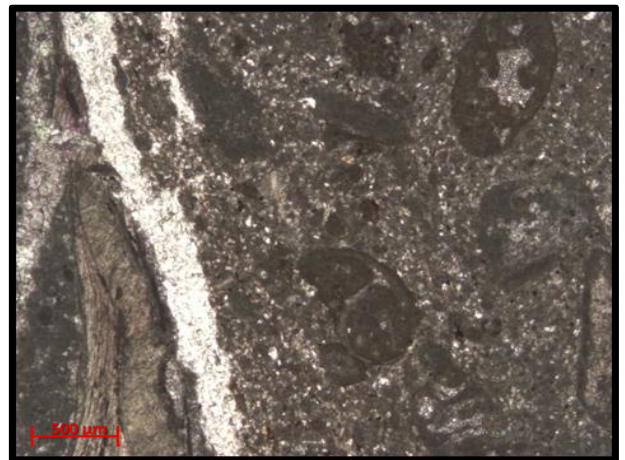
C.- OT-4 Sección Ocotal



D.- OT-6 Sección Ocotal



E.- OT-27 Sección Ocotal



F.- A-47 Sección Rio Negro

LÁMINA 3.15

Ambiente de depósito: Plataforma Interna Restringida

Zona de Facies 8

Fotomicrografía A A-55 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Edad: Jurásico Superior

Packstone, color gris a gris oscuro, parcialmente recristalizado. Algas recristalizadas (*Dasycladaceas*) y fragmentos arrecifales (15% del total de la muestra aprox.). Pirita finamente diseminada.

Fotomicrografía B A-55 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Edad: Jurásico Superior

Packstone, color gris oscuro a café claro, recristalizado, con cuarzo detrítico. Algas recristalizadas (10% del total de la muestra aprox.). Estructuras de *microcalamoides* sp y de algas recristalizadas. Esporádica pirita, finamente diseminada.

Fotomicrografía C OX-62 Sección: Oxchuc Formación: Angostura Edad: Cretácico Superior

Wackestone de algas calcáreas, parcialmente recristalizado, con cementante calcáreo de textura euhedral y mesocristalina. Escasa pirita diseminada.

Fotomicrografía D A-35 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Edad: Jurásico Superior

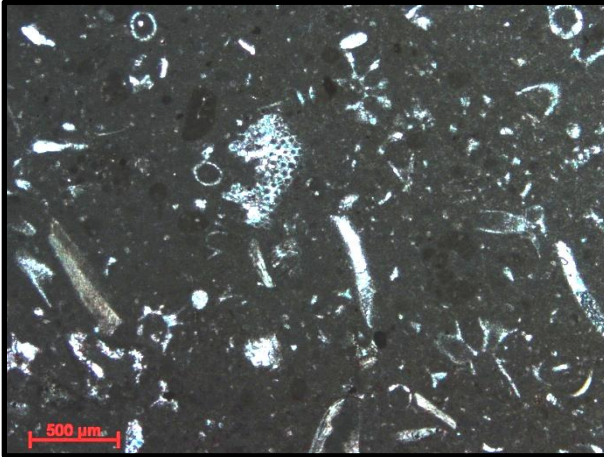
Wackestone a packstone de ooides, color gris claro a gris oscuro. Matriz recristalizada a microespatita (anhedral). Abundantes pellets (gris oscuro a café claro) y fragmentos líticos de mudstone, color gris oscuro. Esporádica pirita diseminada.

Fotomicrografía E A-37 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Edad: Jurásico Superior

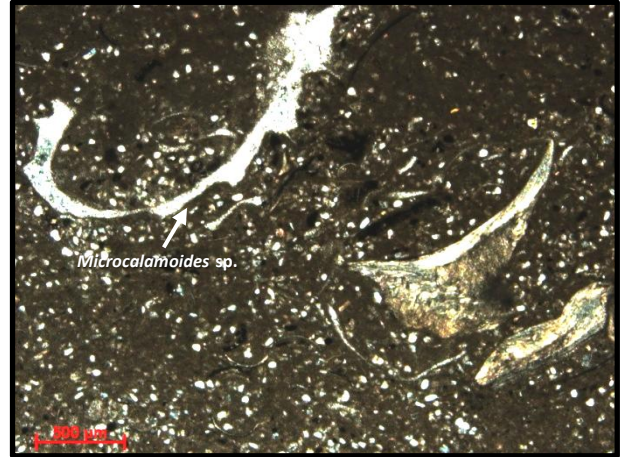
Packstone a Grainstone arenoso, gris claro a café. Matriz parcialmente recristalizada a microespatita. Fragmentos de bioclastos indeterminados, aparentes fantasmas de ooides y posibles fragmentos de algas calcáreas.

Fotomicrografía F A-37 NA31J Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Edad: Jurásico Superior

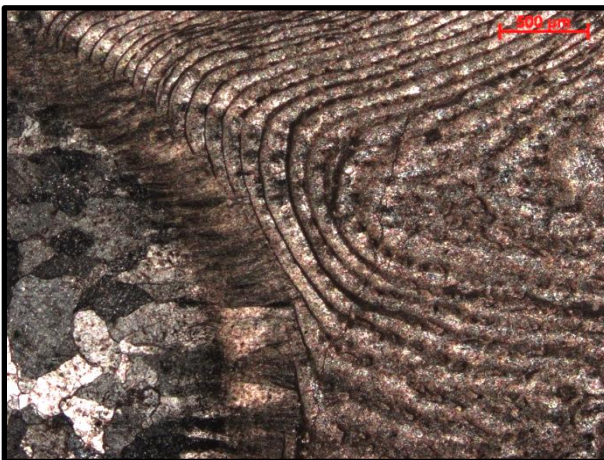
Packstone a Grainstone, color gris, arenoso de bentónicos. Fragmentos de bioclastos bentónicos indeterminados y retrabajados, inmersos en una matriz micrítica, gris claro con incipiente Disolución de ortoquímicos. Escasa materia orgánica diseminada.



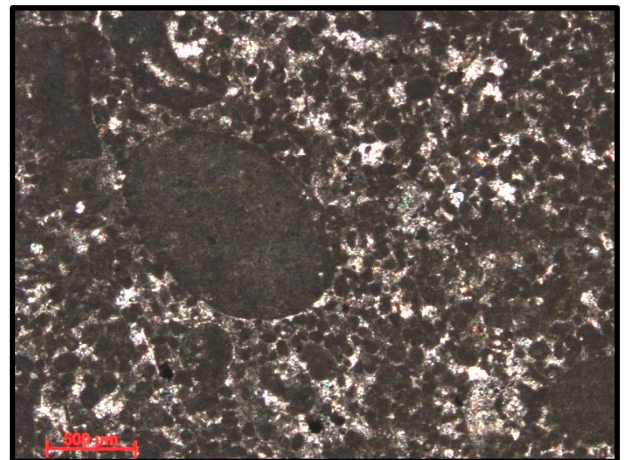
A.- A-55 Sección Rio Negro



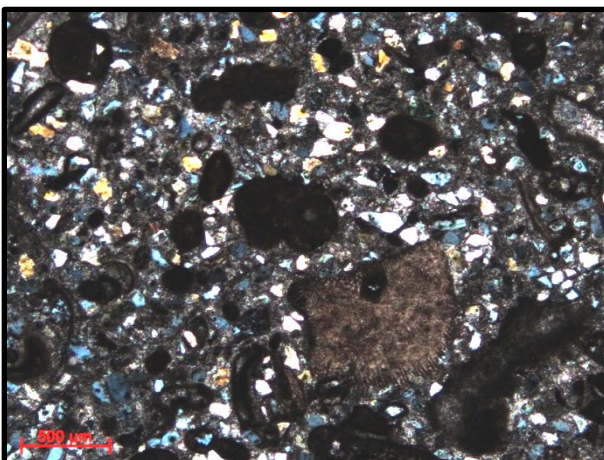
B.- A-55 Sección Rio Negro



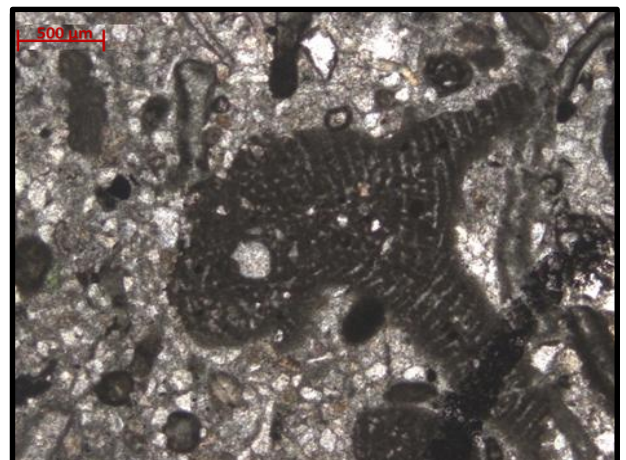
C.- OX-62 Sección Oxchuc



D.- A-35 Sección Rio Negro



E.- A-37 Sección Rio Negro



F.- A-37 NA31J Sección Rio Negro

LÁMINA 3.16

Ambiente de depósito: Plataforma Interna Restringida

Zona de Facies 8

Fotomicrografía A A-65 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Edad: Jurásico Superior

Wackestone arcilloso, gris oscuro a café, con cuarzo detrítico (10-15% del total de la muestra). Pedacería de bioclastos y algas calcáreas (posibles fragmentos derivados del aparato arrecifal; algas *Dasycladaceas*). Incipiente micritización en bioclastos algáceos. Fragmento de *Sacocomma* sp

Fotomicrografía B A-73 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Edad: Cretácico Inferior

Wackestone de bioclastos recristalizados, color gris, con cuarzo detrítico (aproximadamente un 10% del total de la muestra) y pirita finamente diseminada.

Fotomicrografía C A-75 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Edad: Cretácico Inferior

Packstone, gris a gris oscuro, de algas calcáreas recristalizadas con foraminíferos bentónicos (lituólidos y alveolínidos recristalizados). Se observa aproximadamente un 5% de bioclastos recristalizados indeterminados, así como esporádico cuarzo detrítico y pirita diseminada.

Fotomicrografía D A-76 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Edad: Cretácico Inferior

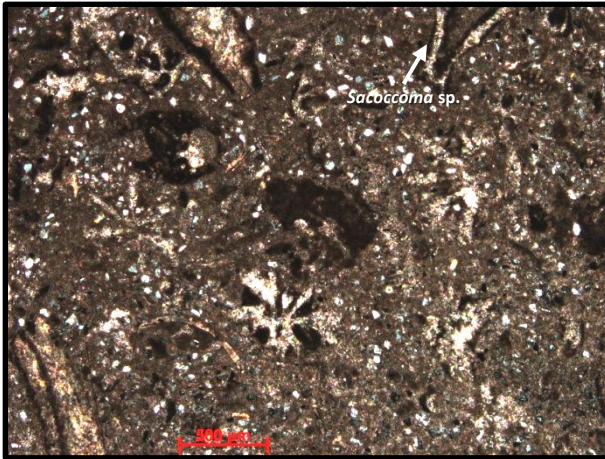
Wackestone, color gris oscuro a café claro, con cuarzo detrítico (5%) y testas de bioclastos indeterminados y recristalizados. porosidad por disolución de matriz (parte baja de la lámina)

Fotomicrografía E A-77 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Edad: Cretácico Inferior

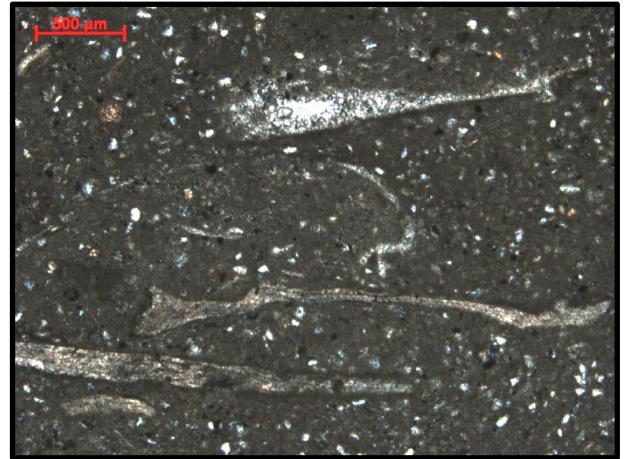
Mudstone arcilloso, gris oscuro. Escasos fragmentos indeterminados y recristalizados. Se observa un ejemplar de alveolínido parcialmente recristalizado con alteración diagenética de piritización y esporádico cuarzo detrítico, diseminado sobre la matriz micrítica.

Fotomicrografía F OX-50 Sección: Oxchuc Formación: Angostura Edad: Cretácico Superior

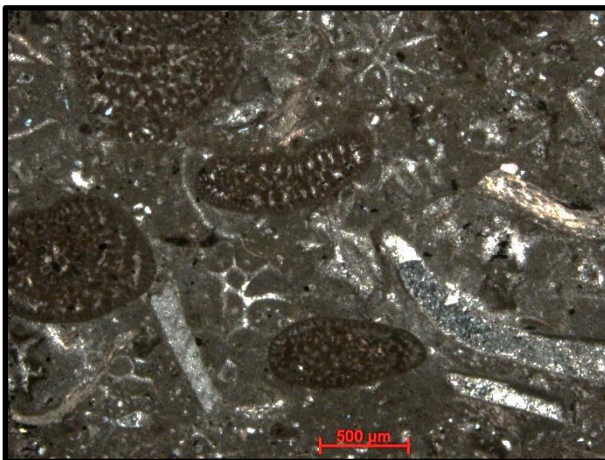
Wackestone a Packstone, gris a gris oscuro con matriz recristalizada a microespatita (textura subhedral). Compactación de bioclastos bentónicos y posibles fragmentos de algas recristalizadas. Aparente estratificación cruzada.



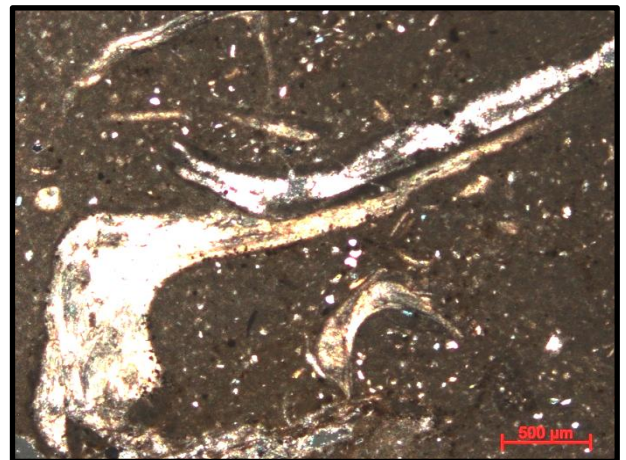
A.- A-65 Sección Rio Negro



B.- A-73 Sección Rio Negro



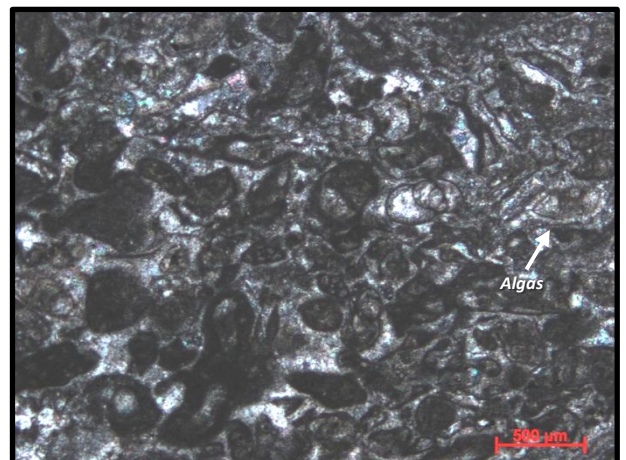
C.- A-75 Sección Rio Negro



D.- A-76 Sección Rio Negro



E.- A-77 Sección Rio Negro



F.- OX-50 Sección Oxchuc

LÁMINA 3.17

Ambiente de depósito: Plataforma Interna Restringida

Zona de Facies 8

Fotomicrografía A CH-10 Sección: Chilil Formación: Angostura Edad: Cretácico Superior

Bounstone de algas calcáreas, color gris claro, recrystalizadas parcialmente disuelto, con un 5% de matriz micrítica.

Fotomicrografía B OX-64 Sección: Oxchuc Formación: Angostura Edad: Cretácico Superior

Packstone, gris verdoso a gris oscuro con matriz recrystalizada a microespatita, con abundantes testas de foraminíferos bentónicos indeterminados. Se observa alveolínido (centro derecha de la lámina) y esporádicos miliólidos en etapa temprana de crecimiento.

Fotomicrografía C OX-64 Sección: Oxchuc Formación: Angostura Edad: Cretácico Superior

Packstone de foraminíferos bentónicos y ooides, gris a gris oscuro, en partes recrystalizado a microespatita. Posibles foraminíferos bentónicos de la familia *Soritidae*, parcialmente recrystalizados y escasa pirita diseminada.

Fotomicrografía D OX-65b Sección: Oxchuc Formación: Angostura Edad: Cretácico Superior

Wackestone de foraminíferos bentónicos (posibles ejemplares de la familia *Soritidae*), gris a gris verdoso, con matriz recrystalizada a microespatita y porosidad intrapartícula por disolución de bioclastos. Escasa pirita diseminada.

Fotomicrografía E CH-9 Sección: Chilil Formación: Angostura Edad: Cretácico Superior

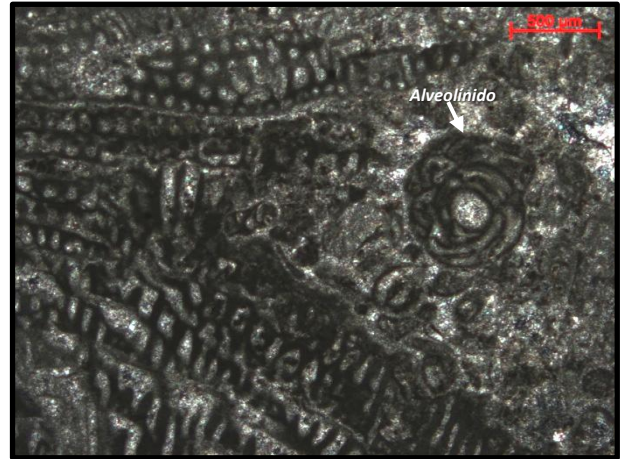
Packstone a grainstone arcilloso, café a café oscuro de ooides e intraclastos, recrystalizado a microespatita. Se aprecia porosidad por fracturas (fracturamiento fino y paralelo) y porosidad intrapartícula por disolución.

Fotomicrografía F CH-22 Sección: Chilil Formación: Angostura Edad: Cretácico Superior

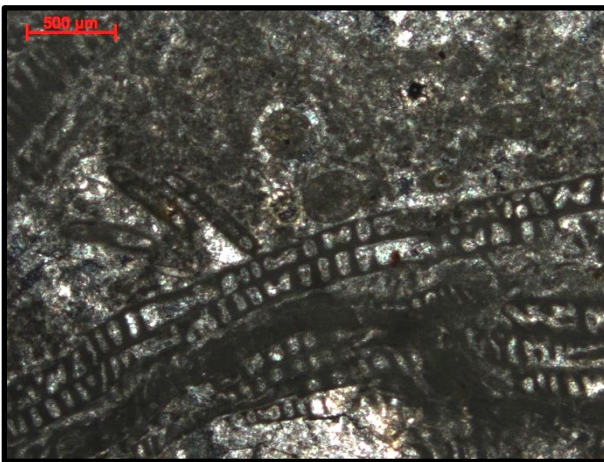
Wackestone de foraminíferos bentónicos y bioclastos, color gris, con matriz recrystalizada a microespatita. Granos envueltos en micrita y escasa pirita diseminada.



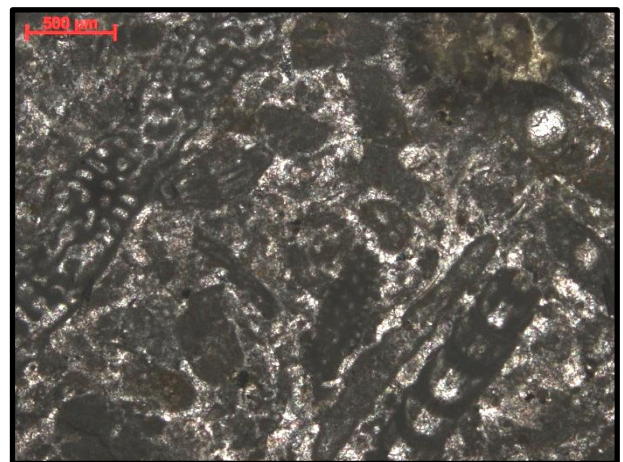
A.- CH-10 Sección Chilil



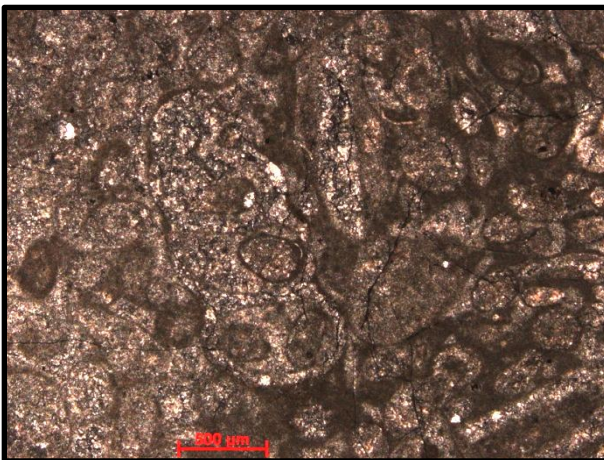
B.- OX-64 Sección Oxchuc



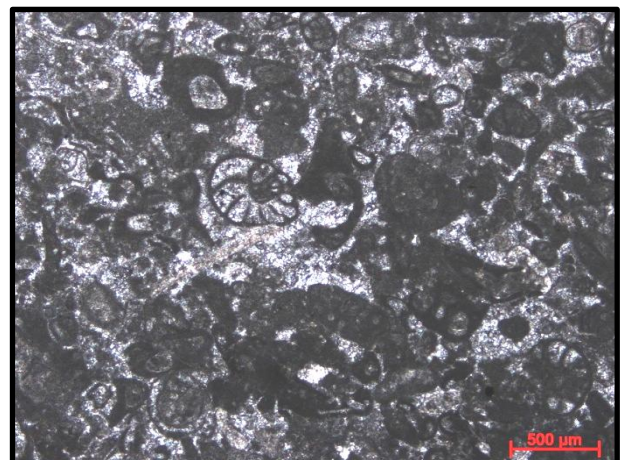
C.- OX-64 Sección Oxchuc



D.- OX-65b Sección Oxchuc



E.- CH-9 Sección Chilil



F.- CH-22 Sección Chilil

LÁMINA 3.18

Ambiente de depósito: Litoral, Mixto o Marginal

Zona de Facies 9

Fotomicrografía A A-66 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Edad: Jurásico Superior

Wackestone arenoso, color gris a gris claro, con esporádica pirita.

Fotomicrografía B A-67 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Edad: Jurásico Superior

Wackestone ligeramente arenoso, gris verdoso, con foraminíferos bentónicos (textuláridos y lituólidos). Fragmentos de valvas compactadas y parcialmente disueltas. Escasa a regular pirita, finamente diseminada.

Fotomicrografía C A-68 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Edad: Jurásico Superior

Wackestone de foraminíferos bentónicos (lituólidos), gris a gris verdoso en partes recristalizado, con pirita finamente diseminada e incipiente piritización de microfósiles.

Fotomicrografía D A-86 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Edad: Cretácico Inferior

Packstone arenoso, café a café claro, de ooides compactados y recristalizados, con porosidad intrapartícula, sellada por espatita. Fragmentos de bioclastos bentónicos retrabajados.

Fotomicrografía E A-115a Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Edad: Cretácico Inferior

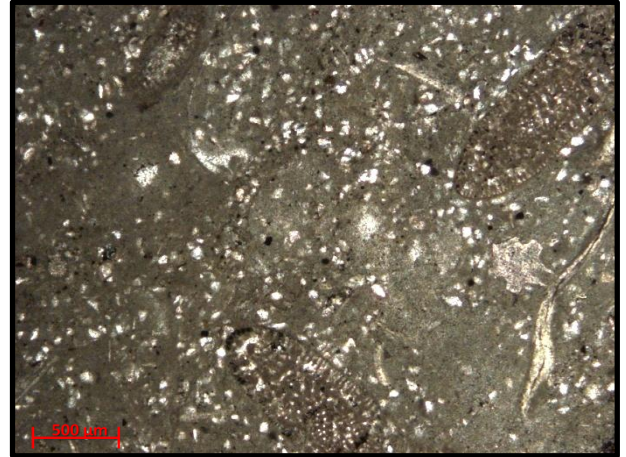
Arenisca calcárea, de grano medio, gris claro, bien empaquetada, con buena madurez textural. Porosidad interpartícula, donde se aprecia hidrocarburo y materia orgánica, dentro del espacio poroso entre los granos de cuarzo y feldespatos (10%). escasas microfracturas, rellenas con materia orgánica.

Fotomicrografía F B-16 Sección: Ocozocuautila Formación: Ocozocuautila Edad: Cretácico Superior

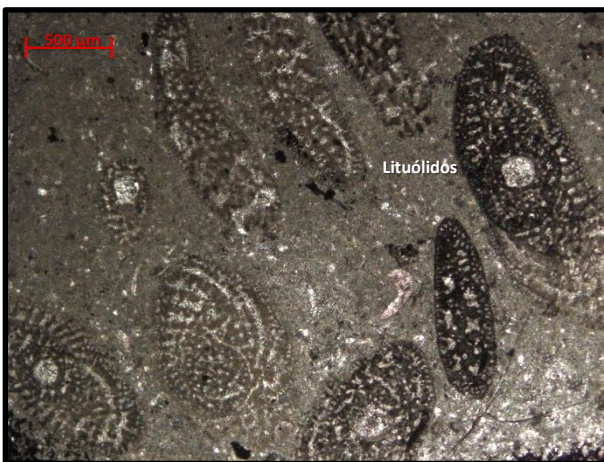
Arenisca conglomerática, café oscuro a café rojizo con matriz arcillosa. Presenta alteración de feldespatos y disolución parcial de constituyentes minerales (feldespatos y micas). Se aprecia generación de porosidad intragranular y móldica. Óxidos y pirita relleno espacios porosos.



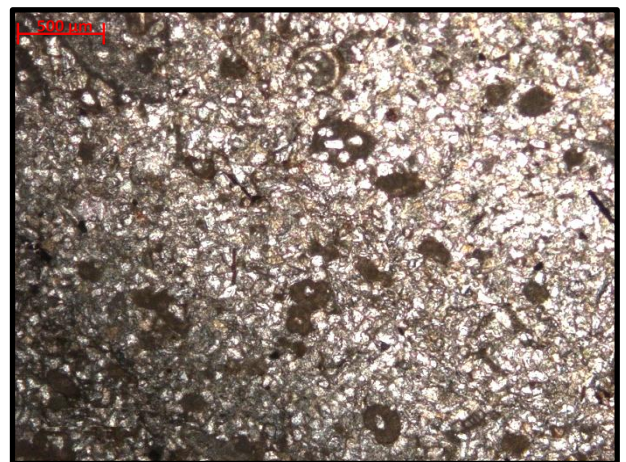
A.- A-66 Sección Rio Negro



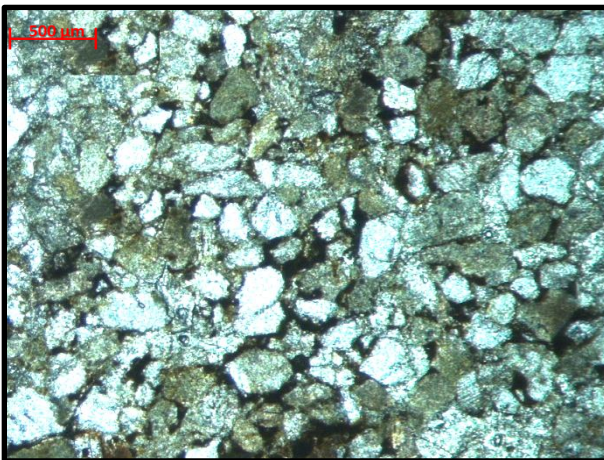
B.- A-67 Sección Rio Negro



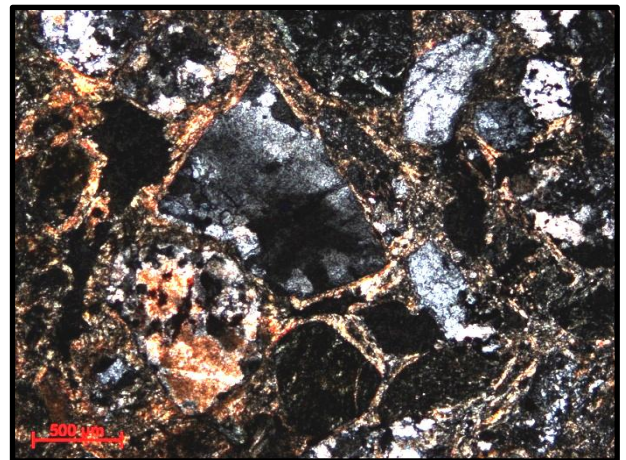
C.- A-68 Sección Rio Negro



D.- A-86 Sección Rio Negro



E.- A-115a Sección Rio Negro



F.- B-16 Sección Ocozocuautila

LÁMINA 3.19

Ambiente de depósito: Continental

Zona de Facies 10

Fotomicrografía A B-2 Sección: Ocozocuautila Formación: Ocozocuautila Edad: Cretácico Superior

Arenisca feldespática, arcillosa, café a café oscuro, inmadura, mal clasificada.

Fotomicrografía B B-4 Sección: Ocozocuautila Formación: Ocozocuautila Edad: Cretácico Superior

Arenisca arcillosa de cuarzo, café oscuro, con litoclastos angulosos a subangulosos. Se aprecia un grano de cuarzo subanguloso.

Fotomicrografía C B-6 Sección: Ocozocuautila Formación: Ocozocuautila Edad: Cretácico Superior

Arenisca conglomerática, arcillosa, con clastos de cuarzo subanguloso a subredondeado. Feldespatos ligeramente alterados. Porosidad interpartícula rellena de arcilla.

Fotomicrografía D B-8 Sección: Ocozocuautila Formación: Ocozocuautila Edad: Cretácico Superior

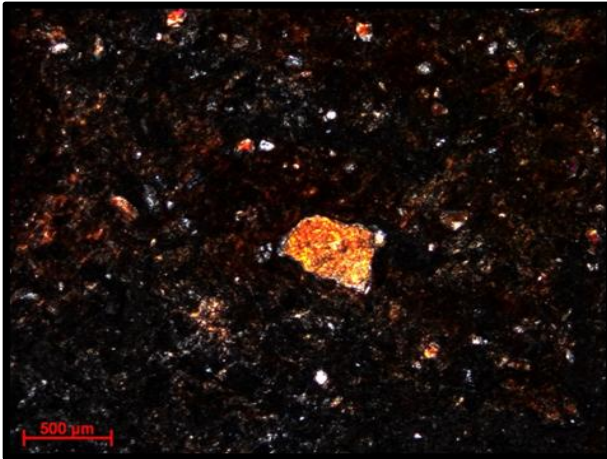
Arenisca feldespática, café oscuro a café, con disolución intragranular. Escasos litoclastos carbonatados recristalizados y algunos feldespatos están de parcial a totalmente disueltos.

Fotomicrografía E B-13 Sección: Ocozocuautila Formación: Ocozocuautila Edad: Cretácico Superior

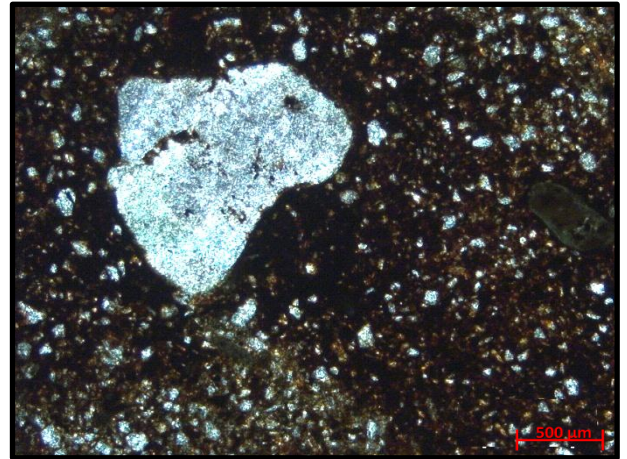
Arenisca feldespática, café oscuro a café, con disolución intragranular. Escasos litoclastos carbonatados recristalizados y algunos feldespatos están de parcial a totalmente disueltos.

Fotomicrografía F B-13 Sección: Ocozocuautila Formación: Ocozocuautila Edad: Cretácico Superior

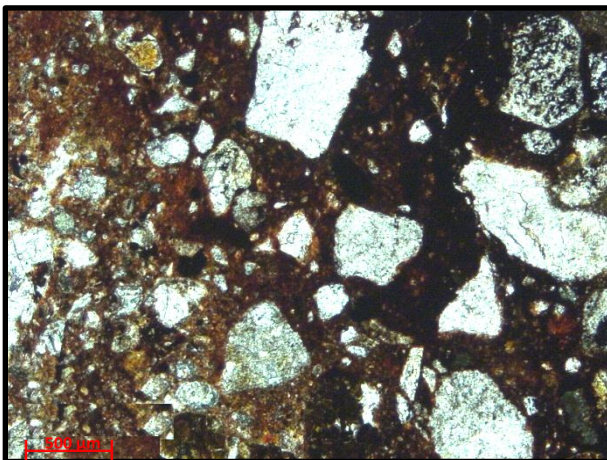
Arenisca feldespática, café oscuro a café, con disolución intragranular. Escasos litoclastos carbonatados recristalizados y algunos feldespatos están de parcial a totalmente disueltos.



A.- B-2 Sección Ocozocuautla



B.- B-4 Sección Ocozocuautla



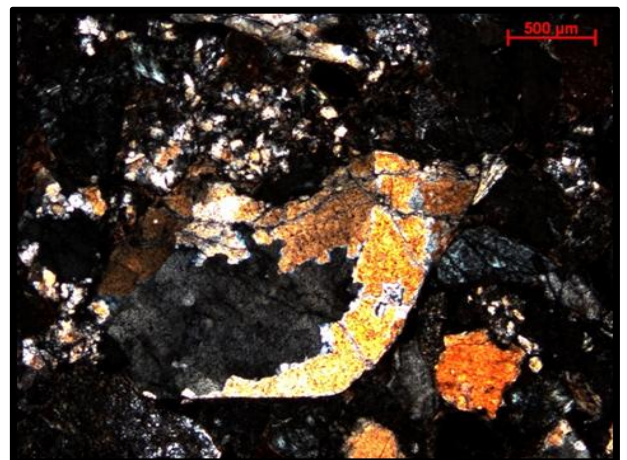
C.- B-6 Sección Ocozocuautla



D.- B-8 Sección Ocozocuautla



E.- B-13 Sección Ocozocuautla



F.- B-13 Sección Ocozocuautla

ANEXO B

***Láminas con fotomicrografías ejemplificando los
diversos procesos diagenéticos identificados en el
Cretácico de la Sierra de Chiapas.***

LÁMINA 4.1

Proceso diagenético: Cementación

Fotomicrografía A OT-4 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Mudstone-Wackestone de foraminíferos bentónicos (miliólidos), gris oscuro a café. Cementación con cemento esparítico de textura euhedral y bioclastos recristalizados (ostrácodos).

Fotomicrografía B OT-6 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Wackestone-Packstone de foraminíferos bentónicos, gris a gris claro, parcialmente recristalizado. Cemento esparítico alrededor de bioclastos y porosidad secundaria por disolución, sellada por cementante esparítico anhidral. Micritización de F.B. (miliólidos y *Lenticulina* sp). Cuarzo detrítico.

Fotomicrografía C CH-4b Sección: Chilil Formación: Angostura Ambiente: Cuenca

Wackestone, gris a gris oscuro, parcialmente recristalizado. Sistemas de fracturas medianas a gruesas, selladas en diferentes direcciones y perpendiculares entre sí. En la Fotomicrografía se aprecia fracturas gruesas, selladas con calcita y con sílice en sus paredes.

Fotomicrografía D A-60a Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataf. Restringida

Mudstone arcilloso, café claro con 2%-3% de cuarzo detrítico. Presenta tipos de fracturamiento abierto y parcialmente sellado por calcita. El sistema de fracturas muestra diferentes orientaciones. Escasa materia orgánica diseminada.

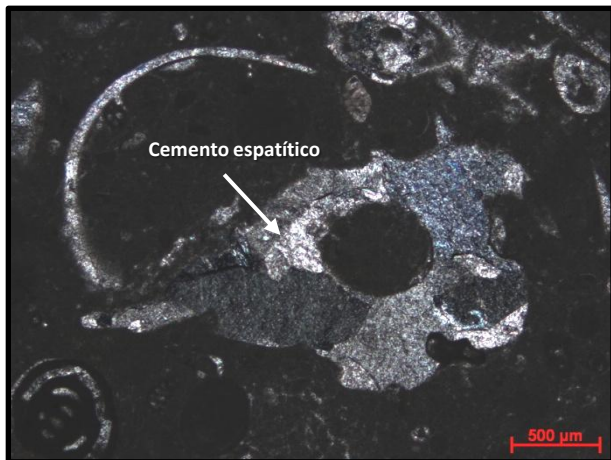
Fotomicrografía E A-126 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Litoral

Packstone, gris a gris claro, parcialmente recristalizado. Se aprecia fracturamiento delgado, sellado por espatita como parte de un evento de Cementación tardía. Escasa pirita, finamente diseminada.

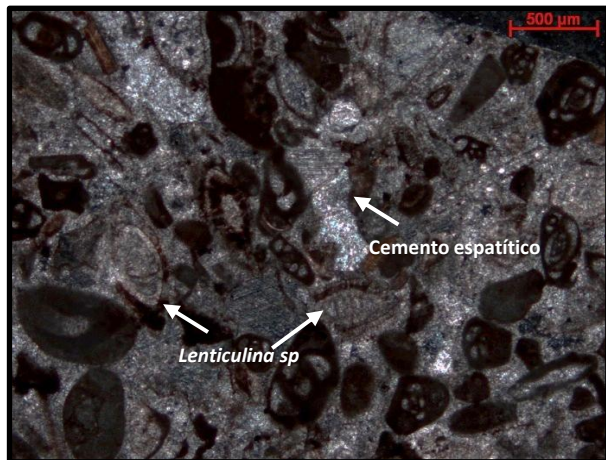
Fotomicrografía F B-26 Sección: Ocozocuautila Formación: Ocozocuautila Ambiente: Plataf. Interna

Packstone, gris a gris verdoso. Fracturamiento parcialmente abierto, cementado por espatita y ooides micritizados. Compactación mecánica entre ooides e intraclastos. Adicionalmente se observa incipiente silicificación en la matriz. Presencia de óxidos y materia orgánica diseminada sobre la matriz (15%, aproximadamente).

Proceso Diagenético: Cementación



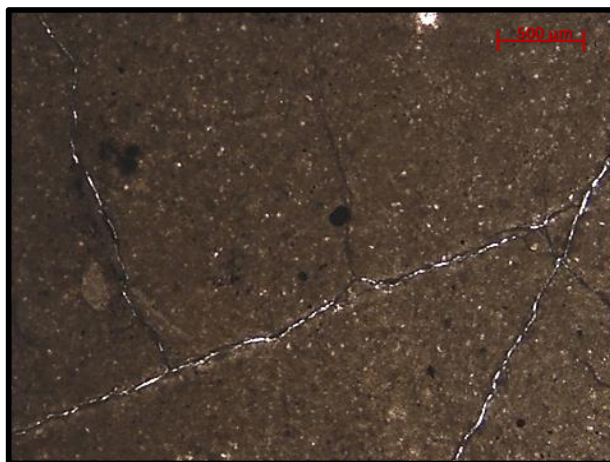
A.- OT-4 Sección Ocotal



B.- OT-6 Sección Ocotal



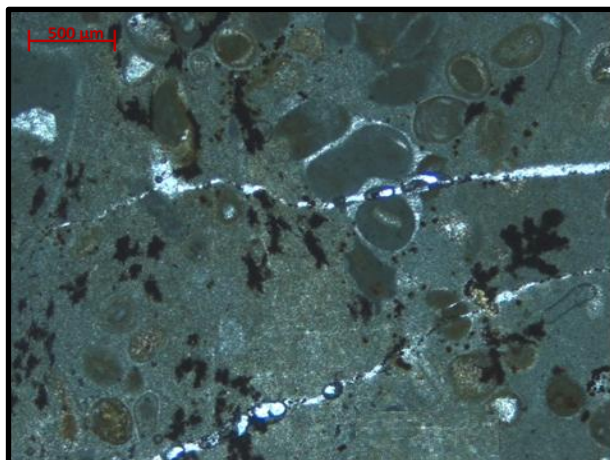
C.- CH-4b Sección Chilil



D.- A-60a Sección Rio Negro



E.- A-126 Sección Rio Negro



F.- B-26 Sección Ocozocautla

LÁMINA 4.2

***Proceso diagenético:* Cementación Tardía (Espatita y calcita en fracturas)**

Fotomicrografía A G-2c Sección: La Gloria Formación: Jolpabuchil Ambiente: Cuenca

Wackestone, café claro, con un sistema de fracturamiento fino, paralelo y cruzado, sellado con calcita. Abundantes FP (Heterohelícidos) recristalizados y porosidad por disolución de matriz (1%).

Fotomicrografía B G-28 Sección: La Gloria Formación: Méndez Ambiente: Cuenca

Wackestone, café claro a café, con un sistema de fracturas paralelas y perpendiculares. Se aprecia fracturamiento abierto y en ocasiones sellado con espatita paralelas entre sí, recristalización de foraminíferos planctónicos (globotruncánidos) e incipiente silicificación de la matriz.

Fotomicrografía C G-33 Sección: La Gloria Formación: Jolpabuchil Ambiente: Cuenca

Wackestone de foraminíferos planctónicos, café claro, con fracturamiento delgado sellado con espatita y recristalización de organismos planctónicos indeterminados. Se observa una testa de un foraminífero bentónico indeterminado.

Fotomicrografía D G-59 Sección: La Gloria Formación: Jolpabuchil Ambiente: Cuenca

Wackestone arcilloso, café a café claro, recristalizado, con abundantes organismos planctónicos, con laminación paralela. En la Fotomicrografía se aprecia adicional: laminación de tipo ondulada, generada por compactación de la roca, fracturamiento grueso sellado con calcita, recristalización de organismos e incipiente silicificación de aloquímicos. Pirita finamente diseminada.

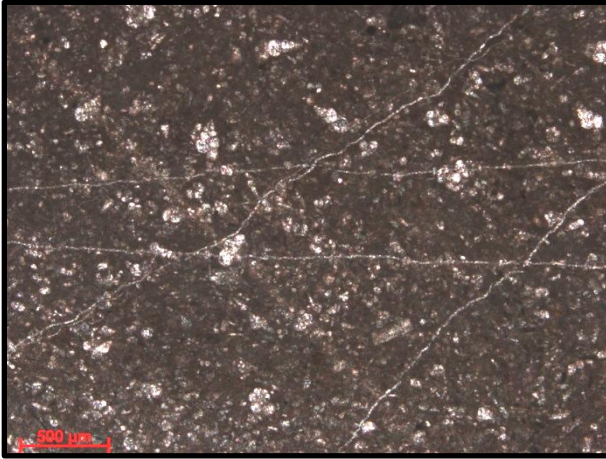
Fotomicrografía E SO-43 Sección: Soyaló Formación: Méndez Ambiente: Cuenca

Packstone de planctónicos, café a café oscuro. Estratificación cruzada con fracturamiento fino (enrejado), paralelo, sellado con calcita, perpendicular a la laminación paralela de los organismos planctónicos. Incipiente silicificación y óxidos en el interior de algunos fósiles recristalizados. Se aprecian algunos radiolarios.

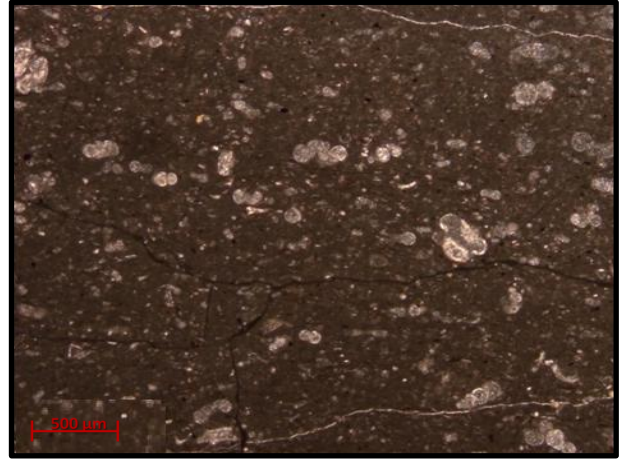
Fotomicrografía F SO-47 Sección: Soyaló Formación: Méndez Ambiente: Cuenca

Wackestone, café claro a café, recristalizado, algunos miliólidos y litoclastos envueltos y fracturamiento grueso, cerrado, sellado con espatita, paralelas a la estratificación. Aparente materia orgánica.

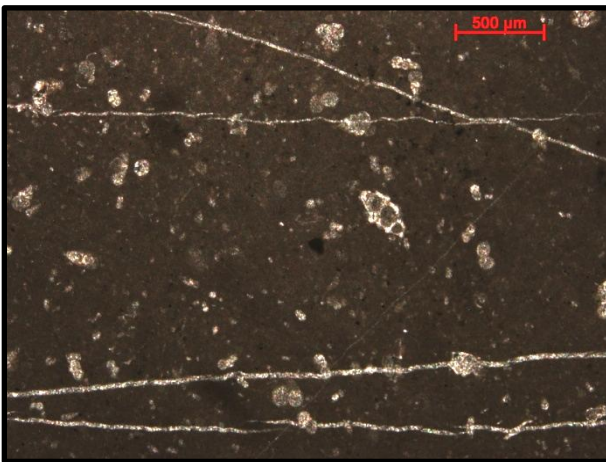
Proceso Diagenético: Cementación



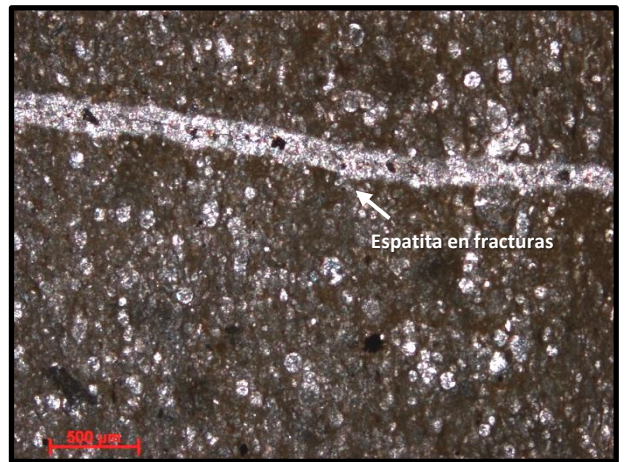
A.- G-2c Sección La Gloria



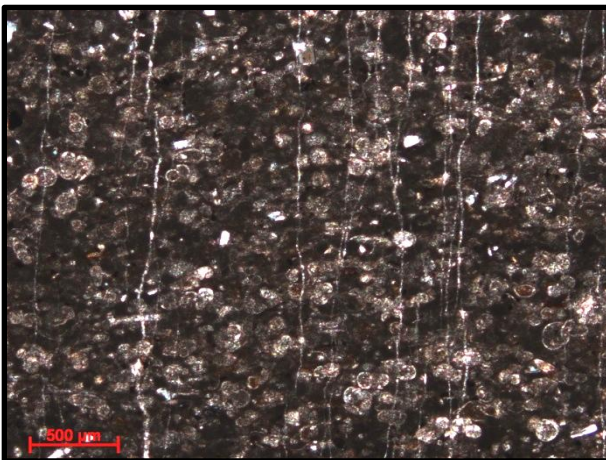
B.- G-28 Sección La Gloria



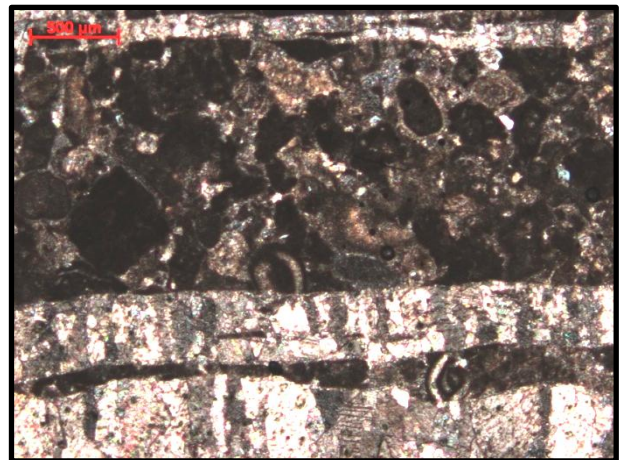
C.- G-33 Sección La Gloria



D.- G-59 Sección La Gloria



E.- SO-43 Sección Soyaló



F.- SO-47 Sección Soyaló

LÁMINA 4.3

***Proceso diagenético:* Cementación Tardía (Espatita en fracturas)**

Fotomicrografía A OT-3 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Restringida

Mudstone, gris oscuro. Fracturamiento grueso sellado, relleno de cementante espatítico subhedral.

Fotomicrografía B OT-7b Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Wackestone, gris a gris oscuro, con fracturamiento fino sellado de calcita, paralelo. Recristalización de microorganismos bentónicos.

Fotomicrografía C OT-7b Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Wackestone, gris a gris claro, con fracturamiento grueso, sellado por de calcita y recristalización de microorganismos.

Fotomicrografía D OX-5 Sección: Oxchuc Formación: Cantelhá Ambiente: Plataforma Interna

Mudstone-Wackestone recristalizado, gris oscuro, con partes dolomitizadas (mesodolomía). Ejemplo de cementación tardía en fracturas gruesas, rellenas, selladas con espatita euhedral. Porosidad por disolución y esporádica piritita diseminada.

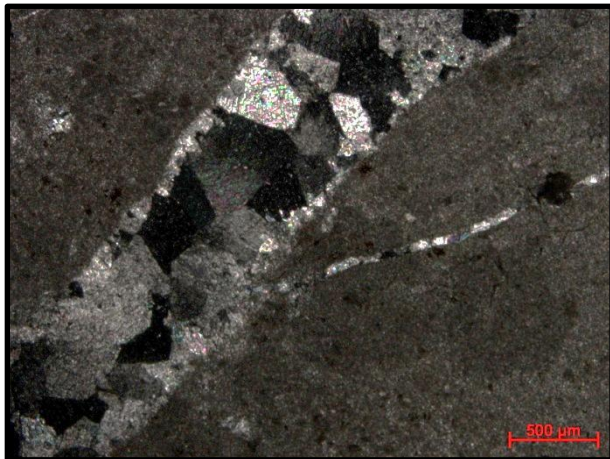
Fotomicrografía E OX-28a Sección: Oxchuc Formación: Cantelhá Ambiente: Plataforma Interna

Packstone de foraminíferos bentónicos, gris. Escasas testas de foraminíferos planctónicos, recristalización de aloquímicos (alveolínidos) con microfracturas delgadas y gruesas, cerradas, rellenas con calcita.

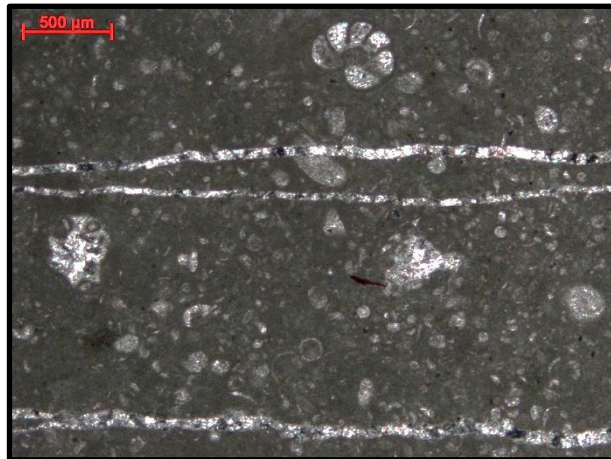
Fotomicrografía F G-50 Sección: La Gloria Formación: Jolpabuchil Ambiente: Cuenca

Wackestone, con algunos calpionélidos indeterminados, gris claro a gris verdoso. Fracturamiento delgado, cruzado (perpendicular), sellado por calcita e incipiente Silicificación de la matriz y esporádica piritita diseminada.

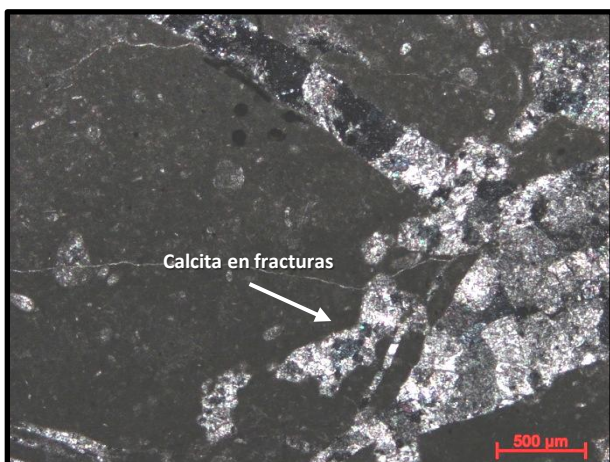
Proceso Diagenético: Cementación



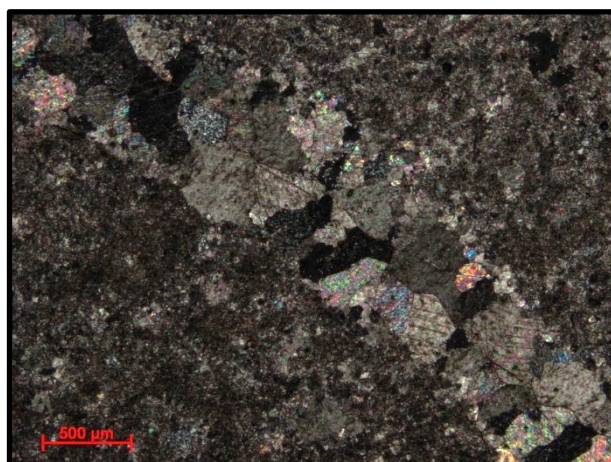
A.- OT-3 Sección Ocotál



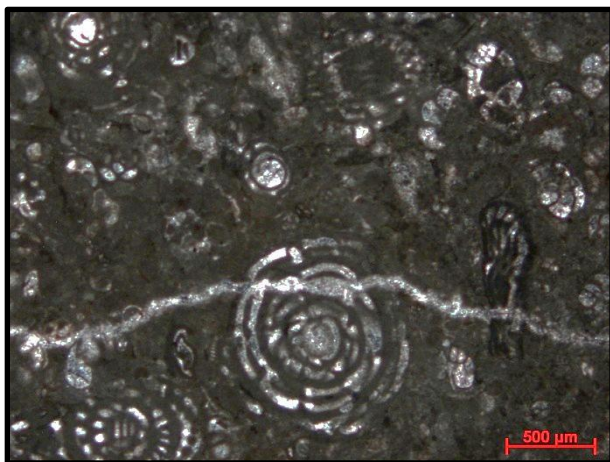
B.- OT-7b Sección Ocotál



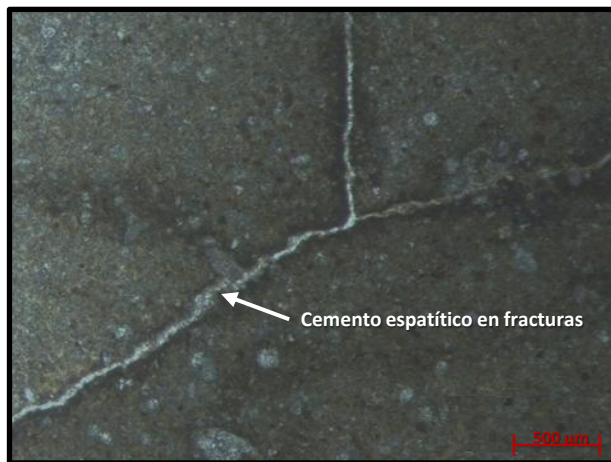
C.- OT-7b Sección Ocotál



D.- OX-5 Sección Oxchuc



E.- OX-28a Sección Oxchuc



F.- G-50 Sección La Gloria

LÁMINA 4.4

Proceso diagenético: Compactación

Fotomicrografía A A-23 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Litoral

Feldsarenita de grano grueso, con buen empaquetamiento, angulosa (baja madurez textural), gris oscuro. Ejemplifica compactación de tipo mecánica. Se muestra contactos tangenciales y longitudinales entre sí, porosidad primaria intergranular con arcillas y escasa M.O. diseminada.

Fotomicrografía B A-23 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Litoral

Feldsarenita de grano grueso, con buen empaquetamiento, angulosa (baja madurez textural), gris a gris oscuro. Compactación mecánica. La Fotomicrografía muestra contactos (suturados) de tipo sinuoso o cóncavo-convexo entre los diferentes tipos de granos de la muestra. Presenta alteración de feldespatos (Autigénesis) y materia orgánica relleno de los espacios de la porosidad intergranular.

Fotomicrografía C CH-3 Sección: Chilil Formación: Angostura Ambiente: Cuenca

Wackestone, gris a gris oscuro, con algunos globotruncánidos (*Hedbergella* sp). Laminación por compactación lenticular y ondulada. Escasa pirita, finamente diseminada con óxidos dispersos sobre la matriz e incipiente silicificación.

Fotomicrografía D SO-36 Sección: Soyaló Formación: Méndez Ambiente: Talud

Packstone-Grainstone, gris a café claro, de litoclastos subangulosos a redondeados, recristalizado. Se evidencia compactación entre granos. Los contactos más comunes: sinuosos y longitudinales.

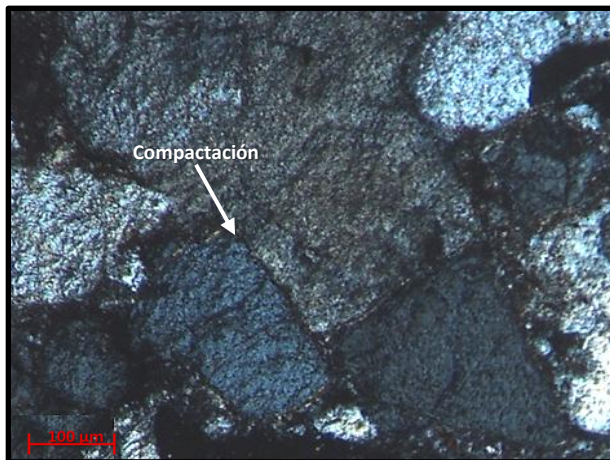
Fotomicrografía E OX-50 Sección: Oxchuc Formación: Angostura Ambiente: Plataforma Rest.

Wackestone-Packstone, gris oscuro. Se aprecia compactación de bioclastos y litoclastos, con porosidad primaria interpartícula, sellada por cemento espatítico.

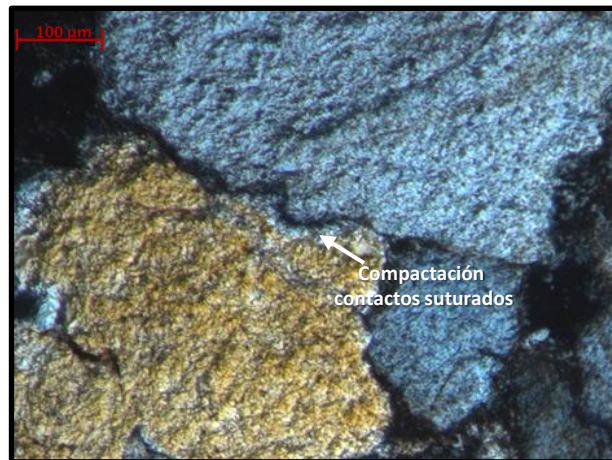
Fotomicrografía F OT-5 Sección: Ocotil Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Packstone de miliólidos (*Triloculina* sp), café a café oscuro. Presenta procesos diagenéticos como compactación mecánica de bioclastos (miliólidos). Este evento antecedió a la recristalización del interior de los mismos (porosidad intrafosilar, sellada por cemento espatítico). Esporádica pirita diseminada.

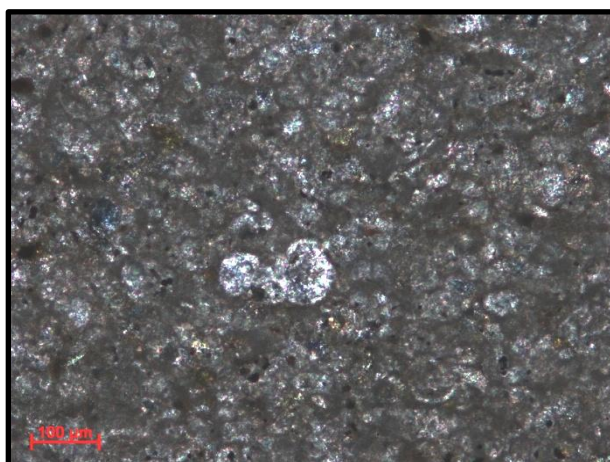
Proceso Diagenético: Compactación



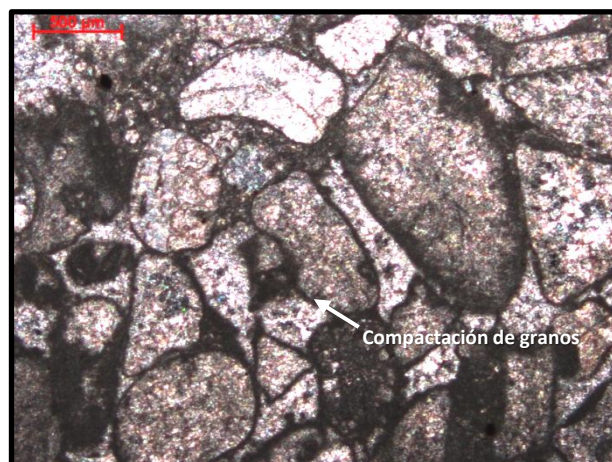
A.- A-23 Sección Rio Negro



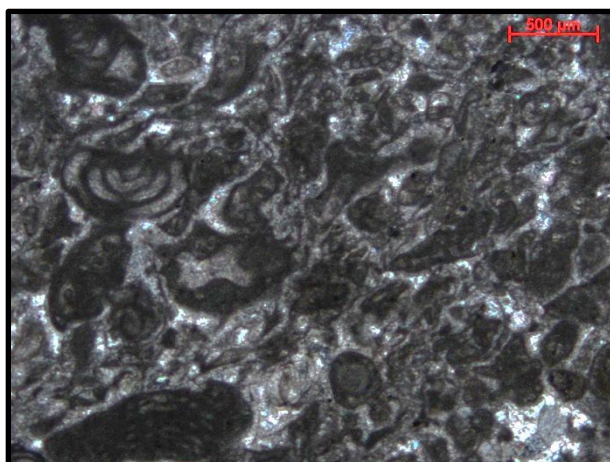
B.- A-23 Sección Rio Negro



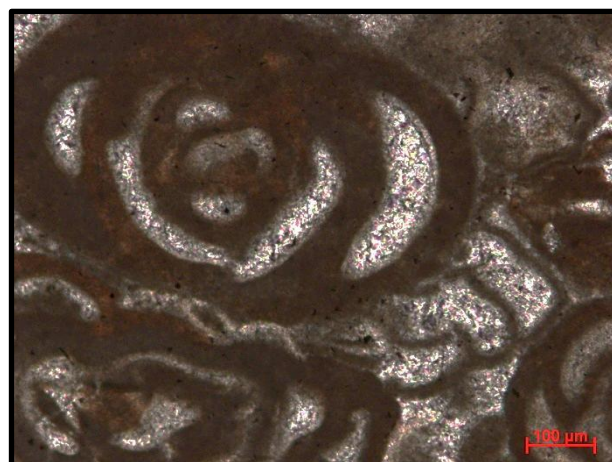
C.- CH-3 Sección Chilil



D.- SO-36 Sección Soyalo



E.- OX-50 Sección Oxchuc



F.- OT-5 Sección Ocotal

LÁMINA 4.5

Proceso diagenético: Compactación (Mecánica y Química)

Fotomicrografía A OT-2 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Wackestone-Packstone de miliólidos, parcialmente recristalizado (espatita con textura euhedral), café a café oscuro. Compactación por presión-disolución de miliólidos.

Fotomicrografía B OT-4 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Wackestone de bentónicos, color gris, parcialmente recristalizado, con compactación mecánica de litoclastos. Escasa pirita, finamente diseminada.

Fotomicrografía C OT-5 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Packstone de miliólidos, gris a gris verdoso, parcialmente recristalizado, con compactación por presión-disolución (compactación Química) de miliólidos. Esporádica materia orgánica diseminada y óxidos.

Fotomicrografía D OT-5 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Packstone con bioclastos indeterminados, parcialmente recristalizado, gris a gris oscuro, con compactación por presión-disolución (Compactación Química) de miliólidos y otros organismos bentónicos con enrollamiento miliolínido. Esporádica materia orgánica, finamente diseminada.

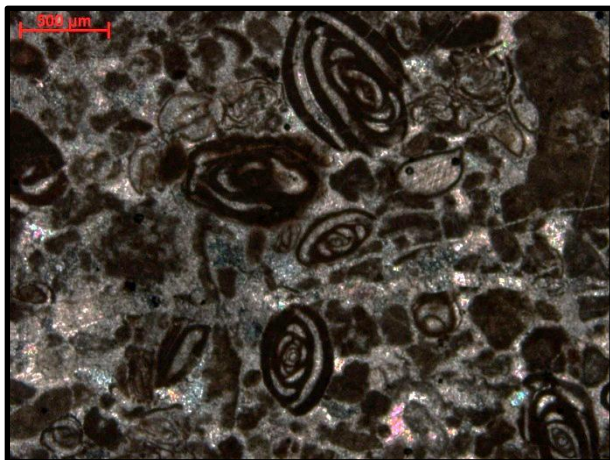
Fotomicrografía E OT-5 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Packstone de miliólidos, parcialmente recristalizado, gris a gris oscuro, con compactación química de los mismos. En la Fotomicrografía, se observa la sección axial de miliólido recristalizado, algunos bioclastos y estructuras algáceas con esporádica materia orgánica diseminada.

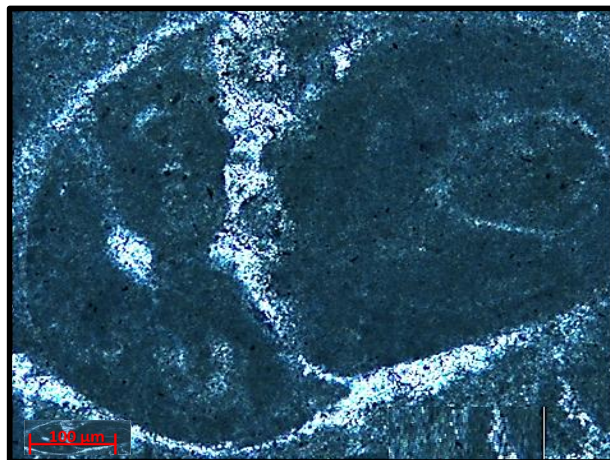
Fotomicrografía F OT-5 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Packstone de miliólidos y globotruncánidos, gris a gris verdoso. Se presenta disolución de los mismos (compactación química). Este evento es antecedido a la recristalización del interior de los fósiles. La muestra presenta incipiente micritización de miliólidos.

Proceso Diagenético: Compactación



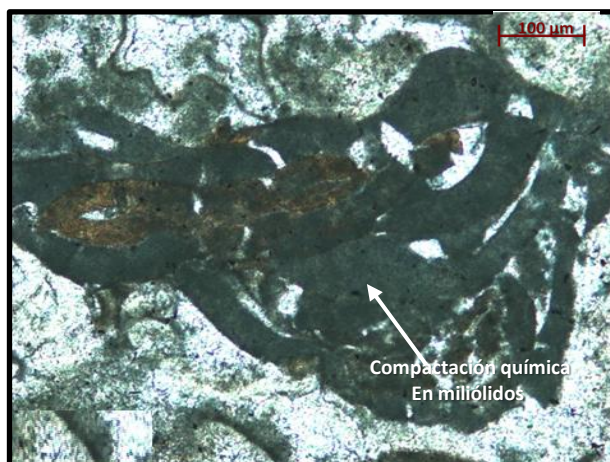
A.- OT-2 Sección Ocotal



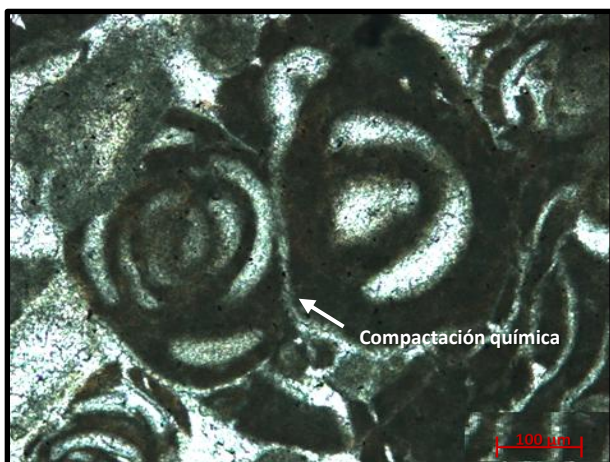
B.- OT-4 Sección Ocotal



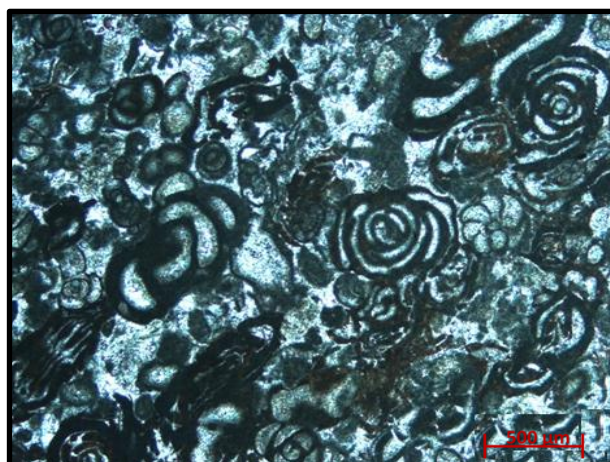
C.- OT-5 Sección Ocotal



D.- OT-5 Sección Ocotal



E.- OT-5 Sección Ocotal



F.- OT-5 Sección Ocotal

LÁMINA 4.6

Proceso diagenético: Compactación (Mecánica y Química)

Fotomicrografía A A-23 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Litoral

Feldsarenita de grano grueso, bien compactada y angulosa. Se ejemplifica compactación química por la incipiente disolución de los contactos entre los diferentes constituyentes y alteración de feldespatos (Autigénesis).

Fotomicrografía B B-21 Sección: Ocozocuatla Formación: Ocozocuatla Ambiente: P. I. Rest.

Wackestone arenoso, gris a gris claro, con intraclastos compuestos por fósiles y granos envueltos. Se aprecia compactación química, ejemplificada en esta fotomicrografía, con un grano envuelto con posible mica (verde-amarillento claro), litoclastos gris claro, inmersos en matriz parcialmente recrystalizada. Esporádicos *nannocónidos sp*

Fotomicrografía C A-93 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Litoral

Packstone arenoso, gris a gris oscuro, con aloquímicos (aparentes calcisferúlidos) parcialmente recrystalizados y ooides compactados. Presenta microestilolitas parcialmente selladas con óxidos y materia orgánica.

Fotomicrografía D OT-4 Sección: Ocotál Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Wackestone, gris, recrystalizado. Se observan estilolitas rellenas con hidrocarburo, sobre ooides afectados por compactación de tipo presión-disolución.

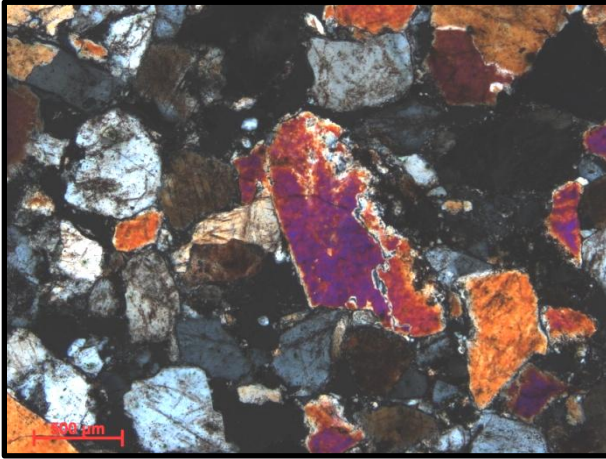
Fotomicrografía E SO-22c Sección: Soyaló Formación: Méndez Ambiente: Talud

Mudstone parcialmente recrystalizado, café claro a café oscuro, con estilolitas suaves rellenas con óxidos y bioclastos recrystalizados (testas de foraminíferos) y clastos muy angulosos.

Fotomicrografía F SO-65b Sección: Soyaló Formación: Soyaló Ambiente: Talud

Mudstone parcialmente recrystalizado, gris a gris claro, con estilolitas de gran amplitud impregnadas con hidrocarburo.

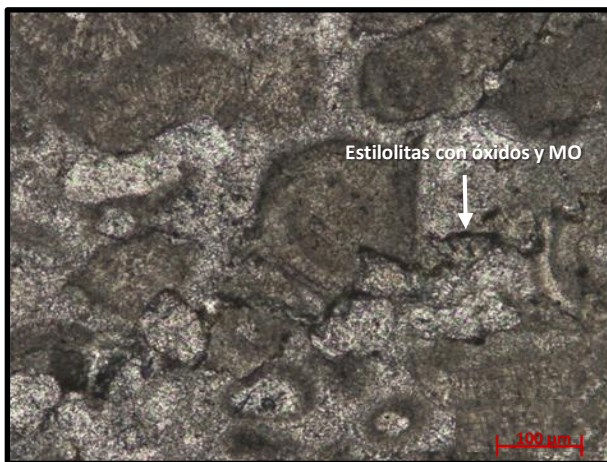
Proceso Diagenético: Compactación



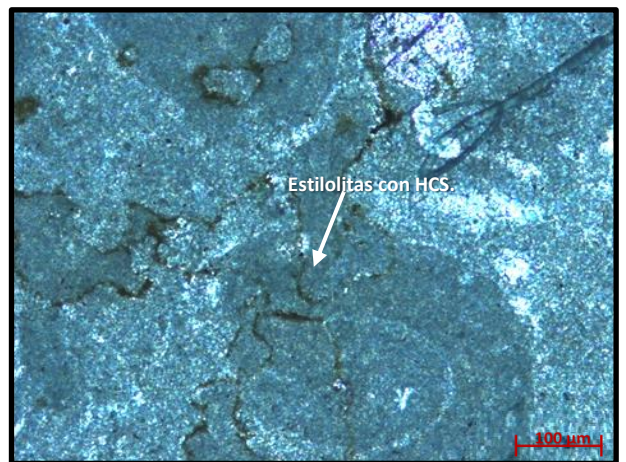
A.- A-23 Sección Rio Negro



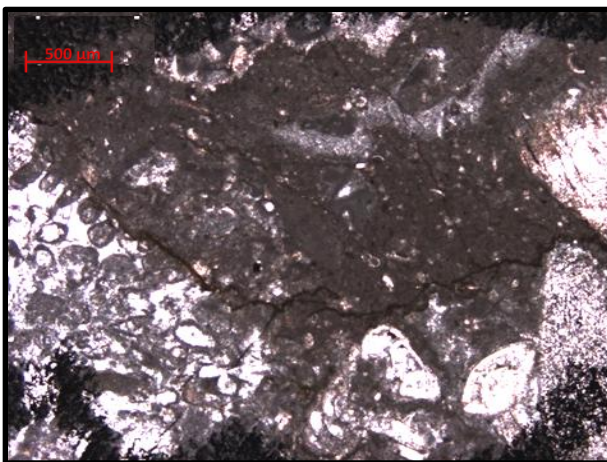
B.- B-21 Sección Ocozocuautila



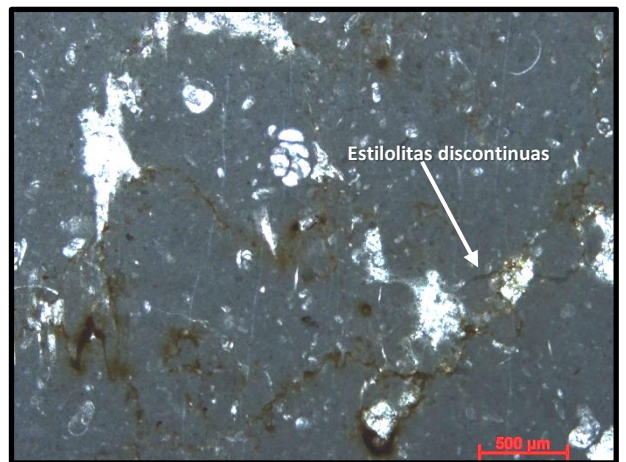
C.- A-93 Sección Rio Negro



D.- OT-4 Sección Ocotlán



E.- SO-22c Sección Soyaló



F.- SO-65b Sección Soyaló

LÁMINA 4.7

Proceso diagenético: Compactación Química (Estilolitas)

Fotomicrografía A A-45 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataforma Interna

Wackestone recristalizado, gris a gris claro. Set de estilolitas paralelas de baja amplitud, bien definidas, impregnadas de hidrocarburos. Foraminíferos bentónicos y litoclastos recristalizados a microespatita.

Fotomicrografía B A-45 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataforma Interna

Wackestone, gris a gris claro, parcialmente recristalizado. Set de estilolitas paralelas de baja amplitud, impregnadas de hidrocarburos. Clastos recristalizados a microespatita no identificados y disolución de la matriz micrítica.

Fotomicrografía C A-45 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataforma Interna

Wackestone, gris a gris claro, parcialmente recristalizado. Set de estilolitas paralelas de baja amplitud, bien definidas, impregnadas de hidrocarburos. Se aprecia algunos bioclastos de foraminíferos bentónicos y ooides en partes recristalizados a microespatita y con paredes micritizadas.

Fotomicrografía D A-45 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataforma Interna

Wackestone, ligeramente arcilloso, parcialmente recristalizado (sin núcleos cruzados). Set de estilolitas paralelas de baja amplitud, bien definidas, impregnadas con hidrocarburos, con estilo de tipo enjambre.

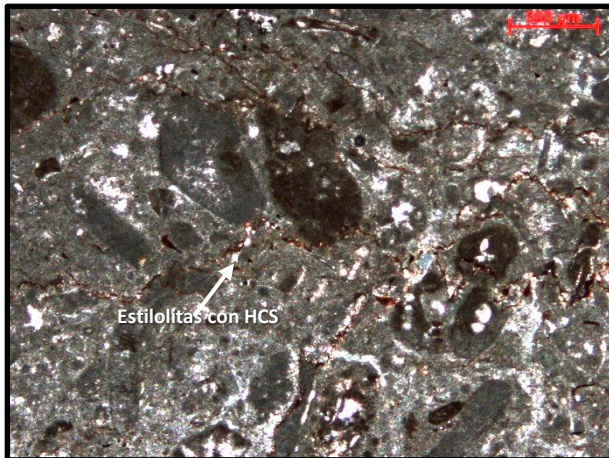
Fotomicrografía E A-46 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataforma Interna

Wackestone, gris claro a café claro, en partes recristalizado, con fracturamiento fino, continuo y abierto. Sistema de microestilolitas entrelazadas, con estilo de enjambre, bien desarrolladas, rellenas con hidrocarburos. Se aprecian microorganismos recristalizados no identificables.

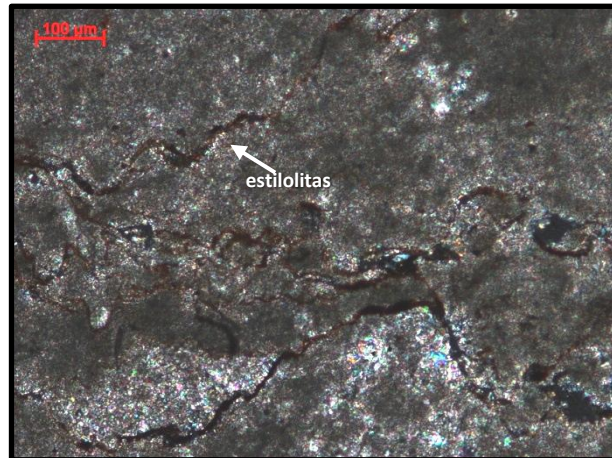
Fotomicrografía F OT-1 Sección: Ocotil Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Wackestone, gris a gris oscuro, con una estructura estilolítica de gran amplitud, parcialmente rellena con calcita e hidrocarburo.

Proceso Diagenético: Compactación



A.- A-45 Sección Rio Negro



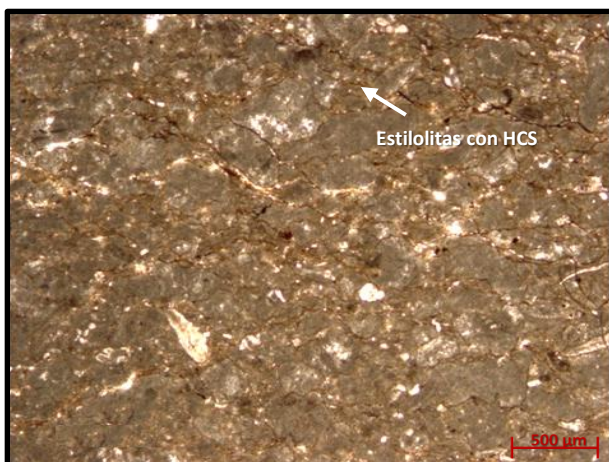
B.- A-45 Sección Rio Negro



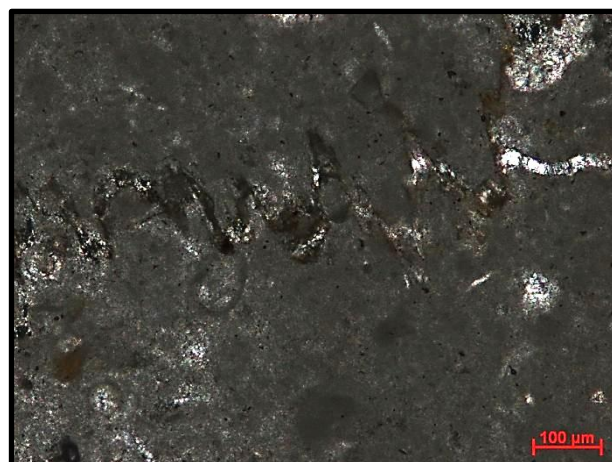
C.- A-45 Sección Rio Negro



D.- A-45 Sección Rio Negro



E.- A-46 Sección Rio Negro



F.- OT-1 Sección Ocotal

LÁMINA 4.8

Proceso diagenético: Recristalización

Fotomicrografía A CH-19 Sección: Chilil Formación: Angostura Ambiente: Plataforma Interna

Grainstone de ooides, gris claro a gris oscuro. Cemento espatítico, anhedral con escasa pirita finamente diseminada.

Fotomicrografía B CH-22 Sección: Chilil Formación: Angostura Ambiente: Plataforma Restringida

Packstone de foraminíferos bentónicos, gris claro a gris oscuro, con matriz recristalizada a microespatita, abundantes fragmentos líticos angulosos y bioclastos bentónicos recristalizados.

Fotomicrografía C OT-6 Sección: Ocotál Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Wackestone de miliólidos micritizados, color gris a café, con matriz recristalizada a espatita. Se observan algunos bioclastos recristalizados y micritizados.

Fotomicrografía D B-39 Sección: Ocozocuaútl Formación: Ocozocuaútl Ambiente: Plataf. Int.

Packstone de foraminíferos bentónicos, café a café claro, con algunos bioclastos recristalizados, inmersos en matriz espatítica, con textura anhedral, gris en partes blanca.

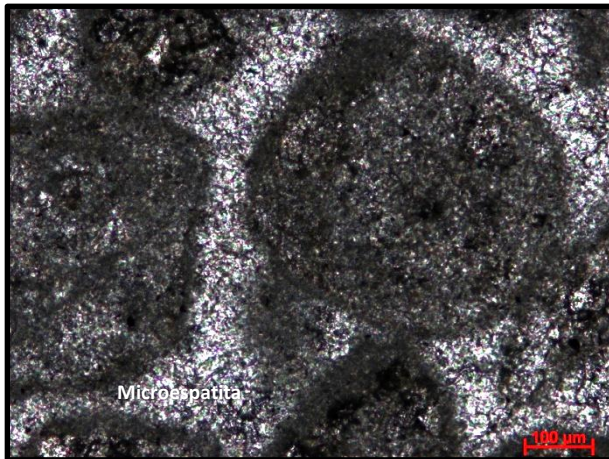
Fotomicrografía E OX-27a Sección: Oxchuc Formación: Cantelhá Ambiente: Plataforma Interna

Packstone de foraminíferos bentónicos (miliólidos y bioclastos indeterminados y escasos Heterohelícidos), gris a gris claro, con matriz recristalizada a espatita. Litoclastos redondeados, recristalizados en el centro y micritizados en sus bordes.

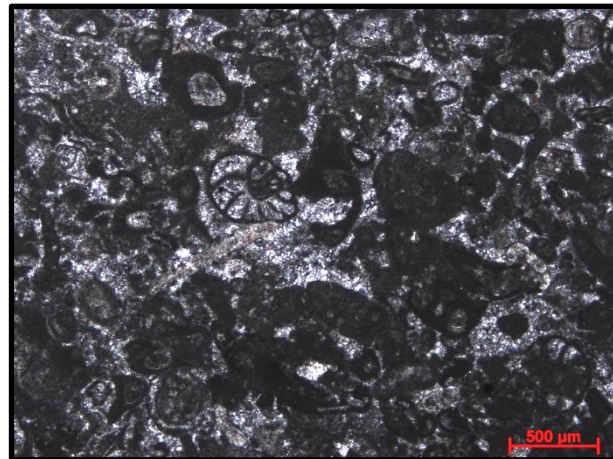
Fotomicrografía F OX-69 Sección: Oxchuc Formación: Angostura Ambiente: Plataforma Externa

Packstone de litoclastos, gris a gris verdoso, con matriz recristalizada. Se observa compactación mecánica de litoclastos, contactos tangenciales y longitudinales. También se presenta disolución de la matriz, generando porosidad interpartícula.

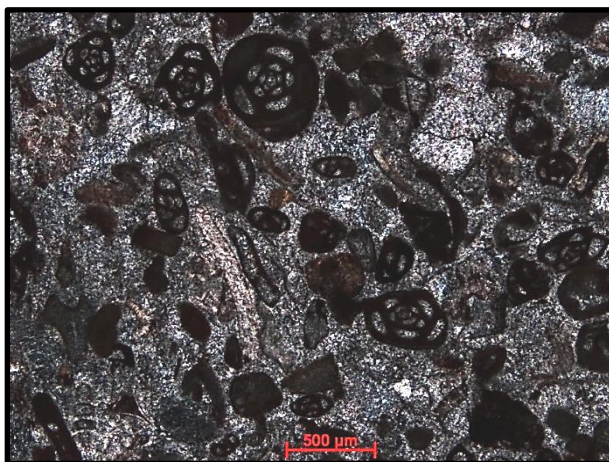
Proceso Diagenético: Recristalización



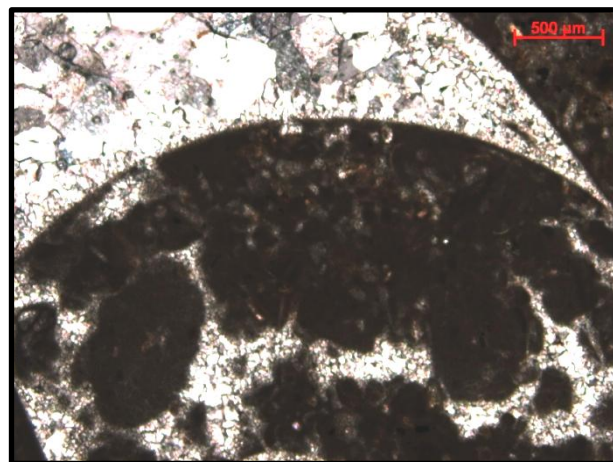
A.- CH-19 Sección Chilil



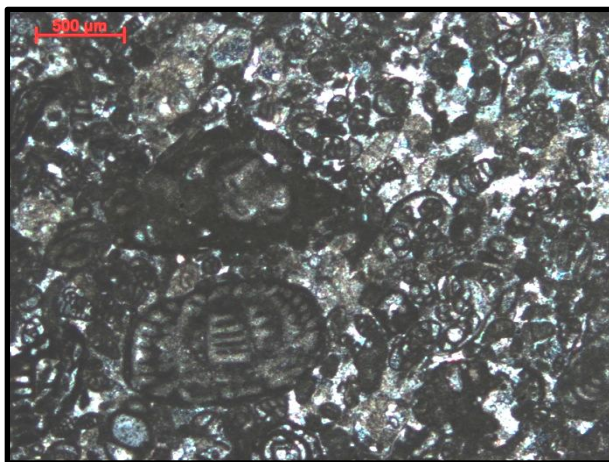
B.- CH-22 Sección Chilil



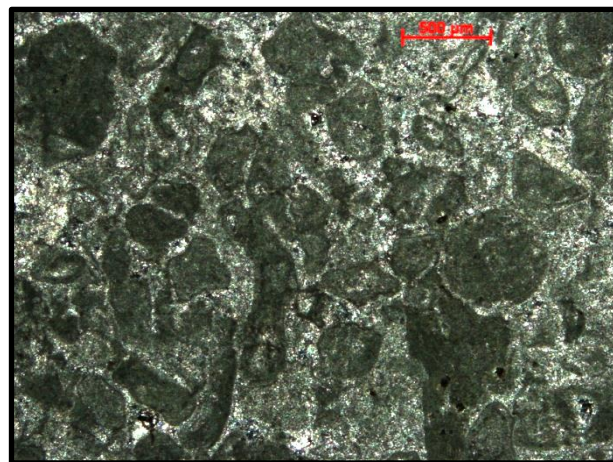
C.- OT-6 Sección Ocotál



D.- B-39 Sección Ocozocauatlá



E.- OX-27a Sección Oxchuc



F.- OX-69 Sección Oxchuc

LÁMINA 4.9

Proceso diagenético: Recristalización

Fotomicrografía A OX-73 Sección: Oxchuc Formación: Angostura Ambiente: Plataforma Externa

Wackestone, gris a gris oscuro, con matriz recristalizada, con granos envueltos y bioclastos parcialmente recristalizados (Heterohilícidos) con incipiente silicificación de la matriz.

Fotomicrografía B A-41 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataforma Interna

Wackestone, gris oscuro a café claro, matriz sin recristalizar con bioclastos recristalizados. Se aprecia una valva de un ejemplar de gasterópodo recristalizado.

Fotomicrografía C A-41 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataforma Interna

Wackestone, gris oscuro a café claro, matriz sin recristalizar con bioclastos recristalizados. Se observa un foraminífero bentónico biserial totalmente recristalizado y cámaras de foraminíferos recristalizados. También define fracturamiento delgado, sellado con espatita.

Fotomicrografía D A-51 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataforma Interna

Packstone, gris a gris claro, con valvas de ostrácodos y fragmentos angulosos de testas de gasterópodos recristalizados.

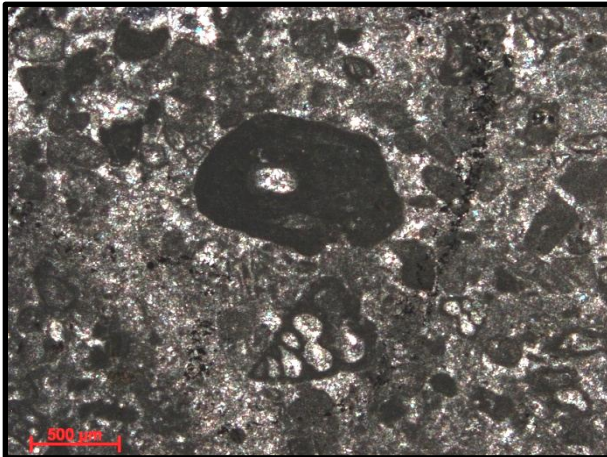
Fotomicrografía E A-51 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataforma Interna

Packstone, gris a café claro. Se observan microfósiles bentónicos. En primer plano se tiene un gasterópodo y fragmentos de conchas recristalizados.

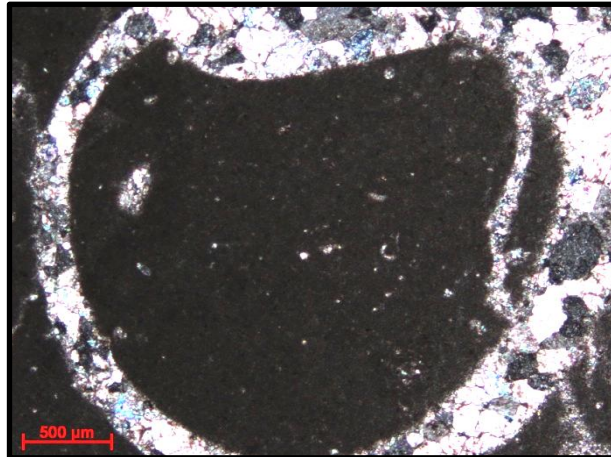
Fotomicrografía F A-55 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataf. Restringida

Packstone, gris claro a gris verdoso, con algas recristalizado.

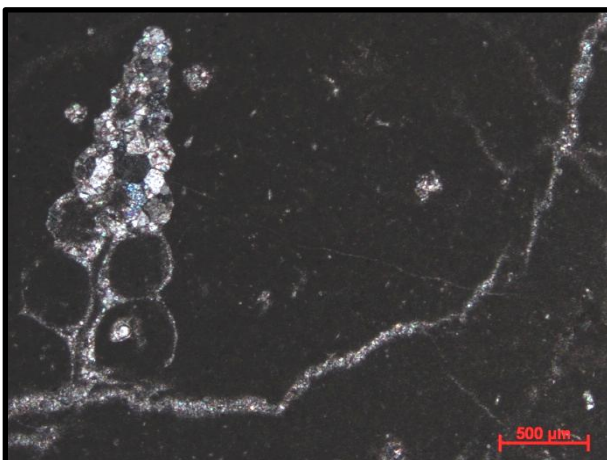
Proceso Diagenético: Recristalización



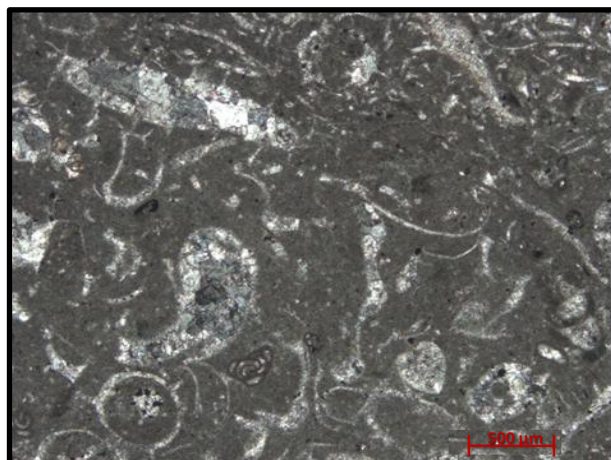
A.- OX-73 Sección Oxchuc



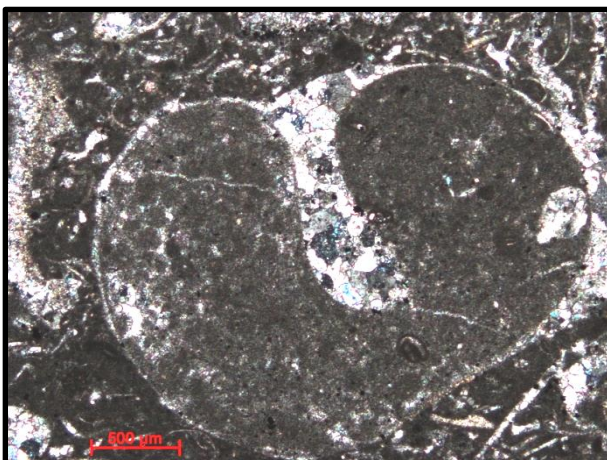
B.- A-41 Sección Rio Negro



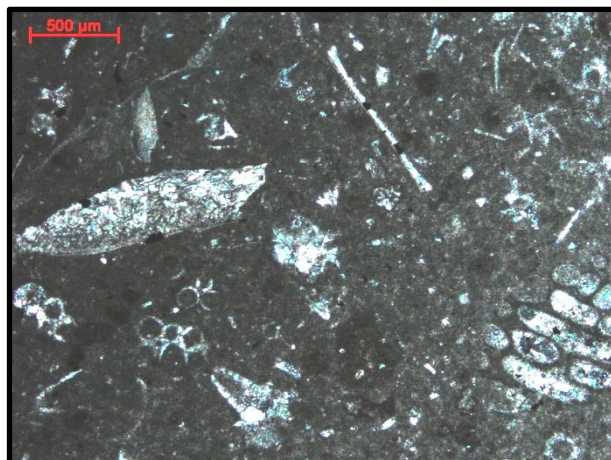
C.- A-41 Sección Rio Negro



D.- A-51 Sección Rio Negro



E.- A-51 Sección Rio Negro



F.- A-55 Sección Rio Negro

LÁMINA 4.10

Proceso diagenético: Recristalización

Fotomicrografía A A-75 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataf. Restringida

Packstone de bentónicos, gris oscuro a café claro. Asociación de algas *dasycladaceas* y foraminíferos bentónicos (alveolínidos), parcialmente recristalizados.

Fotomicrografía B A-81 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataf. Interna

Packstone de bentónicos, gris oscuro a café claro, con matriz parcialmente recristalizada a microespatita y organismos bentónicos (gasterópodos y lituólidos) con algas recristalizadas. Se observa incipiente micritización de algas.

Fotomicrografía C A-83 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataf. Restringida

Wackestone, gris oscuro, con matriz parcialmente recristalizada, foraminíferos bentónicos (alveolínidos), algas y fragmentos de equinodermos recristalizados.

Fotomicrografía D A-89 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataforma Externa

Grainstone de ooides, gris oscuro a café, con cemento microespatítico, escasos foraminíferos bentónicos recristalizados y crecimiento de cuarzo (incipiente silicificación) en ooides.

Fotomicrografía E A-93 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataforma Interna

Packstone arenoso, gris claro, con foraminíferos bentónicos (lituólidos), parcialmente recristalizados. Se observan también ooides con incipiente recristalización concéntrica y padecería de conchas como ostrácodos recristalizados.

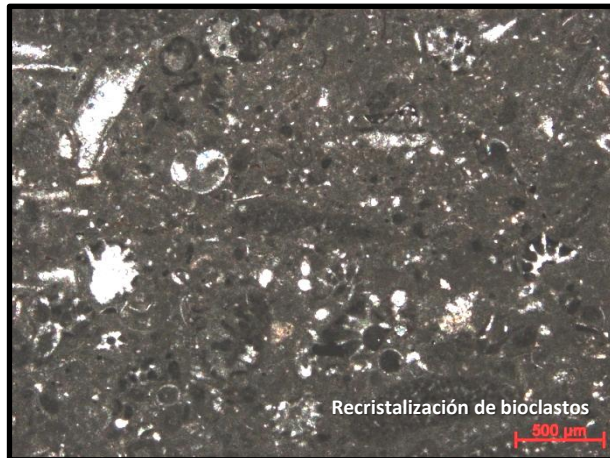
Fotomicrografía F OT-5 Sección: Ocotul Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Packstone de miliólidos, café claro a café. Recristalización en el interior de los mismos.

Proceso Diagenético: Recristalización



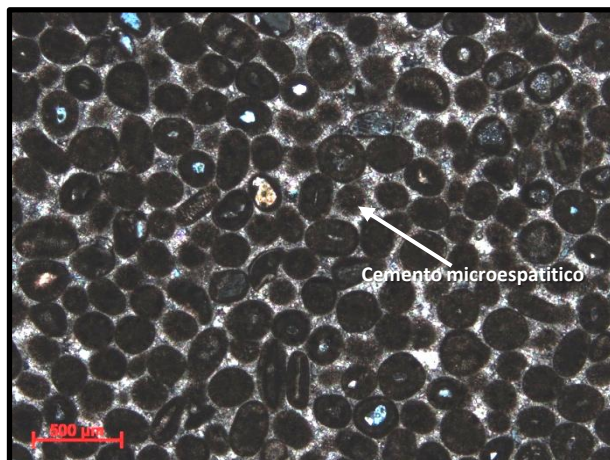
A.- A-75 Sección Rio Negro



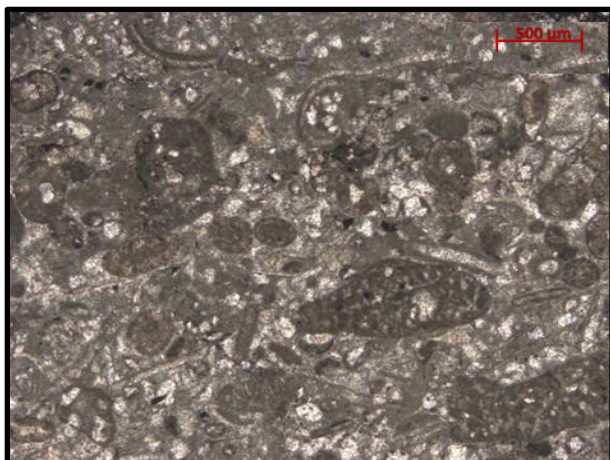
B.- A-81 Sección Rio Negro



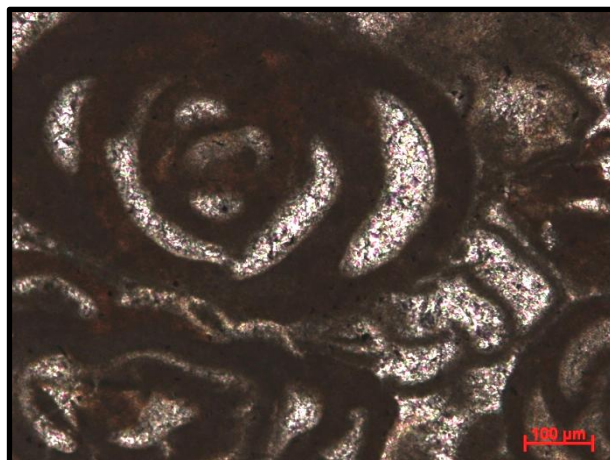
C.- A-83 Sección Rio Negro



D.- A-89 Sección Rio Negro



E.- A-93 Sección Rio Negro



F.- OT-5 Sección Ocotál

LÁMINA 4.11

Proceso diagenético: Recristalización

Fotomicrografía A OX-28a Sección: Oxchuc Formación: Cantelhá Ambiente: Plataforma Interna

Packstone de foraminíferos bentónicos, gris oscuro a café claro, con recristalización de aloquímicos y fracturamiento delgado, sellado con espatita. Esporádica pirita, finamente diseminada.

Fotomicrografía B OX-62 Sección: Oxchuc Formación: Angostura Ambiente: Plataf. Restringida

Wakestone, café claro. Estromatolito recristalizado, con disolución parcial, posterior a la recristalización y pirita finamente diseminada.

Fotomicrografía C G-27 Sección: La Gloria Formación: Méndez Ambiente: Cuenca

Wackestone de foraminíferos planctónicos, recristalizado, color gris a gris claro. Estructura de flujo de planctónicos (*Globotruncánidos*, *Dicarinella* sp, *Globotruncana* sp y *Globotruncanita* sp) con ligera compactación y óxidos dispersos, llenando espacios entre los microfósiles.

Fotomicrografía D G-36 Sección: La Gloria Formación: Jolpabuchil Ambiente: Cuenca

Wackestone de foraminíferos planctónicos, color gris a gris claro, con fragmentos de ostrácodos y *Globotruncana* sp, recristalizados.

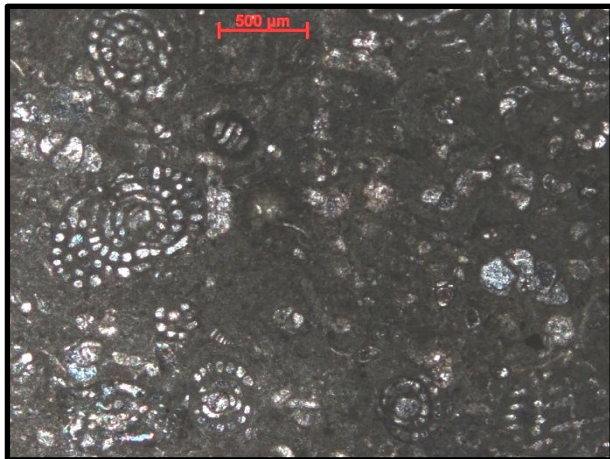
Fotomicrografía E CH-8 Sección: Chilil Formación: Angostura Ambiente: Plataforma Externa

Grainstone, gris a gris oscuro, cemento recristalizado a microespatita, con abundantes ooides recristalizados. Se muestran gasterópodos recristalizados y porosidad por disolución (1%).

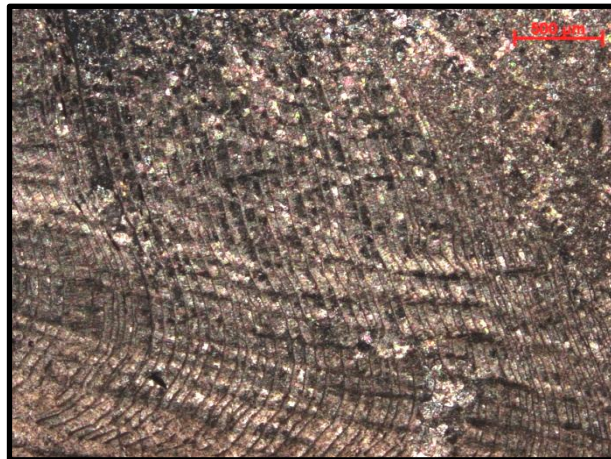
Fotomicrografía F CH-17 Sección: Chilil Formación: Angostura Ambiente: Plataforma Interna

Packstone de bentónicos, gris a gris oscuro. Recristalización de clastos y algunas zonas de la matriz micrítica.

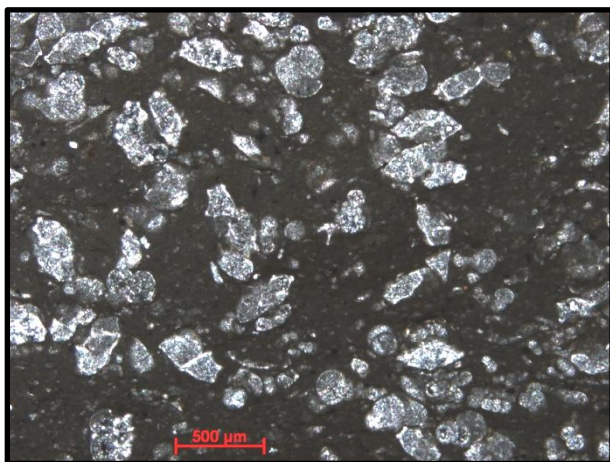
Proceso Diagenético: Recristalización



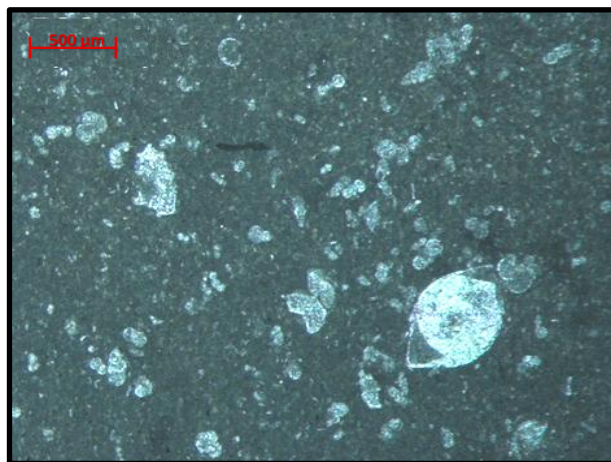
A.- OX-28a Sección Oxchuc



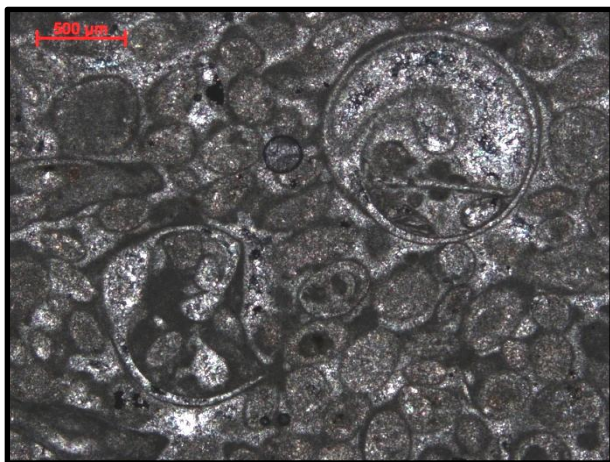
B.- OX-62 Sección Oxchuc



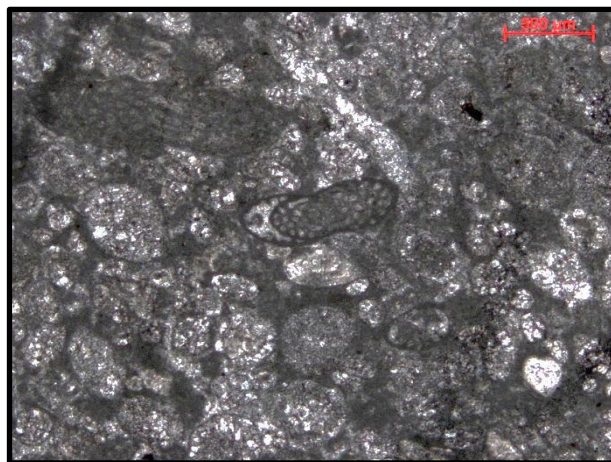
C.- G-27 Sección La Gloria



D.- G-36 Sección La Gloria



E.- CH-8 Sección Chilil



F.- CH-17 Sección Chilil

LÁMINA 4.12

Proceso diagenético: Recristalización

Fotomicrografía A SO-22e Sección: Soyaló Formación: Méndez Ambiente: Talud

Wackestone, color gris oscuro, con recristalización de bioclastos y litoclastos.

Fotomicrografía B SO-22f Sección: Soyaló Formación: Méndez Ambiente: Talud

Wackestone, café a café claro, con recristalización de bioclastos e incipiente disolución de la matriz micrítica.

Fotomicrografía C SO-32a Sección: Soyaló Formación: Méndez Ambiente: Talud

Wackestone, café a café claro. Se observa recristalización de la matriz y de la mayoría de aloquímicos a microespatita y fantasmas de fragmentos líticos.

Fotomicrografía D SO-34 Sección: Soyaló Formación: Méndez Ambiente: Talud

Wackestone, gris a café, recristalizado a microespatita, con abundante padecería de conchas y de desarrollos arrecifales recristalizados.

Fotomicrografía E SO-35 Sección: Soyaló Formación: Méndez Ambiente: Talud

Wackestone, gris a gris claro, con matriz reemplazada de micrita a espatita. Organismos bentónicos, parcialmente recristalizados.

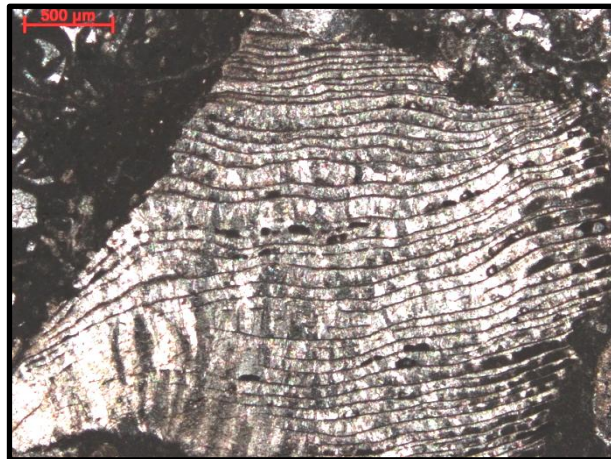
Fotomicrografía F SO-53b Sección: Soyaló Formación: Méndez Ambiente: Talud

Wackestone, gris a gris claro, recristalizado con matriz reemplazada de micrita a espatita. Organismos bentónicos, parcialmente recristalizado y litoclastos angulosos.

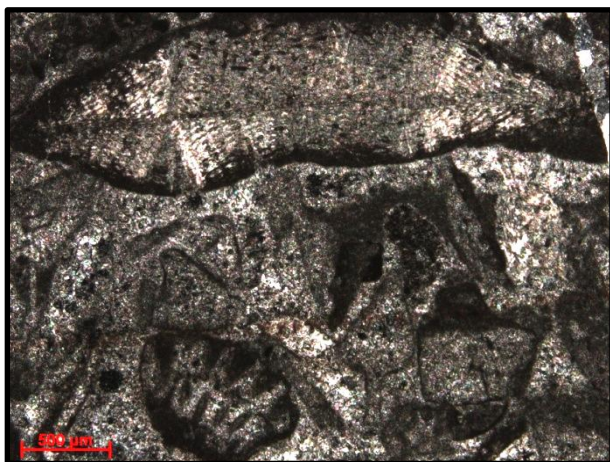
Proceso Diagenético: Recristalización



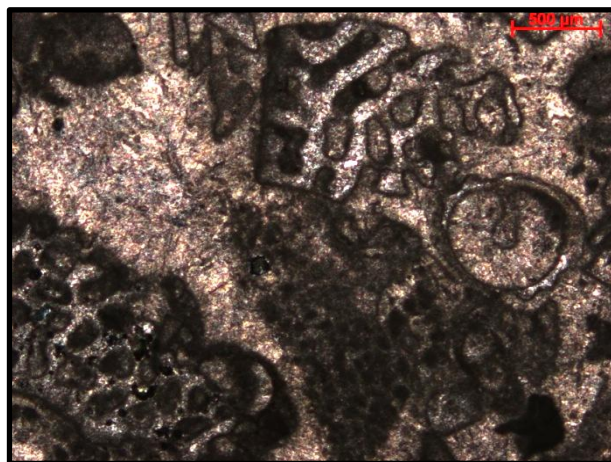
A.- SO-22e Sección Soyalo



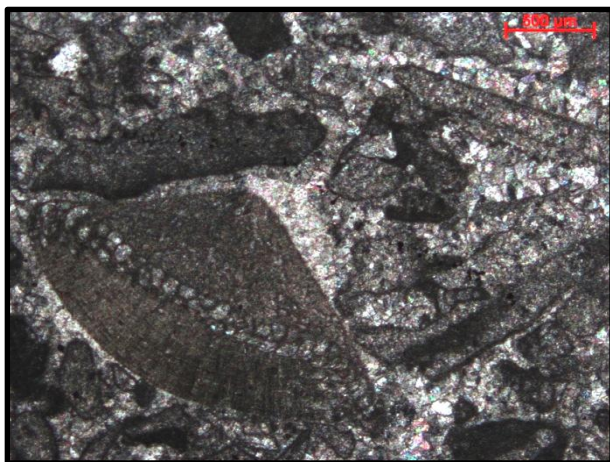
B.- SO-22f Sección Soyalo



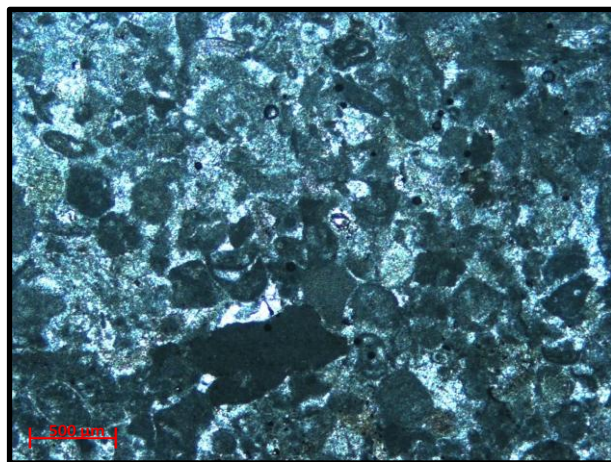
C.- SO-32a Sección Soyalo



D.- SO-34 Sección Soyalo



E.- SO-35 Sección Soyalo



F.- SO-53b Sección Soyalo

LÁMINA 4.13

Proceso diagenético: Dolomitización

Fotomicrografía A OT-15 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Mesodolomía, color gris, con textura subhedral. Se observa óxidos bordeando los contactos de los cristales de dolomita. También se evidencia zonas de disolución de los cristales y porosidad intercrystalina del 5%.

Fotomicrografía B OT-15 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Mesodolomía, color gris, con textura subhedral. Se observa zonas de disolución de los cristales de mesodolomita, creando porosidad secundaria intercrystalina (10%).

Fotomicrografía C OT-21 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Mesodolomía, color gris oscuro, con textura subhedral. Se evidencia la disolución de cristales de dolomita, generando porosidad secundaria intercrystalina (8%).

Fotomicrografía D OT-24 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Mesodolomía, gris a gris claro, con textura subhedral a anhedral y porosidad intercrystalina.

Fotomicrografía E OT-27 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Mudstone, gris a café claro, dolomitizado, con esporádicos fantasmas de bioclastos indeterminados.

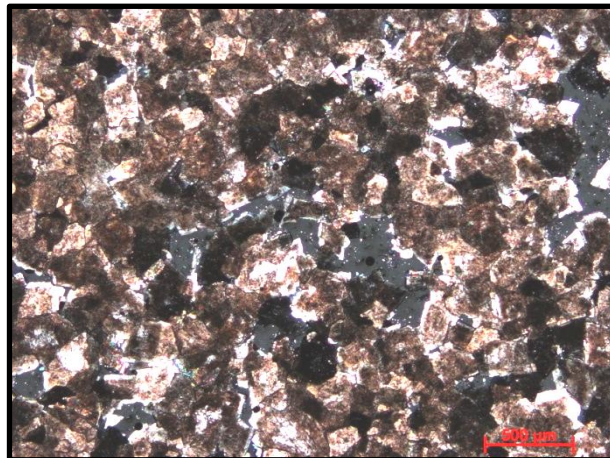
Fotomicrografía F OT-33 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Microdolomía arcillosa, con textura euhedral. Microfracturas abiertas y disolución de cristales de dolomita, generando alrededor de un 15% de porosidad intercrystalina. Se observan escasos fantasmas de bioclastos.

Proceso Diagenético: Dolomitización



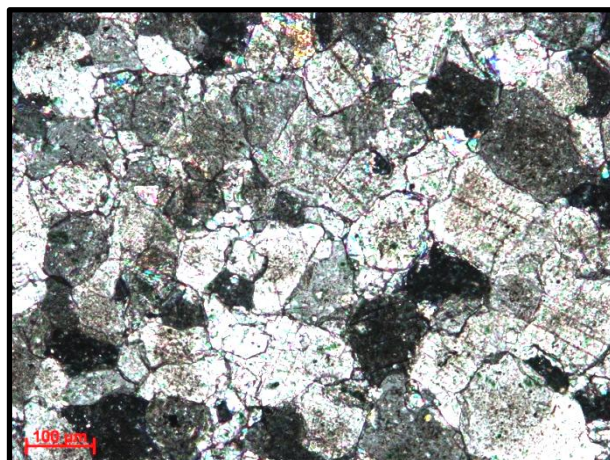
A.- OT-15 Sección Ocotal



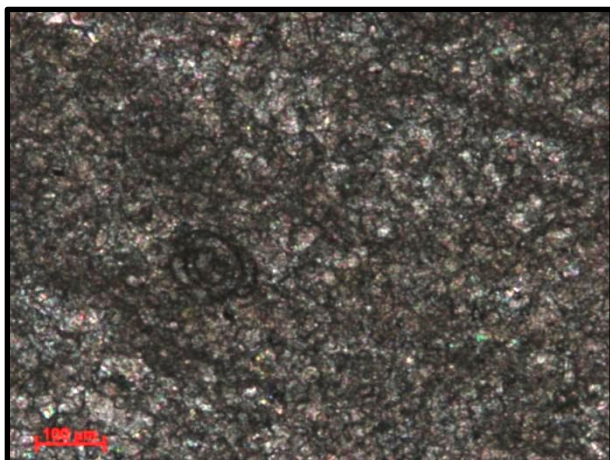
B.- OT-15 Sección Ocotal



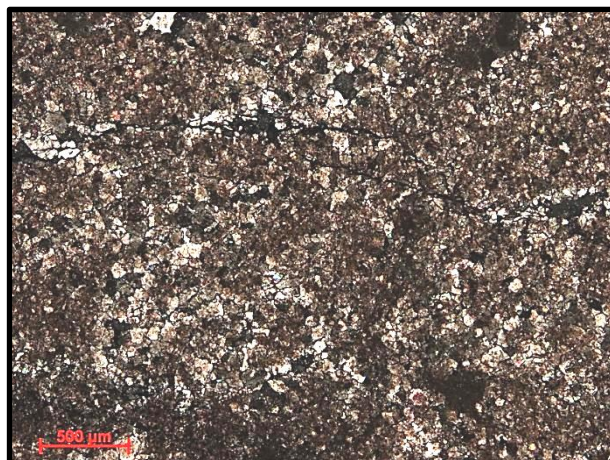
C.- OT-21 Sección Ocotal



D.- OT-24 Sección Ocotal



E.- OT-27 Sección Ocotal



F.- OT-33 Sección Ocotal

LÁMINA 4.14

Proceso diagenético: Dolomitización

Fotomicrografía A OT-34 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Microdolomía, color crema a gris claro, con textura subhedral y porosidad intercrystalina. Fantasmas de microfósiles indeterminados.

Fotomicrografía B OX-16 Sección: Oxchuc Formación: Cantelhá Ambiente: Plataf. Restringida

Microdolomía, color gris claro. Porosidad intercrystalina rellena con óxidos y porosidad por disolución (8%).

Fotomicrografía C OT-30 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Microdolomía, gris claro a café claro, con textura euhedral y porosidad intercrystalina. Se aprecia zonas con posible dedolomitización.

Fotomicrografía D OT-22 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Microdolomía, gris oscuro, con textura anhedral y porosidad intercrystalina. Se aprecia zonas con posible dedolomitización. Escasa pirita finamente diseminada.

Fotomicrografía E OX-23 Sección: Oxchuc Formación: Cantelhá Ambiente: Plataf. Restringida

Microdolomía, gris a gris oscuro, textura anhedral, con zonas de aparente dedolomitización.

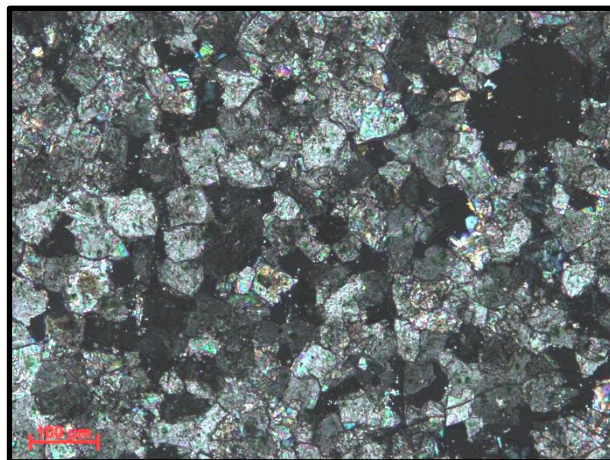
Fotomicrografía F OX-23 Sección: Oxchuc Formación: Cantelhá Ambiente: Plataf. Restringida

Microdolomía, gris a gris oscuro, textura anhedral, con zonas de aparente dedolomitización.

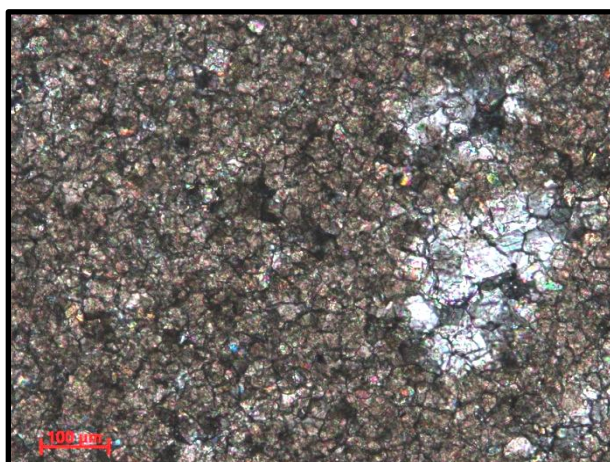
Proceso Diagenético: Dolomitización



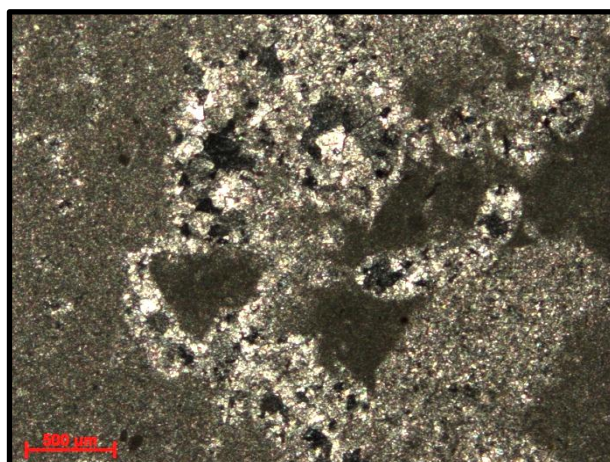
A.- OT-34 Sección Ocotal



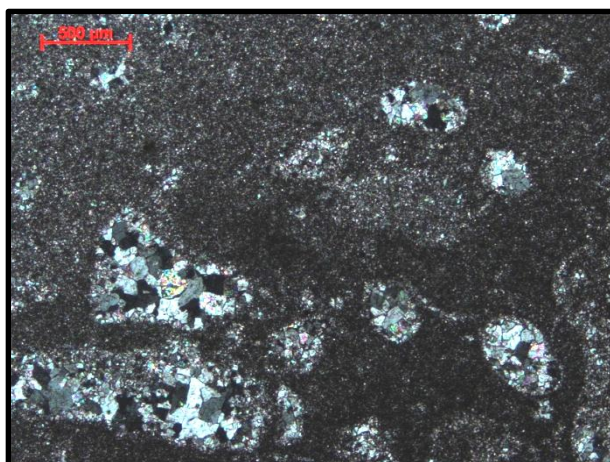
B.- OX-16 Sección Oxchuc



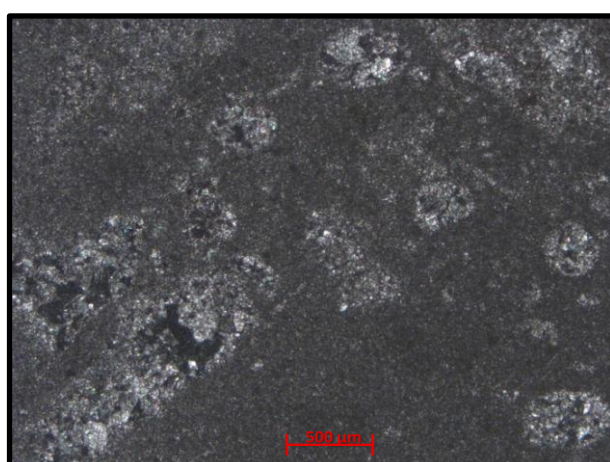
C.- OT-30 Sección Ocotal



D.- OT-22 Sección Ocotal



E.- OX-23 Sección Oxchuc



F.- OX-23 Sección Oxchuc

LÁMINA 4.15

Proceso diagenético: Disolución

Fotomicrografía A OX-16 Sección: Oxchuc Formación: Cantelhá Ambiente: Plataf. Restringida

Microdolomía, gris oscuro, con abundante disolución de cristales de dolomita. Generación de porosidad secundaria intercrystalina y vugular, cercana al 20% del total de la muestra.

Fotomicrografía B OX-24 Sección: Oxchuc Formación: Cantelhá Ambiente: Plataforma Interna

Wackestone, color café claro, con recristalización parcial de la matriz micrítica. La muestra presenta bioclastos bentónicos disueltos por compactación, así como, fracturas gruesas, selladas por espatita, parcialmente disueltas, generando porosidad vugular.

Fotomicrografía C OX-26 Sección: Oxchuc Formación: Cantelhá Ambiente: Plataforma Interna

Packstone de miliólidos, café a café claro. Sección axial de miliólido, inmerso en packstone, gris a café, recristalizado, parcialmente disuelto, creando porosidad intrafosilar.

Fotomicrografía D OX-29 Sección: Oxchuc Formación: Cantelhá Ambiente: Plataforma Interna

Wackestone, color gris claro, parcialmente recristalizado, con fracturamiento cerrado que presenta disolución en su interior. La muestra ejemplifica una sección axial de un foraminífero bentónico (miliólido) recristalizado con disolución parcial, así como aparentes bioclastos con las mismas características.

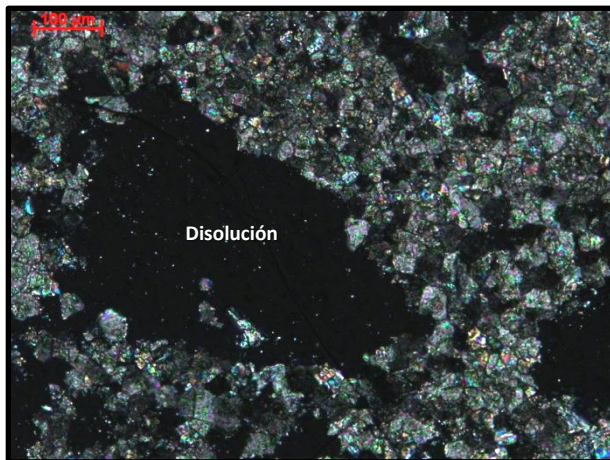
Fotomicrografía E OX-41 Sección: Oxchuc Formación: Angostura Ambiente: Plataforma Interna

Wackestone de foraminíferos bentónicos, gris a gris oscuro, con disolución de matriz recristalizada y disolución parcial de algunos bioclastos bentónicos. Generación de porosidad vugular.

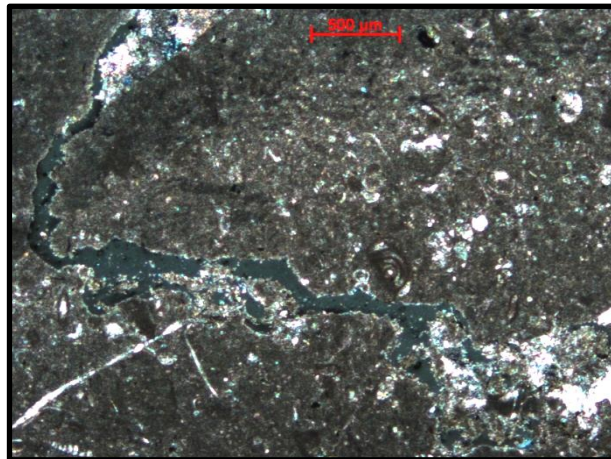
Fotomicrografía F OX-62 Sección: Oxchuc Formación: Angostura Ambiente: Plataf. Restringida

Wackestone, gris a gris claro, con disolución de cristales de calcita y escasa piritita finamente diseminada.

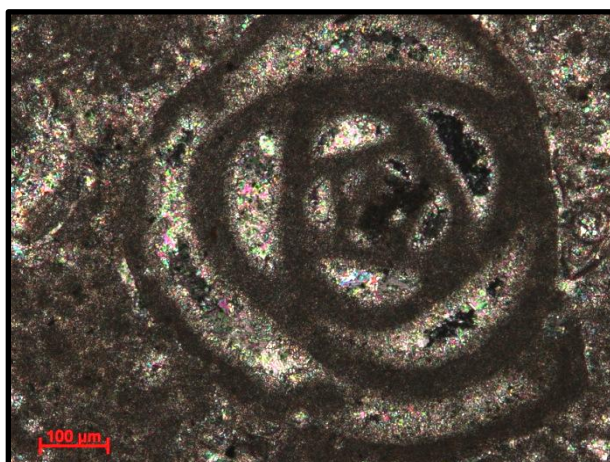
Proceso Diagenético: Disolución



A.- OX-16 Sección Oxchuc



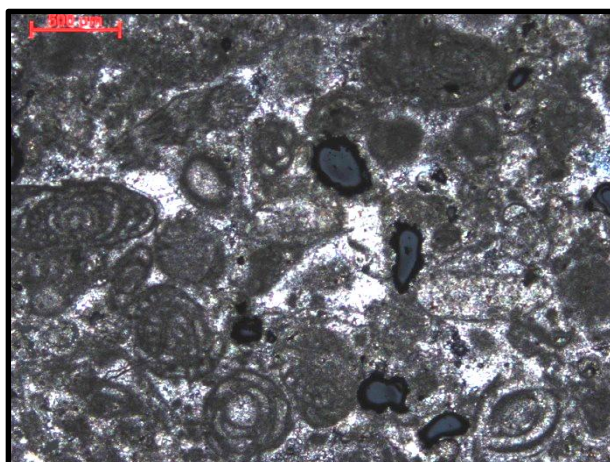
B.- OX-24 Sección Oxchuc



C.- OX-26 Sección Oxchuc



D.- OX-29 Sección Oxchuc



E.- OX-41 Sección Oxchuc



F.- OX-62 Sección Oxchuc

LÁMINA 4.16

Proceso diagenético: Disolución

Fotomicrografía A OX-65b Sección: Oxchuc Formación: Angostura Ambiente: Plataf. Restringida

Wackestone, color gris oscuro, con fantasmas de bioclastos y con disolución de intraclastos, creando porosidad intrapartícula.

Fotomicrografía B OX-84 Sección: Oxchuc Formación: Angostura Ambiente: Talud? P.E?

Brecha calcárea, café claro. Disolución de matriz recristalizada, con porosidad interpartícula y vugular.

Fotomicrografía C OX-85 Sección: Oxchuc Formación: Angostura Ambiente: Talud? P.E?

Brecha calcárea, gris claro a café claro, con disolución de matriz recristalizada a espatita y porosidad interpartícula y vugular (10%).

Fotomicrografía D B-14a Sección: Ocozocuautila Formación: Ocozocuautila Ambiente: Continental

Mudstone arenoso, color gris. Disolución de constituyentes (cristales de feldespatos, cuarzo detrítico y micas). Generación de porosidad móldica e intrapartícula.

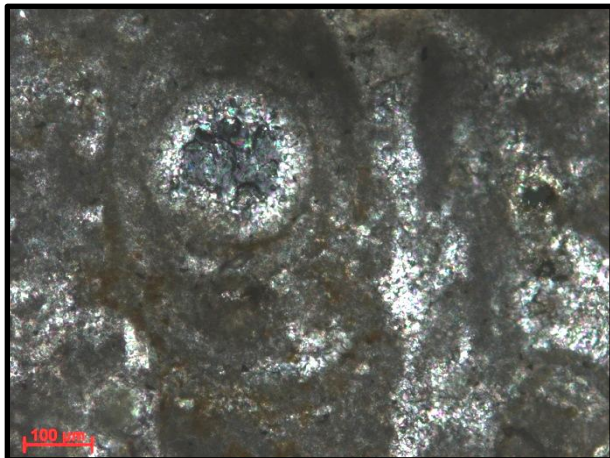
Fotomicrografía E B-16 Sección: Ocozocuautila Formación: Ocozocuautila Ambiente: Litoral

Arenisca Conglomerática, color gris, con matriz arcillosa y disolución parcial de granos de cuarzo (periferia de los granos). Se aprecia generación de porosidad intragranular, óxidos, arcillas y pirita rellenado espacios porosos.

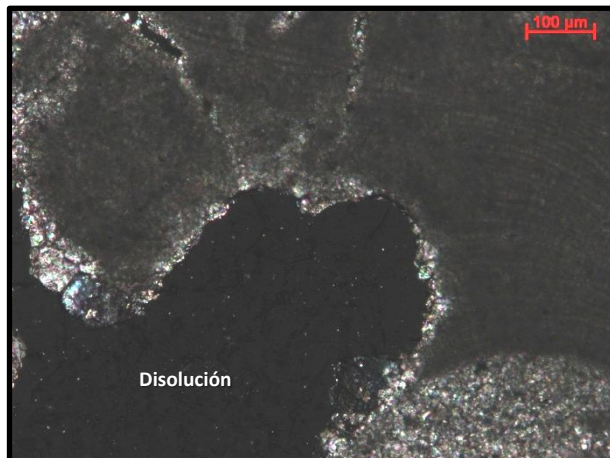
Fotomicrografía F B-18 Sección: Ocozocuautila Formación: Ocozocuautila Ambiente: Continental

Wackestone, gris a café claro, con disolución de ortoquímicos. La muestra también está afectada por incipiente recristalización de granos envueltos y ligera oxidación de ooides.

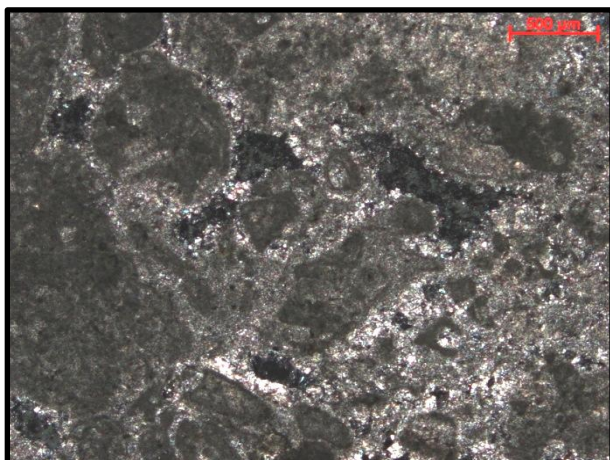
Proceso Diagenético: Disolución



A.- OX-65b Sección Oxchuc



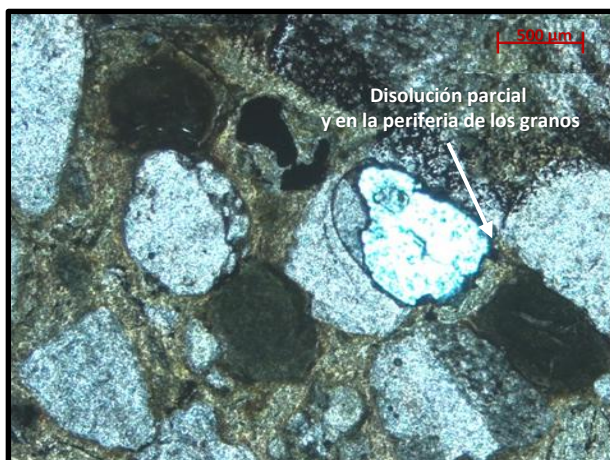
B.- OX-84 Sección Oxchuc



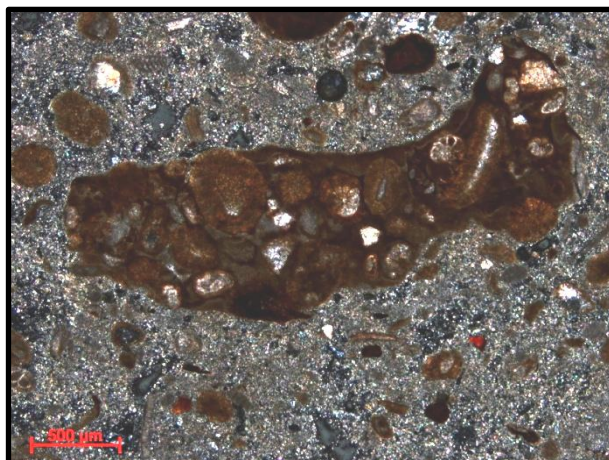
C.- OX-85 Sección Oxchuc



D.- B-14a Sección Ocozocuautila



E.- B-16 Sección Ocozocuautila



F.- B-18 Sección Ocozocuautila

LÁMINA 4.17

Proceso diagenético: Disolución

Fotomicrografía A B-18 Sección: Ocozocuaula Formación: Ocozocuaula Ambiente: Plataf. Int.

Wackestone, café claro, con disolución de la matriz parcialmente recrystalizada, algunas testas de foraminíferos bentónicos recrystalizados, creando porosidad vugular. La muestra también está afectada por oxidación de ooides.

Fotomicrografía B B-25 Sección: Ocozocuaula Formación: Ocozocuaula Ambiente: Plataf. Int.

Packstone, café a café claro, parcialmente recrystalizado, con microfracturas rellenas de calcita. Se observa disolución de constituyentes de la roca (ooides), creando porosidad intrapartícula.

Fotomicrografía C B-25 Sección: Ocozocuaula Formación: Ocozocuaula Ambiente: Plataf. Int.

Packstone, café a café claro, parcialmente recrystalizado, con disolución de constituyentes de la roca (porosidad intrapartícula). La disolución se aprecia en el interior de clastos y ooides. Adicional fracturamiento delgado, sellado con espátita y oxidación en granos envueltos y ooides.

Fotomicrografía D B-26 Sección: Ocozocuaula Formación: Ocozocuaula Ambiente: Plataf. Int.

Packstone, gris oscuro, con disolución de constituyentes y de fracturas delgadas. Los procesos de disolución han creado porosidad intrapartícula-móldica y porosidad vugular. También se evidencia oxidación de ooides, materia orgánica diseminada y zonas recrystalizadas de la matriz.

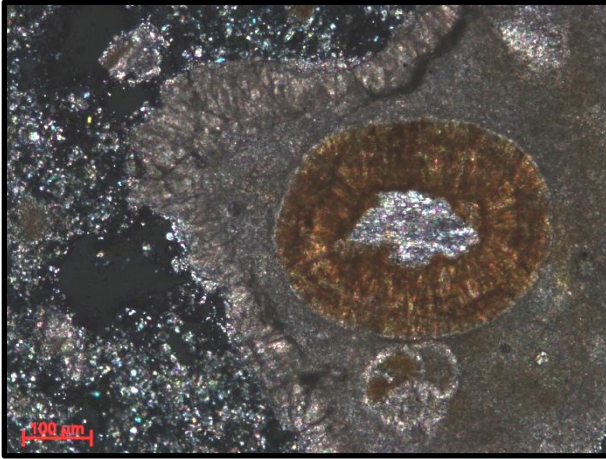
Fotomicrografía E A-39b Sección: Río Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataf. Interna

Wackestone, gris oscuro, con disolución de fracturas parcialmente abiertas y escasa impregnación de hidrocarburos. Zonas de la matriz recrystalizadas de micrita a microespátita.

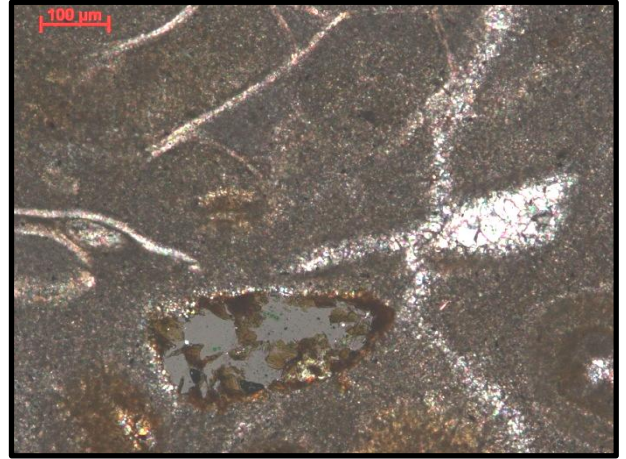
Fotomicrografía F CH-16 Sección: Chilil Formación: Angostura Ambiente: Plataforma Interna

Wackestone, gris a gris claro, con recrystalización de matriz y aparentes microfósiles. Se observa disolución de bioclastos originando porosidad intrafosilar y fracturamiento fino, abierto.

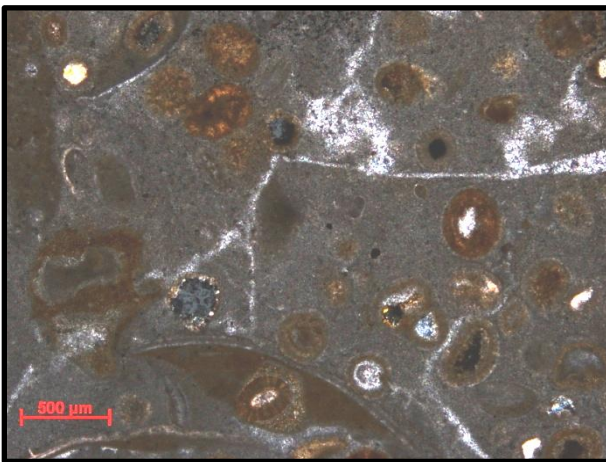
Proceso Diagenético: Disolución



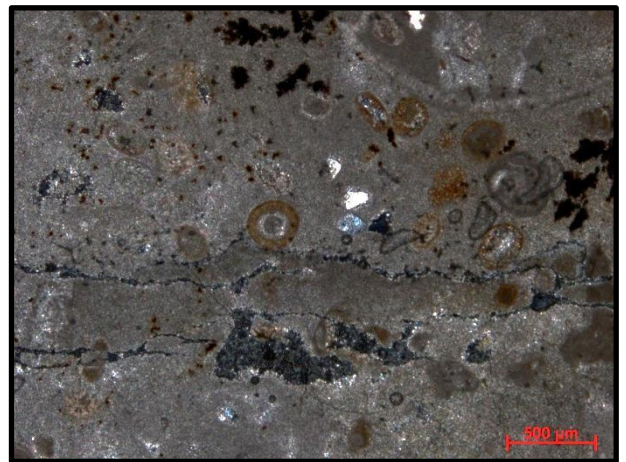
A.- B-18 Sección Ocozocuautla



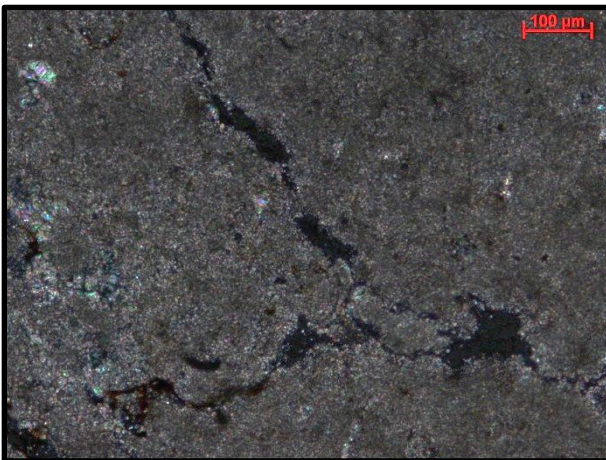
B.- B-25 Sección Ocozocuautla



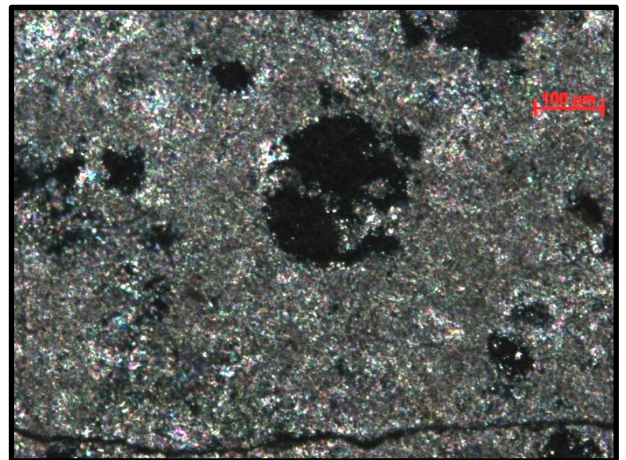
C.- B-25 Sección Ocozocuautla



D.- B-26 Sección Ocozocuautla



E.- A-39b Sección Rio Negro



F.- CH-16 Sección Chilil

LÁMINA 4.18

Proceso diagenético: Disolución

Fotomicrografía A SO-1c Sección: Soyaló Formación: Jolpabuchil Ambiente: Cuenca

Wackestone, gris oscuro a café claro, con disolución de foraminíferos planctónicos (testas de globotruncánidos con porosidad móldica), recristalización de organismos e incipiente cloritización y piritización en el interior de algunos bioclastos.

Fotomicrografía B SO-34 Sección: Soyaló Formación: Méndez Ambiente: Talud

Wackestone a Packstone, gris a café claro, con disolución de fragmentos arrecifales recristalizados y granos envueltos disueltos. Generación de porosidad intrapartícula e incipiente piritización.

Fotomicrografía C SO-38a Sección: Soyaló Formación: Méndez Ambiente: Talud

Grainstone, café a café claro, con disolución de matriz recristalizada y foraminíferos bentónicos. Se observa disolución parcial de la matriz y de bioclastos. A través de este proceso diagenético se origina porosidad de tipo vulgar.

Fotomicrografía D G-20 Sección: La Gloria Formación: Méndez Ambiente: Cuenca

Wackestone, gris oscuro, ligeramente arcilloso, con disolución de la matriz creando porosidad vulgar. Silicificación en la matriz y en los bordes de los vóculos generados por disolución, recristalización de organismos plantónicos y disolución en el interior de un calcisferúlido.

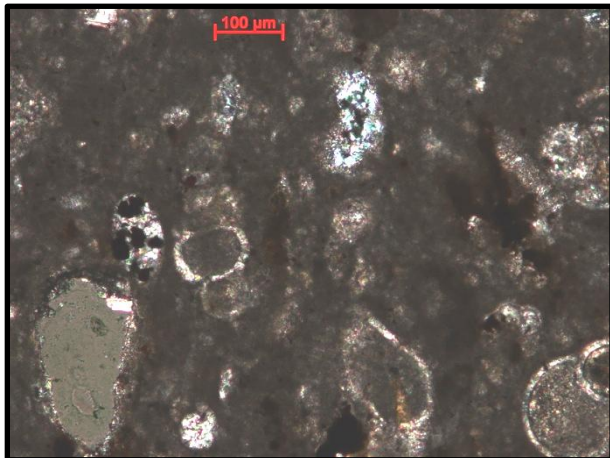
Fotomicrografía E G-23 Sección: La Gloria Formación: Méndez Ambiente: Cuenca

Wackestone, gris oscuro a café, con disolución de foraminíferos planctónicos, creando porosidad móldica. Recristalización de los mismos y microfracturas delgadas rellenas con óxidos (enrejado de fallas) y arcillas.

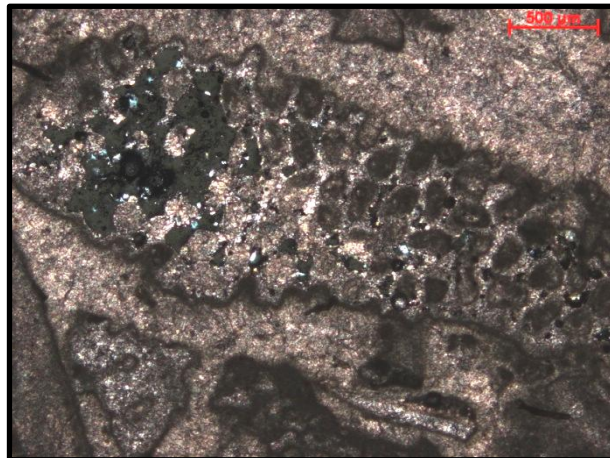
Fotomicrografía F OT-2 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Sección axial de miliólido (*Quinqueloculina* sp), gris oscuro. Disolución del mismo, posterior a procesos de compactación química, recristalización y piritita finamente diseminada.

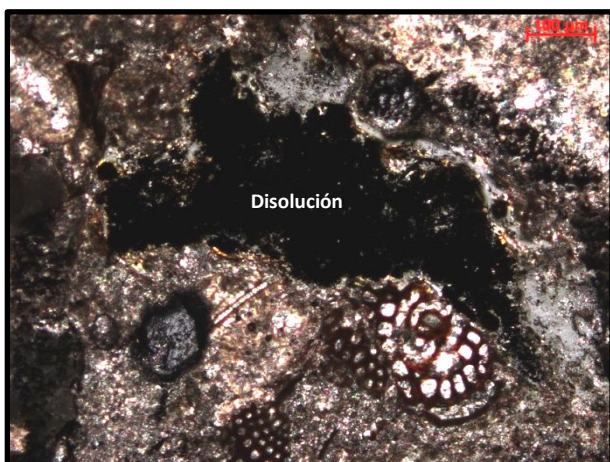
Proceso Diagenético: Disolución



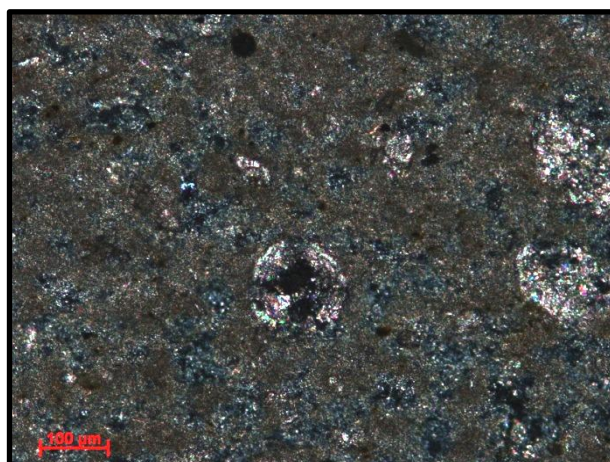
A.- SO-1C Sección Soyaló



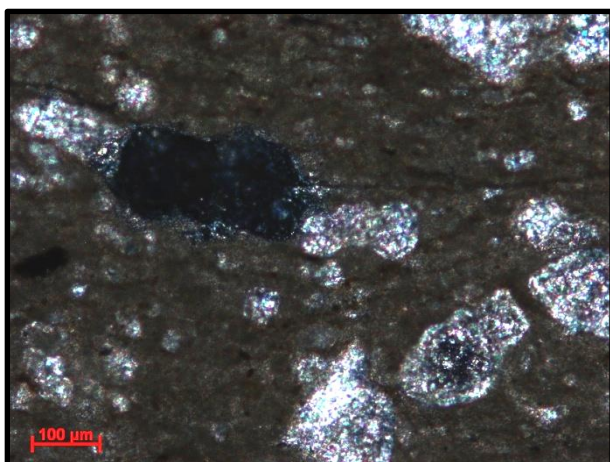
B.- SO-34 Sección Soyaló



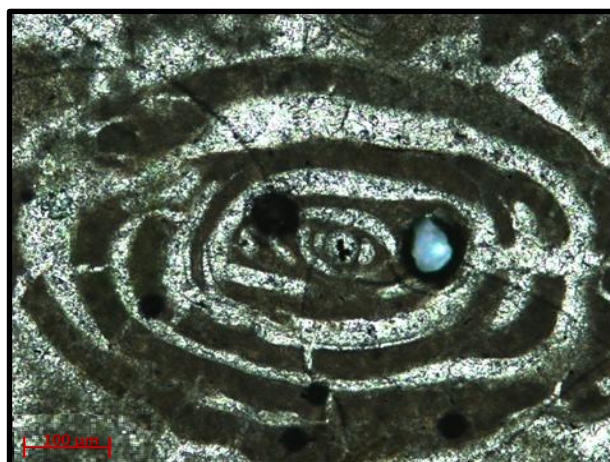
C.- SO-38a Sección Soyaló



D.- G-20 Sección La Gloria



E.- G-23 Sección La Gloria



F.- OT-2 Sección Ocotál

LÁMINA 4.19

Proceso diagenético: Disolución

Fotomicrografía A OT-3 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Restringida

Mudstone, gris a gris oscuro, con disolución de cristales de calcita en una fractura gruesa y sellada.

Fotomicrografía B OT-14 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Mudstone dolomítico, color crema a gris claro. Disolución parcial de la matriz reemplazada por microdolomita, generando porosidad intercrystalina. Disolución de fracturas finas, abiertas y de bioclastos indeterminados.

Fotomicrografía C OT-15 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Mesodolomía, ligeramente arcillosa, café claro, con textura euhedral y disolución de cristales de dolomita, generando porosidad intercrystalina (aprox. 20%).

Fotomicrografía D OT-20 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Mesodolomía, gris, con textura subhedral y disolución de cristales de dolomita, generando porosidad intercrystalina.

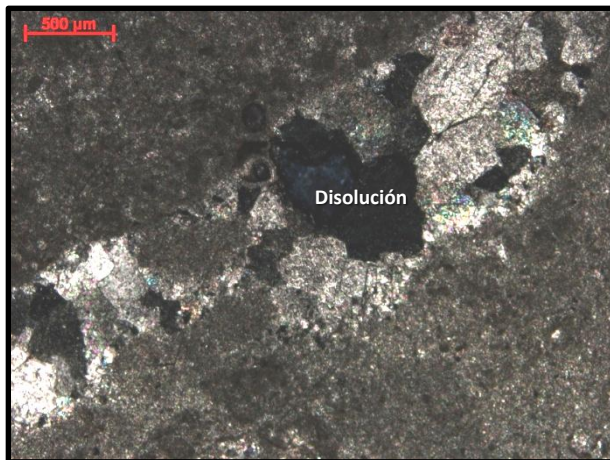
Fotomicrografía E OT-26 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Mudstone, gris claro, parcialmente dolomitizado, con posibles fantasmas de bioclastos. Disolución de bioclastos (porosidad intrapartícula y móldica).

Fotomicrografía F OT-26 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Mudstone, color gris claro, parcialmente dolomitizado. Disolución de los mismos (porosidad intrapartícula) y esporádicos fantasmas de aparentes bioclastos.

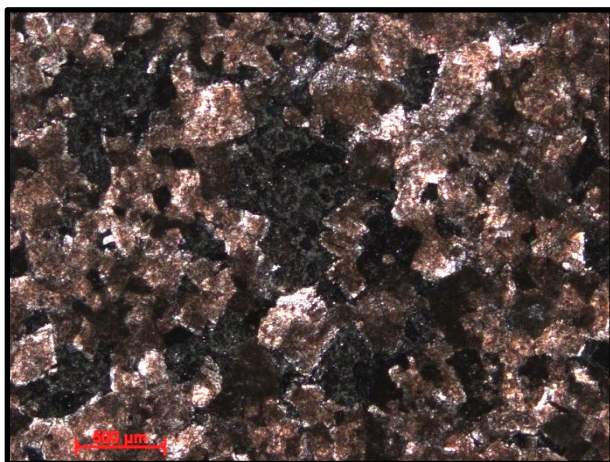
Proceso Diagenético: Disolución



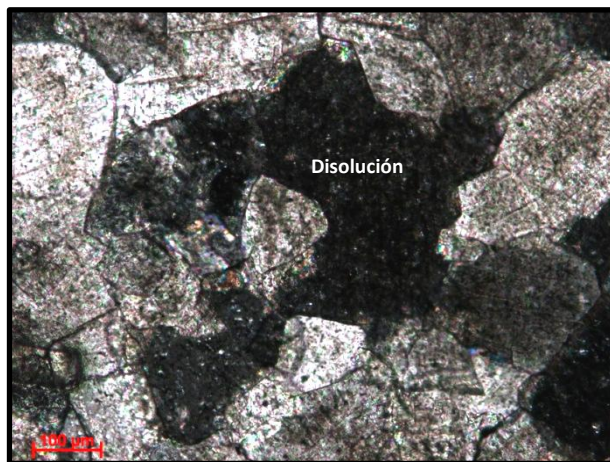
A.- OT-3 Sección Ocotal



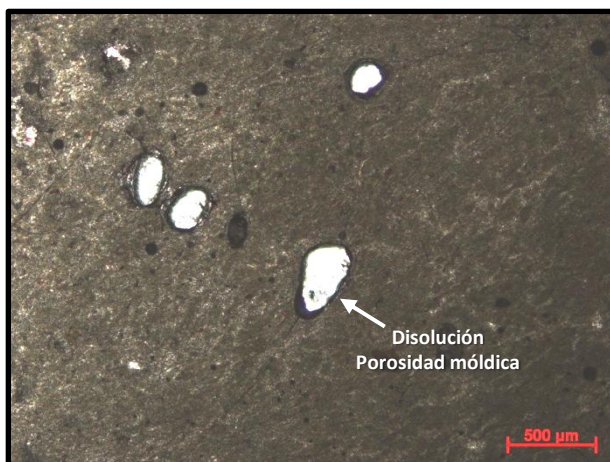
B.- OT-14 Sección Ocotal



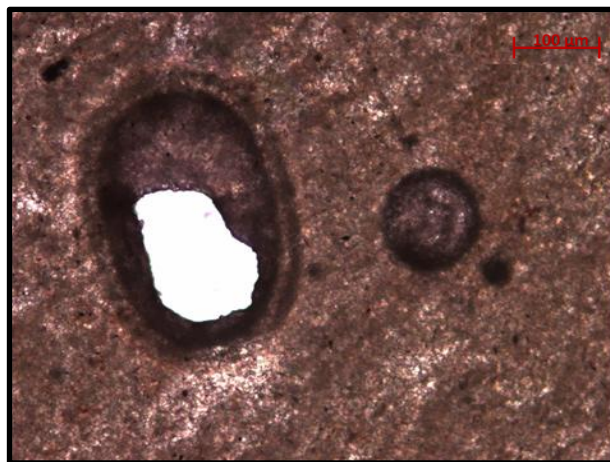
C.- OT-15 Sección Ocotal



D.- OT-20 Sección Ocotal



E.- OT-26 Sección Ocotal



F.- OT-26 Sección Ocotal

LÁMINA 4.20

Proceso diagenético: Micritización

Fotomicrografía A A-45 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataforma Interna

Wackestone, café a café claro, recristalizado. Micritización de microfósiles bentónicos y ooides con estilolitas paralelas de baja amplitud, bien definidas, impregnadas de hidrocarburos.

Fotomicrografía B A-47 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataforma Interna

Wackestone arenoso, café claro. Cuarzo detrítico (1%). Se visualiza gasterópodos y fragmentos líticos redondeados micritizados en sus paredes y parcialmente recristalizados. Adicional fracturamiento grueso, abierto afectando a moluscos.

Fotomicrografía C A-81 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataforma Rest

Packstone de bentónicos (lituólidos), gris claro a café, con matriz parcialmente recristalizada a microespatita. Se aprecia fragmentos de algas (*Acicularia* sp) y testas (gasterópodos) afectadas por micritización, posteriormente recristalizadas.

Fotomicrografía D OX-8 Sección: Oxchuc Formación: Cantelhá Ambiente: Plataforma Interna

Packstone de bentónicos, color café a café oscuro, parcialmente recristalizado, con micritización de miliólidos.

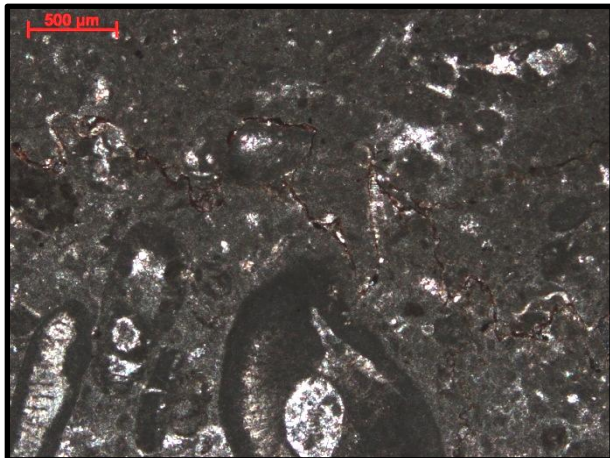
Fotomicrografía E OT-5 Sección: Ocotál Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Packstone de bentónicos, gris a gris oscuro, parcialmente recristalizado. Se aprecia en la fotomicrografía, micritización en las paredes de los miliólidos, ooides y granos envueltos.

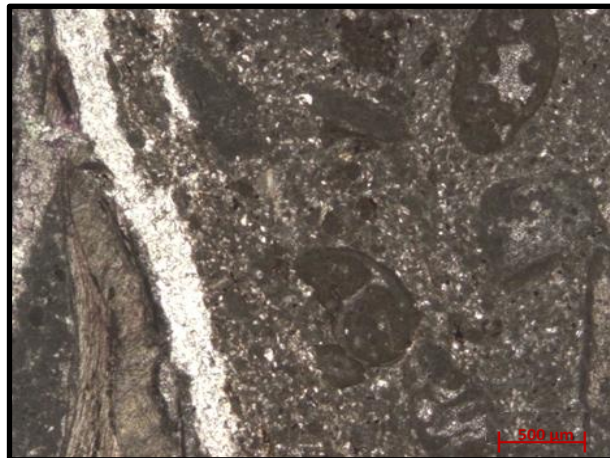
Fotomicrografía F B-26 Sección: Ocozocuaútl Formación: Ocozocuaútl Ambiente: Plataf. Interna

Packstone, café claro. Micritización de las paredes de ooides, posterior a este proceso diagenético se originó recristalización y oxidación de los mismos. Se observa disolución de fracturas delgadas. Los procesos de disolución han creado porosidad intrapartícula-móldica y porosidad vulgar.

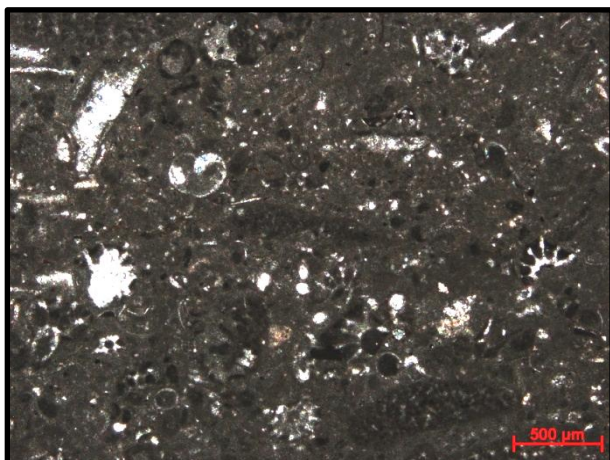
Proceso Diagenético: Micritización



A.- A-45 Sección Rio Negro



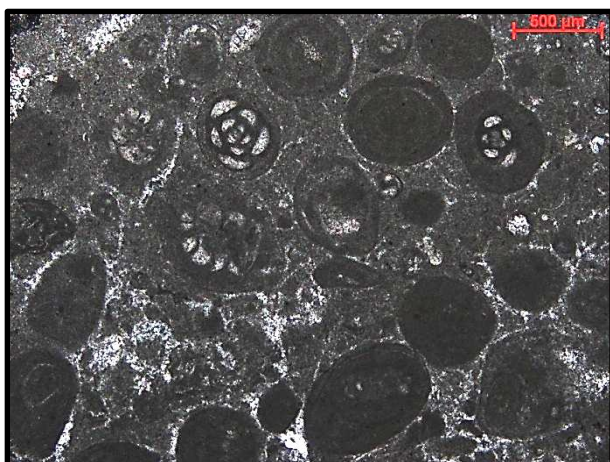
B.- A-47 Sección Rio Negro



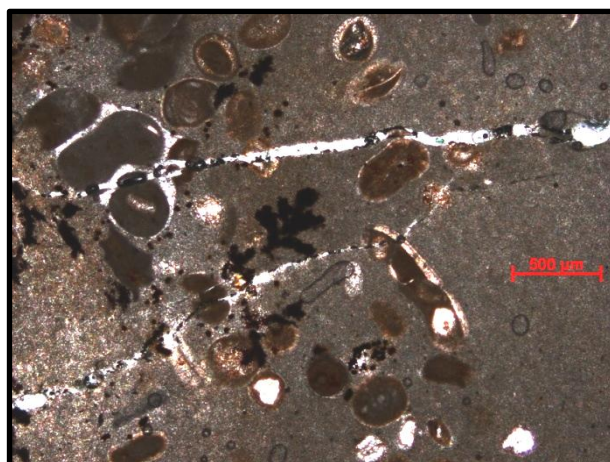
C.- A-81 Sección Rio Negro



D.- OX-8 Sección Oxchuc



E.- OT-5 Sección Ocotál



F.- B-26 Sección Ocozocuahtla

LÁMINA 4.21

Proceso diagenético: Piritización

Fotomicrografía A A-52 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataf. Interna

Mudstone, color gris a gris oscuro, recrystalizado, con piritización alrededor de un bioclasto recrystalizado previamente.

Fotomicrografía B A-55 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataforma Rest.

Wackestone, color café, con abundante recrystalización de algas (posiblemente *Dasycladaceas*) e incipiente piritización de organismos bentónicos.

Fotomicrografía C A-68 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Litoral

Wackestone de bentónicos, color gris oscuro. Se aprecia recrystalización y posterior piritización de bioclastos. Esporádico cuarzo detrítico.

Fotomicrografía D A-68 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Litoral

Wackestone de bentónicos, gris oscuro. En la fotomicrografía se observa un ejemplar de bioclasto con incipiente piritización en su interior y capas externas.

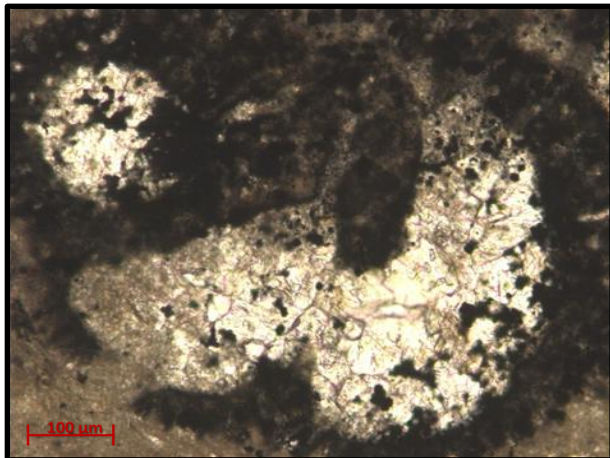
Fotomicrografía E A-117 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataf. Restringida

Wackestone, gris a gris oscuro, recrystalizado, con abundantes fragmentos de algas y aglomeraciones de foraminíferos bentónicos como lituólidos. Reemplazamiento por piritización de algunos lituólidos como se aprecia en la imagen.

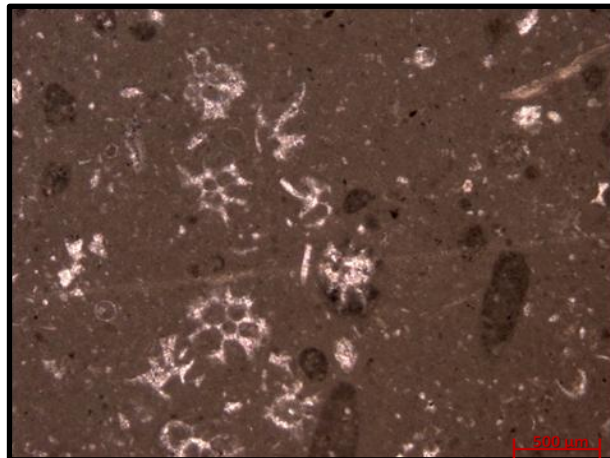
Fotomicrografía F B-21 Sección: Ocozocuautila Formación: Ocozocuautila Ambiente: Plataf. Rest.

Arenisca calcárea, gris a café claro, con abundantes granos envueltos y bioclastos. Incipiente piritización sobre la matriz y vestigios de silicificación incipiente, en poros de la muestra.

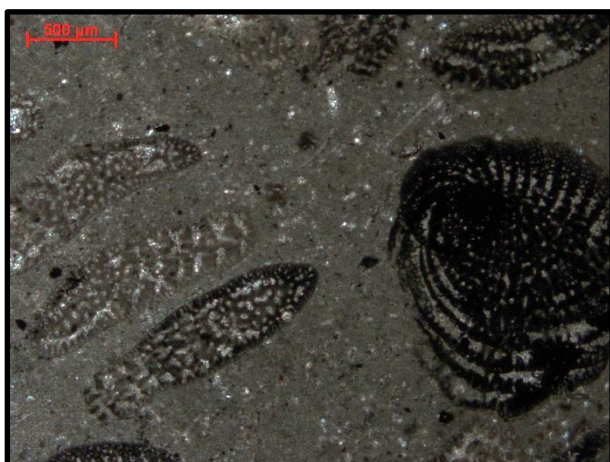
Proceso Diagenético: Piritización



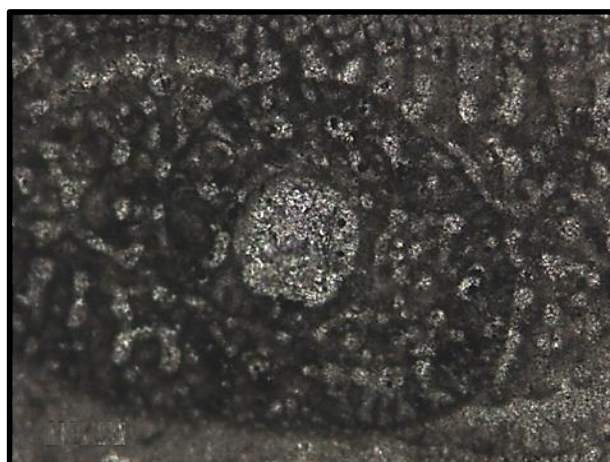
A.- A-52 Sección Rio Negro



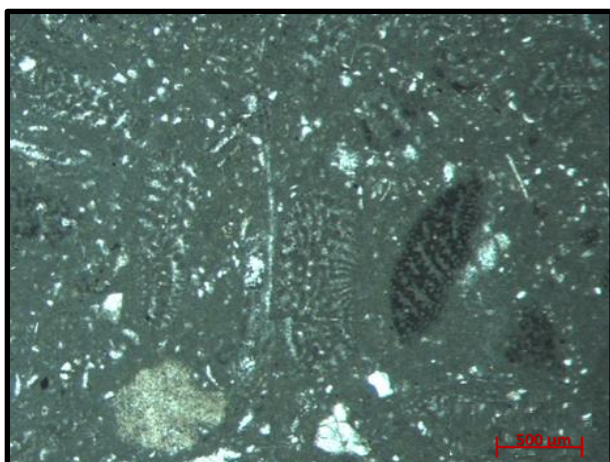
B.- A-55 Sección Rio Negro



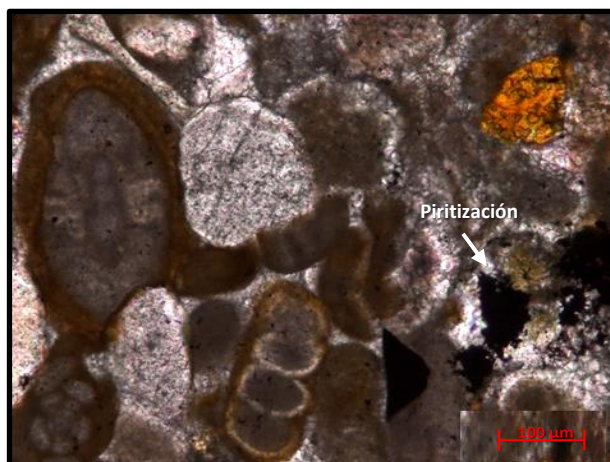
C.- A-68 Sección Rio Negro



D.- A-68 Sección Rio Negro



E.- A-117 Sección Rio Negro



F.- B-21 Sección Ocozocuautila

LÁMINA 4.22

Proceso diagenético: Piritización

Fotomicrografía A CH-2 Sección: Chilil Formación: Soyaló Ambiente: Cuenca

Lutita, gris claro a gris oscuro, con cuarzo detrítico. Piritización, en gran parte de la muestra por precipitación de sulfuro de hierro.

Fotomicrografía B CH-23 Sección: Chilil Formación: Angostura Ambiente: Plataforma Rest.

Wackestone de fragmentos líticos, gris a gris claro, con matriz recristalizada a microespatita. Se observa un litoclasto con porosidad intrapartícula, que posterior a la disolución, presenta piritización.

Fotomicrografía C G-61 Sección: La Gloria Formación: Jolpabuchil Ambiente: Cuenca

Wackestone, café a café claro, con recristalización de organismos (planctónicos y calcisferúlidos) e incipiente silicificación de los mismos y de la matriz. Se observa piritización de la matriz y microfósiles.

Fotomicrografía D SO-3a Sección: Soyaló Formación: Jolpabuchil Ambiente: Cuenca

Wackestone de planctónicos, gris oscuro, recristalizados, con laminación paralela a la estratificación de microfósiles. Se evidencia reemplazamiento por piritización en organismos planctónicos y foraminíferos uniseriales. Incipiente silicificación y óxidos en matriz.

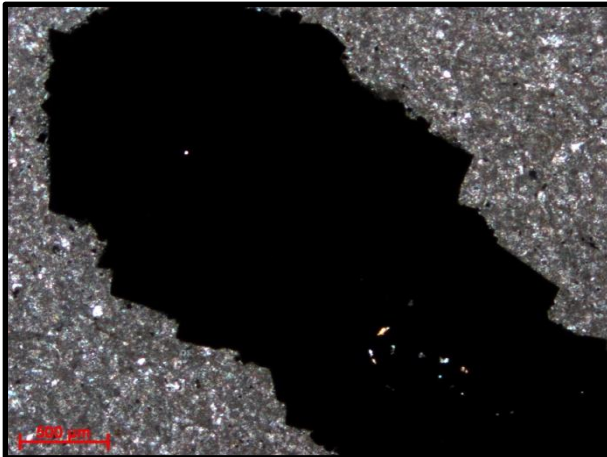
Fotomicrografía E D SO-22a Sección: Soyaló Formación: Méndez Ambiente: Talud

Wackestone, color gris, recristalizado. Reemplazamiento por sulfuro de hierro de zonas de la matriz.

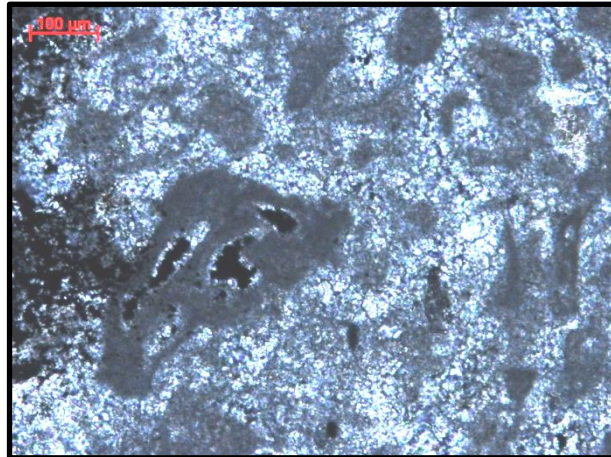
Fotomicrografía F SO-31c Sección: Soyaló Formación: Méndez Ambiente: Cuenca

Wackestone de planctónicos, café a café oscuro, con recristalización de organismos planctónicos y reemplazamiento por piritización en bioclastos.

Proceso Diagenético: Piritización



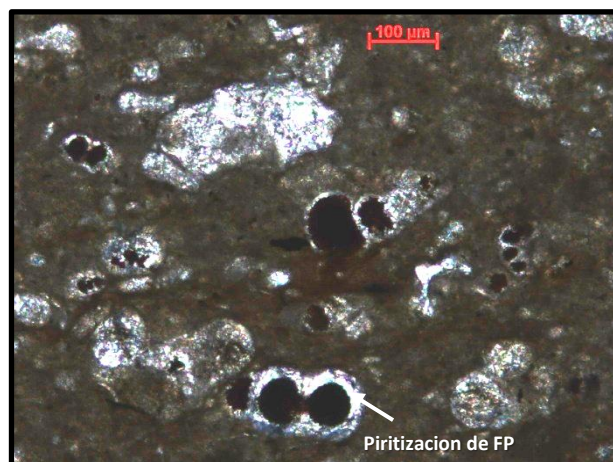
A.- CH-2 Sección Chilil



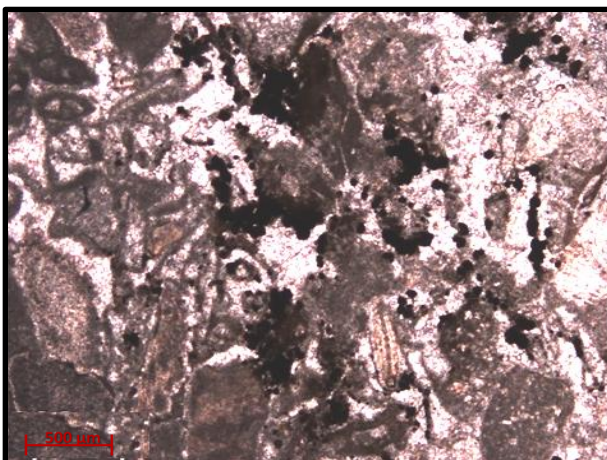
B.- CH-23 Sección Chilil



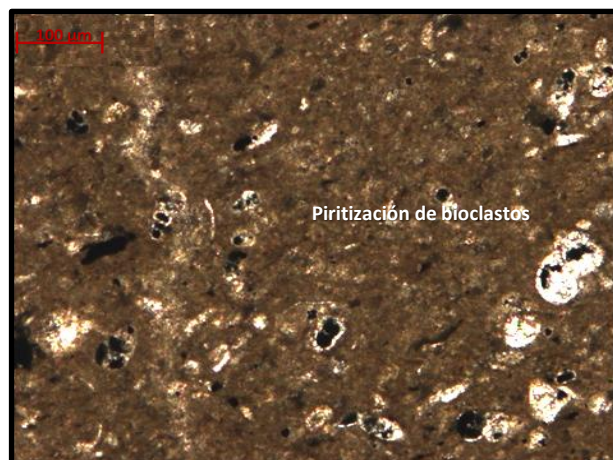
C.- G-61 Sección La Gloria



D.- SO-3a Sección Soyalo



E.- SO-22a Sección Soyalo



F.- SO-31c Sección Soyalo

LÁMINA 4.23

Proceso diagenético: Silicificación

Fotomicrografía A G-19 Sección: La Gloria Formación: Méndez Ambiente: Cuenca

Wackestone, color gris oscuro. Silicificación de microorganismos recristalizados previamente. El tipo de sílice reemplazante de la calcita es calcedonia.

Fotomicrografía B G-39 Sección: La Gloria Formación: Jolpabuchil Ambiente: Cuenca

Wackestone, color gris oscuro. Silicificación de microorganismos recristalizados previamente. Dentro de la fractura discontinua se observa incipiente reemplazamiento por sílice.

Fotomicrografía C G-53 Sección: La Gloria Formación: Jolpabuchil Ambiente: Cuenca

Wackestone, gris oscuro a café. Silicificación de microorganismos y de la matriz (sustitución por pedernal).

Fotomicrografía D G-53 Sección: La Gloria Formación: Jolpabuchil Ambiente: Cuenca

Wackestone de planctónicos, café claro a café oscuro. Silicificación de microorganismos plantónicos (calcisferúlidos y globochaetes) y de la matriz (sustitución por pedernal). Fracturamiento grueso sellado relleno con calcita, que presenta incipiente reemplazo de calcita por sílice.

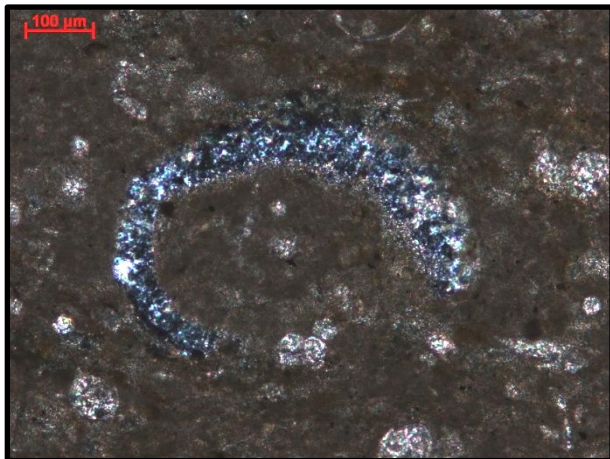
Fotomicrografía E G-54 Sección: La Gloria Formación: Jolpabuchil Ambiente: Cuenca

Wackestone, café claro a café oscuro. Silicificación de microorganismos plantónicos (calcisferúlidos) y de la matriz. Fracturamiento grueso, sellado, relleno con calcita, que presenta incipiente reemplazo de calcita por sílice en su interior. Esporádica pirita diseminada y óxidos.

Fotomicrografía F OX-12 Sección: Oxchuc Formación: Cantelhá Ambiente: Plataforma Interna

Limolita, color gris, con incipiente silicificación de la matriz y microfracturas abiertas paralelas entre sí. Óxidos y materia orgánica diseminada.

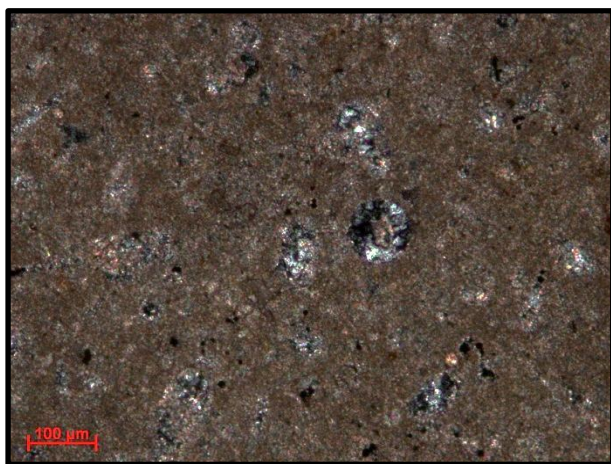
Proceso Diagenético: Silicificación



A.- G-19 Sección La Gloria



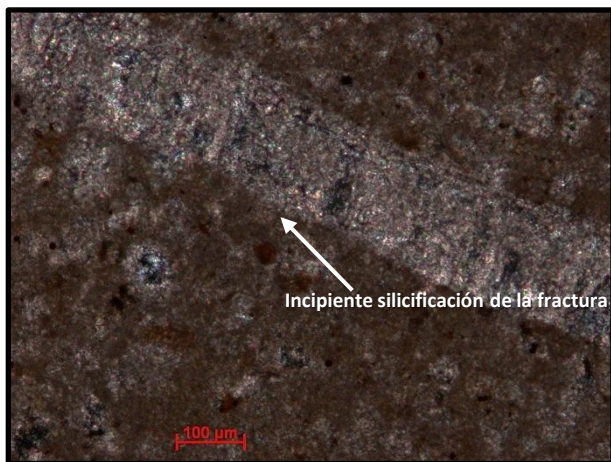
B.- G-39 Sección La Gloria



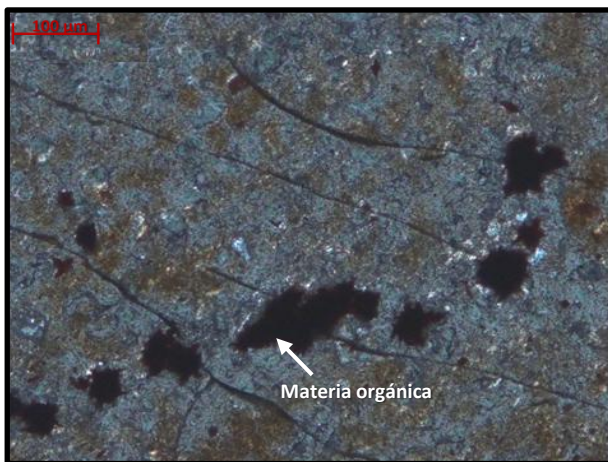
C.- G-53 Sección La Gloria



D.- G-53 Sección La Gloria



E.- G-54 Sección La Gloria



F.- OX-12 Sección Oxchuc

LÁMINA 4.24

Proceso diagenético: Silicificación

Fotomicrografía A OX-15 Sección: Oxchuc Formación: Cantelhá Ambiente: Plataforma Rest.

Mudstone, color gris claro, con laminación lenticular e incipiente silicificación de la matriz. Microfracturas abiertas discontinuas y óxidos diseminados.

Fotomicrografía B A-53 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataforma Interna

Mudstone arenoso, gris a gris oscuro, con 2-3% de cuarzo detrítico e incipiente silicificación de la matriz. Clastos recristalizados posteriormente sustituidos parcialmente por sulfuro de hierro y fracturamiento fino abierto.

Fotomicrografía C A-81 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataforma Interna

Packstone de bentónicos, café claro a café oscuro, con algas recristalizadas. Se observa incipiente silicificación de algas *dasycladaceas*.

Fotomicrografía D A-89 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataforma Interna

Grainstone de ooides, gris a café oscuro. Crecimiento de cuarzo induciendo incipiente silicificación en los ooides.

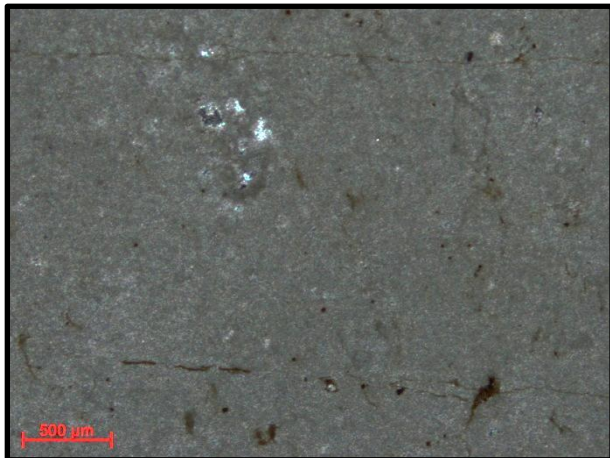
Fotomicrografía E A-89 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataforma Interna

Grainstone de ooides, gris a café oscuro. Crecimiento de cuarzo induciendo incipiente silicificación en algunos ejemplares de ooides

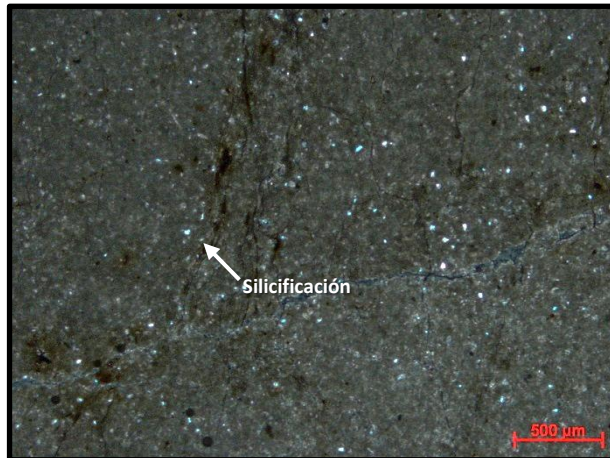
Fotomicrografía F B-9 Sección: Ocozocuautila Formación: Ocozocuautila Ambiente: Continental

Limolita arenosa, gris verdoso, con incipiente silicificación. Zonas parcialmente recristalizadas y cloritizadas de la muestra.

Proceso Diagenético: Silicificación



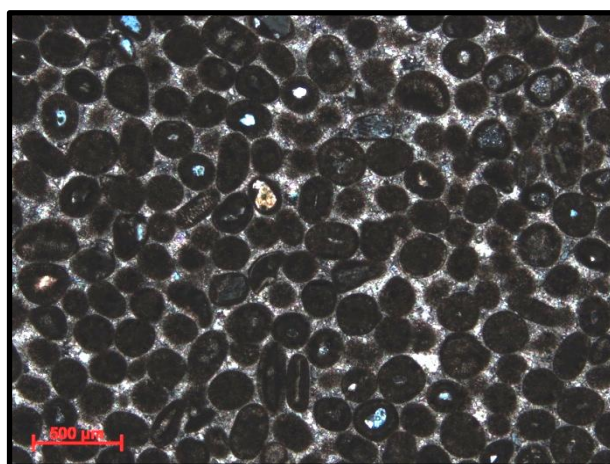
A.- OX-15 Sección Oxchuc



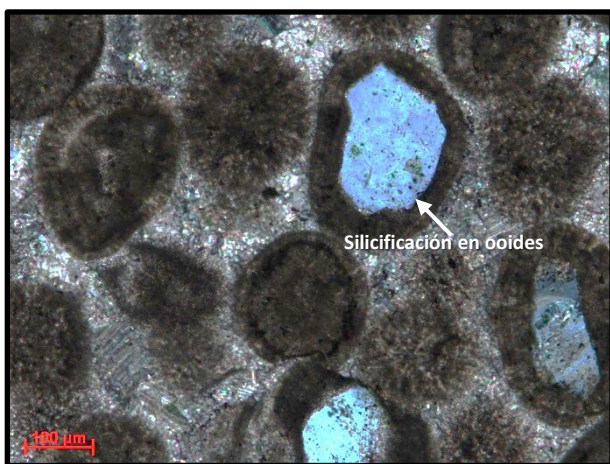
B.- A-53 Sección Rio Negro



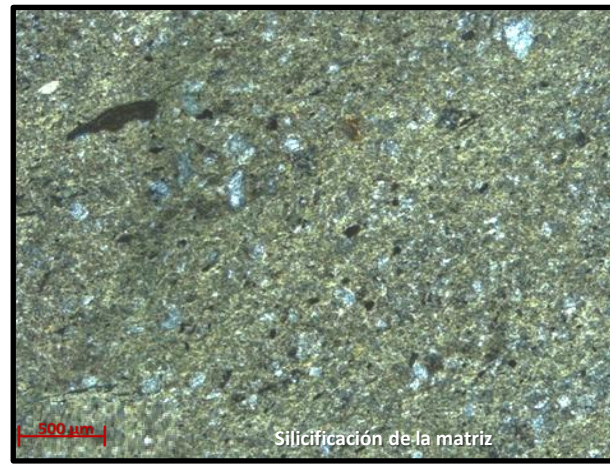
C.- A-81 Sección Rio Negro



D.- A-89 Sección Rio Negro



E.- A-89 Sección Rio Negro



F.- B-9 Sección Ocozocautla

LÁMINA 4.25

Proceso *diagenético*: Cloritización

Fotomicrografía A G-3 Sección: La Gloria Formación: Nanchital? Ambiente: Cuenca

Mudstone, color gris, con laminación paralela de microorganismos planctónicos y fracturamiento fino sellado, relleno con calcita paralelo a la sedimentación. Incipiente silicificación de la matriz y reemplazamiento de calcita por clorita en varios bioclastos (sin nicoles cruzados).

Fotomicrografía B G-3 Sección: La Gloria Formación: Nanchital? Ambiente: Cuenca

Mudstone, color gris, con laminación paralela de microorganismos planctónicos y fracturamiento fino sellado, relleno con calcita, paralelo a la sedimentación. Incipiente silicificación de la matriz y reemplazamiento de calcita por clorita en un bioclasto (sin nicoles cruzados).

Fotomicrografía C G-7 Sección: La Gloria Formación: Méndez Ambiente: Cuenca

Mudstone arcilloso, gris verdoso a gris oscuro. Cloritización por el reemplazamiento de calcita por clorita en microorganismos planctónicos y pirita diseminada sobre la matriz.

Fotomicrografía D CH-4c Sección: Chilil Formación: Angostura Ambiente: Cuenca

Mudstone, color gris oscuro, con reemplazamiento por cloritización y silicificación de organismos recristalizados en eventos de diagénesis temprana. Óxidos dispersos en algunas zonas de la roca.

Fotomicrografía E CH-4c Sección: Chilil Formación: Angostura Ambiente: Cuenca

Mudstone, gris oscuro, con reemplazamiento por cloritización y silicificación de organismos recristalizados en eventos de diagénesis temprana. Fracturamiento fino, cerrado, sellado por espatita.

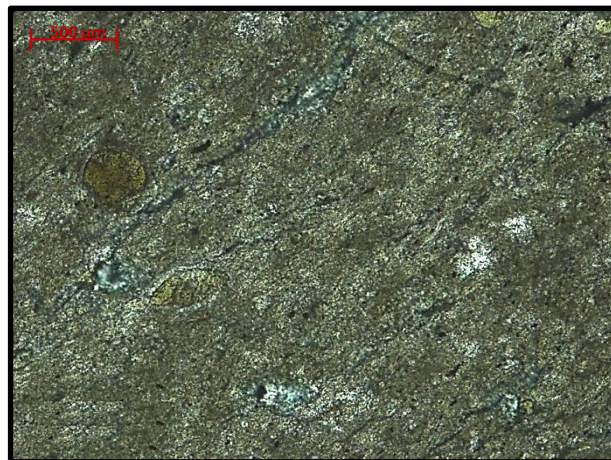
Fotomicrografía F CH-4c Sección: Chilil Formación: Angostura Ambiente: Cuenca

Mudstone, gris oscuro, con reemplazamiento por cloritización y silicificación de organismos recristalizados en eventos de diagénesis temprana. Óxidos dispersos en algunas zonas de la roca.

Proceso Diagenético: Cloritización



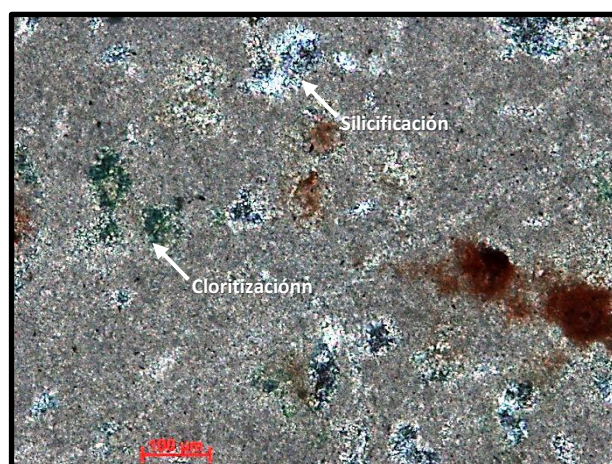
A.- G-3 Sección La Gloria



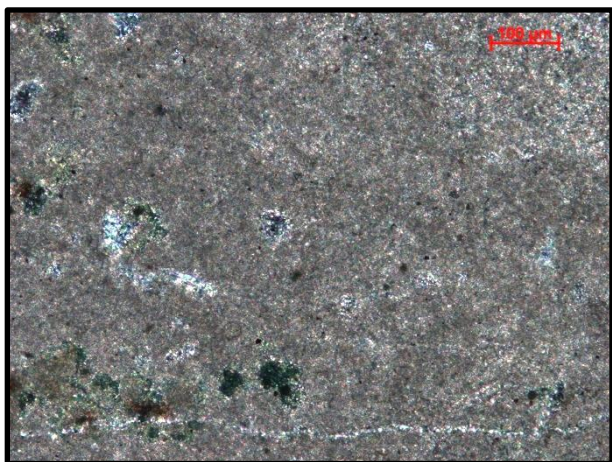
B.- G-3 Sección La Gloria



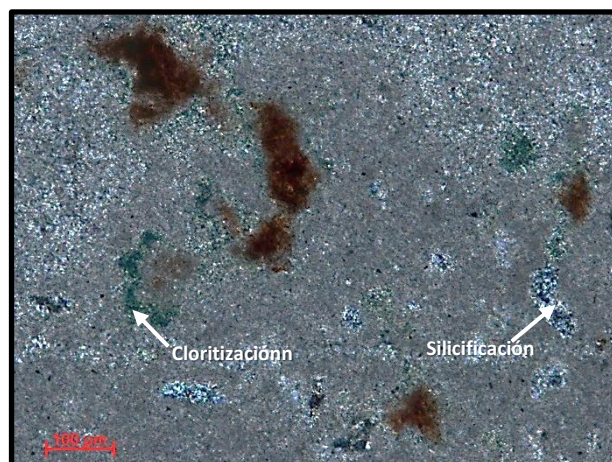
C.- G-7 Sección La Gloria



D.- CH-4C Sección Chilil



E.- CH-4c Sección Chilil



F.- CH-4a Sección Chilil

LÁMINA 4.26

Proceso diagenético: Autigénesis

Fotomicrografía A B-8 Sección: Ocozocuautila Formación: Ocozocuautila Ambiente: Continental

Mudstone arenoso, color gris a gris verdoso con cuarzo detrítico, feldespatos y micas alterados por sobrecrecimiento. Oxidación en constituyentes de la muestra.

Fotomicrografía B B-8 Sección: Ocozocuautila Formación: Ocozocuautila Ambiente: Continental

Arenisca de grano grueso, color gris, con cementante calcáreo y porosidad intragranular. Alteración de minerales constituyentes (cuarzo y feldespatos).

Fotomicrografía C B-11a Sección: Ocozocuautila Formación: Ocozocuautila Ambiente: Continental

Mudstone arenoso, gris a gris verdoso, con cuarzo detrítico, feldespatos y micas alterados por diagénesis. Oxidación en constituyentes de la muestra.

Fotomicrografía D B-14 Sección: Ocozocuautila Formación: Ocozocuautila Ambiente: Continental

Arenisca de grano grueso, color gris, con cementante calcáreo y porosidad intragranular. Alteración de minerales constituyentes (cuarzo y feldespatos).

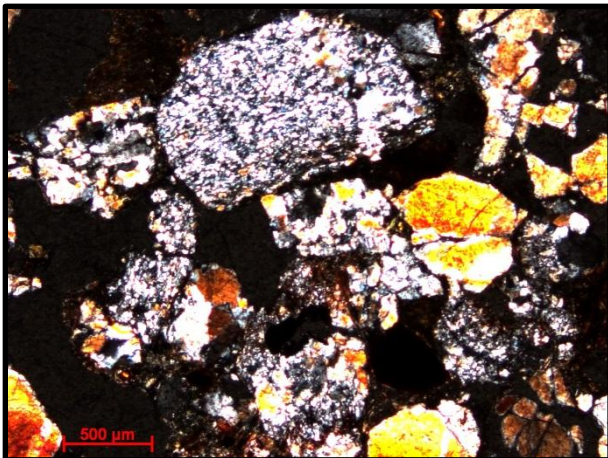
Fotomicrografía E A-31 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataf. Restringida

Arenisca de grano grueso, color gris, compacta, con sobrecrecimiento de los granos de cuarzo. Se aprecia fracturamiento fino, relleno de arcilla y materia orgánica.

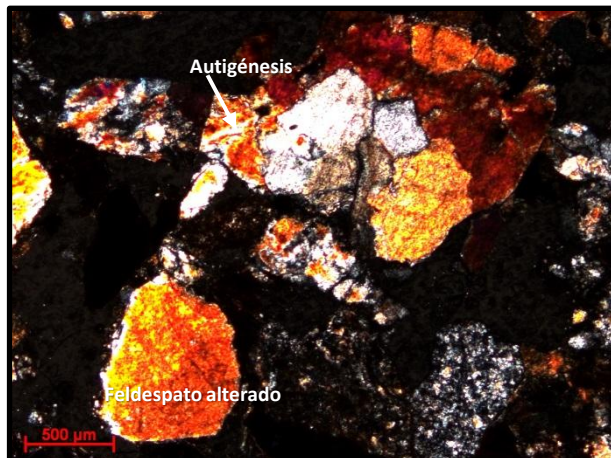
Fotomicrografía F A-31 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataf. Restringida

Arenisca de grano grueso, color gris, compacta, con sobrecrecimiento de los granos de cuarzo. Se aprecia fracturamiento relleno de arcilla.

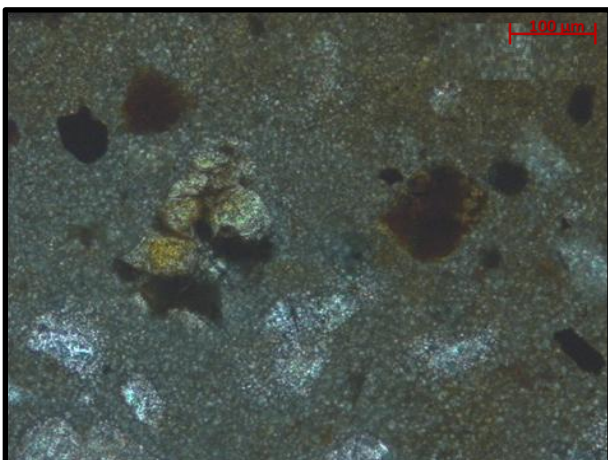
Proceso Diagenético: Autigénesis



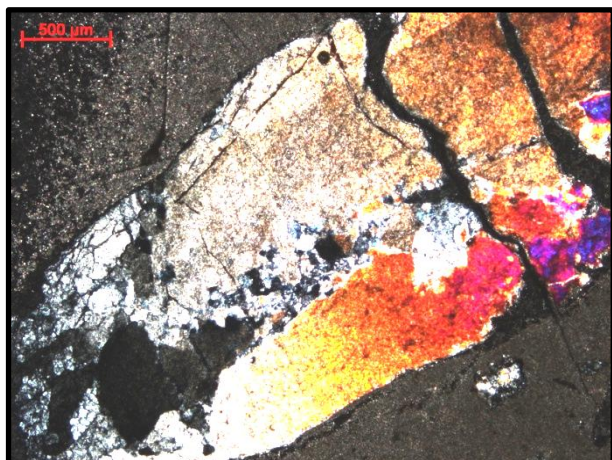
A.- B-8 Sección Ocozocuautla



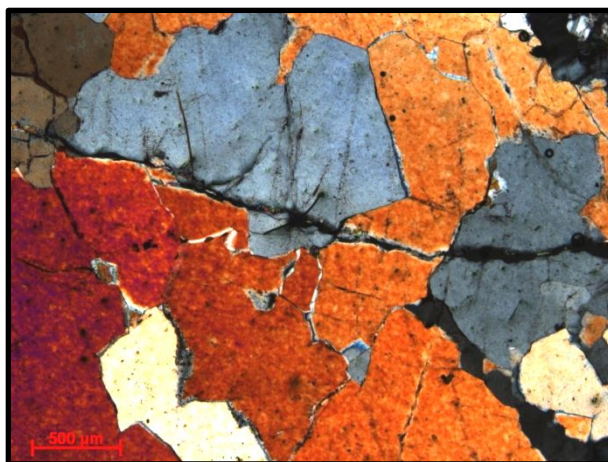
B.- B-8 Sección Ocozocuautla



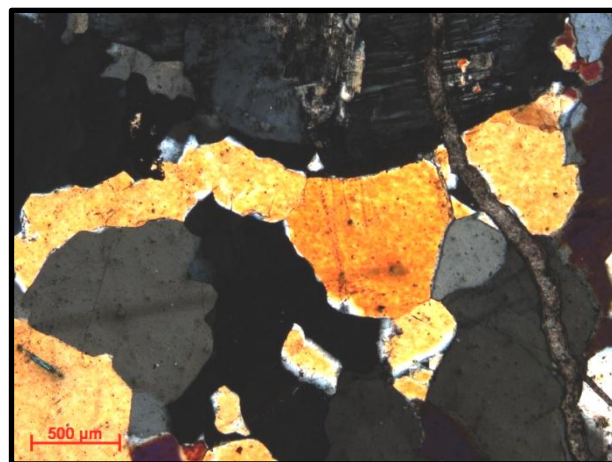
C.- B-11a Sección Ocozocuautla



D.- B-14 Sección Ocozocuautla



E.- A-31 Sección Rio Negro



F.- A-31 Sección Rio Negro

ANEXO C

Láminas con fotomicrografías ejemplificando los diferentes tipos de porosidad identificados en el Cretácico de la Sierra de Chiapas.

LÁMINA 4.27

Porosidad: Estilolitas y suturas

Fotomicrografía A G-14 Sección: La Gloria Formación: Méndez Ambiente: Cuenca

Wackestone, color gris claro, parcialmente recrystalizado, con suturas rellenas de óxidos y escasa pirita diseminada sobre la matriz y bioclastos. Porosidad por sutura de granos con la matriz rellena con materia orgánica.

Fotomicrografía B A-45 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataforma Interna

Wackestone de bentónicos, color gris a gris oscuro, con estilolitas impregnadas con hidrocarburo.

Fotomicrografía C A-45 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataforma Interna

Wackestone de bentónicos, gris a gris oscuro, porosidad por estilolitas impregnadas con hidrocarburo.

Fotomicrografía D A-46 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataforma Interna

Wackestone, gris a café claro, recrystalizado. Porosidad por estilolitas y microfracturas entrelazadas, con impregnación de hidrocarburos. Incipiente disolución.

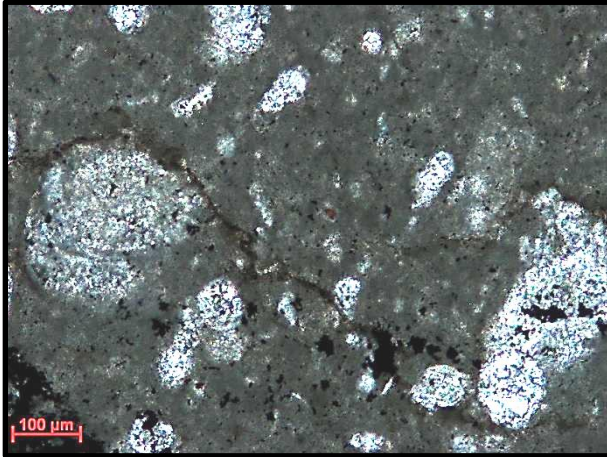
Fotomicrografía E A-93 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataforma Interna

Packstone arenoso, color gris claro, recrystalizado. Se observa porosidad por estilolitas suturadas de baja amplitud, rellenas de materia orgánica.

Fotomicrografía F CH-9 Sección: Chilil Formación: Angostura Ambiente: Plataforma Restringida

Grainstone de oolitos, color gris oscuro. Se aprecia porosidad por microestilolitas finas y discontinuas, así como por microfracturas y porosidad intrapartícula por disolución.

Porosidad: Estilolitas y Suturas



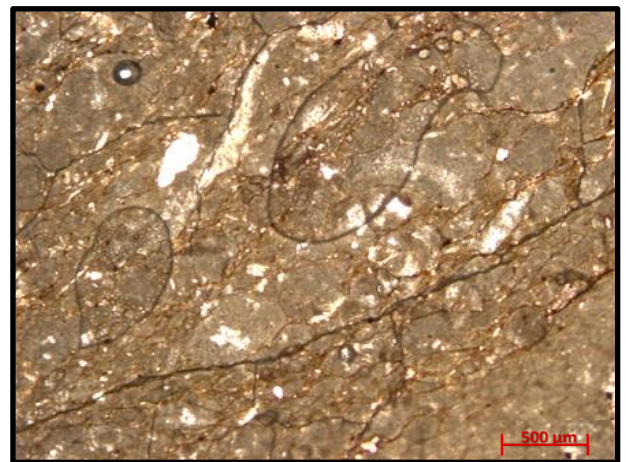
A.- G-14 Sección La Gloria



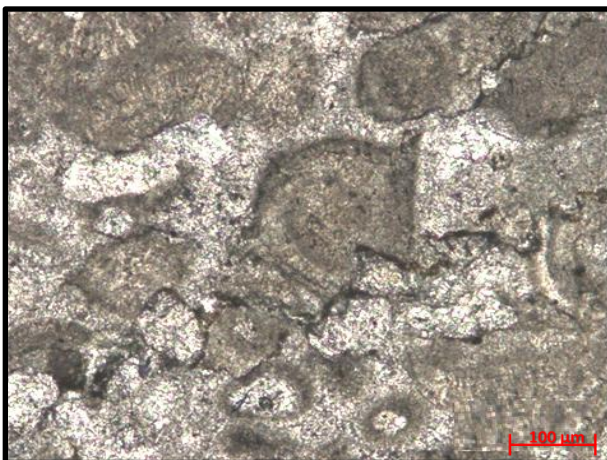
B.- A-45 Sección Rio Negro



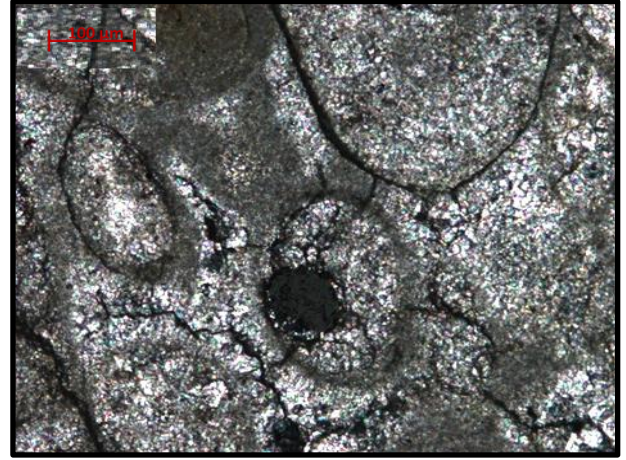
C.- A-45 Sección Rio Negro



D.- A-46 Sección Rio Negro



E.- A-93 Sección Rio Negro



F.- CH-9 Sección Chilil

LÁMINA 4.28

Porosidad: Fracturas

Fotomicrografía A A-38 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataf. Restringida

Mudstone, gris oscuro, recristalizado, con porosidad por fracturamiento fino. parcialmente cerrado, relleno con hidrocarburos.

Fotomicrografía B A-42 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataf. Restringida

Wackestone, gris oscuro, recristalizado. Porosidad por fracturas parcialmente cerradas, rellenas de hidrocarburos. La migración de hidrocarburos se originó posterior a la recristalización y parcial disolución de la fractura.

Fotomicrografía C OT-23 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Mesodolomía, café claro, con porosidad intercrystalina. Adicional se observa porosidad por fracturamiento fino, parcialmente cerrado, relleno con hidrocarburos (sin nicoles cruzados).

Fotomicrografía D OT-29 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Mudstone, gris oscuro a café claro, parcialmente dolomitizado, porosidad por fracturamiento delgado parcialmente sellado, relleno con hidrocarburo.

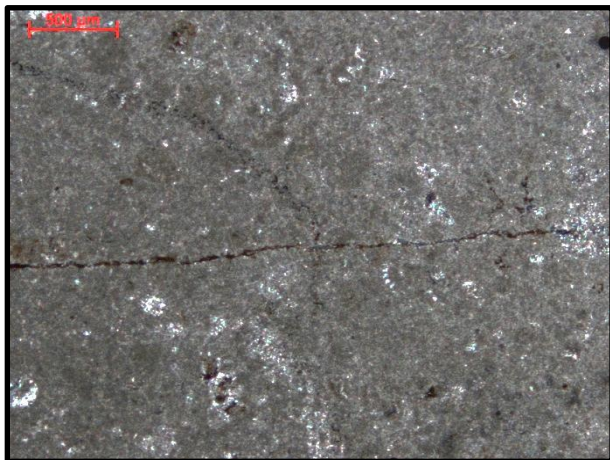
Fotomicrografía E OT-35 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Microdolomía, gris a gris claro, con fracturamiento delgado relleno con hidrocarburo. Se observan algunos fantasmas de bioclastos.

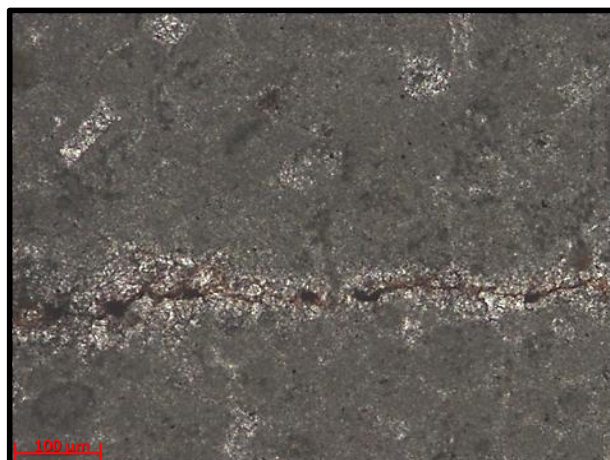
Fotomicrografía F G-28 Sección: La Gloria Formación: Méndez Ambiente: Cuenca

Wackestone de bioclastos, color café claro, parcialmente recristalizado, con porosidad por fracturas abiertas. Se aprecia microfracturas paralelas a la estratificación, parcialmente abiertas, discontinuas, rellenas con óxidos.

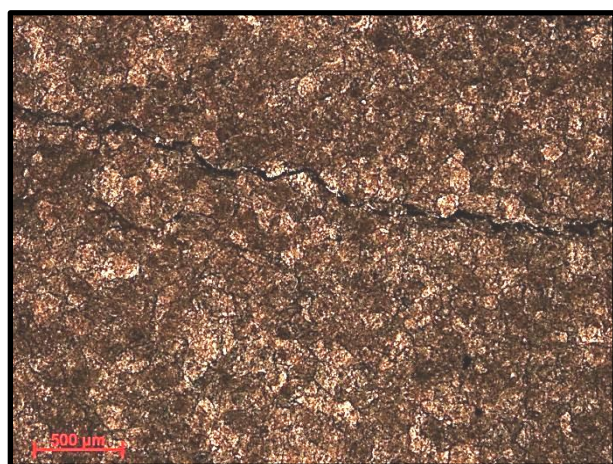
Porosidad: Fracturas



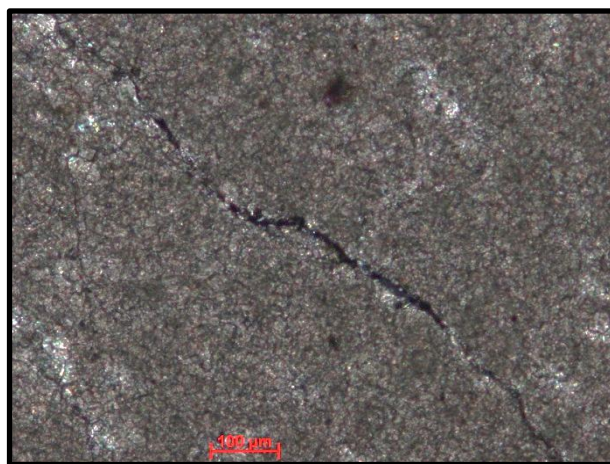
A.- A-38 Sección Rio Negro



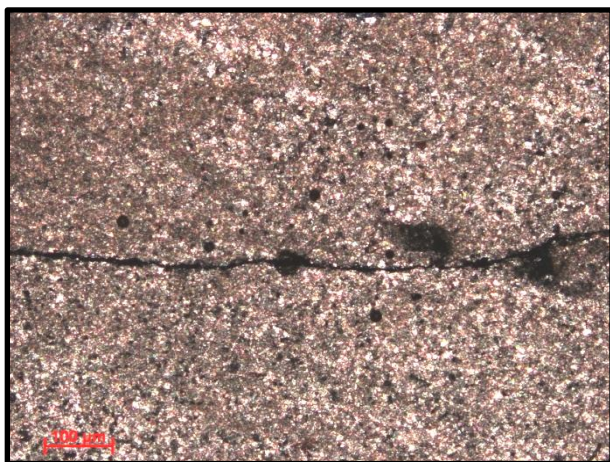
B.- A-42 Sección Rio Negro



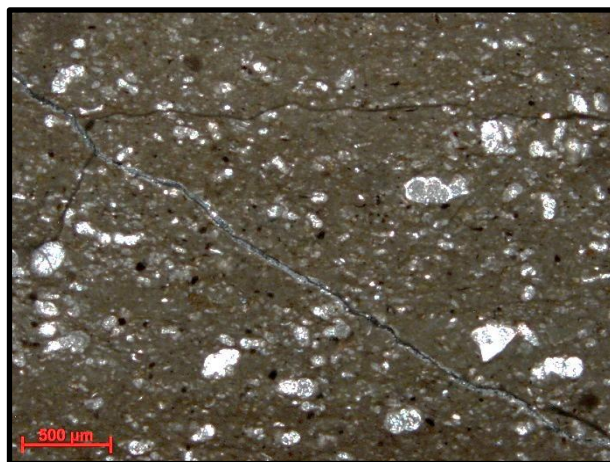
C.- OT-23 Sección Ocotal



D.- OT-29 Sección Ocotal



E.- OT-35 Sección Ocotal



F.- G-28 Sección La Gloria

LÁMINA 4.29

Porosidad: Fracturas

Fotomicrografía A G-42b Sección: La Gloria Formación: Jolpabuchil Ambiente: Cuenca

Wackestone de planctónicos, gris oscuro a café claro. Porosidad por fracturamiento fino y grueso abierto, perpendicular a la orientación de los microorganismos.

Fotomicrografía B CH-4c Sección: Chilil Formación: Angostura Ambiente: Cuenca

Mudstone, color gris oscuro, con porosidad por fracturas parcialmente abiertas, rellenas con materia orgánica. Las mismas se generaron sobre fracturas selladas rellenas con calcita e incipiente silicificación.

Fotomicrografía C CH-9 Sección: Chilil Formación: Angostura Ambiente: Plataforma Restringida

Grainstone de ooides, color gris oscuro. Se aprecia porosidad por fracturas y porosidad intrapartícula por disolución.

Fotomicrografía D CH-9 Sección: Chilil Formación: Angostura Ambiente: Plataforma Restringida

Grainstone de ooides, color gris oscuro. Se aprecia porosidad por fracturas (fracturamiento fino y paralelo) y porosidad intrapartícula por disolución.

Fotomicrografía E A-31 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataf. Restringida

Arenisca feldespática, grano medio a grueso, anguloso a subanguloso, compacta. Se observa fracturamiento grueso, afectando a granos de feldespatos alterados. Porosidad por fracturas rellenas parcialmente por materia orgánica.

Fotomicrografía F SO-26 Sección: Soyaló Formación: Méndez Ambiente: Cuenca

Wackestone, color gris oscuro, parcialmente recristalizado, con porosidad por fracturas impregnadas con hidrocarburo.

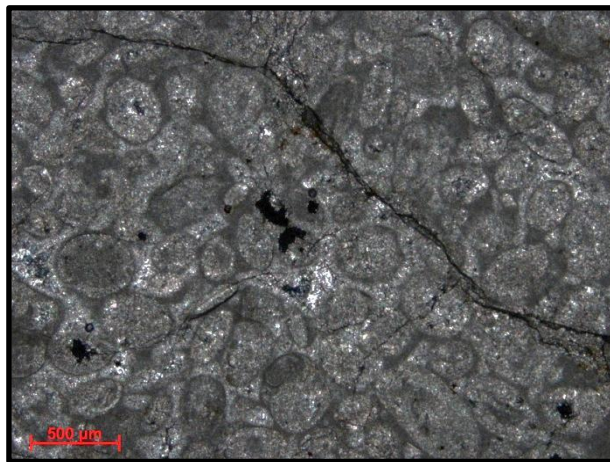
Porosidad: Fracturas



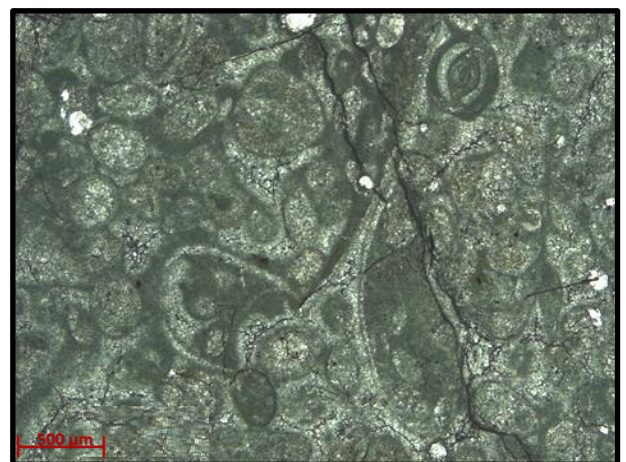
A.- G-42b Sección La Gloria



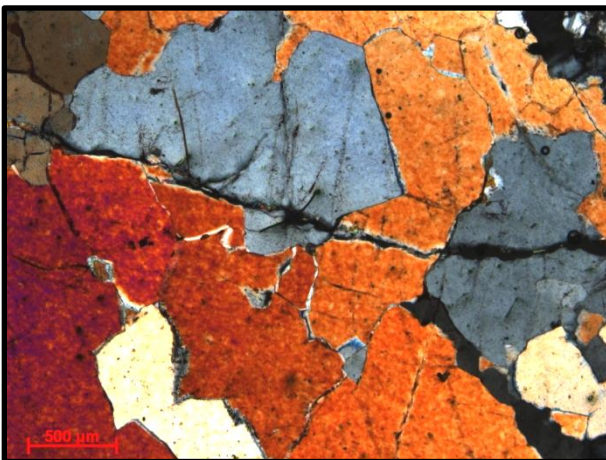
B.- CH-4c Sección Chilil



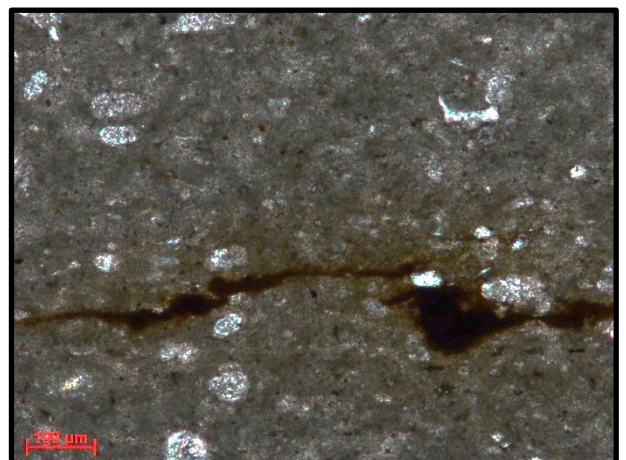
C.- CH-9 Sección Chilil



D.- CH-9 Sección Chilil



E.- A-31 Sección Rio Negro



F.- SO-26 Sección Soyaló

LÁMINA 4.30

Porosidad: Fracturas

Fotomicrografía A G-25 Sección: La Gloria Formación: Méndez Ambiente: Cuenca

Wackestone de plantónicos, color gris a gris oscuro, con porosidad por sistemas de fracturas abiertas, paralelas entre sí.

Fotomicrografía B G-32 Sección: La Gloria Formación: Jolpabuchil Ambiente: Cuenca

Wackestone, café claro a café oscuro, parcialmente recristalizado, con porosidad por fracturamiento grueso, paralelo a la sedimentación, originado por disolución en eventos tardíos de la diagénesis.

Fotomicrografía C OT-26 Sección: Ocotil Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Mudstone, gris a gris oscuro, con porosidad por microfracturas abiertas, en diferentes direcciones.

Fotomicrografía D SO-3a Sección: Soyaló Formación: Jolpabuchil Ambiente: Cuenca

Wackestone, color café claro, con porosidad por fracturamiento fino abierto, paralelo a la laminación de organismos.

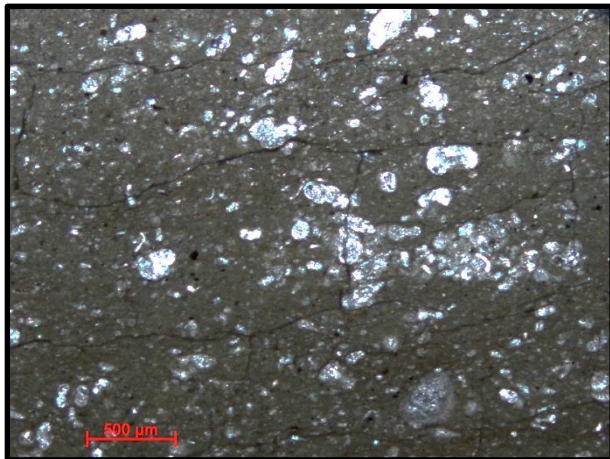
Fotomicrografía E SO-60 Sección: Soyaló Formación: Méndez Ambiente: Talud

Wackestone arenoso, color gris, con porosidad por fracturamiento abierto paralelo a la laminación y porosidad por disolución de la matriz.

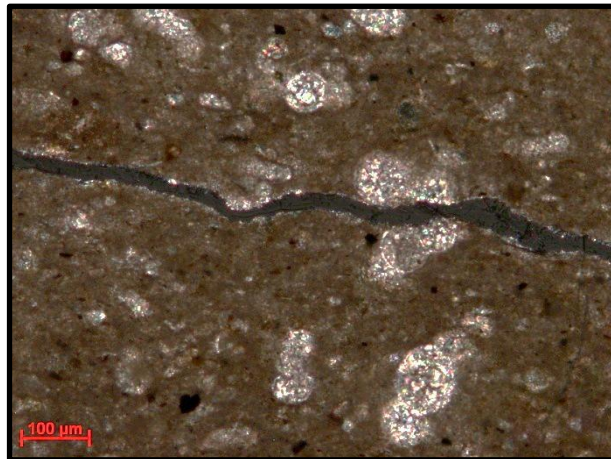
Fotomicrografía F B-26 Sección: Ocozocautla Formación: Ocozocautla Ambiente: Plataf. Int.

Packstone, gris oscuro a café claro, con porosidad por fracturas delgadas abiertas. Los procesos de disolución han creado porosidad intrapartícula y móldica en ooides y otros constituyentes.

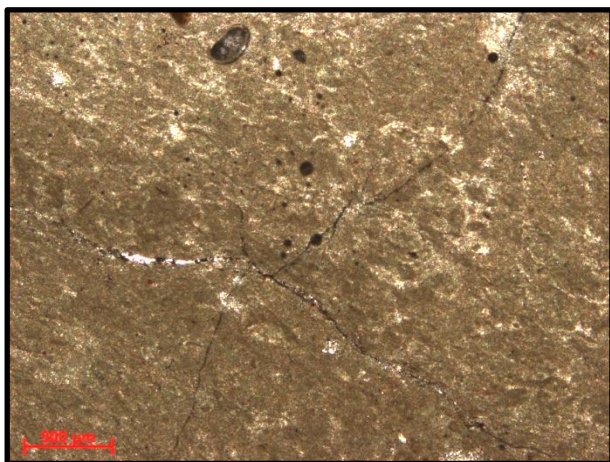
Porosidad: Fracturas



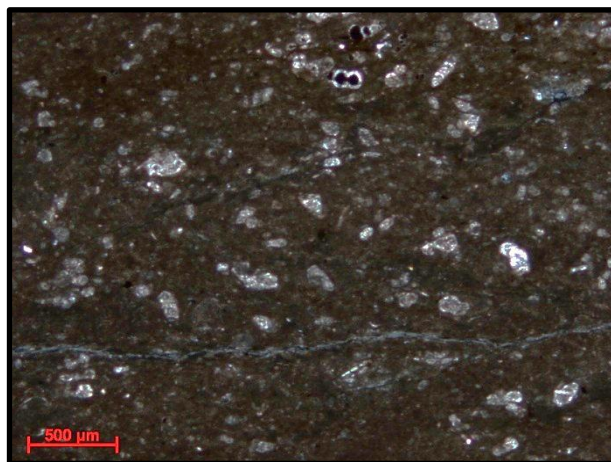
A.- G-25 Sección La Gloria



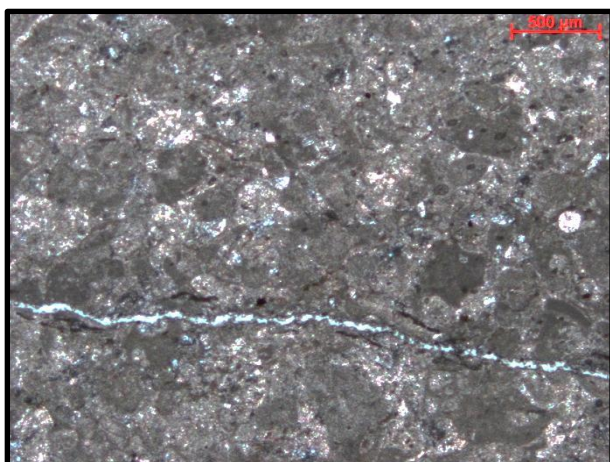
B.- G-32 Sección La Gloria



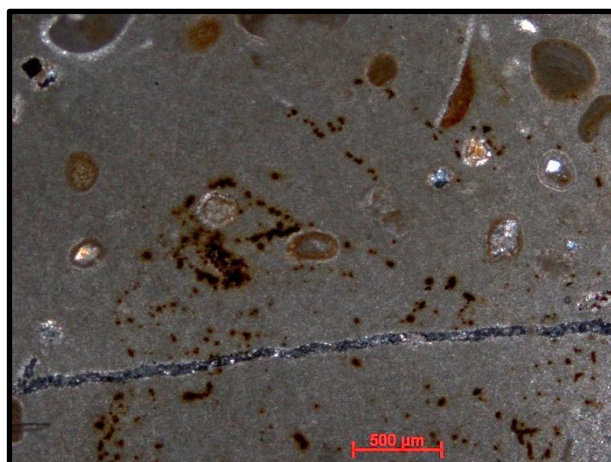
C.- OT-26 Sección Ocotlán



D.- SO-3a Sección Soyaló



E.- SO-60 Sección Soyaló



F.- B-26 Sección Ocozocauhtla

LÁMINA 4.31

Porosidad: Inter cristalina

Fotomicrografía A OT-9 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Mudstone dolomitizado, gris claro, con abundante porosidad inter cristalina e impregnación de hidrocarburos.

Fotomicrografía B OT-15 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Mesodolomía, café oscuro, con textura subhedral. Se evidencia zonas de disolución de los cristales de dolomita generando porosidad secundaria inter cristalina.

Fotomicrografía C OT-21 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Mesodolomía, color gris, con textura subhedral y porosidad secundaria de tipo inter cristalina, gnerada por disolución de los cristales de dolomita.

Fotomicrografía D OT-21 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Mesodolomía, color gris, con textura subhedral y porosidad secundaria de tipo inter cristalina, gnerada por disolución de los cristales de dolomita.

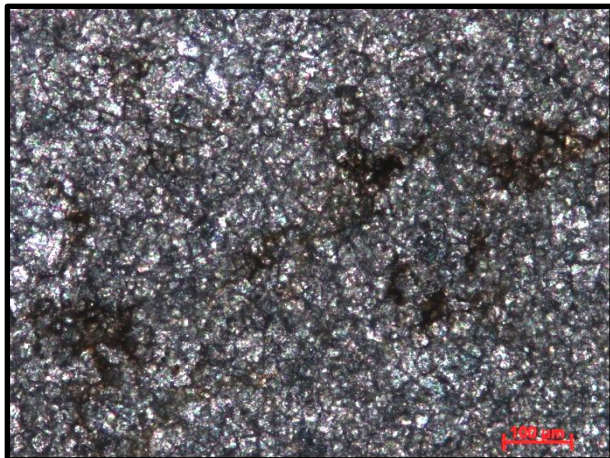
Fotomicrografía E OT-23 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Mesodolomía, color café claro, con porosidad inter cristalina entre los cristales de dolomita.

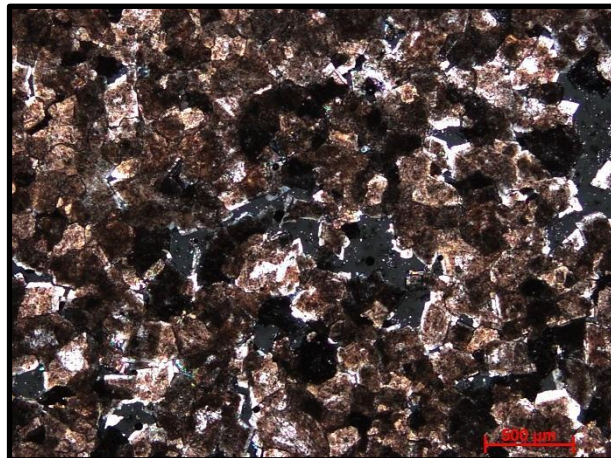
Fotomicrografía F OT-31 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Microdolomía, café claro, con textura euhedral, con porosidad inter cristalina, parcialmente rellena con óxidos.

Porosidad: Inter cristalina



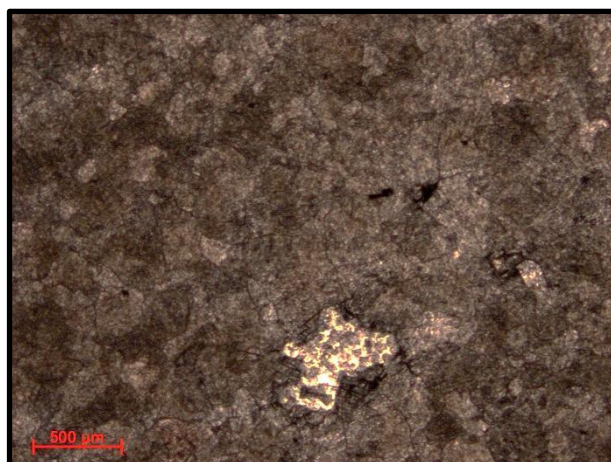
A.- OT-9 Sección Ocotal



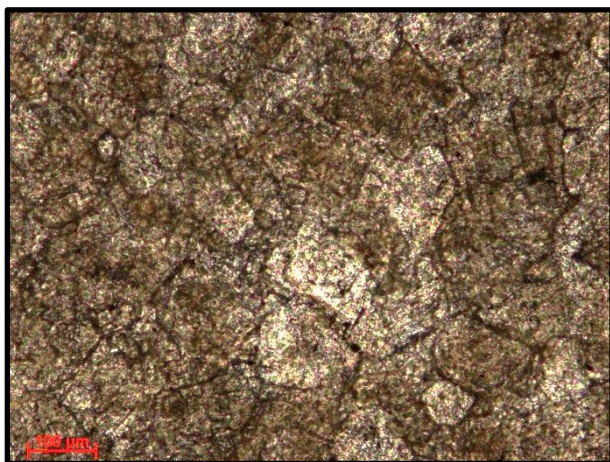
B.- OT-15 Sección Ocotal



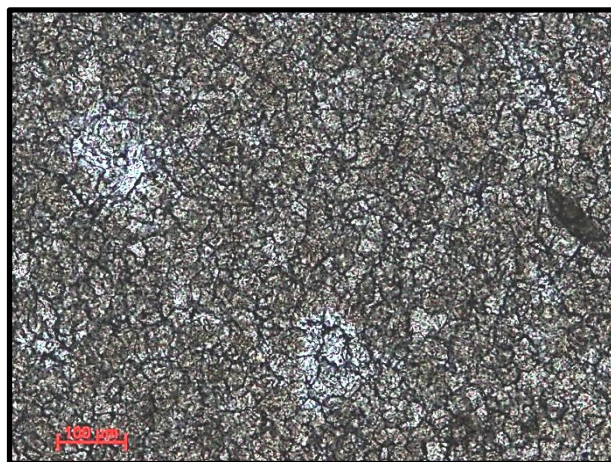
C.- OT-21 Sección Ocotal



D.- OT-21 Sección Ocotal



E.- OT-23 Sección Ocotal



F.- OT-31 Sección Ocotal

LÁMINA 4.32

Porosidad: Interpartícula

Fotomicrografía A A-11 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Litoral

Arenisca cuarzosa, grano medio a grueso, gris a café claro, subanguloso a subredondeado, con porosidad interpartícula. Se aprecia hidrocarburo y materia orgánica en el espacio poroso entre los granos.

Fotomicrografía B A-11 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Litoral

Arenisca cuarzosa, grano medio a grueso, gris a café claro, subanguloso a subredondeado, con porosidad interpartícula. Hidrocarburo y materia orgánica en el espacio poroso entre los granos y cementante calcáreo.

Fotomicrografía C A-23 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Litoral

Arenisca de grano grueso, gris claro a café claro, con porosidad interpartícula. Se evidencia hidrocarburo y materia orgánica en el espacio poroso entre los granos de cuarzo y feldespatos.

Fotomicrografía D A-25 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataf. Restringida

Arenisca, color café, mal clasificada, inmadura, angulosa, flotando en matriz arcillosa, con porosidad de tipo interpartícula alrededor de los bordes de los granos. El espacio poroso está relleno con óxidos y algunas zonas por materia orgánica.

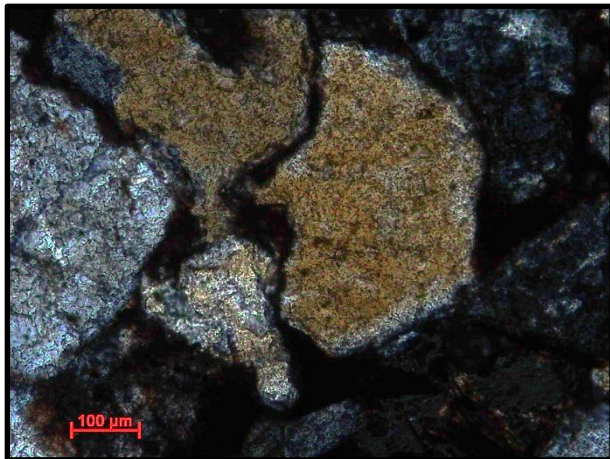
Fotomicrografía E A-31 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataf. Restringida

Arenisca feldespática, grano medio a grueso, gris a gris claro, con porosidad interpartícula rellena con hidrocarburo. Adicional algunas microfracturas parcialmente rellenas con arcillas.

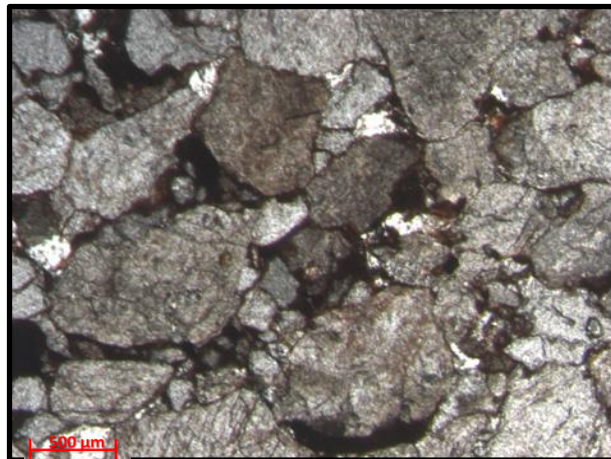
Fotomicrografía F A-109 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Litoral

Arenisca de grano fino, gris oscuro, con porosidad interpartícula. Se aprecia hidrocarburo y materia orgánica en el espacio poroso entre los granos de cuarzo y feldespatos.

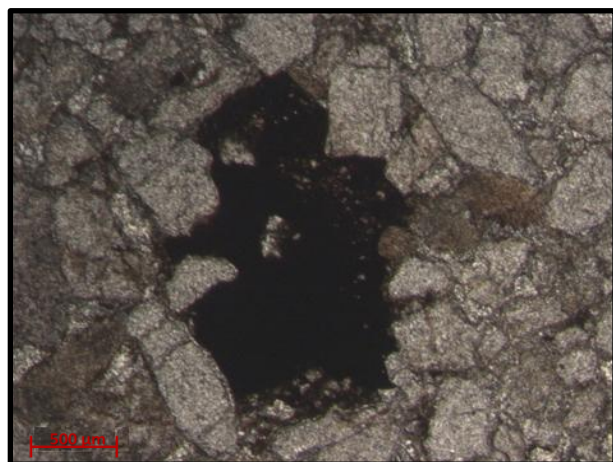
Porosidad: Interpartícula



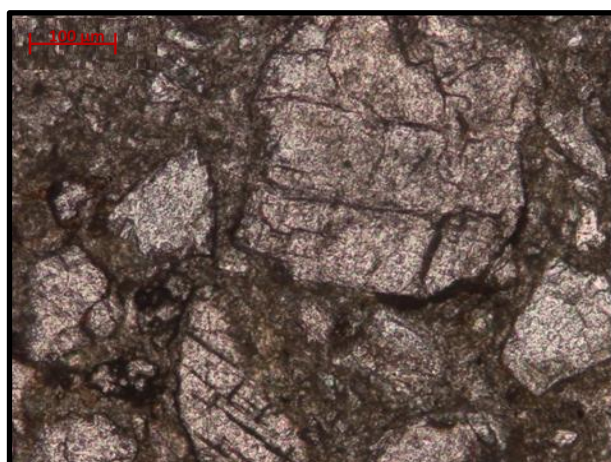
A.- A-11 Sección Rio Negro



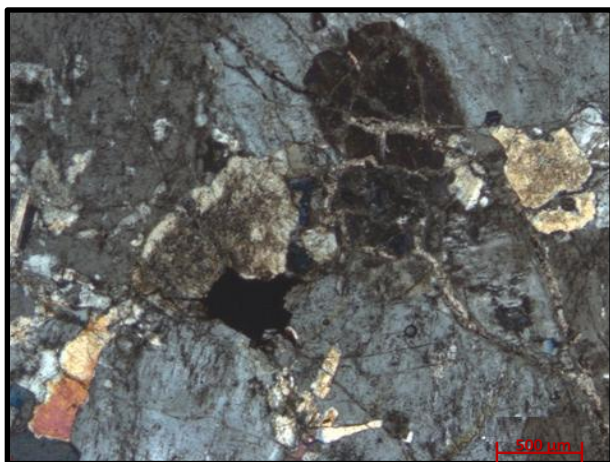
B.- A-11 Sección Rio Negro



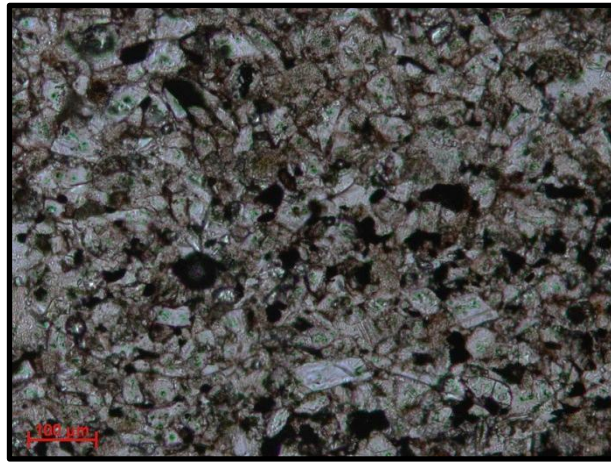
C.- A-23 Sección Rio Negro



D.- A-25 Sección Rio Negro



E.- A-31 Sección Rio Negro



F.- A-109 Sección Rio Negro

LÁMINA 4.33

Porosidad: Interpartícula

Fotomicrografía A A-115a Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Litoral

Arenisca de grano medio, gris a gris oscuro, bien empaquetada, con porosidad interpartícula. Se aprecia hidrocarburo y materia orgánica en el espacio poroso entre los granos de cuarzo, y feldespatos.

Fotomicrografía B A-118 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Litoral

Arenisca de grano medio, café, con porosidad interpartícula y materia orgánica en el espacio poroso entre los granos.

Fotomicrografía C SO-68 Sección: Soyaló Formación: Soyaló Ambiente: Talud

Arenisca de grano medio, café claro, con porosidad interpartícula entre granos. Se aprecia porosidad efectiva rellena con hidrocarburo y en otras zonas esta porosidad esta rellena por óxidos.

Fotomicrografía D SO-74 Sección: Soyaló Formación: Soyaló Ambiente: Talud

Arenisca de grano medio, café claro, con porosidad interpartícula entre granos. Se observa porosidad efectiva rellena con hidrocarburo y en otras zonas por óxidos. Ligera compactación mecánica de los granos (contactos longitudinales y tangenciales).

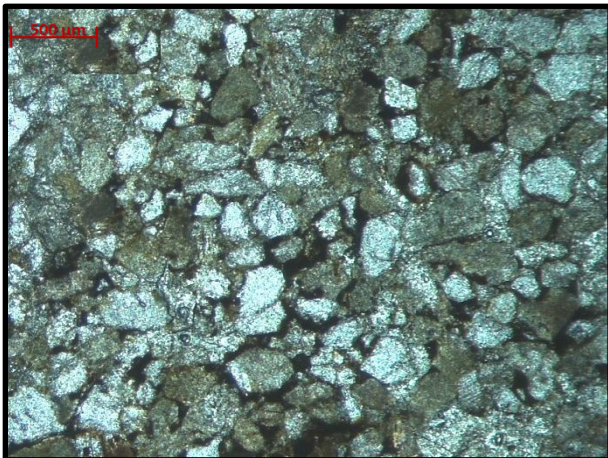
Fotomicrografía E B-6 Sección: Ocozocuautila Formación: Ocozocuautila Ambiente: Continental

Arenisca, café, mal clasificada, en matriz arcillosa, con porosidad de tipo interpartícula rellena de óxidos y arcillas. Esporádica materia orgánica.

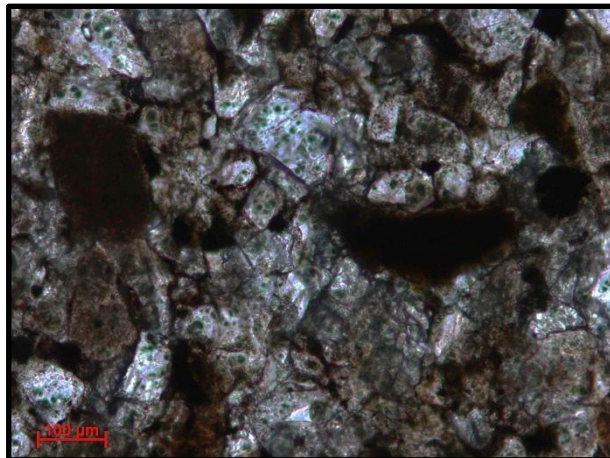
Fotomicrografía F B-6 Sección: Ocozocuautila Formación: Ocozocuautila Ambiente: Continental

Arenisca, café, mal clasificada, en matriz arcillosa, con porosidad de tipo interpartícula rellena de óxidos y arcillas. Esporádica materia orgánica.

Porosidad: Interpartícula



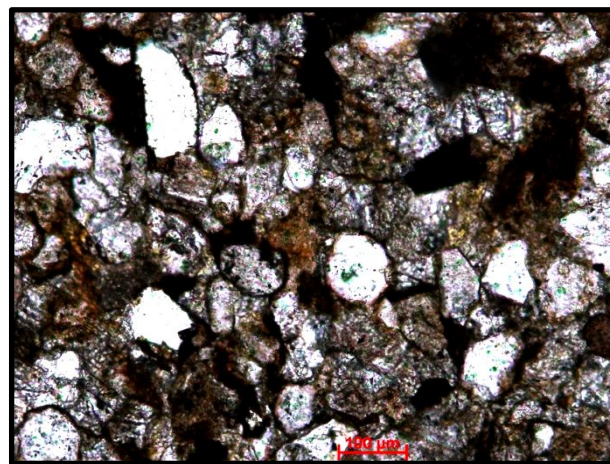
A.- A-115a Sección Rio Negro



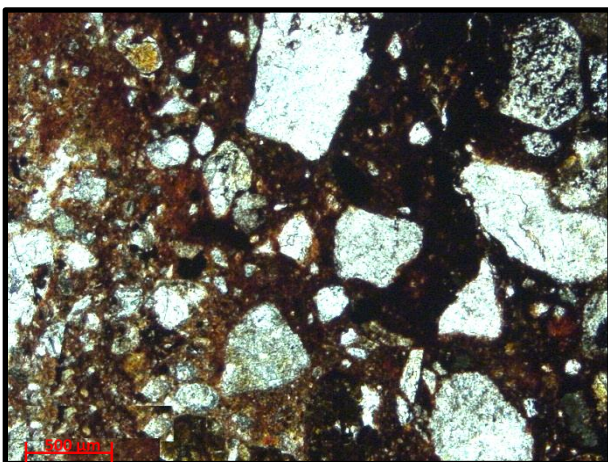
B.- A-118 Sección Rio Negro



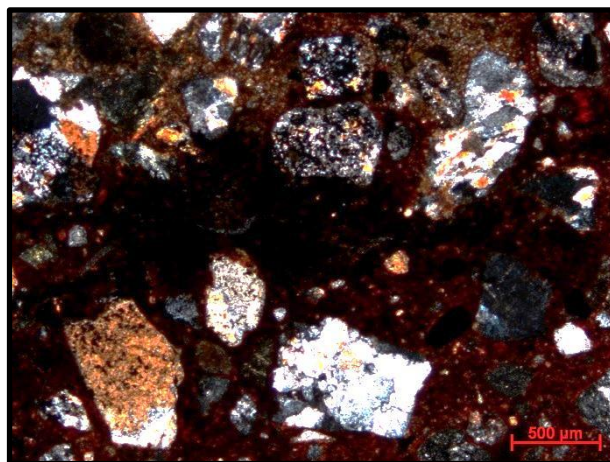
C.- SO-68 Sección Soyaló



D.- SO-74 Sección Soyaló



E.- B-6 Sección Ocozocautla



F.- B-6 Sección Ocozocautla

LÁMINA 4.34

Porosidad: Intrapartícula y Móldica

Fotomicrografía A OX-52 Sección: Oxchuc Formación: Angostura Ambiente: Plataf. Restringida

Wackestone, gris oscuro a café claro, recristalizado, con abundante porosidad de tipo intrapartícula en organismos recristalizados. Existe porosidad móldica por la total disolución de fósiles recristalizados.

Fotomicrografía B OX-69 Sección: Oxchuc Formación: Angostura Ambiente: Plataforma Externa

Packstone de intraclastos, gris claro a gris verdoso, con matriz recristalizada. Se observa disolución intrapartícula en el intraclasto.

Fotomicrografía C OX-74 Sección: Oxchuc Formación: Angostura Ambiente: Plataforma Externa

Wackestone, gris oscuro, con fragmentos angulosos y disolución de intraclastos y matriz. Generación de porosidad intrapartícula y móldica con esporádica impregnación de hidrocarburos.

Fotomicrografía D G-20 Sección: La Gloria Formación: Méndez Ambiente: Cuenca

Wackestone, café a café claro, con porosidad intrapartícula en microfósiles (porosidad intrafosilar en calcisferúlidos). Se evidencia disolución de parte de la matriz, generando porosidad.

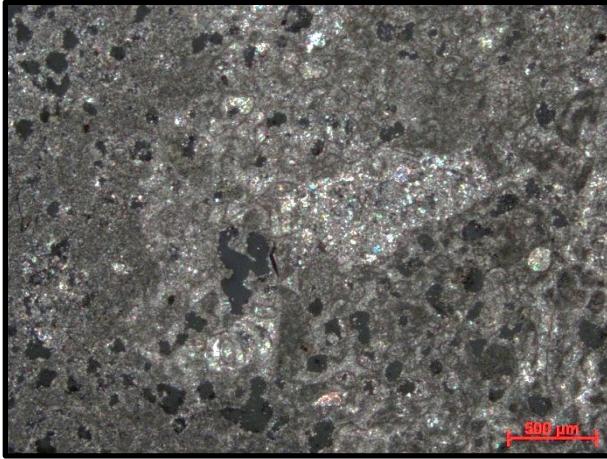
Fotomicrografía E G-23 Sección: La Gloria Formación: Méndez Ambiente: Cuenca

Wackestone de planctónicos, café claro. Se aprecia porosidad de tipo intrafosilar en la parte sur de la lámina y porosidad móldica en la parte central-superior. Ambos tipos de porosidad tienen origen en procesos de disolución.

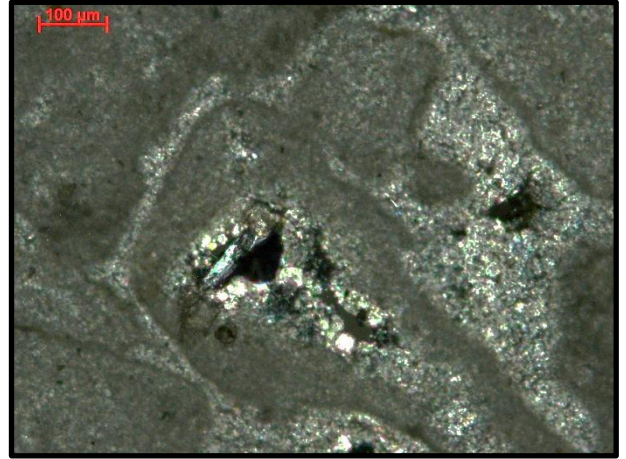
Fotomicrografía F A-81 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataf. Interna

Wackestone, gris oscuro a café claro, recristalizado. Porosidad intrapartícula dentro de gasterópodo recristalizado. Este ejemplo de porosidad se derivó de un proceso de disolución previo que afectó a esta muestra.

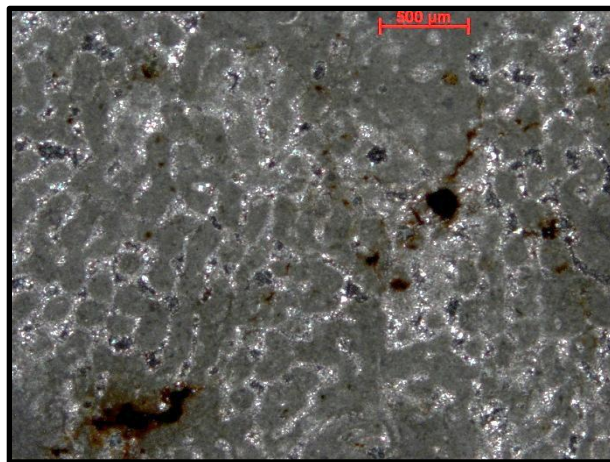
Porosidad: Intrapartícula y Móldica



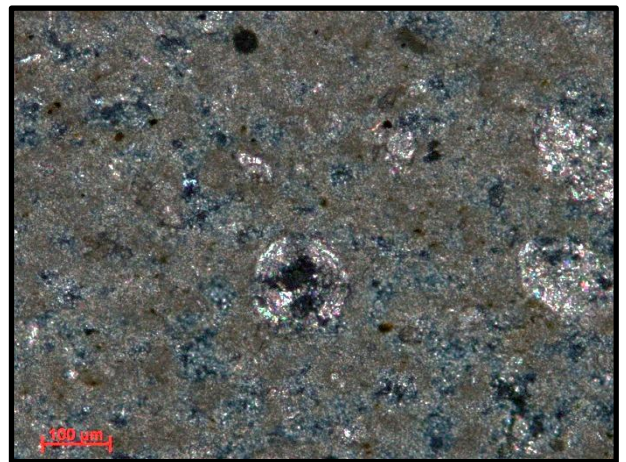
A.- OX-52 Sección Oxchuc



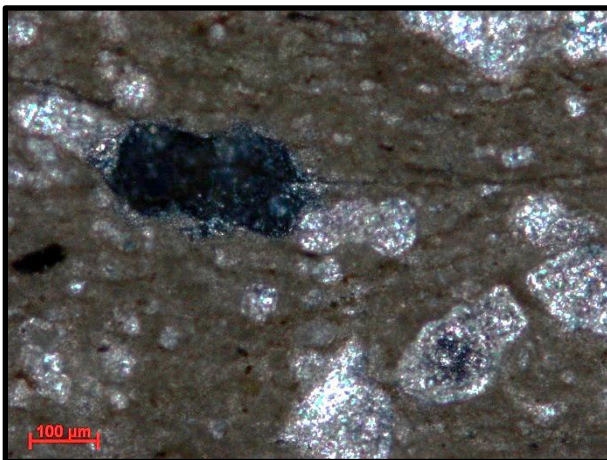
B.- OX-69 Sección Oxchuc



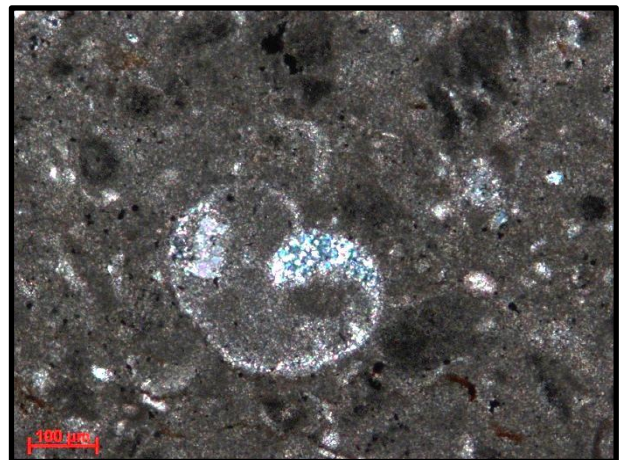
C.- OX-74 Sección Oxchuc



D.- G-20 Sección La Gloria



E.- G-23 Sección La Gloria



F.- A-81 Sección Rio Negro

LÁMINA 4.35

Porosidad: Intrapartícula y Móldica

Fotomicrografía A B-25 Sección: Ocozocuautila Formación: Ocozocuautila Ambiente: Plataf. Inter.

Packstone, color café claro, con disolución parcial del interior de los ooides, generando porosidad intrapartícula.

Fotomicrografía B B-25 Sección: Ocozocuautila Formación: Ocozocuautila Ambiente: Plataf. Inter.

Packstone, café claro, con disolución parcial del interior de los ooides e intraclastos angulosos, generando porosidad intrapartícula.

Fotomicrografía C CH-8 Sección: Chilil Formación: Angostura Ambiente: Plataforma Externa

Grainstone de ooides, gris claro a gris oscuro. Se aprecia porosidad intrapartícula por disolución parcial de ooides.

Fotomicrografía D CH-9 Sección: Chilil Formación: Angostura Ambiente: Plataforma Rest.

Grainstone de ooides, color gris, con porosidad intrapartícula por disolución parcial de ooides. Escasas microfracturas abiertas sin conexiones entre sí, sobre matriz y ooides.

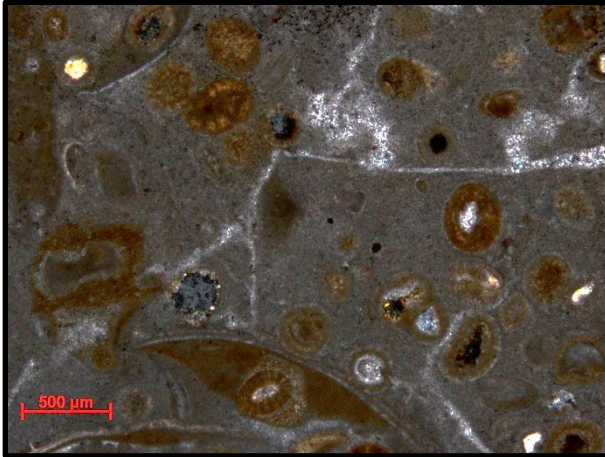
Fotomicrografía E OT-14 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Mudstone dolomitizado, gris claro, con porosidad intrapartícula por disolución parcial de bioclastos. Se evidencia porosidad por disolución de fracturas parcialmente rellenas con hidrocarburos.

Fotomicrografía F OX-7 Sección: Oxchuc Formación: Cantelhá Ambiente: Plataforma Interna

Packstone, gris oscuro, de bentónicos. Organismos bentónicos presentando porosidad intrafosilar, impregnada con hidrocarburos.

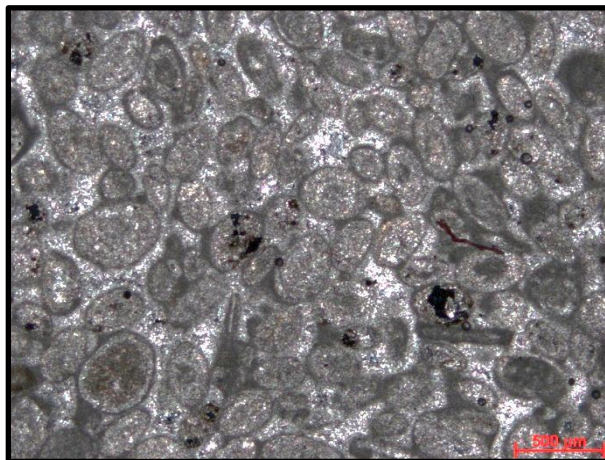
Porosidad: Intrapartícula y Móldica



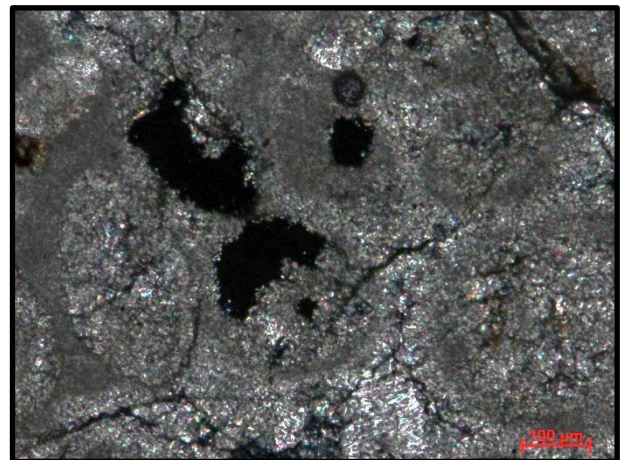
A.- B-25 Sección Ocozocuautla



B.- B-25 Sección Ocozocuautla



C.- CH-8 Sección Chilil



D.- CH-9 Sección Chilil



E.- OT-14 Sección Ocotal



F.- OX-7 Sección Oxchuc

LÁMINA 4.36

Porosidad: Intrapartícula y Móldica

Fotomicrografía A SO-34 Sección: Soyaló Formación: Méndez Ambiente: Talud

Wackestone, gris a café claro, con disolución de desarrollos arrecifales recristalizados. Generación de porosidad intrapartícula y granos envueltos disueltos.

Fotomicrografía B B-16 Sección: Ocozocuautila Formación: Ocozocuautila Ambiente: Litoral

Arenisca conglomerática, con matriz arcillosa. Porosidad intrapartícula dentro de los constituyentes de la muestra (cuarzo, micas y feldespatos). Óxidos llenando cavidades porosas (porosidad de tipo interpartícula).

Fotomicrografía C B-26 Sección: Ocozocuautila Formación: Ocozocuautila Ambiente: Plataf. Inter.

Packstone, gris claro, con disolución de constituyentes, creando porosidad intrapartícula-móldica. También se contempla oxidación de ooides y recristalización de la matriz a microespatita.

Fotomicrografía D CH-16 Sección: Chilil Formación: Angostura Ambiente: Plataforma Interna

Wackestone de bentónicos, gris oscuro, con porosidad móldica por disolución de bioclastos.

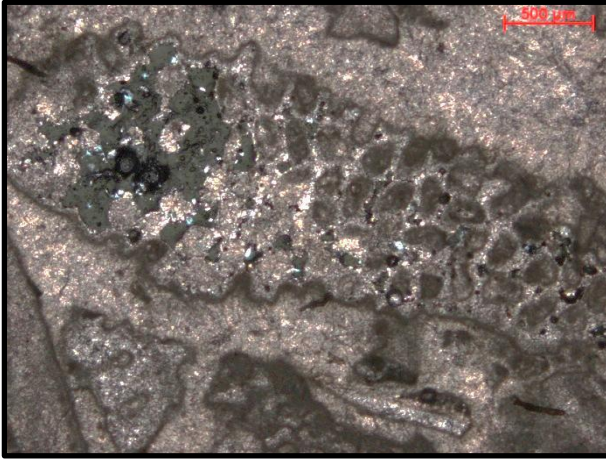
Fotomicrografía E OT-26 Sección: Ocotal Formación: Cobán Ambiente: Plataforma Interna

Mudstone, café claro, parcialmente dolomitizado, con disolución de bioclastos (porosidad intrapartícula y móldica).

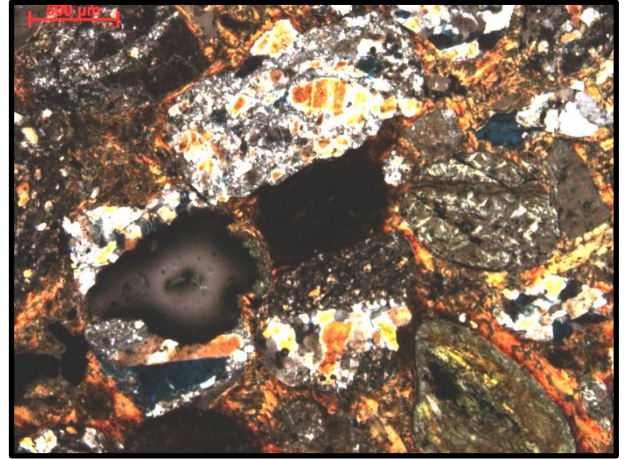
Fotomicrografía F SO-1c Sección: Soyaló Formación: Jolpabuchil Ambiente: Cuenca

Wackestone, gris oscuro a café claro, con disolución de organismos planctónicos, generando porosidad de tipo móldica.

Porosidad: Intrapartícula y Móldica



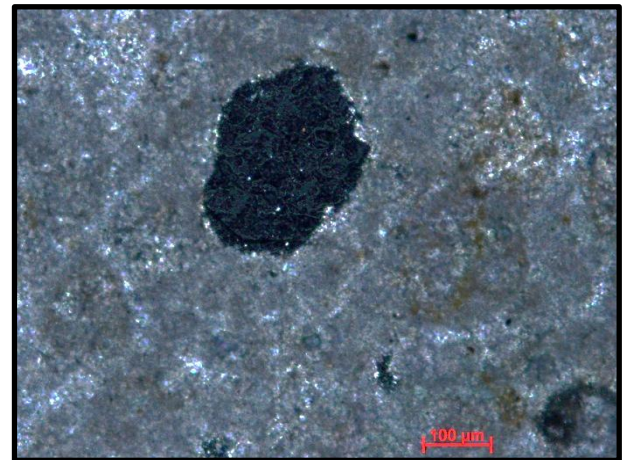
A.- SO-34 Sección Soyaló



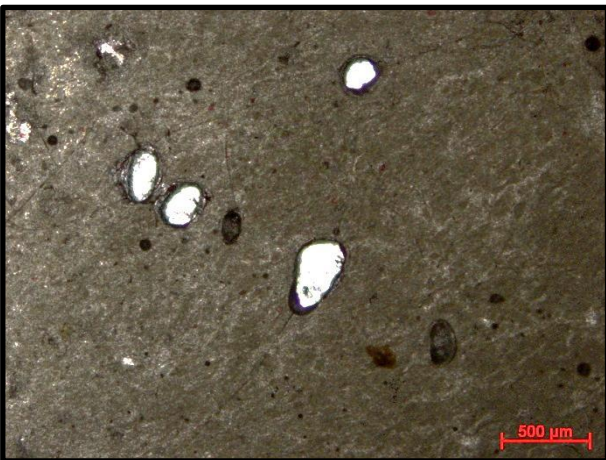
B.- B-16 Sección Ocozocuautila



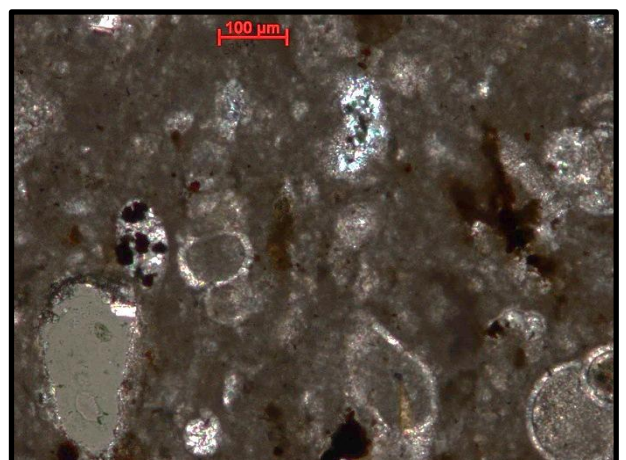
C.- B-26 Sección Ocozocuautila



D.- CH-16 Sección Chilil



E.- OT-26 Sección Ocotal



F.- SO-1c Sección Soyaló

LÁMINA 4.37

Porosidad: Móldica y Vugular

Fotomicrografía A OX-24 Sección: Oxchuc Formación: Cantelhá Ambiente: Plataforma Interna

Wackestone, color gris oscuro, parcialmente recristalizado, con porosidad móldica por disolución de constituyentes recristalizados.

Fotomicrografía B B-14a Sección: Ocozocuautila Formación: Ocozocuautila Ambiente: Continental

Mudstone, color café, ligeramente arenoso, con porosidad móldica por disolución de constituyentes de la roca.

Fotomicrografía C B-37 Sección: Ocozocuautila Formación: Ocozocuautila Ambiente: Plataf. Rest.

Arenisca calcárea, gris oscuro, con matriz arcillosa y porosidad móldica por disolución de constituyentes de la roca.

Fotomicrografía D G-9 Sección: La Gloria Formación: Méndez Ambiente: Cuenca

Wackestone, café claro, con porosidad vugular. Formación de cavidades por disolución de la matriz y de algunos organismos planctónicos previamente recristalizados e incipiente silicificación de los bordes de los vúgulos formados después de la disolución.

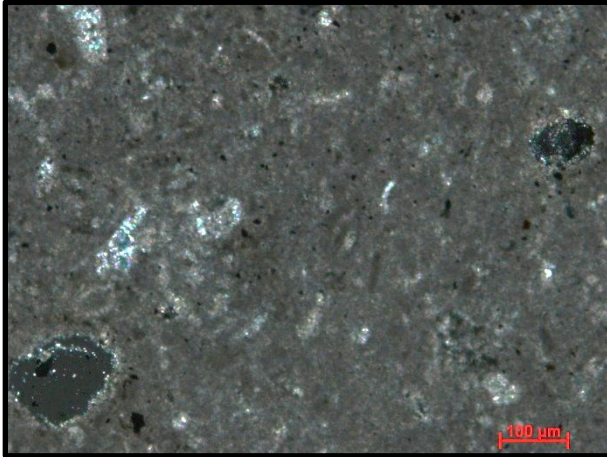
Fotomicrografía E OX-24 Sección: Oxchuc Formación: Cantelhá Ambiente: Plataforma Interna

Wackestone de foraminíferos bentónicos, gris oscuro, con recristalización parcial de organismos. Foraminíferos bentónicos disueltos por compactación y fracturas gruesas, selladas por espatita, parcialmente abiertas por disolución, generando porosidad de tipo vugular.

Fotomicrografía F OX-54 Sección: Oxchuc Formación: Angostura Ambiente: Plataf. Restringida

Mudstone, gris oscuro, dolomítico. Se aprecia disolución de la matriz dolomitizada, creando porosidad vugular.

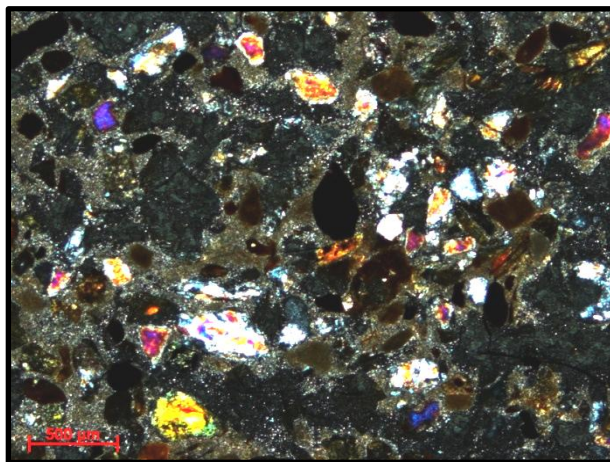
Porosidad: Móldica y Vugular



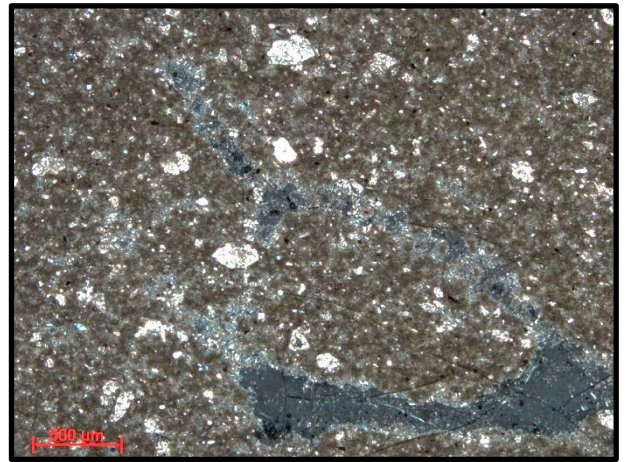
A.- OX-24 Sección Oxchuc



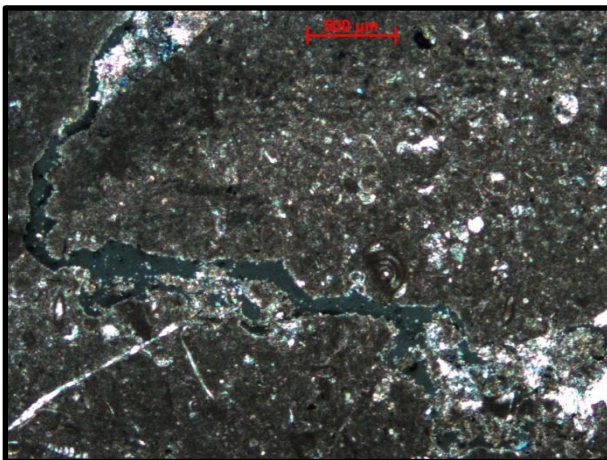
B.- B-14a Sección Ocozocuautila



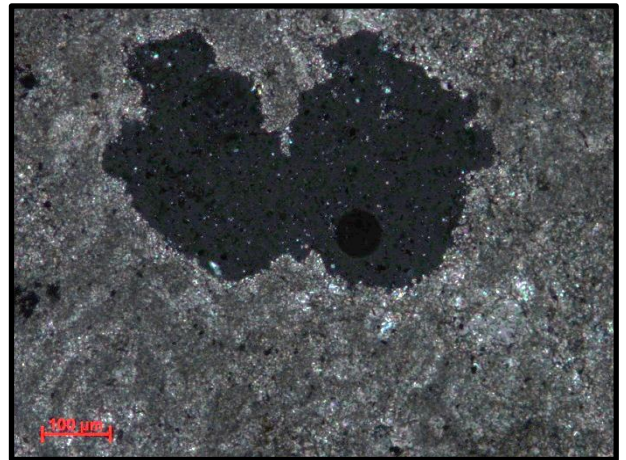
C.- B-37 Sección Ocozocuautila



D.- G-9 Sección La Gloria



E.- OX-24 Sección Oxchuc



F.- OX-54 Sección Oxchuc

LÁMINA 4.38

Porosidad: Vugular

Fotomicrografía A B-14 Sección: Ocozocuautila Formación: Ocozocuautila Ambiente: Continental

Arenisca de grano medio, café claro a café rojizo, con matriz arcillosa. Abundante oxidación sobre la matriz. Se evidencia la formación de canales por disolución, originando porosidad por canales o vugular.

Fotomicrografía B B-16 Sección: Ocozocuautila Formación: Ocozocuautila Ambiente: Litoral

Arenisca conglomerática, gris oscuro, con porosidad vugular dentro de los constituyentes de la muestra (cuarzo, micas y feldespatos) por la disolución de constituyentes, formando poros más grandes que los granos constituyentes. Esporádicamente los óxidos llenan estas cavidades porosas (porosidad interpartícula).

Fotomicrografía C B-31 Sección: Ocozocuautila Formación: Ocozocuautila Ambiente: Plataf. Rest.

Mudstone arcilloso, gris a café rojizo, con disolución de matriz formando porosidad vugular y oxidación de la matriz.

Fotomicrografía D A-76 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataf. Restringida

Wackestone de bioclastos, café claro, con porosidad por disolución de matriz. Se aprecia vúgulos o cavernas de gran tamaño.

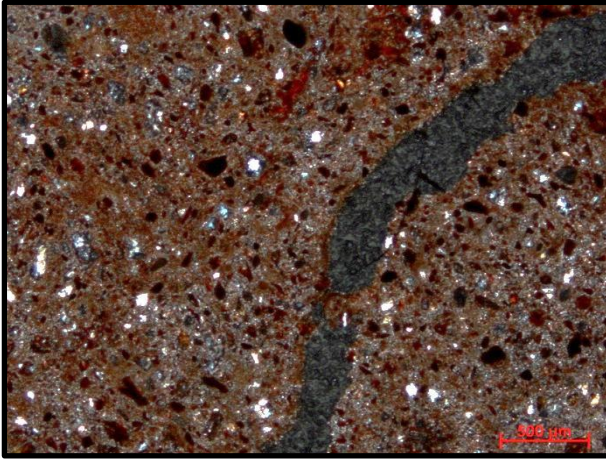
Fotomicrografía E A-76 Sección: Rio Negro Formación: San Ricardo Ambiente: Plataf. Restringida

Wackestone de bioclastos, café claro, con porosidad por disolución de matriz. Se aprecia vúgulos o cavernas de gran tamaño.

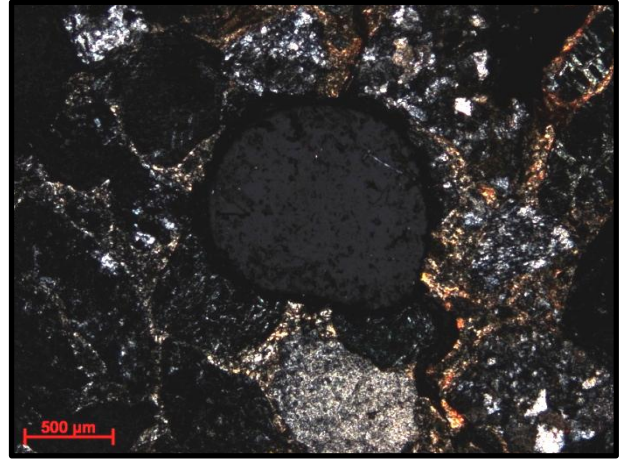
Fotomicrografía F SO-55 Sección: Soyaló Formación: Méndez Ambiente: Talud

Wackestone, gris a café claro, con bioclastos indeterminados. En la parte izquierda superior de la fotomicrografía se muestra porosidad vugular generada por procesos de disolución de la matriz recristalizada.

Porosidad: Vugular



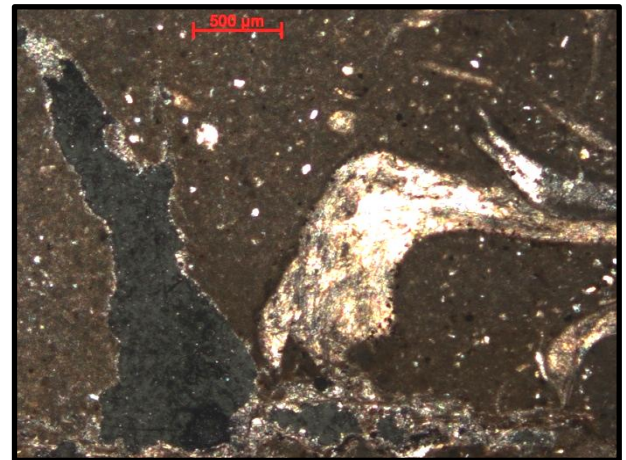
A.- B-14 Sección Ocozocuahtla



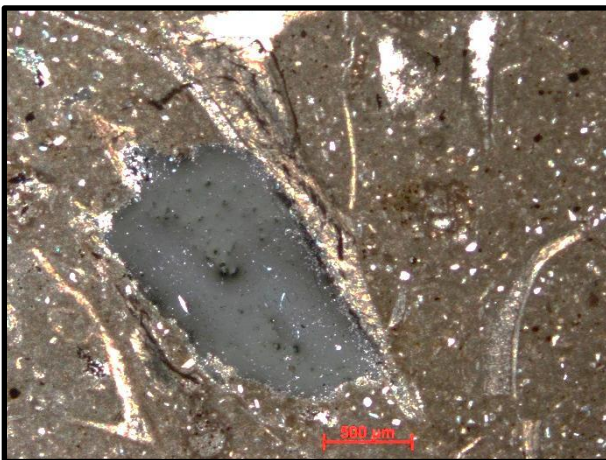
B.- B-16 Sección Ocozocuahtla



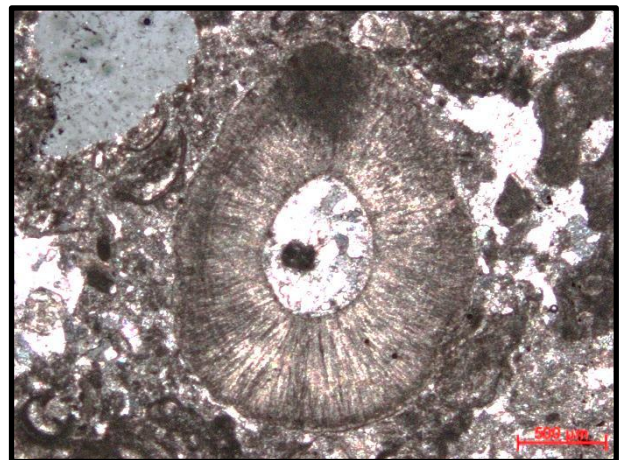
C.- B-31 Sección Ocozocuahtla



D.- A-76 Sección Rio Negro



E.- A-76 Sección Rio Negro



F.- SO-55 Sección Soyaló