

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN**  
**FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



**"ANÁLISIS DE MICROFACIES Y PALEOICTIOLOGÍA DE  
LA FORMACIÓN AGUA NUEVA (CRETÁCICO SUPERIOR)  
EN LA SIERRA DE SAN CARLOS, TAMAULIPAS, MÉXICO"**

**TESIS**

**QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA  
OBTENER EL GRADO DE**

**MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

**PRESENTA:**

**LAURA ALEJANDRA SANTANA SALAS**

**LINARES, NUEVO LEÓN**

**JUNIO 2012**

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN**  
**FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**

HDA. DE GUADALUPE, CARR. A CERRO PRIETO KM 8, A.P. 104  
67700 LINARES, NUEVO LEÓN, MÉXICO TELS. Y FAX (821) 214 20 10, 214 20 20 Y 214 20 30

**“ANÁLISIS DE MICROFACIES Y PALEOICTIOLOGÍA DE  
LA FORMACIÓN AGUA NUEVA (CRETÁCICO SUPERIOR)  
EN LA SIERRA DE SAN CARLOS, TAMAULIPAS, MÉXICO”**

**PRESENTA:**

**LAURA ALEJANDRA SANTANA SALAS**

**HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER  
EL GRADO DE:**

**MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

**Vo. Bo. DIRECTOR DE TESIS**

---

**Dr. José Guadalupe López Oliva**

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN**  
**FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**

HDA. DE GUADALUPE, CARR. A CERRO PRIETO KM 8, A.P. 104  
67700 LINARES, NUEVO LEÓN, MÉXICO TELS. Y FAX (821) 214 20 10, 214 20 20 Y 214 20 30

**“ANÁLISIS DE MICROFACIES Y PALEOICTIOLOGÍA DE LA  
FORMACIÓN AGUA NUEVA (CRETÁCICO SUPERIOR) EN  
LA SIERRA DE SAN CARLOS, TAMAULIPAS, MÉXICO”**

**PRESENTA:**

**LAURA ALEJANDRA SANTANA SALAS**

**HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER  
EL GRADO DE:**

**MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

**COMITÉ DE REVISIÓN**

**Vo. Bo.**

---

**Dr. José Guadalupe López Oliva**  
**Director de Tesis**

---

**Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández**  
**Co-Director de Tesis**

---

**M. C. Andres Ramos Ledezma**  
**Co-Director de Tesis**

---

**Dra. Edith Xio Mara García García**  
**Asesor externo**

Junio 2012, Linares, Nuevo León

Por este conducto declaro bajo protesta que este trabajo ha sido desarrollado personalmente con el apoyo del Comité de Titulación. Toda la información utilizada para este estudio ha sido citada debidamente.

---

Ing. Laura Alejandra Santana Salas

*Desde de un sencillo comienzo, infinidad de formas, las más bellas y maravillosas, han sido y están siendo evolucionadas*

*-Charles Darwin-*

## DEDICATORIA

*A mis padres y hermano, por su apoyo durante la etapa de maestría, por alentarme siempre a cumplir mis metas, por sus consejos y comprensión, muchas gracias.*

*A Juan Pablo Salazar Sánchez, por tu apoyo y comprensión, por ser en todo momento mi inspiración, gracias por todo, Te amo demasiado.*

## AGRADECIMIENTOS

A mis padres y hermano por apoyarme en cada momento de la elaboración de este trabajo. A Juan Pablo Salazar por animarme a seguir adelante siempre.

A la Universidad Autónoma de Nuevo León por darme la oportunidad de continuar con mi formación profesional.

Al CONACYT por el apoyo proporcionado durante mis estudios de maestría y el desarrollo de este trabajo.

A mi asesor, el Dr. José Guadalupe López Oliva, por continuar motivándome en el maravilloso mundo de la paleontología, por su orientación, consejos y sugerencias durante la elaboración del trabajo de tesis.

Al Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández por su apoyo, sus valiosos comentarios y sugerencias para la presente tesis.

Al M.C. Andrés Ramos Ledezma, gracias por sus consejos, su tiempo, paciencia y sugerencias.

A mi amiga, Lupita Gutiérrez, por los momentos que compartimos durante la maestría y en el desarrollo de nuestro trabajo de tesis.

A mis amigas Adriana y Ciria Gómez, gracias por su apoyo y tiempo durante el trabajo de campo. A sí mismo a Martín Santana y Daniel Gómez por acompañarme al área de estudio.

A mis compañeros y amigos Margarita Martínez, Andrea Escobar, Nancy Mireles, María de Jesús Martínez y Yam Zul Ocampo, por amenizar mi estancia en la Facultad, y mis estudios de posgrado.

A la familia Salazar Sánchez, gracias por brindarme un lugar agradable durante mi estancia en Linares.

Al Subdirector de Posgrado, Dr. Fernando Velasco Tapia, gracias por sus consejos y apoyarme en mis trámites.

A los maestros de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Dr. Uwe Jenchen, Dra. Elizabeth Chacón, Dr. Gabriel Chávez y Dr. Juan Carlos Montalvo, por continuar brindándome los conocimientos para mi formación durante los cursos de posgrado.

Al personal docente del Laboratorio de Preparación, Victoriano Beraza, Guillermo Alanís y Gustavo Avendaño, gracias por su orientación y apoyo para la elaboración de las muestras.

A las personas en San Nicolás, Tamps., Cataliro del Castillo, Juana Casanova y Manuel Rivera, en especial al Doctor Miguel Ángel López, por permitirme registrar y estudiar los fósiles.

A la señora Melita Perales, mi estancia en Linares fue agradable gracias a su compañía y atención.

A todas las personas que involuntariamente omito, pero que de alguna forma han contribuido en el desarrollo del presente trabajo.



<b>CONTENIDO</b>	<b>Pág.</b>
LISTA DE FIGURAS	<i>iv</i>
LISTA DE TABLAS	<i>viii</i>
RESÚMEN	<i>ix</i>
ABSTRACT	<i>x</i>
<b>CAPÍTULO 1 GENERALIDADES</b>	
1.1 INTRODUCCIÓN	1
1.2 LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO	1
1.3 CLIMA Y VEGETACIÓN	3
1.4 HIPÓTESIS DE TRABAJO	3
1.5 OBJETIVOS Y METAS	4
1.5.1 Objetivos	4
1.5.2 Metas	4
1.6 METODOLOGÍA	5
1.6.1 Campo	5
1.6.2 Laboratorio	5
1.6.3 Gabinete	5
1.7 TRABAJOS PREVIOS	6
<b>CAPÍTULO 2 GEOLOGÍA REGIONAL</b>	
2.1 INTRODUCCIÓN	8
2.2 EL NORESTE DE MÉXICO DURANTE EL CRETÁCICO TARDÍO	8
2.2.1 Cretácico Tardío	8
2.2.1.1 Cenomaniano-Turoniano	8
2.2.1.2 Coniaciano-Santoniano	11
2.2.1.3 Campaniano-Maastrichtiano	11
2.2.2 Terciario	12
2.3 SIERRA DE SAN CARLOS-CRUILLAS	13
2.3.1 Estratigrafía de la Sierra de San Carlos-Cruillas	15
2.3.2 Origen del magmatismo	17
2.3.3 Estructuras en la Sierra de San Carlos-Cruillas	18
2.3.4 Tectónica local	19
<b>CAPÍTULO 3 GEOLOGÍA LOCAL</b>	
3.1 LA FORMACIÓN AGUA NUEVA EN EL NORESTE DE MÉXICO	20
3.2 ASPECTOS GEOLÓGICOS	20
3.2.1 Perfiles estratigráficos (El Palmar y San Nicolás)	22
3.2.2 Calizas litográficas	26
3.3 ELEMENTOS PRESENTES EN LAS ROCAS DE LA FORMACIÓN AGUA NUEVA	26
3.3.1 Icnofauna	26
3.3.2 Pirolusita dendrítica (dendritos)	28
<b>CAPÍTULO 4 ANÁLISIS MICROFACIAL Y PALEOAMBIENTE</b>	
4.1 CONCEPTO DE MICROFACIES	30
4.2 IMPORTANCIA DE LOS MICROFÓSILES COMO INDICADORES AMBIENTALES	30
4.3 ASOCIACIÓN PALEOFAUNÍSTICA DE LAS ÁREAS EL PALMAR Y SAN NICOLÁS	33

## CONTENIDO

---

4.3.1 Foraminiferida	34
4.3.2 Radiolaria	37
4.3.3 Mollusca: Pelecypoda	38
4.3.4 Brachiopoda	41
4.3.5 Echinodermata	42
4.3.6 Arthropoda: Ostracoda	45
4.3.7 Algae: “Calciesferas”	45
4.3.8 Porifera: Espículas (esponjas silíceas)	47
4.3.9 Compactación de los microorganismos	48
4.4 MICROFACIES ESTÁNDAR Y ZONAS DE FACIES DE LOS SITIOS EL PALMAR Y SAN NICOLÁS	48
4.4.1 Microfacies estándar (SMF)	49
4.4.2 Zonas de facies (FZ) y paleoambiente	54
4.4.3 Oxigenación	56
4.4.4 Modelo de facies deposicionales	57
4.4.5 Perfiles estratigráficos de los sitios El Palmar y San Nicolás	60
<b>CAPÍTULO 5 PALEOICTIOLOGÍA Y ASPECTOS TAFONÓMICOS</b>	
5.1 INTRODUCCIÓN	62
5.2 SITIOS FOSILÍFEROS DE PECES DEL CRETÁCICO EN MÉXICO	62
5.2.1 Vallecillo, Nuevo León	62
5.2.2 Múzquiz, Coahuila	63
5.2.3 Tlayúa, Tepexi de Rodríguez, Puebla	63
5.2.4 Formación Mexcala, Guerrero	63
5.2.5 Ocozocoautla de Espinosa, Chiapas	64
5.3 ICTIOFAUNA Y FAUNA ASOCIADA DE LOS SITIOS EL PALMAR Y SAN NICOLÁS	64
5.3.1 Vertebrados	64
5.3.1.1 Clase Holostei	64
5.3.1.2 Clase Teleostei	71
5.3.2 Invertebrados	77
5.3.2.1 Mollusca	77
5.4 TAFONOMÍA	79
5.5 UN IMPORTANTE YACIMIENTO A FUTURO	83
<b>CAPÍTULO 6 EDAD DE LAS SECUENCIAS FOSILÍFERAS</b>	
6.1 FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS	84
6.2 PREPARACIÓN DE MUESTRAS	85
6.3 EDAD DE LOS SEDIMENTOS	87
6.4 DESCRIPCIÓN DE FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS	88
6.4.1 Género <i>Hedbergella</i> (BRÖNNIMANN & BROWN, 1958)	88
6.4.1.1 <i>Hedbergella delrioensis</i> (Carsey, 1926)	88
6.4.1.2 <i>Hedbergella flandrini</i> (Porthault, 1969)	89
6.4.1.3 <i>Hedbergella planispira</i> (Tappan, 1940)	89
6.4.1.4 <i>Hedbergella monmouthensis</i> (Olsson, 1960)	90
6.4.2 Género <i>Heterohelix</i> (EHRENBERG, 1843)	90
6.4.2.1 <i>Heterohelix globulosa</i> (Ehrenberg, 1840)	90
6.4.2.2 <i>Heterohelix moremani</i> (Cushman, 1938)	91
6.4.3 Género <i>Rotalipora</i> (BROTZEN, 1942)	91

## CONTENIDO

---

6.4.4 Género <i>Whiteinella</i> (PESSAGNO, 1967)	91
6.4.4.1 <i>Whiteinella archaeocretacea</i> (Pessagno, 1967)	92
6.4.4.2 <i>Whiteinella brittonensis</i> (Loeblich & Tappan, 1961)	93
6.5 CORRELACIÓN DE LOS SITIOS EL PALMAR Y SAN NICOLÁS	93
<b>CAPÍTULO 7 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</b>	
7.1 CONCLUSIONES	95
7.2 RECOMENDACIONES	96
<b>REFERENCIAS</b>	97

<b>LISTA DE FIGURAS</b>		<b>Pág.</b>
Fig. 1.1	Ubicación de los sitios El Palmar y San Nicolás. Modificado de Google Earth (2010).	2
Fig. 1.2	Antiguas viviendas en San Nicolás, Tamps.	4
Fig. 2.1	Reconstrucción paleogeográfica para el Cenomaniano. Modificado de Goldhammer (1999).	10
Fig. 2.2	Reconstrucción paleogeográfica para el Maastrichtiano. Simbología ver Fig. 2.1. Modificado de Goldhammer (1999).	12
Fig. 2.3	Distribución de las provincias magmáticas en México. La Sierra de San Carlos-Cruillas (SSCC) se localiza dentro de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana. Modificado de Viera-Décida <i>et al.</i> (2009).	14
Fig. 2.4	Localización de la Sierra de San Carlos-Cruillas. Modificado de Nick (1988).	15
Fig. 2.5	Columna estratigráfica de la Sierra de San Carlos-Cruillas. Modificado de Ramírez-Fernández (1989).	17
Fig. 3.1	Vista panorámica hacia el oeste, se indica la sección de San Nicolás.	21
Fig. 3.2	Caliza arcillosa con bandas y lentes de pedernal de la Formación Agua Nueva (Flanco este).	22
Fig. 3.3	Cantera en el área El Palmar, vista hacia el este (escala 1.60 m).	23
Fig. 3.4	Intercalación de caliza arcillosa y lutita calcárea en la sección de El Palmar (escala 60 cm).	24
Fig. 3.5	Cantera San Nicolás, localizada en el flanco oeste del área de cartografía.	25
Fig. 3.6	Caliza que muestra laminación y pequeños lentes de pedernal, sección San Nicolás.	25
Fig. 3.7	<i>Macanopsis isp.</i> que muestra un espesor considerable, área El Palmar.	27
Fig. 3.8	<i>Thalassinoides isp.</i> en caliza arcillosa del área San Nicolás.	27
Fig. 3.9	<i>Meandropolydora isp.</i> : a) Traza que atraviesa de manera diagonal el estrato de caliza (escala 60 cm); b) Nótese su naturaleza sinuosa, área San Nicolás.	28
Fig. 3.10	a, b) Dendritos que exhiben su forma ramificada; c) Biomicrita <i>wackestone</i> con presencia de dendritos y foraminíferos planctónicos (Lámina SN30).	29
Fig. 4.1	Ambientes marinos de depósito. Modificado de Kennett (1982).	31
Fig. 4.2	Organismos actuales y su respectiva tolerancia a los niveles de salinidad. Modificado de Flügel (2004).	32
Fig. 4.3	Apariencia de los grupos de fósiles en lámina delgada. Modificado de Tucker (1991).	34
Fig. 4.4	Cortes de foraminíferos en sección delgada: A) Biseriado; 1-sagital axial, 2-frontal axial, 3-longitudinal, 4-oblicuo axial, 5-transversal y 6-oblicuo transversal; B) Trocoespiralado; 1-axial, 2-dorsal transversal, 3-transversal, pasando a través de una cámara embrionaria y 4-central transversal; C) Planiespiralado; a-vista lateral, b-vista periférica, 1-axial y 2-ecuatorial transversal. Modificado de Flügel (2004).	35
Fig. 4.5	Foraminíferos planctónicos: a) <i>Heterohelix sp.</i> (Lámina EP9), b)	36

LISTA DE FIGURAS

---

	<i>Hedbergella sp.</i> (Lámina EP9), c) <i>Hedbergella sp.</i> (Lámina SN12), d) <i>Globo truncana sp.</i> (Lámina SN30), e) Matriz micrita con foraminíferos (Lámina SN32) y f) <i>Globo truncana sp.</i> (Lámina SN33).	
Fig. 4.6	Foraminíferos planctónicos: a) Reemplazamiento parcial por fierro (Lámina SN33), b) Esparitización (Lámina SN33), c) <i>Globo truncana sp.</i> (Lámina SN35), d) <i>Hedbergella sp.</i> (Lámina SN36), e) <i>Globo truncana sp.</i> (Lámina SN41) y f) Reemplazamiento parcial por fierro (Lámina SN47).	37
Fig. 4.7	a) Radiolario que presenta reemplazamiento parcial por fierro (Lámina SN7); b) Radiolario que muestra su estructura parcialmente preservada (Lámina SN8).	38
Fig. 4.8	Proceso de reemplazamiento por calcita en un molusco cuya concha estaba compuesta originalmente por aragonita. Modificado de Tucker & Wright (1990).	39
Fig. 4.9	Fragmento de pelecípodo, el reemplazamiento por calcita forma cristales prismáticos (Lámina SN32).	40
Fig. 4.10	Fragmento de pelecípodo en donde se observa el fracturamiento ocasionado por la compactación (Lámina SN40).	40
Fig. 4.11	Detalle de un fragmento de pelecípodo, nótese la estructura interna, que consiste de tres capas (Lámina SN35).	41
Fig. 4.12	Sección de la concha de un inocerámido, en donde se indican las diversas capas.	41
Fig. 4.13	Fragmento de la concha de un braquiópodo (señalado por triángulo amarillo), se distinguen las perforaciones (Lámina EP9).	42
Fig. 4.14	Ilustración de las diversas morfologías de los restos de equinodermos en lámina delgada. Modificado de Flügel (2004).	43
Fig. 4.15	Placa de equinodermo en matriz biomicrita (Lámina SN45).	44
Fig. 4.16	Fragmentos de espinas de equinoideos: a) El centro de la espina se aprecia sólido (Lámina EP4); b) Espina en matriz micrita (Lámina SN33).	44
Fig. 4.17	Ostrácodo que muestra ambas valvas y relleno calcítico (Lámina SN21).	45
Fig. 4.18	Los cortes en algas dasicladáceas generan diferentes morfologías en sección delgada. Modificado de Flügel (2004).	46
Fig. 4.19	Algas filamentosas en matriz biomicrita (Lámina EP22).	47
Fig. 4.20	Muestras con matriz biomicrita en donde se aprecian espículas (señaladas por triángulos amarillos) (Láminas SN21, SN41).	47
Fig. 4.21	Se muestran fragmentos delgados y alargados de filamentos de algas calcáreas, es evidente el efecto de compactación, ya que estos se observan plegados e incluso fracturados, orientados paralelamente a la estratificación (Lámina SN36).	48
Fig. 4.22	Clasificación de Folk (1959). Modificado de Tucker & Wright (1990).	50
Fig. 4.23	Clasificación de Dunham (1962). Modificado de Tucker & Wright (1990).	50
Fig. 4.24	SMF3-FOR: a) <i>Mudstone</i> transicional a <i>wackestone</i> (Lámina EP14); b) <i>Mudstone</i> con foraminíferos y fracturas rellenas de calcita (Lámina SN28); c) <i>Wackestone</i> de foraminíferos (Lámina SN32); d) <i>Packstone</i> de foraminíferos (Lámina SN33); e) Transición <i>wackestone-packstone</i>	52

## LISTA DE FIGURAS

---

	(Lámina SN35) y f) <i>Packstone</i> de foraminíferos (Lámina SN35).	
Fig. 4.25	SMF3-RAD: a) <i>Wackestone</i> (Lámina EP4); b) <i>Wackestone</i> con radiolarios y foraminíferos (Lámina EP9); c) <i>Wackestone</i> , se aprecia reemplazamiento por fierro en radiolarios (Lámina SN7) y d) <i>Wackestone</i> de radiolarios (Lámina SN12).	53
Fig. 4.26	Reconstrucción paleogeográfica del noreste de México para el Cenomaniano-Turoniano, en donde se ubica el área de estudio (recuadro en color azul). Modificado de Ifrim & Stinnesbeck (2007).	57
Fig. 4.27	Modelo de zonas de facies en donde se ubican las SMF3-FOR y SMF3-RAD (recuadros en color naranja) para el presente estudio. Modificado de Flügel (2004).	59
Fig. 4.28	Columna estratigráfica de la sección fosilífera de El Palmar.	60
Fig. 4.29	Columna estratigráfica de la sección fosilífera de San Nicolás.	61
Fig. 5.1	Modelo de un picnodontiforme. Nótese la morfología corporal aplanada lateralmente, así como su cola homocerca. Modificado de Carroll (1988).	66
Fig. 5.2	Ejemplar VPSC1, se observa un perfil convexo, órbitas grandes y posición horizontal de la apertura bucal.	67
Fig. 5.3	Detalle del área bucal mostrando los dientes diferenciados, ejemplar VPSC1.	68
Fig. 5.4	Ejemplar VPSC1, en el que se aprecia el cuerpo alto, que exhibe costillas rectilíneas.	69
Fig. 5.5	Distribución del Mar Interior del Oeste durante el Cretácico Tardío. Modificado de Everhart & Everhart (1998).	71
Fig. 5.6	Reconstrucción de un ejemplar del Orden Tselfatiiformes. Tomado de Taverne (2000).	72
Fig. 5.7	Ejemplar VPSC2 que muestra la aleta dorsal con un rayo segmentado.	73
Fig. 5.8	Rayo segmentado: a) Pseudofulcros oblicuos; b) Detalle del rayo con cristales de pirita y c) Detalle del rayo con presencia de vivianita, ejemplar VPSC2.	74
Fig. 5.9	Región anterior en donde se aprecian las costillas muy curvadas, región bucal pequeña, así como la órbita grande, ejemplar VPSC3.	75
Fig. 5.10	Ejemplar VPSC4 con costillas muy alargadas, que ocupan más de la mitad de la altura del cuerpo.	75
Fig. 5.11	Ejemplar casi completo en donde se indica la espina que caracteriza al grupo, VPSC5.	76
Fig. 5.12	Región caudal que presenta la aleta y algunas vértebras, ejemplar VPSC6.	76
Fig. 5.13	Ejemplar inocerámido que presenta disolución parcial en su concha.	78
Fig. 5.14	Acumulación de ostreidos en la caliza arcillosa del área de San Nicolás.	78
Fig. 5.15	Detalle de una espina que se encuentra reemplazada por calcita, ejemplar VPSC2.	80
Fig. 5.16	Detalle de vértebras que presentan relleno de calcita, ejemplar VPSC3.	80
Fig. 5.17	Minerales de fierro en secciones delgadas: a) Radiolario completamente reemplazado por pirita (Lámina EP4); b) Radiolarios que muestran reemplazamiento parcial por pirita (Lámina SN8); c) Hematita acicular (Lámina SN30).	82

## LISTA DE FIGURAS

---

Fig. 5.18	Procesos involucrados en la formación de pirita. Modificado de Berner (1972).	82
Fig. 6.1	Edades asignadas a la Formación Agua Nueva por diversos autores. Modificado de Blanco-Piñón (1998).	84
Fig. 6.2	Imagen en la que se ilustra el proceso que se lleva a cabo en el método del levigado. Modificado de Arenillas <i>et al.</i> (2000).	86
Fig. 6.3	Biozonación de foraminíferos planctónicos para el intervalo Cenomaniano-Turoniano.	87
Fig. 6.4	Imagen en donde se indican las características principales del género <i>Hedbergella</i> . Modificado de Robaszynsky & Caron (1979).	88
Fig. 6.5	Ilustración del género <i>Heterohelix</i> mostrando el arreglo biseriado de sus cámaras. Modificado de Caron (1985).	90
Fig. 6.6	Género <i>Rotalipora</i> en vista umbilical. Modificado de Robaszynsky & Caron (1979).	91
Fig. 6.7	Características del género <i>Whiteinella</i> . Modificado de Robaszynsky & Caron (1979).	92
Fig. 6.8	Correlación bioestratigráfica entre las secciones de las áreas El Palmar y San Nicolás.	94

<b>LISTA DE TABLAS</b>		<b>Pág.</b>
<b>Tabla 3.1</b>	Tipos de fracturas en el área de San Nicolás.	22
<b>Tabla 4.1</b>	Clasificación de los niveles de agua en base a su contenido en oxígeno. Datos tomados de Allison <i>et al.</i> (1995).	32
<b>Tabla 4.2</b>	Abundancia de organismos bentónicos en base a la oxigenación del medio. Datos tomados de Allison <i>et al.</i> (1995).	33
<b>Tabla 4.3</b>	Porcentaje de muestras para cada tipo de carbonatos de los sitios de estudio.	51
<b>Tabla 4.4</b>	SMF y FZ para las muestras de ambos sitios.	54



## RESUMEN

En los sitios de estudio El Palmar y San Nicolás, Tamaulipas, aflora la Formación Agua Nueva, en la que se identificó una unidad fosilífera. Esta está compuesta por calizas arcillosas de naturaleza litográfica, con laminación fina y de grano fino, que se presentan en estratos delgados a medianos, intercaladas por lutitas calcáreas de sólo algunos centímetros de espesor.

En el presente trabajo se realizó un análisis microfacial de un total de 82 secciones delgadas de ambos sitios en estudio, con el fin de conocer las condiciones ambientales que prevalecieron durante el depósito de dichas secuencias. La microfauna que compone ambas secuencias consiste de foraminíferos planctónicos, radiolarios, fragmentos de pelecípodos, ostrácodos, fragmentos de espinas y placas de equinodermos y calciesferas.

De acuerdo a los datos microfaciales y microfaunísticos, se determinó que las muestras de las secciones en ambos sitios pertenecen a las SMF3-RAD y SMF3-FOR, siendo posible ubicarlas en el FZ1 (cuenca profunda) y el FZ3 (margen profundo de plataforma), respectivamente. Esto indica que el depósito ocurrió en aguas profundas en un ambiente tranquilo. De acuerdo a la bioestratigrafía de foraminíferos planctónicos, la asociación de las especies: *Heterohelix globulosa*, *H. moremani*, *Hedbergella delrioensis*, *H. planispira*, *H. flandrini*, *H. monmouthensis*, *Whiteinella archaeocretacea* y *W. brittonensis*, indica una edad de Cenomaniano Tardío-Turoniano Temprano para los sedimentos de las áreas de investigación.

La fauna vertebrada incluye restos de peces. Los estudios de la paleoictiología permitieron reconocer un ejemplar del Orden Pycnodontiformes que pertenece al género *Nursallia sp.* y cinco ejemplares teleósteos, cuyas características los incluye dentro de la Familia Tselfatiidae (Orden Tselfatiiformes). Tanto los estudios de la macrofauna, como el aspecto estratigráfico, revelan que ambos sitios son candidatos a ser denominados yacimientos fosilíferos de preservación excepcional, como ya han sido reportados algunos en México (Vallecillo, N.L., Múzquiz, Coahuila y Tepexi de Rodríguez, Puebla).

**ABSTRACT**

A fossiliferous unit was located in the Agua Nueva Formation, which crops out in El Palmar and San Nicolas sites, in the state of Tamaulipas. This fossiliferous unit is represented by argillaceous limestone in thin to medium layers, which exhibit a lithographic affinity, fine lamination and fine-grained layers, these are intercalated by calcareous shale layers some centimeters thick.

In the present work, a microfacial analysis of 82 thin sections was carried out in the two sites, in order to determine the environmental conditions that prevailed during the deposit of both sequences. Microfauna include planktonic foraminifera, radiolarians, pelecypod fragments, ostracoda, echinoderm spines and plates and calcispheres.

Microfacial and faunal data suggest that the studied samples belong to SMF3-RAD and SMF3-FOR, the first ones included in the FZ1 (deep basin) and the last ones in the FZ3 (deep platform margin). It means that the deposit was held in a deep water basin, under quiet conditions. The association of the planktonic foraminifera: *Heterohelix globulosa*, *H. moremani*, *Hedbergella delrioensis*, *H. planispira*, *H. flandrini*, *H. monmouthensis*, *Whiteinella archaeocretacea* and *W. brittonensis*, suggests a Late Cenomanian- Early Turonian age for both sites.

Vertebrate fauna include fishes. Paleoichthyology studies allow the recognition of one specimen of Order Pycnodontiformes, referred to the genus *Nursallia sp.* and five teleosts specimens of the Family Tselfatiidae (Order Tselfatiiformes). Macrofaunal studies and stratigraphic aspects reveal that both sites could be considered as a next fossil deposit with an exceptional preservation, just as others have been reported in Mexico (Vallecillo, N.L., Muzquiz, Coahuila and Tepexi de Rodriguez, Puebla).

## **CAPÍTULO 1**

### **GENERALIDADES**

#### **1.1 INTRODUCCIÓN**

En los últimos años, la Formación Agua Nueva ha sido objeto de diversos estudios, ya que esta unidad resulta de gran interés tanto en el aspecto estratigráfico como en el paleontológico. Su litología característica refleja una etapa transgresiva a nivel regional en el noreste de México (Padilla y Sánchez, 1982). Por otra parte, su riqueza fosilífera, permite hacer reconstrucciones, correlaciones bioestratigráficas y en general conocer la paleoecología de la región.

En la presente tesis se plantea determinar las condiciones ambientales en que se depositaron los sedimentos de la Formación Agua Nueva en base a un análisis microfascial, así como identificar la fauna (peces e invertebrados) presente en sus capas en dos localidades en el estado de Tamaulipas.

Los análisis de microfascias son útiles para conocer e interpretar el paleoambiente de determinada región. Por otra parte, la identificación de macro y/o microfósiles permite hacer correlaciones con otros lugares relacionados al sitio de interés. Además, la bioestratigrafía con microfauna y la determinación genérica y/o específica es un método fiable para fechar y precisar la edad de los sedimentos en estudio.

#### **1.2 LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO**

El área de estudio se ubica regionalmente en el noreste de México, en la Sierra de San Carlos, dentro del municipio de San Nicolás, parte noroeste del estado de Tamaulipas. Específicamente en las localidades El Palmar y San Nicolás, en dicho municipio (Fig. 1.1).

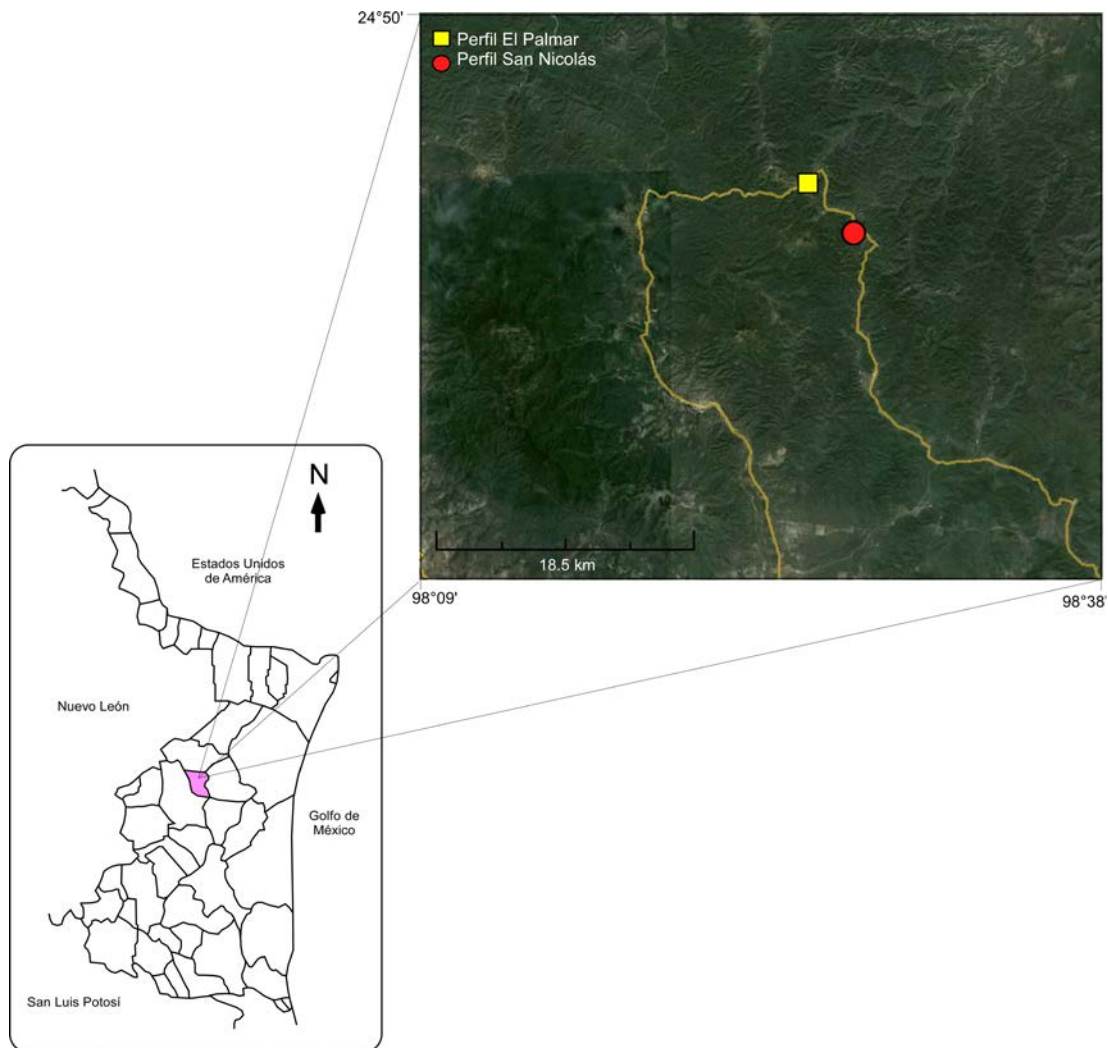


Fig. 1.1 Ubicación de los sitios El Palmar y San Nicolás. Modificado de Google Earth (2010).

Para acceder a la zona, se toma la carretera Federal No. 85 Monterrey-Cd. Victoria, a la altura del poblado El Barretal existe una desviación que conduce a San Carlos, Tamaulipas, aproximadamente a 15 km se encuentra el Ejido El Gavilán, posteriormente se continua sobre el camino hasta llegar al municipio de San Nicolás, Tamaulipas.

La localidad El Palmar se ubica en las coordenadas geográficas  $24^{\circ}43'37''$  de latitud norte y  $98^{\circ}52'04''$  de longitud oeste, en formato UTM 2734731 norte y 14513374 este, mientras que las coordenadas para San Nicolás son  $24^{\circ}41'44''$  de latitud norte y  $98^{\circ}50'07''$  de longitud oeste y 2731251 norte y 14516659 este, en formato UTM.

### 1.3 CLIMA Y VEGETACIÓN

El clima predominante en todo el municipio de San Nicolás es semiárido, con temperatura media de 23°C. La precipitación total anual es de 734.8 mm (Martínez y Díaz-Salas, 1995).

Briones-Villarreal (1991), realizó un estudio en donde analiza la vegetación y biogeografía de la Sierra de San Carlos, en donde agrupa a la vegetación de la siguiente manera: 1) matorral submontano, 2) matorral de encinos, 3) pastizal y 4) bosque de encinos. Entre las especies destacadas de plantas se pueden mencionar *Acacia sp.* (huizache), *Prosopis sp.* (mezquite), *Uncaria tomentosa* (uña de gato), *Opuntia sp.* (nopal), *Agave sp.* (lechuguilla y maguey), además de zonas boscosas de *Quercus sp.* (encino) y *Pinus sp.* (pino).

### 1.4 HIPÓTESIS DE TRABAJO

En los sitios de El Palmar y San Nicolás, existen canteras de las cuales se extraen rocas que son comercializadas como lajas (Fig. 1.2). Sin embargo, durante la extracción del material, se han encontrado peces fósiles, así como otros organismos, entre ellos amonites, pelecípodos, además de icnofauna, muchos de ellos en buen estado de preservación.

Se cree que los sedimentos de la Formación Agua Nueva, representan un evento transgresivo en general en el noreste de México (Padilla y Sánchez, 1982), sin embargo, a nivel local, ¿se tendrán las mismas características tanto litológicas como paleontológicas en el área de interés que en otros sitios? En sí, ¿Qué condiciones reinaron e influenciaron durante el depósito de la secuencia con contenido fosilífero?

Se han reportado peces e invertebrados de edad Cretácico Tardío en otros sitios del noreste de México. ¿Qué grupos de organismos ocurren en las capas fosilíferas del área de estudio y tendrán afinidad con otros sitios en el noreste de México? Se han realizado interpretaciones sobre el tipo de cuenca de depósito ¿existe alguna coincidencia en la aseveración propuesta de una cuenca anóxica?

Se conoce que en el área afloran rocas de edad Cretácico Tardío, una propuesta muy generalizada. ¿Se puede tener una mayor precisión de la edad de estos sedimentos con elementos microfaunísticos que pudieran permitir la datación de manera precisa?



Fig. 1.2 Antiguas viviendas en San Nicolás, Tamps.

## 1.5 OBJETIVOS Y METAS

En base a la justificación para el presente trabajo se plantean los siguientes objetivos y metas:

### 1.5.1 Objetivos:

- a) Realizar un estudio microfacial de los sitios El Palmar y San Nicolás, Tamaulipas.
- b) Identificar de manera general la paleofauna de ambos sitios.
- c) Determinar la edad de los sedimentos en base a microfósiles (foraminíferos planctónicos).
- d) Reconstruir e interpretar el paleoambiente de depósito por medio de análisis de microfacies.
- e) Elaborar un modelo de depósito para la zona.

### 1.5.2 Metas:

- a) Realizar un mapa geológico, escala 1:10,000 del área de estudio.
- b) Realizar el levantamiento y muestreo de dos perfiles estratigráficos.
- c) Correlacionar bioestratigráficamente ambos perfiles.

## **1.6 METODOLOGÍA**

### **1.6.1 Campo:**

- a) Realizar una cartografía geológica, abarcando un área de 9 km<sup>2</sup>.
- b) Levantar dos perfiles estratigráficos (sitios El Palmar y San Nicolás).
- c) Realizar un muestreo de ambos perfiles a cada 10 cm, cubriendo el total de la altura en ambas canteras.
- d) Rescate de piezas fósiles.

### **1.6.2 Laboratorio:**

- a) Preparar láminas delgadas a partir de las muestras recolectadas en ambos sitios. Las muestras se cortaron, pulieron y pegaron en portaobjetos, el proceso se llevó a cabo en el Laboratorio de Preparación de la Facultad de Ciencias de la Tierra (FCT), UANL.
- b) Describir las láminas delgadas, realizando un análisis microfacial y micropaleontológico con la ayuda de un microscopio petrográfico. Se realizó la clasificación de textura de las muestras de rocas calcáreas, así como la identificación de microfacies estándar y cinturones faciales.
- c) Preparar muestras para análisis micropaleontológico con el método del levigado en el Laboratorio de Preparación de la FCT. Para este estudio se requirió de un microscopio estereoscópico. Se identificó la fauna de foraminíferos planctónicos.
- d) Limpiar y preparar las placas con organismos vertebrados. Se identificaron los peces fósiles en el Laboratorio de Paleontología de la FCT, UANL.

### **1.6.3 Gabinete:**

- a) Edición de la carta geológica.
- b) Elaborar una sección geológica para conocer la estructura del área de estudio.
- c) Correlacionar los dos perfiles estratigráficos.
- d) Interpretar y elaborar un modelo de depósito para el área de estudio, en base a los datos microfaciales y microfaunísticos.
- e) Redacción del trabajo de tesis.

## 1.7 TRABAJOS PREVIOS

Los primeros estudios en el área de la Sierra de San Carlos, se remontan al año 1937 y fueron llevados a cabo por investigadores de la Universidad de Michigan, en donde un equipo dirigido por Lewis B. Kellum, describió la geología, botánica y zoología de la zona. Márquez-Domínguez (1970), realizó un mapeo geológico muy completo en la Sierra de San Carlos, en el que incluye secciones estratigráficas de las Formaciones con rocas sedimentarias.

Posteriormente, Nick (1988) desarrolló una investigación en la Sierra Chiquita, por medio de análisis petrográficos y geoquímicos concluyó que las monzodioritas en la parte norte y los gabros en la parte sur están relacionados a un ambiente de subducción. Mientras que las sienitas alcalinas y nefelínicas de la parte central y los basaltos del este, pertenecen a un ambiente de intraplaca post-laramídica.

Ramírez-Fernández (1989), resaltó los cambios que se dieron en las rocas encajonantes gracias a la intrusión de los cuerpos magmáticos en la Bufa del Diente. En base a análisis petrográficos subdividió la aureola de contacto por medio de los minerales presentes. El trabajo más reciente fue realizado por Mendoza-Vargas (2010), quien caracterizó el proceso que afecta a las rocas encajonantes, también determinó la paragénesis y distribución del skarn en el área de San José, en la parte norte de la Sierra de San Carlos.

Existen investigaciones dedicadas a la Formación Agua Nueva, que se enfocan en sus características litológicas, paleontológicas y paleoambientales.

Es importante mencionar el trabajo de Muir (1936), en el que por primera vez asigna el rango de Formación a las rocas de Agua Nueva, separándolas así de la Formación San Felipe, en el Cañón La Borrega, Sierra de Tamaulipas.

Zhou & Longoria (1996), llevaron a cabo un estudio de los ciclos de Milankovitch en dicha Formación, basados en dos localidades en el estado de Nuevo León. Entre los trabajos a nivel microscópico, se puede mencionar a Villarreal-Barragán (2006), que realizó un estudio microfacial en la Sierra de las Mítras, Monterrey, N.L. y propone un modelo que describe las condiciones de depósito.

Entre las contribuciones paleontológicas más significativas está la de Blanco-Piñón (1998), quien realizó un inventario paleofaunístico de la Formación Agua Nueva en Vallecillo, N.L., entre los estudios incluye una clasificación general de peces, bioestratigrafía con microfósiles y la reconstrucción del paleoambiente de depósito para la zona. Blanco-Piñón



(2003), realizó un trabajo de actualización en donde clasificó taxonómicamente grupos de peces del sitio antes mencionado, además hizo relaciones paleobiogeográficas de dichos fósiles con otros lugares de la misma edad en el mundo. En cuanto a la ictiología del Cretácico Tardío en México, se han publicado una serie de trabajos, como Blanco-Piñón *et al.* (2001, 2002, 2005, 2007), Blanco-Piñón & Cavin (2003), Blanco-Piñón & Alvarado-Ortega (2006, 2007).

Por otra parte, son varios los estudios enfocados a peces del Cretácico Tardío en el noreste de México. Alvarado-Ortega *et al.* (2006), describieron el primer ejemplar del género *Saurodon* encontrado en México, en la Formación Eagle Ford (Turoniano), cantera La Mula, Múzquiz, Coahuila. Más investigaciones se desarrollaron en Múzquiz, en la localidad El Rosario, por Stinnesbeck *et al.* (2005), quienes identificaron foraminíferos planctónicos, amonoideos, pelecípodos, crustáceos, peces, reptiles marinos (cocodrilos), incluso un ejemplar de pterosaurio (*Muzquizopteryx coahuilensis*), que resultó un nuevo género y especie, siendo el pterosaurio nictosáurido adulto más pequeño y reciente conocido, además en el trabajo se incluye un estudio microfacial. Recientemente, Ifrim & Stinnesbeck (2007, 2008) se han enfocado en la bioestratigrafía de secuencias de edad Cenomaniano-Turoniano en el noreste de México, identificando inocerámidos y amonoideos principalmente y haciendo una correlación entre EUA y Europa.

## CAPÍTULO 2

### GEOLOGÍA REGIONAL

#### 2.1 INTRODUCCIÓN

En el presente apartado se describe la evolución paleogeográfica y estratigráfica del noreste de México, durante el Cretácico Tardío. De manera general, a finales del Cretácico prevaleció una etapa de aporte de sedimentos clásticos, aunada a una regresión marina, que se extendió durante todo el Terciario. Así mismo se presenta una descripción sobre la estructura y estratigrafía de la Sierra de San Carlos-Cruillas.

#### 2.2 EL NORESTE DE MÉXICO DURANTE EL CRETÁCICO TARDÍO

##### 2.2.1 Cretácico Tardío

###### 2.2.1.1 Cenomaniano-Turoniano

Para el Albiano Tardío-Cenomaniano, la región entera fue cubierta por aguas profundas que conectaban el Golfo de México y el mar Cretácico del Interior Occidental (Western Interior Cretaceous Seaway) de los Estados Unidos (Fig. 2.1) (McFarlan & Menes, 1991). En el margen occidental y sur-suroeste, se depositó una secuencia de aguas profundas, facies de cuenca, compuesta por calizas pelágicas con nódulos y bandas de pedernal y lutitas, que se acumuló en frente de las plataformas cretácicas (Aurora, Valles), conocida como la Formación Cuesta del Cura (Padilla y Sánchez, 1986), con una edad Albiano Tardío-Cenomaniano.

Para el Cenomaniano-Turoniano, continuó la subsidencia de la cuenca, volviéndose esta más profunda. Además, ocurrió un cambio en la sedimentación en el noreste de México (Wilson, 1987). El área entera se vio cubierta por una transgresión marina. La generación de carbonatos decreció considerablemente a lo largo del noreste mexicano y el sur de Texas, para dar paso a un periodo de mayor influencia de material terrígeno en aguas de mayor profundidad (Padilla y Sánchez, 1982, 1986).

Hacia el este del noreste de México, se depositó la Formación Agua Nueva, que se compone de calizas micríticas alternadas con delgadas capas de lutitas calcáreas, lutitas bituminosas y en ocasiones con nódulos de pedernal, en sí, sedimentos arcillo-carbonosos, con un alto contenido en materia orgánica (Padilla y Sánchez, 1982, 1986). Dichos sedimentos, fueron depositados bajo condiciones euxínicas; posteriormente comenzaría una etapa regresiva dominada por una sedimentación clástica. La Formación Agua Nueva marca el pico máximo

en el nivel del mar (Goldhammer, 1999) y aflora desde la porción sur del noreste de México, hasta su porción central (Muir, 1936). López Ramos (1982) ha considerado a la Fm. Agua Nueva como una extensión sur de la Formación Eagle Ford de Texas.

Por otra parte, hacia el sur del noreste de México, se depositó la Formación Indidura, que consiste de estratos delgados de carbonatos y lutitas (Padilla y Sánchez, 1986) y tiene una edad Cenomaniano-Santoniano. Este paquete de depósitos pelágicos, cubre el área entera del suroeste del Golfo de México. Dicha Formación se divide en dos miembros: Agua Nueva y San Felipe, que son equivalentes a Eagle Ford y Austin (Smith, 1981; Winker & Buffler, 1988).

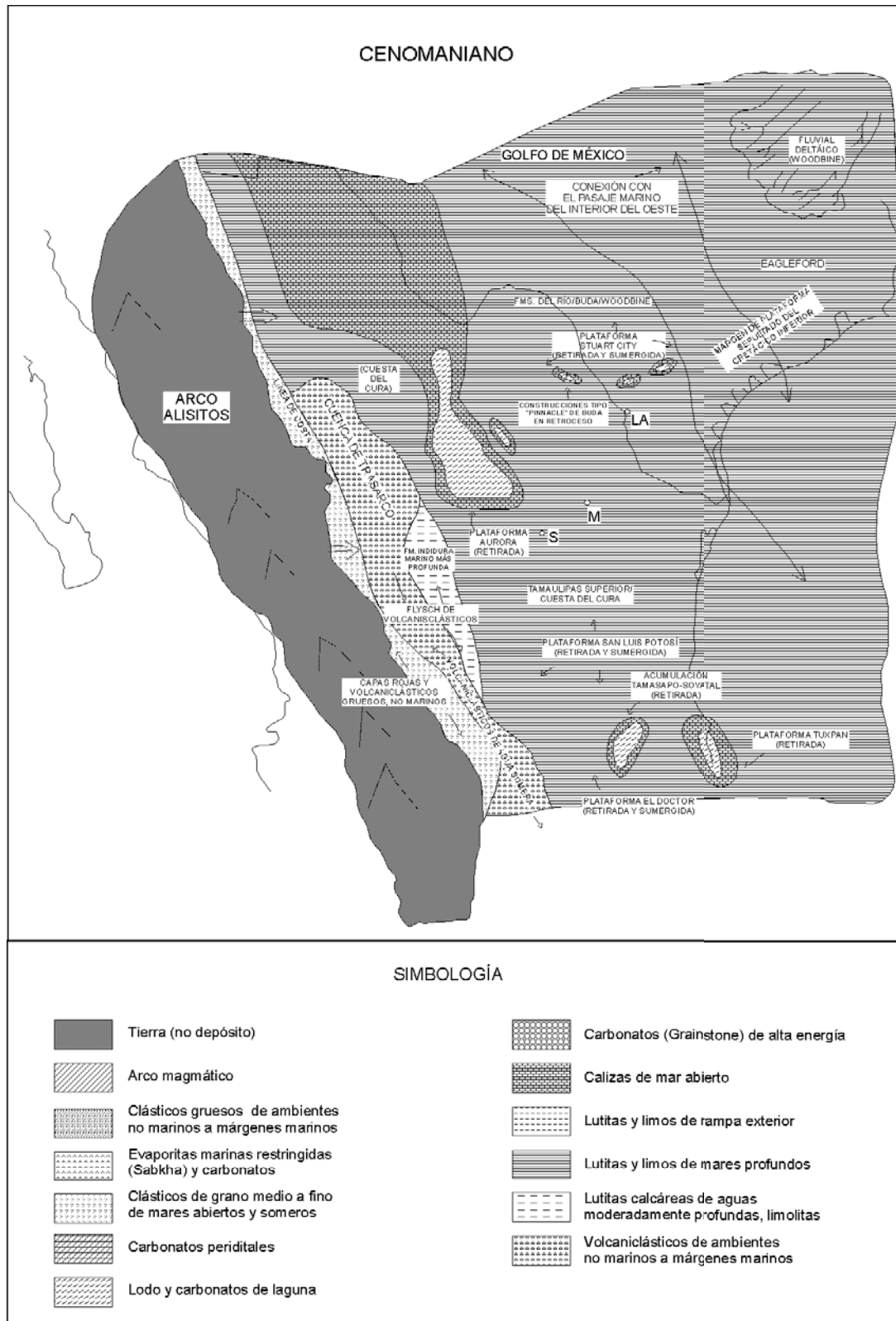


Fig. 2.1 Reconstrucción paleogeográfica para el Cenomaniano. Modificado de Goldhammer (1999).

### 2.2.1.2 Coniaciano-Santoniano

A partir del Coniaciano hasta el Santoniano, se considera una etapa regresiva. En todo el noreste de México, cubriendo un área extensa, calizas arcillosas, calizas silicificadas, lutitas verdes, areniscas y horizontes finos de bentonita fueron depositados, este paquete se conoce como Formación San Felipe (Padilla y Sánchez, 1982, 1986; Sohl *et al.*, 1991). Hacia la parte sur de Coahuila, en el estado de Zacatecas y en el norte de San Luis Potosí, se depositó la Formación Caracol, que se compone de areniscas y lutitas, y entre Torreón y Monterrey, sedimentos más lutíticos de la secuencia de Lutita Parras Inferior (Padilla y Sánchez, 1982, 1986).

### 2.2.1.3 Campaniano-Maastrichtiano

Para el Campaniano Temprano, la línea de costa sufrió un desplazamiento hacia el oeste de la Cuenca de Burgos. En general en todo el noreste de México se incrementó el aporte de terrígenos durante los pisos Campaniano y Maastrichtiano. Prevalcieron condiciones de mar abierto y aguas profundas, en donde se depositó una potente secuencia de margas verdosas, lutitas, capas finas de bentonita y capas delgadas de caliza arcillosa, que constituyen la Formación Méndez (Fig. 2.2) (Padilla y Sánchez, 1982).

Las relaciones paleogeográficas y de facies en el oeste del Pacífico y el Golfo de México cambiaron debido a la fase Laramide de deformación (Goldhammer, 1999). La provincia del oeste del Pacífico sufrió levantamiento y deformación conforme el arco Alisitos migró hacia tierra. Se desarrolló el cinturón plegado de la Sierra Madre Oriental. En el noreste de México, en frente de la Sierra Madre Oriental, se formaron las cuencas tipo *foreland*, Parras y La Popa, en donde se depositaron la Lutita Parras (Campaniano) y posteriormente el Grupo Difunta (Maastrichtiano) (Padilla y Sánchez, 1982, 1986). El influjo clástico continuó hasta el final del Cretácico.

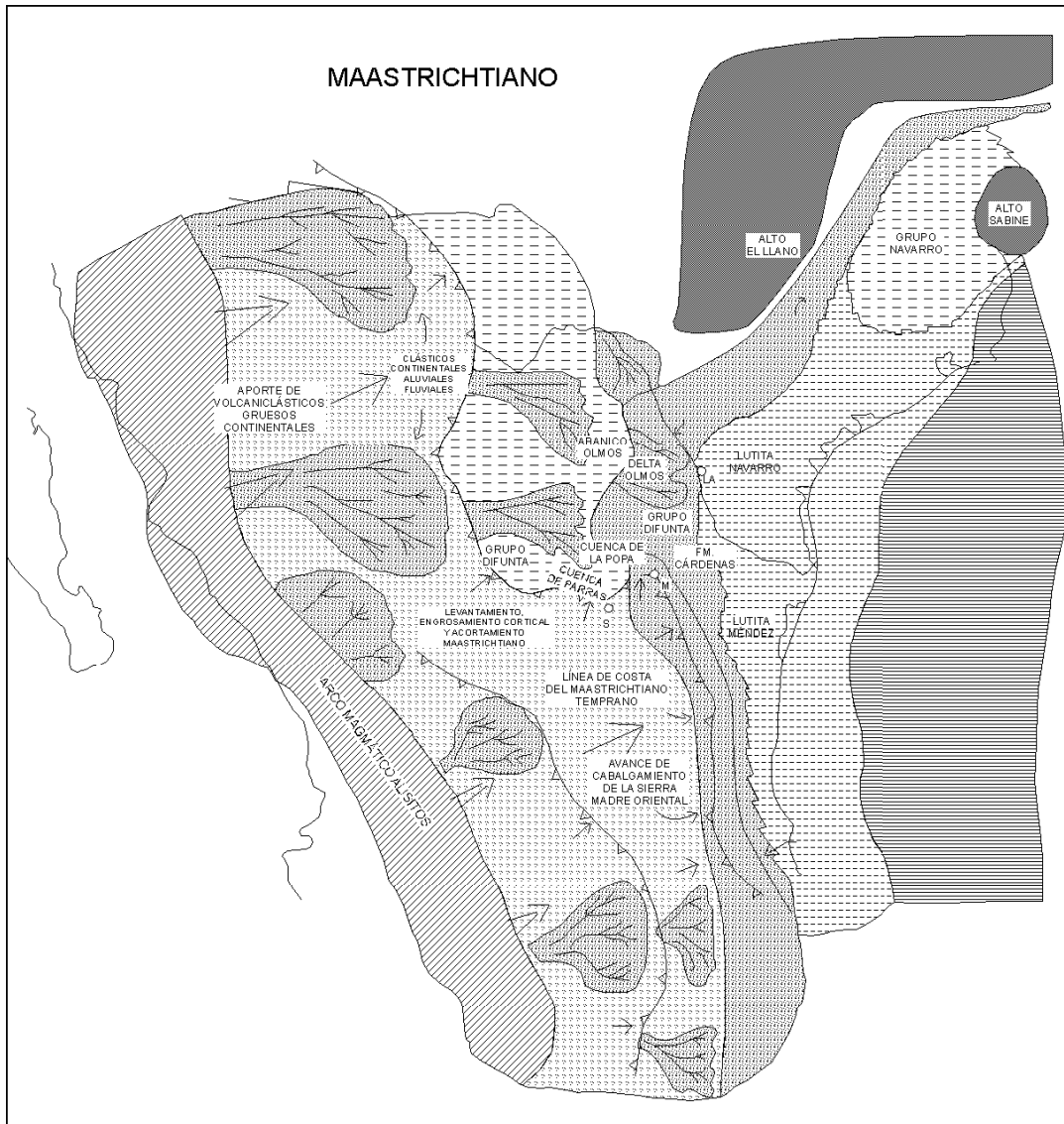


Fig. 2.2 Reconstrucción paleogeográfica para el Maastrichtiano. Simbología ver Fig. 2.1. Modificado de Goldhammer (1999).

### 2.2.2 Terciario

Para el Terciario Temprano, la secuencia mesozoica en el noreste de México fue deformada por el evento de la Orogenia Laramide. El mar retrocedió hacia el este, dejando tras él una gruesa secuencia de areniscas y lutitas. Después de este evento, se originó la Cuenca de Burgos, la cual comenzó a ser llenada con sedimentos terrígenos y clásticos de los Grupos Midway y Wilcox (Paleoceno-Eoceno Inferior), que fueron depositados en un sistema complejo de barras-barreras y deltas, que permitieron el desarrollo de secuencias gruesas de lutitas y areniscas. Durante todo el Cenozoico, estos complejos deltáicos avanzaron hacia el

este, favoreciendo el desarrollo de numerosas fallas de crecimiento que formaron trampas para la acumulación de gas (Echánove, 1976; Padilla y Sánchez, 1986).

### **2.3 SIERRA DE SAN CARLOS-CRUILLAS**

El área de estudio pertenece a la Sierra de San Carlos-Cruillas (SSCC), que se define como un macizo montañoso ígneo aislado que sobresale en la Provincia de la Planicie Costera del Golfo (Kellum, 1937). Se localiza en la parte centro-norte del estado de Tamaulipas, en donde abarca los municipios de San Carlos y San Nicolás, además de porciones de Cruillas, Jiménez y Burgos (Fig. 2.3). Las principales rocas que afloran en el área son calizas, lutitas y margas cretácicas; sobre ellas, se encuentran basaltos alcalinos, también mármol y otras rocas metamórficas (Márquez-Domínguez, 1970).

La SSCC se originó debido al plegamiento y levantamiento durante la Orogenia Laramide, además de la intrusión de cuerpos magmáticos en rocas calcáreas de edad Cretácico Temprano, quedando como una sierra aislada en la Planicie Costera (300 msnm), con una altura máxima de 1800 msnm (Nick, 1988). Existen dos localidades con yacimientos minerales, el primero es San José (norte de la Sierra Chiquita), en donde se distinguen los siguientes tipos de roca: a) sienita nefelínica y diorita, b) andesita, monzodiorita y dacita y c) basalto, tinguita, camptonita, vogesita y limburguita (Watson, 1937). La segunda localidad es el Distrito Minero de San Nicolás (noreste de la Sierra Chiquita), en donde existen lacolitos y sills desde cuarzo-diorita hasta cuarzo-monzonita.

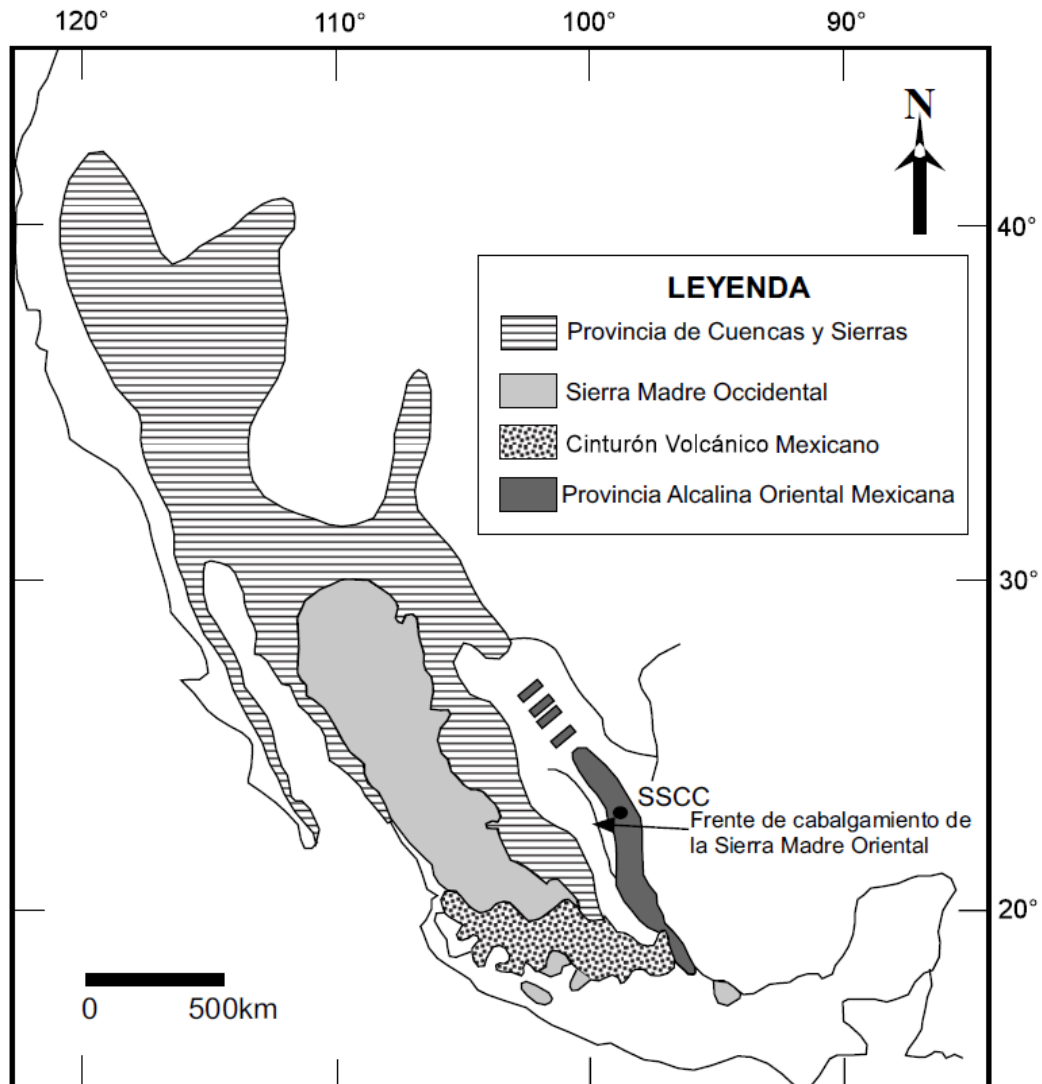


Fig. 2.3 Distribución de las provincias magmáticas en México. La Sierra de San Carlos-Cruillas (SSCC) se localiza dentro de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana. Modificado de Viera-Décida *et al.* (2009).



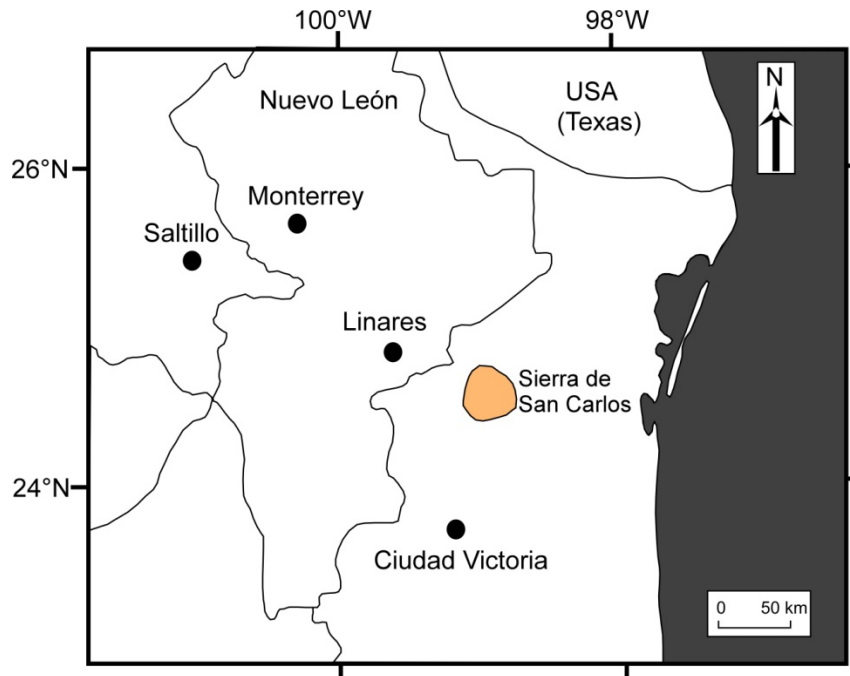


Fig. 2.4 Localización de la Sierra de San Carlos-Cruillas. Modificado de Nick (1988).

### 2.3.1 Estratigrafía de la Sierra de San Carlos-Cruillas

La Sierra de San Carlos-Cruillas tiene un basamento de complejo ígneo, el cual paleogeográficamente pertenece a la Isla de San Carlos, que hasta finales del Jurásico formó parte del Archipiélago de Tamaulipas. La secuencia sedimentaria consta de rocas calcáreo-arcillosas del Cretácico Inferior al Cretácico Superior.

#### Cretácico

En la secuencia sedimentaria de la SSCC se presentan Formaciones que van desde el Cretácico Inferior hasta Cretácico Superior (Fig. 2.4). Márquez-Domínguez (1970) realizó un mapeo geológico, en donde describió a detalle varios perfiles estratigráficos. Además, se suma el trabajo de Ramírez-Fernández (1989) en el área de la Bufa del Diente, en base a dichos estudios se pueden presentar las características de las Formaciones en el área de SSCC.

**Formación Tamaulipas Inferior**, se define como una secuencia de capas gruesas de caliza micrítica, ya que se encuentra en contacto con las sienitas alcalinas. Se le asigna una edad de Neocomiano-Aptiano Tardío.

**Formación Otates**, se compone de capas de caliza con intercalaciones de lutita. Posee un alto contenido fosilífero (Cefalópodos: amonites y belemnites). Generalmente la Formación Otates en el noreste de México presenta una morfología muy suave, gracias a su contenido

arcilloso, en contraste de las Formaciones Tamaulipas Inferior y Superior. Tiene una edad Aptiano Tardío.

**Formación Tamaulipas Superior**, su litología es similar a la de la Formación Tamaulipas Inferior, consta de calizas micríticas que presentan color gris, en estratos de hasta 70 cm. Su edad es Albiano.

**Formación Cuesta del Cura**, de acuerdo a Márquez-Domínguez (1970), se encuentra aflorando en la parte central de la SSCC, se presenta desde el Cerro del Diente, en la parte sur, hasta el Cañón de la Tamaulipeca, en el norte. Se estima que los espesores de Cuesta del Cura varían entre los 23 y 57 m. Su litología consta de calizas puras en la mayoría de los casos, estratos medianos y ondulantes, con alternancia de delgadas capas de lutitas y margas laminares, color gris claro o café claro. Algo típico de esta Formación es el alto contenido de pedernal negro en pseudoestratificación. Según Marfil-Bernal (1983), esta Formación tiene una edad Cenomaniano.

**Formación Agua Nueva**, está representada por calizas arcillosas de estratificación mediana a gruesa de color gris a gris oscuro, con alternancia de margas y lutitas de color café y gris oscuro. Dicha Formación se encuentra distribuida en la mayor parte del área, formando anticlinales y sinclinales de buzamientos muy suaves. Se le asigna una edad Cenomaniano Tardío-Turoniano.

**Formación San Felipe**, presenta una estratificación uniforme en capas de calizas arcillosas, color crema a gris claro, con espesores de 30-50 cm, con intercalación de lutitas y margas de 10-15cm. Al igual que la Formación Agua Nueva, se le identifica en la mayor parte de la Sierra de Cruillas, además se encuentra rodeando los elementos positivos como la Sierra del Degüello y el Cerro de la Bufa del Diente. Tiene una edad Coniaciano-Santoniano Temprano.

**Formación Méndez**, Márquez-Domínguez (1970) la reporta en gran parte del área, se encuentra en los valles sinclinales como en el sinclinal del Gavilán en La Unión. Recalcando que la mejor exposición se ubica al sur de la Sierra de San Carlos. Su litología consiste en lutitas y margas de color café claro a verdoso, que intemperiza a color amarillo ocre. Esta unidad se encuentra aflorando en la parte oeste de la SSCC y en los valles sinclinales. Se le asigna una edad Campaniano-Maastrichtiano.

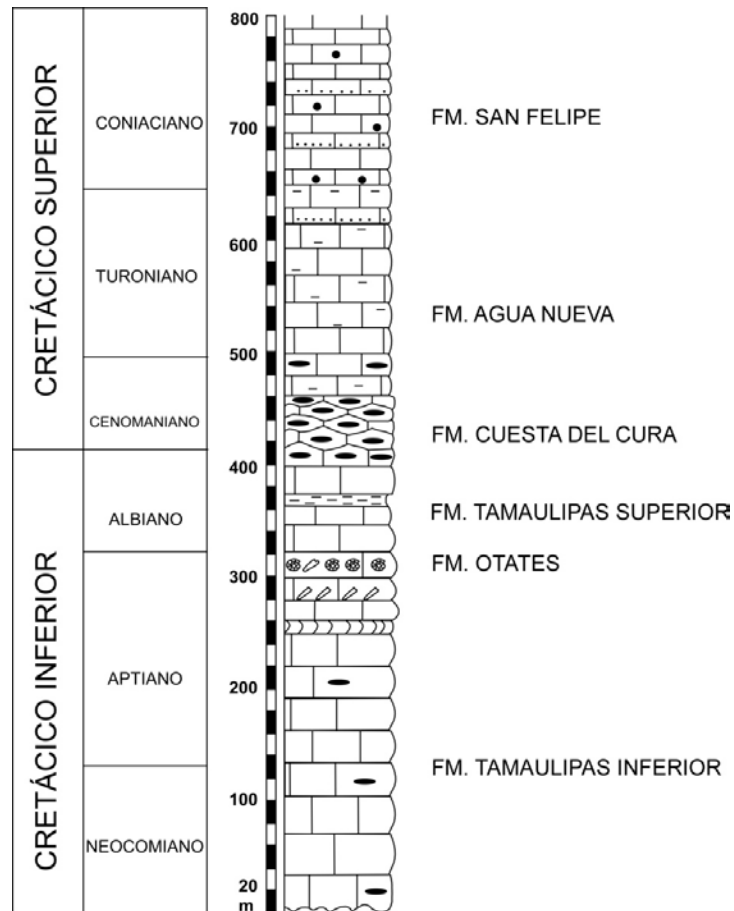


Fig. 2.5 Columna estratigráfica de la Sierra de San Carlos-Cruillas. Modificado de Ramírez-Fernández (1989).

### 2.3.2 Origen del magmatismo

El origen de la SSCC se debe a la intrusión de magmas alcalinos que ocurrió en el Oligoceno, en rocas calcáreas de edad Cretácico Temprano a Tardío (Watson, 1937; Márquez-Domínguez, 1970; Bloomfield & Cepeda-Dávila, 1973; Cepeda-Dávila *et al.*, 1975; Demant & Robin, 1975; Marfil-Bernal, 1983; Hubberten, 1985; Nick, 1988). Cabe mencionar que existen diversos trabajos (Bloomfield & Cepeda-Dávila, 1973; Römer & Heinrich, 1998; Viera-Décida *et al.*, 2002) que sugieren una actividad plutónica desde el Eoceno al Oligoceno. Recientemente, Viera-Décida (2006), sugiere que el magmatismo continuó hasta el Plioceno y Pleistoceno. De acuerdo a revisiones petrográficas de la SSCC, Hubberten (1985) demostró que la actividad magmática en la SSCC se dio en diferentes fases. Primero se formaron gabros, monzonitas y dioritas y en la siguiente fase las sienitas alcalinas y nefelínicas.

### 2.3.3 Estructuras en la Sierra de San Carlos-Cruillas

En la SSCC es posible distinguir dos elementos fisiográficos muy contrastantes entre sí: el primero es un complejo llamado Sierra Chiquita, que conforma la parte central, en donde se encuentran los puntos de mayor elevación y presenta escarpes más abruptos y pronunciados. Entre los puntos más sobresalientes de este complejo están el Cerro El Hongo, El Degüello y La Bufa del Diente. La morfología de dicha área está ligada a la litología, ya que en su mayor parte son rocas ígneas de tipo plutónico en contacto con calizas masivas de la Formación Tamaulipas Inferior. El segundo es un grupo de lomeríos situados hacia el noreste del poblado de San Carlos, están caracterizados por tener pendientes suaves y en ocasiones formas dómicas, este conjunto se denomina Sierras Bajas. Dichas pendientes suaves se deben gracias a la pobre resistencia que tienen los sedimentos arcillosos a la erosión y en sí, son estructuras anticlinales y sinclinales de buzamientos muy suaves, conformados por rocas de edad Cretácico Tardío (Márquez-Domínguez, 1970).

El drenaje en la SSCC se presenta en dos tipos: sistema de drenaje de tipo radial (en rocas ígneas intrusivas), caracterizado por las morfologías dómicas, típico para este tipo de drenaje. Por otra parte, el sistema de drenaje dendrítico que aparece en las rocas sedimentarias, debido a que son más vulnerables a la erosión (Márquez-Domínguez, 1970). De acuerdo a Marfil-Bernal (1983), se presenta un drenaje de tipo rectangular, a escala regional.

Las estructuras de la SSCC presentan poca complejidad, en comparación de la tectónica de la Sierra Madre Oriental. Cuando comienza la revolución laramídica, los esfuerzos actuaron directamente normal a los bordes de las penínsulas de Coahuila y Tamaulipas. Dichas penínsulas actuaron como barrera o elemento estable durante la orogenia, dando como resultado un plegamiento intenso en área de la Sierra Madre Oriental y un plegamiento suave en las sierras del sistema Tamaulipeco, dando lugar a la formación de anticlinales dómicos (Márquez-Domínguez, 1970; DeCserna, 1989). Y este hecho se debe a los cambios en la deformación en el noreste de México, durante el Eoceno Temprano. Posteriormente, dicha etapa tectónica fue seguida por el emplazamiento de cuerpos intrusivos de diferente composición, durante el Eoceno Tardío. Se han reportado diques y mantos de sienita, gabros y monzonitas de aproximadamente 28-30 ma. en la SSCC (Morán-Zenteno, 1994).

### 2.3.4 Tectónica local

La SSCC tiene un contraste fuertemente marcado con respecto a la orientación general de las demás sierras que componen el sistema Tamaulipeco. Esto es debido al cambio de dirección de los ejes estructurales a una orientación E-W. Gracias a este hecho, se han realizado estudios estructurales los cuales han arrojado teorías que tratan de explicar el origen de la tectónica local en la SSCC. Entre los primeros estudios que se han hecho son los elaborados por Kellum, en el año de 1937 y el efectuado por Murray (1961). En el primer trabajo, Kellum deduce, de acuerdo a sus observaciones, que la orientación actual de la SSCC es el resultado de las deformaciones de las estructuras originales producidas por intrusiones ígneas de tipo plutónico. En el segundo trabajo, Murray (1961) deduce que la orientación se debe a los efectos posteriores producidos por una gran falla que pasa por Monterrey hacia el sureste, observación que, de acuerdo con la serie de trabajos que se han elaborado en las zonas adyacentes por Márquez-Domínguez (1970), no se ha podido comprobar, ni tener un indicio que pudiera marcar el paso de dicha falla. Por lo que en base a observaciones hechas en campo, así como en el estudio de fotografías aéreas, se llega a la conclusión de que tal orientación de las estructuras fue provocado no sólo por los cuerpos ígneos intrusivos sino por una combinación de estos esfuerzos, con los esfuerzos tangenciales provenientes del oeste y provocados por la Orogenia Laramide, basándose en que si originalmente los ejes se habían deformado y cambiado su orientación, se debió de haber producido una serie de fallas en los bordes de los cuerpos intrusivos, hecho del cual no se tiene evidencia (Márquez-Domínguez, 1970). Por otra parte, Ramírez-Fernández (1989) explica que el emplazamiento del Cerro del Diente ocasionó que el paquete sedimentario fuera levantado, provocando una deformación lateral mínima. Es así como se originó una estructura dómica, en donde las capas presentan un buzamiento generalmente perpendicular al contacto. Con los datos tectónicos levantados en el área, comprobó que el cuerpo intrusivo no se emplazó en una estructura anticlinal, como fue propuesto por Márquez-Domínguez (1970), sino que el domo se formó directamente gracias a la presión del ascenso del magma. Además no se encontró ningún sistema determinado de fracturas o de fallas que pudiesen haber controlado el emplazamiento.

## CAPÍTULO 3

### GEOLOGÍA LOCAL

#### 3.1 LA FORMACIÓN AGUA NUEVA EN EL NORESTE DE MÉXICO

Anteriormente la Formación Agua Nueva se consideraba como parte de la Formación San Felipe (unidad inferior). En el año 1921, Stephenson le da el rango de Formación en un reporte no publicado. Sin embargo, Muir (1936) publicó por primera vez una descripción de la Formación Agua Nueva. La localidad tipo se encuentra en el Cañón La Borrega, en el flanco oeste de la Sierra de Tamaulipas, aproximadamente a 25 kilómetros al oeste de la estación Forlón (Padilla y Sánchez, 1982), cerca del pueblo de Zaragoza, en el estado de Tamaulipas. Es aquí en donde se define a una secuencia de caliza con laminación fina y color gris oscuro, que alterna con lutita laminar, capas de pedernal y lutita calcárea color gris de estratificación mediana a delgada.

Estratigráficamente, la Formación Agua Nueva sobreyace a la Fm. Cuesta del Cura y es a su vez, sobreyacida por la Fm. San Felipe, siendo ambos contactos concordantes (Padilla y Sánchez, 1982).

La Formación Agua Nueva aflora en gran parte del noreste de México, siendo identificada en los estados de Nuevo León, Tamaulipas, San Luis Potosí y la parte norte de Veracruz. Representa el pico máximo en el nivel del mar durante la transgresión marina del Turoniano (Goldhammer, 1999). En el noreste de México, la Formación Agua Nueva presenta caliza laminar intercalada con finas capas de lutita calcárea, lutita color negro, con espesores medianos, en ocasiones con nódulos de pedernal. En algunos casos, margas con bentonita y lutita calcárea (Padilla y Sánchez, 1978). Comúnmente, esta unidad es rica en foraminíferos planctónicos. La Formación Agua Nueva tiene una edad del Turoniano (Padilla y Sánchez, 1982; López-Ramos, 1982) y es correlacionable con la Formación Indidura en la Cuenca de Parras y con Eagle Ford del norte de México y sur de Texas.

#### 3.2 ASPECTOS GEOLÓGICOS

Como parte del trabajo de campo, se realizó una cartografía geológica abarcando un área de 9 km<sup>2</sup>. La geomorfología de la zona está enmarcada por una serie de lomeríos de relieve suave (Fig. 3.1). Esto se debe al grado menor de resistencia a la erosión de los sedimentos presentes, siendo estos moldeados por procesos erosivos.



Fig. 3.1 Vista panorámica hacia el oeste, se indica la sección de San Nicolás.

El área de estudio se compone de capas que pertenecen a la Formación Agua Nueva (Cretácico Superior), además de material cuaternario (Anexo 1). Dentro del espesor total de la Fm. Agua Nueva, se diferencia una unidad fosilífera, que consiste en calizas litográficas con intercalaciones de lutita calcárea. Esporádicamente con trazas fósiles. Esta unidad presenta un espesor de aproximadamente 6 m. Estas calizas se fracturan de manera paralela a la estratificación formando lajas, en donde se encuentran los fósiles. Su descripción se incluye en el punto 3.2.1.

Sobreyaciendo de manera concordante a esta unidad se encuentran calizas color gris claro de estratificación mediana a gruesa (30-70 cm) con lentes de pedernal (Fig. 3.2). Se distinguen trazas fósiles. A diferencia de la unidad fosilífera, esta no presenta macrofauna.

El periodo Cuaternario está representado por depósitos aluviales, los cuales se encuentran en la planicie y en los valles, cubriendo a la Formación Agua Nueva.



Fig. 3.2 Caliza arcillosa con bandas y lentes de pedernal de la Formación Agua Nueva (Flanco este).

La estructura se trata de un anticlinal con una orientación NNW-SSE. El flanco oeste presenta inclinaciones muy suaves de sus capas, ya que son menores a  $13^\circ$ , sin embargo en el flanco este se registraron inclinaciones mayores, de hasta  $18^\circ$  (Anexo 2).

En el Anexo 1, se presentan los datos estructurales en cuatro estaciones, dos en cada flanco; así se conocen los tipos de fracturas de cada una. Los datos se presentan en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1 Tipos de fracturas en el área de San Nicolás.

Estación	Fracturas tipo extensión	Fracturas tipo compresión
Punto 1 – flanco W	ac	0kl
Punto 2 – flanco W	ac, bc	-----
Punto 3 – flanco E	bc	h0l
Punto 4 – flanco E	bc	hk0

### 3.2.1 Perfiles estratigráficos (El Palmar y San Nicolás)

La cantera en el área de El Palmar (Fig. 3.3) tiene un espesor de 2.70 m y consiste de caliza arcillosa color crema de estratificación delgada a mediana (15-20 cm), con nódulos y



capas de pedernal, cuyo color de intemperismo es crema. Además, al fracturarse, lo hace de manera paralela al plano de estratificación formando lajas, presenta grano fino y laminación paralela fina (milimétrica), a la caliza con este tipo de características se le conoce como caliza litográfica. Se presentan intercalaciones de lutita calcárea de estratos centimétricos (5-7 cm) de color café claro (Fig. 3.4). Dicha intercalación se aprecia a lo largo de toda la sección.



Fig. 3.3 Cantera en el área El Palmar, vista hacia el este (escala 1.60 m).



Fig. 3.4 Intercalación de caliza arcillosa y lutita calcárea en la sección de El Palmar (escala 60 cm).

Por otra parte en el área de San Nicolás, la cantera mide 5.70 m (Fig. 3.5) y presenta igualmente intercalaciones de caliza arcillosa laminada en estratos de hasta 30 cm (Fig. 3.6), con nódulos y capas de pedernal y lutita calcárea, además se observan algunos horizontes de caliza pura, la cual exhibe color gris oscuro en muestra fresca. Cabe mencionar que ambas secciones estratigráficas cuentan con similitudes tanto litológicas como faunísticas.



Fig. 3.5 Cantera San Nicolás, localizada en el flanco oeste del área de cartografía.



Fig. 3.6 Caliza que muestra laminación y pequeños lentes de pedernal, sección San Nicolás.

### 3.2.2 Calizas litográficas

Los depósitos de calizas litográficas (*Plattenkalk*) ocurren en ambientes tanto marinos como lacustres, y sus características son grano fino y estratificación bien definida. Los carbonatos se pueden originar de una fuente biogénica o como un precipitado químico. Estos depósitos son fuentes famosas de fósiles bien preservados, los cuales en algunos casos incluyen partes suaves, esto es favorecido por el rápido enterramiento. Los fósiles de cuerpo blando usualmente se encuentran aplanados paralelamente a la estratificación; en consecuencia la litificación ocurre después de la descomposición inducida por el colapso de los tejidos blandos y la compactación de estructuras ligeramente esqueletizadas. El sitio más conocido de calizas litográficas es Solnhofen del Jurásico de Baviera, en Alemania (Allison, 1990).

## 3.3 ELEMENTOS PRESENTES EN LAS ROCAS DE LA FORMACIÓN AGUA NUEVA

### 3.3.1 Icnofauna

Como se mencionó anteriormente, las estructuras sedimentarias están representadas por trazas fósiles que aparecen de manera esporádica en ambas secciones. Estas fueron identificadas tomando como base el trabajo de Pemberton *et al.* (2001) y Seilacher (2007). A continuación se presenta una breve descripción de cada uno:

#### Icnofacies *Ptilonichnus*

Icnogénero *Macanopsis isp.*: estas trazas paralelas al plano de estratificación, consisten en madrigueras rectas a ligeramente inclinadas y curvadas, de 3 cm de diámetro, sin ramificaciones (Fig. 3.7).



Fig. 3.7 *Macanopsis isp.* que muestra un espesor considerable, área El Palmar.  
Icnofacies Teredolites

ICNOGÉNERO *Thalassinoides isp.*: consiste en sistemas lisos y componentes cilíndricos, las ramas son en forma de “Y” o “T”, y se agrandan en los puntos de la bifurcación, tiene un tamaño de 13-15 cm de largo y 1-2 cm de diámetro. Se presentan de manera paralela al plano de estratificación (Fig. 3.8).



Fig. 3.8 *Thalassinoides isp.* en caliza arcillosa del área San Nicolás.

### Iconofacies Trypanites

Iconogénero *Meandropolydora isp.*: las perforaciones consisten en galerías cilíndricas en forma de “U”, con dos aperturas, cuyas ramas se encuentran de manera paralela, indica desplazamientos sinuosos, estas trazas pueden encontrarse en contacto fusionándose formando algunos pares. Diámetro de las galerías de aproximadamente 0.4 mm a 1cm, de longitud variable (Fig. 3.9). Por lo general corresponde a la actividad de poliquetos.

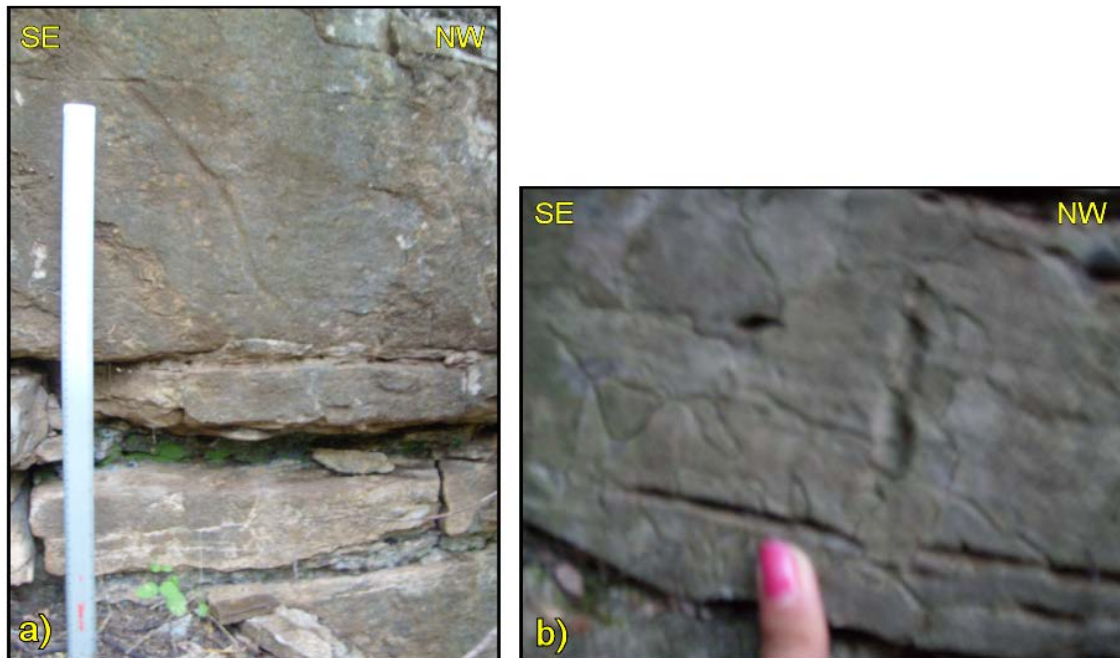


Fig. 3.9 *Meandropolydora isp.*: a) Traza que atraviesa de manera diagonal el estrato de caliza (escala 60 cm); b) Nótese su naturaleza sinuosa, área San Nicolás.

### 3.3.2 Pirolusita dendrítica (dendritos)

Cabe mencionar la abundancia de dendritos en el área (Fig. 3.10a; b). Estos ocurren en los planos de estratificación. La apariencia como pseudofósiles de plantas se forma químicamente durante la meteorización, por precipitación de  $MnO_2$ . Fue posible observarlos también en las secciones delgadas (Fig. 3.10c).

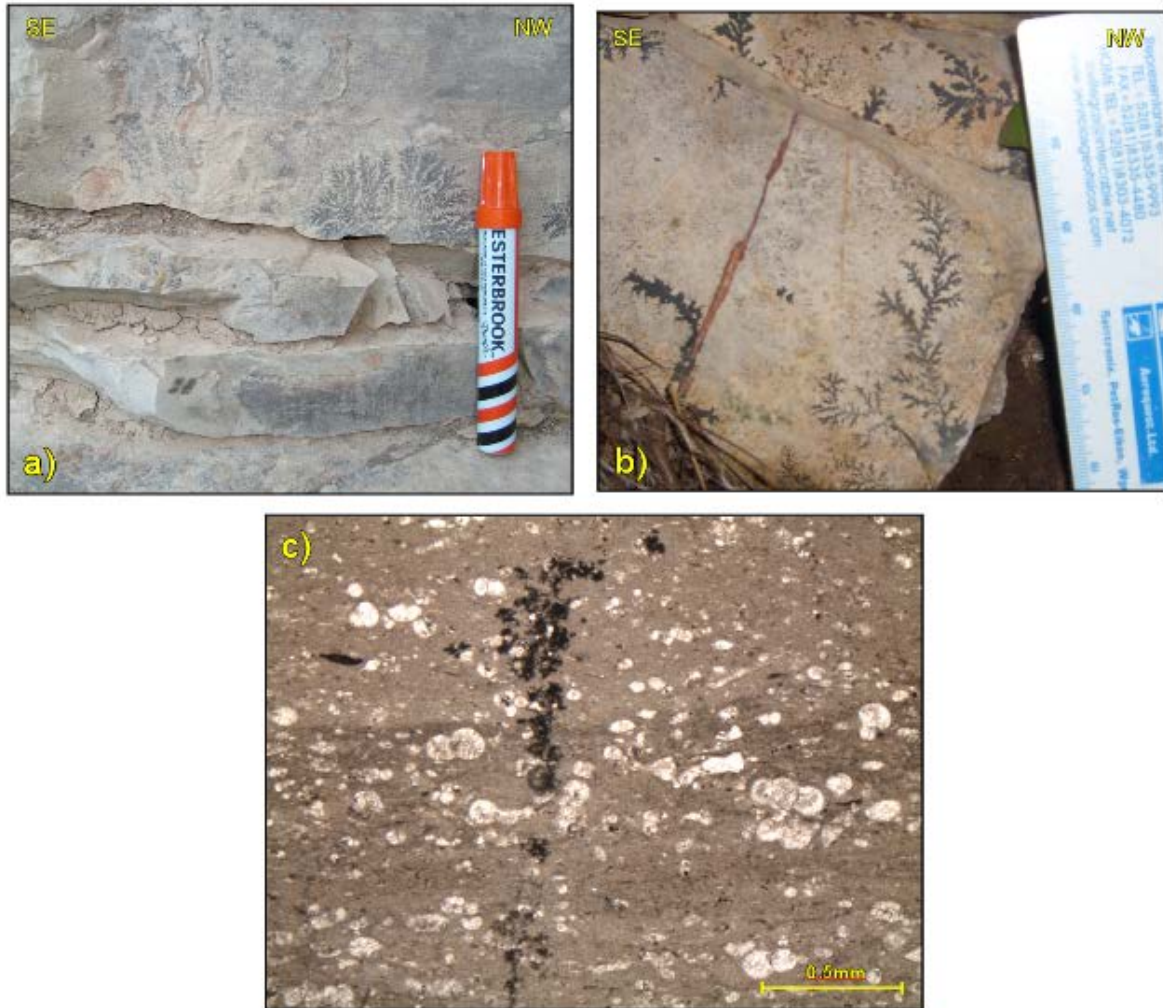


Fig. 3.10 a, b) Dendritos que exhiben su forma ramificada; c) Biomicrita *wackestone* con presencia de dendritos y foraminíferos planctónicos (Lámina SN30).

**CAPÍTULO 4****ANÁLISIS MICROFACIAL Y PALEOAMBIENTE****4.1 CONCEPTO DE MICROFACIES**

El concepto de microfacies se refiere al conjunto de las características litológicas y paleontológicas que pueden observarse, describirse y clasificarse en una lámina delgada bajo el microscopio petrográfico (Flügel, 2004).

El análisis e interpretación de microfacies resulta ser una herramienta muy útil y básica para obtener información importante sobre paleoambientes de sedimentación, paleobatimetría, porcentaje de especies, cronoestratigrafía, componentes de las rocas, entre otros, y de esta manera realizar reconstrucciones de las condiciones ambientales que prevalecieron e incluso hacer correlaciones bioestratigráficas y paleogeográficas a distancia. Además permiten desarrollar modelos de depósito con los cuales es posible conocer como varían las facies local, regional y globalmente (Wilson, 1975). Cabe mencionar su particular importancia en reconstrucciones paleogeográficas.

Para la identificación y clasificación de rocas calcáreas se toma como base las propuestas de Folk (1959, 1962) y Dunham (1962). Dentro de dichas clasificaciones los aspectos que se deben considerar son: tipo de matriz y cemento, textura deposicional, tipo y abundancia de componentes inorgánicos y orgánicos, tamaño, forma, sorteo y empaquetamiento de los granos, entre otros.

**4.2 IMPORTANCIA DE LOS MICROFÓSILES COMO INDICADORES AMBIENTALES**

La importancia de los componentes fósiles en las rocas radica en que sus esqueletos son un reflejo de la distribución temporal y espacial de organismos que secretan carbonato. Además, los grupos microfaunísticos presentes en las muestras, en conjunto reflejan el ambiente y las condiciones que prevalecieron durante el depósito de las secuencias en estudio (sitios El Palmar y San Nicolás). Esto se debe a que dichos grupos pueden o no ser susceptibles a variaciones de ciertos factores que van a controlar el ambiente que es óptimo para su existencia (Fig. 4.1), según Flügel (2004), estos factores son: temperatura, salinidad, profundidad, iluminación, oxigenación, turbidez, corrientes, energía de transporte del agua, etc.



De los aspectos anteriormente mencionados, uno de los más importantes es la temperatura, ya que su variación influye en la distribución y reducción en la biodiversidad, además se conoce que a lo largo de la historia de la Tierra, dichos cambios han llevado a la extinción a grupos de organismos (Barrera & Keller, 1994). Uno de los criterios para conocer la paleotemperatura, es tener en cuenta la distribución y diversidad de las asociaciones bentónicas, en especial foraminíferos. La temperatura varía en función de la profundidad, en forma vertical, por lo tanto, la fauna es también indicadora de profundidades. Un aspecto que puede resultar útil es la morfología de los foraminíferos planctónicos. Se sabe que las formas pequeñas, simples y globulosas son de zonas superficiales, mientras que las formas grandes, complejas y con carena representan zonas profundas; además se toma en cuenta el tamaño y espesor de las conchas (Flügel, 2004).

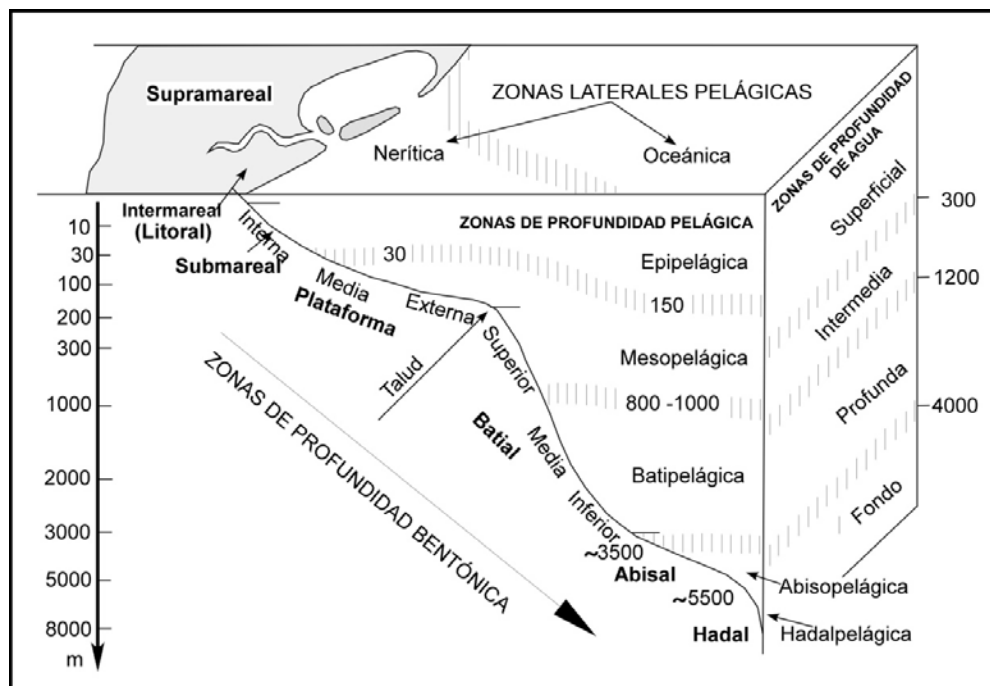


Fig. 4.1 Ambientes marinos de depósito. Modificado de Kennett (1982).

En cuanto al aspecto de salinidad, existe una clasificación de los organismos de acuerdo a su tolerancia a las variaciones salinas: a) Estenohalinos, que soportan fluctuaciones mínimas (Foraminíferos planctónicos, radiolarios, corales, braquiópodos y cefalópodos) y b) Eurihalinos, toleran grandes variaciones (Cianobacterias, esponjas, pelecípodos, gasterópodos y ostrácodos) (Fig. 4.2). En estudios sobre paleosalinidad se realizan comparaciones entre

fauna actual y fósil para entender su tolerancia, porcentajes de organismos estenohalinos y eurihalinos, dimensiones de sus conchas, tener en cuenta que los organismos que perforan son más abundantes en aguas de salinidad normal y conocer que en salinidades menores a 30 ppm hay menos diversidad faunística que en salinidades de 30-40 ppm (Fürsich, 1994; Flügel, 2004).

	Agua dulce	Salobre			Marino		
		0.5‰ Oligohalino salobre limnico	5‰ salobre mesohalino	10‰	18‰ salobre marino marino restringido braquihalino	30‰ marino normal euhalino	40‰ marino restringido hipersalino
Cianobacterias	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Algas verdes dasicladáceas	-----	-----	-----	-----	-----	+++++	+++++
Algas verdes udoteáceas	-----	-----	-----	-----	-----	-----	+++++
Algas carofíceas	+++++	+++++	+++++	+++++	-----	-----	-----
Algas rojas coralináceas	-----	-----	-----	-----	+++++	+++++	+++++
Foraminíferos bentónicos aglutinados	-----	-----	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Foraminíferos bentónicos calcáreos	-----	-----	-----	+++++	+++++	+++++	+++++
Radiolarios	-----	-----	-----	-----	-----	+++++	+++++
Demoesponjas coralinas	-----	-----	-----	-----	-----	+++++	+++++
Espojas hexactinélidas	-----	-----	-----	-----	-----	+++++	+++++
Corales	-----	-----	-----	-----	-----	+++++	+++++
Briozoarios	-----	-----	-----	-----	+++++	+++++	+++++
Braquiópodos	-----	-----	-----	-----	+++++	+++++	+++++
Serpúlidos	-----	-----	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Gasterópodos	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Bivalvos	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Cefalópodos	-----	-----	-----	-----	-----	+++++	+++++
Ostrácodos	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
Crustáceos balánidos	-----	-----	-----	+++++	+++++	+++++	+++++
Equinodermos	-----	-----	-----	-----	-----	+++++	+++++

Fig. 4.2 Organismos actuales y su respectiva tolerancia a los niveles de salinidad. Modificado de Flügel (2004).

La cantidad de oxígeno en el agua, es un criterio muy importante, porque determina la diversidad y abundancia de organismos, además de que su ausencia es primordial en la formación de sedimentos ricos en materia orgánica (Allison *et al.*, 1995). El contenido de oxígeno es mayor en las capas de aguas superficiales de los océanos, mientras que los niveles más bajos se registran a una profundidad de entre los 500 y 1000 m, con 0.5 ml por litro (ml/l).

Tabla 4.1 Clasificación de los niveles de agua en base a su contenido en oxígeno. Datos tomados de Allison *et al.* (1995).

Oxígeno libre disuelto presente en el agua	
Óxico	> 1 ml/l
Disóxico	1-0.2 ml/l
Anóxico	< 0.2 ml/l

Los niveles de oxigenación se determinan en base a la presencia y abundancia de organismos bentónicos, abundancia, asociaciones e intensidad de trazas fósiles, forma, tamaño y espesor de la concha de los organismos, preservación excepcional de partes blandas, laminación, contenido de materia orgánica y color de la roca (Allison *et al.*, 1995).

Tabla 4.2 Abundancia de organismos bentónicos en base a la oxigenación del medio. Datos tomados de Allison *et al.* (1995).

	<b>Fauna bentónica</b>	<b>Oxígeno libre</b>
Aeróbico	Fauna bentónica normal	Abundante
Disaeróbico	Fauna bentónica restringida	Bajo
Anaeróbico	Fauna bentónica ausente	Ausente

La tabla 4.2 muestra como la presencia de fauna bentónica va a depender de la cantidad de oxígeno. Pero también, la iluminación es un factor que afecta en la distribución de los grupos de organismos. En base a la luz que penetra, los mares se pueden zonificar en: a) Zona fótica (hay fotosíntesis, profundidad variable, hasta 200 m en regiones tropicales de aguas transparentes, zonas submareales a intermareales); b) Zona disfótica (poca iluminación, profundidad de hasta 1,000 m) y c) Zona afótica (ausencia de fotosíntesis e iluminación, desde la parte inferior de la plataforma profunda y la cuenca profunda). Las algas, organismos perforantes, foraminíferos bentónicos de gran tamaño en simbiosis con algas verdes, indican condiciones de buena iluminación, incluso la asociación de foraminíferos planctónicos con algas, que marcan una profundidad de 50 a 100 m (Budd & Perkins, 1980).

### **4.3 ASOCIACIÓN PALEOFAUNÍSTICA DE LAS ÁREAS EL PALMAR Y SAN NICOLÁS**

Se levantó un perfil estratigráfico de 2.70 m en el sitio de El Palmar y otro de 5.70 m en San Nicolás. Conforme a esto, se muestreó a cada 10 cm, las muestras fueron cortadas, pulidas y pegadas en portaobjetos en el Laboratorio de Preparación de la FCT. Un total de 82 láminas delgadas fueron elaboradas, 26 de El Palmar y 56 de San Nicolás. Dichas láminas fueron analizadas para conocer su asociación faunística, así como las características para asignarles una microfacies estándar (SMF) y un cinturón facial (FZ).

Primeramente se presenta la fauna identificada en ambas secciones, la descripción de dicha fauna, así como su significancia ambiental. Para su identificación se utilizaron criterios como: morfología, composición mineralógica y características de sus conchas. Los fósiles en

lámina delgada presentan diferentes formas, esto dependerá del corte en el que se observen (Fig. 4.3).

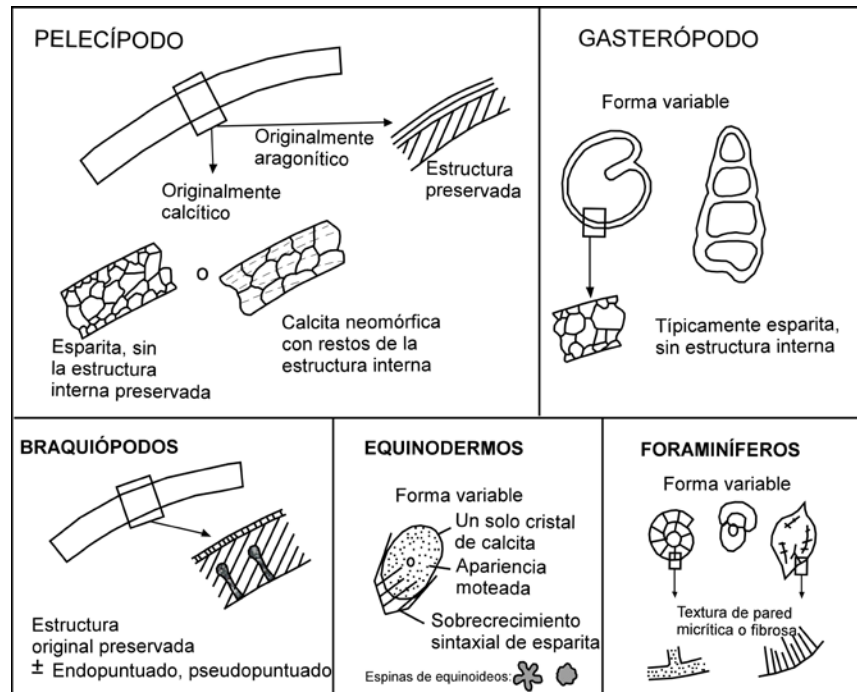


Fig. 4.3 Apariencia de los grupos de fósiles en lámina delgada. Modificado de Tucker (1991).

### 4.3.1 Foraminiferida

Los foraminíferos son protozoarios unicelulares, muy frecuentes en rocas carbonatadas marinas. Sus conchas son un constituyente principal en los sedimentos pelágicos antiguos y modernos (Flügel, 2004).

Los foraminíferos de tipo planctónico, son el elemento predominante en las muestras analizadas de los perfiles de las localidades El Palmar y San Nicolás (Fig. 4.5; 4.6). Estos están presentes en todas las láminas delgadas, en calizas arcillosas tipo *mudstone*, *wackestone* y *packstone*. Es posible apreciarlos completos, así como partes de sus cámaras como bioclastos fragmentados. Se observan en diversos cortes, y es por esta razón que la clasificación taxonómica a nivel especie, en secciones delgadas es complicada (Fig. 4.4). Se lograron reconocer los géneros: *Heterohelix*, *Hedbergella* y *Globotruncana*, siendo los dos primeros muy abundantes.

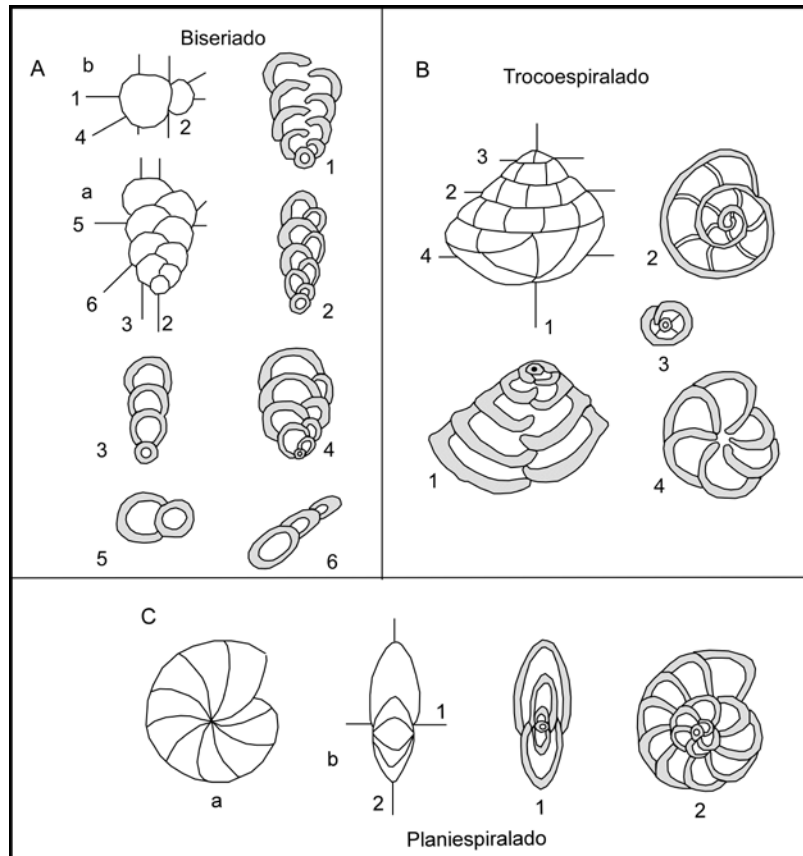


Fig. 4.4 Cortes de foraminíferos en sección delgada: A) Biseriado; 1-sagital axial, 2-frontal axial, 3-longitudinal, 4-oblicuo axial, 5-transversal y 6-oblicuo transversal; B) Trocoespiralado; 1-axial, 2-dorsal transversal, 3-transversal, pasando a través de una cámara embrionaria y 4-central transversal; C) Planiespiralado; a-vista lateral, b-vista periférica, 1-axial y 2-ecuatorial transversal. Modificado de Flügel (2004).

Muchos de los foraminíferos se encuentran parcial o totalmente reemplazados por hierro (piritizados y hematizados) (Fig. 4.6a, f) y unos cuantos se observan espartizados (Fig. 4.6b). Mientras que otros exhiben buena preservación de sus conchas, esto podría deberse a su composición mineralógica, que es de calcita baja en magnesio, lo cual de acuerdo a Tucker & Wright (1990), refleja las bajas temperaturas de las aguas profundas.

De acuerdo a Tucker & Wright (1990) y Flügel (2004), los foraminíferos planctónicos están ausentes en ambientes marinos someros, y están restringidos a salinidades de 30-40%. Son importantes formadores de calizas marinas profundas. De manera general, los heterohelícidos reflejan ambiente de plataforma abierta profunda.

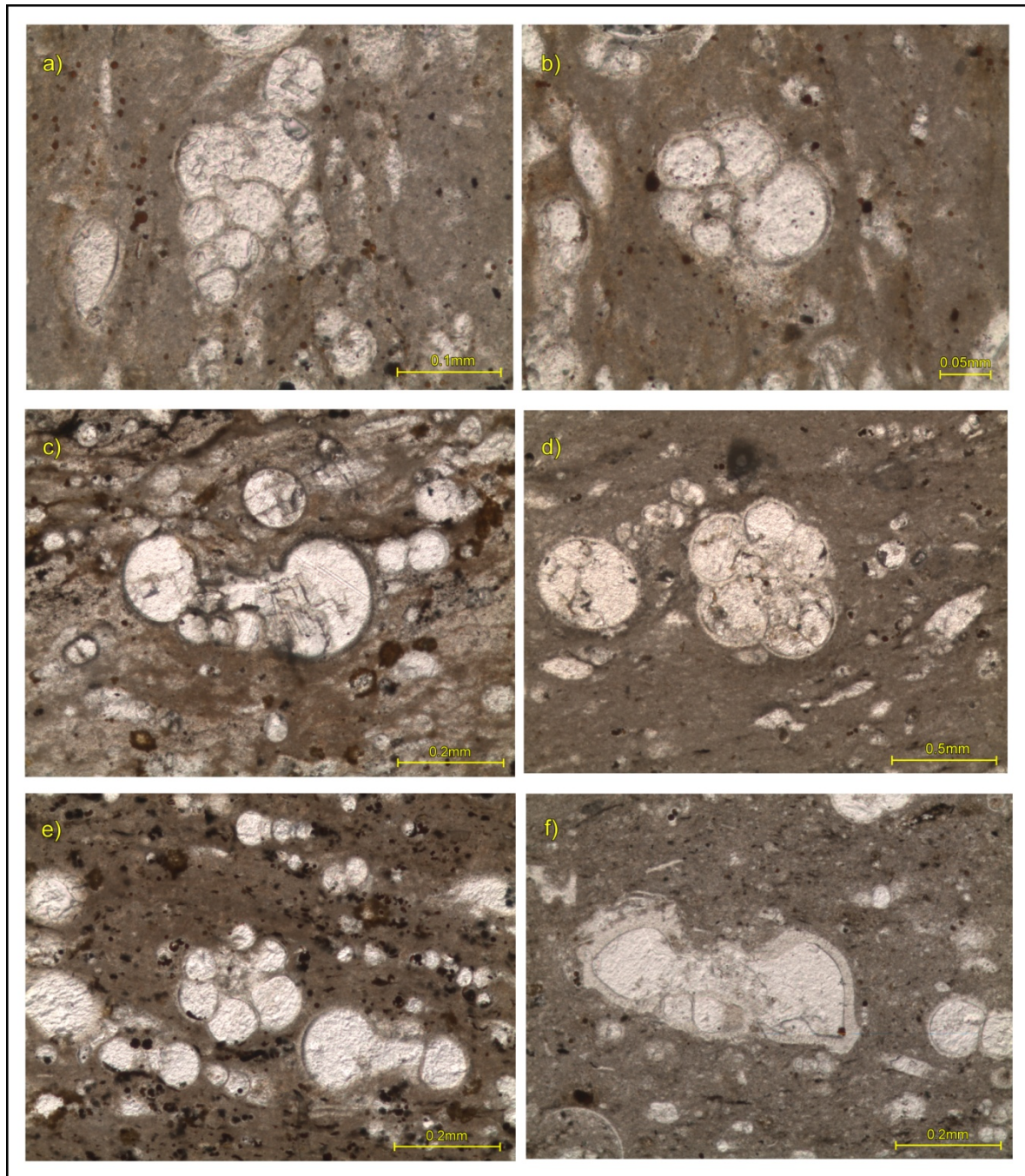


Fig. 4.5 Foraminíferos planctónicos: a) *Heterohelix* sp. (Lámina EP9), b) *Hedbergella* sp. (Lámina EP9), c) *Hedbergella* sp. (Lámina SN12), d) *Globotruncana* sp. (Lámina SN30), e) Matriz micrita con foraminíferos (Lámina SN32) y f) *Globotruncana* sp. (Lámina SN33).

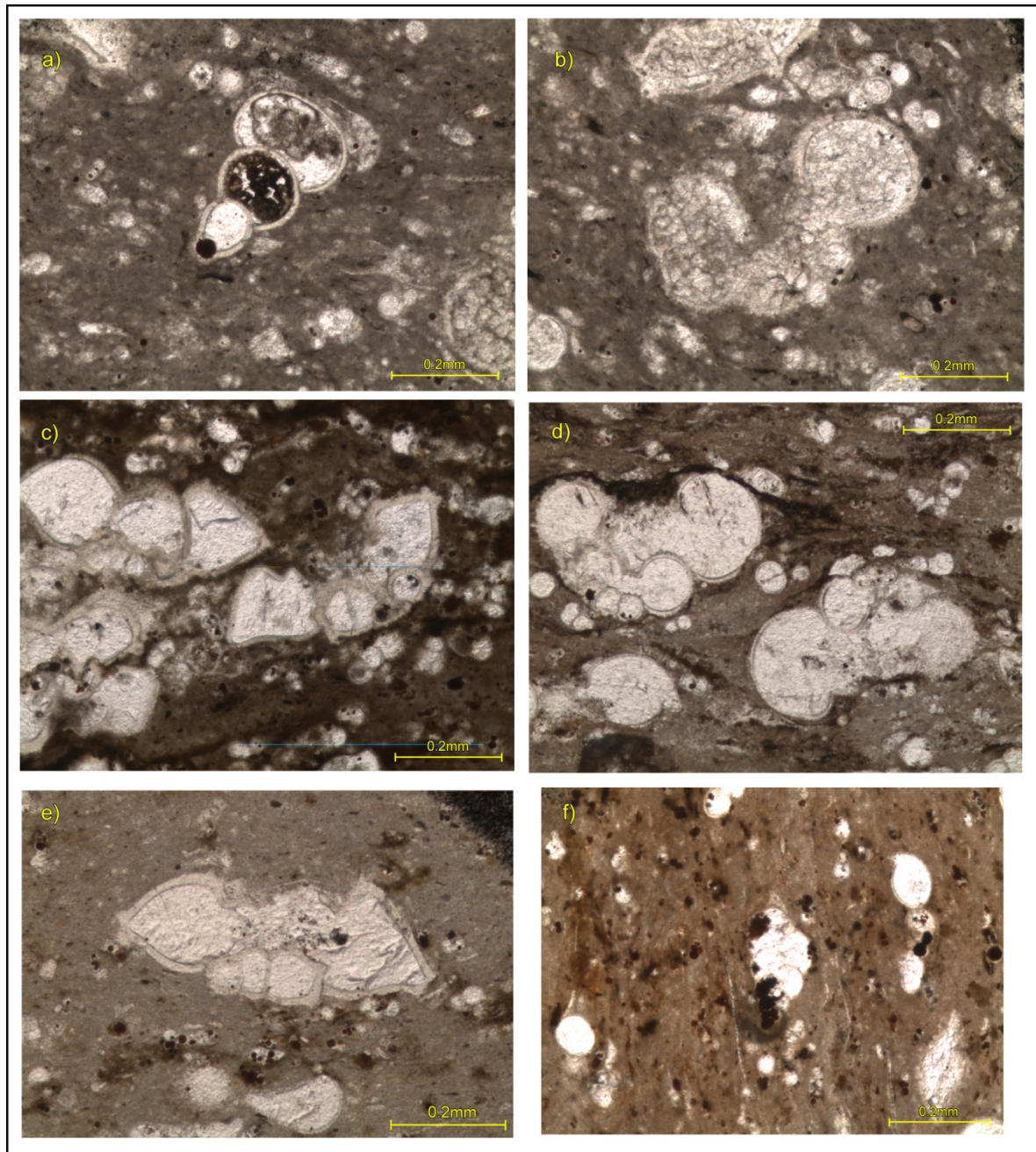


Fig. 4.6 Foraminíferos planctónicos: a) Reemplazamiento parcial por hierro (Lámina SN33), b) Esparitización (Lámina SN33), c) *Globotruncana* sp. (Lámina SN35), d) *Hedbergella* sp. (Lámina SN36), e) *Globotruncana* sp. (Lámina SN41) y f) Reemplazamiento parcial por hierro (Lámina SN47).

#### 4.3.2 Radiolaria

Los radiolarios son protozoarios marinos con esqueleto silíceo. En las muestras estudiadas, estos representan el segundo lugar de los bioclastos, en cuanto a abundancia. Sus

caparazones tienen forma esférica, que originalmente estaban compuestos de sílice. En las secciones, estos se observan completamente reemplazados por calcita (Fig. 4.7b). Los radiolarios raramente se preservan en carbonatos, así que el sílice se reemplaza por calcita o pirita (Fig. 4.7a), lo cual limita la conservación de los detalles del caparazón.

Los radiolarios son abundantes en secciones delgadas de calizas mesozoicas, formadas en taludes de mar abierto. Cabe mencionar que cuando se encuentran en grandes cantidades indican un ambiente marino profundo, lo cual es el caso del presente estudio. La presencia de radiolarios es de gran importancia, porque, en asociación con las espículas, es un indicador de condiciones más profundas que las muestras que contienen equinodermos y pelecípodos.

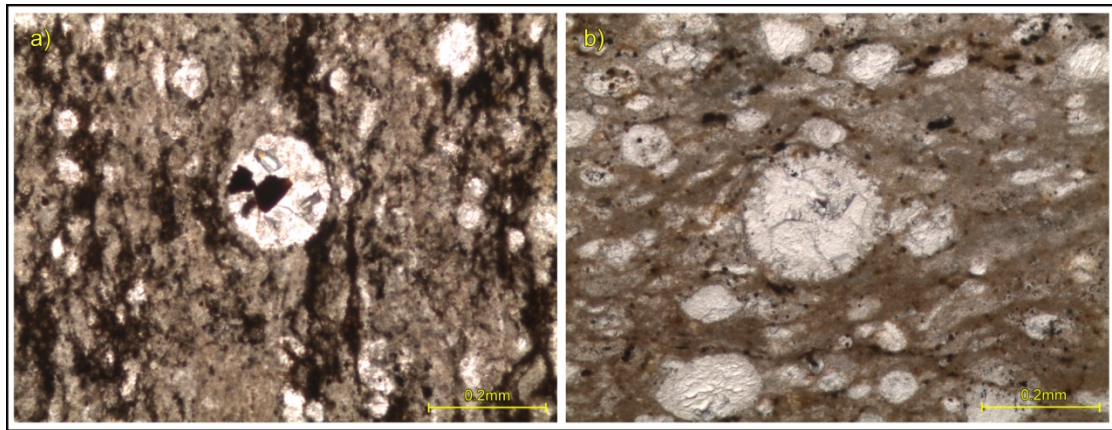


Fig. 4.7 a) Radiolario que presenta reemplazamiento parcial por hierro (Lámina SN7); b) Radiolario que muestra su estructura parcialmente preservada (Lámina SN8).

#### 4.3.3 Mollusca: Pelecypoda

Los pelecípodos son los moluscos más importantes en el contenido de bioclastos de calizas. Su concha está formada por capas y consiste de dos valvas, cada valva contiene una cubierta orgánica delgada (periostraco) y muchas capas de carbonato. La composición puede ser únicamente de calcita, aragonita o una mezcla de ambas en capas alternas (Scholle, 1978; Flügel, 2004).

La mayoría de los pelecípodos están compuestos de aragonita y se presentan como moldes, esto ocurre porque durante la diagénesis, el aragonito se disuelve y deja una cavidad que se rellena por calcita, formando cristales de esparita (Fig. 4.8), lo cual en el caso de estudio, es evidente.



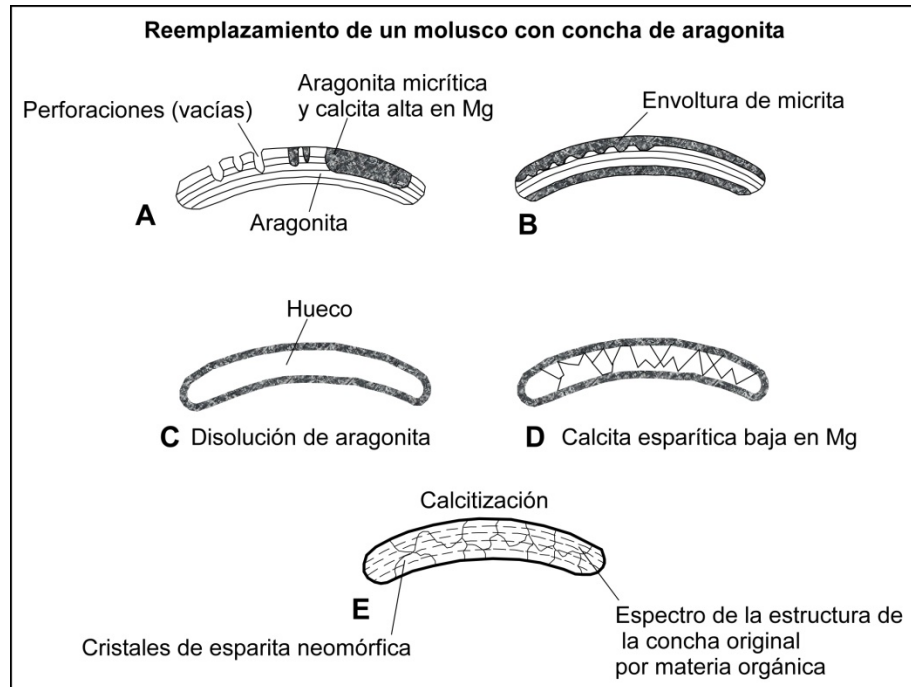


Fig. 4.8 Proceso de reemplazamiento por calcita en un molusco cuya concha estaba compuesta originalmente por aragonita. Modificado de Tucker & Wright (1990).

En las muestras estudiadas, los pelecípodos aparecen como fragmentos desarticulados, de forma alargada, ya sea recta (Fig. 4.9) o ligeramente curva. Algunos de estos fragmentos, se encuentran plegados e incluso fracturados gracias a la compactación (Fig. 4.10). Los restos de pelecípodos son comunes en las muestras estudiadas. En algunas secciones delgadas, estos llegan a incrementar su tamaño y se vuelven más abundantes. Los pelecípodos son organismos bentónicos y el hecho de que en las secuencias existan niveles en donde se incrementa su presencia, indica cambios en las condiciones, lo que se apoya en la fauna asociada, como restos de equinodermos y braquiópodos. A detalle, en su microestructura interna se alcanzan a apreciar varias capas, las cuales forman la concha (Fig. 4.11).

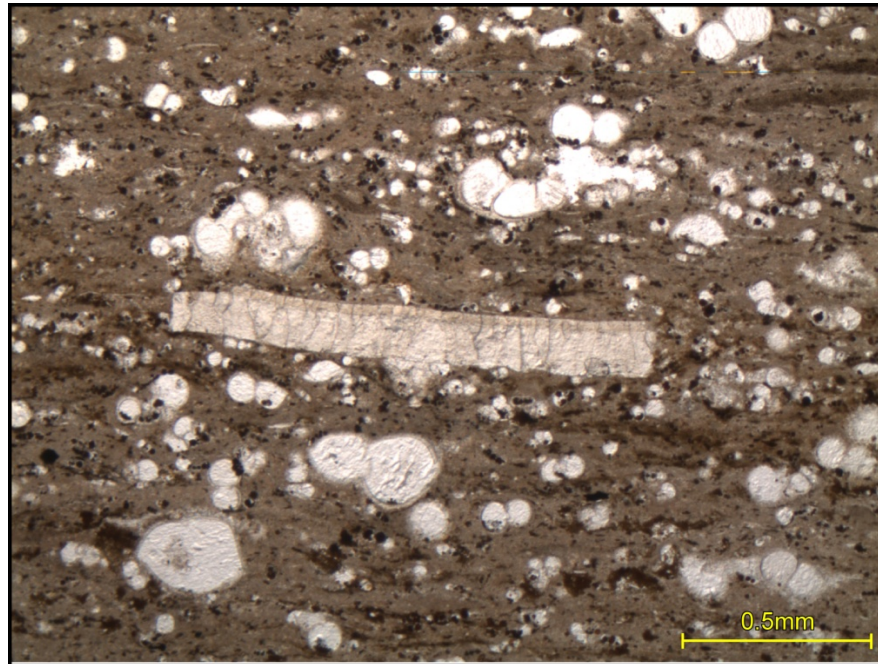


Fig. 4.9 Fragmento de pelecípodo, el reemplazamiento por calcita forma cristales prismáticos (Lámina SN32).

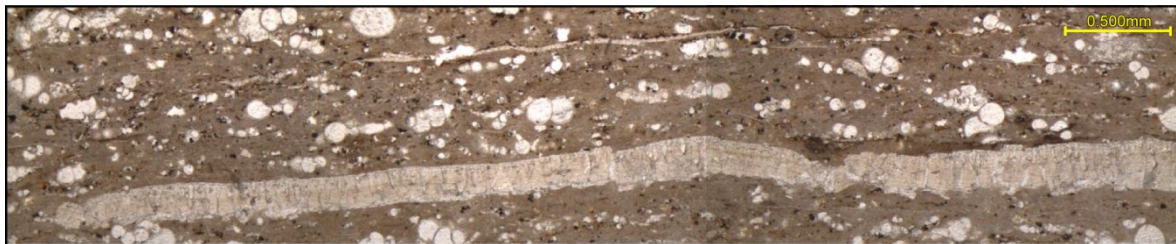


Fig. 4.10 Fragmento de pelecípodo en donde se observa el fracturamiento ocasionado por la compactación (Lámina SN40).

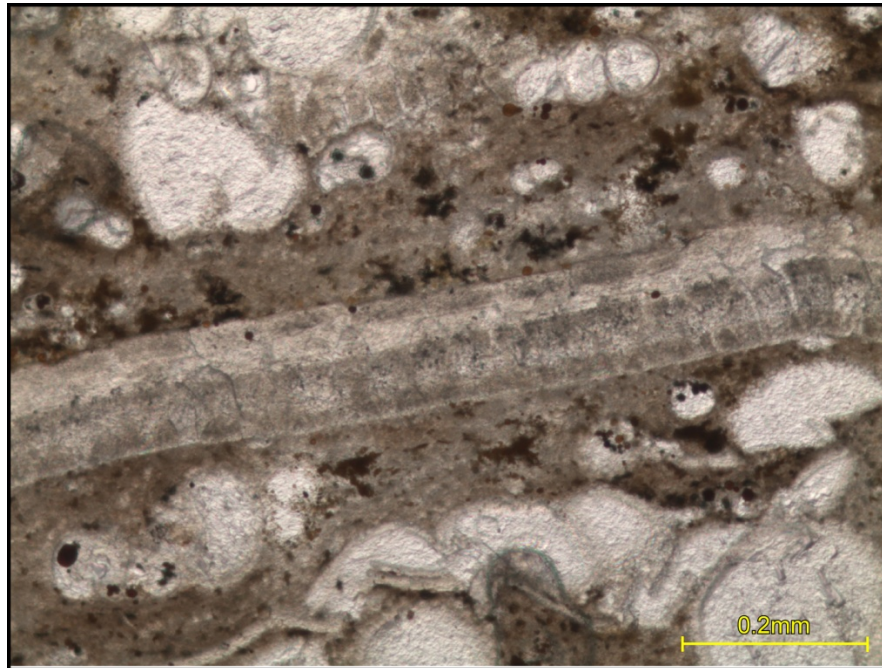


Fig. 4.11 Detalle de un fragmento de pelecípodo, nótese la estructura interna, que consiste de tres capas (Lámina SN35).

Muchos de los restos de pelecípodos podrían pertenecer al género *Inoceramus*, (Fig. 4.12) ya que además de ser un pelecípodo mesozoico abundante, en el área de estudio fue posible rescatar varios ejemplares. Se realizó una comparación con la fauna mostrada por Flügel (2004), quien menciona que los pelecípodos son comunes en carbonatos tropicales.



Fig. 4.12 Sección de la concha de un inocerámido, en donde se indican las diversas capas.

#### 4.3.4 Brachiopoda

Los braquiópodos son organismos marinos sésiles, cuya concha está compuesta de calcita. De acuerdo a Flügel (2004), la concha se compone de dos capas: una capa interna gruesa de fibras calcíticas alineadas de manera longitudinal, que forman un ángulo bajo con la pared de la concha, y una capa externa fina de calcita prismática.

En ambos perfiles, los braquiópodos se presentan esporádicamente, como estructuras en forma de cilindro. Fue posible observar perforaciones en su concha, esto indica que pertenecen a braquiópodos puntuados, que se caracterizan porque sus conchas están perforadas (Fig. 4.13).

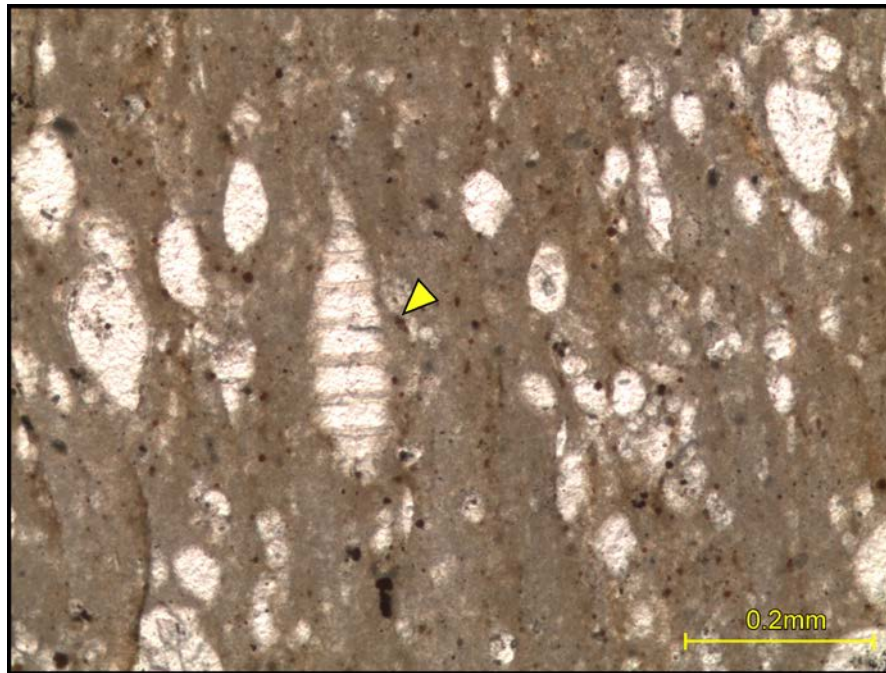


Fig. 4.13 Fragmento de la concha de un braquiópodo (señalado por triángulo amarillo), se distinguen las perforaciones (Lámina EP9).

#### 4.3.5 Echinodermata

Los equinodermos son animales marinos que cuentan con un esqueleto calcáreo compuesto de varias placas y espinas (Fig. 4.14). Los elementos de su esqueleto consisten de una red porosa de cristales de carbonato, que se orientan de manera uniforme, y dentro de dichas redes presentan tejido orgánico (estroma) (Neugebauer, 1978).

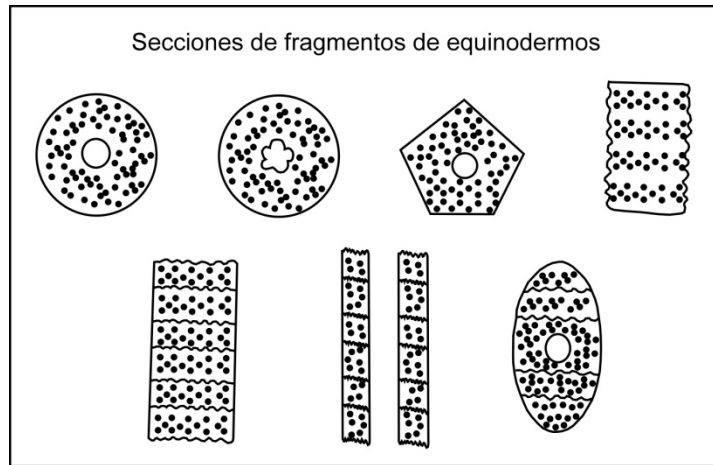


Fig. 4.14 Ilustración de las diversas morfologías de los restos de equinodermos en lámina delgada. Modificado de Flügel (2004).

Los equinodermos se presentan en fragmentos, en algunos niveles de ambos perfiles. Se aprecian en diversas morfologías, desde estructuras redondas, rectangulares e incluso sin forma definida. A pesar de ello, es sencillo identificarlos, ya que su característica general es la textura con poros muy finos. Los poros que cortan las placas, alguna vez estuvieron rellenos de material orgánico, y son llenados con material diverso, originando esta textura tan peculiar. Según Neugebauer (1978), esta preservación está relacionada a la disminución de cristales durante la diagénesis. Otra característica para su identificación es su extinción uniforme, esto se debe a que sus fragmentos se preservan como cristales solos de calcita (monocristales). Las formas redondas que se observaron bajo el microscopio son placas columnares de equinodermos con pedúnculo (bentónicos-vida fija), de la Clase Crinoidea. Mientras que las formas rectangulares son cortes paralelos al tallo. También fue posible observar placas de equinodermo (Fig. 4.15). Las cuales poseen un mayor tamaño que los fragmentos anteriormente descritos. Esto es común, ya que en el momento en que el esqueleto se desarticula, las placas se dispersan.

Por otra parte, se identificaron fragmentos de espinas o radiolas de equinodermos. En secciones transversales y oblicuas, estas tienen una apariencia redonda y ovalada, respectivamente. Dichas espinas pertenecen a equinodermos de la Clase Echinoidea, ya que estas cubren al organismo, sirviendo de protección. Las características de los cortes de las espinas en las secciones revisadas sugieren que éstas son de tipo cidaroide, ya que el centro (médula) de la espina se observa sólido (Fig. 4.16).

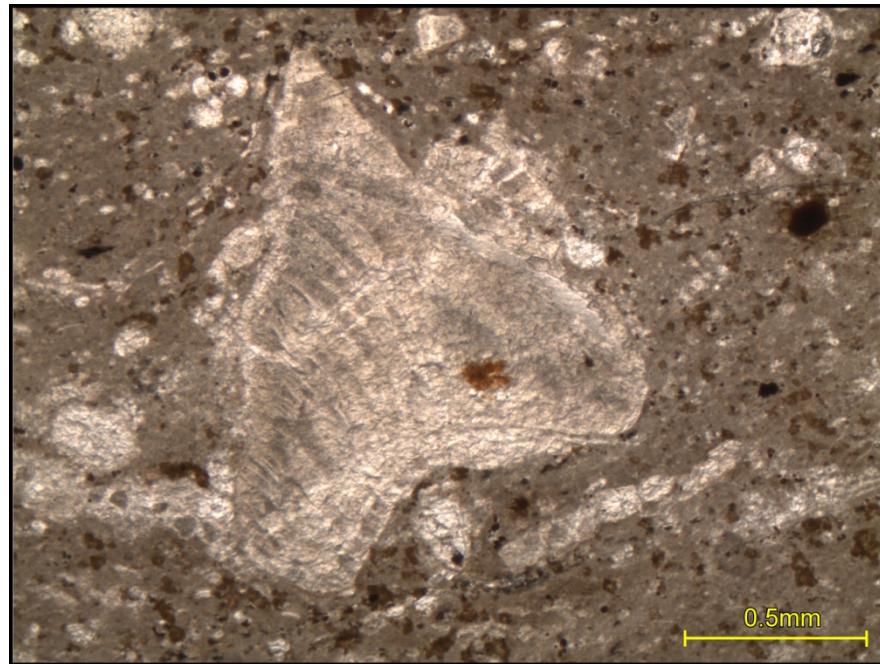


Fig. 4.15 Placa de equinodermo en matriz biomicrita (Lámina SN45).

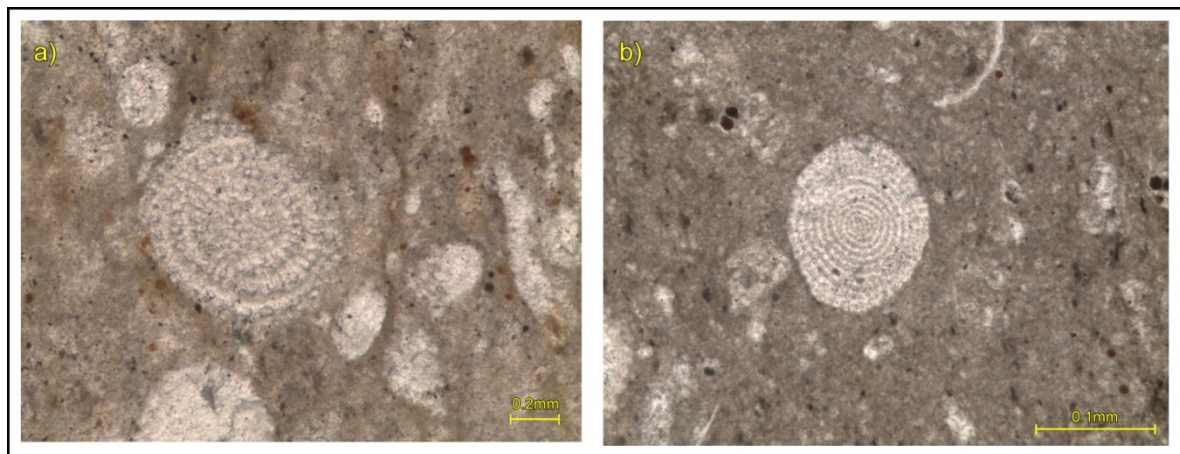


Fig. 4.16 Fragmentos de espinas de equinoideos: a) El centro de la espina se aprecia sólido (Lámina EP4); b) Espina en matriz micrita (Lámina SN33).

De acuerdo a Flügel (2004), los equinodermos están presentes en casi cada caliza marina, en aguas de salinidad normal. Pueden vivir en aguas someras o profundas, y son comunes en ambientes tropicales. Las espinas de equinodermos son muy frecuentes, sobre todo en calizas mesozoicas. Además, los equinoideos son comunes en ambientes de agua profunda durante el Cretácico Tardío (Nebelsick, 1992).

#### 4.3.6 Arthropoda: Ostracoda

El cuerpo de los ostrácodos consiste de dos valvas delgadas compuestas de calcita. La concha se abre por un ligamento ubicado en la parte dorsal y se cierra por una serie de músculos aductores. El caparazón encierra las partes suaves y ambas valvas se traslapan en el margen ventral.

Estos organismos componen un porcentaje considerable de las muestras analizadas. En las secciones, los ostrácodos presentan las conchas completas (Fig. 4.17), con ambas valvas unidas, lo que indica poco transporte; incluso, en algunos cortes se observa un traslape de las valvas, lo cual, es una característica común. La mayoría se encuentran rellenos por calcita y unos cuantos desarticulados y fracturados gracias al proceso de compactación. Los ostrácodos son comunes en calizas de aguas someras a profundas.

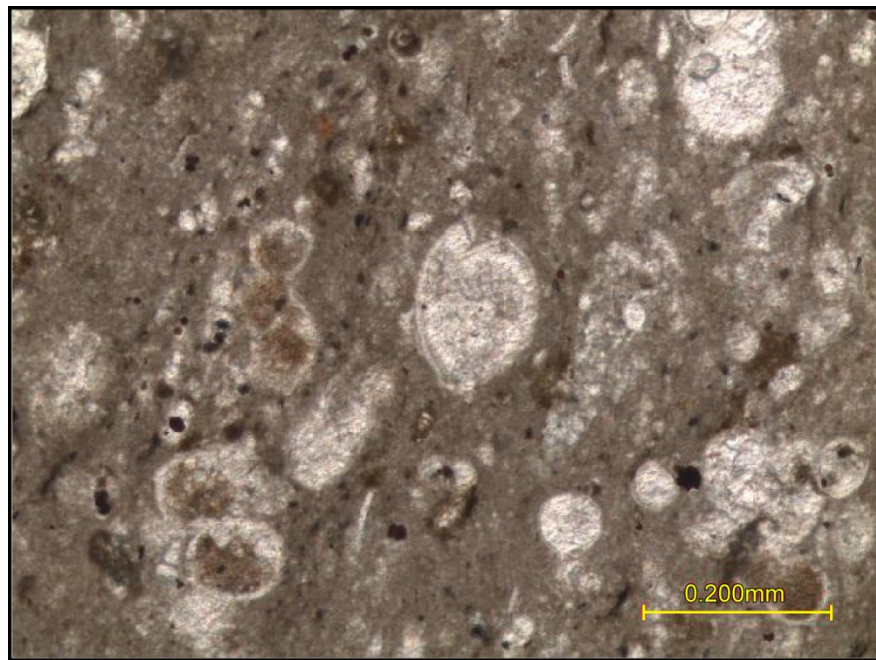


Fig. 4.17 Ostrácodo que muestra ambas valvas y relleno calcítico (Lámina SN21).

#### 4.3.7 Algae: “Calciesferas”

Las calciesferas se presentan como elementos esféricos, de composición calcítica, muchas veces rellenos con micrita. Aparecen de manera esporádica a lo largo de ambos perfiles. Las calciesferas se interpretan como las partes reproductivas calcificadas de las algas dasicladáceas, que son un grupo de algas verdes unicelulares calcificadas y son de las algas

calcáreas más importantes (Fig. 4.18) (Berger & Kaefer, 1992). La precipitación de aragonita se da en el tallo y entre las ramas, que son las zonas en donde ocurren los órganos reproductores. La razón por la que únicamente se preserva el área reproductiva es porque algunas dasicladáceas no cuentan con suficiente carbonato de calcio. En lámina delgada se observan como una cavidad (tallo) rellena de sedimento o esparita, y la parte que la rodea es carbonato de calcio. Cabe mencionar que los radiolarios reemplazados por calcita, tienen cierta similitud con las calciesferas, sin embargo, se distinguen de estas gracias a que estas últimas no presentan espinas. No es extraña la presencia de calciesferas en las muestras estudiadas, ya que según Berger & Kaefer (1992), éstas ocurren en calizas pelágicas de edad Cretácico, además de estar asociadas con microorganismos pelágicos (foraminíferos y radiolarios).

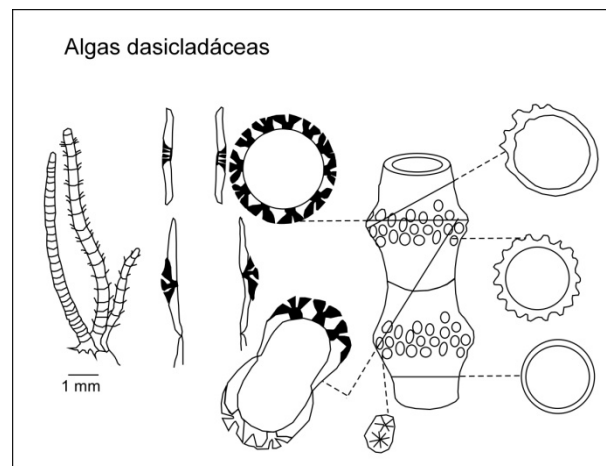


Fig. 4.18 Los cortes en algas dasicladáceas generan diferentes morfologías en sección delgada. Modificado de Flügel (2004).

Cabe mencionar la presencia de algas calcáreas filamentosas (Fig. 4.19), se explica que estas fueron arrastradas por corrientes locales, ya que representan ambientes someros.



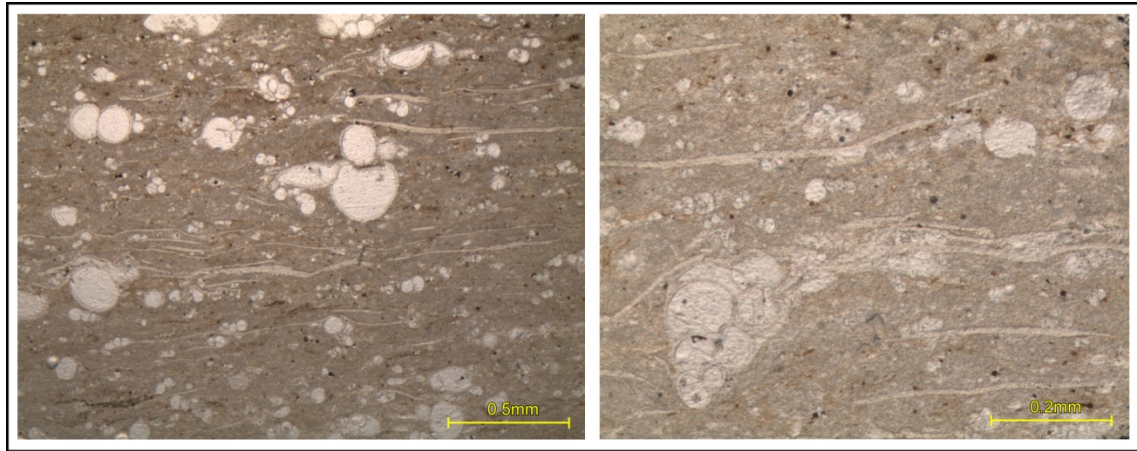


Fig. 4.19 Algas filamentosas en matriz biomicrita (Lámina EP22).

#### 4.3.8 Porifera: Espículas (esponjas silíceas)

Las espículas observadas en las secciones delgadas, pertenecen a esponjas silíceas y se pueden apreciar asociadas a los radiolarios. De acuerdo a su clasificación en base al tamaño, se trata de microescleras (Fig. 4.20), ya que su longitud no pasa de los  $100\mu\text{m}$ , estas espículas son las que se encuentran en las partes suaves de las esponjas. Al igual que los radiolarios, cuyo caparazón es silíceo, las espículas se presentan reemplazadas por calcita. De acuerdo a Brachtter *et al.* (1987), la diagénesis de las espículas de esponjas silíceas se da de la siguiente manera: se rellenan los canales axiales de las espículas con sedimento micrítico, óxidos de hierro y cemento, posteriormente ocurre la disolución de las espículas y su reemplazamiento por calcita.

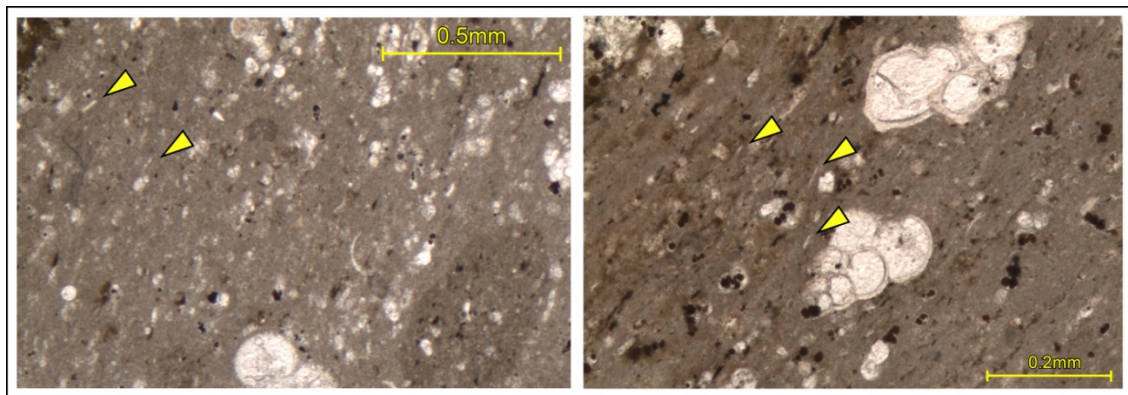


Fig. 4.20 Muestras con matriz biomicrita en donde se aprecian espículas (señaladas por triángulos amarillos) (Láminas SN21, SN41).

### 4.3.9 Compactación de los microorganismos

Durante la diagénesis, ocurre el proceso de compactación, el cual se ve reflejado en la calidad de preservación de los microfósiles. Según Adams & Mackenzie (1998), durante la etapa temprana de la compactación, ocurren procesos como el reajuste de los granos para el empaquetamiento, esto incluye el fracturamiento de las conchas delgadas, el aplastamiento de los granos que son menos resistentes y la expulsión del agua dentro del material carbonatado.

En muchas de las secciones analizadas fue posible apreciar el efecto de compactación en los microfósiles (Fig. 4.21), ya que éstos se encuentran plegados y fracturados, sobre todo los que presentan morfologías alargadas (restos de pelecípodos, algas y valvas desarticuladas de ostrácodos).

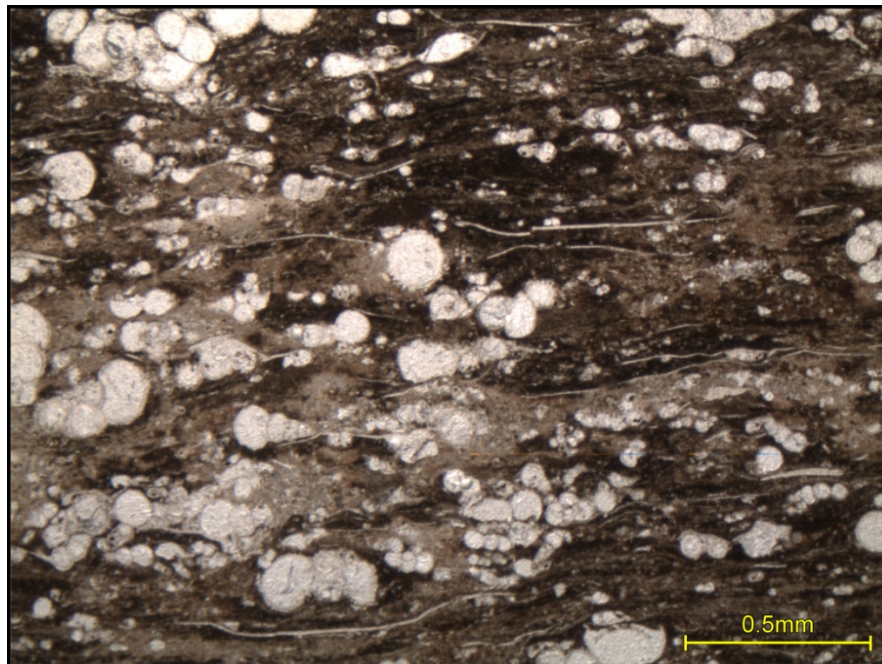


Fig. 4.21 Se muestran fragmentos delgados y alargados de filamentos de algas calcáreas, es evidente el efecto de compactación, ya que estos se observan plegados e incluso fracturados, orientados paralelamente a la estratificación (Lámina SN36).

## 4.4 MICROFACIES ESTÁNDAR Y ZONAS DE FACIES DE LOS SITIOS EL PALMAR Y SAN NICOLÁS

Las zonas de facies (FZ), son cinturones que se pueden diferenciar por los cambios de criterios sedimentológicos y biológicos que ocurren a través de transectos de plataforma-talud-cuenca (Flügel, 2004).

#### 4.4.1 Microfacies estándar (SMF)

Wilson (1975) introdujo un conjunto de “24 Microfacies estándar” (SMF), las cuales van dirigidas a categorizar microfacies fanerozoicas tipo, distribuidas común y ampliamente. Las SMF, es el conjunto de criterios paleontológicos y sedimentológicos. Las asociaciones de SMF son útiles para reconocer las zonas de facies. Las microfacies en estudios de láminas delgadas subdividen las facies en unidades que tienen un aspecto composicional similar que reflejan ambientes y controles deposicionales específicos (Flügel, 2004). Los criterios que se toman en cuenta para definir las diferentes SMF (24 tipos), son los siguientes:

- a) Tipo, frecuencia y asociaciones de grano.
- b) Tipo de matriz
- c) Fábrica deposicional
- d) Tipo y abundancia de fósiles

La descripción de las láminas delgadas del presente trabajo, se realizó en base a la clasificación de rocas carbonatadas de Folk (1959, 1962) y Dunham (1962). La propuesta de Folk (1959), está basada en el tamaño de los granos (micrita, esparita), separa los carbonatos con matriz micrita y esparita, y diferencia el tipo de granos (intraclastos, ooides, fósiles, peloides). La roca es nombrada en base a su matriz y a su tipo de grano (Fig. 4.22). Por otra parte, Dunham (1962), se basa en el porcentaje de componentes, la textura deposicional, y está relacionado a la energía del ambiente (Fig. 4.23).

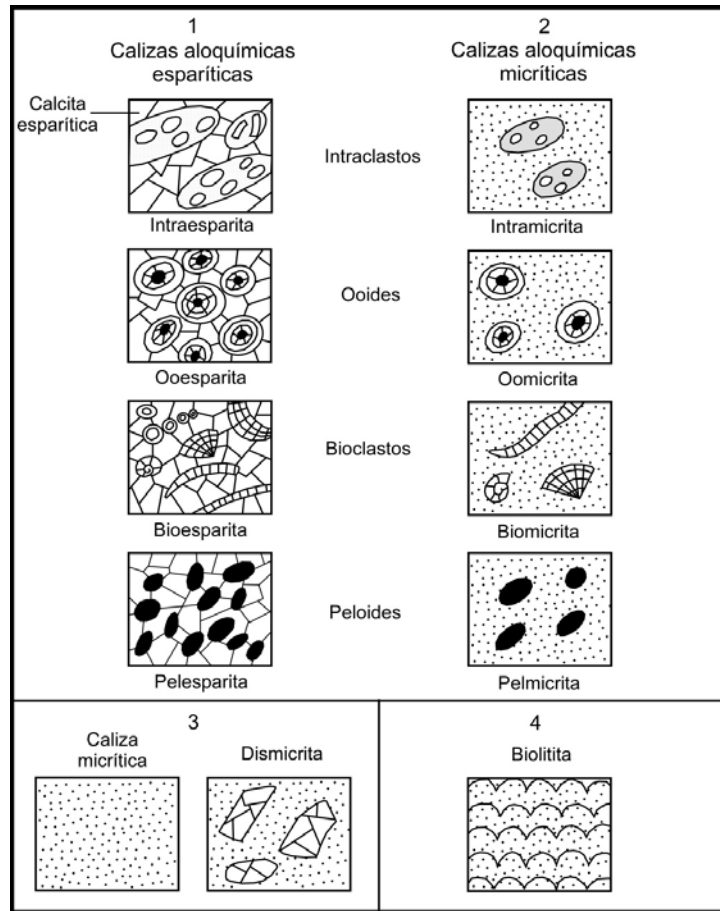


Fig. 4.22 Clasificación de Folk (1959). Modificado de Tucker & Wright (1990).

Textura deposicional reconocible					La textura deposicional no se reconoce
Componentes originales que no estaban juntos durante el depósito			Carece de lodo y es granosoportada	Los componentes originales estaban juntos	
Lodosoportada		Granosoportada			Boundstone
Menos del 10% de granos	Más del 10% de granos				
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Cristalino

Fig. 4.23 Clasificación de Dunham (1962). Modificado de Tucker & Wright (1990).

De manera general, las calizas arcillosas de la Formación Agua Nueva en las localidades de El Palmar y San Nicolás, están compuestas por *wackestone* con matriz biomicrita, con mayoría de foraminíferos planctónicos (géneros: *Heterohelix*, *Hedbergella*, *Globotruncana*), gran cantidad de radiolarios reemplazados por calcita y fragmentos de pelecípodos. Además de cantidades considerables de fierro reemplazando microfósiles y cristales de cuarzo angulosos a subangulosos, lo cual indica poco transporte.

Como se mencionó previamente, cuando se realizan estudios de secciones delgadas, se les asigna una SMF. Es decir, la muestra presenta un aspecto composicional que refleja un ambiente específico. De acuerdo a las características litológicas (tipo de grano, matriz, textura) y micropaleontológicas (contenido fosilífero) que pudieron observarse en las secciones delgadas analizadas, se concluye que tanto las 26 muestras de El Palmar, como las 56 muestras analizadas de San Nicolás, pertenecen a la SMF3, que se define como: “*Mudstone* y *wackestone* pelágico con abundantes microfósiles planctónicos”.

Las observaciones realizadas para definir las muestras como SMF3 son: su matriz micrita con microfósiles pelágicos, es decir, según Folk (1959) se trata de una matriz biomicrita. Para la clasificación en base a Dunham (1962), se presenta el porcentaje para cada tipo de carbonatos en la Tabla 4.3, tanto para el perfil de El Palmar como para San Nicolás. Las láminas clasificadas como *mudstone*, presentan menos del 10% de contenido de componentes. El porcentaje de componentes para *wackestone* está entre el 10-50%, y *packstone*, se define como una muestra grano-soportada, es decir, los componentes llegan a estar en contacto entre ellos mismos.

Tabla 4.3 Porcentaje de muestras para cada tipo de carbonatos de los sitios de estudio.

	<b>El Palmar</b>	<b>San Nicolás</b>
<i>Mudstone</i>	31%	36%
<i>Wackestone</i>	38%	34%
<i>Packstone</i>	4%	5%
Transicional	27%	25%

En cuanto a la fauna, como se mencionó anteriormente, se compone de abundantes microfósiles pelágicos, como foraminíferos plantónicos y radiolarios. Además de restos de microfósiles, como pelecípodos, braquiópodos, crinoideos y equinoideos.

En el caso del presente estudio, la abundancia de microfósiles pelágicos permite realizar una subdivisión de las SMF3, utilizando los subtipos: SMF3-FOR para una predominancia de foraminíferos planctónicos (Fig. 4.24) y SMF3-RAD para las muestras cuya abundancia son radiolarios (Fig. 4.25).

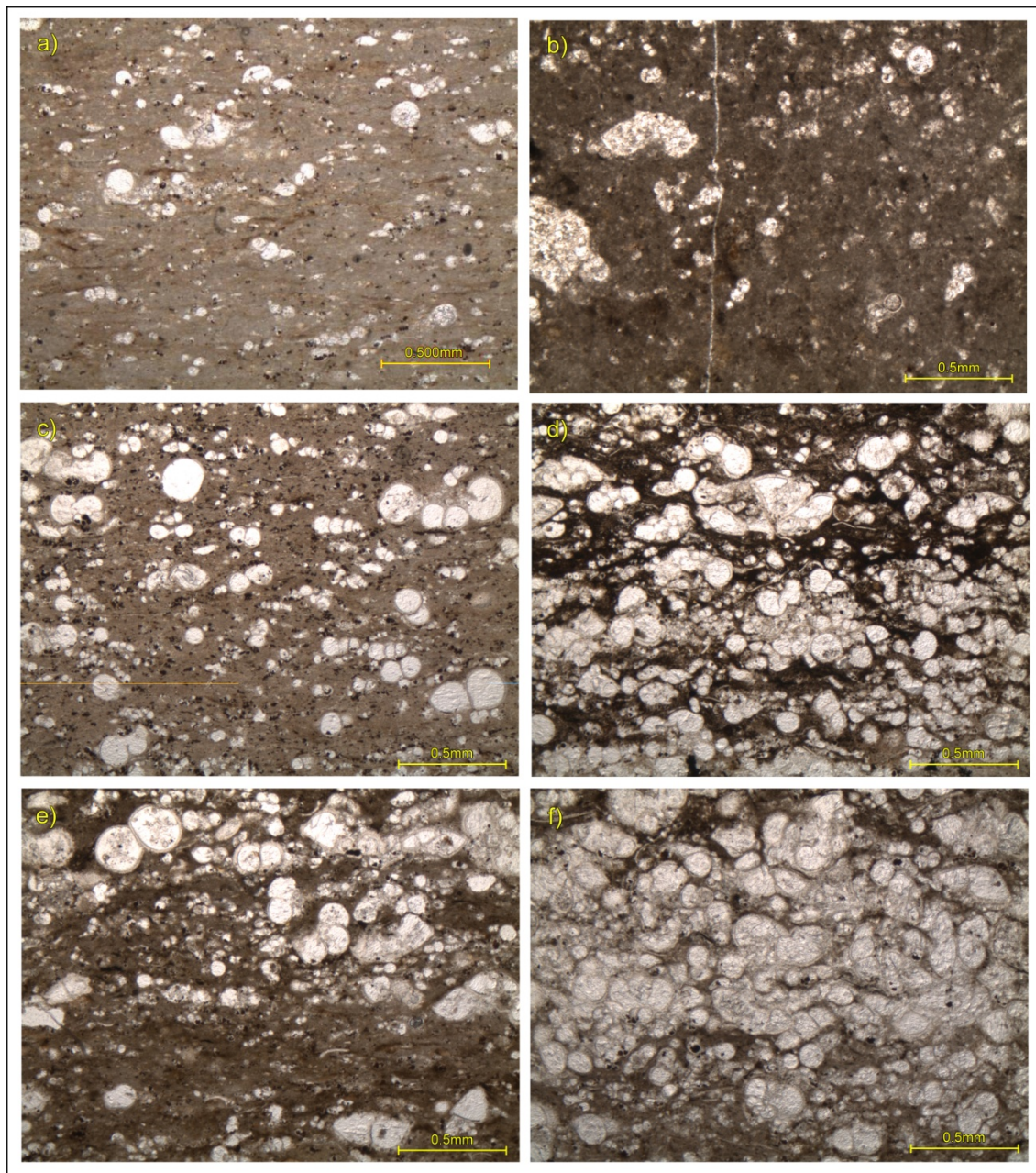


Fig. 4.24 SMF3-FOR: a) *Mudstone* transicional a *wackestone* (Lámina EP14); b) *Mudstone* con foraminíferos y fracturas rellenas de calcita (Lámina SN28); c) *Wackestone* de foraminíferos (Lámina SN32); d) *Packstone* de foraminíferos (Lámina SN33); e) Transición *wackestone-packstone* (Lámina SN35) y f) *Packstone* de foraminíferos (Lámina SN35).

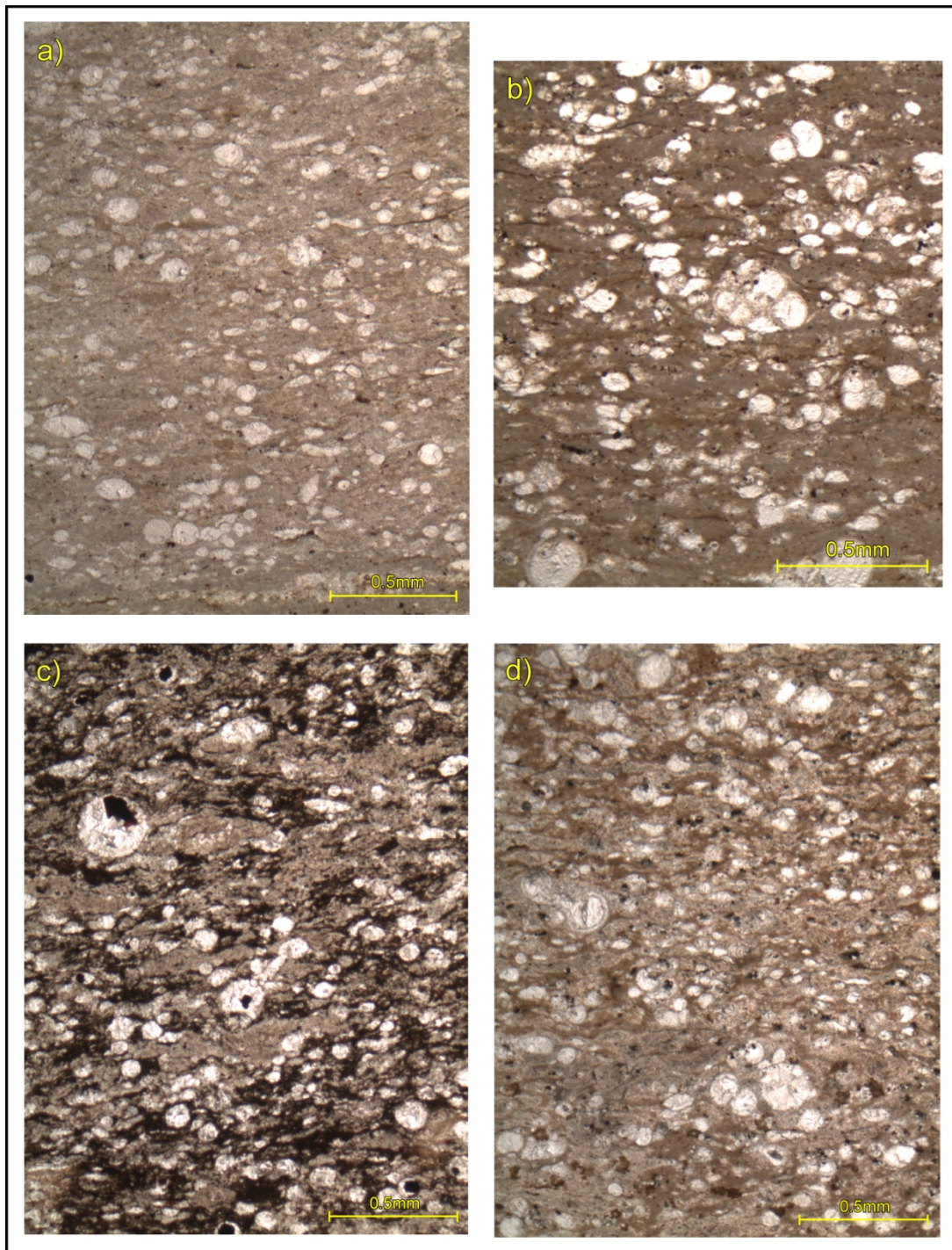


Fig. 4.25 SMF3-RAD: a) *Wackestone* (Lámina EP4); b) *Wackestone* con radiolarios y foraminíferos (Lámina EP9); c) *Wackestone*, se aprecia reemplazamiento por hierro en radiolarios (Lámina SN7) y d) *Wackestone* de radiolarios (Lámina SN12).

#### 4.4.2 Zonas de facies (FZ) y paleoambiente

Después de conocer la información sobre elementos faunísticos y características generales presentes en las láminas, surge la cuestión sobre qué condiciones ambientales reinaron y permitieron la preservación de los fósiles de los sitios El Palmar y San Nicolás.

Con los grupos de organismos que se identificaron en las muestras y demás características es posible interpretar el paleoambiente de las secuencias fosilíferas en estudio.

Como se sabe, cada SMF puede asignarse a uno o más FZ. Las SMF3 ocurren en ambientes de margen profundo de plataforma (FZ3) y ambiente de cuenca de agua profunda con sedimentación lenta (FZ1). En el caso de estudio, se asignaron las SMF3-FOR a la FZ3 y las SMF3-RAD a la FZ1. La justificación es en base a los parámetros de profundidad de los grupos de organismos identificados y la afinidad y asociación faunística. La fauna secundaria en la SMF3-FOR son fragmentos de pelecípodos, restos de equinodermos, radiolarios y braquiópodos. Anteriormente se hizo mención de que tanto los equinodermos como los braquiópodos reflejan condiciones relativamente más someras que la asociación de las SMF3-RAD, la cual, además de radiolarios, contiene foraminíferos planctónicos, fragmentos de pelecípodos y espículas de esponjas. Cabe mencionar que las espículas reflejan grandes profundidades, además son más resistentes que los mismos radiolarios.

Tanto los sedimentos de El Palmar como de San Nicolás presentan laminación milimétrica, textura de grano fino, asociación de foraminíferos planctónicos, radiolarios y calciesferas y presencia de cristales de cuarzo angulosos a subangulosos, esto aunado a la ausencia de algún elemento que pudiera indicar condiciones costeras, arrecifales o incluso condiciones de aguas muy someras, en sí, todas las características anteriores indican un ambiente marino abierto, de aguas tranquilas, bajo condiciones normales de salinidad (30-40%). De acuerdo a Tucker & Wright (1990), un paleoambiente de cuenca, presenta una asociación de foraminíferos planctónicos en abundancia, radiolarios y moluscos.

Tabla 4.4 SMF y FZ para las muestras de ambos sitios.

<b>Tipo de SMF</b>	<b>Descripción</b>	<b>FZ</b>
SMF3-FOR	<i>Mudstone</i> o <i>wackestone</i> pelágico: matriz micrita con contenido de microfósiles planctónicos, predominancia de foraminíferos planctónicos. Presenta también fragmentos de pelecípodos, restos de	<b>FZ3:</b> Margen profundo de plataforma.



	equinodermos, braquiópodos y radiolarios.	
SMF3-RAD	<i>Mudstone</i> o <i>wackestone</i> pelágico: matriz micrita con contenido de microfósiles pelágicos, predominancia de radiolarios. Contiene también foraminíferos planctónicos, fragmentos de pelecípodos y espículas de esponjas.	<b>FZ1:</b> Cuenca, ambiente de agua profunda con sedimentación lenta.

El término agua profunda se refiere a los ambientes de talud continental, dorsal y cuenca que ocurren hacia el mar desde el quiebre de plataforma, aproximadamente en los 200 m de profundidad (Twenhofel, 1932). Se determinó que el 31% y el 36% de las muestras de El Palmar y San Nicolás, respectivamente, pertenecen a *mudstone*, micritas fosilíferas; de acuerdo a Tucker & Wright (1990), *mudstone* refleja depósito en un ambiente de baja energía, en donde la producción de granos, especialmente por organismos, fue reducida, quizá debido a las condiciones restringidas.

Además, la ausencia de estructuras sedimentarias, a excepción de las trazas fósiles, indica una posición debajo de la base del oleaje de tormenta (Adams & Mackenzie, 1998; Stinnesbeck *et al.*, 2005). Resulta complicado llegar a ubicar las profundidades en las que se depositan los carbonatos pelágicos antiguos, sin embargo, según Tucker & Wright, (1990), los elementos pelágicos, indican un ambiente marino profundo. Las calizas litográficas de ambos perfiles mostraron una laminación milimétrica, que se mantiene constante a lo largo de dichas secciones. Esta laminación apoya la teoría de que el ambiente durante el depósito fue tranquilo, y se explican debido a un control climático cíclico durante el depósito (Park & Fürisch, 2001).

A pesar de tratarse de un ambiente tranquilo, puede inferirse la presencia de corrientes locales de baja energía, esto es indicado por la orientación que presentan los microfósiles, además por las concentraciones de ostreidos, que aparecen formando pequeños parches muy esporádicamente en ambas secuencias, ya que las estructuras sedimentarias que indican corrientes de alta energía como estratificación cruzada o *ripples*, están ausentes. La poca fuerza de las corrientes se ve reflejada también en las conchas de los inocerámidos, estos no presentan una orientación definida, es decir que los restos de estos invertebrados, después de morir no sufrieron transporte ni fueron movidos por corrientes u olas.

En conjunto, los factores presentes en las láminas estudiadas, así como las características generales de los afloramientos están asociados comúnmente con localidades que muestran una preservación fósil excepcional (*Konservat-Lagerstätten*; Seilacher, 1990).

#### 4.4.3 Oxigenación

Un aspecto importante en cuanto a las condiciones de depósito es la oxigenación, ya que la matriz micrítica (indica baja energía), microfauna planctónica abundante, además de la laminación del sedimento indican un medio euxínico, con pobre circulación (Wilson, 1975). Todas las características anteriores están presentes en el área de estudio. Dichos medios se caracterizan por tener una baja concentración de oxígeno por lo que no existe actividad de bacterias aeróbicas y la degradación de la materia orgánica se da por acción de bacterias anaeróbicas, las cuales son menos eficientes, y esto conlleva a una acumulación de materia orgánica.

La presencia de organismos bentónicos, como los pelecípodos (Familia Inoceramidae), se explica porque según Fischer & Bottjer (1995), estos invertebrados pueden existir bajo condiciones en la zona de mínimo oxígeno y vivir en una relación quimiosimbiótica con bacterias autolitotróficas, que pueden oxidar el H<sub>2</sub>S del medio. Dichas bacterias, están asociadas a las branquias del pelecípodo, proporcionándole oxígeno y de tal forma poder vivir bajo condiciones disóxicas y/o anóxicas (Sagemann *et al.*, 1991). Además, estos pelecípodos evolucionaron estrategias de vida altamente oportunistas para explotar ambientes de cuenca (Sagemann *et al.*, 1997).

Durante el límite Cenomaniano-Turoniano se registra uno de los mayores eventos oceánicos anóxicos (OAEs) a nivel global, esto quiere decir que fue un periodo con alta productividad orgánica y bajos niveles de oxígeno en el océano (Schlanger & Jenkyns, 1976; Jenkyns, 1980).

Los OAEs parecen coincidir con eventos transgresivos, durante dichos eventos, se da la inundación de plataformas, de esta manera incrementando la productividad orgánica, lo cual, en el noreste de México está bien registrado por diversos autores para el Turoniano (Fig. 4.26) (Padilla y Sánchez, 1982, 1986; Wilson, 1987; Seibertz, 1988). Los OAEs también se relacionan a tiempos en donde se ha registrado un clima estable, como en el Mesozoico, que no hubo capas de hielo y la circulación oceánica pudo haber sido inactiva (Jenkyns, 1980).

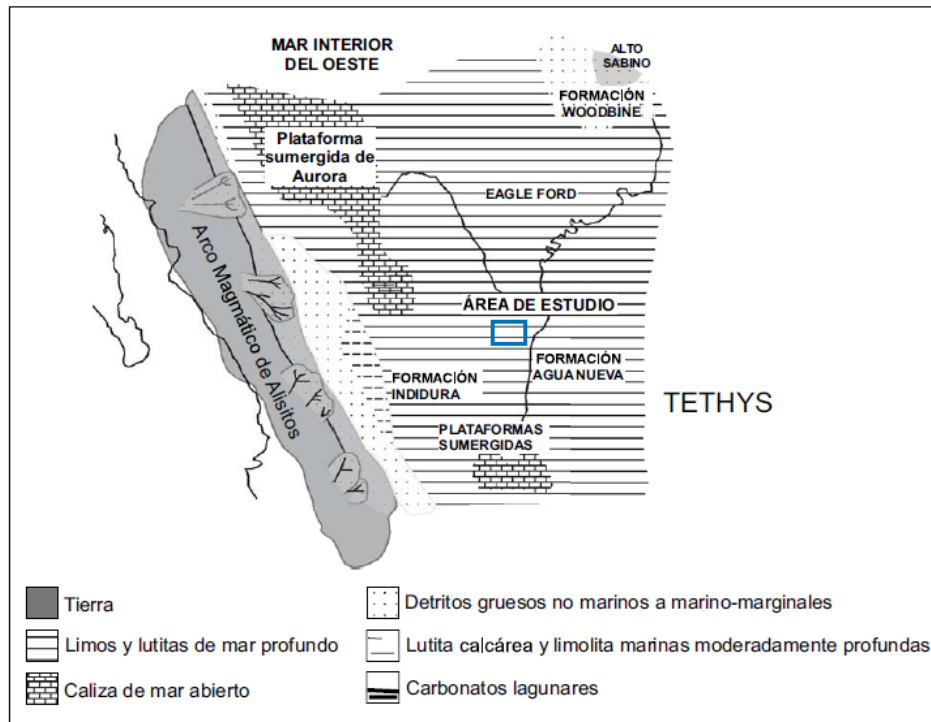


Fig. 4.26 Reconstrucción paleogeográfica del noreste de México para el Cenomaniano-Turoniano, en donde se ubica el área de estudio (recuadro en color azul). Modificado de Ifrim & Stinnesbeck (2007).

#### 4.4.4 Modelo de facies deposicionales

Un modelo de facies deposicionales, es el criterio de estudio de sedimentos antiguos y modernos. Es el estado de un sistema deposicional dado. El propósito de dichos modelos es servir para comparación, como un marco para futuros casos y predecir situaciones geológicas. Cabe mencionar que los modelos de facies son importantes en la exploración de hidrocarburos. Como se mencionó anteriormente, las facies describen transectos de ambientes que van desde marino somero a marino profundo, y existen ciertos elementos que se toman en cuenta en los modelos de facies carbonatadas, estos son:

- a) Cambios en el relieve del fondo oceánico.
- b) Límites verticales que afectan el fondo oceánico, y representados por niveles de marea altos y bajos, la base de oleaje de buen tiempo y la base de oleaje de tormenta.
- c) Diferencias laterales en la composición de sedimentos y biota bentónica permitiendo que las zonas de facies puedan ser distinguidas.

Wilson (1975) estableció un Modelo de Facies Estándar que describe las Zonas de Facies Estándar (FZ) de una plataforma tropical carbonatada a lo largo de un transecto generalizado de costa a cuenca. Esto lo hizo en base a observaciones de sucesiones de facies de carbonatos antiguos y recientes. El Modelo de Wilson resultó muy útil en el uso de las microfacies tipo como indicadoras de zonas de facies y condiciones de depósito. Entre las aplicaciones de dicho modelo se pueden mencionar las siguientes:

- a) Evaluar afloramientos con respecto a su posición paleogeográfica dentro de un transecto probable de plataforma a cuenca.
- b) Reconocer el potencial de depósito y relaciones ambientales entre las secciones estratigráficas ampliamente espaciadas, particularmente en áreas distantes.
- c) Atribuir muestras de núcleos para sitios para la evaluación de zonas de facies con importancia económica.
- d) Reconstruir sitios deposicionales que no se encuentran, buscando áreas fuente de clastos carbonatados encontrados en sedimentos de talud y cuenca.

En base a las características microfaciales y microfaunísticas de las muestras analizadas, se propone un modelo de depósito para el área de estudio (Fig. 4.27), donde se indican las zonas de facies designadas a las muestras de los sitios El Palmar y San Nicolás. Anteriormente se explicó que las SMF3-FOR pertenecen al FZ3 y las SMF3-RAD al FZ1.

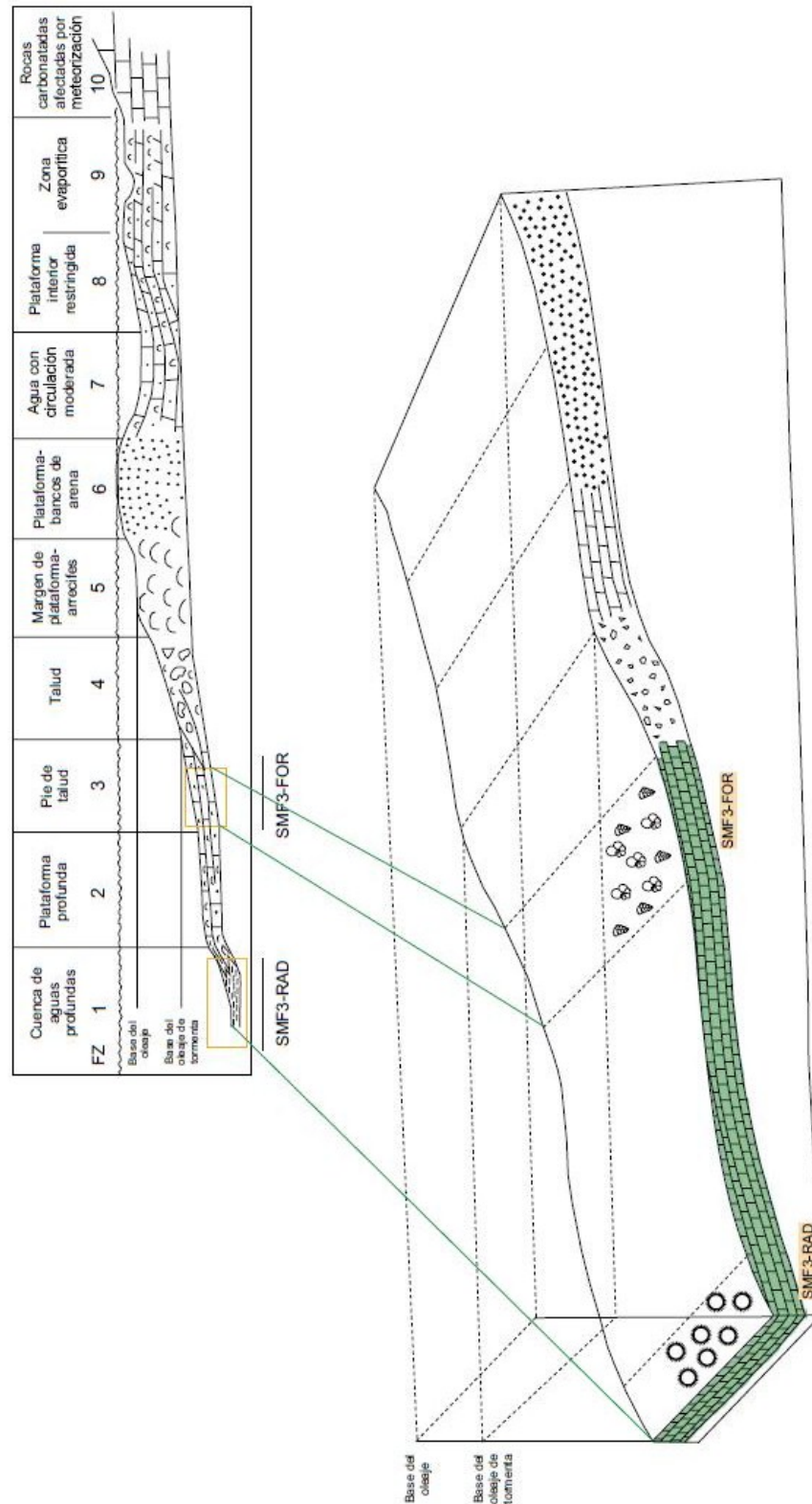


Fig. 4.27 Modelo de zonas de facies en donde se ubican las SMF3-FOR y SMF3-RAD (recuadros en color naranja) para el presente estudio. Modificado de Flügel (2004).

**4.4.5 Perfiles estratigráficos de los sitios El Palmar y San Nicolás**

A continuación se presentan los perfiles estratigráficos de los sitios de estudio (Fig. 4.28; 4.29). La información en ellos incluye: litología, muestreo, micro y macrofauna, así como las SMF y FZ correspondientes para cada lámina delgada analizada.

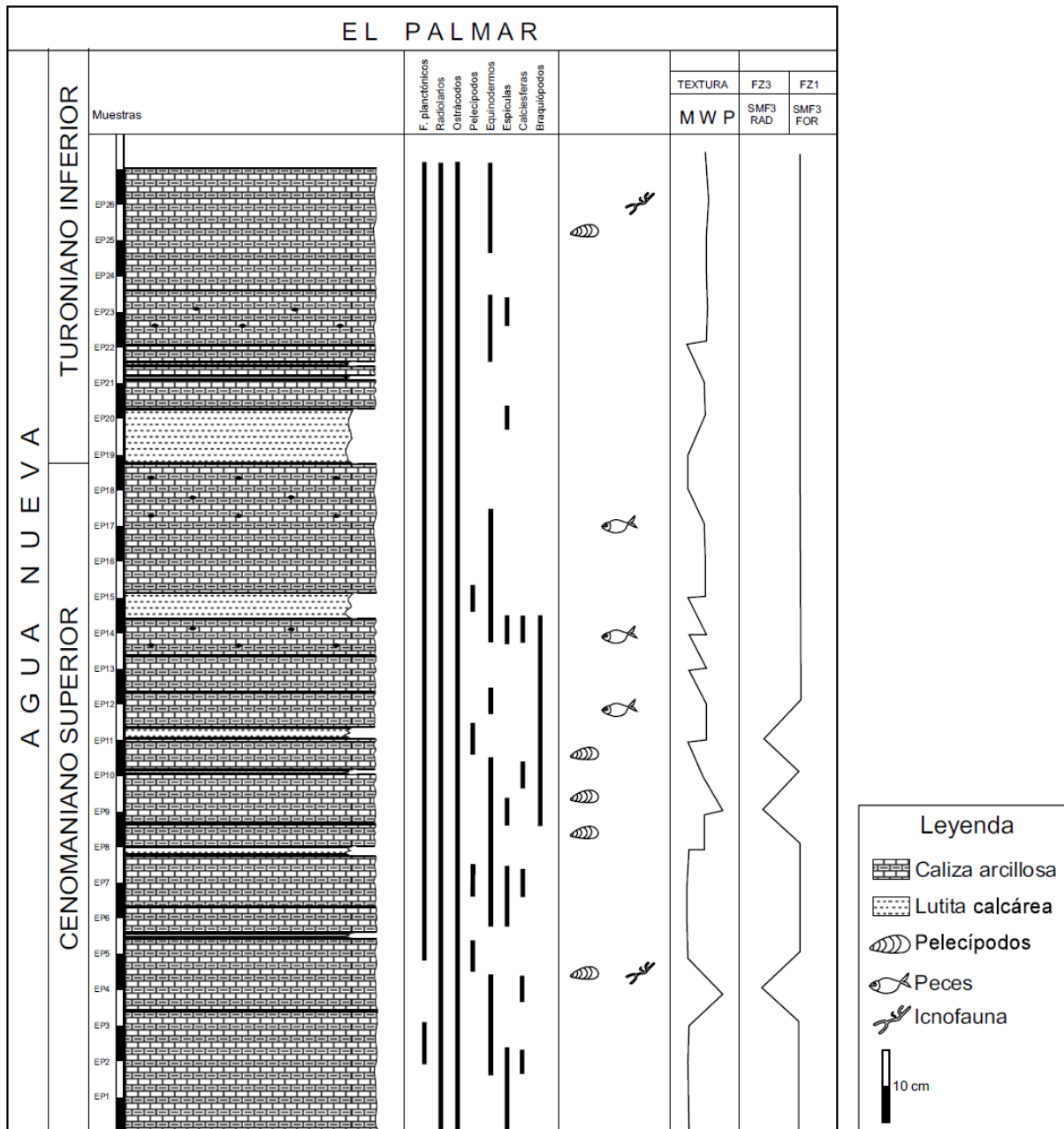


Fig. 4.28 Columna estratigráfica de la sección fosilífera de El Palmar.

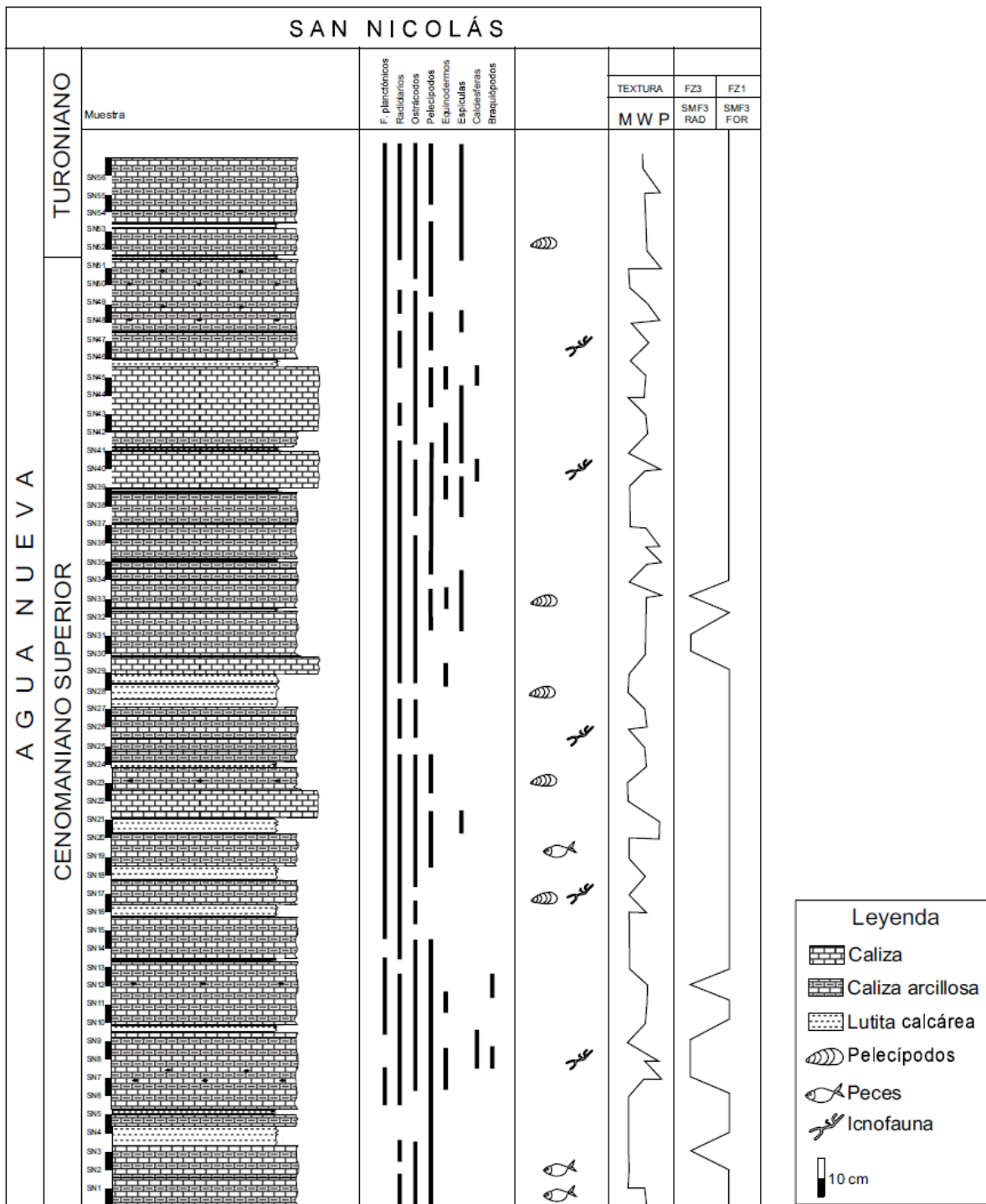


Fig. 4.29 Columna estratigráfica de la sección fosilífera de San Nicolás.

**CAPÍTULO 5****PALEOICTIOLOGÍA Y ASPECTOS TAFONÓMICOS****5.1 INTRODUCCIÓN**

Los sitios fosilíferos de peces son importantes porque, en muchos casos, gracias a su gran estado de conservación, revelan información valiosa, tanto sobre las condiciones ambientales que prevalecieron durante ese tiempo como el aspecto paleobiológico de los organismos preservados en ellos. Entre otras cosas, dichos ejemplares fósiles son útiles para:

- Hacer correlaciones: con especies reconocidas, se puede hacer una correlación a nivel local, regional e incluso global.
- Comparaciones de fauna: al tener un inventario del lugar de interés se compara con la fauna de otros lugares del mundo.
- Reconstrucciones paleogeográficas: este punto va ligado con el anterior, ya que en base a comparaciones y correlaciones de fauna se pueden conocer los límites en el espacio que ocuparon los organismos, muchas veces extendiendo su ubicación temporal.
- Edad relativa/rango de vida: al reconocer algunas especies en sitios inexplorados, esto permite extender o limitar la biocronología de dichas especies, así como ser útil para fechamiento relativo.
- Paleobiología/paleoecología: el aspecto paleobiológico se puede conocer, más aún, si presentan buen estado de preservación.

**5.2 SITIOS FOSILÍFEROS DE PECES DEL CRETÁCICO EN MÉXICO****5.2.1 Vallecillo, Nuevo León**

La localidad fosilífera más conocida en el noreste de México es Vallecillo, en el estado de Nuevo León. En esta área aflora la Formación Agua Nueva, que contiene numerosos fósiles de actinopterigios (holósteos, teleósteos y condrósteos) y condricios, en buen estado de preservación.

Vallecillo ha puesto a Nuevo León en el plano mundial, debido a importantes descubrimientos, tanto de fauna vertebrada como invertebrada (Blanco-Piñón, 2003; Ifrim & Stinnesbeck, 2007). Algunos grupos de Vallecillo son muy similares a la fauna de otras localidades del Tethys en Líbano, Israel, Marruecos, igual que en el Mar Interior del Oeste de



los Estados Unidos (por ejemplo, Kansas). Eso extiende la distribución geográfica de algunos peces del Tethys (picnodontiformes) hasta México.

### **5.2.2 Múzquiz, Coahuila**

En Múzquiz, Coahuila, en el Rancho Los Pilotes, se reporta el primer ejemplar mexicano ichthyodectiforme, descubierto en margas de edad turoniana de la Formación Eagle Ford. Este ejemplar (*Gillicus arcuatus*) extiende su distribución geográfica hasta el norte de México, en donde solía ser el Mar Interior de Norteamérica y el oeste del Mar del Tethys (Alvarado-Ortega & Porras-Múzquiz, 2009).

Por otra parte, en la cantera La Mula, se describe el primer ejemplar del género *Saurodon* (Teleostei: Ichthyodectiformes) en México. Este hallazgo permite ampliar la distribución geográfica del género previamente mencionado en Norteamérica (incluyendo desde Canadá hasta el norte de México) (Alvarado-Ortega *et al.*, 2006).

### **5.2.3 Tlayúa, Tepexi de Rodríguez, Puebla**

Esta localidad es un caso peculiar, debido al extraordinario estado de preservación que muestran los ejemplares, ya que revelan detalles de músculos, branquias, tracto digestivo y contenido estomacal, siendo el primer registro de preservación de partes suaves de este tipo en peces fósiles de Norteamérica (Alvarado-Ortega *et al.*, 2007). Se han registrado más de 50 géneros de peces holósteos y teleósteos del Cretácico Temprano y Tardío (Applegate & González-Rodríguez, 1990). También en esta localidad, un picnodontiforme de edad albiana (Applegate, 1992), ha sido descrito y representa una nueva especie para dicha edad en México.

### **5.2.4 Formación Mexcala, Guerrero**

Representa el registro más sureño de peces del Cretácico Tardío (Turoniano-Maastrichtiano) en Norteamérica, sugiriendo que estos grupos tuvieron una distribución geográfica más amplia de lo que se pensaba, incluyendo el Mar Interior de Norteamérica y el antiguo mar del Tethys (Sudamérica, África, Europa y Medio Oriente) (Alvarado-Ortega *et al.*, 2006).

### 5.2.5 Ocozocoautla de Espinosa, Chiapas

La localidad ha sido estudiada por Alvarado-Ortega *et al.* (2009) y aquí describen peces bien conservados, que incluye Pycnodontiformes, Macrosemiidos, Clupeomorfos, Ichthyodectiformes, Alepisauriformes, Gonorynchiformes, en la Formación Sierra Madre (Aptiano?-Santoniano).

## 5.3 ICTIOFAUNA Y FAUNA ASOCIADA DE LOS SITIOS EL PALMAR Y SAN NICOLÁS

Los sitios de estudio El Palmar y San Nicolás pertenecen a la Formación Agua Nueva y presentan calizas arcillosas que tienen la propiedad de fracturarse paralelamente al plano de estratificación, a estas se les conoce como calizas litográficas. Los habitantes extraen la roca con fines comerciales. Sin embargo, al momento de extraerlas, éstas revelan su contenido fosilífero. La macrofauna de ambos sitios consiste de restos de peces y pelecípodos.

Los ejemplares de peces fueron identificados tomando en cuenta las características generales de diagnóstico propuestas por Carroll (1988), Taverne (2000), Poyato-Ariza & Wenz, (2002) y Nelson (2006); además se realizó una comparación con los ejemplares FCT-068, 074, 080, 103, 192 y 195, de Vallecillo, N.L., reportados por Blanco-Piñón (1998; 2003), con los que se ha observado similitudes. Cabe mencionar que los ejemplares VPSC1, VPSC2 y VPSC3 pertenecen al Dr. Miguel Ángel López.

### 5.3.1 Vertebrados

#### 5.3.1.1 Clase Holostei

##### Orden Pycnodontiformes

Los picnodontiformes (“diente lleno”) son un orden extinto de peces que aparecieron en el Triásico Tardío (Lombardy, norte de Italia; Tintori, 1981), florecieron en el Jurásico y Cretácico y desaparecieron en el Eoceno (Monte Bolca; Blot, 1987) (Maisey, 2000; Poyato-Ariza & Wenz, 2002; Nelson, 2006). Se distribuyeron alrededor del antiguo Mar del Tethys y sus extensiones, conforme ocurría la apertura del Atlántico durante el Jurásico (Nelson, 2006).

Sus características generales son: cuerpo profundo, lateralmente aplanado, aletas dorsal y anal alargadas y aleta caudal homocerca (Fig. 5.1). La mayoría de los picnodontiformes son de tamaño pequeño a mediano, con una longitud de aproximadamente 25cm o menos.

Presentan un hocico alargado, finalizando en una boca pequeña, con dientes incisiformes en el premaxilar y dentario. Además, cuentan con un pavimento de dientes molariformes, generalmente acomodados en filas, en el vómer y la superficie interior de la mandíbula inferior (Benton, 2005; Light, 2009). El tipo de dientes indica que su dieta consistía en moluscos, equinodermos (equinoideos) y otros organismos de cuerpo duro, como lo indica el contenido estomacal en algunos ejemplares (Kriwet, 2001). Una característica peculiar de muchos picnodontiformes es que sus escamas son reducidas (Carroll, 1988).

Maisey (2000), explica que el cuerpo de un pez se balancea cuando su centro de flotabilidad se encuentra directamente sobre su centro de gravedad, entre más lejanos estén estos puntos, más grande es la estabilidad vertical. El hecho de tener un cuerpo profundo permite que el centro de gravedad se posicione más lejos debajo del centro de flotabilidad, mejorando el control de campo hacia arriba y hacia abajo. Los peces con cuerpo profundo presentan colas simétricas, en las que el lóbulo inferior es igual de grande que el superior, tal es el caso de los picnodontiformes.

En base a la comparación con los teleósteos modernos con forma y dentición similar, se cree que los individuos de este orden probablemente vivieron en ambientes de agua somera, lagunas o arrecifes de condiciones tranquilas (Carroll, 1988; Nursall, 1996a; Kriwet, 2000). La combinación de las aletas dorsal y anal alargadas y una aleta caudal alta proporcionan propulsión e incrementan la estabilidad, maniobrabilidad y locomoción en un ambiente de arrecifes o lagunas (Nursall, 1996b). Como se mencionó anteriormente, las escamas en la mayoría de los picnodontiformes son pocas y no están diseñadas para generar rápidamente fuerzas dirigidas hacia la parte anterior; como consecuencia, se asume que la mayoría de los picnodontiformes tenían un pobre potencial de arranque. Esto indica que algunos géneros (*Gyrodus*, *Proscinetes*) no solo vivían en hábitats cercanos a la costa, en donde encontraban la mayoría de su comida, sino que también tenían un modo de vida pelágico permitiéndose cruzar a mar más profundo, lo que fue crucial para su distribución a nivel mundial (Kriwet, 2001b).

Los picnodontiformes son claramente neopterigios, pero su posición filogenética dentro de este grupo aún está en discusión (Carroll, 1988), se conocen características que indican una relación distante a los halecomorfos (Patterson, 1973), incluso Nursall (1996), los coloca cercanos a los teleósteos.

Los picnodontiformes se distribuían mundialmente durante el Mesozoico (Solnhofen, sur de Alemania; Las Hoyas, España; Tepexi de Rodríguez; México y Líbano) (Poyato-Ariza & Wenz, 2002, 2005). Para Norteamérica se han reportado los siguientes géneros: *Microdon sp.*, *Macromesodon sp.* y *Tepexichthys aranguthyorum* (Applegate, 1992), para el Cretácico Temprano; *Coelodus sp.* y *Anomoeodus sp.* (Müller, 1985) y *Nursallia? cf. gutturosus* (Blanco-Piñón, 2003), para el Cretácico Tardío.

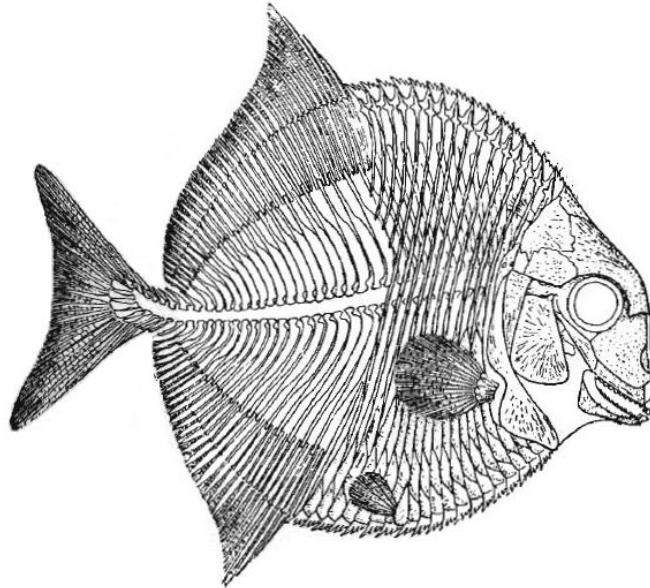


Fig. 5.1 Modelo de un picnodontiforme. Nótese la morfología corporal aplanada lateralmente, así como su cola homocerca. Modificado de Carroll (1988).

Orden Pycnodontiformes, Lehman, 1966

Familia Pycnodontidae, *sensu* Nursall, 1996b

Subfamilia Nursallinae, *sensu* Poyato-Ariza & Wenz, 2002

Género *Nursallia sp.*, Blot, 1987

### **Descripción:**

El orden Pycnodontiformes está representado por un ejemplar incompleto (VPSC1), ya que solamente se preserva la región anterior del cuerpo. Presenta cuerpo corto, lateralmente comprimido, en forma de diamante. El tamaño de la porción frontal es grande (bien desarrollado) y de perfil convexo (Fig. 5.2). La órbita es de tamaño considerable comparada con el tamaño del cráneo, lo cual es un rasgo común en los picnodontiformes.

La posición de la apertura bucal es horizontal (Fig. 5.2). En la mandíbula superior, las piezas dentales anteriores tienen forma cónica y alargada, haciéndose más molariformes hacia la parte posterior, se cuentan hasta nueve dientes. En la mandíbula inferior cuenta con dientes cónicos y alargados, mientras que en la superficie interior de dicha mandíbula tiene cuatro filas dentarias, en donde se aprecian dientes molariformes (Fig. 5.3). Esto refleja sus hábitos alimenticios, como se ha propuesto por Carroll (1988) y Kriwet (2001), una dieta a base de organismos con concha dura, como moluscos y algunos equinodermos.

Entre el preopérculo y el cleitro se forma un ángulo muy marcado, esa región estaba conformada por partes blandas que no se fosilizaron, ocasionando dicho espacio. Las costillas son rectas y largas, ya que miden hasta 1/2 del total de la medida corporal, ligeramente curvadas hacia la parte posterior (Fig. 5.4).

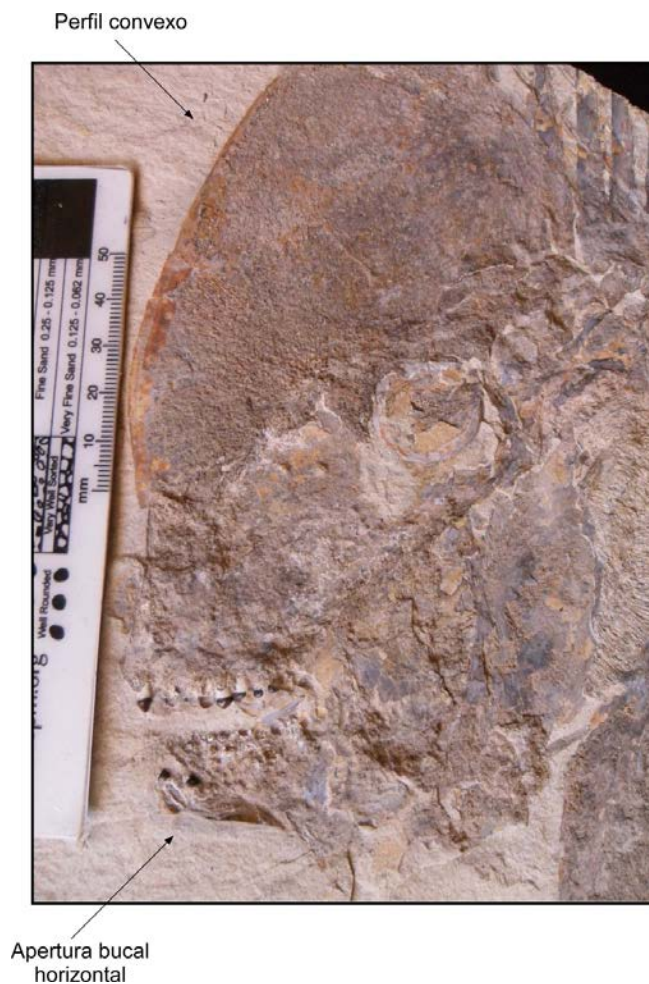


Fig. 5.2 Ejemplar VPSC1, se observa un perfil convexo, órbitas grandes y posición horizontal de la apertura bucal.

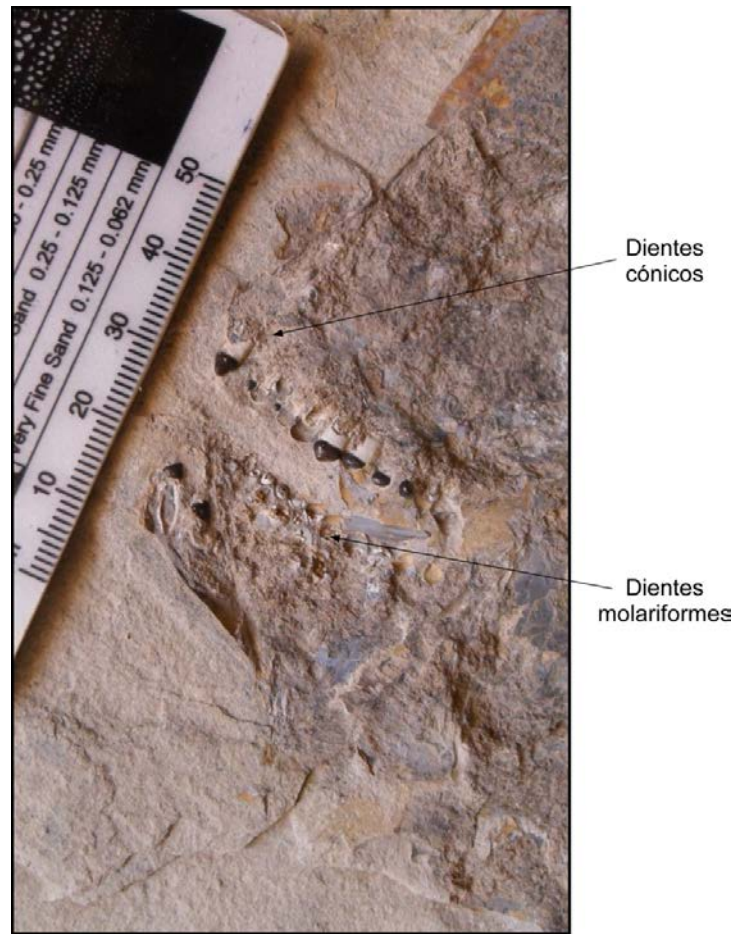


Fig. 5.3 Detalle del área bucal mostrando los dientes diferenciados, ejemplar VPSC1.



Fig. 5.4 Ejemplar VPSC1, en el que se aprecia el cuerpo alto, que exhibe costillas rectilíneas.

#### **Criterios de diagnóstico para *Nursallia* sp.**

A pesar de que el ejemplar no está completo, presenta ciertas características que indican que se trata del género *Nursallia* sp. Según Poyato-Ariza & Wenz (2002), la forma del frontal con el margen anterior convexo, dándole al cráneo una forma hemisférica anterodorsalmente, es típico del género. Además, la órbita se encuentra en una posición que es la mitad de la distancia entre la parte dorsal y ventral del cráneo, lo cual es evidente en el ejemplar estudiado.

De acuerdo a Poyato-Ariza & Wenz (2002), la apertura bucal con tendencia a la horizontal puede presentarse en varios géneros de picnodontiformes. Sin embargo, Blanco-Piñón (2003) reportó que los ejemplares de Vallecillo de este género presentan dicha característica.

**Paleoecología de *Nursallia sp.***

Como se mencionó anteriormente, los picnodontiformes han sido reportados en diversas áreas de Norteamérica (Applegate, 1992, 1996; Blanco-Piñón, 1998; Blanco *et al.*, 2001; Blanco-Piñón, 2003). Durante el Cretácico Tardío, en lo que hoy es la porción que abarca desde Alaska, pasando por Canadá y el norte de México se encontraba el Mar Interior del Oeste (Western Interior Seaway), el cual conectaba con el Golfo de México. Esto permitía la conexión directa con el antiguo Mar del Tethys (Fig. 5.5) (Bishop, 1970; Padilla y Sánchez, 1982; Sohl *et al.*, 1991). Específicamente, en el noreste de México, Blanco-Piñón (2003) reporta la presencia de *Nursallia? cf. gutturosum* en Vallecillo, N.L., que representa el primer registro de dicha especie para el Cretácico de Norteamérica y para el Turoniano a nivel mundial. De acuerdo a las características dentales y de la morfología corporal con cuerpo alto, corto y comprimido lateralmente, los picnodontiformes estaban bien adaptados a un modo de vida en ambiente arrecifal (Nursall, 1996b), sin embargo, el paleoambiente de las áreas de estudio es de aguas profundas en plataforma externa profunda y cuenca, sin evidencia de arrecifes o ambientes lagunares ni someros. El hecho de que *Nursallia sp.* se encuentre en este tipo de sedimentos indica la posibilidad de que este grupo no habitara exclusivamente ambientes someros y de arrecifes, como es propuesto por varios autores (Carroll, 1988; Nursall, 1996a; Kriwet, 2000) y abre la posibilidad de poner en discusión su distribución ecológica.



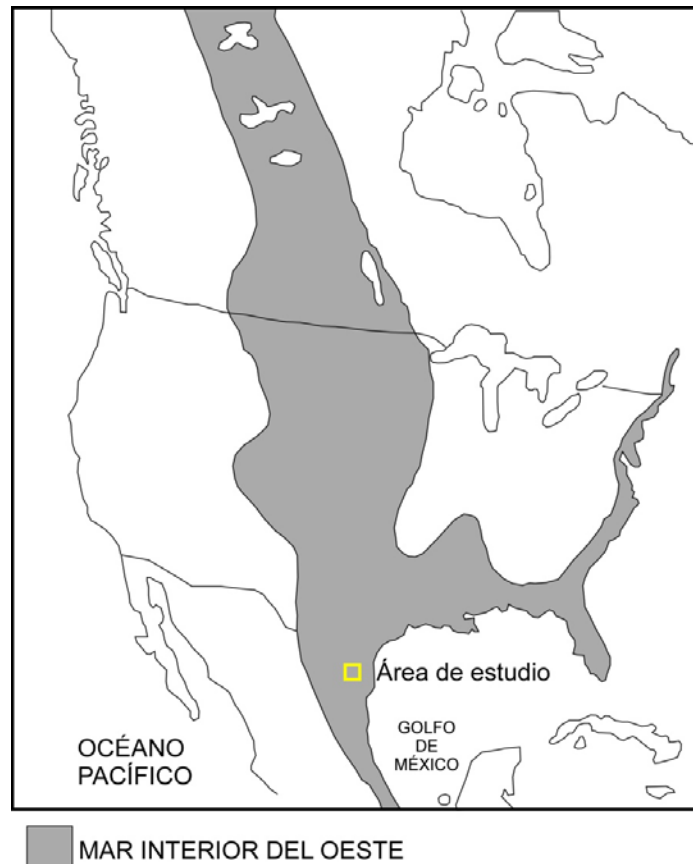


Fig. 5.5 Distribución del Mar Interior del Oeste durante el Cretácico Tardío. Modificado de Everhart & Everhart (1998).

### 5.3.1.2 Clase Teleostei

#### Orden Tselfatiiformes

Los Tselfatiiformes son peces teleósteos que vivieron en el periodo Cretácico. Sus características generales son cuerpo profundo, boca bordeada por premaxilar y maxilar, la aleta dorsal se extiende a lo largo de casi toda la espalda, las aletas pélvicas están ausentes o presentes con seis o siete rayos, la aleta caudal está bifurcada y tiene 18 rayos principales, la mayoría de los rayos de las aletas no tienen segmentación (Fig. 5.6) (Nelson, 2006). Los Tselfatiiformes se incluyen en el grupo de Clupeocephala (Taverne, 2000).

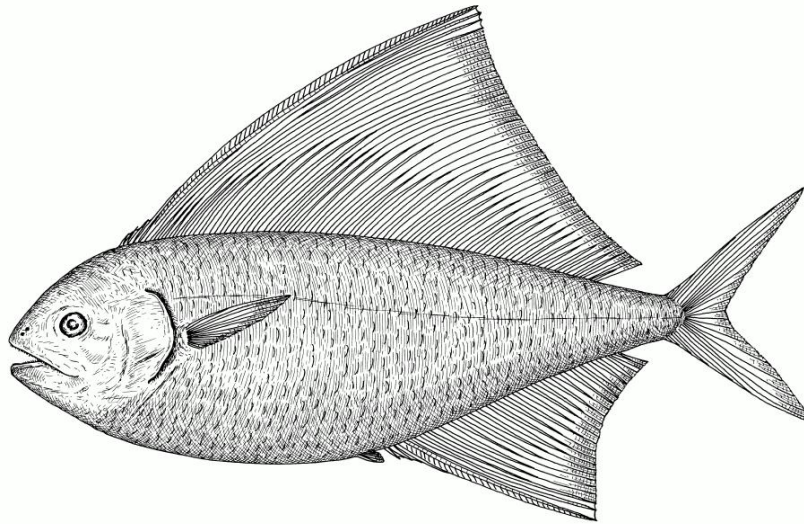


Fig. 5.6 Reconstrucción de un ejemplar del Orden Tselfatiiformes. Tomado de Taverne (2000).

Clase Teleostei, Müller, 1844

Orden Tselfatiiformes, Nelson, 1994

Familia Tselfatiidae, Arambourg, 1943

El material consiste en: un ejemplar incompleto, región anterior dorsal del cuerpo (VPSC2); un ejemplar incompleto, región anterior del cuerpo (VPSC3); ejemplar que muestra la mayor parte del cuerpo, a excepción del cráneo y la región caudal (VPSC4); ejemplar casi completo, no se distingue la región del cráneo (VPSC5), y una aleta caudal (VPSC6). Los cinco elementos se han identificado como Familia Tselfatiidae a pesar de no estar completos, ya que presentan características que de acuerdo a Bardack & Teller-Marshall (1980) y Taverne (2000), describen a dicha Familia. A continuación se describe el material:

Presentan un cráneo corto y profundo con la parte frontal rectilínea. Las cuencas orbitales son grandes (casi la mitad del tamaño total del cráneo) (VPSC3) (Fig. 5.9). En la parte ventral del cuerpo, las costillas son numerosas, muy largas ocupando el 75% de la altura total del cuerpo, convexas hacia la región posterior (ejemplar VPSC3, 4 y 5) (Fig. 5.9; 5.10 y 5.11).

La característica más relevante es la presencia de un rayo alargado en la aleta dorsal que se proyecta en dirección posterior y abarca casi el total de la superficie dorsal del cuerpo. Dicho rayo presenta una segmentación oblicua formada por pseudofulcros y lepidotriquios

(VPSC2, 4 y 5) (Fig. 5.7, 5.8, 5.10 y 5.11). En el ejemplar VPSC2 los pseudofulcros están orientados dorsoanteriormente y el rayo alargado tiene un espesor de 5 mm en la parte anterior, haciéndose más grueso (9 mm) y adelgazándose de nuevo hacia la parte posterior del cuerpo (4 mm) (Fig. 5.8). Se pueden observar al menos 16 rayos en la región dorsal. Según la descripción, este grupo presenta una aleta anal que también se encuentra extendida, sin embargo debido a la situación de los ejemplares, esta no se aprecia.



Fig. 5.7 Ejemplar VPSC2 que muestra la aleta dorsal con un rayo segmentado.

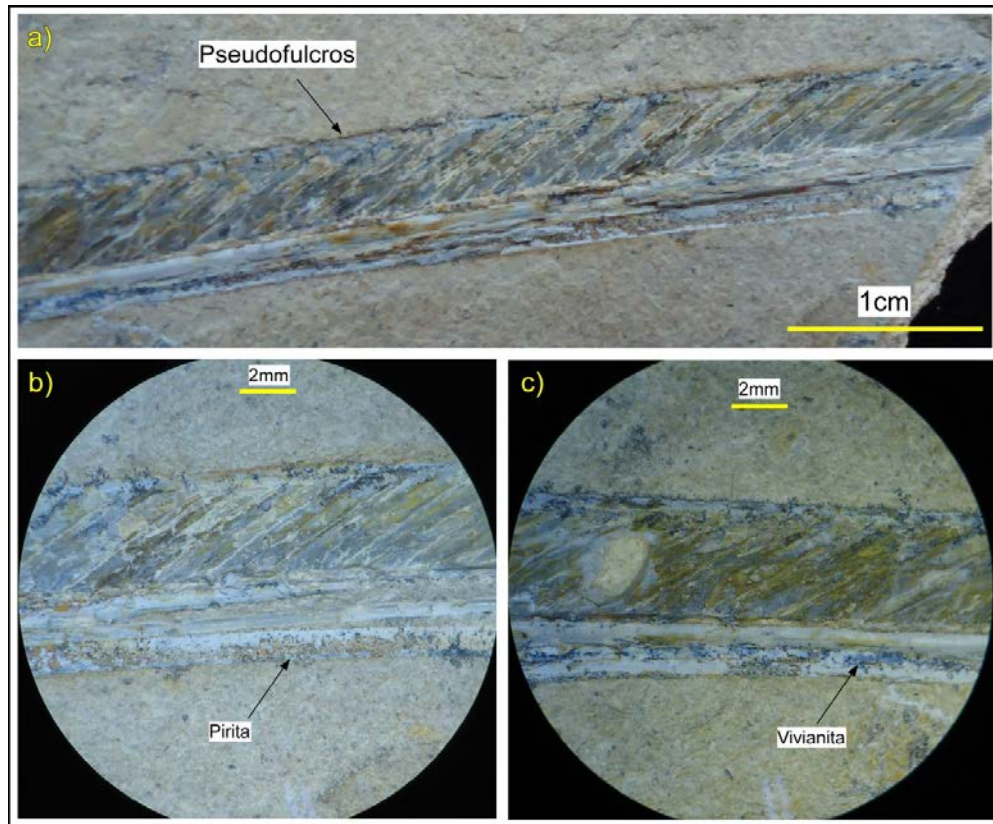


Fig. 5.8 Rayo segmentado: a) Pseudofulcros oblicuos; b) Detalle del rayo con cristales de pirita y c) Detalle del rayo con presencia de vivianita, ejemplar VPSC2.

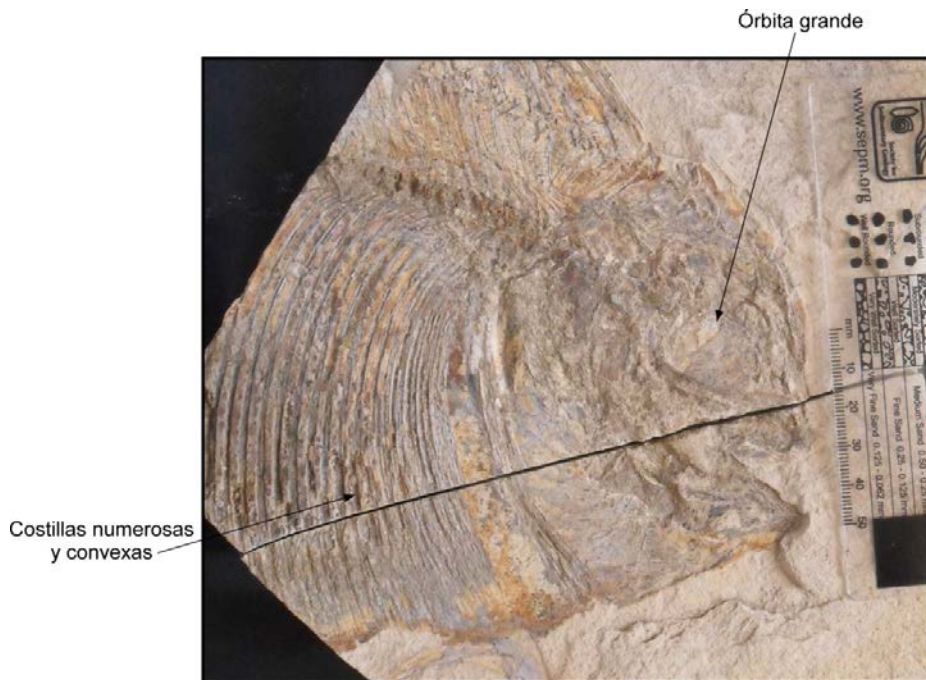


Fig. 5.9 Región anterior en donde se aprecian las costillas muy curvadas, región bucal pequeña, así como la órbita grande, ejemplar VPSC3.



Fig. 5.10 Ejemplar VPSC4 con costillas muy alargadas, que ocupan más de la mitad de la altura del cuerpo.



Fig. 5.11 Ejemplar casi completo en donde se indica la espina que caracteriza al grupo, VPSC5.

En la aleta caudal VPSC6, se distinguen dos huesos en forma triangular. Estos se forman gracias a la unión de los hipurales 1 y 2. De igual forma los hipurales 3, 4 y 5 están fusionados dando lugar a una estructura similar, entre ambos huesos se aprecia una depresión (Fig. 5.12).

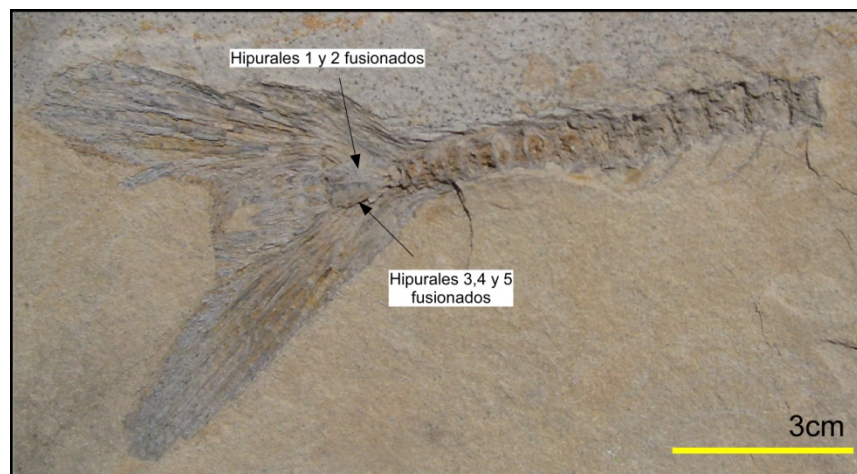


Fig. 5.12 Región caudal que presenta la aleta y algunas vértebras, ejemplar VPSC6.

Se considera que los ejemplares anteriormente descritos pertenecen a la Familia Tselfatiidae, ya que de acuerdo a Taverne (2004), del orden Tselfatiiformes, sólo los géneros *Tselfatia* y *Dixonanagmius* (= *Plethodus*) presentan un radio distintivo en la aleta dorsal y uno en la anal, el cual es ancho y está formado por pseudofulcros y lepidotriquios.

La familia Tselfatiidae es conocida en sedimentos marinos del Cretácico Superior (Cenomaniano-Santoniano) de África (Marruecos, Arambourg, 1943; Taverne, 2000), Europa (Taverne, 1974, 1983), Norteamérica y Sudamérica (Bardack & Teller-Marshall, 1980; Fielitz & Shimada, 1999) y en México, en los estados de Guerrero (Garibay-Romero & Alvarado-Ortega, 2002), Nuevo León (Blanco-Piñón *et al.*, 2001, Blanco-Piñón, 2003) y Coahuila (Blanco-Piñón *et al.*, 2004; Stinnesbeck *et al.*, 2005). Se conoce que la distribución de los Tselfatiiformes en Norteamérica abarca hasta el sur de México. La Familia Tselfatiidae se reporta únicamente para sedimentos marinos (Taverne, 1999). Por lo tanto, la presencia de esta Familia en el área de estudio coincide con los reportes para la distribución espacial y temporal.

### 5.3.2 Invertebrados

#### 5.3.2.1 Mollusca

La asociación de fauna invertebrada consiste en ejemplares de las Familias Inoceramidae y Ostreidae, algunos de esta última, se observaron incluidos sobre la concha de inocerámidos.

Clase Bivalvia, Lineé, 1758

Orden Pterioida, Newell, 1965

Familia Inoceramidae, Giebel, 1852

Los inocerámidos tienen una disposición de manera paralela al plano de estratificación y sus valvas están desarticuladas y comprimidas, con la capa de aragonita disuelta y la capa prismática adelgazada. Las valvas son inequilaterales y tienen una morfología ovalada. Las líneas de crecimiento están dispuestas de manera concéntrica (Fig. 5.13). Por otra parte, los ostreidos forman “parches” esporádicos y sus conchas son gruesas, inequivalvas, siendo muy convexas. Se observan con menor grado de recristalización (Fig. 5.14).



Fig. 5.13 Ejemplar inocerámico que presenta disolución parcial en su concha.



Fig. 5.14 Acumulación de ostreidos en la caliza arcillosa del área de San Nicolás.



#### 5.4 TAFONOMÍA

De manera general, la fauna del área de estudio se encuentra orientada en sentido paralelo a la estratificación, estando aplanada. El aplanamiento se debe a la presión litostática. El grado de aplanamiento se define por el tipo y tamaño del sedimento, la morfología de los organismos y la orientación de los organismos enterrados con respecto a la estratificación. El grano fino de los sedimentos es más propenso a sufrir aplanamiento debido a la presión litostática, además la morfología lateralmente comprimida de los organismos (peces e inocerámidos) proporciona un mejor acomodo en su depósito de manera paralela a la estratificación. Esto también se ve reflejado claramente en la microfauna, ya que, algunos organismos que presentan concha delgada se observan fracturados.

Los elementos vertebrados presentan cuerpos articulados, esto habla a favor de un déficit de oxígeno en el medio, ya que los peces no sufrieron la acción de bacterias aeróbicas, las cuales actúan más efectivamente que las anaeróbicas. Esto aunado a una rápida mineralización que ocurrió antes de la descomposición total, permitió que los ejemplares se preservaran articulados. Las partes en los fósiles de vertebrados, que están formadas por fosfato de calcio ( $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3$ ) han sido sustituidas por carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ) (Fig. 5.15).

Las cavidades se rellenaron durante la diagénesis por cristales de calcita, esto es evidente en las vértebras (Fig. 5.16). Algunos huesos presentan una coloración más oscura que el sedimento en el que se encuentran, según Martill (1987), esto refleja una baja tasa de descomposición, además de la presencia de sulfuros de hierro en sedimentos con concentraciones bajas de oxígeno. En el ejemplar VPSC1, las piezas dentales se muestran muy bien preservadas, ya que se mantiene su composición original. Como mineral secundario, se presentan cristales de pirita (Fig. 5.8b) y en algunas espinas se observa vivianita ( $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ ) (Fig. 5.8c), la cual es producto de la reacción de hidroxiapatita del hueso con soluciones que contienen hierro.

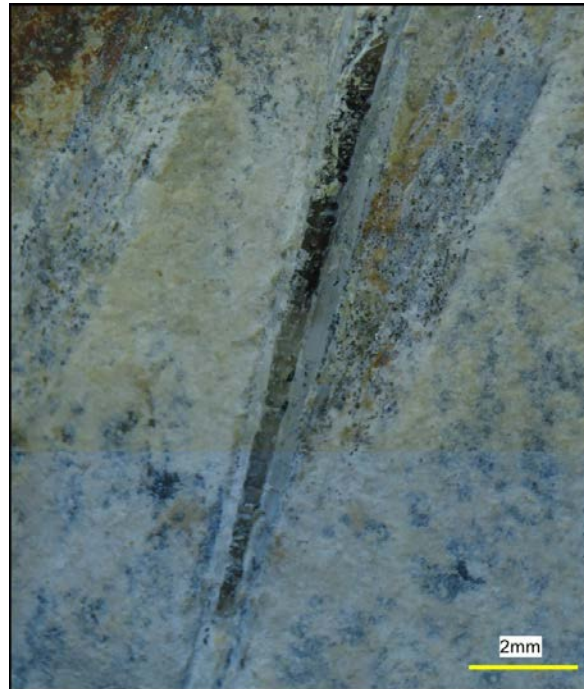


Fig. 5.15 Detalle de una espina que se encuentra reemplazada por calcita, ejemplar VPSC2.



Fig. 5.16 Detalle de vértebras que presentan relleno de calcita, ejemplar VPSC3.

Los inocerámidos se presentan con las valvas desarticuladas y su concha ha sido recristalizada y parcialmente disuelta. Los ostreidos se aprecian con menor grado de recristalización, esto podría deberse a que existe una diferencia en el arreglo de las conchas de

ambos grupos. Las estructuras compuestas por calcita presentan disolución parcial, mientras que, las estructuras aragoníticas sufrieron disolución total.

A diferencia de un medio con condiciones aeróbicas, cuando la concentración de oxígeno es baja, el proceso de descomposición se reduce, dando como resultado una preservación buena de la fauna (Allison, 1990). La descomposición se lleva a cabo mediante la reducción de sulfato. Esto convierte el medio en una cuenca euxínica, lo que disminuye la tasa de descomposición de materia orgánica.

Las muestras presentan un alto contenido de hierro, esto es evidente ya que gran cantidad de microfósiles se encuentran reemplazados parcial o totalmente por pirita ( $\text{FeS}_2$ ) (Fig. 5.17a;b) y hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) (Fig. 5.17c). La pirita se presenta como un componente menor en sedimentos marinos de grano fino y su presencia en grandes cantidades, es una característica deposicional importante. El grado de piritización indica condiciones reductoras, ya que según Flügel (2004), dicho sulfuro es común en ambientes reductores de agua marina que se satura en orgánicos. La formación de la pirita se da en las primeras fases de la diagénesis, y puede ser iniciada a sólo unos centímetros por debajo de la zona de interfase del sedimento y la columna de agua, bajo condiciones de baja concentración de oxígeno (Allen, 1990). Esto se debe a la acción de bacterias anaerobias, ya que hay reducción de sulfatos para descomponer la materia orgánica. Se produce ácido sulfhídrico ( $\text{H}_2\text{S}$ ) que se combina con el hierro reactivo que se encuentra en el medio y se producen sulfuros de hierro ( $\text{FeS}$ ). El rompimiento bacteriano del  $\text{H}_2\text{S}$  libera azufre (S) de la solución, el cual reacciona con el  $\text{FeS}$  produciendo pirita. El proceso de su formación se ilustra en la Fig. 5.18.

También se observó goethita, que en ocasiones se encuentra reemplazando algunos microorganismos. De acuerdo a Allison *et al.*, (1990), la goethita se forma por la oxidación de la pirita también en cuencas anóxicas.

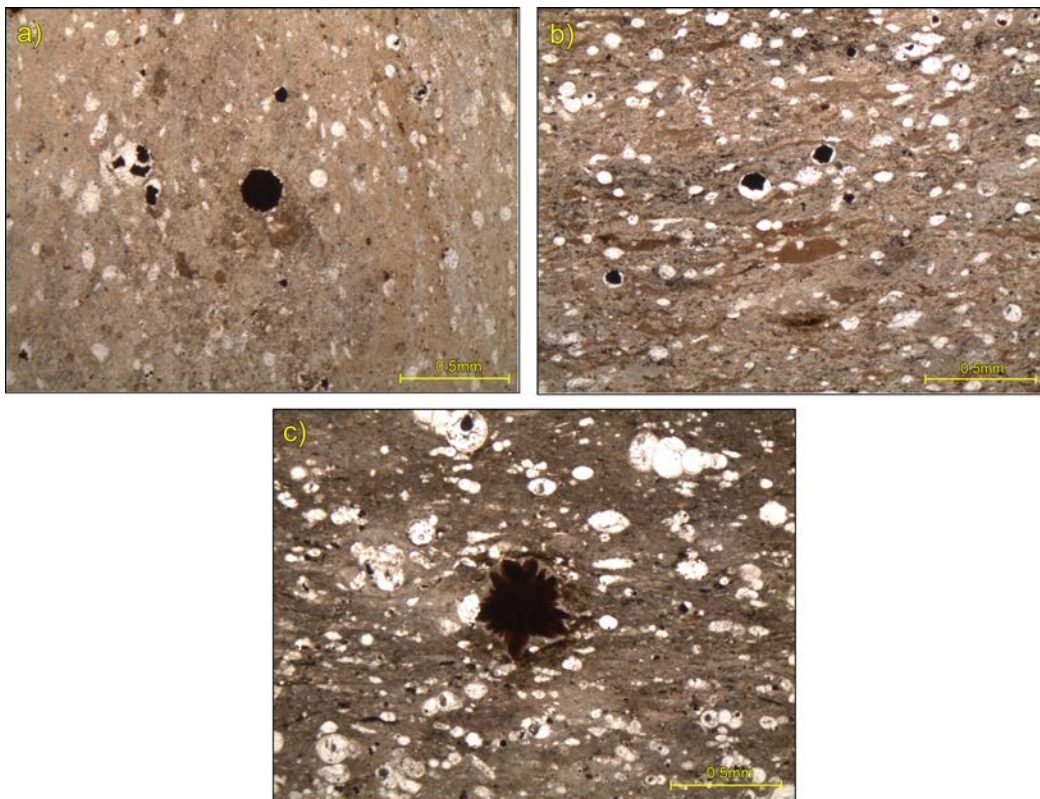


Fig. 5.17 Minerales de hierro en secciones delgadas: a) Radiolario completamente reemplazado por pirita (Lámina EP4); b) Radiolarios que muestran reemplazamiento parcial por pirita (Lámina SN8); c) Hematita acicular (Lámina SN30).

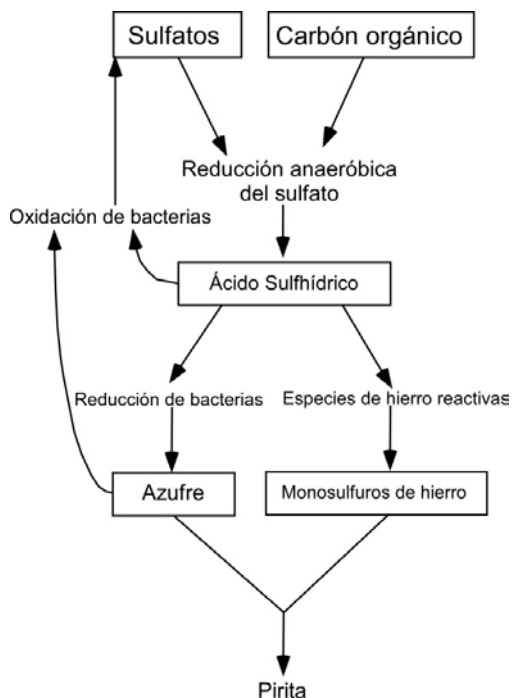


Fig. 5.18 Procesos involucrados en la formación de pirita. Modificado de Berner (1972).

### 5.5 UN IMPORTANTE YACIMIENTO A FUTURO

Se conoce como yacimiento fosilífero (*Fossil-Lagerstätte*) a cualquier localidad que aloja fósiles en abundancia, cuya preservación es destacable, ya que es de interés científico por la importante información que aportan en el aspecto paleobiológico, paleoecológico y diagenético (Seilacher, 1990; Brett & Seilacher, 1991).

A nivel mundial existen yacimientos de calizas litográficas como Solnhofen, Alemania (Barthel, 1978); Gürük, Turquía (Hemleben & Swinburne, 1991), y Tepexi de Rodríguez, México (Applegate, 1987), siendo todos estos reportados como ambientes lagunares. El ambiente que prevaleció en el área de estudio difiere de los sitios anteriormente mencionados, ya que está representado por sedimentos marinos profundos, por lo que se señala una afinidad con los sitios Haqel y Hjoula, Líbano (Hemleben, 1977). Además, en el noreste de México, las localidades de Vallecillo, N.L. y Múzquiz, Coahuila presentan similitudes a los sitios de El Palmar y San Nicolás. La naturaleza fina y laminada del sedimento, el paleoambiente pelágico y las asociaciones macro (peces e inocerámidos) y microfaunísticas (foraminíferos planctónicos) son similares a dichos sitios mexicanos (Blanco-Piñón, 1998; Stinnesbeck *et al.*, 2005).

Dada la relación litológica y paleofaunística que existe entre las localidades fosilíferas de la Formación Agua Nueva y su equivalente (Eagle Ford) en el noreste de México, los sitios El Palmar y San Nicolás deben ser considerados como un posible yacimiento fosilífero muy fructífero para futuros estudios relacionados con la taxonomía y la paleoecología de la región.

**CAPÍTULO 6**

**EDAD DE LAS SECUENCIAS FOSILÍFERAS**

**6.1 FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS**

Los foraminíferos planctónicos son protistas que habitan las zonas pelágicas de los océanos. Se conocen desde el Jurásico Medio, son constituyentes de calizas de mar profundo del Cretácico y Cenozoico. Son importantes indicadores bioestratigráficos desde el Cretácico Temprano y son útiles en reconstrucciones paleoceanográficas, paleoclimatológicas y paleobatimétricas (Flügel, 2004). Se consideran excelentes fósiles guía, ya que presentan las siguientes características: distribución amplia, gracias a su modo de vida planctónico, abundancia, tamaño pequeño (una muestra contiene numerosos ejemplares) y evolución rápida.

Uno de los objetivos del presente trabajo es determinar la edad de los sedimentos del área de estudio en base a foraminíferos planctónicos, ya que, como se mencionó anteriormente, son una opción excelente para realizar dataciones precisas. De acuerdo a diversos trabajos, diferentes edades han sido propuestas para la Formación Agua Nueva (Fig. 6.1). En el noreste de México, estas varían de acuerdo al área: Cenomaniano (Morán-Zenteno, 1994); Cenomaniano Tardío-Santoniano (Longoria, 1977), Turoniano (Padilla y Sánchez, 1978, 1982, López-Ramos, 1982; Sohl *et al.*, 1991; Blanco-Piñón, 1998).

	Pessagno 1987 Cañón Peregrina	Longoria 1977 Cañón Peregrina	Gamper 1977 Cañón Peregrina	Padilla y Sánchez 1978 SW- N.L.	Longoria 1979 Cañón La Boca	Soto-J 1981 Cañón La Borrega	López Ramos 1982 NE- Méx.	Santiago et al., 1984 C. Burgos Tux- Tamp	Padilla y Sánchez 1982 Mty- Tor.	Schoenher 1988 NE- Mex	Dávila 1991 Cerro del Aire	Moran-Z. 1994 Huayaco- cotta	Blanco-P. 1998 Vallecillo, N.L.
SANTONIANO	FORMACIÓN SAN FELIPE		FORMACIÓN SAN FELIPE	FORMACIÓN SAN FELIPE	FORMACIÓN SAN FELIPE	FORMACIÓN SAN FELIPE	FORMACIÓN SAN FELIPE	FORMACIÓN SAN FELIPE	FORMACIÓN SAN FELIPE	FORMACIÓN SAN FELIPE	FORMACIÓN SAN FELIPE	FORMACIÓN SAN FELIPE	FORMACIÓN SAN FELIPE
CONIAC.													
TURONIANO	FORMACIÓN CUESTA DEL CURA		FORMACIÓN CUESTA DEL CURA	FORMACIÓN CUESTA DEL CURA	FORMACIÓN CUESTA DEL CURA	FORMACIÓN CUESTA DEL CURA	FORMACIÓN CUESTA DEL CURA	FORMACIÓN CUESTA DEL CURA	FORMACIÓN CUESTA DEL CURA	FORMACIÓN CUESTA DEL CURA	FORMACIÓN CUESTA DEL CURA	FORMACIÓN CUESTA DEL CURA	FORMACIÓN CUESTA DEL CURA
CENOMANIANO													

Fig. 6.1 Edades asignadas a la Formación Agua Nueva por diversos autores. Modificado de Blanco-Piñón (1998).

## 6.2 PREPARACIÓN DE MUESTRAS

Se seleccionaron muestras para la identificación de foraminíferos, que fueron recolectadas dentro de los mismos perfiles estudiados en las áreas de El Palmar y San Nicolás. Las muestras se recolectaron en lugares estratégicos; posteriormente se trasladaron al Laboratorio de Preparación de la Facultad de Ciencias de la Tierra para ser tratadas. El tratado de las muestras se debe realizar de la manera más cuidadosa posible, ya que éstas podrían contaminarse durante el proceso, incluso aún en el momento de la clasificación de los foraminíferos. El método que fue utilizado para este estudio es el levigado (Fig. 6.2), que consiste en lo siguiente:

1. Se tritura una cantidad aproximada de 2 cm<sup>2</sup> de muestra en un mortero. Se busca llegar a un tamaño de sedimentos de 1-2 mm.
2. La muestra triturada se coloca en un vaso de precipitado, al cual se le agrega H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> al 50%, el vaso se cubre y se mantiene de esa forma hasta cumplir 24hrs.
3. Posteriormente, la muestra se pasa a una plancha caliente a una temperatura menor a 50°C.
4. El material se lava a presión de agua pasándolo por mallas de diferentes diámetros y se recupera para su análisis la fracción mayor a 58 µm.
5. Una vez lavado el material, se coloca en filtros y se seca en un horno a una temperatura menor a 50°C.
6. Las muestras se etiquetan y se almacenan.
7. De ser necesario, se repite el proceso de lavado, hasta que los foraminíferos queden libres de cementante.

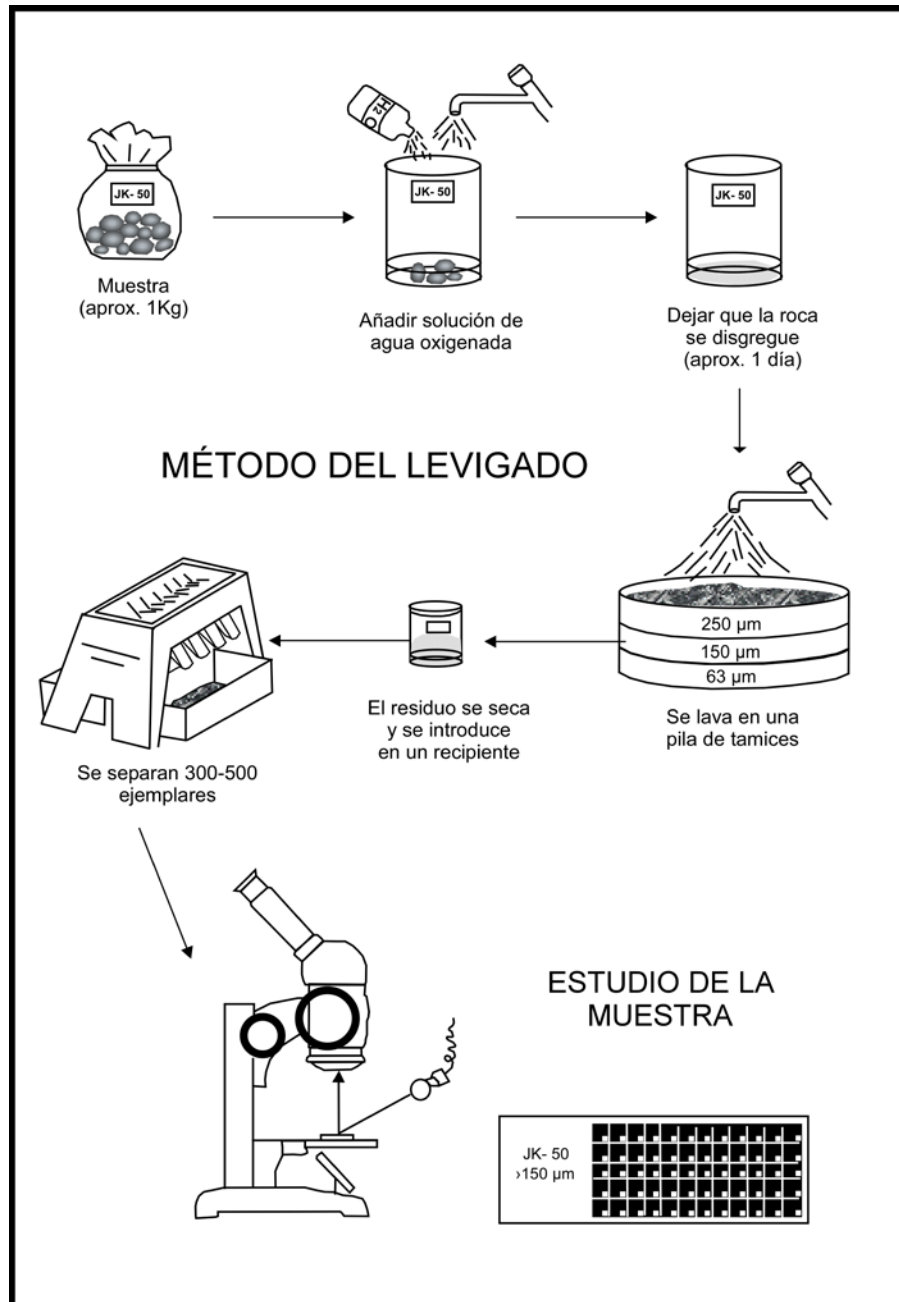


Fig. 6.2 Imagen en la que se ilustra el proceso que se lleva a cabo en el método del levigado. Modificado de Arenillas *et al.* (2000).

La identificación de los foraminíferos se realizó en base a los trabajos de Robaszynsky & Caron (1979) y Caron (1985). Los criterios morfológicos que se toman en cuenta para la clasificación de los foraminíferos son: número, forma y orden de las cámaras, características de las suturas, si presenta carena, características de apertura, modo de perforación y la estructura de la pared de la concha.



### 6.3 EDAD DE LOS SEDIMENTOS

La edad determinada para las secciones fosilíferas de El Palmar y San Nicolás es de Cenomaniano Tardío-Turoniano Temprano, en base a la asociación de foraminíferos planctónicos identificados.

La especie clave es *Whiteinella archaeocretacea*, ya que de acuerdo a Caron (1985), esta indica el comienzo de la Zona de *Whiteinella archaeocretacea*, lo cual representa el inicio del Turoniano. La fauna que indica una edad previa a dicha etapa está representada por el género *Rotalipora*, que, de acuerdo a Caron (1985), es exclusivo del Cenomaniano. La asociación de las especies *Heterohelix globulosa*, *H. moremani*, *Hedbergella delrioensis*, *H. planispira*, *H. flandrini*, *H. monmouthensis* y *Whiteinella brittonensis* corroboran la edad propuesta. Las biozonaciones (Fig. 6.3) en donde se incluirían ambas secciones son:

#### Zona de *Whiteinella archaeocretacea*

Edad: Turoniano Temprano

Inicia con la extinción del género *Rotalipora* y se caracteriza por la presencia de *Whiteinella archaeocretacea*.

#### Zona de *Rotalipora cushmani*

Edad: Cenomaniano Medio-Tardío

Su límite superior está marcado por la extinción del género *Rotalipora*.

EDAD m.a.	CARON (1985)
86 TURONIANO	<i>M. sigali</i>
	<i>H. helvetica</i>
	<i>W. archaeocretacea</i>
92 CENOMANIANO	<i>R. cushmani</i>
	<i>R. reicheli</i>
	<i>R. brotzeni</i>
100	

Fig. 6.3 Biozonación de foraminíferos planctónicos para el intervalo Cenomaniano-Turoniano.

## 6.4 DESCRIPCIÓN DE FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS

Un total de nueve especies de foraminíferos planctónicos fueron identificadas, cabe mencionar que no fue posible tomar fotografías debido a que no se contaba con el equipo necesario. A continuación se presenta la descripción de cada especie.

### 6.4.1 Género *Hedbergella* (BRÖNNIMANN & BROWN, 1958)

El género *Hedbergella* se compone de formas planctónicas cretácicas (Fig. 6.4). Presenta concha trocoespiralada, biconvexa. El contorno se puede tornar muy lobulado. Cámara redonda sin quilla. Apertura principal extraumbilical-umbilical, se extiende hacia la periferia y está rodeada por un labio estrecho. El ombligo es estrecho a moderadamente amplio (1/4 del diámetro máximo). En especímenes con un ombligo relativamente grande, los labios de las primeras cámaras son fácilmente visibles bordeando el ombligo como un adorno. Suturas radiales y hundidas en el lado umbilical y hundidas, radiales y suavemente curvas en el lado de espiral.

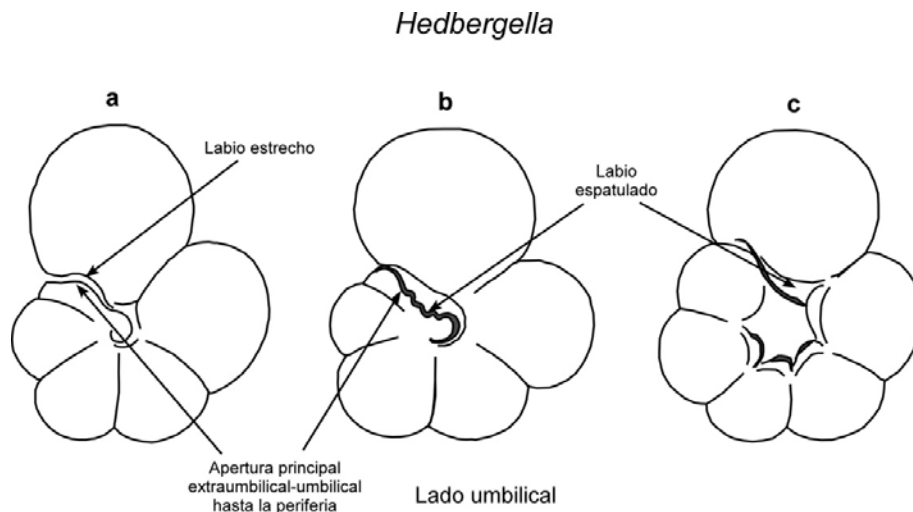


Fig. 6.4 Imagen en donde se indican las características principales del género *Hedbergella*. Modificado de Robaszynsky & Caron (1979).

#### 6.4.1.1 *Hedbergella delrioensis* (Carsey, 1926)

En su lado umbilical se cuentan hasta cinco cámaras con forma globular, que tienen una superficie espinosa, excepto la última, que es suave. Sus suturas son radiales y hundidas. El ombligo es muy estrecho, 1/6 a 1/5 del diámetro máximo de la concha. Apertura primaria extraumbilical-umbilical, curveada, hasta llegar a la periferia y cubierta por un labio plano que

se extiende hasta el ombligo. El lado espiral tiene cámaras circulares con suturas radiales y hundidas, a veces ligeramente arqueadas. El contorno es lobulado y la espira es de crecimiento rápido. En vista lateral, *Hedbergella delrioensis* tiene una concha con trocoespira baja, moderadamente asimétrica, su lado espiral es ligeramente convexo y las últimas cámaras frecuentemente levantadas hacia la cara umbilical, no cuenta con carenas. Su diámetro medio es de 0.35 mm (Robaszynsky & Caron, 1979). Es abundante desde el Aptiano al Cenomaniano (Caron, 1985).

#### **6.4.1.2 *Hedbergella flandrini* (Porthault, 1969)**

Tiene forma de estrella, en el lado umbilical presenta de cinco a seis cámaras, de forma espatulada, excepto la primera de la última vuelta, que es más globular. La superficie de las cámaras es lisa, las primeras son granulares en algunos especímenes. Las suturas son radiales y hundidas. Apertura primaria extraumbilical-umbilical que se extiende hasta la periferia, labios bien desarrollados, especialmente en la última cámara. Su ombligo es estrecho, con 1/5 de diámetro máximo de la concha. El lado espiral tiene cámaras con forma de espátula con suturas radiales y hundidas, dichas cámaras incrementan rápidamente su tamaño durante el crecimiento. El contorno es lobulado. Su lado lateral comprimido, casi simétrico, ligeramente biconvexo, la última cámara puede encontrarse desplazada hacia el lado espiral. Formas a menudo de grandes dimensiones, 0.4-0.5 mm de diámetro (Robaszynsky & Caron, 1979).

#### **6.4.1.3 *Hedbergella planispira* (Tappan, 1940)**

En el lado umbilical tiene de seis a ocho cámaras globulares con superficie lisa, con suturas radiales y hundidas. Apertura primaria extraumbilical-umbilical extendida y alcanzando la periferia, bordeada por un labio, los labios de las aperturas anteriores quedan parcialmente visibles en el ombligo. El ombligo tiene de 1/4 a 1/3 de diámetro máximo de la concha. En el lado espiral las cámaras son globulares con superficie lisa, tiene suturas radiales y hundidas. El contorno tiende a hacerse cada vez menos lobulado. En la mayoría de los individuos, el crecimiento de la espiral se da de forma lenta. Su perfil es levemente asimétrico, con una cara con espiral plana. Su diámetro es de 0.15-0.25 mm (Robaszynsky & Caron, 1979). Difiere de *H. delrioensis* en que su lado espiralado es muy bajo y en que tiene un

mayor número de cámaras. Muestra poca variación desde el Aptiano al Turoniano (Caron, 1985).

#### 6.4.1.4 *Hedbergella monmouthensis* (Olsson, 1960)

En el lado umbilical presenta cinco cámaras globulares con superficie finamente perforada, suturas radiales hundidas. Muestra una apertura extraumbilical-umbilical larga. Su ombligo tiene 1/3 del diámetro máximo. El lado espiral tiene contorno lobulado, suturas hundidas, las cámaras son globulares con superficie finamente perforada y aumentan de tamaño progresivamente en la primera espiral y rápidamente en la última. La vista lateral muestra una trocoespira muy baja a plana, con perfil casi simétrico, cámara periférica redondeada. Su tamaño es de 0.10-0.22 mm.

#### 6.4.2 Género *Heterohelix* (EHRENBERG, 1843)

Concha con un enrollamiento inicial planoespiralado, que es seguido por una etapa biserial, o puede ser completamente biserial (Fig. 6.5).

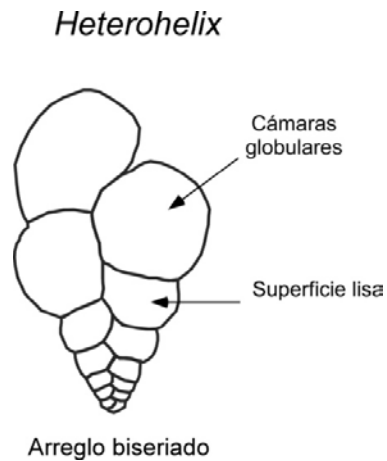


Fig. 6.5 Ilustración del género *Heterohelix* mostrando el arreglo biserialado de sus cámaras. Modificado de Caron (1985).

##### 6.4.2.1 *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg, 1840)

Tiene cámaras con forma globular que se incrementan gradualmente en tamaño, a excepción de las últimas cámaras, las cuales aumentan su tamaño rápidamente. Las cámaras

son ligeramente más profundas que anchas y exhiben una superficie lisa. La apertura es un arco rodeado de un labio imperforado (Caron, 1985).

#### 6.4.2.2 *Heterohelix moremani* (Cushman, 1938)

Presenta de seis a nueve pares de cámaras con superficie lisa, que incrementan su tamaño lentamente (Caron, 1985). Su aspecto general es alargado con perfil delgado, esta apariencia se debe al número considerable de cámaras y al acomodo que éstas tienen.

#### 6.4.3 Género *Rotalipora* (BROTZEN, 1942)

Presenta una concha con trocoespira, variablemente convexa con cámaras angulares a romboides, a veces fuertemente infladas. Periferia ecuatorial poca a moderadamente lobulada. Perfil de cámaras con una sola quilla continuando a través de las suturas de espiral y a veces a lo largo de las suturas umbilicales. Apertura primaria extraumbilical-umbilical casi alcanzando la periferia. Aperturas suplementarias umbilicales o suturales. Ombligo estrecho a grande. Sutures radiales a curvas, hundidas a levantadas en el lado umbilical; curvas y levantadas en el lado espiral (Fig. 6.6) (Robaszynsky & Caron, 1979).

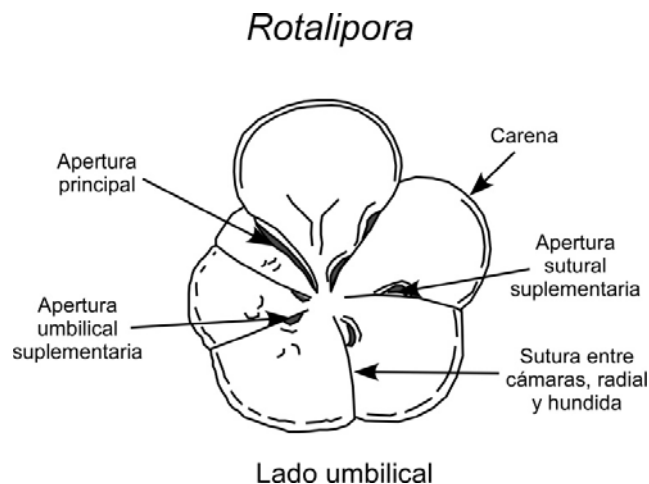


Fig. 6.6 Género *Rotalipora* en vista umbilical. Modificado de Robaszynsky & Caron (1979).

#### 6.4.4 Género *Whiteinella* (PESSAGNO, 1967)

Formas planctónicas, con concha trocoespiral baja, biconvexo. Periferia ecuatorial lobulada. Cámaras globulares, sin quilla. Apertura primaria extraumbilical-umbilical,

comúnmente extendiéndose una corta distancia afuera del ombligo. El ombligo es grande (1/3 del diámetro máximo), no profundo, parcialmente cubierto por pórtico de cámaras consecutivas con aperturas accesorias. Suturas en ambos lados radiales y hundidas, algunas veces suavemente curvas entre las últimas cámaras (Fig. 6.7).

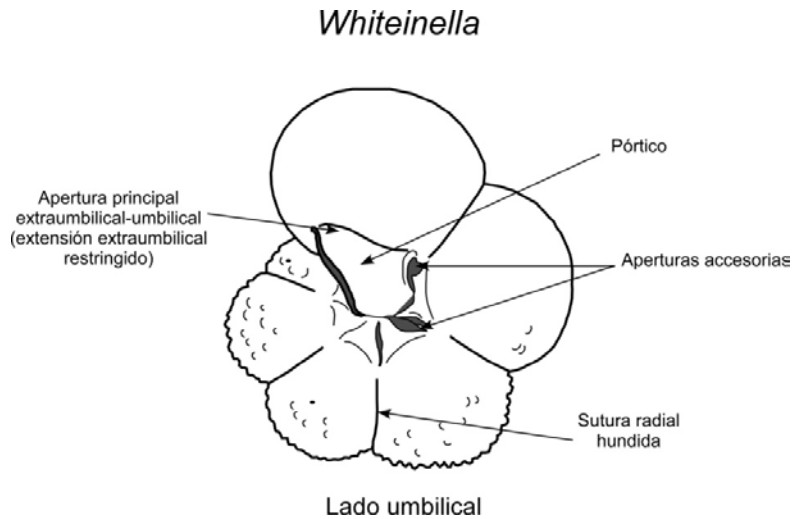


Fig. 6.7 Características del género *Whiteinella*. Modificado de Robaszynsky & Caron (1979).

#### 6.4.4.1 *Whiteinella archaeocretacea* (Pessagno, 1967)

Apertura primaria extraumbilical-umbilical, casi completamente umbilical. Pórtico que se extiende al centro del ombligo. Cuenta por lo general con cinco cámaras, de las cuales, las primeras tienen forma globular, y se vuelven alargadas en el sentido del enrollamiento. Las suturas están hundidas, son radiales y rectas entre las primeras cámaras, curvándose hacia la dirección de enrollamiento entre las últimas cámaras formadas. El ombligo es amplio y poco profundo, tiene 1/4 a 1/3 del diámetro más grande del caparazón. En el lado espiral, el contorno es lobulado. Las cámaras iniciales presentan forma globular y se vuelven alargadas en la dirección de enrollamiento. Las suturas están hundidas, son radiales y rectas entre las primeras cámaras, y en las siguientes cámaras se curvan hacia la dirección del enrollamiento. Cabe mencionar que las cámaras incrementan rápidamente su tamaño hacia la última vuelta de la espira. Carenas ausentes. Concha con trocoespira baja, de manera general, las cámaras aparecen comprimidas lateralmente, con perfil ovalado. Su diámetro está entre los 0.40 y 0.55 mm, el promedio es 0.55 mm.

**6.4.4.2 *Whiteinella brittonensis* (Loeblich & Tappan, 1961)**

Apertura primaria extraumbilical-umbilical, no llega hasta la periferia y está bordeado por un pórtico; los pórticos de las aperturas anteriores permanecen visibles alrededor del ombligo y se traslapan uno con otro. Cuenta con cinco y media a siete cámaras globulares con superficie espinosa. Sus suturas son radiales y hundidas. El ombligo es estrecho, de 1/5 a 1/4 del diámetro máximo de la concha. El lado espiral tiene cámaras globulares, las cuales se incrementan lentamente en tamaño conforme se agregan, con suturas radiales y hundidas. La periferia ecuatorial es lobulada, casi circular. Su vista lateral es con trocoespira alta, asimétrica, carenas ausentes, el esquema general de las cámaras es circular y su diámetro en promedio es de 0.35 a 0.50 mm.

**6.5 CORRELACIÓN DE LOS SITIOS EL PALMAR Y SAN NICOLÁS**

Como anteriormente se mencionó, los foraminíferos planctónicos son una herramienta muy útil para la correlación de áreas, locales e incluso a distancia. De acuerdo a la presencia de la especie índice *W. archaeocretacea*, se realizó una correlación bioestratigráfica de los perfiles de los sitios estudiados, cabe mencionar que entre ambos existe una distancia de 5 km aproximadamente (Fig. 6.8). En base a la identificación de la microfauna, se concluye que la Formación Agua Nueva en el área de estudio tiene una edad de Cenomaniano Tardío-Turoniano Temprano.

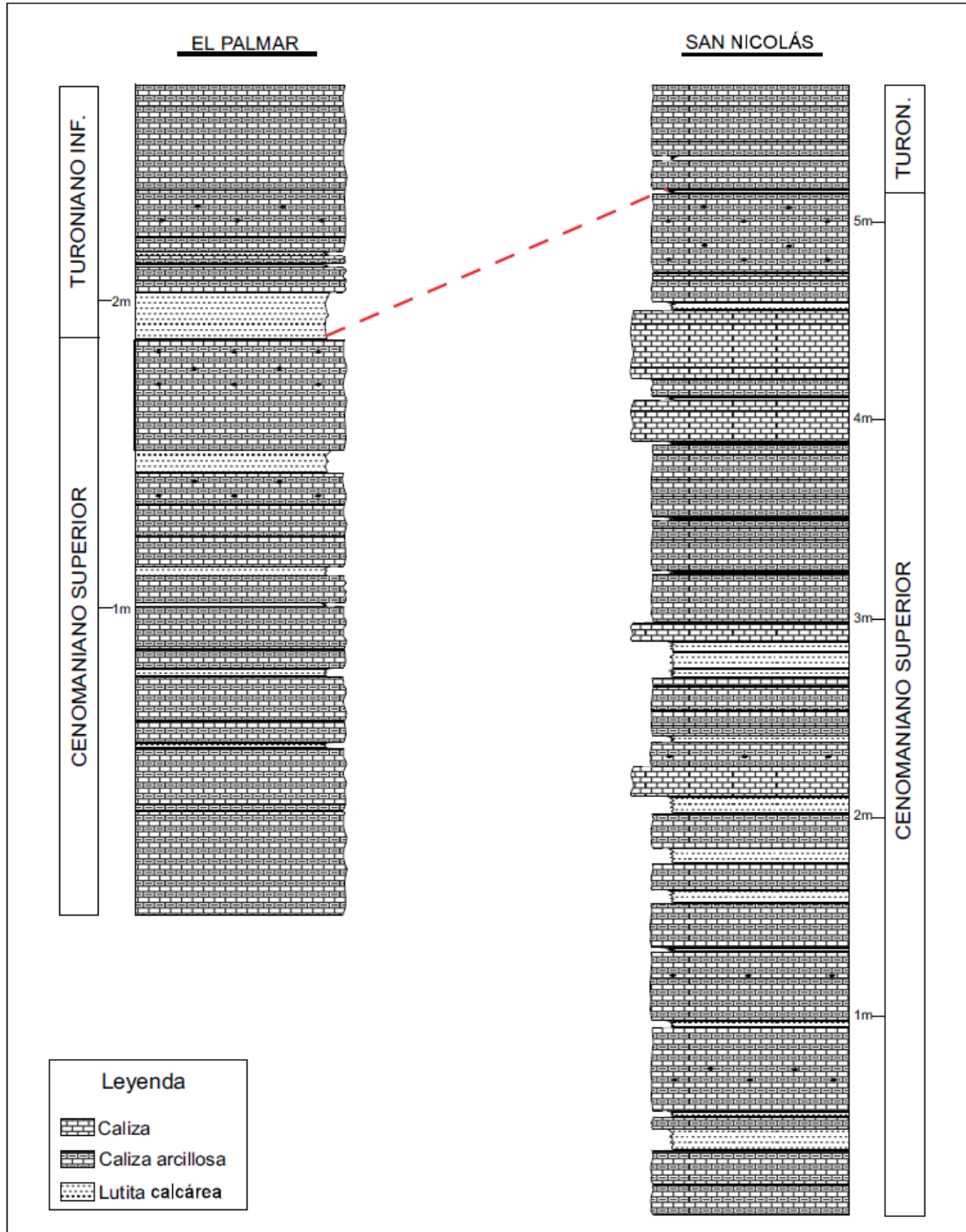


Fig. 6.8 Correlación bioestratigráfica entre las secciones de las áreas El Palmar y San Nicolás.



**CAPÍTULO 7****CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES****7.1 CONCLUSIONES**

El análisis microfaunístico y microficial a detalle y con control estratigráfico de las muestras de la Formación Agua Nueva en el área de estudio, indica que estas pertenecen a la SMF3. Sin embargo, en base a la predominancia de microfósiles, se realizó una subdivisión en: SMF3-FOR (abundancia de foraminíferos planctónicos) y SMF3-RAD (abundancia de radiolarios). Para cada SMF se reconoce un cinturón facial, que en este caso sería FZ1 para las SMF3-RAD y FZ3 para las SMF3-FOR.

En conjunto, el tipo de SMF y FZ, indican que el depósito de ambas secuencias ocurrió en una cuenca bajo condiciones de agua profunda y tranquila. Esto se conoce gracias al tipo y asociación de fauna, debido a que los foraminíferos planctónicos y los radiolarios son indicadores de condiciones pelágicas profundas. El tipo de paleoambiente propuesto es reiterado por la naturaleza de las rocas que componen las secuencias, siendo evidente la laminación fina, grano fino y la ausencia de estructuras sedimentarias que pudieran indicar eventos importantes de corrientes.

Por otra parte, la macrofauna consiste en un ejemplar del género *Nursallia sp.*, cinco elementos que pertenecen a la Familia Tselfatiidae y pelecípodos del género *Inoceramus sp.* Cabe mencionar que todos los ejemplares se presentan dispuestos de manera paralela a la estratificación y, a pesar de estar incompletos, se encuentran articulados, lo que habla de un proceso rápido de mineralización en un medio anóxico.

Las observaciones en campo y en microscopio, permiten interpretar que la cuenca de depósito era pobre en oxígeno, a esto se le atribuye la buena preservación de la fauna, que indica una deficiente actividad de las bacterias aeróbicas. Otro aspecto a considerar es la presencia de pirita, que muy comúnmente se aprecia reemplazando microfósiles de manera parcial o total.

El análisis de foraminíferos planctónicos permitió reconocer nueve especies: *Heterohelix globulosa*, *H. moremani*, *Hedbergella delrioensis*, *H. planispira*, *H. flandrini*, *H. monmouthensis*, *Whiteinella brittonensis*, *W. archaeocretacea* y *Rotalipora sp.*; esta asociación indica una edad de Cenomaniano Tardío-Turoniano Temprano para los sedimentos fosilíferos de los sitios El Palmar y San Nicolás.

## 7.2 RECOMENDACIONES

Al hacer una comparación de la ictiofauna del área de estudio con la de Vallecillo, N.L. se observan claras similitudes. El hecho de tratarse de calizas litográficas apunta a que las canteras en los sitios El Palmar y San Nicolás representarían un posible yacimiento fosilífero con gran potencial científico; ya que se presentan características litológicas similares con otras localidades en las cuales se han rescatado gran cantidad de peces (Tepexi de Rodríguez, Puebla; Múzquiz, Coahuila y Solnhofen, Alemania).

Por lo que se recomienda realizar más trabajos sobre paleoictiología y otros vertebrados e invertebrados del área, una búsqueda exhaustiva y el estudio de más ejemplares para su clasificación taxonómica, con el fin de hacer comparaciones y correlaciones con otros sitios tanto en el noreste de México como en el mundo.

**REFERENCIAS**

- Adams, A.E. & Mackenzie, W.S., 1998, A colour Atlas of Carbonate Sediments and Rocks Under the Microscope, London Manson Publishing, Oxford University Press, 180 p.
- Allen, J.R.L., 1990, Shells transport-hydrodinamycs, en: Briggs, D.E.G. & Crowther, P.R., Paleobiology (A synthesis), Blackwell Scientific Publications, p. 227-229.
- Allison, P. A., 1990, Decay Processes, en: Briggs, D.E.G. & Crowther, P.R., Paleobiology (A synthesis), Blackwell Scientific Publications, p. 213-216.
- Allison, P.A., Lucas, J., Révot, J. & Tucker, M.E., 1990, Diagenesis, en : Briggs, D.E.G. & Crowther, P.R., Paleobiology (A synthesis), Blackwell Scientific Publications, p. 247-257.
- Alvarado-Ortega, J., Blanco-Piñón, A. & Porrás-Múzquiz, H. G., 2006, Primer registro de Saurodon (Teleostei: Ichthyodectiformes) en México, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 23(1), p. 107-112.
- Alvarado-Ortega, J., Espinosa-Arrubarrena, L., Blanco-Piñón, A., Vega, F.J., Benammi, M. & Briggs, E. G., 2007, Exceptional preservation of soft tissues in Cretaceous fishes from the Tlayúa Quarry, central Mexico, Palaios, 22, p. 682-685.
- Alvarado-Ortega, J., Garibay-Romero, L.M., Blanco-Piñón, A., González-Barba, G., Vega-Vera, F. & Centeno-García, E., 2006, Peces fósiles de la Formación Mexcala (Cretácico Superior) en el estado de Guerrero, México, Revista Brasileira de Paleontología, 9(3), p. 261-272.
- Alvarado-Ortega, J., Ovalles-Damián, E. & Blanco-Piñón, A., 2009, The fossil fishes from the Sierra Madre Formation, Ocozocoautla, Chiapas, Southern Mexico, Society of Vertebrate Paleontology, PE Article Number: 12.2.4A.
- Alvarado-Ortega, J. & Porrás-Múzquiz, H., 2009, On the occurrence of *Gillicus arcuatus* (Cope, 1875) (Pisces, Ichthyodectiformes) in Mexico, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Vol. 61, No. 2, p. 215-224.
- Applegate, S.P., 1987, A preliminary study of Tlayúa quarry near Tepexi de Rodríguez, Puebla, Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología, 1, p. 40-45.
- Applegate, S.P., 1992, A new genus and species of pycnodont from the Cretaceous (Albian) of Central Mexico, Tepexi de Rodríguez, Puebla, Revista del Instituto de Geología, UNAM, Vol. 10 No. 2, p. 164-178.
- Applegate, S.P., 1996, An overview of the Cretaceous fishes of the quarries near Tepexi de Rodríguez, Puebla, Mexico, in Arratia, G. & Viehl, G. (eds.), Mesozoic Fishes – Systematics and Paleoecology-, München, Germany, Friedrich Pfeil Verlag, p. 529-538.

## REFERENCIAS

---

- Applegate, S.P. & González-Rodríguez, K., 1990, Tlayúa: Banco de fósiles, ICYT, Vol. 12, 171 p.
- Arambourg, C., 1943, Note préliminaire sur quelques poissons fossils nouveaux, Bull. Soc. Geól., France, (5), 8, p. 281-288.
- Arenillas, I., Alegret, L., Arz, J.A. & Molina, E., 2000, El uso didáctico de los foraminíferos en la enseñanza de Ciencias de la Tierra: su distribución paleoceanográfica en el tránsito Cretácico-Terciario, Enseñanzas de las Ciencias de la Tierra, 8.2, p. 108-118.
- Barack, D. & Teller-Marshall, S., 1980, *Tselfatia*, a tethyan cretaceous teleost: first records from North America and Yugoslavia, J. Paleont., 54 (5), p. 1075-1083.
- Barker, D.S., 1977, Northern Trans-Pecos magmatic province: Introduction and comparison with the Kenya rift, Geological Society of American, Bulletin, Vol. 88, p. 1421-1427.
- Barrera, E. & Keller, G., 1994, Productivity across the Cretaceous-Tertiary boundary in high latitudes, Geological Society of America Bulletin, Vol. 106, p. 1254-1266.
- Barthel, K.W., 1978, Fossilien aus Solnhofen, Ein Blick in die Erdgeschichte, Ott. Thun, 1-393.
- Benton, M.J., 2005, Vertebrate Palaeontology, third edition, Blackwell Publishing, 455 p.
- Berger, S. & Kaeber, M.J., 1992, Dasycladales: an illustrated monograph of a fascinating algal order, Stuttgart (Thieme), 274 p.
- Berger, W.H. & Winterer, E.L., 1974, Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line, in Pelagic Sediments on Land and under the Sea, K.J. Hsü & H. Jenkyns, eds. Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentology, 1, p.11-48.
- Bishop, B.A., 1970, Stratigraphy of Sierra Picachos and Vicinity, Nuevo León, México, AAPG Bull., 54 (7), p. 1245-1270.
- Blanco-Piñón, A., 1998, Vallecillo, Nuevo León: Yacimiento fosilífero del Noreste de México, Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 148 p.
- Blanco-Piñón, A., 2003, Peces fósiles de la Formación Agua Nueva (Turoniano), en el municipio de Vallecillo, Nuevo León, NE de México, Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 335 p.
- Blanco-Piñón, A. & Alvarado Ortega, J., 2006, *Rhynchodercetis regio* sp. nov. A dercetid fish (Teleostei:Aulopiformes) from Vallecillo, Nuevo León State, Northeastern Mexico, 2006, Journal of Vertebrate Paleontology, 26(3), p. 552-558

## REFERENCIAS

---

- Blanco-Piñón, A., & Alvarado-Ortega, J., 2007, Review of *Vallecillichthys multivertebratum* (Teleostei:Ichthyodectiformes) a Late Cretaceous (early Turonian) "Bulldog fish" from northeastern Mexico, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 24(3), p. 450-466.
- Blanco-Piñón, A., Alvarado-Ortega, J. & Porras-Múzquiz, H., 2004, A new fish assemblage from Upper Cretaceous Muzquiz Lagerstätte, Coahuila, NE Mexico, IV Reunión Nacional en Ciencias de la Tierra, Juriquilla, México.
- Blanco-Piñón, A. & Cavin, L., 2003, New Teleostei from the Agua Nueva Formation (Turonian), Vallecillo (NE Mexico), *Comp. Rend. Palevol*, 2, p. 299-306.
- Blanco-Piñón, A., Frey, E., Stinnesbeck, W. & López-Oliva, J.G., 2002, Late Cretaceous (Turonian) fish assemblage from Vallecillo, Northeastern México, *Neues Jahrbuch fuer Geologie und Palaeontologie*, 225 (1), p. 39-54.
- Blanco-Piñón, A., Garibay-Romero, L.M. & Alvarado-Ortega, J., 2007, The oldest stratigraphic record of the Late Cretaceous shark *Ptychodus mortoni* Agassiz, from Vallecillo, Nuevo León, northeastern Mexico, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 24, No. 1, p. 25-30.
- Blanco-Piñón, A., Shimada, K. & González-Barba, G., 2005, Lamnoid Vertebrae From The Agua Nueva Formation (Upper Cretaceous: Lower Turonian), Northeastern Mexico), *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(1), p. 19-23.
- Blanco-Piñón, A., Stinnesbeck, W., López-Oliva, J.G., Adatte, T. & González, A., 2001, Vallecillo, Nuevo León: un nuevo yacimiento fosilífero del Cretácico tardío en el Noreste de México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18 (2), p. 186-199.
- Bloomfield, K. & Cepeda-Dávila, L., 1973, Oligocene alkaline igneous activity in NE Mexico, *Geological Magazine*, Vol. 110, p. 551-555.
- Blot, J., 1987, L'ordre de Pycnodontiformes, Studi e Riserche sui Giacimenti Terzari di Bolca, Museo Civico di Storia Naturale, Verona, 1-221.
- Brett, C.E. & Seilacher, A., 1991, Fossil-Lagerstätten. A taphonomic consequence of event sedimentation, en: Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A., *Cycles and events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, p. 508-523.
- Briones-Villarreal, O.L., 1991, Sobre la flora, vegetación y fitogeografía de la Sierra de San Carlos, Tamaulipas, *Acta Botánica Mexicana*, No. 016, p.15-43.
- Brönnimann, P. & Brown, N.K., Jr., 1958, *Hedbergella*, a new name for a Cretaceous planktonic foraminiferal genus, *Journal of the Washington Academy of Sciences*, 48, p. 15-17.
- Brotzen, F., 1942, Die Foraminiferengattung *Gavelinella* nov. gen. und die systematik der Rotaliiformes, *Årsbok Sveriges Geologiska Undersökning*, 36, p. 1-60.

## REFERENCIAS

---

- Budd, D.A. & Perkins, R.D., 1980, Bathymetric zonation and paleoecological significance of microborings in Puerto Rican shelf and slope sediments, *J. Sed. Petrology*, 50, p. 881-905.
- Cantagrel, J.M. & Robin, C., 1979, K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks- relations between the andesitic and alkaline provinces, *Journal of Vulcanology and Geothermal Research*, p. 99-114.
- Caron, M., 1985, Cretaceous planktic foraminifera, en: *Plankton Stratigraphy*, Bolli, H.M., Saunders, J.B. & Perch-Nielsen, K., Cambridge University Press, p. 17-86.
- Carsey, D.O., 1926, Foraminifera of the Cretaceous of central Texas, *Texas University Bulletin*, 2612, p. 1-56.
- Carroll, R.L., 1988, *Vertebrate paleontology and evolution*, Freeman and Company, New York, 698 p.
- Cepeda-Dávila, L., Padilla-Lara, P. & Bloomfield, K., 1975, Complejo Alcalino de la Sierra de San Carlos, Tamaulipas, Conv. Nac. Acapulco, Gro., AIMMGM, Mem. XI, 332-372.
- Clark, K. F., Foster, C.T. & Damon, P.E., 1982, Cenozoic deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico, *Geological Society of America, Bulletin*, 93, p. 533-544.
- Cushman, J.A., 1938, Cretaceous species of *Guembelina* and related genera, *Cushman Lab. Foraminiferal Res. Contrib.*, Vol. 14, p. 2-28.
- Daugherty, F.W., 1963, La Cueva Intrusive Complex and dome, northern, Coahuila, Mexico, *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 74, p. 1429-1438.
- Demant, A. & Robin, C., 1975, Las fases del vulcanismo en México, una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico, *Revista del Instituto Geología, UNAM*, 1, p. 70-83.
- DeCserna, Z., 1989, An outline of the geology of Mexico, *The Geology of North America*, Vol. A, p. 233-264.
- Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in: Ham, W.E. (ed.), *Classification of carbonate rocks, A symposium*, American Association of Petroleum Geologist Mem. 1, p. 108-171.
- Echánove, O., 1976, Geología del Paleoceno-Eoceno, Cuenca de Burgos, in: III Simposium de Geología del subsuelo, Zona Noreste, PEMEX, Reynosa, p. 254-271.
- Ehrenberg, C.G., 1843, Verbreitung und Einfluss des mikroskopischen Lebens in Sid- und Nord-Amerika, *Abhandlungen der k. preuss, Akademie der Wissenschaften phys.-math*, Kl, 1841, 1, p. 291-446.

## REFERENCIAS

---

- Ehrenberg, C.G., 1840, Über die Bildung der Kreidefelsen und des Kreidemergels durch unsichtbare Organismen, Abh. K. Akad. Wiss. Berlin, Physik., Berlin, Deutschland, 1838, p. 135.
- Elías-Herrera, M., Rubinovich-Kogan, R., Lozano-Santa Cruz, R. & Sánchez-Zavala, J.L., 1990, Petrología y mineralización de Tierras Raras del Complejo ígneo El Picacho, Sierra de Tamaulipas, en: Estudio sobre Tierras Raras en México, Instituto de Geología, UNAM, Bol., 108, p. 24-97.
- Everhart, M. & Everhart, P., 1998, A field guide to the marine fossils of the Smooky Hill Chalk Member of the Niobrara Formation (Late Cretaceous) of Western Kansas, Inedit paper, Lawrence, Kansas, 32 p.
- Fielitz, C. & Shimada, K., 1999, A new species of *Bananognomius* (Teleostei: Tselfatiiformes) from the Upper Cretaceous Carlile Shale of Western Kansas, J. Paleont. 73 (3), p. 504-511.
- Fischer, A.G. & Bottjer, D.J., 1995, Oxygen-depleted waters: a lost biotope and its role in ammonite and bivalve evolution, *Neues Jahrb Geol Palaontol Abh*, 195, p. 133–146.
- Flügel, E., 2004, Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 976 p.
- Folk, R.L., 1959, Practical classification of limestones, American Association of Petroleum Geologist Bull., Vol. 43, p. 1-38.
- Folk, R.L., 1962, Spectral subdivision of limestone types, in: Ham, W.E. (ed.), Classification of carbonate rocks, A symposium, American Association of Petroleum Geologist Mem. 1, p. 62-84.
- Fürsich, F.T., 1994, Palaecology and evolution of Mesozoic salinity-controlled benthic macroinvertebrate associations, *Lethatia*, 26, p. 327-346.
- Garibay-Romero, L.M. & Alvarado-Ortega, J., 2002, El Hallazgo de peces fósiles en el Arroyo “Las Bocas” y la Cantera “Temazol”, Cretácico superior, en la región norte del estado de Guerrero, en: Congreso Nacional de Paleontología, 8, 2002, Libro de resúmenes, Sociedad Mexicana de Paleontología, Guadalajara, p. 104.
- Giebel, C.G.A., 1852, Deutschlands Petrefakten, Ein systematisches Verzeichnis aller in Deutschland und den Angrenzenden Ländern Vorkommenden Petrefacten Nebst Angabe der Synonymen und Fundorte, A. Abel, Leipzig, p. 329–441.
- Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, Geological Society of America Special Paper 340, p. 1-58.
- Goldhammer, R.K., Lehmann, P.J., Todd, R.G., Wilson, J.L., Ward, W.C., & Johnson, C.R., 1991, Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre

## REFERENCIAS

---

- Oriental, northeast Mexico, a field guidebook, Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 85 p.
- Google Earth, 2010.
- Hemleben, C., 1977, Rote Tiden und die oberkretazischen Plattenkalke im Libanon, N. Jb. Geol. Paläont. Mh. H.4, p. 239-255.
- Hemleben, C. & Swinburne, 1991, Cyclical deposition of the plattenkalk facies, en: Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A., Cycles and events in Stratigraphy, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, p. 572-591.
- Henry, C.D., Price, J.G. & James, E.W., 1991, Mid-Cenozoic stress evolution and magmatism in the southern Cordillera, Texas and Mexico, transition from continental arc to intraplate extension, Journal Geography Research, Vol. 96, 13545-13560.
- Hubberten, H.W., 1985, The Sierra de San Carlos, Tamaulipas- An igneous complex of the eastern mexican alkaline province, Zbl. Geol. Palaont. Teil 1 Heft 9/10, 1183-1191.
- Ifrim, Ch. & Stinnesbeck, W., 2007, Early Turonian ammonites from Vallecillo, north-eastern Mexico: taxonomy, biostratigraphy and palaeobiogeographical significance, Cretaceous Research, Vol. 20, 1-23.
- Ifrim, Ch. & Stinnesbeck, W., 2008, Cenomanian-Turonian high-resolution biostratigraphy of north-eastern Mexico and its correlation with the GSSP and Europe, Cretaceous Research, Vol. 29, 943-956.
- Jenkyns, H.C., 1980, Cretaceous anoxic events: from continents to oceans, J. Geol. Soc. Lond., 137, p. 171-188.
- Kellum, L.B., 1937, Geology of the sedimentary rocks of the San Carlos Mountains-L.B. (Ed.), The geology and biology of the San Carlos Mountains, Tamaulipas, Mexico, University of Michigan, 341 p.
- Kennett, J.P., 1982, Marine Geology, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- Kriwet, J., 2000, Revision of *Mesturus cordillera*, Martill et al., 1998 (Actynopterygii, Pycnodontiformes) from the Oxfordian (Upper Jurassic) of Northern Chile, J. Vert. Pal. 20 (3), p. 450-455.
- Kriwet, J., 2001a, A comprehensive study of pycnodont fishes (Neopterygii, Pycnodontiformes) – Morphology, taxonomy, functional morphology, phylogeny and palaeobiogeography, Unpublished Ph.D. thesis, Humboldt-University, Berlin, 580 p.
- Kriwet, J., 2001b, Palaeobiogeography of pycnodontiform fishes (Actinopterygii, Neopterygii), Seminario de Paleontología de Zaragoza, .1, p. 121-130.



## REFERENCIAS

---

- Lehman, J.P., 1996, Actinopterygii, en: Piveteau, J.: *Traité de Paléontologie* (Mason et Cie. Eds.), Paris, 1-242.
- Light, M., 2009, The relationship of prearticular length and standard length in pycnodontiform fishes, *Studia Geologica Salmanticensia*, 45 (2), p. 139-148.
- Linée, C., 1758, *Systema Naturae per tria regna naturae, etc.* 1, Laurentii Salvii, Stockholm, ii, 824 p.
- Loeblich, A.R., Jr. & Tappan, H., 1961, Cretaceous planktonic foraminifera part 1 – Cenomanian, *Micropaleontology*, 7, p. 257-304.
- Longoria, J.F., 1977, Bioestratigrafía del Cretácico Inferior Basada en Microfósiles Planctónicos, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo XXXVIII, No.1, p. 1-17.
- Longoria, J.F., 1979, Estratigrafía y microfacies del Cerro de la Silla, SE de Monterrey, *Bol. Dpto. Geol. Uni-Son.* 2 (1), p. 65-95.
- López-Ramos, E., 1982, *Geología de México*, Tomo II, 3ª. Edición, 454 p.
- McFarlan, E. & Menes, L.S., 1991, Lower Cretaceous, en Salvador, A., ed., *The Gulf of Mexico basin*, Boulder, Colorado, Geological Society of America, *Geology of North America*, Vol. J, p. 181-204.
- Maisey, J.G., 2000, *Discovering fossil fishes*, Westview Press, 223 p.
- Marfil-Bernal, F.J., 1983, *Cartografía geológica de la Sierra de San Carlos-Cruillas, estado de Tamaulipas*, Tesis Profesional, UASLP, San Luis Potosí, México, 62 p.
- Márquez-Domínguez, B.B., 1970, *Geología de la Sierra de San Carlos-Cruillas*, Tesis Profesional, UNAM, México, D.F., 83 p.
- Martill, D.M., 1987, A taphonomic and diagenetic case study of partially articulated ichthyosaur, *Palaeontology*, Vol. 30, Part 3, p. 543-555.
- Martínez y Díaz-Salas, M., 1995, *Inventario florístico de la Sierra de San Carlos, Tamps.* Universidad Autónoma de Tamaulipas, Instituto de Ecología y Alimentos.
- Mendoza-Vargas, A., 2010, *Relaciones entre el magmatismo terciario y la mineralización en el área de San José, Sierra de San Carlos-Cruillas, Tamaulipas, México*, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 126 p.
- Moran-Zenteno, D., 1994, *Geology of the Mexican Republic*, Am. Assoc. Petrol. Geol., 39, 160 p.

## REFERENCIAS

---

- Morton-Bermea, O., 1990, Zur Petrologie des Alkaligesteins-Intrusivkomplexes des Sierra de Picachos (Nuevo León, México), Tesis de Maestría, TH Karlsruhe, 115 p.
- Morton-Bermea, O., 1995, Petrologie, Mineralogie und Geochemie des Alkali-Intrusivkomplexes von Monclova-Candela (Mexiko), Tesis Doctoral, Hamburgo, 100 p.
- Muir, J.M., 1936, Geology of the Tampico Region Mexico, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Okla., p. 280.
- Murray, E. G., 1961, Geology of the Atlantic and Gulf Coastal Province of North America, Harper and Brother Publishers, N.Y., 80 p.
- Nebelsick, J., 1992, Echinoid distribution by fragment identification in the Northern Bay of Safaga, Red Sea, Egypt, *Palaios*, 7, p. 316-328.
- Nelson, J.S., 1994, Fishes of the World, Third Edition, John Wiley & Sons, Inc., United States of America, 599 p.
- Nelson, J.S., 2006, Fishes of the World, Fourth Edition, John Wiley & Sons, Inc., United States of America, 601 p.
- Nelson, S.A. & González-Caver, E., 1992, Geology and K-Ar dating of the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico, *Bull. Volcan.*, Vol. 55, p. 85-96.
- Neugebauer, J., 1978, Micritization of crinoids by dia-genetic dissolution, *Sedimentology*, 25, p. 267-283.
- Newell, N.D., 1965, Classification of the Bivalvia, *American Museum Novitates* 2206, 1-25.
- Nick, K., 1988, Mineralogische, geochemische und petrographische Untersuchungen in der Sierra de San Carlos (Mexiko), Diss. Univ. (TH) Fridericiana Karlsruhe, Germany, 167 p.
- Nursall, J.R., 1996a, Distribution and ecology of pycnodont fishes, en: Arratia, G. & Viohl, G., *Mesozoic fishes- systematics and paleoecology*, Verlag Dr. Friedrich Pfeil. München, 115-124.
- Nursall, J.R., 1996b, The phylogeny of pycnodont fishes, en: Arratia, G. & Viohl, G., *Mesozoic fishes- systematics and paleoecology*, Verlag Dr. Friedrich Pfeil. München, 125-152.
- Olsson, G., 1960, Species crosses within the genus *Brassica*, I. Artificial *Brassica juncea*, *Coss. Hereditas*, 46, p. 171-223.
- Orozco-Esquivel, M., 1995, Zur Petrologie des Vulkangebietes von Palma – Sola, México. Ein Beispiel für den Übergang von anorogenem zu orogenem Vulkanismus, Tesis Doctoral, Universidad de Karlsruhe, Alemania, 167 p.

## REFERENCIAS

---

- Padilla y Sánchez, R.J., 1978, Geología y estratigrafía (Cretácico superior) del límite suroeste del estado de Nuevo León, UNAM, Revista del Instituto de Geología, 2 (1), p. 37-44.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1982, Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo, and Monterrey, Mexico, Tesis Doctoral, University of Austin, Texas, 217 p.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1986, Post-Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico, Geofísica Internacional, Vol. 25, p. 157-206.
- Patterson, C., 1973, Interrelationships of holosteans, in: Greenwood, P.H., Miller R.S. & Patterson, C. (eds.), interrelationships of fishes, Zoological Journal of the Linnean Society Suppl. 1, 53, p. 233-305.
- Pemberton, S.G., Spila, M., Pulham, A.J., Saunders, T., MacEachern, J.A., Robbins, D. & Sinclair, I.K., 2001, Ichnology & Sedimentology of shallow to marginal marine systems: Ben Nevis & Avalon Reservoirs, Jeanne d'Arc Basin, Short course notes, Vol. 15, 332 p.
- Pérez-Alejo, 1994, Geology of the Candela-Bolsa de Judas area, Nuevo Leon and Coahuila, Mexico, Texas AEM University, 72 p.
- Pessagno, Jr. E., A., 1967, Upper Cretaceous stratigraphy of the Western Gulf Coast area of Mexico, Texas and Arkansas, Geological Society of America Memories III (1-139), p. 60.
- Porthault, B., 1969, Foraminifères planctoniques et biostratigraphie du Cénomaniens dans le Sud-Est de la France, Proceedings First International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva, 1967, 2, 526-46.
- Poyato-Ariza, F.J. & Wenz, S., 2002, A new insight into pycnodontiform fishes, Geodiversitas, 24 (1), p. 139-248.
- Poyato-Ariza, F.J. & Wenz, S., 2005, *Akromystax tilmachiton* gen. et sp. nov., a new pycnodontid fish from the Lebanese late Cretaceous of Haqel and En Nammoura, Journal of Vertebrate Palaeontology, 25, (1), p- 27-45.
- Ramírez-Fernández, J.A., 1989, Geologische Neukartierung und Petrographische Untersuchung der Kontaktmetamorphose des Bufa del Diente-Intrusiv, Sierra de San Carlos Tamaulipas, Nordost- Mexiko, Dipl.-Arb., Universidad de Hamburg. B. R. D., 132 p.
- Ramírez-Fernández, J.A., 1992, Sobre la geología de la Sierra de San Carlos, Tamaulipas, Encuentro Hispano Mexicano sobre Geología y Minería, MEMORIAS, Tema 4, Palacio de Minería, México, Facultad de Ingeniería, UNAM. p. 201-206.

- Ramírez-Fernández, J.A., 1996, Zur Petrogenese des Alkalikomplex der Sierra de Tamaulipas, NE de México, Tesis Doctoral, Facultad de Geociencias, Universidad de Freiburg, 317 p.
- Robaszynsky, F. & Caron, M., 1979, Atlas de Foraminifères planctoniques du Cretacé Moyen (mer Boréale et Téthys), Cahiers de micropaléontologie, Centre national de la recherche scientifique 1979\*1, 186 pp.
- Robin, C., 1974, Volcano-tectonique-première dones sur les séries magmatiques alcalines de la Sierra de Tamaulipas (Est mexicain) – C.R. Acad. Sc. Paris, 279, p. 1741-1744.
- Robin, C., 1976, El vulcanismo de las planicies de la Huasteca (este de México), Datos geoquímicos y petrográficos, Boletín del Instituto de Geología, UNAM, Vol. 96, p. 55-92.
- Rodríguez-Saavedra, P., 2003, Petrografía y geoquímica de las rocas magmáticas de la Sierra de San Carlos, Tesis de Maestría, FCT, UANL, 134 p.
- Römer, R. & Heinrich, W., 1998, Transport of Pb and Sr in leaky aquifers of the Bufo del Diente contact metamorphic aureole, north-east Mexico, Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 78, p. 157-165.
- Sagemann, B.B., Kauffman, E.G., Harries, P.J. & Elder, W.P., 1997, Cenomanian-Turonian Bioevents in the Western Interior Basin - Contrasting Scales of Local, Regional and Global events, en: C. Brett and G. Baird (eds.), Paleontological Events: Stratigraphic, ecological, and evolutionary implications, Columbia University Press, p. 468-495.
- Sagemann, B.B., Wignall, P.B. & Kauffman, E.G., 1991, Biofacies models for organic-rich facies in epicontinental seas: Tool for paleoenvironmental analysis, in Cycles and Events in Stratigraphy, Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A., eds., Springer-Verlag, Berlin, p. 542-564.
- Salvador, A., 1991, Origin and development of the Gulf of Mexico basin, en Salvador, A., ed., The Gulf of Mexico Basin, Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America, V.J., p. 389-444.
- Schlanger, S.O. & Jenkins, H.C., 1976, Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences, Geologie en Mijnbouw, 55: 179-184.
- Scholle, P.A., 1978, A color illustrated guide to carbonate rock constituents, textures, cements and porosities, Tulsa, OK, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 27, 241 p.
- Seibertz, E., 1988, El desarrollo cretácico del Archipiélago de Tamaulipas: 1) Litogénesis, paleogeografía y datación bioestratigráfica de la Formación San Felipe por medio de Inocerámidos en el estado de Nuevo León (Turoniano, NE México), Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, p. 13-29.

## REFERENCIAS

---

- Seibertz, E., 1990, El desarrollo cretácico del Archipiélago de Tamaulipas - Génesis y datación de un dique de basalto y su efecto al ambiente deposicional, Cretácico medio de la Sierra de Tamaulipas (Cenomaniano-Turoniano, NE-México), Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, Vol. 4, p. 99-123.
- Seilacher, A., 1990, Taphonomy of Fossil-Lagerstätten (an overview), en: Briggs, D.E.G. & Crowther, P.R., Paleobiology (A synthesis), Blackwell Scientific Publications, p. 266-270
- Seilacher, A., 2007, Trace fossil analysis, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 226 p.
- Sewell, C.R., 1968, The Candela and Monclova belts of igneous intrusions- a petrographic province in Nuevo León and Coahuila, México, Annual Meeting, Geological Society of America, Abstract, 273 p.
- Smith, C.I., 1981, Review of the geologic setting, stratigraphy, and facies distribution of the Lower Cretaceous in northern Mexico, in Smith, C.I., ed., Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico, West Texas Geological Society Publication 87-74, p. 1-27.
- Sohl, N.F., Martínez, E., Salmerón-Ureña, P. & Soto-Jaramillo, F., 1991, Upper Cretaceous, en: Salvador, A., The Gulf of Mexico Basin, Geological Society of America, Austin, p. 204-244.
- Stephenson, L.W., 1921, en: Muir, J.M., 1936, Geology of the Tampico Region Mexico, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Okla., p. 280.
- Stinnesbeck, W., Ifrim, C., Schmidt, H., Rindfleisch, A., Buchy, M.C., Frey, E., González-González, A.H., Vega, F.J., Cavin, L., Keller, G. & Smith, K.T., 2005, A new lithographic limestone deposit in the Upper Cretaceous Austin Group at El Rosario, county of Múzquiz, Coahuila, northeastern Mexico, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Vol. 22, No. 3, p. 401-4118.
- Streckeisen, A., 1976, To each plutonic rocks its proper name, Earth Sci. Rev., Vol. 12, p. 1-33.
- Tappan, H., 1940, Foraminifera from the Grayson Formation of northern Texas, Journal of Paleontology, 4, p. 93-126.
- Taverne, L., 1974, A propos de *Tselfatia* Arambourg, C. 1943 (Cénomanien du Maroc), de *Protobrama* Woodward, A.S. 1942 (Cénomanien du Liban) et du rapport éventuel des Tselfatioïdes fósiles (Crétacé) et des Téléostéens du Super-Ordre des Ostéoglossomorphes, Ann. Soc. Roy. Zool. Belg., 105, 53-72.

## REFERENCIAS

---

- Taverne, L., 1983, Ostéologie et affinités systématique de *Tselfatia formosa*, Téléostéen fossile du Crétacé supérieur de la Mésogène Eurafrique, Annls. Soc. r. Zool. Belg. 113 (2), p. 165-181.
- Taverne, L., 1999, Révision de *Zanclites xenerus*, Téléostéen (Pisces, Tselfatiiformes) marin du santonien (Crétacé Supérieur) du Kansas (États-Unis), Bel. J. Zool., 129, p. 421-438.
- Taverne, L., 2000, *Tselfatia Formosa*, téléostéen marin du Crétacé (Pisces, Actinopterygii), et la position systématique des Tselfatiiformes ou Bananogmiiformes, Geodiversitas 22 (1), p. 5-22.
- Taverne, L., 2004, Ostéologie de *Pentanogmius evolutus* (Cope, 1877) n. comb. (Teleostei, Tselfatiiformes) du Crétacé supérieur marin des États-Unis, Remarques sur la systématique du genre *Pentanogmius* Taverne, 2000.
- Tinker, S.W., 1982, Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Aptian La Peña Formation, northeast Mexico and south Texas, and the depositional setting of the Aptian Pearsall-La Peña Formations, Texas subsurface and northeast Mexico, Why is there not another Fairway Field?, Tesis de Maestría, University of Michigan, 80 p.
- Tintori, A., 1981, Two new pycnodonts (Pisces, Actinopterygii) from the Upper Triassic of Lombardi (N. Italy), Riv. It. Paleont. Stratig. 86 (4), p. 797-824.
- Tucker, M.E., 1991, Sedimentary petrology – An introduction to the origin of sedimentary rocks, second edition, Blackwell Science, 251 p.
- Tucker, M.E. & Wright, V.P., 1990, Carbonate Sedimentology, Blackwell Science, 496 p.
- Twenhofel, W.H., 1932, Treatise on sedimentation, Dover Publ. Inc., New York, 1961.
- Viera-Décida, F., 2006, Relaciones petrogenéticas del magmatismo en la Provincia Alcalina Oriental Mexicana, Tesis de Maestría, FCT, UANL, Linares N.L., 237 p.
- Viera-Décida, F., Ramírez-Fernández, J.A. & Rodríguez-Saavedra, P., 2002, Orogenic and anarogenic magmatism in the Sierra de San Carlos-Cruillas, Tamaulipas, México. Texas Academy of Science, Texas A & M International University, 105<sup>th</sup> Annual meeting, Laredo Texas.
- Viera-Décida, F., Ramírez-Fernández, J.A., Velasco-Tapia, F. & Orozco-Esquivel, M.T., 2009, Relaciones petrogenéticas del magmatismo en la Provincia Alcalina Oriental Mexicana, Ciencia, UANL, Vol. XII, No. 1, p. 42-49.
- Villarreal-Barragán, I., 2006, Análisis microfacial de la Formación Agua Nueva, Cretácico Superior (Turoniano), en la Sierra de las Mitras, SMO, México, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 83 p.

## REFERENCIAS

---

- Watson, E.H., 1937, Igneous rocks of the San Carlos Mountains: in Kellum, L.B. (Ed), The geology and biology of the San Carlos Mountains, Tamaulipas, Mexico, University of Michigan Stud., Sci. Ser. 12, 99-156.
- Wilson, J.L., 1975, Carbonate facies in geologic history, New York, Springer-Verlag, 471 p.
- Wilson, J.L., 1987, Controls on carbonate platform-basin systems in Northeast Mexico, en el Cretácico de México y América central, Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, p. 23-24.
- Winker, C.D. & Buffler, R.T., 1988, Paleogeographic evolution of early deep-water Gulf of Mexico and margins, Jurassic to middle Cretaceous (Comanchian), American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 72, p. 318-346.
- Zhou, L. & Longoria, J.F., 1996, Milankovitch cyclicity in the Agua Nueva Formation (Cretaceous) of northeast Mexico: A review of methodology, procedures and practice in cyclostratigraphy, Departamento de Geología, Universidad de Sonora Boletín, Vol. 13, p. 35-96.

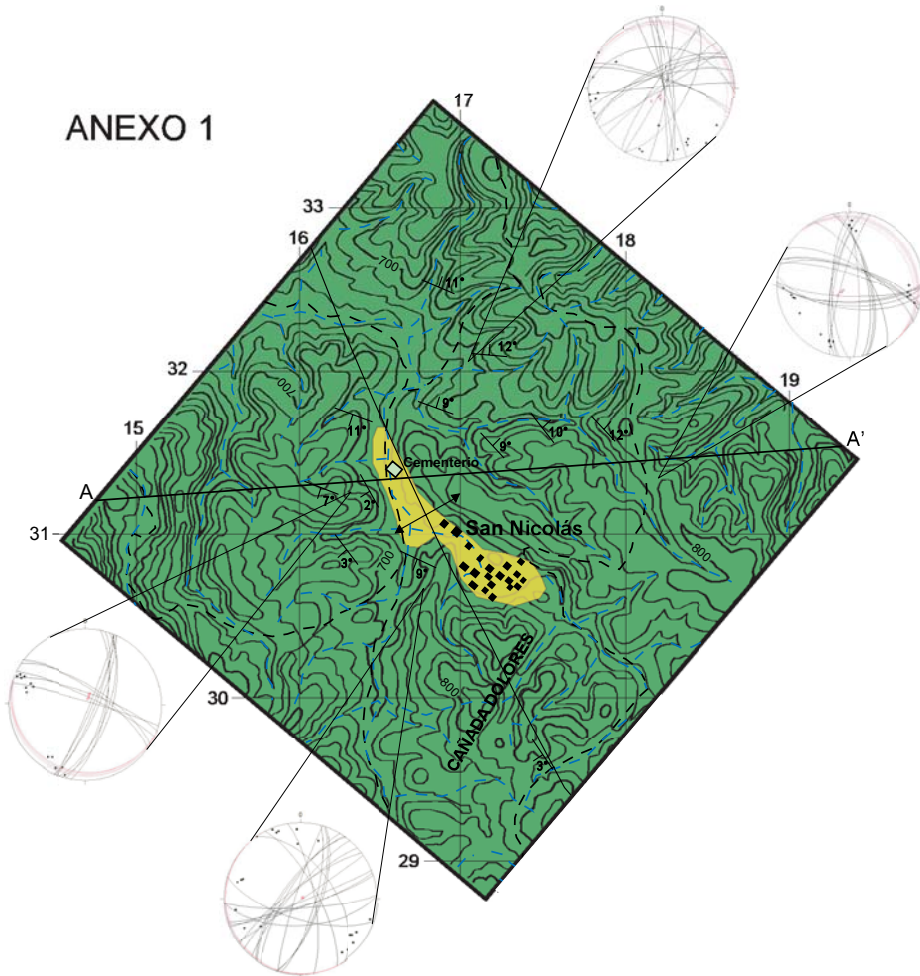
# **ANEXO 1**

**MAPA GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL  
ÁREA SAN NICOLÁS**

---



# ANEXO 1



**SIMBOLOGÍA**

Cuaternario	N
Fm. Agua Nueva	
Medición estructural	
Dato estrato	Viviendas
Dato fractura	Cementerio
Sección geológica A—A'	Escala 1:10,000
Eje de anticlinal	Área total 9 km <sup>2</sup>
Drenaje	0 km — 1 km
Camino	
Cota 20 m	
Cota 100 m	

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN  
 FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

MAPA GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL  
 SAN NICOLÁS, TAMAULIPAS  
 TESIS DE MAESTRÍA  
 LAURA ALEJANDRA SANTANA SALAS

ANEXO 1 2012

# **ANEXO 2**

**SECCIÓN GEOLÓGICA  
ÁREA SAN NICOLÁS**

---

