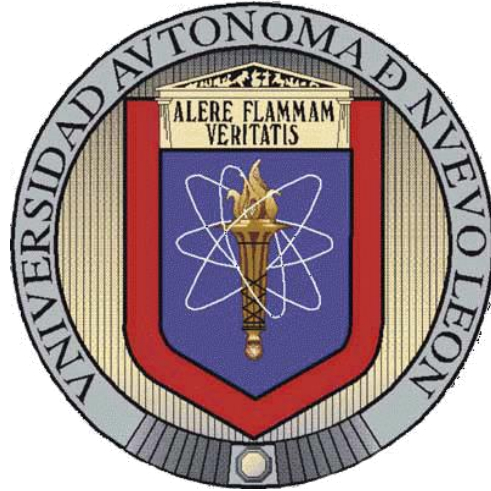


**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN**  
**FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



**“ESTUDIO MICROFACIAL, MINERALÓGICO, GEOQUÍMICO E ISOTÓPICO DE LA  
FORMACIÓN SAN FELIPE (CRETÁCICO SUPERIOR), NORESTE DE MÉXICO”**

**TESIS**

**QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL TÍTULO DE**

**MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

**PRESENTA**

**JAIME ANTONIO TIENDA GARZA**

**LINARES, NUEVO LEÓN**

**SEPTIEMBRE DEL 2018**



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



LA TESIS

**“ESTUDIO MICROFACIAL, MINERALÓGICO, GEOQUÍMICO E ISOTÓPICO DE LA  
FORMACIÓN SAN FELIPE (CRETÁCICO SUPERIOR), NORESTE DE MÉXICO”**

ELABORADA POR

**ING. JAIME ANTONIO TIENDA GARZA**

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO ACADÉMICO DE

**MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

Vo. Bo.

**DIRECTOR DE TITULACIÓN**

---

**DR. FERNANDO VELASCO TAPIA**



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



LA TESIS

**“ESTUDIO MICROFACIAL, MINERALÓGICO, GEOQUÍMICO E ISOTÓPICO DE LA  
FORMACIÓN SAN FELIPE (CRETÁCICO SUPERIOR), NORESTE DE MÉXICO”**

ELABORADA POR

**ING. JAIME ANTONIO TIENDA GARZA**

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO ACADÉMICO DE

**MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

Vo. Bo.

**COMITÉ DE REVISIÓN DE TESIS**

---

**DR. FERNANDO VELASCO TAPIA**

---

**DRA. YOLANDA PICHARDO BARRÓN**

---

**DR. RUBÉN ALFONSO LÓPEZ DONCEL**

**LINARES, NUEVO LEÓN**

**SEPTIEMBRE DEL 2018**

## **DEDICATORIA**

---

**A mis padres Zulema y Jaime, y a mis hermanos Zulma y Cristian, por apoyarme en todo momento, por todo su amor, por estar conmigo siempre y por ser el regalo más grande que Dios me ha mandado.**

**Por ustedes es que hoy estoy aquí, mis triunfos son completamente suyos.**



## AGRADECIMIENTOS

---

A **Dios** todo poderoso en sus tres personas; a **Dios Padre** por regalarme el don de la vida, y por permitirme llegar hasta aquí, a **Jesucristo** el Señor por amarme y acompañarme en todo momento, y al **Espíritu Santo** por derramarse sobre mí y llenarme de conocimiento, sabiduría y entendimiento. A la Santísima **Virgen María** por ser mi intercesora ante nuestro Dios.

A mis padres **Zulema** y **Jaime** que me han apoyado y alentado en cada paso que doy, por amarme sin límites y por hacer hasta lo imposible por mí. A mis hermanos **Zulma** y **Cristian** por ser mis eternos compañeros, por cada momento que hemos vividos juntos, por las risas y sobre todo por su amor incondicional. Mil gracias a mi familia **Tienda Garza** por ser el motor que mueve mi vida, los amo infinitamente.

Al **Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología** (CONACyT) por darme la confianza y oportunidad de seguir preparándome académicamente, por apoyarme en cuestiones económicas a lo largo de la maestría y por financiar este trabajo.

A la **Universidad Autónoma de Nuevo León** por el financiamiento por medio del Programa de Apoyo a la Investigación Científica y Tecnológica, y por el apoyo para efectuar una estancia académica en el Centro de Investigación y de Estudios Superiores de Ensenada.

A la **Facultad de Ciencias de la Tierra** por permitirme ingresar a su programa de Maestría en Ciencias Geológicas y por el apoyo en los laboratorios de Geopreparación y Geoquímica.

Al **Dr. Fernando Velasco Tapia** por toda su ayuda, por guiarme en mi formación académica, por todo el tiempo que le dedicó a mí trabajo, por su buena charla, consejos, paciencia, confianza y amistad.

A los **Dres. Yolanda Pichardo Barrón** y **Rubén Alfonso López Doncel** por formar parte de mi comité de tesis, por todo el apoyo académico, por el tiempo que le dedicaron a mí investigación, por sus observaciones y comentarios objetivos, que sin duda alguna enriquecieron este trabajo.

A la **Facultad de Ciencias Químicas, UANL**, y a la **Dra. Lorena Leticia Garza Tovar** por la ayuda brindada en el trabajo experimental realizado en el Laboratorio de Materiales.

Al Laboratorio Ultra-limpio y de Isótopos del **CICESE** (Centro de Investigación y de Estudios Superiores de Ensenada), al **Dr. Bodo Weber** y al **M.C. Sergio Padilla Ramírez** por recibirme en la estancia académica y por el apoyo en el trabajo de laboratorio.

A mi inseparable **Armando Treviño** por todo su apoyo y ayuda incondicional, por preocuparse y estar al pendiente tanto de mí, como de mis estudios, por todos los consejos, regaños y comentarios siempre hechos con cariño.

A todos los miembros de mi familia; abuelos, tíos y primos, por preocuparse por mí y mis estudios, por el apoyo y sobre todo por el amor.

A mis mejores amigos, **Jessy, Yasmín, Roberto, Domingo** y **Leo**, por sus buenos deseos, por todos los momentos vividos, por todo el cariño y amor que me tienen.

A mis compañeros de generación y colegas; **Sandy, Jenny, Ana, Roberto, Leo, Mike, Tano, Civil, Máquina** y **Prof. Briones**, por su apoyo durante las clases, consejos, comentarios, observaciones y sobre todo por los buenos momentos y risas.

A mis nuevos amigos; **Laura, Andreas, Mariana, César, Ricardo**, por siempre estar al pendiente de mi trabajo, por los ánimos, pláticas y muy buenos momentos compartidos.

# ÍNDICE

---

	<b>Pág.</b>
<b>LISTA DE FIGURAS</b>	<b>1</b>
<b>LISTA DE TABLAS</b>	<b>VIII</b>
<b>RESUMEN</b>	<b>IX</b>
<b>ABSTRACT</b>	<b>X</b>

## **CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN**

<b>1.1 PERIODO CRETÁCICO</b>	<b>1</b>
<b>1.2 CRETÁCICO SUPERIOR EN NORTEAMÉRICA</b>	<b>5</b>
<b>1.2.1 Desarrollo paleogeográfico durante el Cretácico</b>	<b>5</b>
<b>1.2.2 Mar Interior Occidental (MIO)</b>	<b>5</b>
<b>1.2.3 Evolución geológica del NE de México en el Cretácico</b>	<b>9</b>
<b>1.3 FORMACIÓN SAN FELIPE (CRETÁCICO SUPERIOR)</b>	<b>10</b>
<b>1.4 JUSTIFICACIÓN</b>	<b>13</b>
<b>1.5 OBJETIVO</b>	<b>13</b>
<b>1.6 METAS</b>	<b>14</b>
<b>1.7 HIPÓTESIS DE TRABAJO</b>	<b>14</b>
<b>1.8 FINANCIAMIENTO Y APOYO ACADÉMICO</b>	<b>14</b>

## **CAPÍTULO II: GEOLOGÍA REGIONAL**

<b>2.1 ESTRATIGRAFÍA DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL</b>	<b>16</b>
<b>2.1.1 Basamento cristalino (Precámbrico – Paleozoico)</b>	<b>16</b>
<b>2.1.2 Formación Huizachal (Triásico Superior)</b>	<b>17</b>
<b>2.1.3 Formación La Boca (Carniano Superior – Pliensbachiano Medio)</b>	<b>18</b>
<b>2.1.4 Formación La Joya (Batoniano Superior - Calloviano)</b>	<b>18</b>
<b>2.1.5 Formación Minas Viejas (Calloviano – Oxfordiano Inferior)</b>	<b>19</b>
<b>2.1.6 Formación Zuloaga (Oxfordiano Medio – Kimmeridgiano)</b>	<b>19</b>
<b>2.1.7 Formación La Casita (Kimmeridgiano – Tithoniano)</b>	<b>19</b>
<b>2.1.8 Formación Taraises (Berriasiano – Hauteriviano)</b>	<b>20</b>
<b>2.1.9 Formación Cupido – Tamaulipas Inferior (Hauteriviano Medio – Aptiano)</b>	<b>20</b>
<b>2.1.10 Formación La Peña (Aptiano Superior)</b>	<b>21</b>

2.1.11 Formación Tamaulipas Superior (Albiano)	21
2.1.12 Formación Cuesta del Cura (Albiano Superior – Cenomaniano)	22
2.1.13 Formación Agua Nueva (Cenomaniano Superior – Turoniano)	22
2.1.14 Formación San Felipe (Coniaciano – Santoniano)	22
2.1.15 Formación Méndez (Campaniano – Maastrichtiano)	22
2.2 EVENTO DE DEFORMACIÓN DEL CRETÁCICO SUPERIOR EN EL NE DE MÉXICO	23

### **CAPÍTULO III: GEOLOGÍA LOCAL**

3.1 FORMACIÓN AGUA NUEVA	25
3.2 FORMACIÓN SAN FELIPE	26

### **CAPÍTULO IV: DESARROLLO EXPERIMENTAL**

4.1 ANÁLISIS PETROGRÁFICO	32
4.2 DIFRACCIÓN DE RAYOS-X	33
4.3 QUÍMICA DE MINERALES POR MICROSONDA ELECTRÓNICA	35
4.4 ANÁLISIS QUÍMICO DE ROCA TOTAL	35
4.5 ANÁLISIS ISOTÓPICO DE ND POR TIMS	36

### **CAPÍTULO V: RESULTADOS**

5.1 CARBONATOS	39
5.1.1 Análisis de microfacies	39
5.1.1.1 <i>Concepto de microfacies</i>	39
5.1.1.2 <i>Clasificación de carbonatos</i>	40
5.1.1.3 <i>Análisis microfacial</i>	41
5.1.2 Análisis por difracción de rayos-X	64
5.1.3 Análisis químico de elementos mayores y traza	65
5.2 LUTITAS	67
5.2.1 Análisis por difracción de rayos-X	67
5.2.2 Análisis químico de elementos mayores y traza	68
5.2.3 Análisis isotópico de Nd	70
5.3 ROCAS VOLCANO-SEDIMENTARIAS	70
5.3.1 Análisis petrográfico	70

5.3.2 Análisis por difracción de rayos-X	71
5.3.3 Análisis de química de minerales	72
5.3.4 Análisis químico de elementos mayores y traza	72
<b>CAPÍTULO VI: DISCUSIÓN</b>	
6.1 CARBONATOS	76
6.2 LUTITA	84
6.3 ROCAS VOLCANO-SEDIMENTARIAS	98
<b>CAPÍTULO VII: CONCLUSIONES</b>	111
<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	112

## LISTA DE FIGURAS

---

	Descripción	Pág.
<b>Figura 1.1</b>	Curva del nivel del mar global durante el Post-Paleozoico (Haq et al., 1988).	1
<b>Figura 1.2</b>	Clima durante del Paleozoico Tardío, Mesozoico y Cenozoico, la curva indica las temperaturas globales medias estimadas. El amarillo representa un intervalo de enfriamiento intermedio entre el efecto invernadero y la glaciación (Frakes, 1979).	2
<b>Figura 1.3</b>	Historia generalizada del desarrollo de plataformas carbonatadas durante el Jurásico Tardío (Titoniano) y Cretácico en el océano de Tetis/Atlántico, para (izquierda) el Nuevo Mundo (las Américas) y (derecha) el Viejo Mundo (las otras masas continentales). Las principales crisis en el crecimiento de las plataformas están indicadas por las barras horizontales remarcadas, y los eventos anóxicos oceánicos inferidos (OAEs) se muestran en la derecha (Skelton <i>et al.</i> , 2003).	3
<b>Figura 1.4</b>	Porcentaje de extinción de géneros marinos sobre los últimos 270 millones de años. El número total de géneros representados es 10,383 de los cuales 6,385 están extintos (Sepkoski, 1990).	4
<b>Figura 1.5</b>	Paleogeografía de Norteamérica durante el Cretácico (140 a 85 Ma), dominada por el desarrollo del Mar Interior Occidental. OCS = Orógeno Columbia-Sevier (modificado de Blakey, 2014).	6
<b>Figura 1.6</b>	Esquema general de eventos geológicos y tectónicos para la región sur del MIO durante el Cretácico (Kauffman y Caldwell, 1993). STAGE = piso del Cretácico; MS = perfil de magnetoestratigrafía; TR CYCLES = Ciclos de transgresión y regresión; SPREADING RATES = velocidad de dispersión de piso oceánico en el Atlántico y el Pacífico en cm/año; VOLCANIC ASHES = Porcentaje de cenizas volcánicas o bentonitas en sedimentos marinos; THRUSTING AND SUBSIDING EVENTS = eventos de cabalgamiento (flechas negras) y subsidencia (S) en diferentes áreas (AZ = Arizona, I = Idaho, M = Montana, U = Utah, W = Wyoming); INTRUSIONS AND UPLIFTS = intrusiones magmáticas y levantamiento tectónico; TECTONISM = etapas de tectónica activa (A) o inactiva (I).	7
<b>Figura 2.1</b>	Columna estratigráfica general para la Sierra Madre Oriental entre el Jurásico medio y el Cretácico superior (Michalzik, 1988; Jenchen, 2007).	17
<b>Figura 3.1</b>	Ubicación del afloramiento de la Formación San Felipe en la localidad Puerto Pastores (Galeana, N.L.) y contexto geológico local.	26
<b>Figura 3.2</b>	Columna estratigráfica de la Formación San Felipe, en la localidad Puerto Pastores, Galeana, N.L. Se pueden observar las litologías que conforman a dicha unidad, así como también las texturas y el contenido micropalontológico encontrado en este estudio.	27
<b>Figura 3.3</b>	Contacto litológico entre la Fm. Agua Nueva y la Fm. San Felipe (línea amarilla discontinua), en la localidad Puerto Pastores, Galeana, N.L. Se puede apreciar el	28

cambio gradual de calizas masivas (Fm. Agua Nueva) a calizas más delgadas (Fm. San Felipe).

<b>Figura 3.4</b>	Intercalación de caliza arcillosa, lutita calcárea y horizontes verdes de toba alterada en la sección base de la Formación San Felipe.	29
<b>Figura 3.5</b>	Intercalación de caliza y lutita donde se puede observar el color ocre en la roca carbonatada debido al intemperismo y el aspecto laminado, y deleznable de la lutita generando estructuras de lápiz.	30
<b>Figura 3.6</b>	Aspecto de un horizonte de toba alterada de la Fm. San Felipe (muestra PP08), en intercalación con caliza.	30
<b>Figura 3.7</b>	Perfil estratigráfico de la Formación San Felipe en la localidad Puerto Pastores, Galeana, N. L.; Ay B = sección base; C y D = sección media; E y F = sección techo.	31
<b>Figura 4.1</b>	Difractómetro Bruker D2 – Phaser con tubo de Cu (Radiación $K\alpha$ , 1.51418 Å) y que se operó a 30 kV y 20 mA. Barridos $2\theta$ : 2 a 70°, Velocidad de barrido: 2°/min.	34
<b>Figura 4.2</b>	(a) Muestra montada en el porta-muestras de ranura XRD con cuadrículas hechas con la espátula, con el objetivo de orientar los cristales de manera aleatoria; (b) Muestra presionada con un portaobjetos de vidrio, para que el polvo quede al mismo nivel del porta-muestras.	34
<b>Figura 4.3</b>	(a) Muestras de lutita con las distintas soluciones a punto de ser calentadas en la placa; (b) Placa lista para calentarse a distintas temperaturas y por distintos intervalos de tiempo, para la evaporación total de la muestra; (c) Muestra lista en el tubo de microcentrífuga; (d) Centrífuga con las muestras de lutita de la Formación San Felipe.	37
<b>Figura 4.4</b>	(a) Muestra (color amarillo) en las columnas de resina para coleccionar el Nd; (b) Muestras de lutita de la Formación San Felipe en las columnas con los distintos solventes para la captura del Nd.	38
<b>Figura 4.5</b>	Montaje de las muestras en los filamentos para introducirlos en el espectrómetro de masas; b) espectrómetro de masas de ionización térmica, Nu TIMS (Thermal Ionisation Mass Spectrometer).	38
<b>Figura 5.1</b>	Clasificación para rocas carbonatadas basada en la matriz y naturaleza de los granos (Folk, 1962).	40
<b>Figura 5.2</b>	Clasificación para rocas carbonatadas basada en el porcentaje relativo de granos presentes en la muestra (Dunham, 1962).	40
<b>Figura 5.3</b>	Modelo de Zonas de Facies de Wilson (1975) y Microfacies Estándar de Flügel (1982).	41
<b>Figura 5.4</b>	Muestra PP51: Biomicrita dispersa, <i>mudstone-wackestone</i> con radiolarios y foraminíferos planctónicos	43

<b>Figura 5.5</b>	Muestra PP52: Biomicrita dispersa, <i>wackestone</i> con foraminíferos planctónicos, calciesferas y radiolarios.	44
<b>Figura 5.6</b>	Muestra PP54: Biomicrita dispersa, <i>wackestone</i> con radiolarios y foraminíferos planctónicos.	45
<b>Figura 5.7</b>	Muestra PP55: Biomicrita dispersa, <i>mudstone-wackestone</i> puntualmente <i>packstone</i> con foraminíferos planctónicos y radiolarios.	46
<b>Figura 5.8</b>	Muestra PP56: Biomicrita dispersa, <i>mudstone-wackestone</i> con foraminíferos planctónicos, radiolarios y ocasionales calciesferas.	47
<b>Figura 5.9</b>	Muestra PP58: Biomicrita dispersa a biomicrita empaquetada, <i>wackestone-packstone</i> con foraminíferos planctónicos y radiolarios.	48
<b>Figura 5.10</b>	Muestra PP59: Biomicrita dispersa a biomicrita empaquetada, <i>wackestone-packstone</i> con foraminíferos planctónicos y calciesferas.	49
<b>Figura 5.11</b>	Muestra PP60: Biomicrita dispersa, <i>wackestone</i> con foraminíferos planctónicos, radiolarios y calciesferas.	50
<b>Figura 5.12</b>	Muestra PP62: Biomicrita dispersa a biomicrita empaquetada, <i>wackestone-packstone</i> con foraminíferos planctónicos y calciesferas.	51
<b>Figura 5.13</b>	Muestra PP63: Biomicrita dispersa, <i>wackestone</i> con foraminíferos planctónicos y calciesferas.	52
<b>Figura 5.14</b>	Muestra PP64: Biomicrita dispersa a biomicrita empaquetada, <i>wackestone-packstone</i> con foraminíferos planctónicos y calciesferas.	53
<b>Figura 5.15</b>	Muestra PP65: Biomicrita dispersa a biomicrita empaquetada, <i>wackestone-packstone</i> con foraminíferos planctónicos y calciesferas.	54
<b>Figura 5.16</b>	Muestra PP67: Biomicrita dispersa, <i>wackestone</i> con foraminíferos planctónicos, calciesferas y radiolarios.	55
<b>Figura 5.17</b>	Muestra PP68: Biomicrita dispersa, <i>wackestone</i> con foraminíferos planctónicos, calciesferas y radiolarios.	56
<b>Figura 5.18</b>	Muestra PP70: Biomicrita dispersa, <i>wackestone</i> con radiolarios y foraminíferos planctónicos.	57
<b>Figura 5.19</b>	Muestra PP71: Biomicrita fosilífera, <i>mudstone</i> con radiolarios.	58
<b>Figura 5.20</b>	Muestra PP73: Biomicrita fosilífera, <i>mudstone</i> con radiolarios y foraminíferos planctónicos.	59
<b>Figura 5.21</b>	Muestra PP74: Biomicrita fosilífera, <i>wackestone</i> con radiolarios.	60



<b>Figura 5.22</b>	Muestra PP76: Biomicrita dispersa, <i>wackestone</i> con radiolarios y foraminíferos planctónicos.	61
<b>Figura 5.23</b>	Muestra PP77: Biomicrita dispersa, <i>wackestone</i> con foraminíferos planctónicos y calciesferas.	62
<b>Figura 5.24</b>	Muestra PP78: Biomicrita dispersa, <i>wackestone</i> con foraminíferos planctónicos y calciesferas.	63
<b>Figura 5.25</b>	Patrones de difracción de rayos-X para roca total de las rocas carbonatadas de la Formación San Felipe, localidad Puerto Pastores, Galeana, N.L. Abreviaturas: Qz = cuarzo, Ca = calcita, Il = illita, Fk = feldespato potásico (ortoclasa).	64
<b>Figura 5.26</b>	Patrones de difracción de rayos-X para roca total de las muestras de lutita de la Formación San Felipe, localidad Puerto Pastores, Galeana, N.L. Abreviaturas: Qz = cuarzo, Ca = calcita, Bt = biotita, Fk = feldespato potásico (ortoclasa), Il = illita, Chl = clorita.	67
<b>Figura 5.27</b>	Microfotografías de las tobas alteradas de la Fm. San Felipe: a) La roca presenta textura afanítica con un microlito de circón en coloración verde y relieve alto; b) Muestra con textura porfídica con fenocristales de cuarzo, feldespato y biotita embebidos en matriz microlítica y vítrea. Abreviaturas: Qz = cuarzo, Fk = feldespato potásico, Ca = calcita, Bt = Biotita, Chl = clorita, Zrn = circón, Opq = minerales opacos.	71
<b>Figura 5.28</b>	Patrones de difracción de rayos-X en polvo para roca total y la fracción arcillosa de las cenizas volcánicas alteradas de la Fm. San Felipe, localidad Puerto Pastores. Abreviaturas: Qz = cuarzo, Fk = feldespato potásico, Ab = albita, Ca = calcita, Chl = clorita, Il = illita (Almanza-García, 2018).	73
<b>Figura 6.1</b>	Ambiente de depósito de las rocas carbonatadas de la Formación San Felipe, en la localidad Puerto Pastores, Galeana, N.L. de acuerdo con el modelo de Zonas de Facies de Wilson (1975) y Microfacies Estándar de Flügel (1982).	77
<b>Figura 6.2</b>	Diagramas de variación de relaciones de elementos mayores para carbonatos de la Formación San Felipe (perfil Puerto Pastores, Galeana, N.L.) en función de la posición estratigráfica (sección base, media o techo): (a) $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , (b) $\text{CaO}/\text{MgO}$ y (c) $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ .	79
<b>Figura 6.3</b>	Diagramas de variación de relaciones de elementos traza para carbonatos de la Formación San Felipe (perfil Puerto Pastores, Galeana, N.L.) en función de la posición estratigráfica (sección base, media o techo): (a) Ba/Sr, (b) Ba/Nb y (c) Ba/V.	79
<b>Figura 6.4</b>	Diagramas de variación de relaciones de elementos mayores vs. CaO para carbonatos arcillosos y lutita de la Formación San Felipe (SF), perfil Puerto Pastores (Galeana, N.L.): (a) $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ; (b) $\text{CaO}/\text{MgO}$ ; (c) $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ; (d) $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ . La línea de color negro representa el modelo de regresión lineal de las muestras ( $r$ = coeficiente de regresión de Pearson). Para comparación se incluye la caliza Agua Nueva (AN) y la lutita Méndez (MD) del Cañón de la Huasteca (Santa Catarina, N.L.; Chávez-	80

Cabello, 1996). Composición de entidades corticales de Rudnick y GaO (2003): CCS = corteza continental superior, CCI = corteza continental inferior.

- Figura 6.5** Diagramas de lantánidos, normalizados a condrita, para rocas carbonatadas de la Formación San Felipe, perfil Puerto Pastores (Galeana, N.L.; sección b = basal, m = media y t = techo del perfil). Composición de entidades corticales de Rudnick y GaO (2003): CCS = corteza continental superior, CCI = corteza continental inferior. Datos de normalización de condrita de Rollinson (1993). Datos de normalización (ppm) de Haskin et al. (1968) y Nakamura (1974): La= 0.329, Ce= 0.865, Pr= 0.112, Nd= 0.63, Sm= 0.203, Eu= 0.077, Gd= 0.276, Tb= 0.047, Dy= 0.343, Ho= 0.07, Er= 0.225, Tm= 0.03, Yb= 0.22, Lu= 0.0339. 82
- Figura 6.6** Diagrama de variación  $Al_2O_3 - Fe_2O_3$  para las rocas carbonatadas arcillosas y lutitas de la Formación San Felipe, perfil Puerto Pastores (Galeana, N.L.). Para comparación se incluye la caliza Agua Nueva (AN) y la lutita Méndez (MD) del Cañón de la Huasteca (Santa Catarina, N.L.; Chávez-Cabello, 1996). Además, se presenta la base de datos de carbonatos depositados en mar abierto, margen pasivo, margen activo y en continente reportada por Zhang *et al.* (2017). 83
- Figura 6.7** Diagramas de variación basados en la relación  $(Ce/Ce^*)_N$  normalizada al reservorio PAAS (Post-Archean Australian Shale; Taylor y McLennan, 1985; Zhang et al., 2017) para establecer afinidad tectónica de carbonatos arcillosos de la Formación San Felipe, perfil Puerto Pastores (Galeana, N.L.; sección b = basal, m = media y t = techo del perfil.): (a)  $Fe_2O_3^t$ , (b)  $\Sigma(REE)_N/Al_2O_3$ , (c)  $(La/Ce)_N$ , (d)  $(Eu/Eu^*)_N$ . Composición de entidades corticales de Rudnick y GaO (2003): CCS = corteza continental superior, CCI = corteza continental inferior. Se incluye la lutita San Felipe del mismo perfil para comparación. 84
- Figura 6.8** Paleo-reconstrucciones de Norteamérica para el Cretácico Superior (Blakey, 2014). La estrella amarilla indica la ubicación aproximada del Noreste de México donde ocurrió el depósito de la Formación San Felipe entre el (a) Santoniano (87 – 83 Ma), en un ambiente de plataforma; y el (b) Campaniano (76 – 73 Ma) en un ambiente de margen de plataforma. La profundidad se intensifica desde un color blanco (margen) hasta un color azul (mar abierto). 85
- Figura 6.9** Diagramas de variación geoquímica de elementos mayores para lutitas de la Formación San Felipe (perfil Puerto Pastores, Galeana, N.L.) en función de la posición estratigráfica (sección base, media o techo): (a)  $SiO_2/Al_2O_3$ , (b)  $CaO/MgO$  y (c)  $K_2O/Na_2O$ . 86
- Figura 6.10** Diagramas de variación geoquímica de elementos traza para lutitas de la Formación San Felipe (perfil Puerto Pastores, Galeana, N.L.) en función de la posición estratigráfica (sección base, media o techo): (a)  $Ba/Sr$ , (b)  $Ba/Zr$  y (c)  $Ba/V$ . 87
- Figura 6.11** Clasificación geoquímica de lutitas de la Formación San Felipe, en la localidad Puerto Pastores (Galeana, N. L.), por medio del diagrama  $\log(Fe_2O_3/K_2O) - \log(SiO_2/Al_2O_3)$ , propuesto por Herron (1988). 88

<b>Figura 6.12</b>	Diagrama de procedencia basado en las funciones de discriminación DF1 y DF2 (cocientes de elementos mayores con respecto a $Al_2O_3$ ; Roser y Korsch, 1988), aplicado a las lutitas de la Formación San Felipe (perfil Puerto Pastores, Galeana).	89
<b>Figura 6.13</b>	Diagramas de lantánidos normalizados a condrita para lutita de la Formación San Felipe: (a) localidad Puerto Pastores (Galeana, N.L.), este trabajo; (b) localidad Cerro Prieto (Linares, N.L.), Pedro Carrizales (Rayones, N.L.) y Puerto Pastores (Galeana, N.L.), Martínez-Limas y Gómez-Alejandro, 2005. Datos de normalización (ppm) de Haskin et al. (1968) y Nakamura (1974): La= 0.329, Ce= 0.865, Pr= 0.112, Nd= 0.63, Sm= 0.203, Eu= 0.077, Gd= 0.276, Tb= 0.047, Dy= 0.343, Ho= 0.07, Er= 0.225, Tm= 0.03, Yb= 0.22, Lu= 0.0339.	92
<b>Figura 6.14</b>	Diagrama de variación $(Eu/Eu^*)_N - (Gd/Yb)_N$ (McLennan et al., 1993) para la lutita de la Formación San Felipe, localidad Puerto Pastores (Galeana, N.L.). Datos de normalización de condrita de Rollinson (1993). MORB = Basalto de Cresta Oceánica, OIB = Basalto de Isla Oceánica, CCI = Corteza Continental Inferior, CCS = Corteza Continental Superior.	93
<b>Figura 6.15</b>	Edades modelo $[T_{Nd(0)}]$ (Ma) (Rollinson, 1993) para la lutita San Felipe (perfil Puerto Pastores).	94
<b>Figura 6.16</b>	Diagrama de $\epsilon_{Nd(0)} - Th/Sc$ para lutitas de la Formación San Felipe en la localidad Puerto Pastores, Galeana, N. L. (McLennan <i>et al.</i> , 1993).	95
<b>Figura 6.17</b>	Diagrama $f^{Sm/Nd} - \epsilon_{Nd(0)}$ para lutitas de la Formación San Felipe en la localidad Puerto Pastores, Galeana, N. L. (McLennan et al., 1993).	95
<b>Figura 6.18</b>	Diagrama de relación $Th/Sc - Zr/Sc$ (McLennan <i>et al.</i> , 1993) para evaluar el transporte y reciclaje de los sedimentos lutíticos de la Formación San Felipe, localidad Puerto Pastores, Galeana, N.L., de este trabajo y de Martínez-Limas y Gómez-Alejandro (2005). La composición promedio de andesita, granodiorita y MORB es tomada de McLennan <i>et al.</i> , 1993).	96
<b>Figura 6.19</b>	Diagrama triangular para diagénesis $(CaO + Na_2O) - K_2O - Al_2O_3$ (Nesbitt y Young, 1982) para los sedimentos lutíticos de la Formación San Felipe localidad Puerto Pastores, Galeana, N.L.	97
<b>Figura 6.20</b>	Dendograma para la composición normativa de estratos volcano-sedimentarios de la Formación San Felipe para ocho localidades en la Sierra Madre Oriental y el afloramiento Puerto Pastores (Galeana, N.L.) aplicando un análisis de agrupamiento jerárquico que considera distancias de encadenamiento euclideo de Ward. La composición normativa se estableció de acuerdo con la metodología de Kackstaetter (2014).	99
<b>Figura 6.21</b>	Clasificación normativa de rocas volcanoclásticas de la Formación San Felipe, NE de México. Base de datos para ocho afloramientos en la SMO: A = Dominio de tectosilicatos, B = Dominio de filosilicatos, C = Dominio carbonatos; Base de datos Puerto Pastores: A-PP = Dominio de tectosilicatos, B-PP = Dominio de filosilicatos.	100

<b>Figura 6.22</b>	Composición normativa de minerales para los estratos volcanosedimentarios de la Formación San Felipe en dominio de: (a) tectosilicatos; (b) filosilicatos y (c) carbonatos para la localidad Puerto Pastores (PP) y para ocho afloramientos distribuidos en la Sierra Madre Oriental (SMO). Abreviaturas de minerales (Whitney y Evans, 2010): Qtz = cuarzo, Ap = Apatito, Pl = plagioclasa, Fsp = feldespatos potásico, Rt = rutilo, Hem = hematita, Cal = calcita, Dol = dolomita, Ill = illita, Ser = sericita, Chl = clorita, Mnt = montmorillonita, Kln = caolinita.	101
<b>Figura 6.23</b>	Diagrama de correlación Hf-Zr (Hildreth y Maoorbath, 1988) para estratos volcanosedimentarios de la Formación San Felipe. Simbología de acuerdo con los grupos generados por el análisis multivariado.	102
<b>Figura 6.24</b>	Diagrama Zr/Ti-Ce de clasificación para los estratos volcano-sedimentarios (Winchester y Floyd, 1977) de la Formación San Felipe. Abreviaturas de rocas: B = basalto, TB = traquibasalto, TA = traquiandesita, A-D = andesita-dacita, T-P = traquita-pantelerita, R-RD = riolita-riodacita, C-P = comendita-pantelerita.	103
<b>Figura 6.25</b>	Diagrama La/Th-Hf de discriminación tectónica para los estratos volcanosedimentarios (Floyd y Leveridge, 1987) de la Formación San Felipe.	104
<b>Figura 6.26</b>	Diagrama de $(Eu/Eu^*)_N$ vs. $(Gd/Yb)_N$ (McLennan <i>et al.</i> , 1993) aplicado a estratos volcano-sedimentarios de la Formación San Felipe. Datos de condrita para normalización de Rollinson (1993). Abreviaturas: CCS = Corteza Continental Superior; CCI = Corteza Continental Inferior.	105
<b>Figura 6.27</b>	Modelo de fusión parcial de corteza continental superior (CCS) para lantánidos y comparación con patrones normalizados de rocas volcano-clásticas de la Formación San Felipe de la localidad Puerto Pastores (Galeana, N.L.). Las condiciones generales del modelo se presentan en la Tabla 6.1.	107
<b>Figura 6.28</b>	Análisis de procedencia y transporte para los estratos de toba alterada de la Formación San Felipe usando el diagrama Th/Sc vs. Zr/Sc (McLennan <i>et al.</i> , 1993). CCS = Corteza Continental Superior. Los grupos son descritos en las Figuras 6.21 y 6.22.	108
<b>Figura 6.29</b>	Evaluación de madurez de los sedimentos utilizando el Índice de Variabilidad Composicional ( $ICV = Index\ of\ Compositional\ Variability$ ; Cox <i>et al.</i> , 1995), y la relación $SiO_2/Al_2O_3$ para las tobas alteradas de la Formación San Felipe. Los grupos son descritos en las Figuras 6.20-6.21. Abreviaturas; Kao = caolinita; Mu/Ill = muscovita/illita; Plg = plagioclasa; Fsk = feldespatos potásico; Bt = biotita; Amp = anfíbol; Prx = piroxeno.	109
<b>Figura 6.30</b>	Diagrama ternario $(CaO^* + Na_2O) - K_2O - Al_2O_3$ (Nesbitt & Young, 1984). El material volcánico original (vidrio + FK + Plg-Na + Bt + Zrn) se alteró en un ambiente marino hacia illita acompañada de un enriquecimiento en $K_2O$ durante la diagénesis.	110

## LISTA DE TABLAS

---

	<b>Descripción</b>	<b>Pág.</b>
<b>Tabla 5.1</b>	Composición química de elementos mayores (% en peso) y traza (ppm) de rocas carbonatadas de la Formación San Felipe de la localidad Puerto Pastores, Galeana, N.L.	66
<b>Tabla 5.2</b>	Composición química de elementos mayores (% en peso) y traza (ppm) de muestras de lutita de la Formación San Felipe de la localidad Puerto Pastores, Galeana, N.L.	69
<b>Tabla 5.3</b>	Concentraciones y composiciones isotópicas de Nd para muestras de lutita de la Formación San Felipe, localidad Puerto Pastores, Galeana, N.L.	70
<b>Tabla 5.4</b>	Análisis químicos representativos de plagioclasa sódica (Plg) y feldespato-K (Fk) en los estratos volcano-sedimentarios de la Formación San Felipe, localidad Puerto Pastores (Galeana, N.L.).	74
<b>Tabla 5.5</b>	Composición química de elementos mayores (% en peso) y traza (ppm) de cenizas volcánicas alteradas de la Formación San Felipe de la localidad Puerto Pastores, Galeana, N.L. Abreviaturas: R = Riolita, RD = Riodacita, TA = Traquiandesita, CP = Comendita–Pantellerita (Almanza-García, 2018).	75
<b>Tabla 6.1</b>	Condiciones generales de modelo de fusión parcial de la Corteza Continental Superior.	106

## RESUMEN

La Formación San Felipe (espesor total ~130 m; Santoniano – Campaniano) es una unidad litológica, incluida en la columna estratigráfica de la Sierra Madre Oriental, NE de México, que consiste en caliza que varía de *packstone-wackestone* a *mudstone* de color gris claro a oscuro (espesor de las capas 20-100 cm), constituida por calcita, cuarzo e illita, con foraminíferos planctónicos, radiolarios y calciesferas, característicos del Cretácico Superior, la cual se transforma con el ascenso estratigráfico en lutita (espesor <5 cm), constituida por calcita, cuarzo, albita, e illita. Al mismo tiempo que ocurrió este proceso de sedimentación, fueron incorporadas cenizas volcánicas de composición félsica que se consolidaron en estratos de toba de lapilli ( $n \leq 14$ ; espesor <30 cm). Estos se caracterizan por una matriz vítreo-arcillosa (que incluye principalmente illita y clorita) en la que se encuentran embebidos microcristales de cuarzo, feldespato de potasio, plagioclasa sódica, biotita y circón. En este trabajo, a partir del análisis de información microfacial, mineralógica, geoquímica e isotópica de Nd para muestras representativas de todas las litologías, se propone un modelo preliminar integral de sedimentación y diagénesis para un afloramiento de la Formación San Felipe ubicado en la localidad Puerto Pastores, Galeana, N.L. De acuerdo con las características de los carbonatos, el proceso de sedimentación tuvo lugar en un ambiente de plataforma de mar abierto a margen profundo de la plataforma (3500 – 800 m). De acuerdo con la geoquímica de elementos inmóviles y relaciones isotópicas Sm-Nd, la lutita San Felipe corresponde principalmente a una grauwaca que procede de una fuente ígnea félsica y/o sedimentaria cuarzosa asociada a arcos continentales y fuerte afinidad a la corteza continental ( $T_{Nd} = 41.8$  a  $698.3$  Ma;  $\epsilon_{Nd(0)} = -6.2$  a  $-0.1$ ). Considerando sus características petrográficas y geoquímicas, el material vulcano-sedimentario corresponde a riolita-riodacita que procede de una actividad volcánica que ocurrió aproximadamente entre 84.6 y 73.7 Ma, como resultado de la fusión parcial de corteza continental en un arco continental. El transporte y depósito de las cenizas tuvieron lugar en un periodo relativamente corto.

**ABSTRACT**

The San Felipe Formation (total thickness ~130 m, Santonian - Campanian) is a lithological unit, included in the stratigraphic column of the Sierra Madre Oriental, Northeastern Mexico, consisting of *packstone-wackestone* varying to *mudstone* carbonate from light to dark gray (thickness 20-100 cm), constituted by calcite, quartz and illite with characteristic Upper Cretaceous planktonic foraminifera, radiolarians and calcispheres, which was paulatim transformed in shale (thickness <5 cm) with the stratigraphic rise, constituted by calcite, quartz, albite, and illite. At the same time of this sedimentation process occurred, felsic volcanic ash was incorporated and consolidated as lapilli tuff layers (n <14, thickness <30 cm). These are characterized by a vitreous-clayey matrix (which mainly includes illite and chlorite) in which are embedded microcrystals of quartz, potassium feldspar, sodium plagioclase, biotite, and zircon. In this work, based on the systematic analysis of microfacial, mineralogical, geochemical and Nd isotopic information for representative samples of all lithologies, an integral preliminary model of sedimentation and diagenesis is proposed for a San Felipe Formation outcrop located in Puerto Pastores, Galeana, Nuevo León. According to the features of the carbonates, the sedimentation process took place in an open sea platform to the deep margin of the platform (3500 - 800 m). Based on the immobile elements geochemistry and Sm-Nd isotopic ratios, the San Felipe shale corresponds mainly to grauwaca that comes from an igneous felsic and/or quartzose sedimentary source linked to with continental arc setting and with a strong affinity to the continental crust ( $T_{Nd} = 41.8$  a  $698.3$  Ma;  $\epsilon_{Nd(0)} = -6.2$  a  $-0.1$ ). Considering the petrographic and geochemical features the volcano-sedimentary material corresponds to rhyolite-riodacite, produced from a volcanic activity that occurred between 84.6 and 73.7 Ma, as result of the continental crust partial melting in a continental arc. The transport and deposit of the volcanic ash took place in a relatively short period.

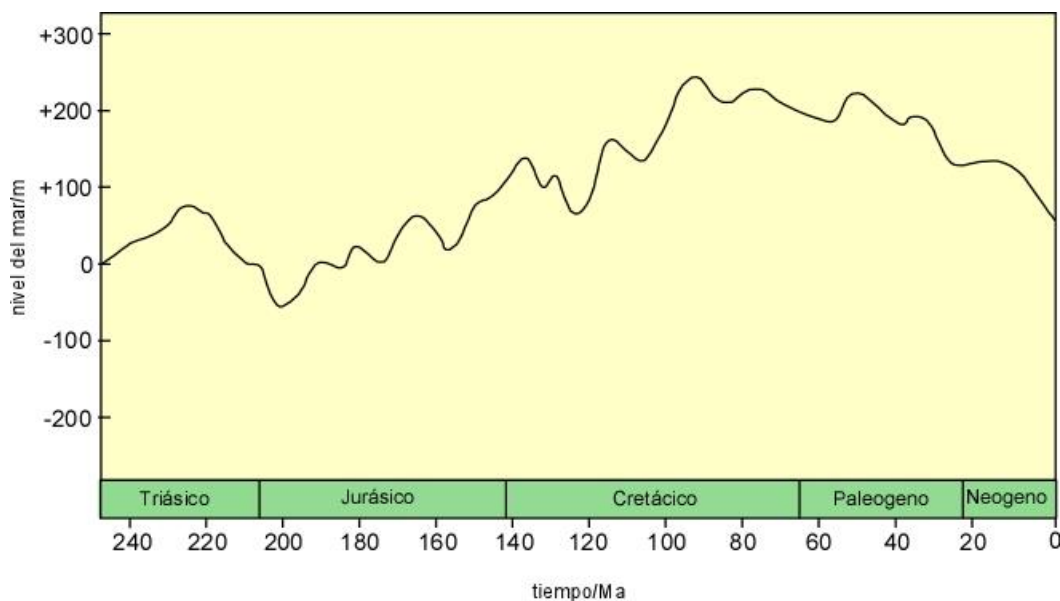
# CAPÍTULO I

## INTRODUCCIÓN

### 1.1 PERIODO CRETÁCICO

El Cretácico es un periodo geológico del Mesozoico que abarca entre  $144 \pm 2.6$  y  $65 \pm 0.1$  Ma (Grandstein y Ogg, 1996) y que se ha considerado como una etapa compleja en la historia de la Tierra, ya que registró (Keller, 2008): (a) episodios abruptos de calentamiento, por efecto invernadero, y enfriamiento; (b) el crecimiento y la desaparición de plataformas carbonatadas; (c) eventos de anoxia oceánica; (d) variaciones significativas en las relaciones isotópicas de carbono y (e) un incremento en la actividad magmática a nivel mundial. A continuación, se describen las principales características que distinguen al periodo:

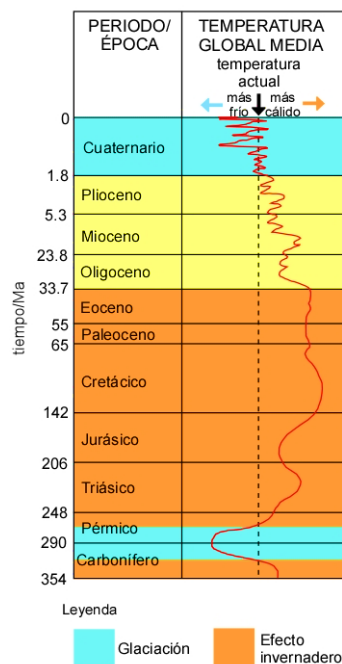
- i. *Niveles del mar considerablemente más altos que los actuales:* a lo largo del Mesozoico el nivel global del mar se elevó (aunque con fluctuaciones), alcanzando un punto máximo en el Cretácico Superior. Esta condición se ha relacionado con el crecimiento de nuevos sistemas de dorsales oceánicas y al incremento en la tasa de generación de corteza oceánica que alcanzó un máximo en el Aptiano (Figura 1.1: Haq *et al.*, 1988; Skelton *et al.*, 2003).



**Figura 1.1:** Curva del nivel del mar global durante el Post-Paleozoico (Haq *et al.*, 1988).



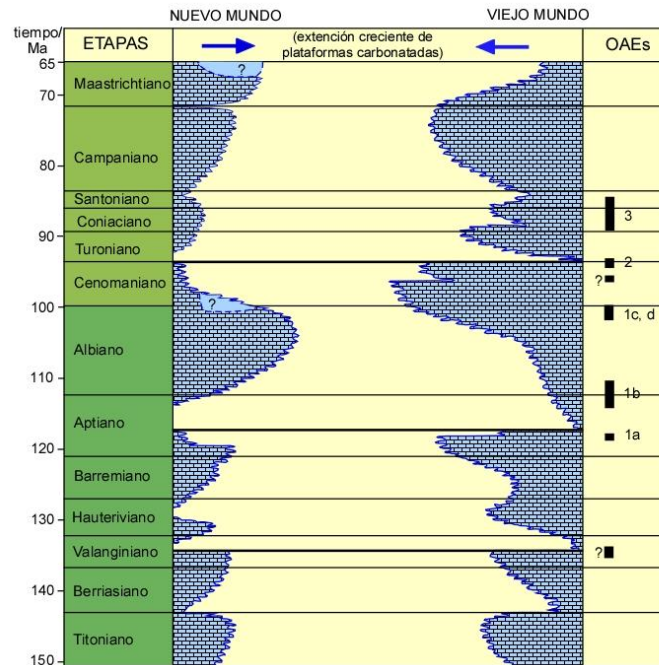
- ii. *Desarrollo de una condición de efecto invernadero, que se extendió hasta a latitudes altas:* De esta forma, uno de los climas más cálidos de los pasados 140 Ma ocurrió en el Cretácico Superior (Cenomaniano Superior-Turoniano Inferior) (Figura 1.2: Frakes, 1979; Clarke y Jenkyns, 1999; Forster *et al.*, 2007a,b; Friedrich *et al.*, 2012), con regiones polares libres de hielo (Miller *et al.*, 2005), temperaturas superficiales de mares tropicales hasta de  $\sim 35^{\circ}\text{C}$  y un bajo gradiente de temperaturas latitudinales (Huber *et al.*, 1995, 2002).



**Figura 1.2:** Clima durante del Paleozoico Tardío, Mesozoico y Cenozoico, la curva indica las temperaturas globales medias estimadas. El amarillo representa un intervalo de enfriamiento intermedio entre el efecto invernadero y la glaciación (Frakes, 1979).

- iii. *Crecimiento y desaparición cíclica de vastas plataformas carbonatadas poco profundas en latitudes bajas:* Las plataformas carbonatadas del cálido Cretácico son importantes por dos aspectos: (1) su excepcional extensión y (2) su rápido desarrollo episódico con algunas variaciones regionales (Figura 1.3). A pesar de las interrupciones globales durante el Valanginiano medio, el Aptiano medio y al final del Cenomaniano, antes de su declinación final en el Maastrichtiano tardío, las plataformas tuvieron una prodigiosa capacidad de crecimiento y

expansión rápida, debido a la distintiva biota bentónica que constituía la principal fábrica de carbonatos (Skelton *et al.*, 2003).

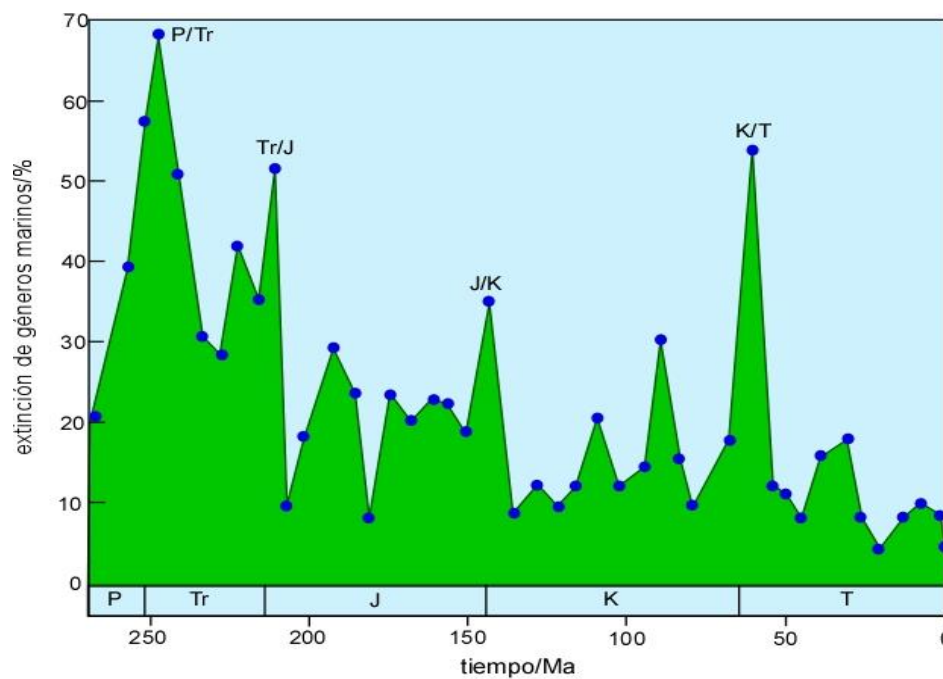


**Figura 1.3:** Historia generalizada del desarrollo de plataformas carbonatadas durante el Jurásico Tardío (Titoniano) y Cretácico en el océano de Tetis/Atlántico, para (izquierda) el Nuevo Mundo (las Américas) y (derecha) el Viejo Mundo (las otras masas continentales). Las principales crisis en el crecimiento de las plataformas están indicadas por las barras horizontales remarcadas, y los eventos anóxicos oceánicos inferidos (OAEs) se muestran en la derecha (Skelton *et al.*, 2003).

- iv. *Desarrollo episódico de condiciones de anoxia marina:* la evolución de los océanos del Cretácico incluyó varios eventos anóxicos que fueron registrados en los sedimentos ricos en  $C_{orgánico}$  de todo el Tetis desde el Jurásico Temprano (Figura 1.3; Borrego *et al.*, 1996) hasta el límite Cenomaniano/Turoniano (Lamolda, 1978; Lamolda y Mao, 1999). Los eventos anóxicos se caracterizaron por una amplia preservación de carbono orgánico que se reflejó en una acumulación generalizada de lutita negra (Jenkyns, 1980; Bralower *et al.*, 2002).
- v. *Una extensa actividad volcánica, especialmente en el Océano Pacífico:* La evidencia de una actividad volcánica intensificada durante el Cretácico se encuentra en los océanos debido a que el mayor volumen de vulcanismo adicional

ocurrió en las dorsales y dentro de las placas oceánicas. Debido a la acción de anomalías en el manto superior, en los continentes se desarrollaron los denominados flujos de basaltos continentales (*continental flood basalts*), tal como las Trampas del Deccan, India. Se ha documentado que la velocidad de dispersión de piso oceánico se incrementó en el Cretácico, alcanzando un valor máximo alrededor del Aptiano. Este proceso contribuyó a la formación de arcos de isla y continentales, así como una posterior extensión en ambientes continentales (Skelton *et al.*, 2003).

- vi. *Ocurrencia de un evento catastrófico que marcó el final del periodo:* El límite Cretácico/Terciario (K/T; actualmente denominado K/Pg o Cretácico/Paleógeno) ha sido reconocido como una de las cinco principales extinciones que ocurrieron durante el Fanerozoico. Durante este evento, los microorganismos marinos experimentaron la extinción más catastrófica de todos los grupos de organismos (Figura 1.4; Sepkoski, 1990). Más del 75% de los géneros biológicos fueron extintos cerca del límite K/T (Skelton *et al.*, 2003).



**Figura 1.4:** Porcentaje de extinción de géneros marinos sobre los últimos 270 millones de años. El número total de géneros representados es 10,383 de los cuales 6,385 están extintos (Sepkoski, 1990).

## 1.2 CRETÁCICO SUPERIOR EN NORTEAMÉRICA

### 1.2.1 Desarrollo paleogeográfico durante el Cretácico

Durante el periodo Cretácico ocurrieron cambios en la posición general de los continentes y océanos respecto a su ubicación actual. Reconstrucciones de placas tectónicas para el Cretácico han asumido que los principales bloques continentales (Eurasia, Groenlandia, Norte América, América del Sur, África, India, Australia y Antártica) se separaron al final del Cretácico Inferior y que las depresiones profundas del océano generado entre ellos conectaron las cuencas del Pacífico, Tetis, Atlántico e Índico (Dietz y Holden, 1970; Smith *et al.*, 1973, 1981a,b; Briden *et al.*, 1974, 1981; Smith *et al.*, 1977; Zonenshain y Gorodnitskiy, 1977; Smith, 1981; Barron *et al.*, 1981; Ziegler *et al.*, 1982; Zonenshain *et al.*, 1984, 1985; Barron, 1987; Scotese *et al.*, 1988; Scotese, 1991).

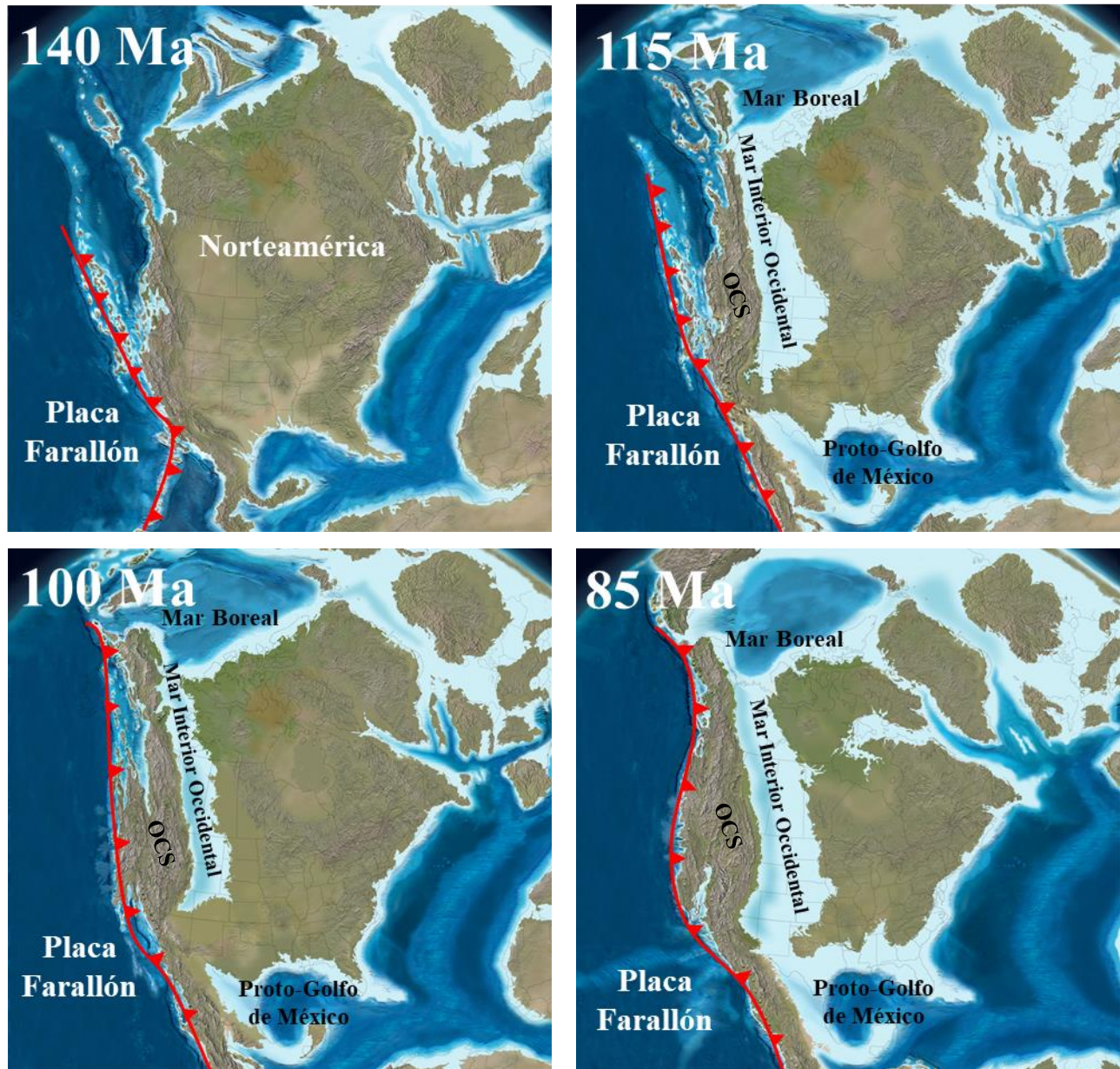
### 1.2.2 Mar Interior Occidental (MIO)

Debido a la deriva con dirección W con respecto a la placa Euroasiática y a la subducción del océano paleo-Pacífico (placa Farallón) bajo su margen continental occidental, se instaló en Norteamérica a través del Cretácico una extensa cuenca epicontinental. Esta fue cubierta por un extenso océano denominado *Mar Interior Occidental (MIO)* (Figura 1.5; Kauffman y Caldwell, 1993; Roberts y Kirschbaum, 1995; Miall *et al.*, 2008). Dicho mar se extendió ~4,800 km de N a S, desde Alaska hasta el norte de México y ~1,620 km de W a E, desde el centro de Utah a Minnesota, conectando el mar Boreal con el proto-Golfo de México (Kauffman, 1984; Roberts y Kirschbaum, 1995).

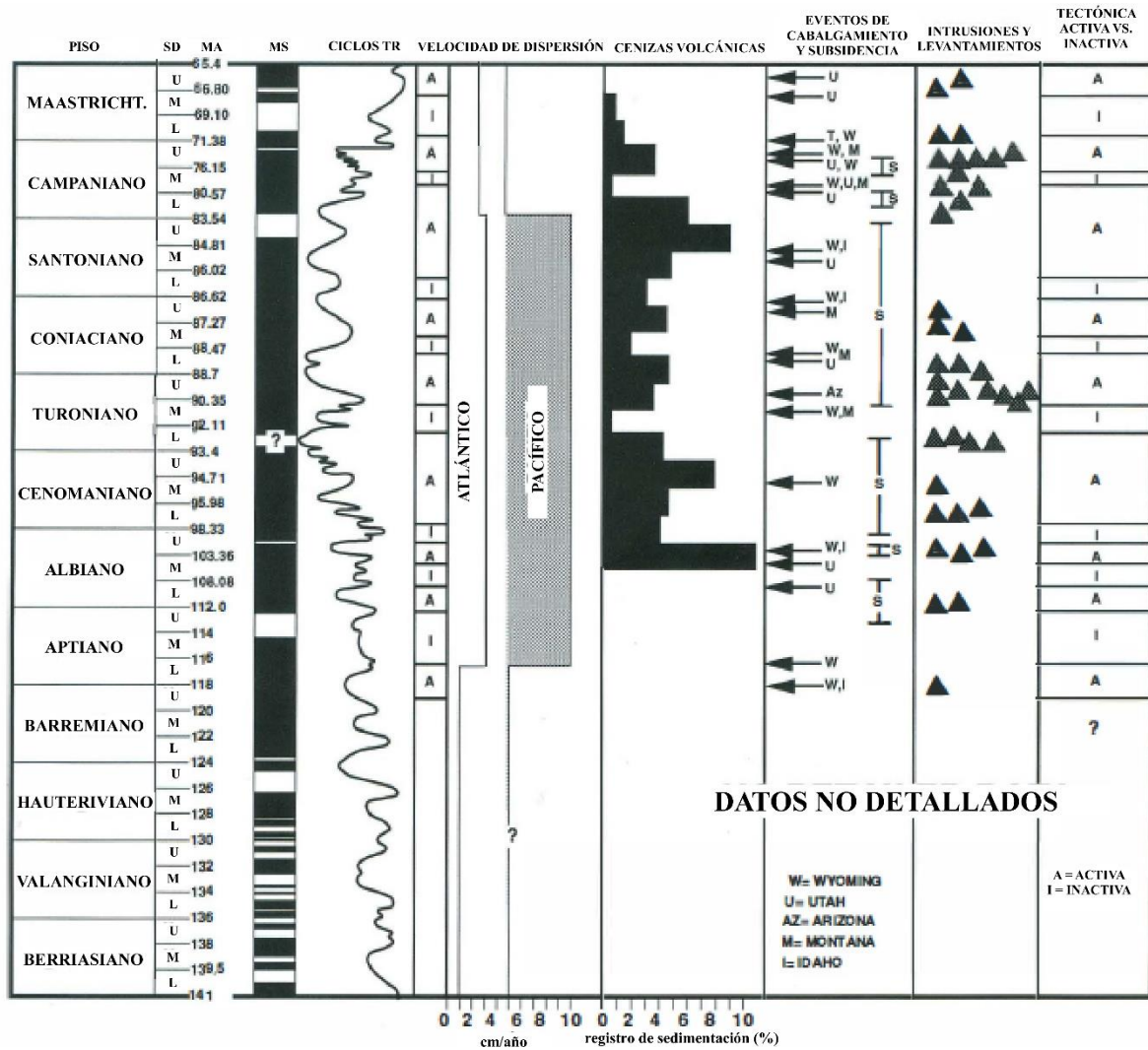
La cuenca que ocupó el *MIO* estaba bordeada al W por el orógeno Columbian-Sevier y al E por la plataforma cratónica estable de Norteamérica (Figura 1.5). El cabalgamiento y crecimiento cortical regional que se ha evidenciado en la zona ha sido relacionado a la subducción de la placa Farallón (Keith, 1978) y a la acreción de terrenos (Coney, 1981; Cant y Stockmal, 1989). Como resultado de una disminución en el ángulo de subducción y de los esfuerzos compresivos en la litosfera, una transición de estilo de deformación Sevier (“*de piel delgada*” que no involucra al basamento) a una tipo Laramide (“*de piel gruesa*” que involucra al basamento) tomó lugar en el Cretácico Superior (Keith, 1978; Erslev, 1993). A partir de información geológica y estructural, Kauffman y Caldwell (1993) reportaron un esquema cronológico de eventos de subsidencia y cabalgamiento a través de la región sur del



*MIO* (Figura 1.6). Durante las fases de deformación del orógeno Columbia-Sevier (OCS) y la plataforma cratónica de Norteamérica, grandes volúmenes de sus sedimentos terrígenos fueron transportados y depositados a lo largo del borde W de la cuenca epicontinental. El tipo de litofacies varió en general, en dirección W a E, desde arenisca de grano grueso, arenisca-lutita, lutita, creta y por último caliza (Cant y Stockmal, 1989).



**Figura 1.5:** Paleogeografía de Norteamérica durante el Cretácico (140 a 85 Ma), dominada por el desarrollo del Mar Interior Occidental. OCS = Orógeno Columbia-Sevier (Blakey, 2014).



**Figura 1.6:** Esquema general de eventos geológicos y tectónicos para la región sur del MIO durante el Cretácico (Kauffman y Caldwell, 1993). STAGE = piso del Cretácico; MS = perfil de magnetoestratigrafía; TR CYCLES = Ciclos de transgresión y regresión; SPREADING RATES = velocidad de dispersión de piso oceánico en el Atlántico y el Pacífico en cm/año; VOLCANIC ASHES = Porcentaje de cenizas volcánicas o bentonitas en sedimentos marinos; THRUSTING AND SUBSIDING EVENTS = eventos de cabalgamiento (flechas negras) y subsidencia (S) en diferentes áreas (AZ = Arizona, I = Idaho, M = Montana, U = Utah, W = Wyoming); INTRUSIONS AND UPLIFTS = intrusiones magmáticas y levantamiento tectónico; TECTONISM = etapas de tectónica activa (A) o inactiva (I).

Otro factor importante que influyó el proceso de sedimentación en el *MIO* fue la secuencia de cambios eustáticos (ciclos de transgresión y regresión) que se registraron a través del Cretácico (Figura 1.6; Kauffman y Caldwell, 1993). De esta forma, el *MIO* estuvo sujeto a cinco ciclos principales de regresión-transgresión quienes controlaron los niveles eustáticos entre el Albiano y el Maastrichtiano, siendo los más importantes: (1) el *Ciclo Greenhorn*, que inició en el Albiano Medio, con una máxima inundación durante el

Turoniano temprano (~113 – 90 Ma) y (2) el *Ciclo Claggett*, durante el Campaniano (~80 Ma), dando lugar a la transgresión más extensa del periodo Cretácico que cubrió más de la tercera parte de Norteamérica. Cadrin *et al.* (1995) reportaron, a partir del análisis de información isotópica en calcita y aragonito de conchas de moluscos bien preservados, que previo al *ciclo Greenhorn* la parte norte del *MIO* estuvo dominada por mares de temperaturas frías (~10°C) y  $\delta^{18}\text{O} \sim -8 \text{‰}$  con una influencia continental, mientras que la parte sur mostró características tropicales (T~25°C y  $\delta^{18}\text{O} \sim -2 \text{‰}$ ), que se acercan a las mostradas por el mar de Tetis.

Por otra parte, según Kauffman y Caldwell (1993), en el *MIO* se acumularon ~5 km de sedimentos siliciclásticos (derivados del orogéno Columbia-Sevier) y carbonatados (de origen pelágico) durante el Cretácico Superior. Adicionalmente, el registro estratigráfico del Cretácico Superior para varias localidades en Norteamérica incluye horizontes de ceniza volcánica alterada (e.g., Eldrett *et al.*, 2015; Shimer *et al.*, 2016; Velasco-Tapia *et al.*, 2016; Velasco-Tapia, 2017). Estos estratos han sido interpretados como productos de la actividad volcánica ligada al denominado arco Laramídico (Cadrin *et al.*, 1995; González-León *et al.*, 2011), como resultado de la subducción bajo Norteamérica de la placa Farallón entre 80 y 40 Ma.

Los horizontes de ceniza que ocurren en el *MIO* han sido utilizados con varios propósitos: (a) Se ha estimado la dirección de los paleo-vientos cretácicos a partir de su distribución y espesor en el occidente de EEUU (Slaughter y Hamil, 1970; Elder, 1988); (b) Se han utilizados como marcadores geocronológicos. Hattin (1971) correlacionó cenizas presentes en varias columnas en Kansas, extendiendo esas correlaciones a la planicie central y las Montañas Rocallosas. Lanphere y Tailleur (1983) establecieron una escala de tiempo para el Turoniano en Alaska, basada en dataciones K-Ar y el registro de bivalvos *Inoceramus labiatus* en la Formación Seabee. McArthur *et al.* (1994) reportaron una curva de isótopos de Sr para el Cretácico Superior (Cenomaniano-Maastrichtiano temprano) en la sección de EEUU del CWIS, con base en relaciones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en carbonatos. La curva fue calibrada numéricamente con fechas  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de 20 bentonitas en la secuencias. A partir de dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de estratos volcánicos porcelaníticos, Dyman *et al.* (1997) desarrollaron la correlación del Cretácico tardío desde el SW de Montana al SE de Idaho. Roberts *et al.* (2005) establecieron la correlación entre cenizas volcánicas del Campaniano y fauna contemporánea



de vertebrados de la Formación Kaiparowits, sur de Utah; (c) Composiciones químicas y de isótopos estables de cenizas volcánicas se han utilizado como indicadores paleoambientales del CWIS (Cadrin *et al.*, 1995). Esta información fue corroborada por relaciones isotópicas observadas en esqueletos bien preservados de organismos calcareous en el CWIS; (d) Las etapas de procesos de alteración han sido monitoreadas por medio de variaciones en los isótopos de oxígeno e hidrógeno en capas de cenizas alteradas (Eslinger y Yeh, 1986); (e) Estudios estadísticos de procedencia de cenizas alteradas se han desarrollado combinando información petrográfica, geoquímica y geocronológica (Foreman *et al.*, 2008; Fanti, 2009; Velasco-Tapia, 2017).

### *1.2.3 Evolución geológica del NE de México en el Cretácico*

En la región NE de México, a principios del Cretácico se inició la acumulación de secuencias potentes de carbonatos, debido a la transgresión marina hacia las islas y penínsulas (Padilla y Sánchez, 1986). Así mismo, se depositó una secuencia heterogénea de clásticos/carbonatos en los alrededores de los altos del basamento que estaban expuestos.

Posteriormente, durante el Albiano (~115 Ma) se alcanzaron niveles eustáticos que inundaron prácticamente todos los elementos positivos y favorecieron nuevamente el desarrollo de plataformas y rampas carbonatadas en todo el centro-NE de México (Plataformas de Valles-San Luis Potosí, Tuxpan y El Doctor). La unidad sedimentaria más representativa del periodo es la Formación El Abra, que está conformada por bancos de rudistas de 500 a 700 m. La variante en facies de cuenca se denominó Formación Tamaulipas Superior (Smith, 1981; Goldhammer, 1999). La Formación Cuesta del Cura (Cenomaniano; ~100 Ma) se depositó sobre las plataformas arrecifales del Albiano, acumulando carbonatos delgados de color grisáceo intercalados con algunos de coloración oscura, interpretados como depósitos anaeróbicos (Smith, 1981; Ross, 1981).

Para el Turoniano – Santoniano Tardío (~ 90-80 Ma) toda la región se vio afectada por un evento mayor de transgresión marina, atribuido a la conexión del *MIO* con el Golfo de México (Figura 1.5). Esto dio lugar al desarrollo de ambientes de cuencas profundas y de mar abierto con baja energía, acumulando sedimentos pelágicos, carbonatados, clásticos y turbidíticos del Grupo Indidura que, de acuerdo con Goldhammer (1999), se encuentra



conformado por las Formaciones Agua Nueva y *San Felipe*, siendo esta última el objeto de estudio en este trabajo. En el Maastrichtiano (~ 70 Ma), como resultado de una transición regresiva, tuvo lugar el depósito de sedimentos terrígenos o tipo *flysch* que constituyeron a las Formación Méndez y Parras (De Cserna, 1989; Goldhammer, 1999).

Durante el Cretácico Tardío al Eoceno (~80–40 Ma), la secuencia sedimentaria marina del Jurásico – Cretácico se vio afectada por un evento orogénico con características de tipo Sevier y Laramide. Este evento se ha considerado como una prolongación de la Cordillera Norteamericana y como el principal desencadenante de la deformación, acortamiento y transporte tectónico de la secuencia sedimentaria del Norte y Noreste de México sobre las plataformas de Coahuila, Tamaulipas y Valles – San Luis Potosí (Tardy *et al.*, 1975, 1980; Campa, 1985; Suter, 1987; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2018). Se ha sugerido además que este evento estuvo controlado por la disminución del ángulo de subducción de la placa Farallón bajo Norteamérica, así como por la acreción de los terrenos Guerrero – Alisitos.

### 1.3 FORMACIÓN SAN FELIPE (CRETÁCICO SUPERIOR)

La *Formación San Felipe* (Muir, 1936; Imlay, 1944; Padilla y Sánchez, 1982; Seibertz, 1988, 1998; Sohl *et al.*, 1991; Martínez-Paco, 2012; Velasco-Tapia *et al.*, 2016; Velasco-Tapia, 2017) se ha definido como una unidad estratigráfica que representa el proceso de sedimentación en el NE de México entre el Coniaciano y el Santoniano. La localidad tipo fue propuesta por Muir (1936) en una sección en el Rancho San Felipe, a 3 km al este de Ciudad Valles, San Luis Potosí. Posteriormente, Imlay (1944) describió que la formación se encuentra conformada por caliza de tonalidades gris claro, con espesores delgados y hacía el techo de la unidad predominan lutitas con pedernal y capas bentoníticas. En estos primeros estudios se reportaron espesores entre 120 y 158 m.

Sin embargo, Padilla y Sánchez (1982) reportó que la Formación San Felipe presenta espesores variables que van de 140 hasta 330 m. De acuerdo con estos autores, la unidad se conforma por caliza arcillosa, margas de tonalidad gris y verde, lutita con intercalaciones de bentonita, escasos nódulos de pedernal, con contenido macrofaunístico de *Inoceramus* sp.,

*Balanocrinus mexicanus*, *Ostrea plumosa*. Además, se propuso un ambiente de depósito en mar abierto y de baja energía con aporte de material terrígeno.

Debido a que el afloramiento de la localidad tipo fue removido durante el desarrollo de obras civiles, Seibertz (1988) definió una localidad neotipo a partir de diversos perfiles ubicados en Nuevo León (El Carmen, Rayones, El Álamo y La Boca. En este reporte, se propuso un espesor total de 127 m para la unidad, dividiéndola además en dos miembros: (a) *Miembro Inferior La Boca* (32 m de espesor), constituido por arenisca verde que grada en tamaño de grano con intercalaciones de limolita, lutita verde claro a oscuro y caliza de gris oscuro a verde, y (b) *Miembro Superior Solís* (95 m de espesor), constituido por arenisca verde y estructuras sedimentarias, limolita de color oscuro con capas glauconíticas, lutita, caliza con fisuras arcillosas y creta porcelanítica de color blanco con bioturbación y alternancias de caliza. Se señaló que la unidad muestra un mayor carácter clástico conforme se asciende estratigráficamente. Además, reportó la distribución espacial de la unidad en el Noreste de México, cubriendo un área desde Monterrey, N.L. hasta Ciudad Valles, S.L.P. De acuerdo con la literatura disponible, la *Formación San Felipe* está constituida en general por una intercalación de caliza gris (espesor: 7.5 – 60 cm), lutita gris a café (espesor: 2.5 – 45 cm) y estratos de toba alterada (espesor: 3 – 30 cm) que integran un espesor total que puede alcanzar hasta ~160 m.

Ángeles-Villeda *et al.* (2005) mencionaron que la *Formación San Felipe*, en la región de Santiago, Nuevo León, cuenta con 107 m de espesor representado por un dominio en lutita gris en capas de 5 a 40 cm y caliza arcillosa en capas de 1 – 60 cm, que en lámina delgada muestra una textura tipo *wackestone*/biomicrita con foraminíferos planctónicos (F.P.) y escasos bentónicos, además radiolarios, espinas de equinodermos, moldes de moluscos y gasterópodos. Estas observaciones implican un ambiente de cuenca.

Becerra-González (2006) y Gómez-Alejandro y Martínez-Limas (2008) describieron a esta unidad en las localidades Cerro Prieto (Linares, N.L.), Puerto Pastores (Galeana, N.L.) y Pedro Carrizales (Rayones, N.L.) como intercalaciones de caliza biomicrítica de tipo *wackestone-packstone*, con foraminíferos planctónicos (e.g., globigerinidos y globotruncanidos), caliza silicificada, lutita y horizontes limolíticos verdes, estos últimos interpretados como ceniza volcánica alterada.

Recientemente (Velasco-Tapia *et al.*, 2016; Velasco-Tapia, 2017), se ha reportado que los horizontes de ceniza volcánica alterada están conformados por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, circón, biotita y minerales opacos, con la participación de líticos volcánicos y sedimentarios embebidos en una matriz vítreo-arcillosa con calcita e illita. El color verde observado, el cual cambia a amarillo ocre con la alteración, se ha asociado a la presencia de clinocloro.

Diversos indicadores de procedencia (relaciones de elementos inmóviles, relación feldespato/plagioclasa y química de circones) se utilizaron para proponer una fuente volcánica félsica con una afinidad a la corteza continental. De acuerdo con relaciones isotópicas U-Pb obtenidas en muestras de base y techo en tres localidades (Pedro Carrizales, Rayones, N.L.; Cerro Labradores, Galeana, N.L. y La Fábrica, Iturbide, N.L.) y graficadas en diagramas Tera-Wasserburg, se ha propuesto que el periodo de depósito de las cenizas ocurrió entre 84.6 y 73.7 Ma.

De acuerdo con Velasco-Tapia (2017), la composición mineralógica normativa en combinación con un análisis estadístico de agrupamiento ha mostrado que las cenizas volcánicas se distribuyen en tres grupos: (a) rocas con una composición controlada por cuarzo, feldespato y plagioclasa, (b) rocas que reflejan un proceso de alteración (illita, sericita y clorita) y (c) rocas que representan la mezcla de las cenizas con carbonatos. El uso de relaciones de elementos inmóviles confirmó su composición riolítica o riodacítica. A partir de modelos geoquímicos de fusión parcial se propuso un proceso de génesis para este vulcanismo por anatexis de la corteza superior a un grado de fusión de 0.2-0.5.

Se ha mencionado además que las relaciones de elementos inmóviles indican que estos depósitos representan cenizas transportadas rápidamente a través de la atmósfera hacia los depocentros del proto-Golfo de México en una zona de borde plataforma. La alteración del vidrio volcánico, feldespato potásico y plagioclasa en un ambiente marino con bajas relaciones de Mg/Ca condujo a la formación de sericita, illita y clorita.

## 1.4 JUSTIFICACIÓN

Por lo antes expuesto, a la *Formación San Felipe* se le ha considerado como representativa, en el NE de México durante el Cretácico Superior, de una transición desde un dominio carbonatado a uno clástico. Este proceso fue afectado además por una actividad volcánica que presumiblemente ocurrió en el margen occidental de Norteamérica (Velasco-Tapia, 2017). Considerando las reconstrucciones paleogeográficas (e.g., Blakey, 2014), el área de depósito de la unidad representaría además la transición del *MIO* (ambiente de cuenca epicontinental) al proto-Golfo de México (ambiente de mar abierto).

Un estudio sistemático de la Formación San Felipe sería de utilidad para una mayor comprensión de la evolución geológica del NE de México durante el Cretácico Superior. En el contexto actual se puede señalar que: (a) existe información cartográfica y estructural general de las zonas en donde aflora la Formación San Felipe en documentos de tesis y artículos (por ejemplo: Padilla y Sánchez, 1982; Seibertz, 1988, 1998; Goldhammer, 1999; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000); (b) en algunos de esos trabajos se han reportado características generales de las litologías que conforman la unidad; (c) en algunos documentos recientes se ha discutido con detalle una evaluación de procedencia, edad, transporte y diagénesis de los horizontes volcaniclásticos (Velasco-Tapia *et al.*, 2016; Velasco-Tapia, 2017), (d) sin embargo, en los trabajos previos no se ha efectuado un análisis detallado de los carbonatos y lutitas, las cuales son indispensables para proponer un modelo geológico integrado para esta unidad litológica.

## 1.5 OBJETIVO

Considerando el marco teórico antes expuesto, en el presente trabajo de Tesis de Maestría se planteó como objetivo principal el postular un modelo petrológico preliminar para la Formación San Felipe. La construcción del modelo se realizó a partir del análisis sistemático e integrado de información microfacial, mineralógica, geoquímica e isotópica de las litologías que conforman un afloramiento expuesto en la localidad Puerto Pastores (Galeana, N.L.).

## 1.6 METAS

A fin de alcanzar el objetivo propuesto, se desarrolló un programa de trabajo considerando las siguientes metas:

- Contar con un perfil estratigráfico a detalle en la localidad Puerto Pastores (Galeana, N.L.).
- Establecer un modelo microfacial y de depósito para los carbonatos.
- Proponer un modelo de procedencia-transporte-depósito-diagénesis para la lutita.
- Incorporar información al modelo de procedencia-transporte-depósito-diagénesis para los estratos vulcano-sedimentarios.
- Elaborar un modelo petrológico integral y preliminar para la Formación San Felipe, considerando el marco paleogeográfico y tectónico del Cretácico Superior.

## 1.7 HIPÓTESIS DE TRABAJO

La variación en las condiciones paleogeográficas y tectónicas durante el Cretácico Superior en la región Noreste de México (área de transición entre el Mar Interior Occidental y el proto-Golfo de México) controló un sistema de depósito de carbonatos en transición a uno de tipo clástico en una cuenca somera, contemporáneo con la incorporación de material volcánico generado en ambiente de arco continental.

## 1.8 FINANCIAMIENTO Y APOYO ACADÉMICO

El desarrollo de este trabajo contó con el financiamiento del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (Fondo Ciencia Básica: 0106939) y del Programa de Apoyo a la Investigación Científica y Tecnológica – UANL (Fondo: CT293-10) asignados al director de la Tesis (F. Velasco-Tapia). El autor de este trabajo (J.A. Tienda Garza) recibió apoyos directos del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (Beca para estudios de Maestría), la Universidad Autónoma de Nuevo León (Fondo PROFOCIE para efectuar estancia académica en el Departamento de Ciencias de la Tierra, Centro de Investigación y de Estudios Superiores de Ensenada; Ensenada, B.C.) y la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL (Apoyo logístico y fondo interno para efectuar el trabajo de campo). Se contó además con el apoyo de los siguientes laboratorios: (a) Laboratorios de Geopreparación y Geoquímica

(Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL; M.P. Victoriano Beraza Cardona, T.S.U. José Olegario Rodríguez Gómez, T.S.U. Julio Alberto Treviño Rodríguez, Ing. Ana María Garza Castillo, M.C. Federico Viera Décida); (b) Laboratorio de Materiales (Facultad de Ciencias Químicas, UANL; Dra. Lorena Leticia Garza Tovar; (c) Laboratorios Ultra-limpio y de Isótopos (Centro de Investigación y de Estudios Superiores de Ensenada; Dr. Bodo Weber y M.C. Sergio Padilla Ramírez) y (d) Laboratorio de Microsonda Electrónica (Centro Nacional de Microscopía, Universidad Complutense; Dra. Cristina de Ignacio San José y Lic. Alfredo Fernández Larios).

## CAPÍTULO II

### GEOLOGÍA REGIONAL

#### 2.1 ESTRATIGRAFÍA DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL

La Sierra Madre Oriental (SMOr) es una cadena montañosa situada en el sector oriental de la República Mexicana, extendiéndose aproximadamente desde Parral, Chih. hasta Zongolica, Ver. Este cinturón plegado y cabalgado está constituido por rocas sedimentarias marinas clásticas y calcáreas del Mesozoico que sobreyacen a rocas del Precámbrico y del Paleozoico que integran el basamento del NE de México (Padilla y Sánchez, 1982; Wilson, 1990; Goldhammer *et al.*, 1991; Michalzik y Schumann, 1994; Goldhammer, 1999; Torres *et al.*, 1999, Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Jenchen, 2007; Chávez-Cabello *et al.*, 2011; Fitz-Díaz *et al.*, 2018; [Figura 2.1](#)). A continuación se presenta una breve reseña de las características que distinguen a las unidades litológicas que constituyen la SMOr.

##### 2.1.1. Basamento cristalino (Precámbrico – Paleozoico)

El basamento de la SMOr y su antepaís presentan rocas que varían en litología y edad. Estas incluyen las sucesiones metamórficas paleozoicas del Esquisto Granjeno (~351-300 Ma; Nance *et al.*, 2007; Torres-Sánchez, 2015), que se yuxtaponen a rocas Grenvillianas del complejo Novillo, pertenecientes al bloque Oaxaquia (1-1.2 Ga; Cameron *et al.*, 2004). Dichos complejos rocosos son sobreyacidos por una secuencia sedimentaria marina del Mesozoico, cuyo depósito estuvo asociado a la apertura del Golfo de México (Ramírez-Peña, 2017). El Esquisto Granjeno aflora en varias localidades del Noreste de México, como el anticlinorio Huizachal-Peregrina en Cd. Victoria, Tamaulipas; el alto de Miquihuana y Bustamante, Tamaulipas y el bloque de Aramberri, Nuevo León. De manera general, dicho ensamble rocoso está compuesto de rocas metamórficas en facies de esquistos verdes, que ocurren en forma de rocas metavolcánicas y metasedimentarias esquistosas, filitas, cuarcitas y otras rocas silíceas, además de serpentinitas y metagabros (Barboza-Gudiño *et al.*, 2011; Torres-Sánchez, 2015; Ramírez-Peña, 2017).

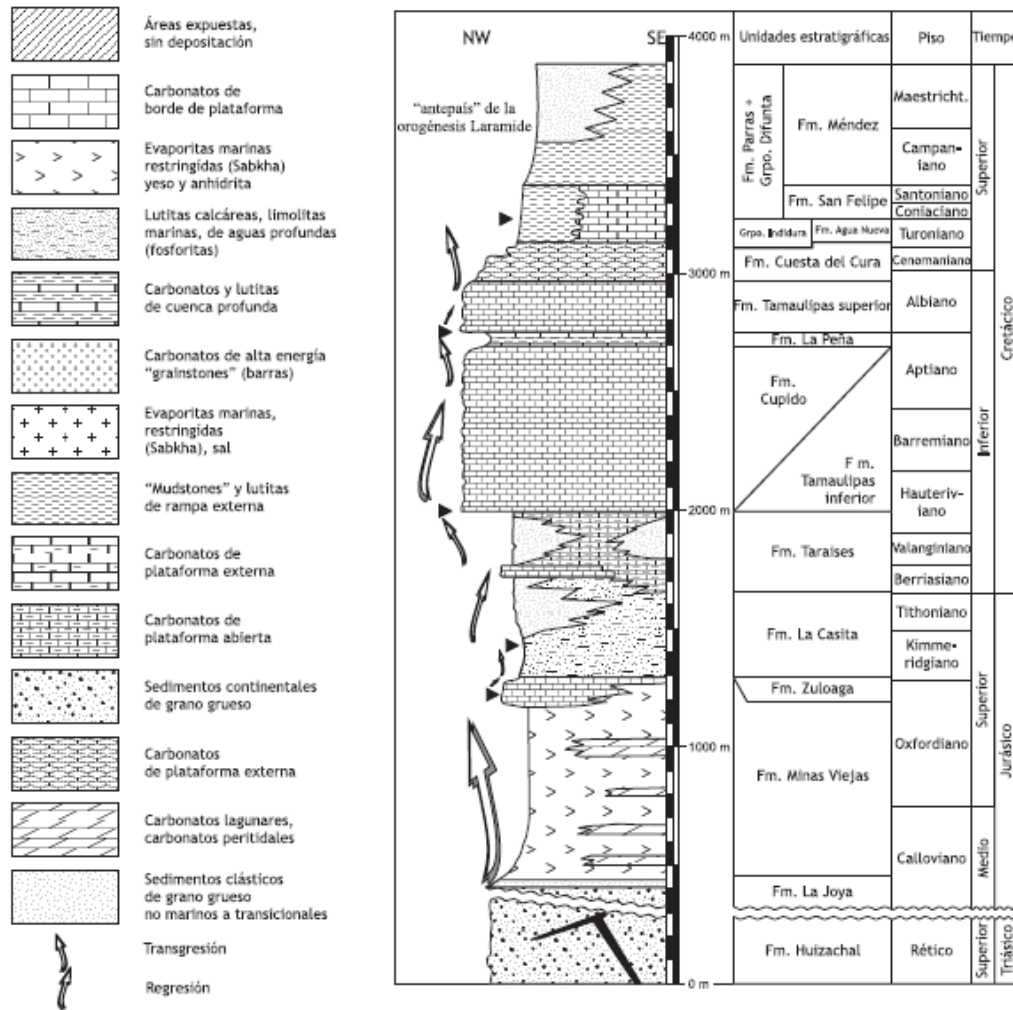


Figura 2.1: Columna estratigráfica general para la Sierra Madre Oriental entre el Jurásico medio y el Cretácico superior (Michalzik, 1988; Jenchen, 2007).

### 2.1.2. Formación Huizachal (Triásico Superior)

Durante el rifting del Golfo de México, se depositaron capas clásticas rojas y volcánicas dentro de sistemas de grabens limitados por fallas que constituyen esta unidad, en ocasiones también denominado Grupo Huizachal (Stone, 1975; Todd y Mitchum, 1977; Salvador, 1987, 1991a,b). Una secuencia de arenisca hematítica, conglomerado, caliza y, en menor proporción, rocas volcánicas fue formalmente descrita por Imlay *et al.* (1948) en el cañón Huizachal a 20 km al suroeste de Ciudad Victoria, Tamaulipas. Las capas rojas representan ambientes de depósito fluvial, lacustre y de abanico aluvial (Corpstein, 1974; Padilla-Sánchez, 1982; Salvador, 1987, 1991a,b; Michalzik, 1988). En general, los depósitos



muestran de 300 a 2000 m de espesor y sobreyacen discordantemente al basamento metasedimentario del Paleozoico (Stone, 1975; Wilson, 1990).

### 2.1.3. Formación La Boca (*Carniano Superior – Pliensbachiano Medio*)

Mixon *et al.* (1959) subdividieron al Grupo Huizachal en la Formación La Boca (parte basal) y en la Formación La Joya (parte superior). Las rocas de la Formación La Boca consisten en capas rojas no marinas, flujos volcánicos, diques y sills de composición variable entre riolita a andesita o diabasa y/o basalto (Corpstein, 1974; Padilla-Sánchez, 1982). Se ha propuesto que las capas rojas continentales de la parte superior de esta unidad fueron depositadas durante un periodo de extensión cortical seguido de actividad magmática de arco del Jurásico Inferior (Fastovsky *et al.*, 2005; Barboza-Gudiño *et al.*, 2008, 2010). Se han encontrado afloramientos de esta unidad litológica en numerosas localidades, incluidos los Cañones Huizachal y La Boca. La edad de la Formación La Boca corresponde al Jurásico Temprano, de acuerdo a geocronología U-Pb en circones:  $189 \pm 0.2$  Ma en el Valle Huizachal (Fastovsky *et al.*, 2005) y  $193 \pm 0.2$  Ma en Aramberri (Barboza-Gudiño *et al.*, 2008).

### 2.1.4. Formación La Joya (*Batoniano Superior - Calloviano*)

Esta unidad (55-120 m de espesor) está constituida en su base por un conglomerado que gradualmente pasa a sedimentos clásticos finos y arenosos, mientras que en la cima presenta transiciones evaporíticas y calcáreas (Mixon, 1963, Belcher, 1979; Michalzik, 1988, 1991). Las rocas de esta formación se han asociado a ambientes de tipo continental, lacustre, planicie costera y marino (Corpstein, 1974; Padilla-Sánchez, 1982; Michalzik, 1988). Las capas rojas, lutitas, limolitas, areniscas cuarzosas y conglomerados (litoarenitas volcánicas y feldespáticas; Bracken, 1984) reflejan el relleno continuo de cuencas tipo *rift*. Dicha unidad estratigráfica se despliega en los altos de basamento y es, en parte, contemporánea a las evaporitas del Calloviano (Goldhammer, 1999).

### 2.1.5. Formación Minas Viejas (Calloviano – Oxfordiano Inferior)

La sedimentación marina empezó con el depósito de gruesas secuencias de evaporitas dentro del Golfo de México durante el Calloviano (Humphrey, 1956; Weidie y Wolleben, 1969; Oivanki, 1974; Winker y Buffler, 1988). En el área de Monterrey-Salttillo, las evaporitas Minas Viejas afloran como masas deformadas de yeso (Weidie y Martínez, 1970; Laudon, 1984) y sobreyacen discordantemente a las capas rojas de la Formación Huizachal y/o al basamento paleozoico. Esta unidad litológica representa un depósito marginal que marca la primera incursión marina en cuencas restringidas tipo *rift*. Las litofacies de yeso probablemente representan la franja más cercana al continente de estas cuencas de evaporitas, con espesores gruesos de halita acumulada en el centro de estas mismas.

### 2.1.6. Formación Zuloaga (Oxfordiano Medio – Kimmeridgiano)

En la región de la saliente de Monterrey, la Formación Zuloaga está constituida por caliza oolítica en estratos gruesos y medianos (Ramírez-Peña, 2017). La textura varía desde *mudstone* a *wackestone* con peloides hasta *packestone* y *grainstone* con ooides y pellets. Otro componente importante son las evaporitas, como evidencia existe el reemplazamiento de calcita por anhidrita y/o yeso (Oivanki, 1974; Michalzik, 1988; Johnson, 1991). El espesor de esta unidad varía desde 150 a 500 m (Oivanki, 1974). En el NE de México, la Formación Zuloaga marca el establecimiento de condiciones de mar abierto (González-García, 1976; Zwanziger, 1979; Padilla Sánchez, 1986), con la transición de la etapa de *rift* a *drift* del desarrollo de margen pasivo (Goldhammer y Johnson, 2001).

### 2.1.7. Formación La Casita (Kimmeridgiano – Tithoniano)

En el área de Monterrey-Salttillo, los depósitos del Kimmeridgiano-Tithoniano han sido subdivididos en tres unidades estratigráficas, correlacionadas tanto litológica como bioestratigráficamente con la sección norte del Golfo de México (Fortunato, 1982; Fortunato y Ward, 1982). La Formación La Casita es una de ellas y está constituida, de la base a la cima, por caliza de agua somera, lutita y, en ocasiones, conglomerado, que representan flujos de sedimentos terrígenos (influjo clástico mayor) que se desarrollaron sobre las plataformas epicontinentales del NE de México (Stone, 1975; Fortunato, 1982; Fortunato y Ward, 1982; Smith, 1987; Salvador, 1987, 1991a,b; Michalzik and Schumann, 1994). La distribución y

espesor (650 a 800 m) de la unidad varía geográficamente, en función a la proximidad con el Bloque Coahuila que es quien aporta el material detrítico (Fortunato, 1982).

#### 2.1.8. Formación Taraises (Berriasiano – Hauteriviano)

Consiste de intercalaciones rítmicas de caliza pelágicas con lutita y su espesor varía de 135 a 500 m (Blausler, 1981). Las rocas de esta unidad reflejan un depósito en aguas profundas, alejadas de la línea de costa, además contienen fósiles como calpionélidos y radiolarios. En la Saliente de Monterrey esta unidad estratigráfica contiene facies arenosas que fueron depositadas en ambientes costeros tanto en el borde del Bloque de Terán (Miembro Galeana: Michalzik, 1988; Ocampo-Díaz *et al.*, 2008) como en el Bloque de Coahuila. El miembro Galeana aflora de manera importante en la región de Galeana, Nuevo León, donde está representado por areniscas depositadas en facies de prodelta y frente deltáico influenciado por mareas (Ocampo-Díaz *et al.*, 2012); mientras que en Saltillo está formado por arenisca, conglomerado arenoso, caliza, marga y lutita que afloran de manera importante en la parte norte de la Saliente de Monterrey (Eguiluz de Antuñano, 2001; Ramírez-Peña, 2017).

#### 2.1.9. Formación Cupido – Tamaulipas Inferior (Hauteriviano Medio – Aptiano)

La Formación Cupido se compone de un banco de carbonatos progradado de bajo ángulo (bajo relieve), mientras su equivalente en cuenca (ambiente más profundo) es la Formación Tamaulipas Inferior (McFarlan y Stone, 1977; Conklin y Moore, 1977; Wilson y Selvius, 1984). La tendencia del margen de la Fm. Cupido es paralela al borde del Bloque de Coahuila y la dirección de progradación de este a oeste claramente marca la influencia de esta característica en el desarrollo de las facies de Cupido (Wilson, 1981; Wilson y Selvius, 1984). Modelos de facies generalizados de plataforma a cuenca indican que la Fm. Cupido consiste de seis litofacies esenciales (Ekdale *et al.*, 1976; Conklin y Moore, 1977; Loucks, 1977; Wilson y Piali, 1977; Wilson, 1981; Selvius, 1982; Wilson y Selvius, 1984): (1) estratos delgados de *mudstones* pelágicos; (2) capas gruesas de *wackestones* a *packstones* con bio-intraclastos; (3) masivos *packstones*, *grainstones* con rudistas y corales, y *boundstones* con estromatoporoides; (4) *packstones* a *grainstones* esqueletales hasta *grainstones* con ooides y oncolitos; (5) capas delgadas de *mudstones* a *packstones* con criptoalgas y evidencia de

evaporitas; (6) estratos medianos de *wackestones* a *packstones* con peloides, foraminíferos, pelecípodos y algas verdes.

La Formación Tamaulipas Inferior aflora principalmente al sur y este de Monterrey-Saltillo (Smith, 1981; Wilson y Selvius, 1984). Esta unidad tiene un espesor de 600 m de calizas (*wackestone/packstone*) con estratos delgados-medianos de color gris oscuro a negro. Dichas rocas contienen fauna pelágica como radiolarios, equinoideos y moluscos (Ross, 1981), que reflejan depósito pelágico en una cuenca tranquila con profundidades que van desde 50 a 150 m (Wilson, 1969; Byers, 1977; Ross, 1981).

#### 2.1.10. Formación La Peña (Aptiano Superior)

Fue definida por Burckhardt (1925) e Imlay (1936) y está constituida por marga intercalada con caliza de estratificación delgada, lutita, lentes de pedernal y contenido paleontológico como ammonites del Aptiano Tardío. Estos autores dividieron a la unidad en dos miembros: el inferior consiste en 300-400 m de caliza y el superior de 15-30 m de caliza margosa y lutita. Sin embargo, Humphrey (1949) propuso que el nombre de esta formación se restringe únicamente al miembro superior. Ramírez-Díaz (2012) describió a esta unidad como intercalaciones de caliza arcillosa de estratificación delgada con espesores menores a 10 cm de color gris claro, marga de estratificación delgada con espesores de 10 a 15 cm, que a su vez es intercalada con lutita de color gris claro y bandas de pedernal negro de 3 a 10 cm. Goldhammer *et al.* (1999) señalaron que los depósitos de la Formación La Peña corresponden a un evento transgresivo regional.

#### 2.1.11. Formación Tamaulipas Superior (Albiano)

Esta unidad muestra un espesor que varía de 100 a 200 m de estratos delgados a gruesos de *mudstone* a *wackestone* pelágico de color negro, que reflejan un ambiente de depósito externo de la rampa en aguas profundas anaeróbicas. La cima de esta unidad es marcada por un prominente conglomerado con pocos metros de espesor que contiene clastos de aguas someras (Ross, 1981).

#### 2.1.12. Formación Cuesta del Cura (Albiano Superior – Cenomaniano)

Esta unidad estratigráfica está conformada de carbonatos pelágicos de ambiente profundo y lutitas que fueron acumuladas en el margen de las plataformas poco profundas del Cretácico Medio (Smith, 1981; Ice, 1981). Sus afloramientos se componen de aproximadamente 60 m de estratos delgados a medianos de *wackestones* a *packstones* intercalados con capas delgadas de lutita y raramente conglomerados litoclásticos. El contenido paleontológico está representado por peloides, calciesferas, radiolarios, foraminíferos planctónicos, equinoideos y espículas de esponja (Ice, 1981).

#### 2.1.13. Formación Agua Nueva (Cenomaniano Superior – Turoniano)

Muir (1934) caracterizó la unidad como una alternancia de calizas finamente laminadas, bandas de pedernal y lutitas carbonatadas finamente laminadas. La localidad tipo se encuentra en el Cañón la Borrega, cerca del pueblo de Zaragoza, en el estado de Tamaulipas (Dávila, 1991). Ocasionalmente, margas con bentonita y lutitas calcáreas también ocurren en esta unidad (Sohl *et al.*, 1991). En algunas localidades (como en el área de Galeana), también contiene calizas bituminosas con nódulos de pedernal y alto contenido de materia orgánica (Padilla y Sánchez, 1978). Comúnmente, esta unidad es rica en foraminíferos planctónicos con muy escasos macrofósiles (Padilla y Sánchez, 1978, 1982; Sohl *et al.*, 1991). Esta unidad fue depositada en condiciones de baja energía, en la parte externa de una plataforma somera (Blanco *et al.*, 2001; Blanco-Piñón *et al.*, 2002). Sin embargo, Ángeles-Villeda *et al.*, (2005) reportó que el ambiente de depósito de la unidad es de cuenca, debido a la textura *wackestone* y el predominio de géneros de foraminíferos planctónicos sobre los bentónicos.

#### 2.1.14. Formación San Felipe (Coniaciano – Santoniano)

La descripción detallada de esta unidad litológica, objeto de estudio de la tesis, ya se ha presentado en la sección 1.3 del primer capítulo de este documento.

#### 2.1.15. Formación Méndez (Campaniano – Maastrichtiano)

Sus características fueron descritas inicialmente por Dumble (1911) y Muir (1936), quienes la denominaron como lutita Papagayo, siendo su localidad tipo un afloramiento ubicado a 300 m al E de la estación de ferrocarril Méndez (Tampico – San Luis Potosí). Esta

unidad representa el último evento de depósito de material sedimentario del Cretácico en el NE de México y está constituida de una secuencia de lutita y lutita calcárea de color negro que se intemperiza a café oscuro (Meiburg *et al.*, 1987). Carrillo – Bravo (1971) postuló que los sedimentos de esta unidad fueron depositados en mar abierto a una profundidad considerable, mientras que López – Ramos (1979) argumentó que el ambiente correspondería a mar somero y regresivo a partir de las características litológicas presentes (sedimentos arcillo-arenosos). Ifrim *et al.* (2005) propusieron que esta unidad fue depositada en un mar abierto en partes neríticas interior y media, esto a partir de la abundancia de foraminíferos planctónicos y sedimentos margosos.

## 2.2 EVENTO DE DEFORMACIÓN DEL CRETÁCICO SUPERIOR EN EL NE MÉXICO

Durante el Cretácico Superior, algunas regiones en México experimentaron acortamiento tectónico en diferentes niveles corticales, un pulso de deformación que ocurrió de entre 115 a 40 Ma (Suter, 1984; Hausback, 1984; Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989; Aguirre-Díaz y McDowell, 1991; Haenggi, 2001, 2002; Gray *et al.*, 2001; Henry *et al.*, 2003; Chávez-Cabello, 2005; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Cuéllar-Cárdenas *et al.*, 2012; Fitz-Díaz *et al.*, 2012, 2014, 2016; Martini *et al.*, 2009, 2012, 2016; Fitz-Díaz y van der Pluijm, 2013; Garduño-Martínez *et al.*, 2015).

Este evento tectónico generó, en el Cretácico Superior-Paleógeno Inferior, cadenas montañosas formadas por estructuras que involucran deformación del basamento dentro del antepaís. El cinturón Laramide forma parte de la Cordillera de América del Norte, la cual se extiende hacia México e incorpora al Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (De Cserna, 1956, 1970; Tardy, 1980; Suter, 1984), y al conjunto de terrenos tectonoestratigráficos del oeste y sur de México (Campa y Coney, 1983; Coney y Evenchick, 1994). El término orogenia Laramide ha sido utilizado en México (Tardy, 1980; Suter, 1984) y representa al evento que generó cadenas de montañas como los Cinturones de Pliegues y Cabalgaduras de Chihuahua, Coahuila y la Sierra Madre Oriental. Sin embargo, estudios posteriores indican que la deformación en el norte de México muestra características tipo Sevier al inicio, las cuales cambian a tipo Laramide (Fitz-Díaz *et al.*, 2018).

Se ha propuesto que la orogenia Laramide se originó debido a: (1) la interacción de una litósfera oceánica joven, que fue consumida con un ángulo muy somero bajo el borde oeste

de América del Norte durante el Cretácico Superior-Paleógeno Inferior (Coney, 1976; Coney y Reynolds, 1977; Dickinson y Snyder, 1978; Atwater, 1989); (2) producto de un cambio importante entre los vectores de desplazamiento entre las placas Farallón y Norteamérica; y (3) un incremento en la velocidad de dispersión entre las placas Pacífico y Farallón, lo cual trajo como consecuencia una disminución en el ángulo de subducción y un incremento en el empuje horizontal sobre la corteza en el lapso entre 75 y 35 Ma (Dickinson *et al.*, 1988) en dirección noreste a este-noreste (Bird, 1998, 2002).

Otra posible causa de la orogenia fue un incremento en la actividad magmática y levantamiento en el oeste de México, como producto de adición de magmas en la base de la corteza en la Sierra Madre Occidental durante el Cretácico Superior y a la propia migración del arco magmático hacia la parte interna del continente (Coney, 1976; Coney y Reynolds, 1977). Lo anterior, sería controlado por la disminución del ángulo de subducción de la placa Farallón durante el Cretácico Superior. Este fenómeno causó contracción en la corteza continental, *décollement* y transporte tectónico al norte, noreste y este de la secuencia sedimentaria marina del Mesozoico Medio-Tardío sobre las plataformas de Coahuila, Tamaulipas y Valles-San Luis Potosí (Tardy, 1975, 1980; Suter, 1984; Campa, 1985; Suter, 1987; Meiburg, 1987; Johnson *et al.*, 1991; Eguiluz *et al.*, 2000).

## CAPÍTULO III

### GEOLOGÍA LOCAL

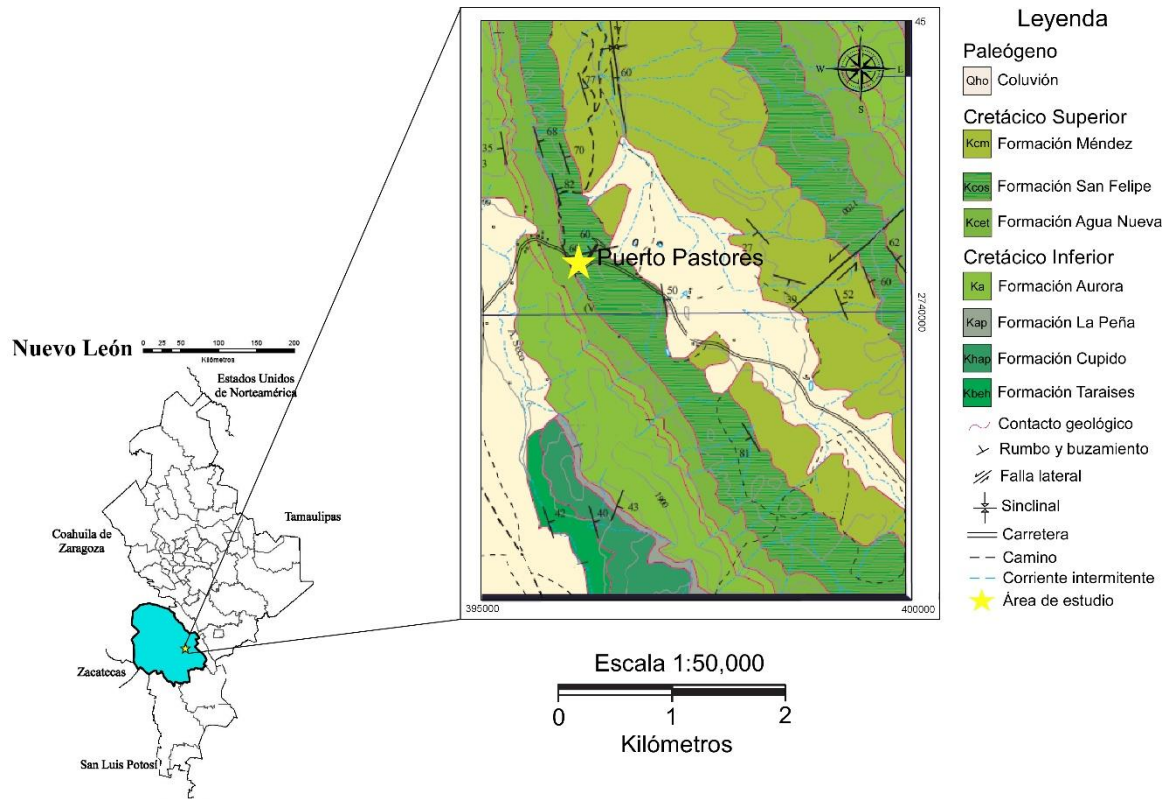
El área de estudio, la localidad Puerto Pastores, se ubica en Galeana, N.L., a 70 km de Linares, N.L., dentro de provincia tectónica Sierra Madre Oriental (Figura 3.1). El acceso al sitio se puede efectuar a través de la carretera No. 58 Linares – Matehuala. De manera general, la estratigrafía que aflora está conformada por litologías del Cretácico Superior, que incluye a las Formaciones Agua Nueva y San Felipe, siendo esta última el objeto de estudio de este trabajo.

El levantamiento del perfil estratigráfico (Figura 3.2) se efectuó a partir de la sección superior de la Formación Agua Nueva, a fin de marcar su contacto litológico con la Formación San Felipe (Figura 3.3). El sitio donde se levantó la columna forma parte del flanco occidental de un sinclinal con orientación N – S y que se curva en dirección NW – SE. Los afloramientos de las Formaciones Agua Nueva y San Felipe se encuentran expuestos gracias a las labores de voladura asociadas a la construcción de la carretera Linares – Matehuala.

#### 3.1. FORMACIÓN AGUA NUEVA

En el área de estudio, esta unidad estratigráfica está constituida por caliza de estratificación mediana a gruesa, de color gris, gris oscuro y negro, que a su vez está intercalada con lutita y margas laminadas de color café y gris oscuro. El espesor de los estratos de caliza varía de pocos centímetros hasta casi un metro, mientras que las capas de lutita varían de pocos centímetros hasta 20 cm. Es posible reconocer el contacto litológico entre esta unidad, con la Formación San Felipe, a partir de la aparición del primer estrato de toba alterada (Figuras 3.2 – 3.3).



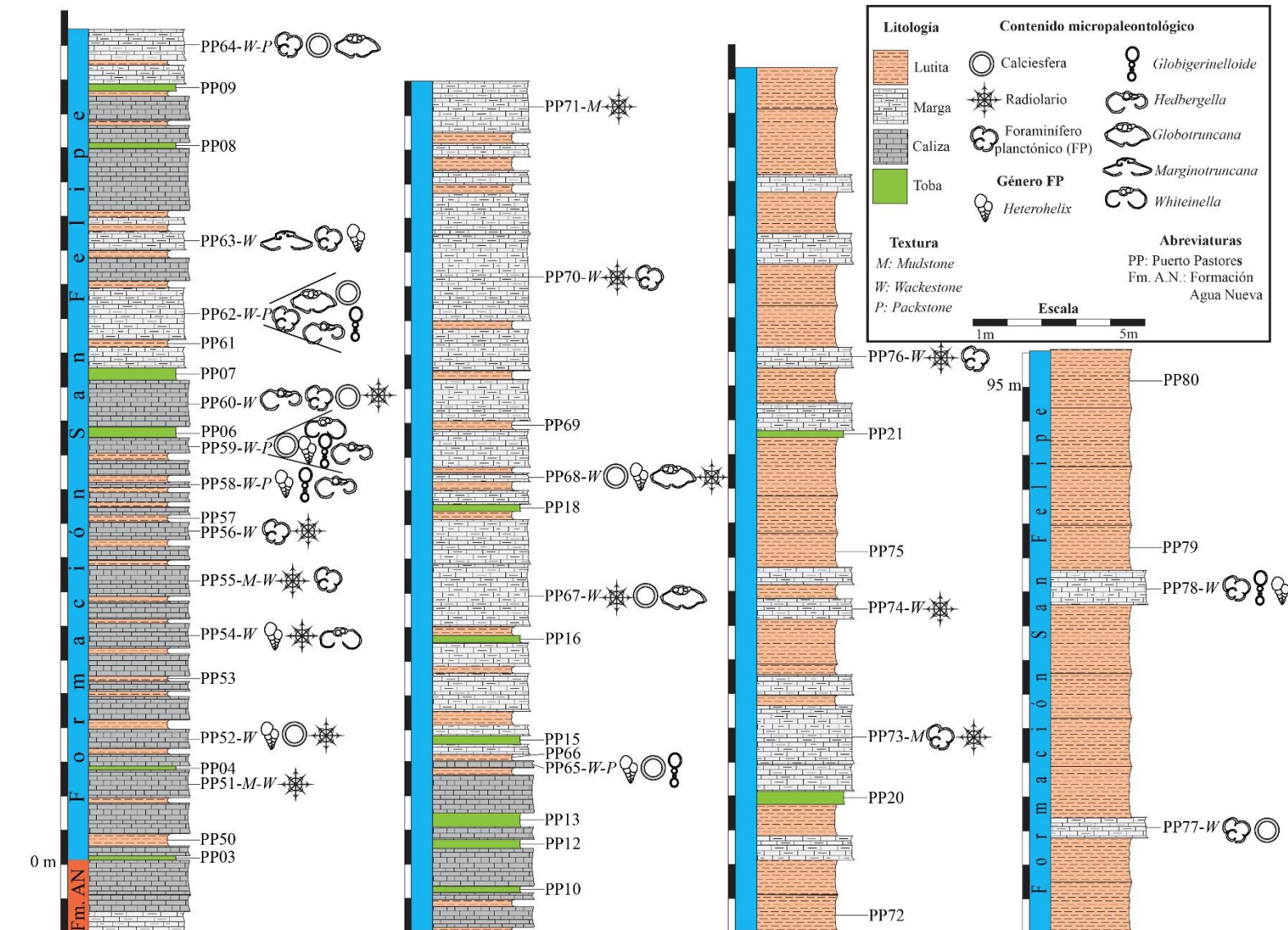


**Figura 3.1:** Ubicación del afloramiento de la Formación San Felipe en la localidad Puerto Pastores (Galeana, N.L.) y contexto geológico local.

### 3.2. FORMACIÓN SAN FELIPE

Esta unidad litológica se presenta como una intercalación de caliza arcillosa y lutita calcárea fácilmente deleznable, acompañadas de horizontes verdes de toba alterada (Figuras 3.4 - 3.6). El perfil estratigráfico se dividió en tres secciones (base, media y techo) con base en las características litológicas y texturales de las rocas.

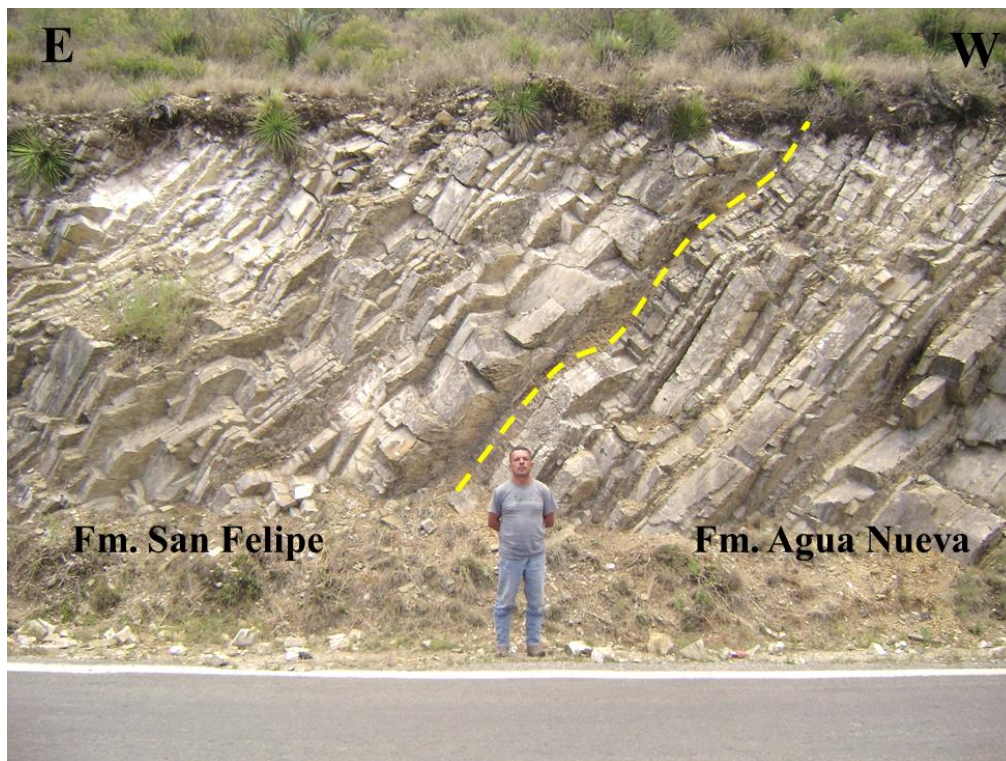
La sección basal de la Formación San Felipe (0 a 30 m) está conformada por estratos de carbonatos medianos a gruesos (20 – 100 cm) de color gris claro a gris oscuro, con algunos manchones en tono amarillo u ocre, debido al intemperismo. Estas rocas presentan un alto contenido de material micropaleontológico (*packstone* – *wackestone* de foraminíferos planctónicos, calciesferas y radiolarios). Los carbonatos se encuentran intercalados con



**Figura 3.2:** Columna estratigráfica de la Formación San Felipe, en la localidad Puerto Pastores, Galeana, N.L. Se pueden observar las litologías que conforman a dicha unidad, así como también las texturas y el contenido micropaleontológico encontrado en este estudio.

estratos delgados de lutita fácilmente deleznable (5 – 15 cm) de color gris claro y capas de toba alterada (15 – 30 cm) de color verde (Figura 3.7; A-B). El número y espesor de los estratos volcano-sedimentarios disminuyen en dirección al techo del perfil.

Por otro lado, la sección media del perfil estratigráfico (30 – 60 m) está constituida por carbonatos más arcillosos en comparación con los de la sección basal, con espesores medianos a delgados (20 – 60 cm) de color gris claro a gris oscuro. Dichos estratos muestran textura *wackestone* (de los mismos grupos microfósiles que los carbonatos de la sección basal) y están intercalados con estratos medianos a gruesos de lutita (15 – 80 cm) de color gris oscuro, y tobas alteradas (15 – 20 cm) de color verde pálido y manchones de color ocre (Figura 3.7; C-D). Adicionalmente, Velasco-Tapia *et al.*, (2016) reportó para estos estratos volcano-clásticos los icnogéneros *Cruziana* y *Zoophycos*, tanto en la base como en la parte media de la Formación San Felipe.



**Figura 3.3:** Contacto litológico entre la Fm. Agua Nueva y la Fm. San Felipe (línea amarilla discontinua), en la localidad Puerto Pastores, Galeana, N.L. Se puede apreciar el cambio gradual de caliza masiva (Fm. Agua Nueva) a caliza más delgada (Fm. San Felipe).



Por último, la sección techo (60 – 93 m) se conforma por estratos de carbonatos arcillosos (margas) medianos a delgados (20 – 50 cm) de color gris claro, y con textura *mudstone* (de escasos F.P., calciesferas y radiolarios). Las rocas carbonatadas están intercaladas con estratos medianos a gruesos (50 – 100 cm) de color gris claro y oscuro, y con horizontes medianos a delgados (15 – 20 cm) de rocas volcano-clásticas de color verde pálido (Figura 3.7; E-F).



**Figura 3.4:** Intercalación de caliza arcillosa, lutita calcárea y horizontes verdes de toba alterada en la sección base de la Formación San Felipe.

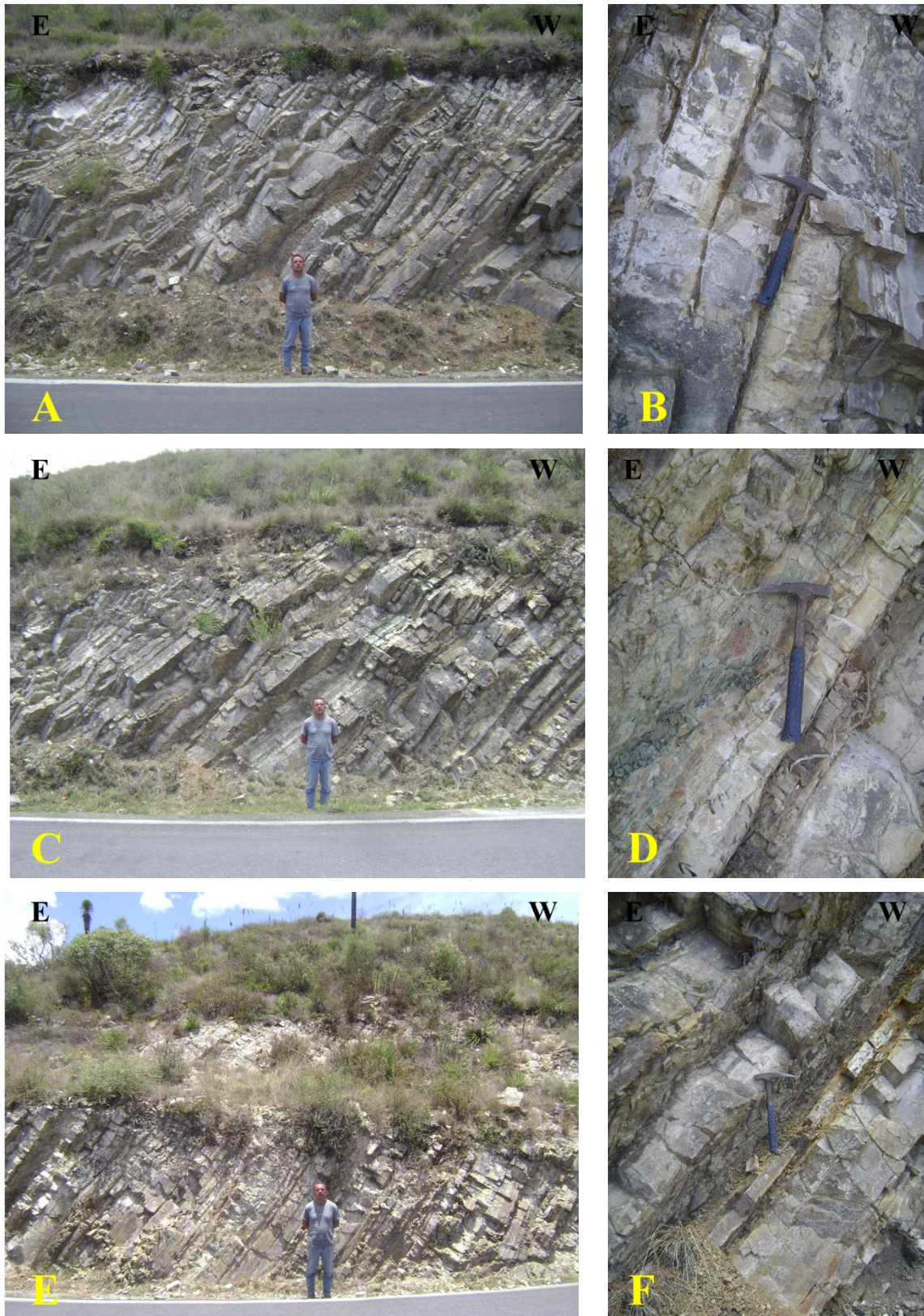


**Figura 3.5:** Intercalación de caliza y lutita donde se puede observar el color ocre en la roca carbonatada debido al intemperismo y el aspecto laminado y deleznable de la lutita generando estructuras de lápiz.



**Figura 3.6:** Aspecto de un horizonte de toba alterada de la Fm. San Felipe (muestra PP08), en intercalación con caliza.





**Figura 3.7:** Perfil estratigráfico de la Formación San Felipe en la localidad Puerto Pastores, Galeana, N. L.; A y B = sección base; C y D = sección media; E y F = sección techo.

## CAPÍTULO IV

### DESARROLLO EXPERIMENTAL

Durante el trabajo de campo, se llevó a cabo el muestreo de carbonatos (21 muestras) y lutitas (12 muestras) de la Formación San Felipe a través del perfil Puerto Pastores (ver capítulo de Geología Local). Este complementa el muestreo de rocas volcano-sedimentarias efectuado de forma previa por Almanza-García (2017). De esta forma, se recolectó un total de 33 muestras; 12 de lutita y 21 de las rocas carbonatadas para los distintos análisis necesarios para la elaboración de este trabajo.

En esta sección se describen las diferentes técnicas experimentales que fueron utilizadas para establecer las texturas, contenido micropaleontológico, mineralogía, química e isotopía en Nd de las rocas bajo estudio. Estas herramientas incluyen: (a) análisis petrográfico, (b) análisis por difracción de Rayos-X, (c) análisis por microsonda electrónica, (d) análisis geoquímico de roca total por ICP-OES e ICP-MS y (e) análisis isotópico de Nd por TIMS.

#### 4.1. ANÁLISIS PETROGRÁFICO

La preparación de las láminas delgadas para el análisis petrográfico de las rocas carbonatadas y tobas alteradas estuvo a cargo del personal del Laboratorio de Preparación de muestras de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. Las muestras fueron cortadas en bloques de 3 cm × 2 cm × 2 cm, con ayuda de una cortadora de disco diamantado. Una de las caras fue pulida sobre un disco giratorio con ayuda de agua y polvo abrasivo de carburo de silicio de diferentes granulometrías (malla 240, 400 y 800), con el fin de obtener una superficie uniforme y libre de marcas producidas por el disco. Además, se pulió la superficie del portaobjetos en la que sería pegada la cara pulida, para generar una superficie que se pudiera adherir a la resina epóxica. Se aplicó la resina sobre la muestra y se colocó el portaobjetos sobre la resina. Finalmente, el cubo se cortó dejando un espesor de ~1mm y se pulió la parte restante hasta obtener un espesor de aproximadamente 30 µm.

El análisis petrográfico se efectuó utilizando un microscopio de luz polarizada Leica DM750P, el cual tenía adaptada una cámara fotográfica Leica ICC50 HD para la toma de las microfotografías. La identificación de minerales se realizó por comparación con las

características reportadas en los Atlas de Rocas Ígneas y Sedimentarias (por ejemplo: MacKenzie y Guilford, 1981). En las rocas carbonatadas se determinaron las texturas y el contenido microfósil presente, mientras que en las tobas alteradas se determinó la textura dominante, así como también las especies minerales.

## 4.2. DIFRACCIÓN DE RAYOS-X

A fin de efectuar el análisis por difracción de Rayos-X (XRD) con el propósito de identificar los arreglos de minerales, se trituraron ocho muestras de carbonato y seis de lutita, en un molino de quijada Siemens con el objetivo de obtener 400 g de gravilla. Finalmente, se utilizó un molino de ágata de tipo *Siebtechnik* Ts 100, a una velocidad de 1,500 rpm durante 10 minutos para pulverizar la muestra. El producto de la molienda fue un polvo con un tamaño de partícula  $< 75 \mu\text{m}$ . Al terminar de pulverizar cada muestra y antes de introducir una nueva muestra, el triturador y el molino fueron limpiados con alcohol, agua bidestilada y secados con aire comprimido.

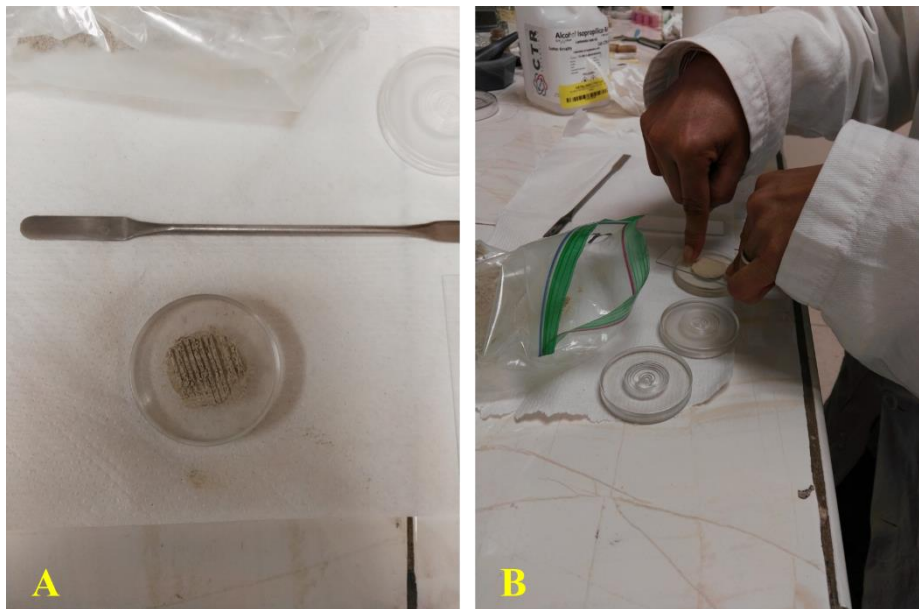
Los análisis por XRD se llevaron a cabo en el Laboratorio de Materiales, Facultad de Ciencias Químicas, UANL (Monterrey, N.L.). El equipo que se utilizó fue un difractor de polvos Brunker 2D-Phaser (Figura 4.1). Este sistema incluye un tubo de Cu (Radiación  $\text{CuK}\alpha$ ,  $1.5418 \text{ \AA}$ ), que fue operado con un voltaje de 30 kV y una corriente de 20 mA. Los patrones se obtuvieron efectuando barridos de  $2\theta$  de 5 a  $70^\circ$ , con una velocidad de  $2^\circ/\text{min}$ . La muestra se colocó en un porta-muestras de ranura, se orientaron de manera aleatoria los cristales de la muestra trazando cuadrículas con una espátula y ejerciendo presión con un portaobjetos de vidrio (Figura 4.2).

La identificación de los minerales presentes en las muestras se efectuó por comparación con los patrones reportados por el JCPDS (Joint Committee of Powder Diffraction Standards).





**Figura 4.1:** Difractómetro Bruker D2 – Phaser con tubo de Cu (Radiación  $K\alpha$ , 1.51418 Å) y que se operó a 30 kV y 20 mA. Barridos 2 $\theta$ : 2 a 70°, Velocidad de barrido: 2°/min.



**Figura 4.2:** (a) Muestra montada en el porta-muestras de ranura XRD con cuadrículas hechas con la espátula, con el objetivo de orientar los cristales de manera aleatoria; (b) Muestra presionada con un portaobjetos de vidrio, para que el polvo quede al mismo nivel del porta-muestras.

### 4.3. QUÍMICA DE MINERALES POR MICROSONDA ELECTRÓNICA

La información sobre química de minerales se obtuvo en el Centro de Microscopía de la Universidad Complutense de Madrid, España. El equipo utilizado fue una microsonda electrónica WDS, marca JEOL, modelo JXA-8900 M. Se seleccionó un total de 6 muestras, de toba alterada de la Formación San Felipe, a fin de establecer la composición química de algunos clastos de plagioclasa sódica y feldespato potásico.

El análisis químico aplicando el método EMPA se llevó a cabo bombardeando la muestra con un haz de electrones acelerados a 10 – 20 kV. El haz electrónico de 10  $\mu\text{m}$  de diámetro se enfocó sobre una superficie pulida de la muestra., esta emitió rayos X característicos de cada elemento los cuales fueron analizados en un detector de dispersión de longitud de onda.

### 4.4. ANÁLISIS QUÍMICO DE ROCA TOTAL

Las muestras de carbonatos ( $n = 8$ ) y de lutita ( $n = 6$ ) que fueron levantadas (de base a techo) en la localidad Puerto Pastores, Galeana, N.L. fueron pulverizadas para poder realizar el análisis geoquímico de roca total. El análisis de elementos mayores (% en peso) y traza (ppm) fue llevado a cabo en los laboratorios *Bureau Veritas Commodities Ltd.* (Vancouver, Canadá) aplicando la metodología LF200.

Aproximadamente 0.5 g de muestra fue fundida utilizando borato de litio y el líquido producto fue disuelto en agua regia caliente. Los elementos mayores y algunos a nivel traza (Ba, Ni, Sc, Y y Zr) fueron analizados en la solución resultante por espectrometría de emisión óptica acoplada a plasma (ICP-OES; límite de detección: elementos mayores  $\sim 0.01\%$ , elementos traza = 0.1–5.0 ppm). La composición de mayores fue complementada con el análisis gravimétrico de la pérdida por ignición a  $800^{\circ}\text{C}$ , así como por el análisis por inducción LECO de Carbono y Azufre. El resto de los elementos traza, incluyendo los lantánidos, fueron determinados por espectrometría de masas acoplada a plasma (ICP-MS; límites de detección: 0.05–0.5 ppm). Por último, la información geoquímica fue capturada en una base de datos utilizando el programa STATISTICA 5.0 for Windows, con el propósito de generar tablas y gráficos para efectuar la interpretación.

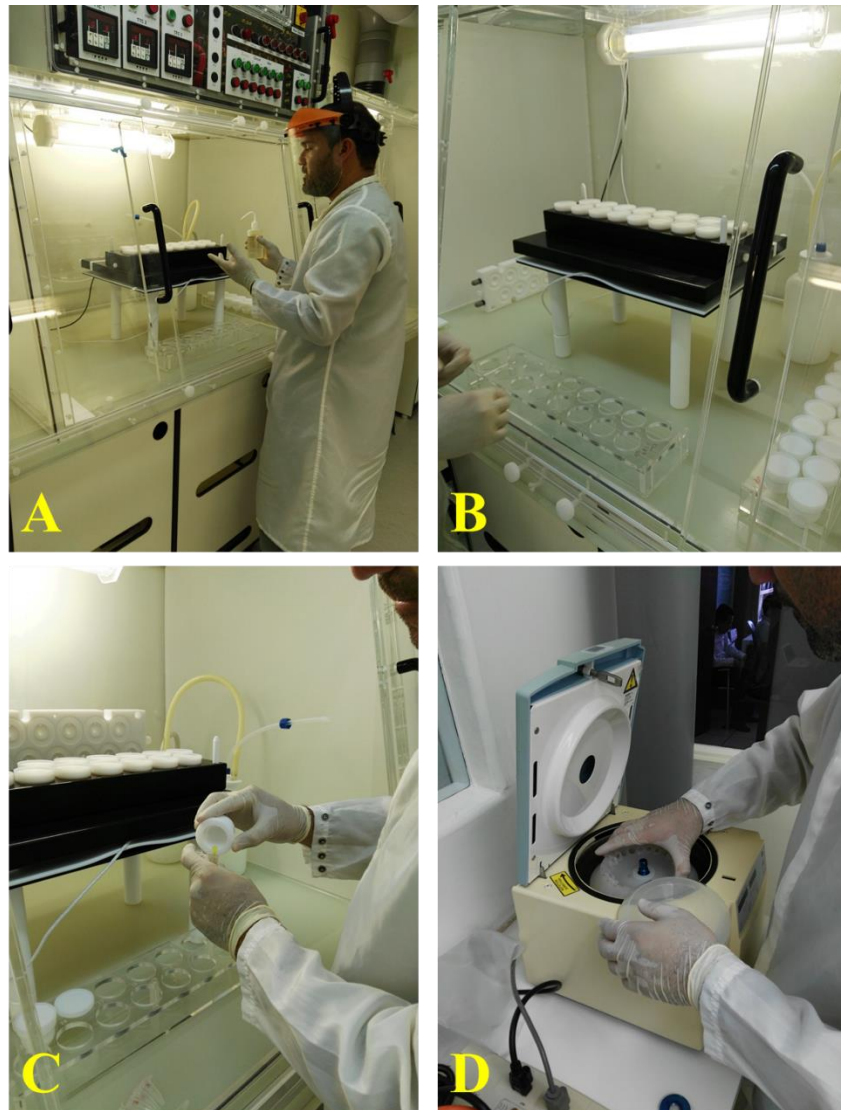
#### 4.5. ANÁLISIS ISOTÓPICO DE ND POR TIMS

Las muestras de lutita ( $n = 6$ ) de la Formación San Felipe fueron pulverizadas para poder llevar a cabo en ellas el estudio isotópico de Nd. Este se llevó a cabo en los Laboratorios Ultra-limpio (equipado con sistemas PicoTrace®) y de Isótopos del Departamento de Ciencias de la Tierra, Centro de Investigación Científica y de Estudios Superiores de Ensenada (Ensenada, B.C.).

Inicialmente se pesaron aproximadamente 0.10 g de cada muestra, las cuales se colocaron dentro de bombas de Teflón® (previamente sometidos a proceso de limpieza). El pesado se llevó a cabo con una balanza analítica marca Sartorius CP225D de 5 dígitos con una precisión de  $\pm 0.01$  mg. A las muestras se les añadió un *spike* combinado de Sr-Sm-Nd, en cantidades de acuerdo con los cálculos efectuados dependiendo de su concentración de Nd (0.04 mL/10 ppm/0.1 g.). Para lograr la desintegración de las muestras, se disuelven en ácidos HNO<sub>3</sub> (1 ml), HF (3 ml) y HClO<sub>4</sub> (4 gotas), utilizando el sistema DAS para su evaporación.

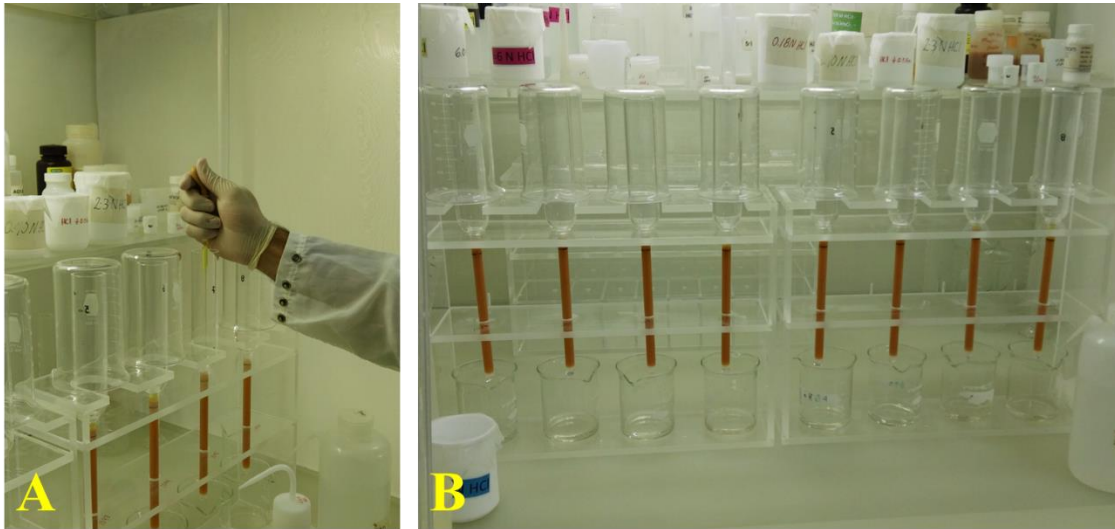
Después de varias sesiones de calentamiento en la placa, se extrajeron las bombas mientras se revisaba que estuvieran totalmente secas (la muestra se convirtió en una pasta de color blanco). Posteriormente, se agregaron ~3 ml de ~6N de HCl, se encendió de nuevo la placa a 60°C y se esperó un día para que las bombas estuvieran nuevamente secas. Con la muestra totalmente seca se agregó 1 ml de HCl 2N a cada una de las bombas, se introdujeron en tubos de microcentrífuga y se agitaron por 30 minutos a 10000 rpm (Figura 4.3).

Al sacar la muestra de la centrífuga, con ayuda de una pipeta se cargó el líquido resultante en columnas de intercambio catiónico (DOWEX 50WX12; resina LN-Spec®), cerciorándose de no tocar los bordes de las mismas. A cada columna se le agregaron en tres veces ocasiones, 14 ml de HCl 0.18 N para limpiarlas. Posteriormente, se agregaron 3 ml de 0.4 N HCl para colectar el Nd, y finalmente 10 ml de 6N HCl para limpiar las columnas (Figura 4.4). Se evaporó la muestra en su totalidad hasta que esta se concentró en forma de sal.

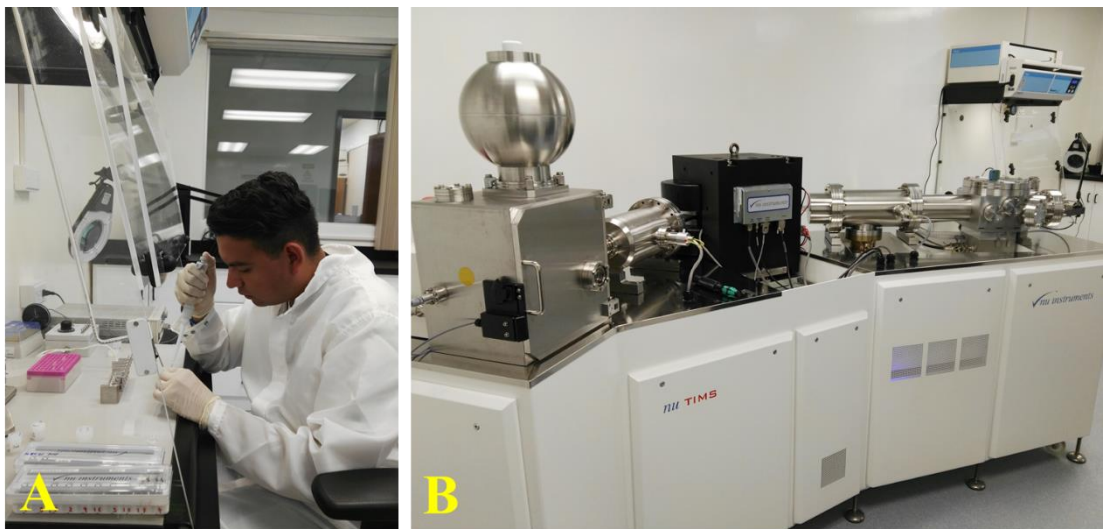


**Figura 4.3:** (a) Muestras de lutita con las distintas soluciones a punto de ser calentadas en la placa; (b) Placa lista para calentarse a distintas temperaturas y por distintos intervalos de tiempo, para la evaporación total de la muestra; (c) Muestra lista en el tubo de microcentrífuga; (d) Centrífuga con las muestras de lutita de la Formación San Felipe.

Por último, las muestras se depositaron en filamentos de W, los cuales se montaron en un espectrómetro de masas de ionización térmica, Nu TIMS (Thermal Ionisation Mass Spectrometer; [Figura 4.5](#)) para la medición de los isótopos de Nd.



**Figura 4.4:** (a) Muestra (color amarillo) en las columnas de resina para coleccionar el Nd; (b) Muestras de lutita de la Formación San Felipe en las columnas con los distintos solventes para la captura del Nd.



**Figura 4.5:** Montaje de las muestras en los filamentos para introducirlos en el espectrómetro de masas; b) espectrómetro de masas de ionización térmica, Nu TMS (Thermal Ionisation Mass Spectrometer).

## CAPÍTULO V

### RESULTADOS

#### 5.1 CARBONATOS

##### *5.1.1 Análisis de microfacies*

###### 5.1.1.1 Concepto de microfacies

El estudio de las rocas carbonatadas, que incluye la interpretación de características litológicas generales y de microfacies, permiten inferir el paleoambiente en el que se depositaron dichas rocas sedimentarias (Flügel, 1982, 2004). Vera-Torres (1994) mencionó que el término *microfacies* se refiere al conjunto de características litológicas y paleontológicas observables bajo microscopio en secciones delgadas, las cuales permiten deducir las condiciones genéticas que controlaron su depósito. Flügel (2004) consideró las microfacies como el total de todos los datos sedimentológicos y paleontológicos que pueden ser descritos y clasificados desde láminas delgadas, secciones pulidas y/o muestras de roca. Este esquema no se considera una simple clasificación de rocas, ya que en se tiene en cuenta, además de la litología (composición, textura, color), otros rasgos como las estructuras sedimentarias, la geometría y el espesor de los estratos, el contenido fosilífero e incluso las tendencias de evolución vertical de ciertos caracteres (por ejemplo, aumento de tamaño de grano hacia el techo). El contenido bioclástico (fosilífero) y el ambiente de depósito proporcionan además información sobre la edad relativa de las rocas bajo estudio (Vera-Torres, 1994; Flügel, 2004).

Debido a que el estudio de las microfacies y sus asociaciones brindan información fundamental para el desarrollo de modelos de depósito, es de suma importancia su aplicación a las rocas carbonatadas que constituyen la Formación San Felipe. De esta forma, la descripción e interpretación de las secciones delgadas de carbonatos en este trabajo se basó en los esquemas de clasificación de Folk (1962) y Dunham (1962), en el modelo de depósito de facies de Wilson (1975) y los tipos de microfacies estándar de Flügel (1982).



5.1.1.2 Clasificación de carbonatos

La clasificación de Folk (1959, 1962) se basa en la abundancia relativa de la matriz micrítica con respecto al cemento y en la naturaleza de los granos constituyentes de la roca (Figura 5.1). En una ampliación de esta clasificación, el autor postuló ocho estadios de grado de clasificación y redondez de los granos aloquímicos, los cuales reflejan un espectro ambiental desde condiciones de baja a alta energía.


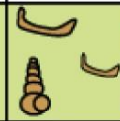

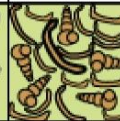






Más de 2/3 de matriz micrítica				Micrita y esparita en proporciones similares	Más de 2/3 de cemento		
0-1%	1-10%	10-15%	>50%		Escasa selección	Buena selección	Redondeados y erosionados
Micrita	Micrita fosilífera	Biomicrita dispersa	Biomicrita empaquetada	Bioesparita escasamente lavada	Bioesparita mal seleccionada	Bioesparita bien seleccionada	Bioesparita redondeada
							
 Matriz micrítica				 Cemento de calcita esparítica			

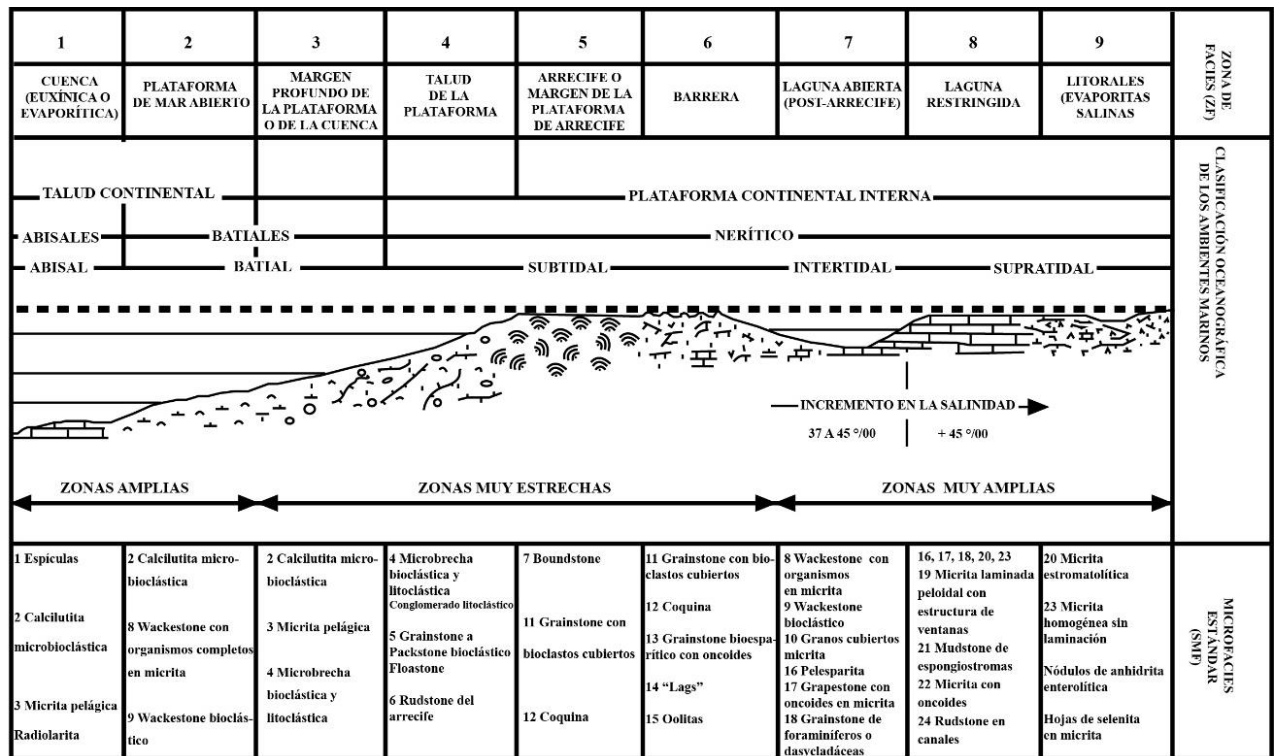
Figura 5.1: Clasificación para rocas carbonatadas basada en la matriz y naturaleza de los granos (Folk, 1962).

Por otra parte, la propuesta de Dunham (1962) contempla el porcentaje relativo de lodo y granos (presencia o ausencia de micrita) y su disposición (fábrica) ya sea soportada en lodo o granosoportada con poco lodo o carente de él, es decir granos incluidos en cemento (Figura 5.2).

Componentes originales no unidos orgánicamente durante el depósito				Componentes unidos orgánicamente durante el depósito
Contiene lodo carbonatado (micrita)		Sin lodo		
Soportado por matriz micrítica		Granosoportado		
<10% de aloquímicos	>10% de aloquímicos			
MUDSTONE	WACKESTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE	BOUNDSTONE

Figura 5.2: Clasificación para rocas carbonatadas basada en el porcentaje relativo de granos presentes en la muestra (Dunham, 1962).

Por su parte, Wilson (1975) propuso el “Cinturón de Facies Estándar” (modelo de zonas de facies estándar-ZF) para la determinación de los ambientes de depósito desde cuenca en mar abierto hasta ambientes litorales (ZF1 a ZF9; [Figura 5.3](#)). Finalmente, Flügel (1982), utilizó las características señaladas en los esquemas de Folk (1959, 1962) y Dunham (1962) para ubicar las rocas dentro del “Cinturón de Facies Estándar”. De esta forma, una microfacies estándar es una categoría virtual que define el conjunto de características composicionales y texturales que comparten rocas de diferentes edades y formadas en ambientes similares. Flügel (1982) diferenció los tipos más frecuentes de microfacies para carbonatos, estableciendo 24 “Zonas de Microfacies Estándar” (SMF-1 a SMF-24; [Figura 5.3](#)).



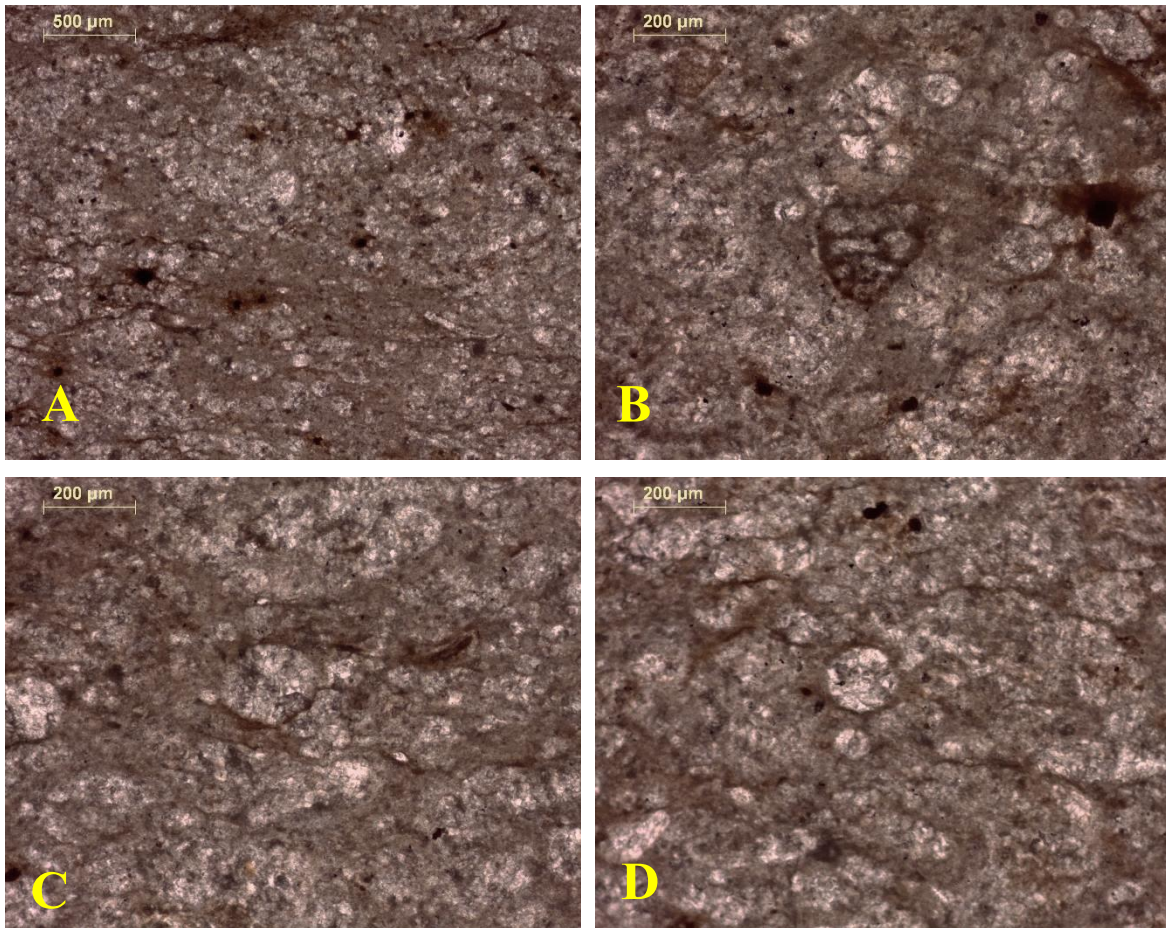
**Figura 5.3:** Modelo de Zonas de Facies de Wilson (1975) y Microfacies Estándar de Flügel (1982).

### 5.1.1.3 Análisis microfacial

Considerando el marco teórico anterior, en el presente estudio se analizaron 21 muestras de roca carbonatada de la Formación San Felipe ([Figuras 5.4-5.24](#)) provenientes del perfil



estratigráfico Puerto Pastores (Galeana, N.L.). Estas rocas representan la variación litológica de base a techo del perfil bajo estudio. La descripción de cada una de las secciones delgadas incluyó los siguientes datos: (a) **Figura:** número de la imagen correspondiente; (b) **Muestra:** número de muestra dentro del perfil estratigráfico; (c) **Clasificación de Folk (1959, 1962):** clasificación de la roca basada en el tipo de matriz y en la naturaleza de los granos; (d) **Clasificación de Dunham (1962):** clasificación textural de la roca basada en el porcentaje relativo de los granos presentes; (e) **Análisis:** descripción del material micropaleontológico encontrado en la roca a nivel de género basado en su comparación con la literatura; (f) **Zona de facies de Wilson (1975):** determinación del ambiente de depósito (facies) de la roca; y (g) **Zona de microfacies estándar de Flügel (1982):** asignación de la microfacies estándar, que implica una condición de depósito específica, para la roca.

**Figura****Muestra****Clasificación de Folk****Clasificación de Dunham****Análisis****Zona de Facies de Wilson****Zona de Microfacies Estándar de****Flügel****5.4:**

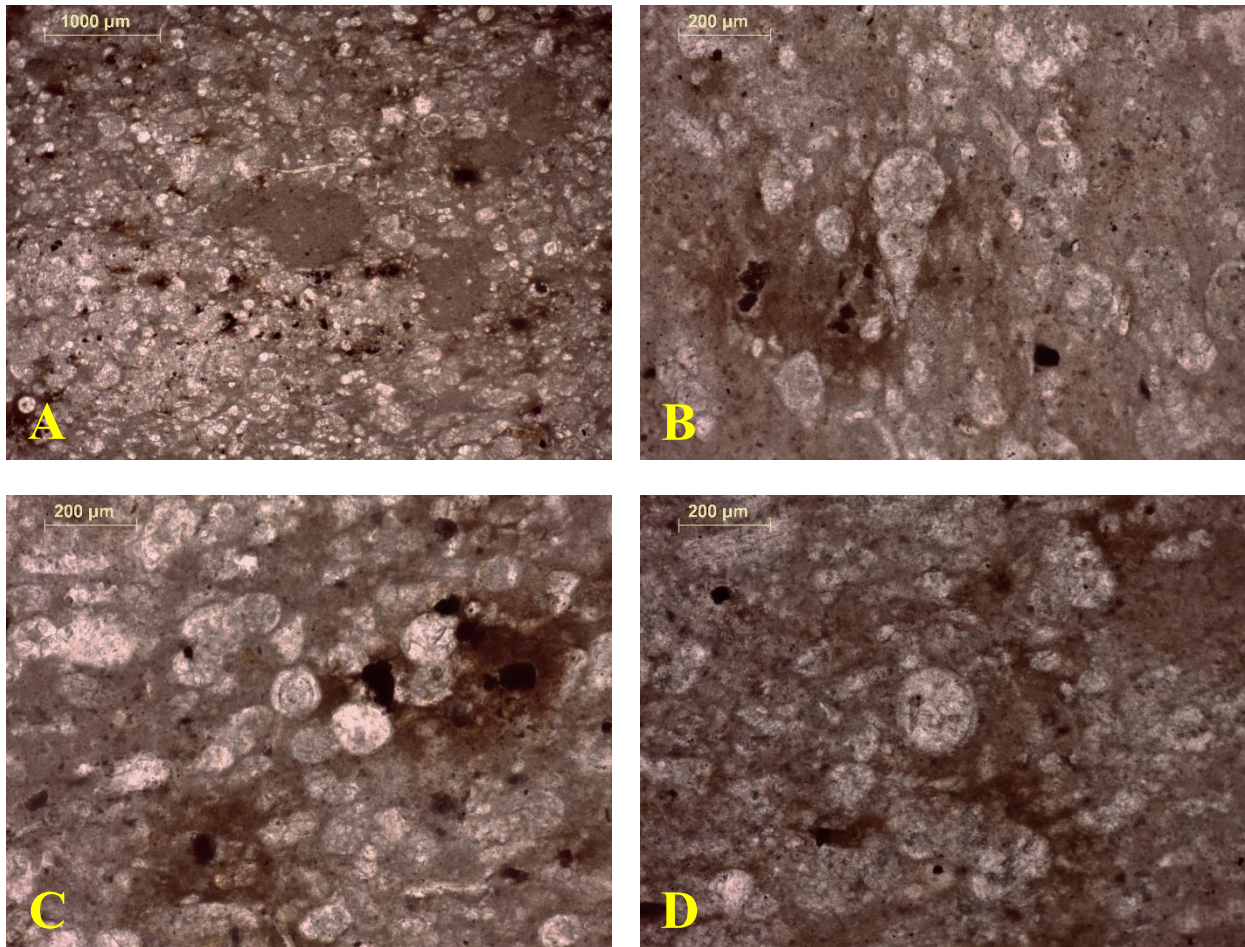
PP51

Biomicrocristalina dispersa.

*Mudstone-wackestone* con radiolarios y foraminíferos planctónicos.**A)** Radiolarios espumeláridos con forma redondeada y borde dentado.**B)** Sección axial-oblicua de un foraminífero bentónico con concha multicameral biseriada.**C-D)** Radiolarios espumeláridos ubicado al centro de la microfotografía. Ambos especímenes conservan la capa exterior concéntrica y dentada.

1-3

3

**Figura****Muestra****Clasificación de Folk****Clasificación de Dunham****Análisis****Zona de Facies de Wilson****Zona de Microfacies Estándar de Flügel****5.5:**

PP52

Biomicrita dispersa.

*Wackestone* con foraminíferos planctónicos, calciesferas y radiolarios.

A) Asociación de radiolarios espumeláridos de forma redondeada y calciesferas (algunos en contacto puntual).

B) *Heterohelix* sp., en sección lateral, con cinco cámaras globulares aumentando gradualmente de tamaño. Junto a este microfósil, se observan restos de otros bioclastos.

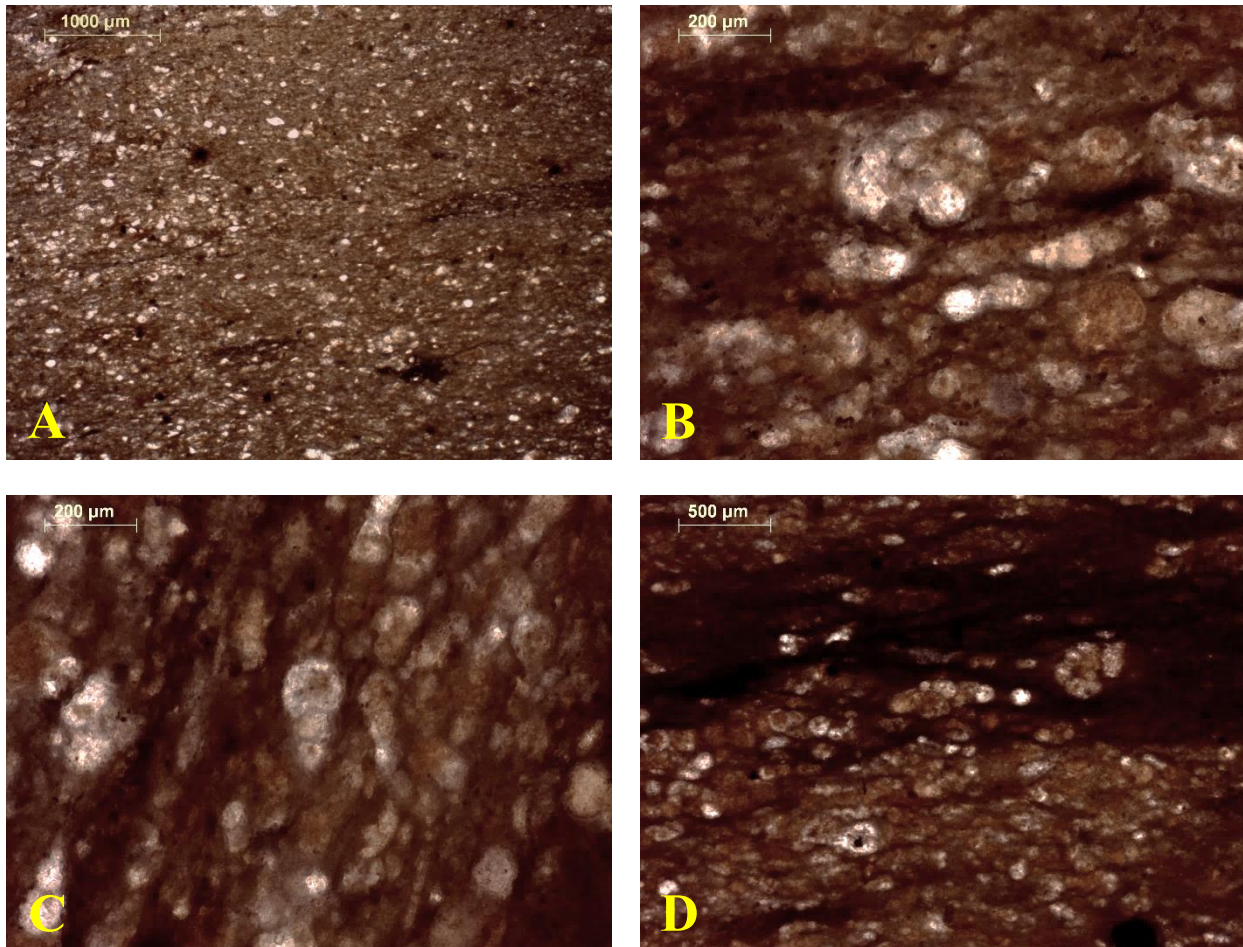
C) Al centro de la microfotografía, varios ejemplares de calciesferas bien preservadas, mostrando la doble capa que les caracteriza.

D) Muestra con diversos bioclastos.

1-3

2, 3



**Figura****Muestra****Clasificación de Folk****Clasificación de Dunham****Análisis****5.6:**

PP54

Biomicrita dispersa.

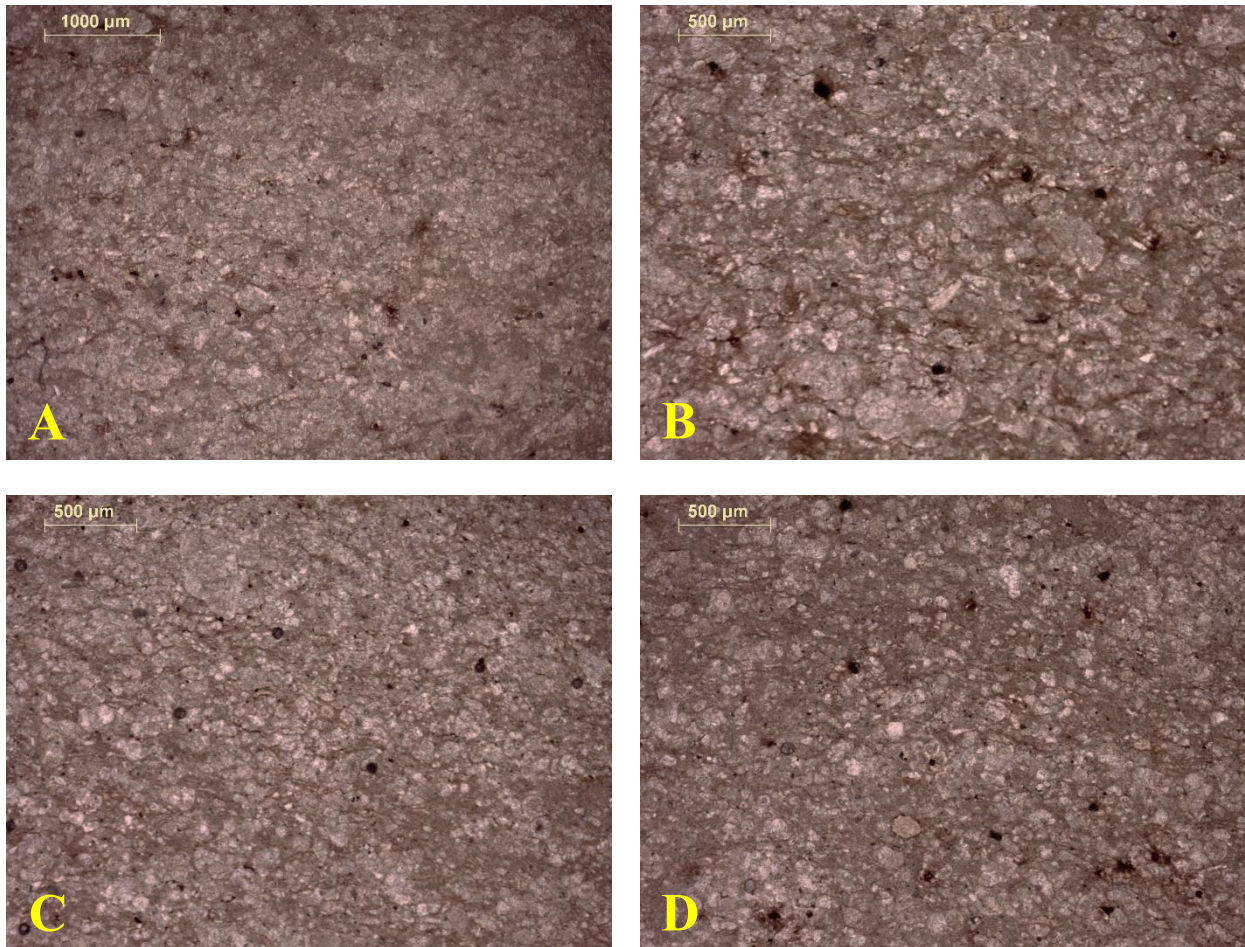
*Wackestone* con radiolarios y foraminíferos planctónicos.

A) Radiolarios espumeláridos y foraminíferos planctónicos, algunos en contacto puntual.

B) *Heterohelix* sp., en corte lateral, con cuatro cámaras globulares que aumentan gradualmente de tamaño y en sección axial *Whiteinella* sp., de crecimiento trocoespiral con cinco cámaras globulares que aumentan de tamaño a medida que se van formando.C) Varios ejemplares de *Heterohelix* sp., con cuatro cámaras globulares en corte lateral.

D) Foraminíferos planctónicos y radiolarios espumeráridos de forma redondeada.

**Zona de Facies de Wilson** 1-3**Zona de Microfacies** 2, 3**Estándar de Flügel**

**Figura****Muestra****Clasificación de Folk****Clasificación de Dunham****Análisis****Zona de Facies de Wilson****Zona de Microfacies Estándar de Flügel****5.7:**

PP55

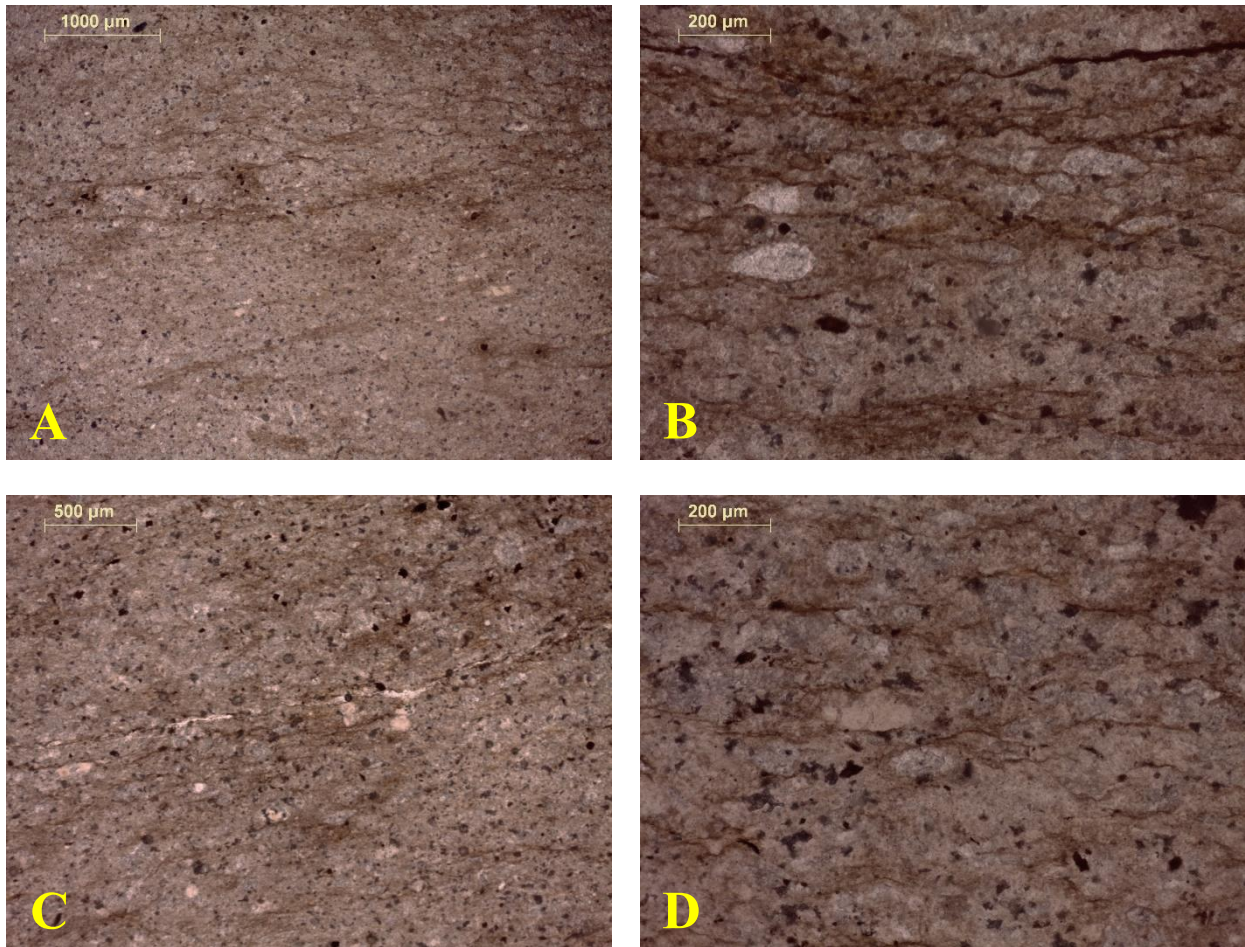
Biomicrita dispersa.

*Mudstone-wackestone* puntualmente *packstone* con foraminíferos planctónicos y radiolarios.**A-D)** Muestra con foraminíferos planctónicos de formas seriadas y espiraladas, radiolarios espumeláridos y otros fragmentos de bioclastos.

1-3

2, 3



**Figura****Muestra****Clasificación de Folk****Clasificación de Dunham****Análisis****Zona de Facies de Wilson****Zona de Microfacies Estándar de Flügel****5.8:**

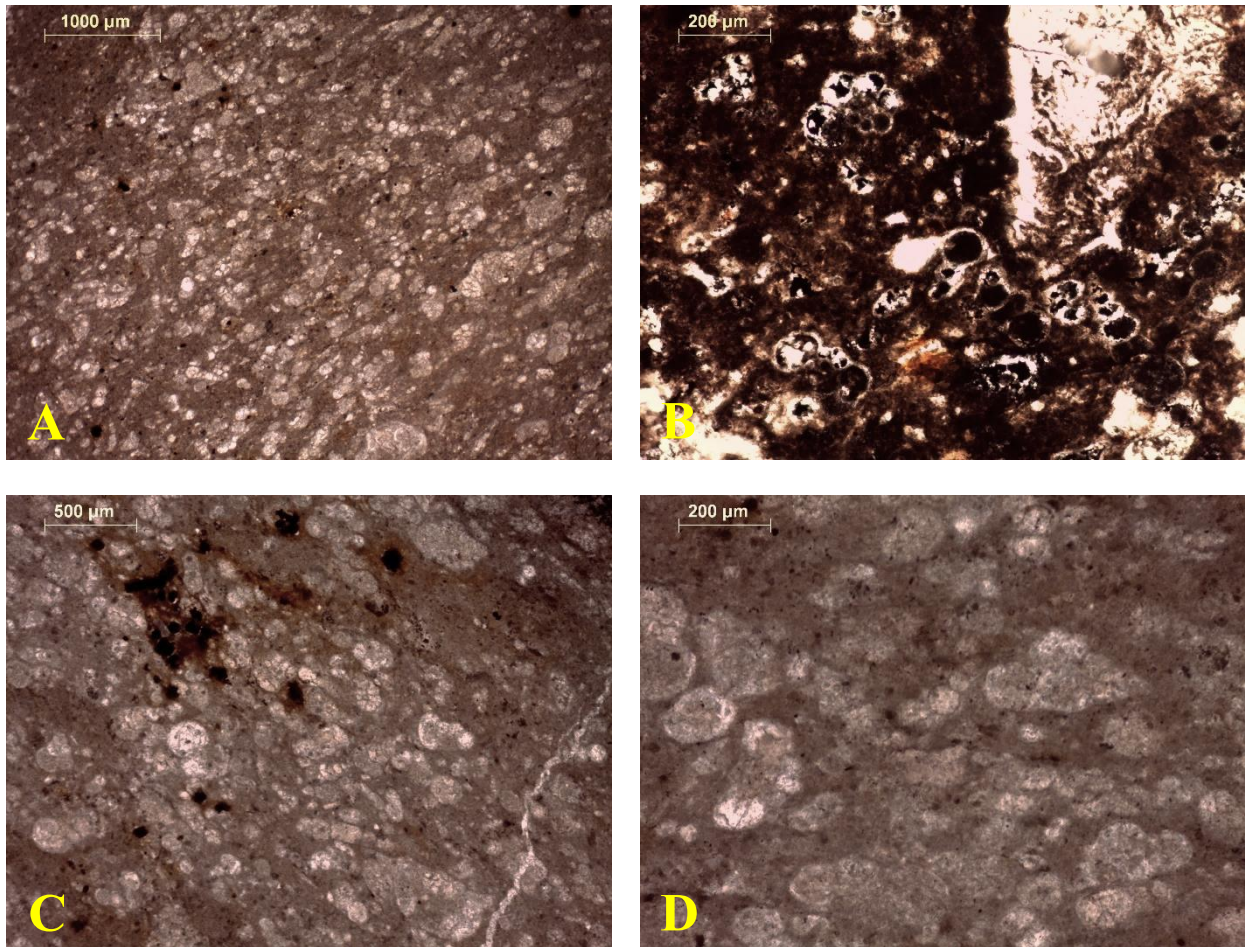
PP56

Biomicrita dispersa.

*Mudstone-wackestone* con foraminíferos planctónicos, radiolarios y ocasionales calciesferas.**A-D)** Asociación de microfósiles pelágicos representados por foraminíferos planctónicos, radiolarios (espumeláridos y naseláridos) y calciesferas.

1-3

3

**Figura****Muestra****Clasificación de Folk****Clasificación de Dunham****Análisis****Zona de Facies de Wilson****Zona de Microfacies****Estándar de Flügel****5.9:**

PP58

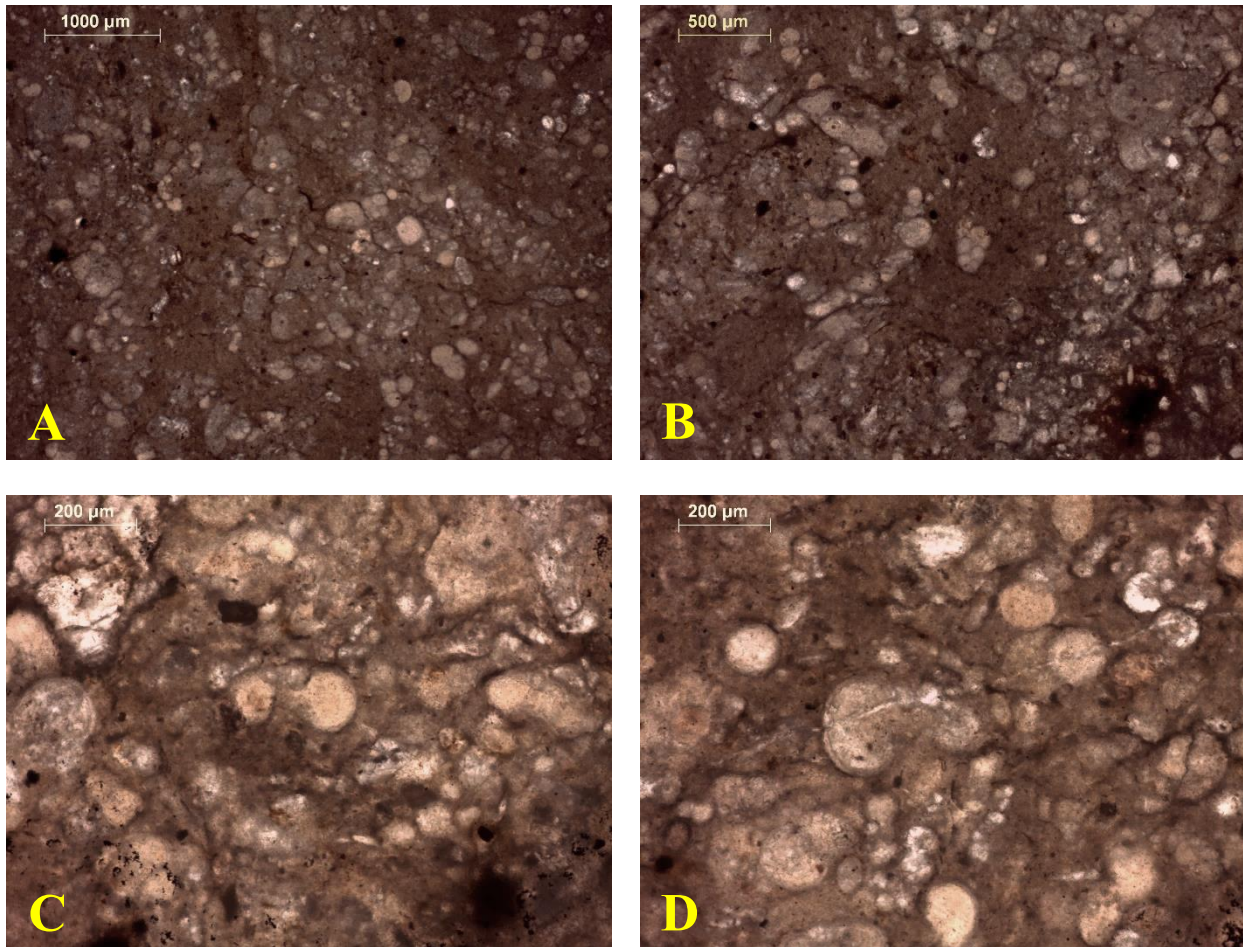
Biomicrita dispersa a biomicrita empaquetada.

*Wackestone-packstone* con foraminíferos planctónicos y radiolarios.**A)** Foraminíferos planctónicos y radiolarios espumeláridos.**B)** Asociación de *Globigerinelloides* sp. con cámaras globulares rellenas de pirita, *Heterohelix* sp. de cuatro a seis cámaras globulares, *Whiteinella* sp. con cinco cámaras globulares.**C)** *Hedbergella* sp., con cinco cámaras globulosas, *Heterohelix* sp., con siete cámaras globulares y radiolarios espumeláridos.**D)** Restos esqueléticos de foraminíferos planctónicos en asociación con radiolarios espumeláridos.

1-3

3



**Figura****Muestra****Clasificación de Folk****Clasificación de Dunham****Análisis****Zona de Facies de Wilson****Zona de Microfacies****Estándar de Flügel****5.10:**

PP59

Biomicrita dispersa a biomicrita empaquetada.

*Wackestone-packstone* con foraminíferos planctónicos y calciesferas.

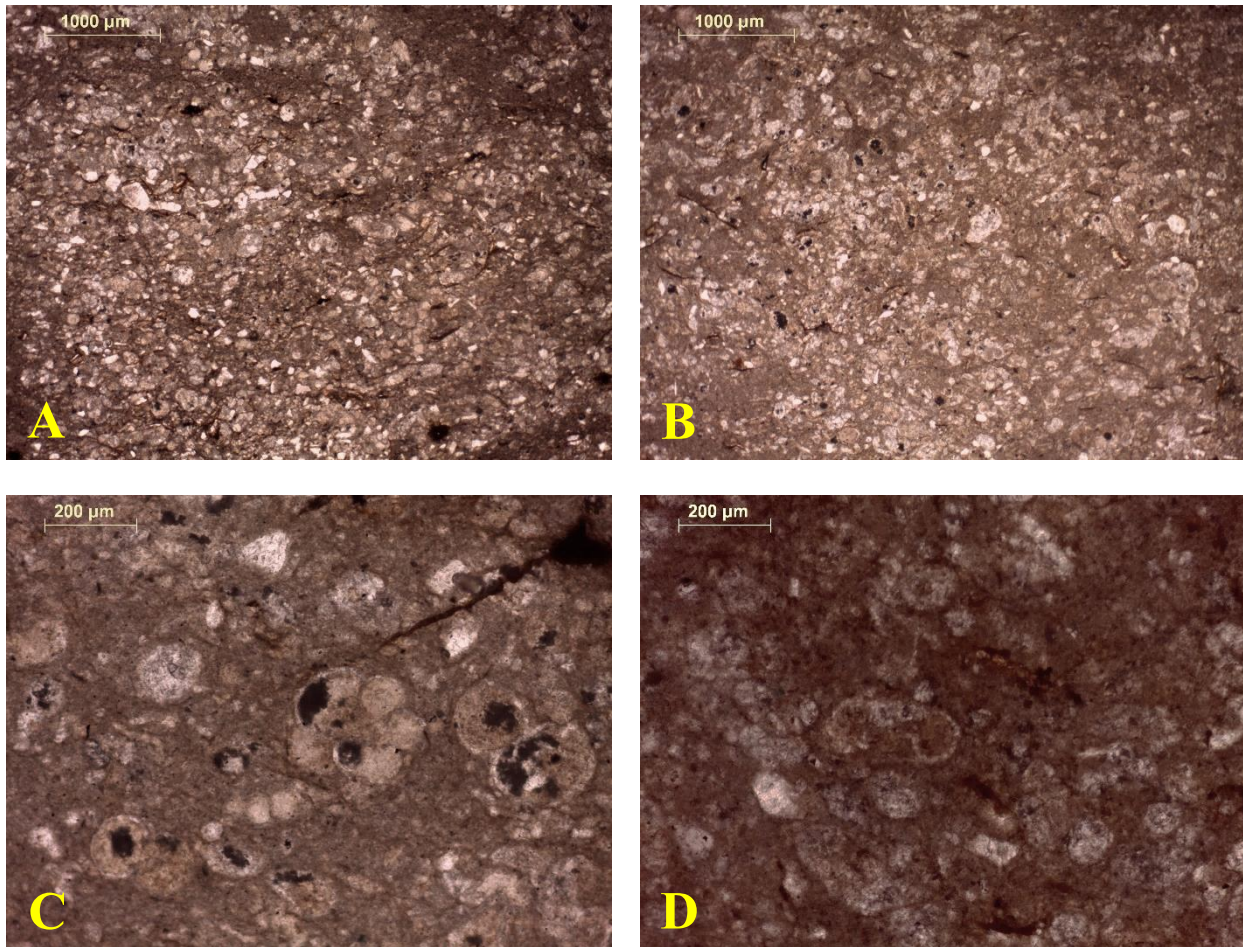
A) Foraminíferos planctónicos y calciesferas.

B) *Heterohelix* sp., de siete cámaras globulares en corte transversal, *Globigerinelloides* sp. con cuatro cámaras globulares en sección transversal y calciesferas con su doble capa característica.C) *Whiteinella* sp. aspecto de la concha trocoespíralada y calciesferas en sección transversal.D) Aspecto de la concha trocoespíralada de *Hedbergella* sp., de cinco cámaras globulares y calciesferas.

1-3

2, 3



**Figura****Muestra****Clasificación de Folk****Clasificación de Dunham****Análisis****Zona de Facies de Wilson****Zona de Microfacies Estándar de Flügel****5.11:**

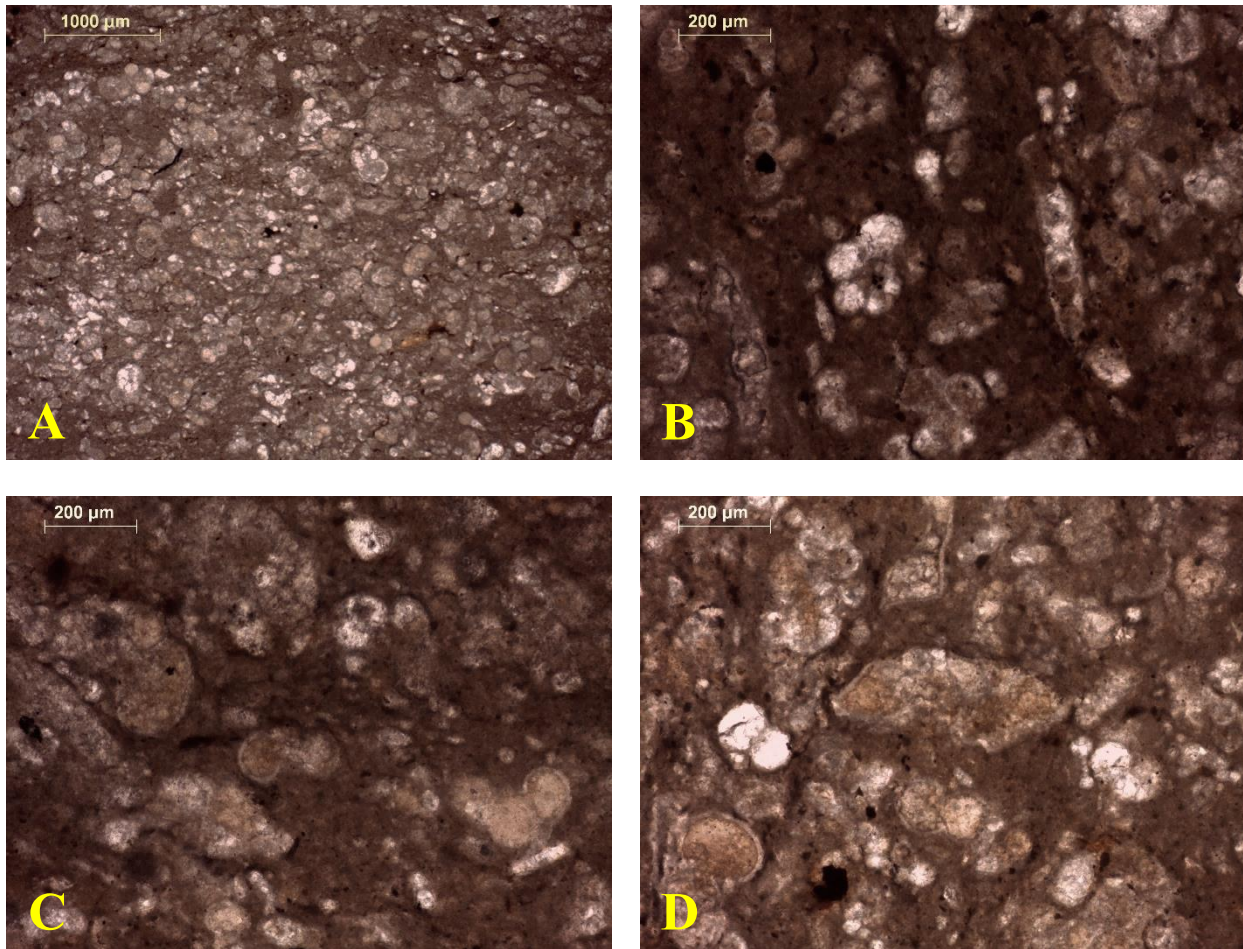
PP60

Biomicrita dispersa.

*Wackestone* con foraminíferos planctónicos, radiolarios y calciesferas.**A-B)** Fragmentos esqueléticos de foraminíferos planctónicos en asociación con radiolarios espumeláridos y calciesferas, donde se puede observar la doble capa externa que es característica de este microfósil.**C-D)** Foraminíferos planctónicos de concha trocoespiralada en diversos cortes, así como radiolarios espumeláridos de forma redondeada, con el borde externo concéntrico y dentado.

1-3

2, 3

**Figura****Muestra****Clasificación de Folk****Clasificación de Dunham****Análisis****Zona de Facies de Wilson****Zona de Microfacies****Estándar de Flügel****5.12:**

PP62

Biomicrita dispersa a biomicrita empaquetada.

*Wackestone-packstone* con foraminíferos planctónicos y calciesferas.

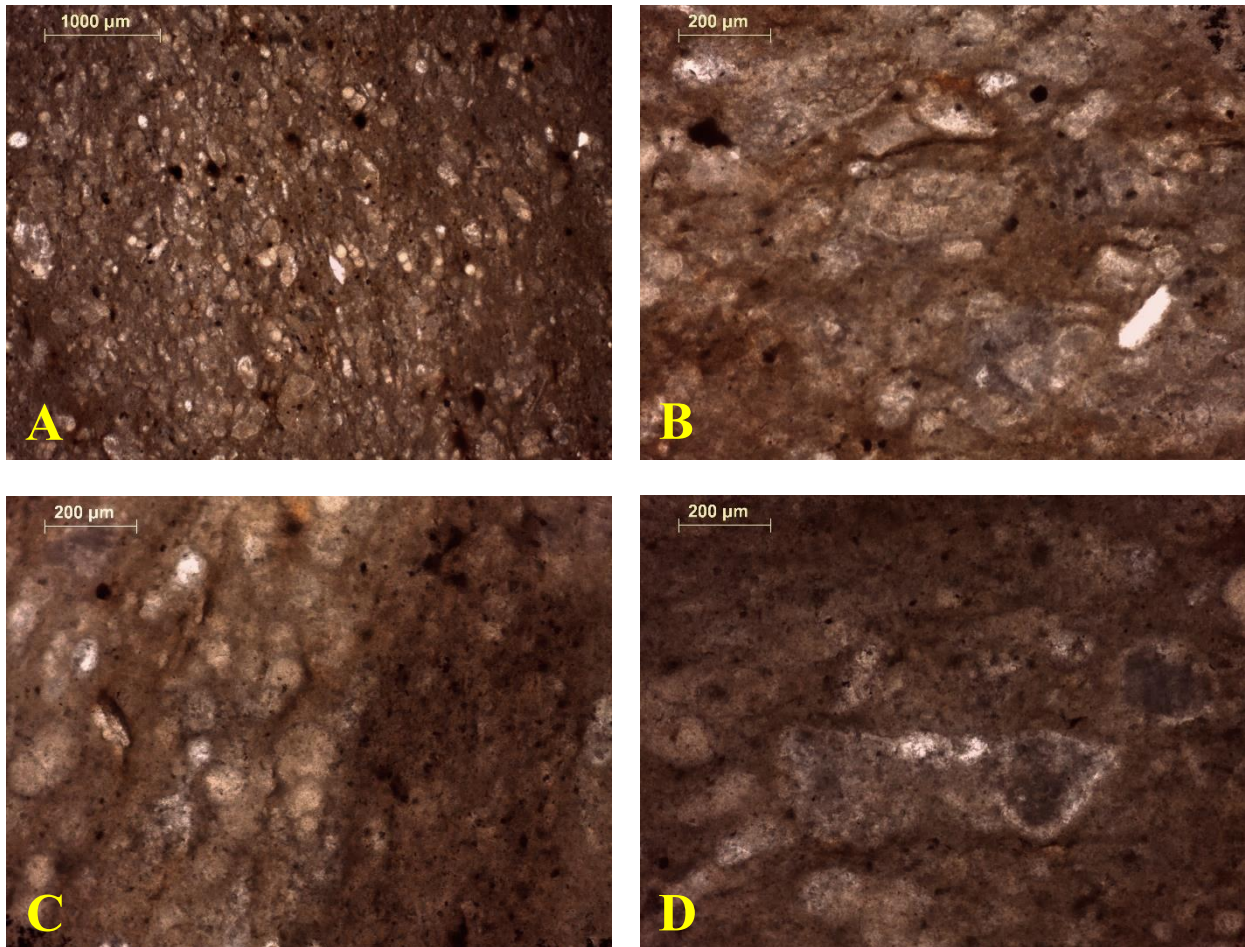
A) Foraminíferos planctónicos en asociación con calciesferas.

B) Globigerinidos en sección transversal con siete cámaras globulosas, *Heterohelix* sp., de cuatro a nueve cámaras globulares.C) *Hedbergella* sp., con cuatro cámaras globulares.D) *Globotruncana* sp., con cinco cámaras angulares, mismas que van aumentando de tamaño a medida que se van formando. La concha con quillas.

1-3

2, 3



**Figura****Muestra****Clasificación de Folk****Clasificación de Dunham****Análisis****Zona de Facies de Wilson****Zona de Microfacies Estándar de Flügel****5.13:**

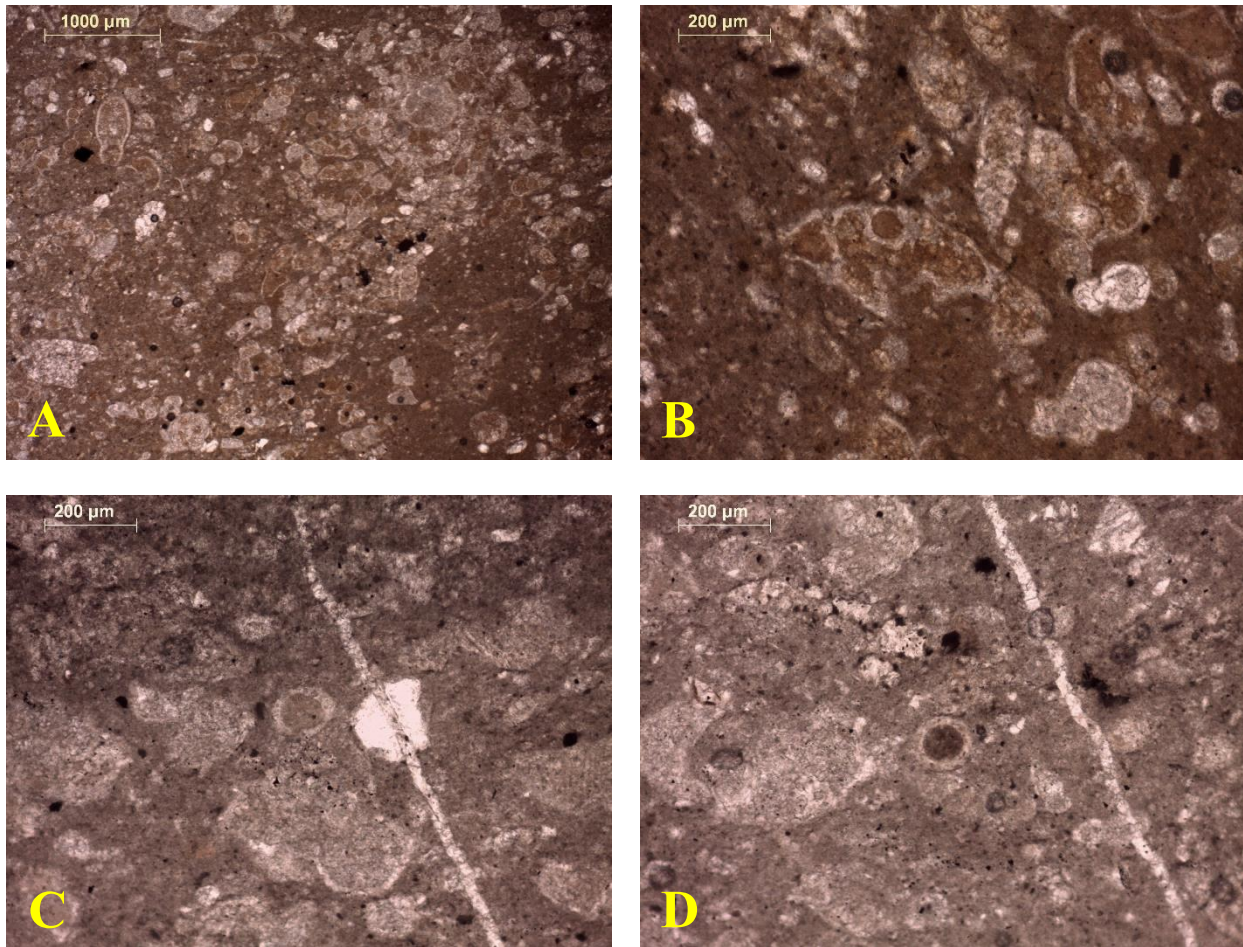
PP63

Biomicrita dispersa.

*Wackestone* con foraminíferos planctónicos y calciesferas.**A-B)** Fragmentos esqueléticos de foraminíferos planctónicos en asociación con calciesferas.**C)** *Heterohelix* sp. con cuatro cámaras globulares que aumentan de tamaño gradualmente.**D)** *Marginotruncana* sp. con cuatro cámaras alargadas y ligeramente comprimidas, las cámaras de la vuelta final son grandes y tienden a comprimirse, produciendo un perfil alargado y con dos quillas, que son características de este género.

1-3

3

**Figura****Muestra****Clasificación de Folk****Clasificación de Dunham****Análisis****Zona de Facies de Wilson****Zona de Microfacies Estándar de Flügel****5.14:**

PP64

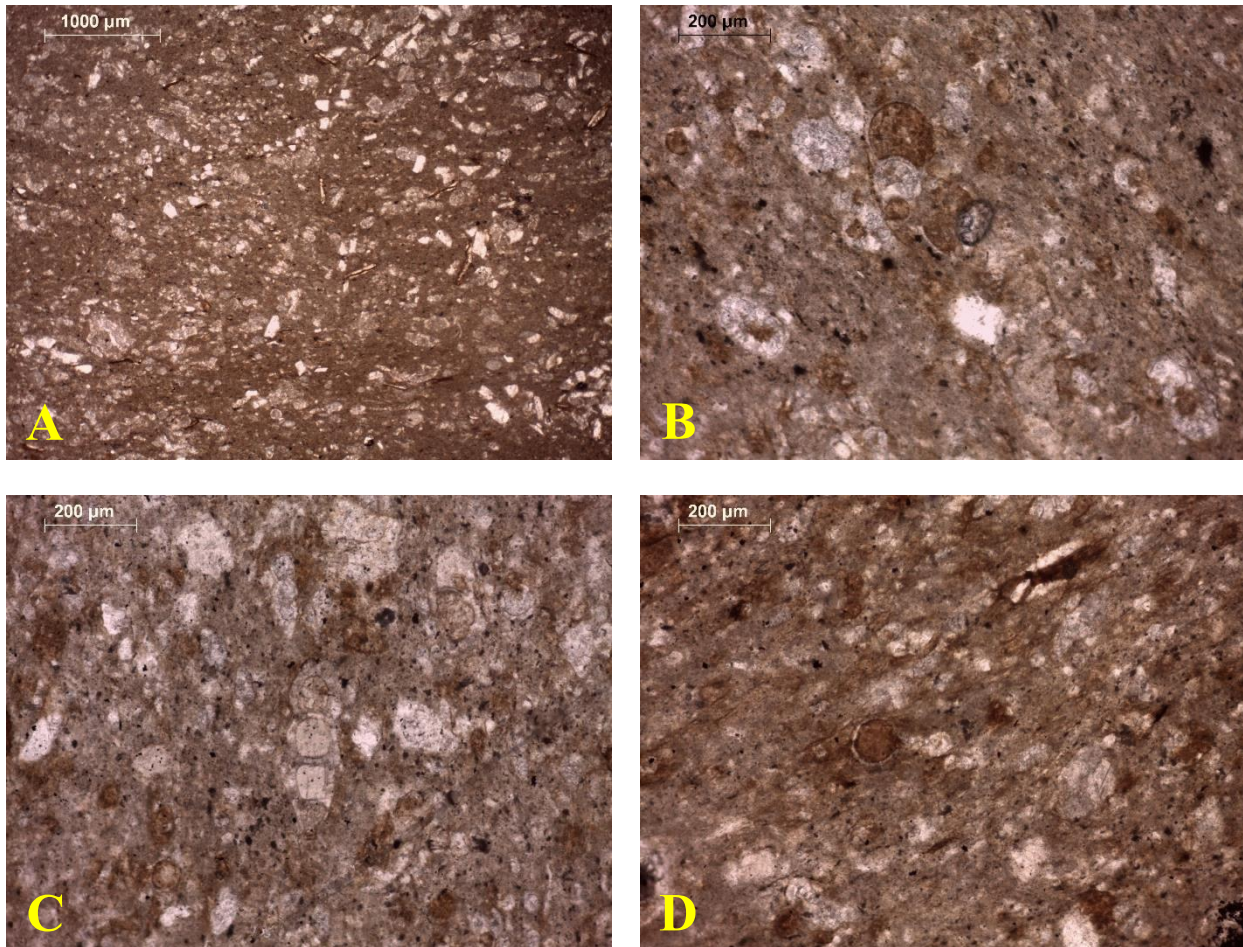
Biomícrita dispersa a biomícrita empaquetada.

*Wackestone-packstone* con foraminíferos planctónicos y calciesferas.**A)** Foraminíferos planctónicos en diversos cortes en asociación con calciesferas.**B)** *Heterohelix* sp. con cinco cámaras globulares que aumentan gradualmente de tamaño y *Globotruncana* sp. con cinco cámaras piriformes, alargadas y con quillas en su concha.**C-D)** Fragmentos esqueléticos de foraminíferos planctónicos y calciesferas, en las cuales se puede observar su doble capa externa.

1-3

2, 3



**Figura****Muestra****Clasificación de Folk****Clasificación de Dunham****Análisis****Zona de Facies de Wilson****Zona de Microfacies Estándar de Flügel****5.15:**

PP65

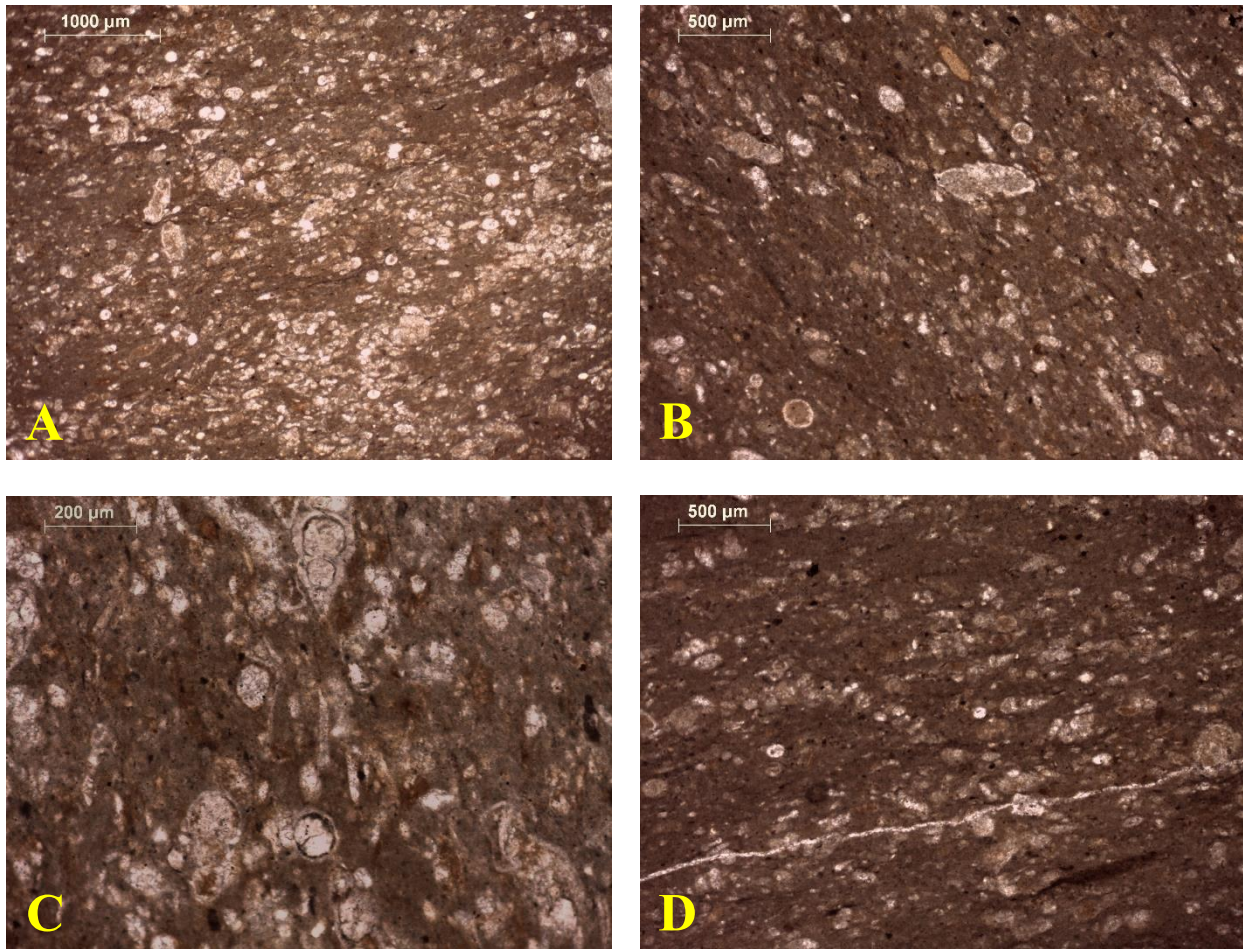
Biomicrita dispersa a biomicrita empaquetada.

*Wackestone-packstone* con foraminíferos planctónicos y calciesferas.**A)** Foraminíferos planctónicos y calciesferas.**B-C)** *Heterohelix* sp. con cuatro cámaras globulares que aumentan de tamaño a medida que se van formando y calciesferas con su doble capa externa que es característica.**D)** *Globigerinelloides* sp. con cuatro cámaras esféricas, siendo más grandes las de ambos extremos en asociación con calciesferas.

1-3

2, 3



**Figura****Muestra****Clasificación de Folk****Clasificación de Dunham****Análisis****Zona de Facies de Wilson****Zona de Microfacies****Estándar de Flügel****5.16:**

PP67

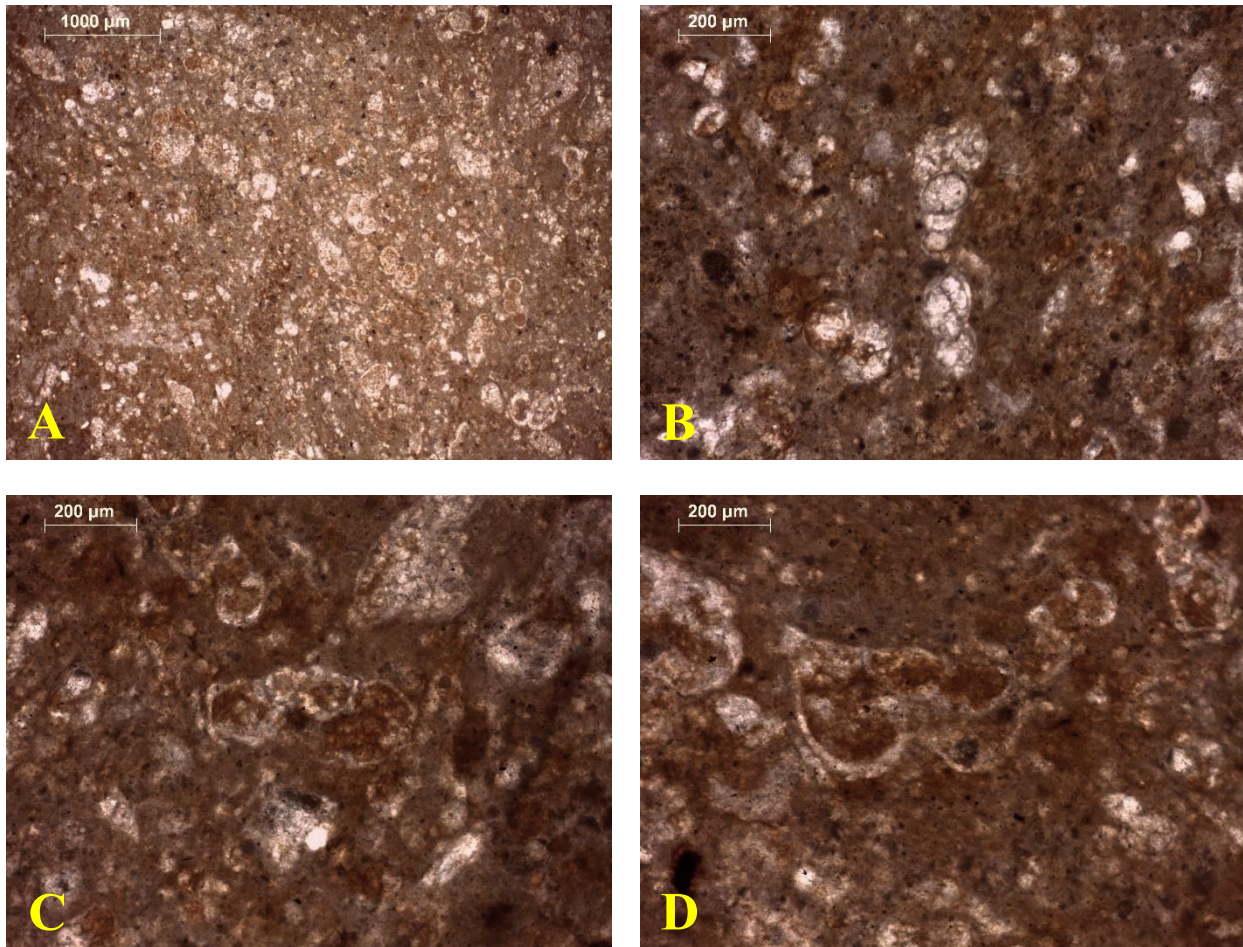
Biomicrita dispersa.

*Wackestone* con foraminíferos planctónicos, calciesferas y radiolarios.**A)** Granos esqueléticos de foraminíferos planctónicos en asociación con calciesferas y radiolarios espumeláridos.**B)** *Globotruncana* sp. con cinco cámaras piriformes, alargadas y con quillas alrededor de su concha. También se encontraron calciesferas con su doble capa externa.**C)** *Heterohelix* sp. con cuatro cámaras globulares, mismas que aumentan de tamaño gradualmente.**D)** Foraminíferos planctónicos, calciesferas con la doble capa externa y radiolarios espumeláridos con una capa exterior concéntrica y dentada.

1-3

2, 3



**Figura****Muestra****Clasificación de Folk****Clasificación de Dunham****Análisis****Zona de Facies de Wilson****Zona de Microfacies Estándar de Flügel****5.17:**

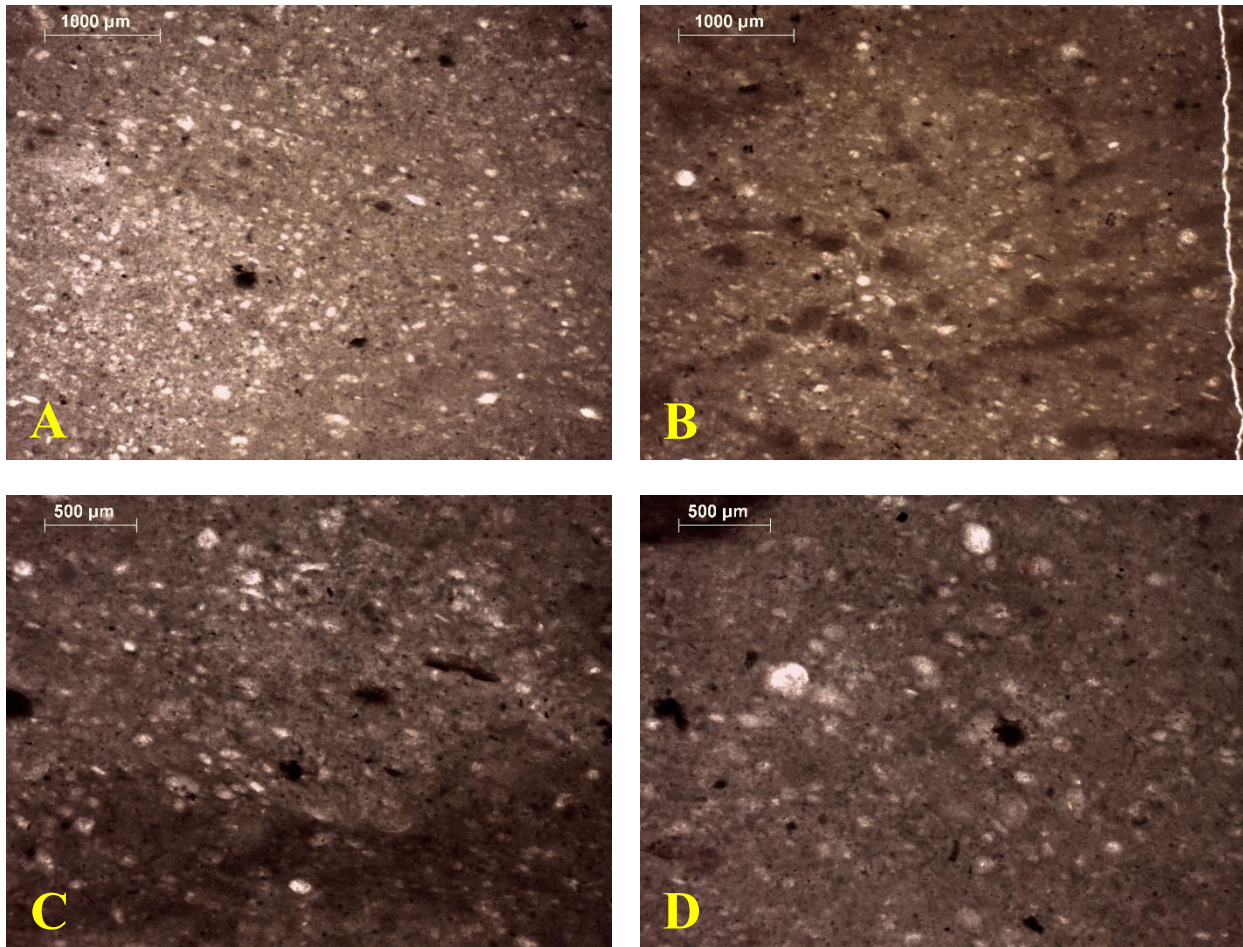
PP68

Biomicrita dispersa.

*Wackestone* con foraminíferos planctónicos, calciesferas y radiolarios.**A)** Bioclastos de foraminíferos planctónicos, calciesferas y radiolarios espumeláridos.**B)** *Heterohelix* sp. con cuatro cámaras globulosas y calciesferas en las cuales se logra apreciar su doble capa externa.**C-D)** *Globotruncana* sp. con cuatro cámaras piriformes, poco alargadas y con la concha bordeada por quillas. Fragmentos esqueléticos de foraminíferos planctónicos y radiolarios espumeláridos con la capa exterior concéntrica.

1-3

2, 3

**Figura****Muestra****Clasificación de Folk****Clasificación de Dunham****Análisis****Zona de Facies de Wilson****Zona de Microfacies Estándar de Flügel****5.18:**

PP70

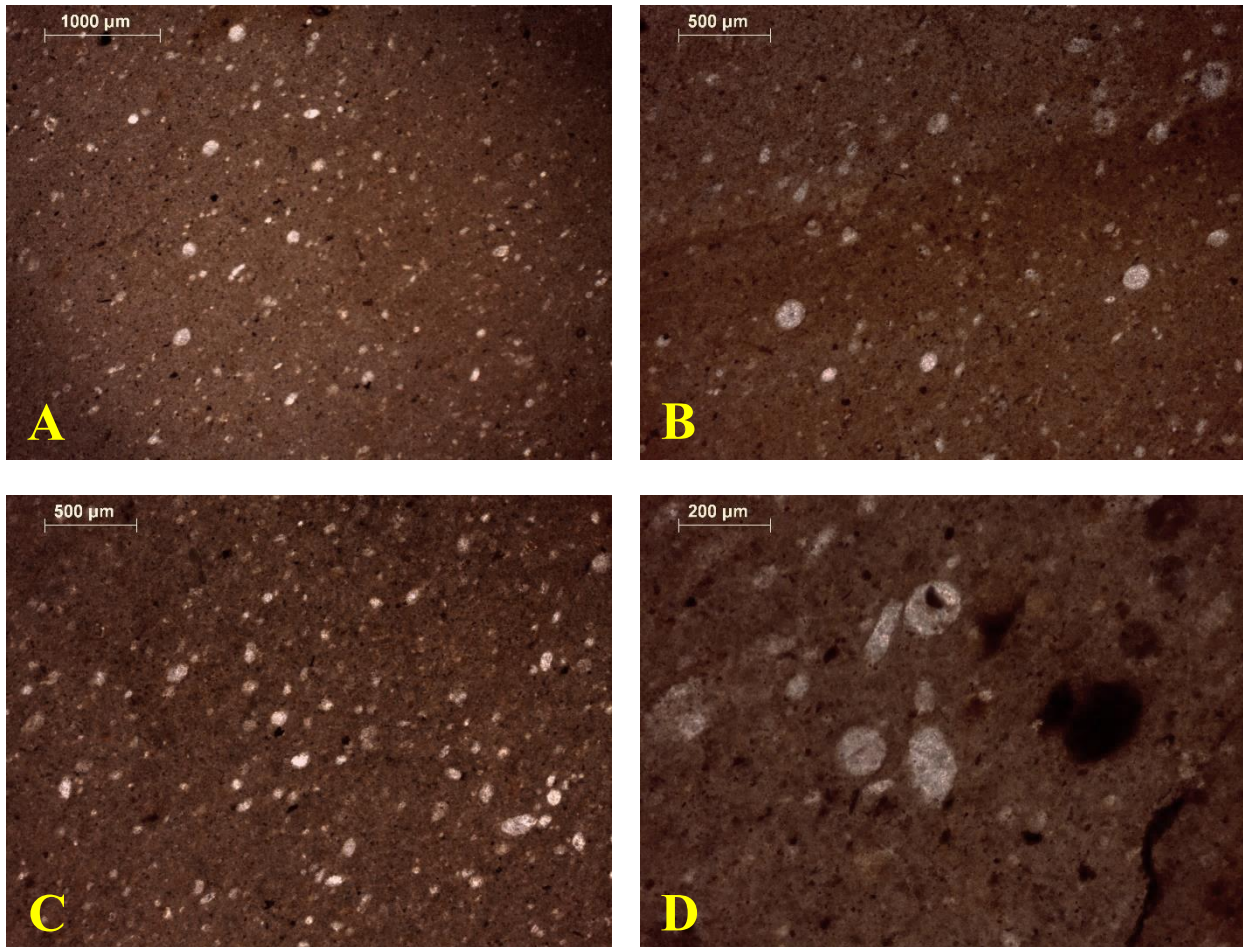
Biomicrita dispersa.

*Wackestone* con radiolarios y foraminíferos planctónicos.**A)** Radiolarios espumeláridos con la capa exterior concéntrica y dentada, en asociación con foraminíferos planctónicos.**B-D)** Radiolarios espumeláridos con su característica capa exterior dentada y concéntrica. Así como también escasos granos esqueléticos principalmente de foraminíferos planctónicos.

1-3

3



**Figura****Muestra****Clasificación de Folk****Clasificación de Dunham****Análisis****Zona de Facies de Wilson****Zona de Microfacies Estándar de Flügel****5.19:**

PP71

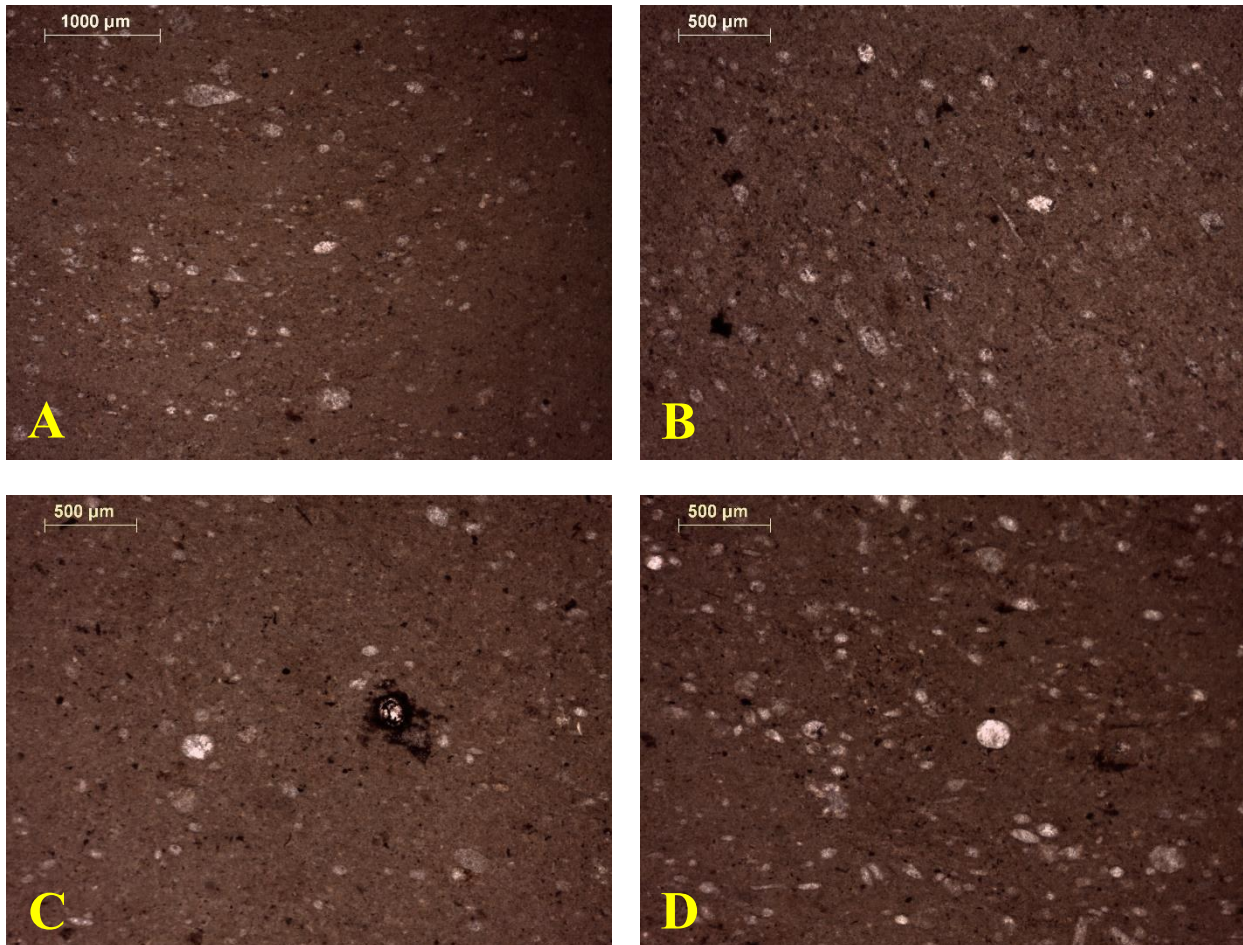
Biomicrita fosilífera.

*Mudstone* con radiolarios.

**A-D)** Radiolarios espumeláridos con su capa exterior concéntrica y dentada, en asociación con escasos granos esqueléticos principalmente de foraminíferos planctónicos y calciesferas, en las cuales se puede apreciar su doble capa exterior que es característica de este bioclasto.

1-3

3

**Figura****Muestra****Clasificación de Folk****Clasificación de Dunham****Análisis****Zona de Facies de Wilson****Zona de Microfacies Estándar de Flügel****5.20:**

PP73

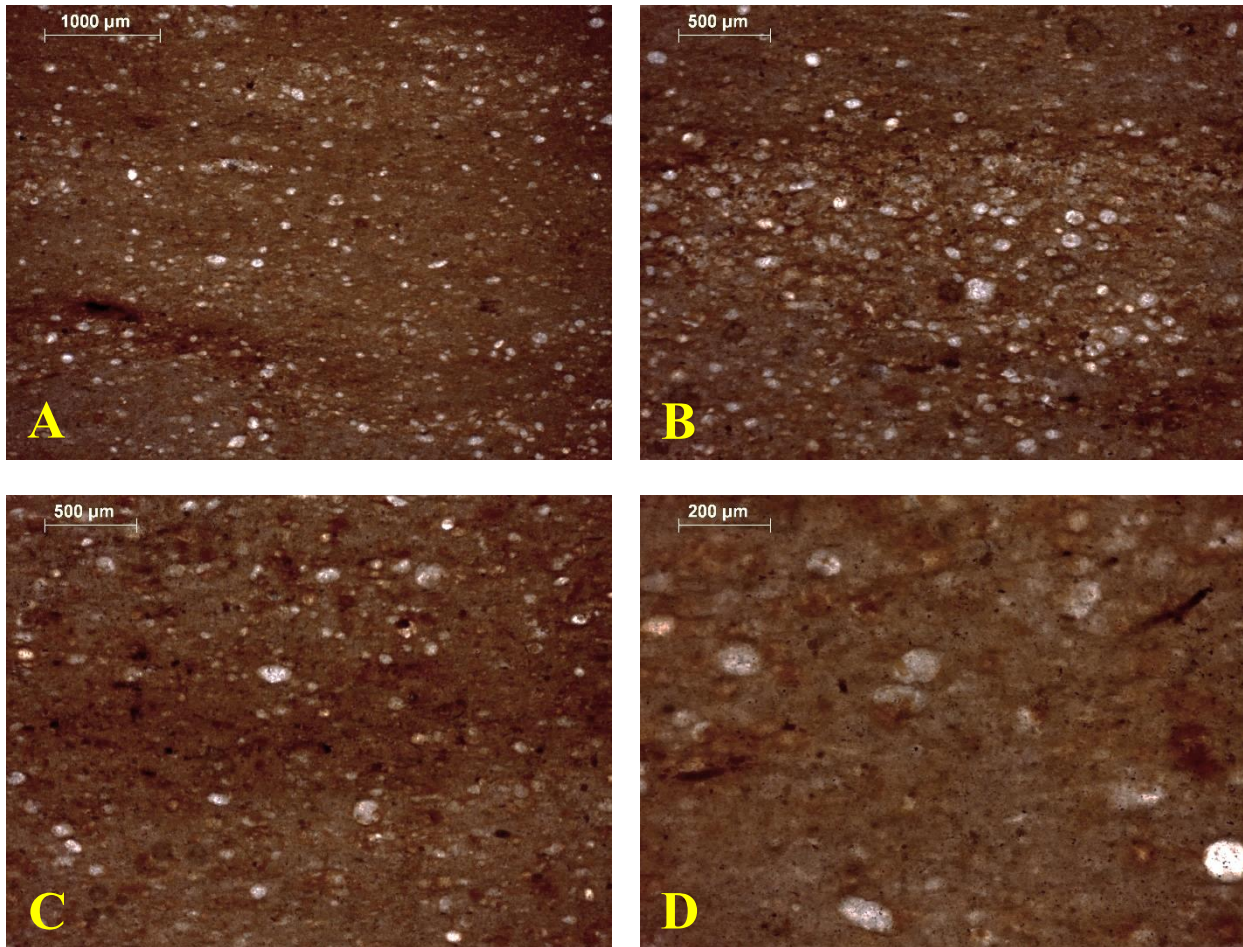
Biomicrita fosilífera.

*Mudstone* con radiolarios y foraminíferos planctónicos.**A-D)** Ejemplares de radiolarios espumeláridos en los cuales se puede observar su capa exterior concéntrica y dentada. Los radiolarios se encuentran en asociación con restos esqueléticos de foraminíferos planctónicos y calciesferas, que muestran su doble capa exterior.

1-3

3



**Figura****Muestra****Clasificación de Folk****Clasificación de Dunham****Análisis****Zona de Facies de Wilson****Zona de Microfacies Estándar de Flügel****5.21:**

PP74

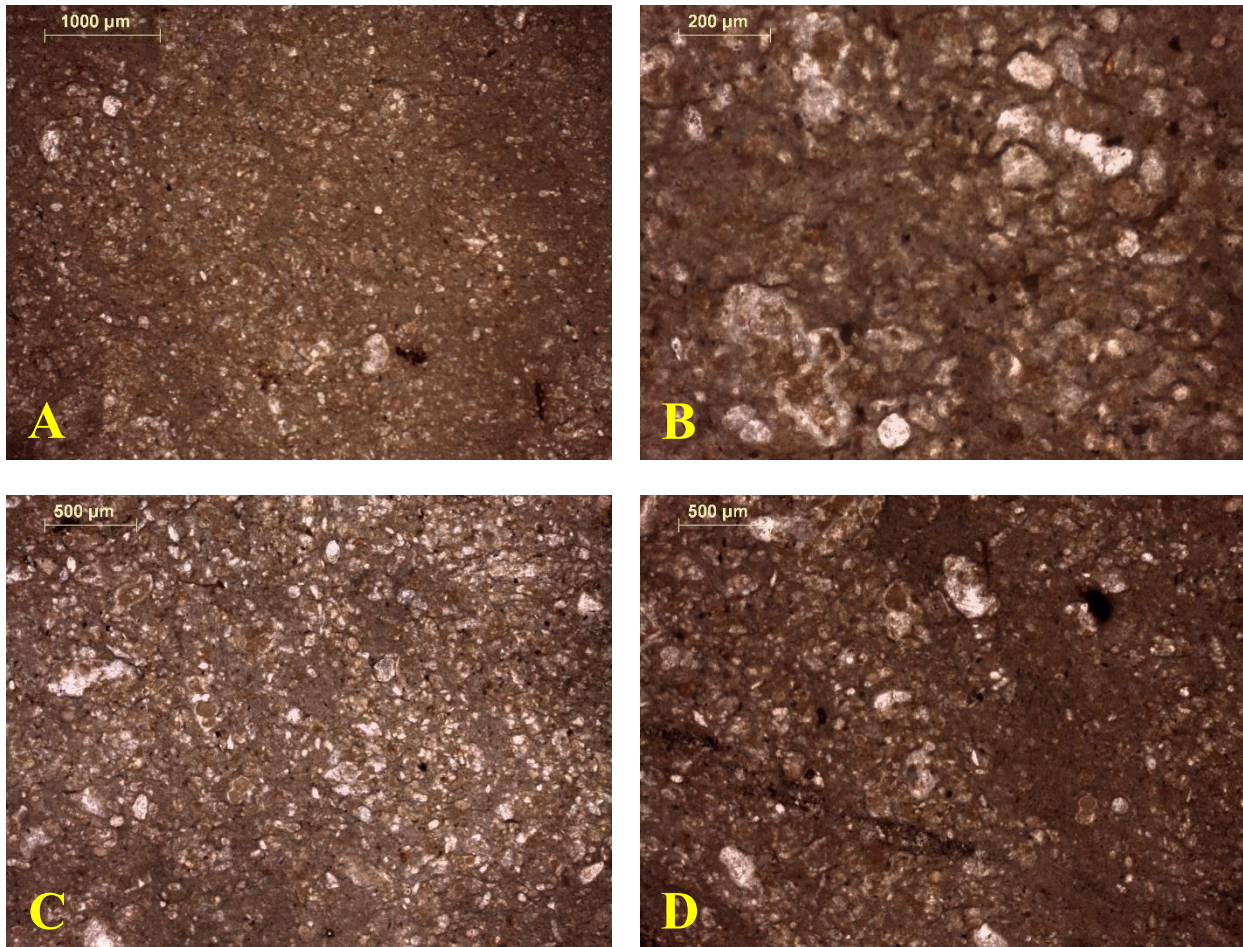
Biomicrita fosilífera.

*Wackestone* con radiolarios.

**A-D)** Asociación de radiolarios espumeláridos y naseláridos. Los radiolarios espumeláridos están caracterizados por una pronunciada simetría radial, tienen la capa exterior concéntrica y borde dentado, mientras que los radiolarios naseláridos se caracterizan por una simetría axial, son alargados y en forma de campana.

1-3

3

**Figura****Muestra****Clasificación de Folk****Clasificación de Dunham****Análisis****Zona de Facies de Wilson****Zona de Microfacies Estándar de Flügel****5.22:**

PP76

Biomicrita dispersa.

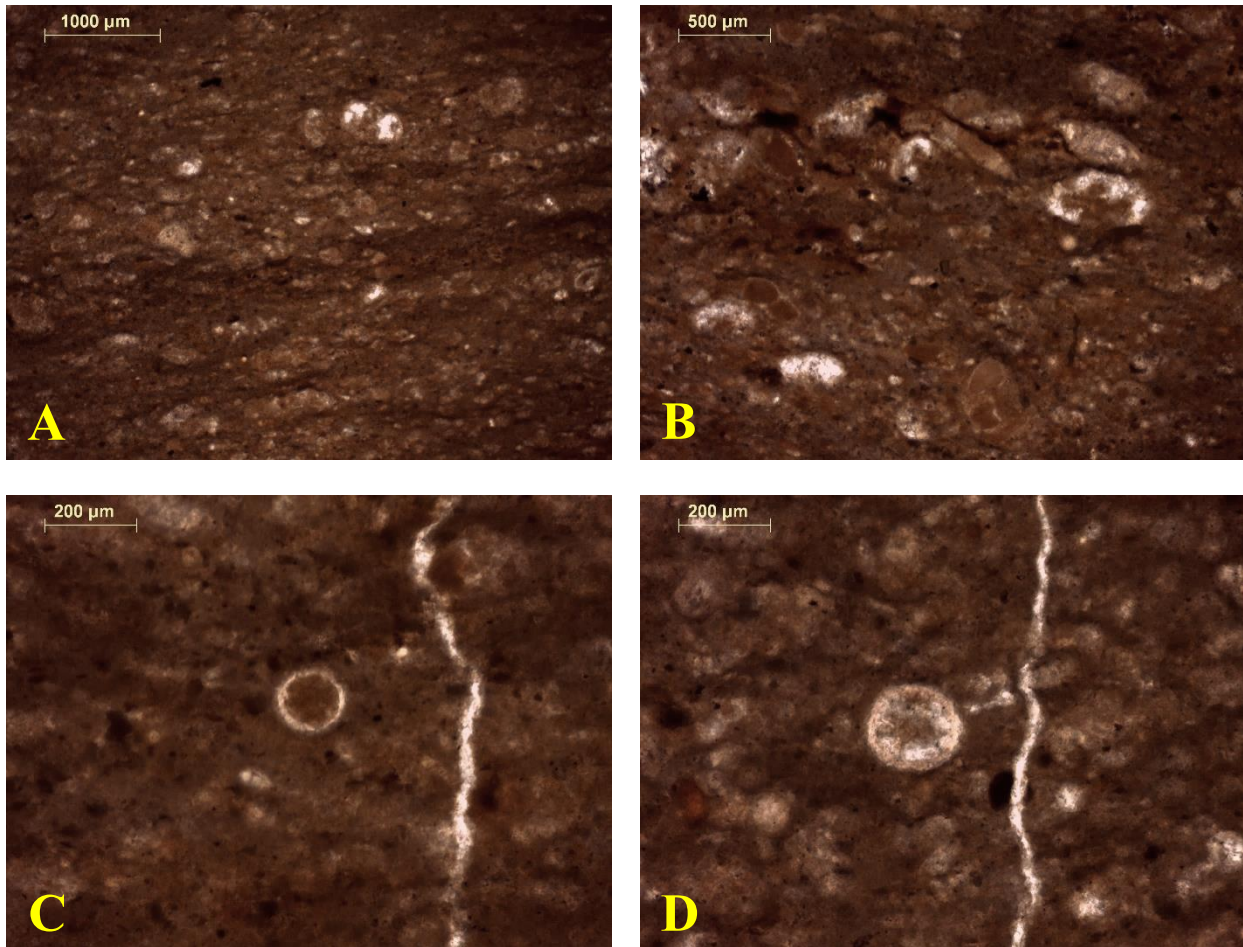
*Wackestone* con radiolarios y foraminíferos planctónicos.

**A-D)** Granos esqueléticos de foraminíferos planctónicos en asociación con radiolarios espumeláridos y naseláridos. La diferencia principal entre estas dos especies de radiolarios está en la forma, los espumeláridos presentan simetría radial, forma redondeada y con el borde dentado, mientras que los naseláridos tienen simetría axial, son alargados y con forma de campana.

1-3

3



**Figura****Muestra****Clasificación de Folk****Clasificación de Dunham****Análisis****Zona de Facies de Wilson****Zona de Microfacies Estándar de Flügel****5.23:**

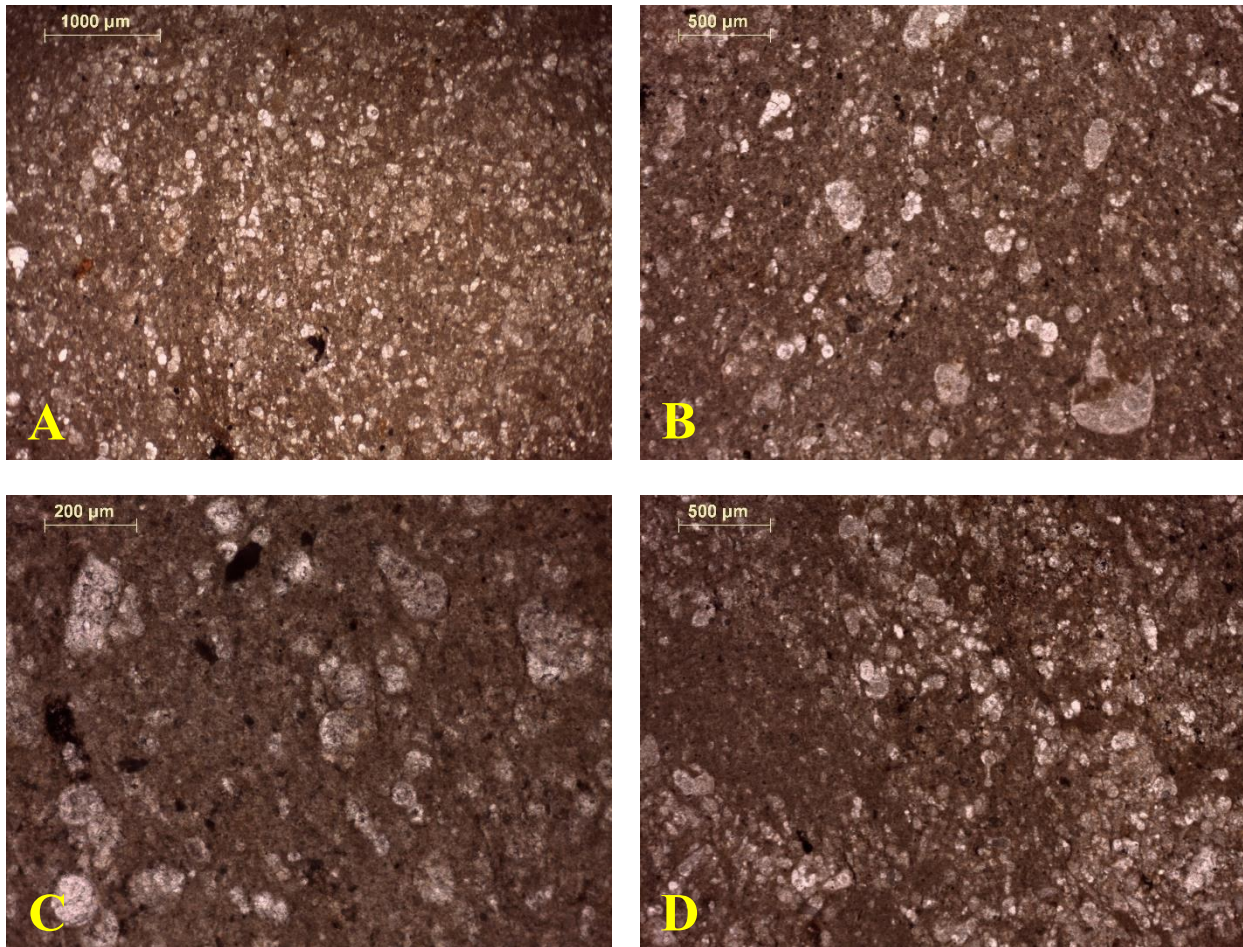
PP77

Biomicrita dispersa.

*Wackestone* con foraminíferos planctónicos y calciesferas.**A-B)** Granos esqueléticos de foraminíferos planctónicos en asociación con calciesferas.**C-D)** En el centro de la microfotografía se pueden observar calciesferas, en las cuales es posible reconocer su doble capa externa, lo cual es característico de este microfósil.

1-3

2, 3

**Figura****Muestra****Clasificación de Folk****Clasificación de Dunham****Análisis****Zona de Facies de Wilson****Zona de Microfacies Estándar de Flügel****5.24:**

PP78

Biomicrita dispersa.

*Wackestone* con foraminíferos planctónicos y calciesferas.**A)** Granos esqueléticos de foraminíferos planctónicos y calciesferas.**B-C)** *Heterohelix* sp. con cuatro cámaras globulares que aumentan gradualmente de tamaño a medida que se van formando y restos de otros foraminíferos planctónicos.**D)** *Globigerinelloides* sp. con cuatro cámaras esféricas, donde las más grandes se encuentran en los extremos, así como también granos esqueléticos de foraminíferos planctónicos.

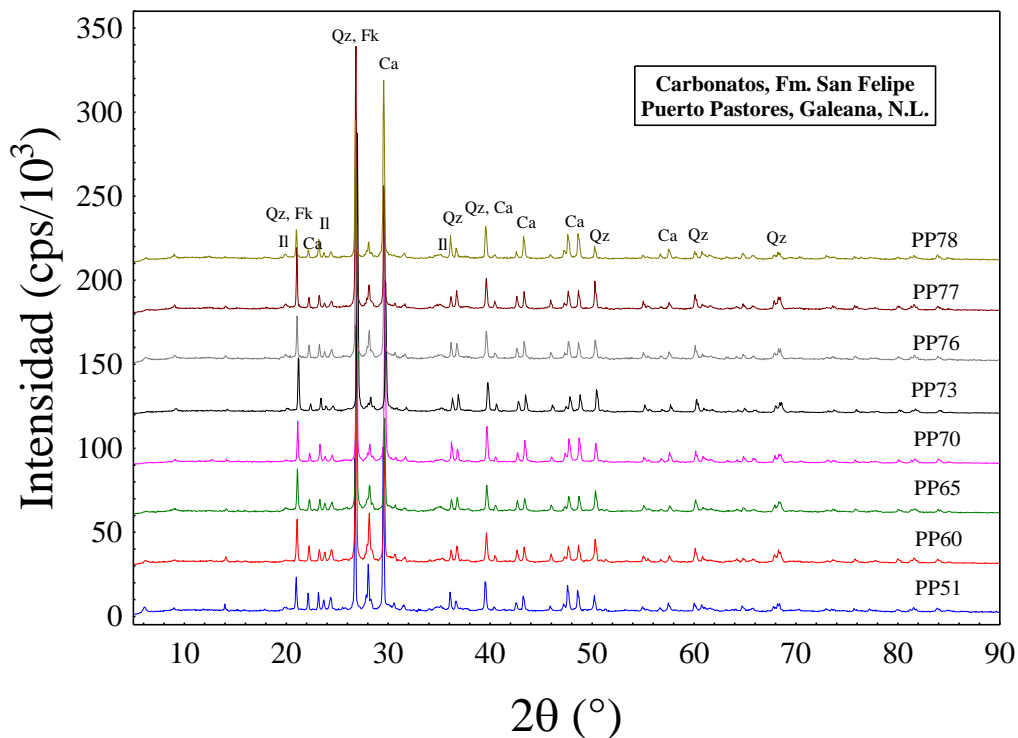
1-3

2, 3

### 5.1.2. Análisis por difracción de rayos-X

La caracterización mineralógica de las rocas carbonatadas se complementó con esta técnica instrumental. Las condiciones de medición se encuentran en el capítulo de Desarrollo Experimental.

Para este efecto se seleccionaron ocho muestras ubicadas a través del perfil, con el objetivo de reconocer las fases minerales presentes en esta litología. En términos generales, el análisis permitió la identificación de las siguientes fases (Figura 5.25): cuarzo (Qz; JCPDS: 5-0490), calcita (Ca; JCPDS: 5-586) e illita (Il; JCPDS: 2-462), así como trazas de feldespato potásico (Fk; JCPDS: 19-931).



**Figura 5.25:** Patrones de difracción de rayos-X para roca total de las rocas carbonatadas de la Formación San Felipe, localidad Puerto Pastores, Galeana, N.L. Abreviaturas: Qz = cuarzo, Ca = calcita, Il = illita, Fk = feldespato potásico (ortoclasa).



### 5.1.3. Análisis químico de elementos mayores y traza

En el mismo grupo de muestras de carbonato seleccionado para la difracción de rayos-X se determinó la composición química (Tabla 5.1). Los elementos mayores se establecieron por un método ICP-OES, mientras que los elementos traza se determinaron por un método ICP-MS, tal como se describió en la sección experimental.

El análisis en elementos mayores reveló los siguientes intervalos composicionales: (LOI = loss on ignition, pérdida por ignición): %SiO<sub>2</sub> = 37.98 - 57.85; %Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 5.42 - 8.92; %CaO = 13.63 - 25.26; %Na<sub>2</sub>O + %K<sub>2</sub>O = 1.91 - 4.66; %LOI = 12.70 - 22.40. Como era de esperarse de acuerdo con la mineralogía dominante, la composición de las rocas está controlada por Si, Ca y Al.

Para efectos de comparación, en la Tabla 5.1 se ha incluido la composición en elementos mayores de la caliza Agua Nueva (ANi = base, ANf = techo), colectada en un afloramiento del Cañón de la Huasteca (Santa Catarina, N.L.; Chávez Cabello, 1996). Es importante recordar que esta unidad litológica es la que subyace a la Formación San Felipe en la columna estratigráfica de la Sierra Madre Oriental.

Por otra parte, el intervalo de composición de algunos elementos traza representativos es: ppm Ba = 249 - 371; ppm Sr = 390 - 616; ppm Zr = 45.8 - 92.7; ppm Nb = 3.2 - 6.3; ppm La = 13.5 - 21.1; ppm Eu = 0.36 - 0.65; ppm Yb = 1.14 - 2.19; ppm Pb = 3.7 - 81.4. De forma general, las rocas se encuentran enriquecidas en elementos litófilos (Ba, Sr), con concentraciones relativamente restringidas en elementos de campo electrostático fuerte (Zr, Nb) y lantánidos.

**Tabla 5.1:** Composición química de elementos mayores (% en peso) y traza (ppm) de rocas carbonatadas de la Formación San Felipe de la localidad Puerto Pastores, Galeana, N.L.

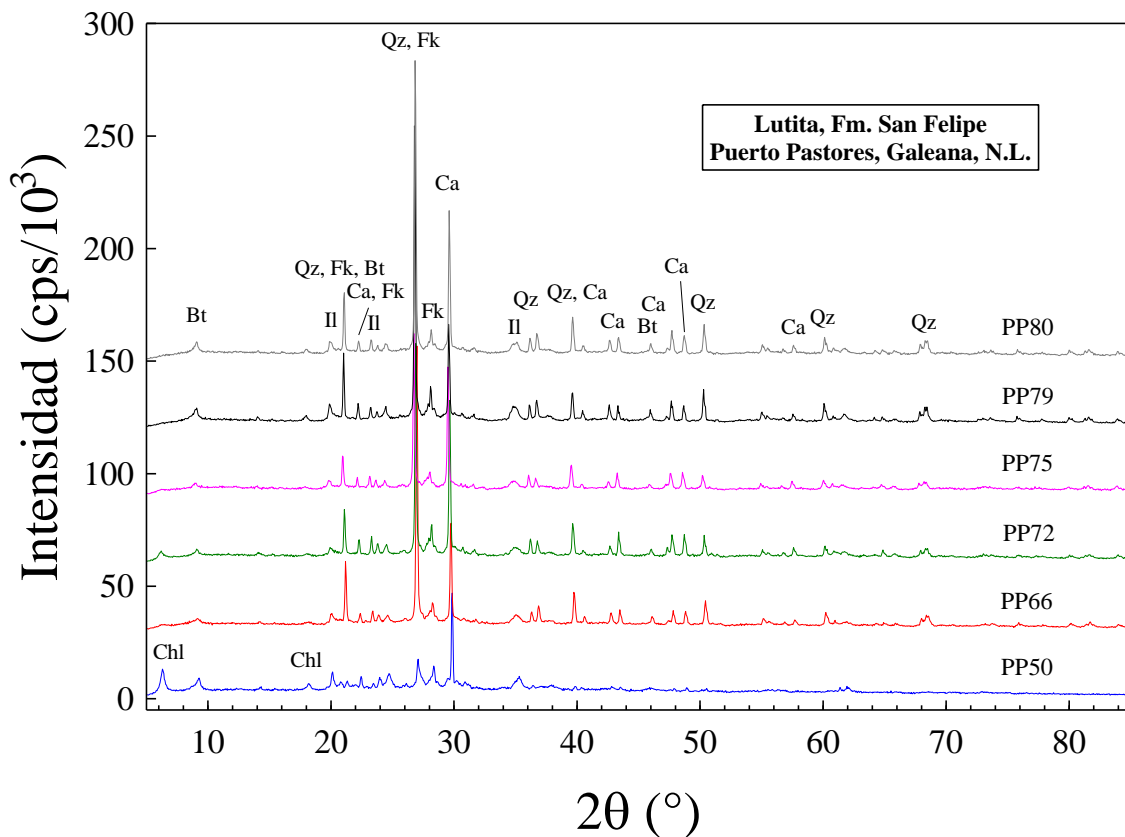
	PP- 51	PP- 60	PP- 65	PP- 70	PP- 73	PP- 76	PP- 77	PP- 78	ANf <sup>1</sup>	ANi <sup>1</sup>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	46.30	58.84	57.55	45.16	57.85	52.96	56.55	37.98	18.64	26.82
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.31	0.34	0.33	0.21	0.23	0.30	0.29	0.31	0.07	0.10
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	8.92	7.60	8.70	5.07	5.42	7.74	7.32	7.25	2.12	3.26
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>t</sup></b>	2.87	1.83	2.08	1.39	1.61	3.17	2.72	3.07	2.61	3.74
<b>MnO</b>	0.04	0.03	0.04	0.06	0.04	0.05	0.05	0.08	0.09	0.07
<b>MgO</b>	0.90	0.51	0.78	0.54	0.58	0.90	0.91	0.92	0.85	0.85
<b>CaO</b>	19.03	14.37	13.63	24.63	17.08	16.42	15.19	25.26	38.19	32.01
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2.30	2.66	1.78	1.28	0.99	1.70	1.37	1.18	0.17	0.29
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1.38	0.92	2.00	1.02	1.26	1.20	1.39	1.31	0.21	0.40
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.11	0.09	0.08	0.09	0.05	0.09	0.08	0.10		0.03
<b>LOI</b>	17.60	12.70	12.90	20.40	14.70	15.30	14.00	22.40	36.26	32.13
<b>Suma</b>	99.86	99.89	99.89	99.89	99.91	99.86	99.89	99.87	99.21	99.70
<b>Co</b>	4.1	2.6	2.5	3.2	4.5	6.5	5.0	6.9		
<b>Cu</b>	13.9	12.8	12.2	10.7	13.9	13.9	12.4	19.4		
<b>Ni</b>	13.0	10.8	8.0	6.2	10.8	15.2	12.2	20.5		
<b>V</b>	59	65	56	43	51	63	61	72		
<b>Zn</b>	40	48	38	26	33	48	40	42		
<b>Sc</b>	6	6	6	4	5	6	6	7		
<b>Ga</b>	9.2	7.4	12.0	4.4	5.9	7.5	8.0	7.3		
<b>Rb</b>	45.7	28.6	64.3	30.0	40.6	41.0	46.5	44.1		
<b>Sr</b>	597	563	390	558	443	589	491	616		
<b>Y</b>	14.5	14.2	22.0	11.6	11.3	15.5	14.6	14.2		
<b>Zr</b>	92.7	89.7	77.9	45.8	47.5	79.0	70.3	61.0		
<b>Nb</b>	4.5	4.8	6.3	3.2	3.6	4.2	4.0	3.8		
<b>Sn</b>	1	1	1							
<b>Cs</b>	4.5	1.8	2.4	1.2	1.7	3.3	2.7	2.3		
<b>Ba</b>	371	249	348	283	414	356	356	249		
<b>La</b>	18.9	17.2	19.5	15.2	13.5	21.1	16.7	16.1		
<b>Ce</b>	32.4	30.6	39.5	27.5	23.1	37.9	30.8	29.7		
<b>Pr</b>	4.52	3.52	4.56	2.76	2.59	4.14	3.59	3.23		
<b>Nd</b>	17.4	12.6	18.9	10.0	10.2	15.4	13.9	12.8		
<b>Sm</b>	3.13	2.56	3.80	1.59	1.86	2.71	2.49	2.33		
<b>Eu</b>	0.65	0.50	0.61	0.36	0.37	0.58	0.56	0.56		
<b>Gd</b>	2.76	2.31	3.68	1.60	1.79	2.56	2.41	2.34		
<b>Tb</b>	0.39	0.36	0.57	0.22	0.27	0.38	0.37	0.34		
<b>Dy</b>	2.33	2.19	3.58	1.49	1.72	2.33	2.54	2.07		
<b>Ho</b>	0.48	0.42	0.72	0.33	0.35	0.55	0.53	0.42		
<b>Er</b>	1.56	1.26	2.27	0.93	0.98	1.57	1.60	1.35		
<b>Tm</b>	0.22	0.17	0.30	0.15	0.15	0.22	0.25	0.19		
<b>Yb</b>	1.48	1.14	2.19	1.01	0.99	1.5	1.53	1.22		
<b>Lu</b>	0.22	0.19	0.33	0.17	0.15	0.25	0.22	0.20		
<b>Hf</b>	2.9	2.6	2.4	1.3	1.4	2.2	2.1	1.7		
<b>Ta</b>	0.3	0.4	0.5	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3		
<b>Pb</b>	35.6	8.9	11.1	3.7	6.0	81.4	6.8	6.5		
<b>Th</b>	4.7	5.6	5.0	2.3	2.9	4.1	3.7	3.7		
<b>U</b>	1.6	1.8	2.7	1.1	0.8	1.5	1.2	1.7		

<sup>1</sup>Chávez-Cabello (1996).

## 5.2 LUTITAS

### 5.2.1. Análisis por difracción de rayos-X

Al igual que en el caso de los carbonatos, se estableció la mineralogía de seis muestras representativas de lutita de la Formación San Felipe en el perfil Puerto Pastores. El análisis reveló el siguiente arreglo de fases (Figura 5.26): cuarzo (Qz; JCPDS: 5-0490), calcita (Ca; JCPDS: 5-586), biotita (Bt; JCPDS: 2-45), feldespato potásico (Fk; JCPDS: 19-931), illita (Il; JCPDS: 2-462) y clorita (Chl; 14-344). Las fases dominantes son el cuarzo, el feldespato potásico y la calcita.



**Figura 5.26:** Patrones de difracción de rayos-X para roca total de las muestras de lutita de la Formación San Felipe, localidad Puerto Pastores, Galeana, N.L. Abreviaturas: Qz = cuarzo, Ca = calcita, Bt = biotita, Fk = feldespato potásico (ortoclasa), Il = illita, Chl = clorita.

### 5.2.2. Análisis químico de elementos mayores y traza

Aplicando las mismas metodologías que se utilizaron en el caso de carbonatos, se estableció la composición en elementos mayores y traza para seis muestras de lutita del perfil bajo estudio (Tabla 5.2). Los intervalos de concentración de elementos mayores que caracterizan a las muestras son: %SiO<sub>2</sub> = 47.65 – 58.40; %Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 9.87 – 20.59; %CaO = 2.24 – 16.61; %Na<sub>2</sub>O + %K<sub>2</sub>O = 3.57 – 7.09; %LOI = 9.60 – 16.20.

Para comparación, en la Tabla 5.2 se incluye la composición química reportada para lutita San Felipe en la sección Puerto Pastores por Martínez-Limas y Gómez-Alejandro (2008), así como de la lutita Méndez en el Cañón de la Huasteca (Chávez-Cabello, 1996).

En concordancia con la mineralogía que mostró la difracción de rayos-X, la composición química de los sedimentos clásticos finos está dominada por Si, Ca y Al.

Por otro lado, el intervalo composicional de algunos elementos traza en la lutita del perfil Puerto Pastores es: ppm Ba = 398 – 1271; ppm Sr = 258 – 449; ppm Zr = 79 – 216; ppm Nb = 6.50 – 10.60; ppm La = 13.80 – 25.90; ppm Eu = 0.57 – 1.18; ppm Yb = 1.51 – 3.67.

Es importante señalar que la composición de elementos inmóviles (Zr, Nb y lantánidos) es comparable a la observada en la corteza continental superior (McLennan y Murray, 1999).

**Tabla 5.2:** Composición química de elementos mayores (% en peso) y traza (ppm) de muestras de lutita de la Formación San Felipe de la localidad Puerto Pastores, Galeana, N.L.

	PP-50	PP-66	PP-72	PP-75	PP-79	PP-80	POB-L2 <sup>1</sup>	POB-L3 <sup>1</sup>	PR-L2 <sup>1</sup>	PR-L1 <sup>1</sup>	PP-L2 <sup>1</sup>	PP-L3 <sup>1</sup>	Mf <sup>2</sup>	Mi <sup>2</sup>
SiO <sub>2</sub>	50.59	58.40	48.36	47.65	58.35	55.46	43.13	49.37	54.68	56.81	56.87	58.62	55.74	56.48
TiO <sub>2</sub>	0.35	0.30	0.35	0.41	0.48	0.36	0.43	0.55	0.38	0.26	0.28	0.37	0.70	0.75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.59	10.64	9.87	10.42	13.65	10.97	9.90	11.37	9.72	13.59	8.92	11.03	16.11	17.16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.63	3.16	3.34	3.69	2.75	3.50	3.34	4.51	2.64	3.47	2.76	2.69	5.85	5.85
MnO	0.02	0.03	0.04	0.05	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04
MgO	3.06	1.23	1.02	1.16	1.41	1.26	1.21	1.92	0.99	1.45	0.97	1.06	2.10	2.17
CaO	2.24	10.32	16.61	16.36	8.17	11.88	14.68	13.34	14.58	8.72	12.38	10.04	6.06	4.73
Na <sub>2</sub> O	1.52	1.06	1.46	1.28	1.41	1.09	1.26	1.32	1.63	2.89	1.22	0.86	1.21	1.15
K <sub>2</sub> O	5.57	3.16	2.51	2.62	3.83	3.01	2.01	2.87	2.28	3.08	2.38	3.99	2.16	2.38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.09	0.08	0.07	0.11	0.08	0.09	0.15	0.10	0.07	0.10	0.10	0.11	0.11
LOI	10.00	11.50	16.20	16.10	9.60	12.20	16.03	14.15	13.95	9.59	12.76	11.17	9.10	8.75
Suma	99.73	99.89	99.84	99.81	99.78	99.84	99.12	99.57	100.98	99.96	98.68	99.95	99.17	99.57
Co	4.3	2.9	5.7	4.9	2.9	2.8	5.0	10.0	4.0	5.0	2.0	1.0		
Ni				21.0										
V	41	61	77	82	72	74	99	175	69	49	62	58		
Sc	4.0	8.0	8.0	9.0	10.0	8.0	9.0	11.0	8.0	7.0	6.0	7.0		
Ga	26.5	16.7	13.3	13.1	17.1	12.7								
Rb	205	113	76	81	123	90	50	80	40	90	50	80		
Sr	258	284	440	449	377	446	378	426	576	684	295	276		
Y	13.6	24.5	15.6	14.3	30.7	18.5	14.0	14.0	20.0	15.0	32.0	32.0		
Zr	173	125	79	96	216	94	88	104	105	127	92	163		
Nb	8.6	7.8	6.8	6.7	10.6	6.5								
Sn	1.0	3.0	2.0	1.0	1.0	2.0								
Cs	7.5	7.6	6.8	5.5	8.3	6.9	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	2.0		
Ba	1271	398	454	483	656	495	326	652	577	1730	288	812		
La	25.9	24.7	16.1	13.8	22.3	17.7	11.4	9.0	15.6	12.4	20.9	19.0		
Ce	50.7	47.3	29.0	25.7	46.4	33.3	24.0	25.0	31.0	18.0	43.0	38.0		
Pr	5.02	6.22	3.91	3.40	6.70	4.54								
Nd	17.3	23.7	15.1	12.7	27.2	17.9	12.0	10.0	14.0	8.0	18.0	17.0		
Sm	2.85	4.21	3.04	2.63	6.00	3.52	2.20	2.30	2.80	2.20	3.40	4.00		
Eu	0.60	0.81	0.58	0.57	1.18	0.75	0.60	0.50	0.60	0.60	0.70	0.80		
Gd	2.85	4.12	2.92	2.56	5.96	3.27								
Tb	0.42	0.66	0.46	0.41	0.91	0.50								
Dy	2.35	4.20	2.75	2.49	5.55	3.05								
Ho	0.47	0.91	0.57	0.52	1.13	0.64								
Er	1.40	2.91	1.73	1.54	3.70	1.95								
Tm	0.21	0.45	0.27	0.23	0.54	0.28								
Yb	1.52	3.02	1.76	1.51	3.67	2.01	1.40	1.70	2.00	1.80	3.50	3.60		
Lu	0.24	0.51	0.26	0.25	0.58	0.31	0.26	0.30	0.40	0.37	0.65	0.61		
Hf	5.2	3.6	2.2	2.7	5.8	2.6	2.0	2.0	2.0	4.0	1.0	4.0		
Ta	1.10	0.50	0.40	0.50	0.70	0.40		1.30						
Th	32.7	6.9	4.8	6.8	6.2	4.7	5.5	5.0	4.0	14.0	4.6	5.3		
U	9.9	2.0	2.1	1.9	2.3	2.4		1.6	2.3		1.7			

<sup>1</sup>Martínez-Limas y Gómez-Alejandro (2008).<sup>2</sup>Chávez-Cabello (1996).

### 5.2.3. Análisis isotópico de Nd

En la **Tabla 5.3** se reporta la composición isotópica de Nd para las seis muestras representativas de lutita de la Formación San Felipe procedentes del perfil Puerto Pastores. El análisis de espectrometría de masas ha mostrado los siguientes intervalos de relaciones isotópicas y de composición para las muestras bajo estudio:  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512312 - 0.512626$ ;  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.11283 - 0.15434$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}}(0) = -6.2$  a  $-0.1$ ; ppm Nd = 14.3 – 32.2; ppm Sm = 2.96 – 7.25. Es importante señalar que la información que se reporta representa la primera caracterización isotópica en Nd para materiales clásticos procedentes de la Sierra Madre Oriental.

**Tabla 5.3:** Concentraciones y composiciones isotópicas de Nd para muestras de lutita de la Formación San Felipe, localidad Puerto Pastores, Galeana, N.L.

	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2*s.e.	n	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Edad modelo <sub>Nd</sub> (Ma)
<b>PP50</b>	0.512583	0.000003	78	-0.9	20.2	3.72	0.12612	119.2
<b>PP66</b>	0.512488	0.000003	79	-2.8	24.7	4.61	0.11283	272.9
<b>PP72</b>	0.512312	0.000010	76	-6.2	15.2	3.15	0.12544	698.3
<b>PP75</b>	0.512487	0.000003	77	-2.8	14.3	2.96	0.14173	419.6
<b>PP79</b>	0.512626	0.000007	77	-0.1	32.2	7.25	0.15434	41.8
<b>PP80a</b>	0.512604	0.000003	75	-0.5	15.9	3.33	0.14299	96.0
<b>PP80b</b>	0.512572	0.000007	80	-1.1	19.3	3.89	0.12209	134.5

n = número de mediciones; s.e. = error estándar

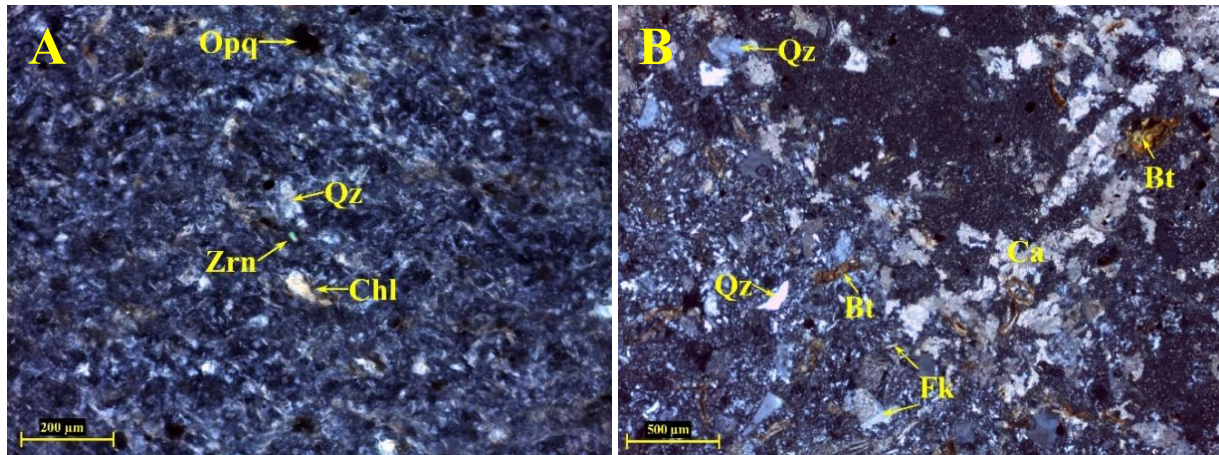
## 5.3 ROCAS VOLCANO-SEDIMENTARIAS

### 5.3.1. Análisis petrográfico

Durante el presente estudio se analizaron nueve muestras de toba alterada incluidas en el perfil de Puerto Pastores con el objetivo de identificar textura y arreglo de minerales. Las rocas volcanoclásticas alteradas se caracterizan por mostrar (**Figura 5.27**), en general, una textura vítreo-arcillosa que incluye algunos microlitos de cuarzo, feldespato-K, plagioclasa, circón, opacos y apatito. En general, los microcristales se presentan en formas anhedrales y con evidencia de alteración. Las rocas pueden mostrar una mesostasis desvitrificada



criptocristalina o vítrea con una desvitrificación incipiente. Los principales productos de la alteración del vidrio son clorita e illita.



**Figura 5.27:** Microfotografías de las tobas alteradas de la Fm. San Felipe: a) La roca presenta textura afanítica con un microlito de circón en coloración verde y relieve alto; b) Muestra con textura porfídica con fenocristales de cuarzo, feldespato y biotita embebidos en matriz microlítica y vítrea. Abreviaturas: Qz = cuarzo, Fk = feldespato potásico, Ca = calcita, Bt = Biotita, Chl = clorita, Zrn = circón, Opq = minerales opacos.

### 5.3.2. Análisis por difracción de rayos-X

Almanza-García (2018) efectuó la caracterización mineralógica de seis muestras de toba alterada de la Formación San Felipe en el perfil Puerto Pastores (Figura 5.28). El estudio se efectuó considerando el material original, así como en separados de fracción arcillosa con  $<0.02 \mu\text{m}$  obtenidos por un proceso de sedimentación.

Las fases minerales que se identificaron en estas rocas incluyeron cuarzo (Qz), calcita (Ca), biotita (Bt), feldespato potásico (Fk), plagioclasa sódica (Ab), illita (Il) y clorita (Chl). Estos resultados confirmaron la observación petrográfica que se obtuvo en el presente estudio.

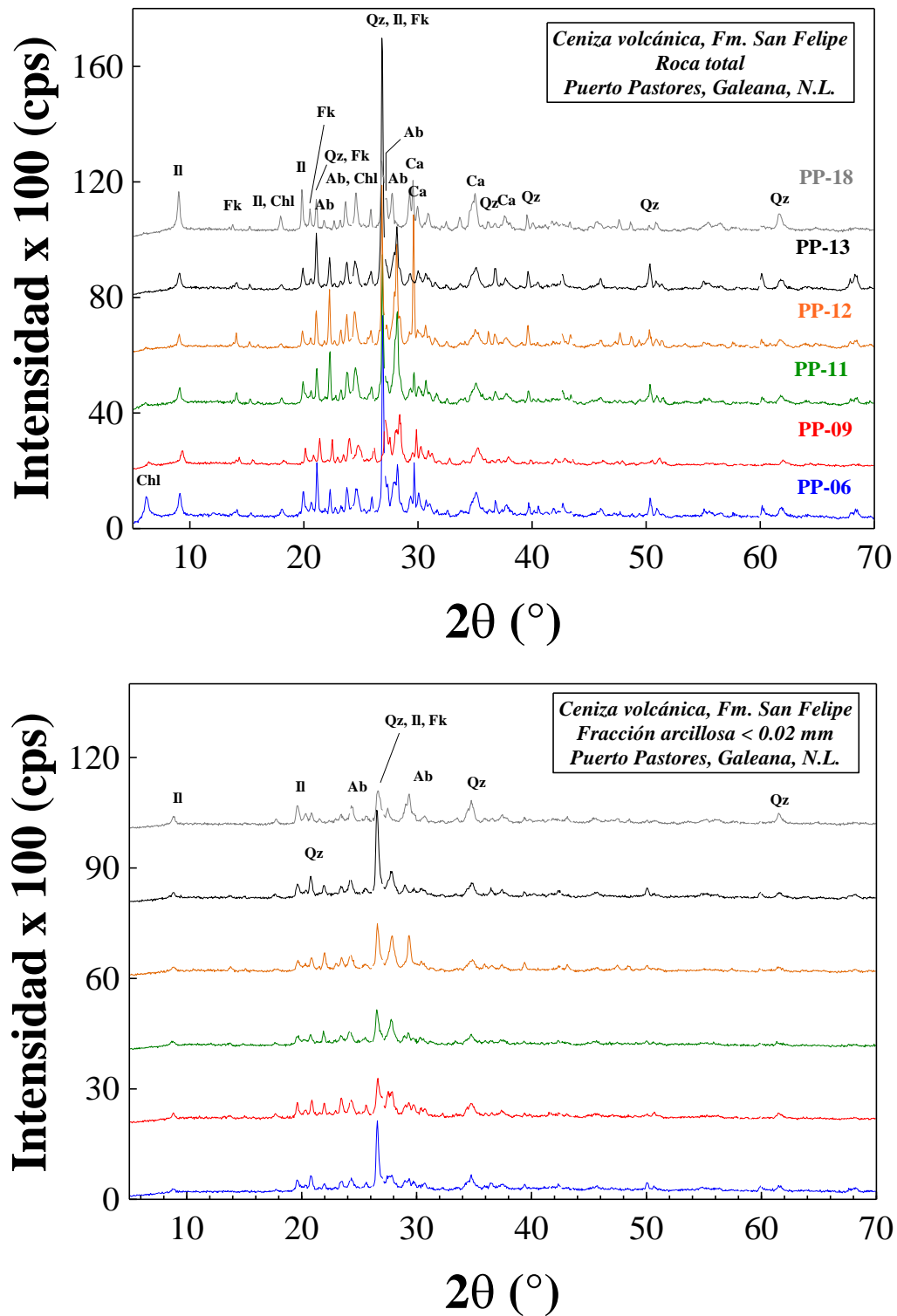
### 5.3.3. *Análisis de química de minerales*

Una vez que se estableció el arreglo mineralógico de las rocas vulcano-sedimentarias de la Formación San Felipe, se determinó la composición química de las fases feldespáticas por medio de un análisis de microsonda electrónica. En la **Tabla 5.4** se reporta la composición química y el cálculo de fórmula mineral para especímenes de plagioclasa sódica (Plg: An<sub>96-98</sub>) y feldespato-K (Fk: Or<sub>51-98</sub>). Es de resaltar el hecho de que se observa una tendencia a una composición de miembro final “albita” para los especímenes de plagioclasa, mientras que la composición de los feldespatos es variable entre “ortoclasa” y “albita”.

### 5.3.4. *Análisis químico de elementos mayores y traza*

En la **Tabla 5.5** se reporta la composición en elementos mayores y traza para seis muestras representativas de los horizontes de toba alterada San Felipe (localidad Puerto Pastores); (Almanza-García, 2018). Estas rocas se caracterizan por mostrar los siguientes intervalos de composición en elementos mayores: %SiO<sub>2</sub> = 54.04 – 65.17; %Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 18.28 – 21.05; %CaO = 0.31 – 2.52; %Na<sub>2</sub>O + %K<sub>2</sub>O = 6.06 – 14.04; %LOI = 3.8 – 7.3. En concordancia con la mineralogía, la química de las rocas está controlada por Si, Al y los álcalis.

Por otra parte, las rocas presentan una composición en elementos traza representativos de ppm Ba = 947 – 2570, ppm Sr = 225.5 – 709.9, ppm Zr = 181.2 – 657.4, ppm Nb = 9.3 – 25.3; ppm La = 10.2 – 54.4; ppm Eu = 0.35 – 0.66, ppm Yb = 1.74 – 4.22.



**Figura 5.28:** Patrones de difracción de rayos-X en polvo para roca total y la fracción arcillosa de las cenizas volcánicas alteradas de la Fm. San Felipe, localidad Puerto Pastores. Abreviaturas: Qz = cuarzo, Fk = feldespato potásico, Ab = albita, Ca = calcita, Chl = clorita, Il = illita (Almanza-García, 2018).

**Tabla 5.4:** Análisis químicos representativos de plagioclasa sódica (Plg) y feldespato-K (Fk) en los estratos volcano-sedimentarios de la Formación San Felipe, localidad Puerto Pastores (Galeana, N.L.).

<b>Análisis Mineral</b>	<b>Plg Centro</b>	<b>Plg Centro</b>	<b>Plg Centro</b>	<b>Plg Centro</b>	<b>Plg Centro</b>	<b>Fk Centro</b>	<b>Fk Centro</b>	<b>Fk Centro</b>	<b>Fk Centro</b>	<b>Fk Centro</b>
%SiO <sub>2</sub>	67.401	67.403	68.440	68.373	66.327	64.389	65.413	64.871	65.835	64.566
%TiO <sub>2</sub>						0.033	0.032	0.038	0.029	0.176
%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.581	19.409	19.688	19.436	20.288	18.440	18.759	18.846	19.397	25.289
%FeO <sup>t</sup>	0.062	0.027	0.029	0.059	0.152	0.079	0.122	0.073	0.077	1.52
%MgO			0.005		0.040					0.065
%CaO	0.034	0.089	0.341	0.277	0.302	0.017	0.007		0.020	0.073
%Na <sub>2</sub> O	12.130	12.334	12.067	12.030	12.323	1.171	0.173	0.295	5.361	2.358
%K <sub>2</sub> O	0.081	0.084	0.174	0.051	0.377	13.409	14.199	13.819	8.521	5.758
%BaO	0.011	0.013				1.756	2.013	2.700	1.483	0.178
%SrO	0.134		0.096	0.080						0.006
Suma			100.84	100.30				100.64	100.27	
	99.434	99.359	0	6	99.809	99.294	100.718	2	3	99.989
%An	1.492	0.770	1.523	1.253	1.310	0.094	0.041	0.000	0.101	0.652
%Ab	98.077	98.787	97.551	98.472	96.742	11.706	1.817	3.142	48.831	38.112
%Or	0.431	0.443	0.275	0.275	1.947	88.200	98.142	96.858	51.069	61.236



**Tabla 5.5:** Composición química de elementos mayores (% en peso) y traza (ppm) de cenizas volcánicas alteradas de la Formación San Felipe de la localidad Puerto Pastores, Galeana, N.L. Abreviaturas: R = Riolita, RD = Riodacita, TA = Traquiandesita, CP = Comendita–Pantellerita (Almanza-García, 2018).

Tipo de roca	PP – 06	PP – 09	PP - 11	PP - 12	PP – 13	PP - 18
	TA	RD	CP	R	R	RD
SiO <sub>2</sub>	56.32	59.47	59.9	61.05	65.17	54.04
TiO <sub>2</sub>	0.34	0.41	0.13	0.15	0.16	0.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.87	19.81	20.87	19.84	18.28	21.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>t</sup>	4.02	2.65	2.28	2.00	2.04	2.81
MnO						0.02
MgO	2.17	1.19	1.28	1.38	1.39	1.94
CaO	1.03	1.20	0.94	1.28	0.31	2.52
Na <sub>2</sub> O	0.89	3.35	3.92	3.21	2.80	0.32
K <sub>2</sub> O	7.61	6.86	5.27	6.49	5.74	10.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.1	0.04	0.01	0.02		0.05
LOI	7.3	4.6	5.1	4.3	3.8	6.5
Suma	99.88	99.84	99.84	99.86	99.86	99.85
CO <sub>2</sub>	0.02	0.09	0.09	0.20	0.03	0.42
Sc	6	7	12	8	7	4
V	33.0	32	20		9	16
Co	1.6	2.6	1.4	1.1	0.9	1.8
Ga	33.1	22.2	23.5	24.3	35.3	18.1
Rb	280.1	212.0	205.7	253.1	225.9	309.8
Sr	225.5	688.2	626.3	563.7	484.2	709.9
Y	18.1	29.6	23.2	25.4	35.2	16.8
Zr	181.2	267.4	260.5	203.9	225.1	215.0
Nb	13.3	14.4	25.3	20.2	22.2	9.3
Cs	2.8	3.4	4.1	4.2	4.2	6.7
Ba	2341	2570	947	1226	1566	1325
La	42.4	27.8	32.1	42.6	54.4	10.2
Ce	80.5	58.0	66.0	86.2	105.2	23.9
Pr	8.53	6.97	8.34	10.38	13.15	3.19
Nd	28.0	24.0	30.1	36.8	48.5	13.7
Sm	4.30	4.14	6.17	6.63	9.04	3.55
Eu	0.39	0.51	0.35	0.41	0.66	0.70
Gd	3.72	3.96	5.49	5.00	7.58	3.23
Tb	0.56	0.69	0.91	0.80	1.10	0.47
Dy	3.58	5.00	5.53	5.45	6.77	2.83
Ho	0.70	1.04	0.95	1.08	1.30	0.55
Er	2.00	3.25	2.4	3.07	3.98	1.62
Tm	0.32	0.50	0.36	0.49	0.62	0.25
Yb	2.37	3.37	2.47	3.29	4.22	1.74
Lu	0.35	0.53	0.34	0.51	0.64	0.26
Hf	6.3	8.4	10.0	7.3	8.1	6.3
Ta	1.6	1.5	2.1	1.7	1.8	1.0
Th	34.3	24.2	29.7	21.8	23.7	17.5
U	6.5	7.1	5.3	5.6	7.0	6.3

## CAPÍTULO VI

### DISCUSIÓN

El perfil estratigráfico que fue levantado en la localidad de Puerto Pastores, Galeana, N.L., presenta un espesor total de ~93 m. La parte basal (0 – 30 m) está dominada por rocas carbonatadas, las cuales cambian hacia margas en la parte media (30 – 60 m) y posteriormente a lutita en el techo (60 – 93 m). Esta variación en litología indica el paso de un régimen de sedimentación de carbonatos a uno influenciado por aporte clástico a medida que se asciende estratigráficamente. De esta forma, los estratos calcáreos disminuyen en número y espesor en dirección al contacto con la Formación Méndez (que no se observa en el perfil bajo estudio), hasta que finalmente desaparecen dando lugar al depósito de lutita. En el presente capítulo se discutirán el análisis y la interpretación de la información microfacial, mineralógica, química e isotópica que se generó, mediante la aplicación de las técnicas experimentales, para las litologías que conforman a la Formación San Felipe.

#### 6.1. CARBONATOS

En general, las rocas bajo estudio muestran una textura que varía de: (1) *packstone-wackestone* en la parte basal, (2) *wackestone* en la parte media y (3) la *mudstone* en el techo de la unidad (ver [Figura 3.2](#)). Estos cambios en textura indican que el depósito se inició en aguas agitadas y que fue cambiando hacia un ambiente más tranquilo. Estas características sugieren además ambientes, según Wilson (1975), de *plataforma de mar abierto* (ZF2) a *margen profundo de la plataforma* (ZF3), con profundidades batiales que van desde 3500 hasta 800 m ([Figura 6.1](#)).

Por otra parte, el porcentaje de contenido microfósil disminuye desde la base (10-70%) hacia el techo del perfil (<10%; Flügel, 1982). Los géneros que fueron identificados corresponden a foraminíferos planctónicos (FP; el intervalo estratigráfico máximo señalado en la literatura se reporta entre paréntesis): (1) *Globigerinelloides* sp. (Aptiano – Paleoceno temprano), que ocurre a través de todo el perfil; (2) *Hedbergella* sp. (Coniaciano – Santoniano), restringido sólo a la sección basal del perfil; *Whiteinella* sp., (Coniaciano – Campaniano), que aparece sólo en la sección basal del perfil; (3) *Marginotruncana* sp.

(Santoniano – Campaniano), que sólo ocurre en la parte basal; (4) *Heterohelix* sp. (Santoniano – Paleoceno temprano), que aparece a lo largo de toda la sección; y *Globotruncana* sp. (Campaniano – Maastrichtiano), que ocurre desde la parte media a la superior en la sección. Este arreglo se presenta en asociación con calciésferas y radiolarios espumeláridos y naseláridos.

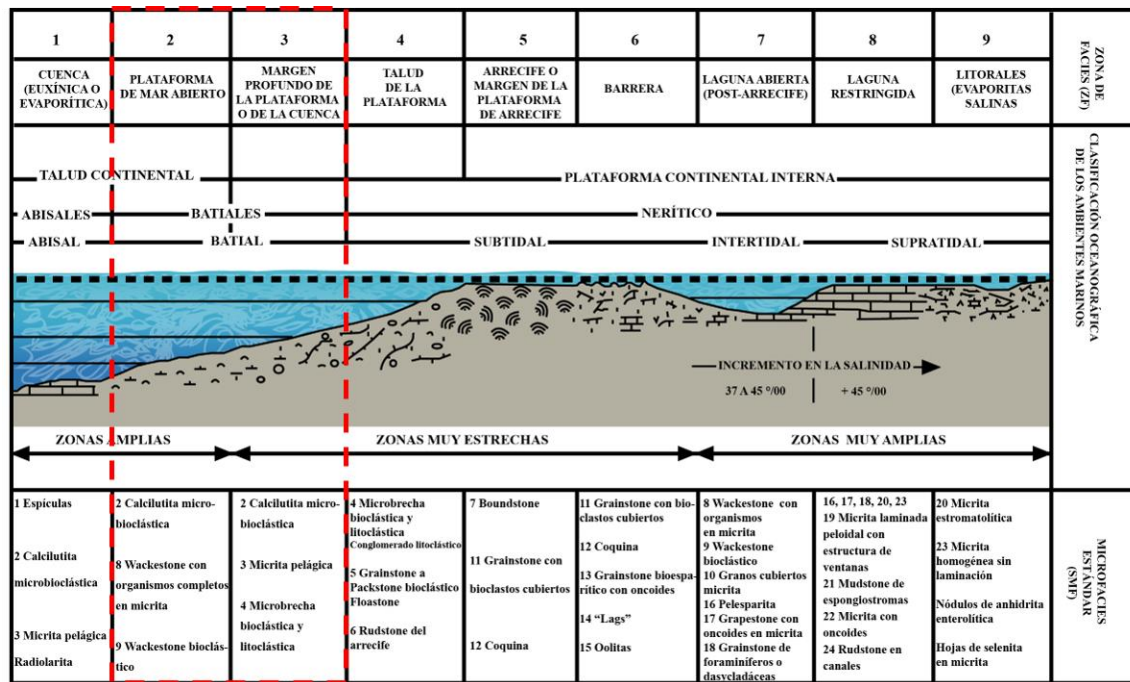
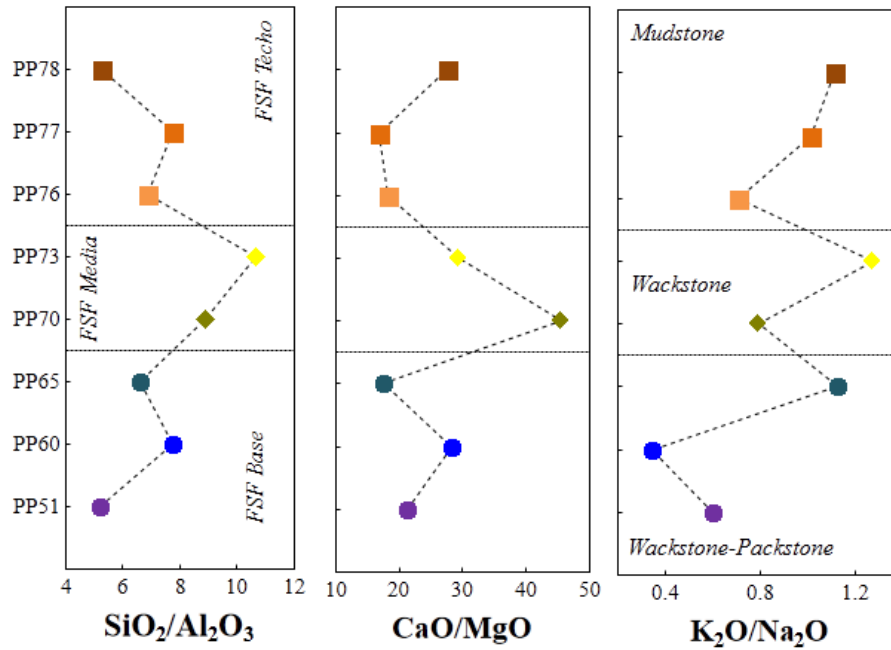


Figura 6.1: Ambiente de depósito de las rocas carbonatadas de la Formación San Felipe, en la localidad Puerto Pastores, Galeana, N.L. de acuerdo con el modelo de Zonas de Facies de Wilson (1975) y Microfacies Estándar de Flügel (1982).

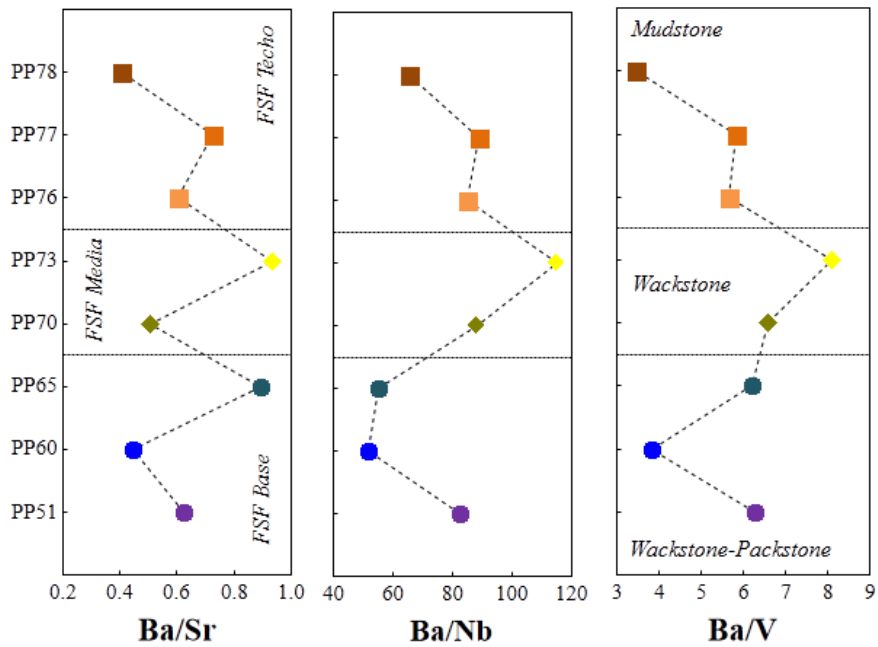
De acuerdo con la literatura (por ejemplo: Flügel, 1982; Hart, 1996; Price y Hart, 2002; Keller y Pardo, 2004), los géneros *Hedbergella* sp., *Globigerinelloides* sp. y *Whiteinella* sp. se desarrollaron en columnas de agua de hasta 300 m de profundidad y, después de morir, sus conchas se depositaron en el fondo marino. Los globotruncánidos (quillados y aplanados) generalmente ocuparon hábitats más profundos, en o debajo de la termoclina (200 a 1000 m de profundidad) durante el Cretácico Tardío (Norris y Wilson, 1998; Price *et al.*, 1998; Price y Hart, 2002; Abramovich *et al.*, 2003; Keller y Pardo, 2004). Se ha señalado además que, en este periodo, florecieron los heterohelícidos en ambientes marinos de oxígeno bajo (Keller y Pardo, 2004).

Por otra parte, y de acuerdo a la difracción de rayos-X, la mineralogía presente en las rocas carbonatadas incluye principalmente cuarzo, calcita e illita, así como trazas de feldespato potásico (Figura 5.25). Cabe destacar que la intensidad de las reflexiones guía de cuarzo ( $2\theta \sim 26.6^\circ$ ) se incrementan de base (muestras PP51 y PP60) a techo (muestras PP77 y PP78). Lo anterior indica que la cuenca (MIO) experimentó un incremento en el aporte clástico desde los márgenes continentales (desde la parte occidental de México, probablemente, del arco magmático Alisitos; Goldhammer, 1999), entre el Santoniano y el Campaniano.

La división del perfil estratigráfico, como función del número y espesor de estratos, la textura, el contenido microfósil y la mineralogía (en sección basal, media y superior) se ha reflejado también en variaciones en la composición química (Figuras 6.2-6.3). Así, la relación  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  (Figura 6.2a; un indicador de la presencia de cuarzo a feldespato/minerales arcillosos) varía de 4 a 8 en la base, con un incremento de 8.5 a 11 en la parte media, y una disminución al intervalo de 6 a 8 en el techo. La relación  $\text{CaO}/\text{MgO}$  (Figura 6.2b; un indicador de la presencia de calcita a dolomita) muestra un intervalo de 15 a 30 en la base, se incrementa de 30 a 45 en la parte media y en la sección superior disminuye de 20 a 30. El intervalo de la relación  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (Figura 6.2c; un indicador de la presencia de feldespato potásico a plagioclasa sódica) varía de 0.2 a 1.2 en la base, para la parte media es de 0.8 a 1.2, mientras que en el techo va de 0.7 a 1. De igual forma, las relaciones  $\text{Ba}/\text{Nb}$  (Figura 6.3b) y  $\text{Ba}/\text{V}$  (Figura 6.3c) presentan valores máximos en la sección media del perfil. La relación  $\text{Ba}/\text{Sr}$  se caracteriza por un comportamiento en “zig-zag” a través del perfil. Estos cambios composicionales podrían reflejar variaciones en el aporte de tectosilicatos (cuarzo, plagioclasa y feldespato-K) y la disminución de la disponibilidad de iones  $\text{Mg}^{+2}$  en el océano. Cabe recordar que, aunque de forma general la unidad representa una fase regresiva en el contexto del Cretácico, el depósito de la Formación San Felipe se dio entre ciclos pequeños de fluctuaciones de transgresión-regresión. De acuerdo al esquema propuesto por Hancock y Kauffman (1979), el periodo aproximado de su sedimentación (85 a 75 Ma; Velasco-Tapia *et al.*, 2016) puede dividirse en: (a) el pulso regresivo de la ciclostratema Niobrara (R7; 85.75 a 78.5 Ma), y (b) los pulsos transgresivo (T8; 78.5 a 77.0 Ma) y regresivo (R8; 77.0 a 72.75 Ma) Clagget.



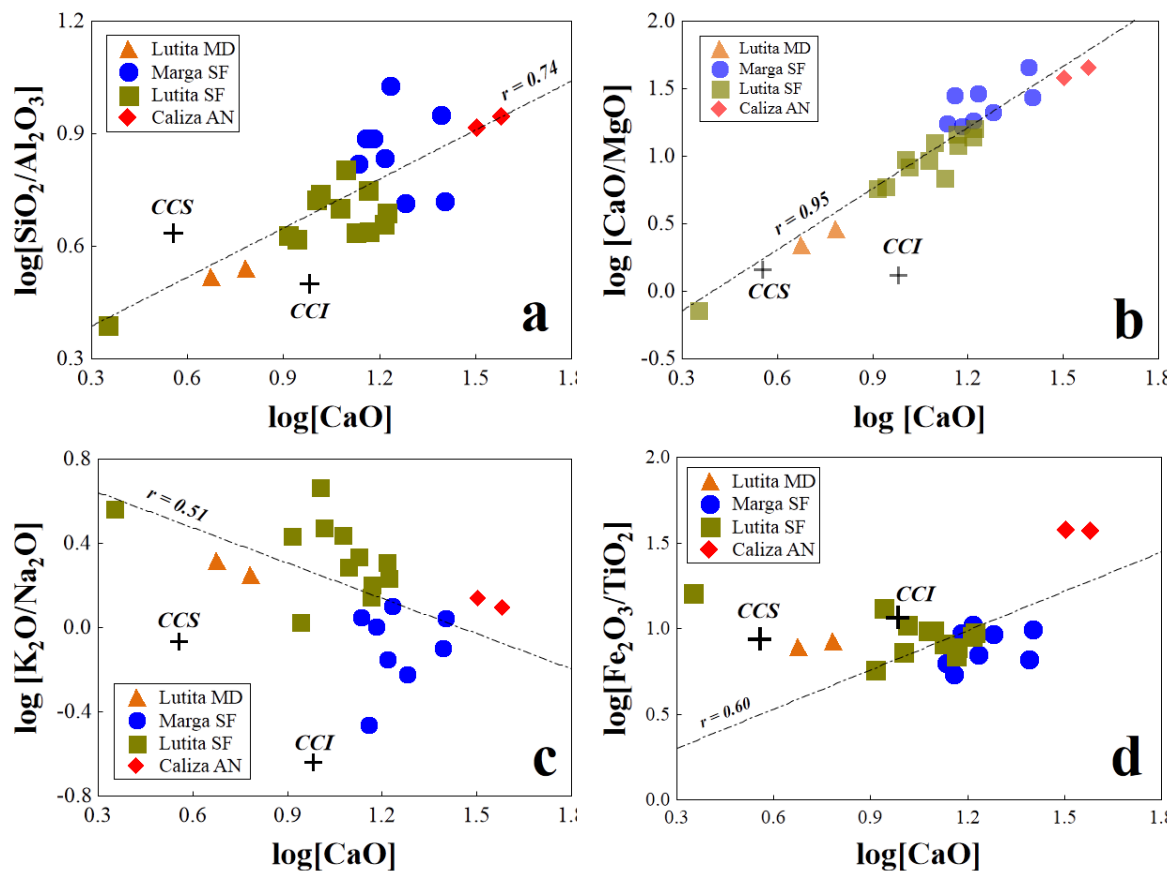
**Figura 6.2:** Diagramas de variación de relaciones de elementos mayores para carbonatos de la Formación San Felipe (perfil Puerto Pastores, Galeana, N.L.) en función de la posición estratigráfica (sección base, media o techo): (a)  $SiO_2/Al_2O_3$ , (b)  $CaO/MgO$  y (c)  $K_2O/Na_2O$ .



**Figura 6.3:** Diagramas de variación de relaciones de elementos traza para carbonatos de la Formación San Felipe (perfil Puerto Pastores, Galeana, N.L.) en función de la posición estratigráfica (sección base, media o techo): (a) Ba/Sr, (b) Ba/Nb y (c) Ba/V.



Por otra parte, las relaciones de elementos mayores (Figura 6.4: (a)  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , (b)  $\text{CaO}/\text{MgO}$ , (c)  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  y (d)  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ) de los carbonatos de la Formación San Felipe, en función de  $\text{CaO}$ , describen arreglos que tienden a ser lineales (coeficiente de Pearson,  $r = 0.51 - 0.95$ ) respecto a los estratos de lutita de la misma unidad, así como en relación a las unidades litológicas que le subyacen (Formación Agua Nueva) y sobreyacen (Formación Méndez). Estos arreglos corroboran el proceso de evolución litológica en el NE de México desde un régimen calcáreo a uno clástico durante el Cretácico Superior.



**Figura 6.4:** Diagramas de variación de relaciones de elementos mayores vs.  $\text{CaO}$  para carbonatos arcillosos y lutita de la Formación San Felipe (SF), perfil Puerto Pastores (Galeana, N.L.): (a)  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ; (b)  $\text{CaO}/\text{MgO}$ ; (c)  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ; (d)  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ . La línea de color negro representa el modelo de regresión lineal de las muestras ( $r =$  coeficiente de regresión de Pearson). Para comparación se incluye la caliza Agua Nueva (AN) y la lutita Méndez (MD) del Cañón de la Huasteca (Santa Catarina, N.L.; Chávez-Cabello, 1996). Composición de entidades corticales de Rudnick y GaO (2003): CCS = corteza continental superior, CCI = corteza continental inferior.

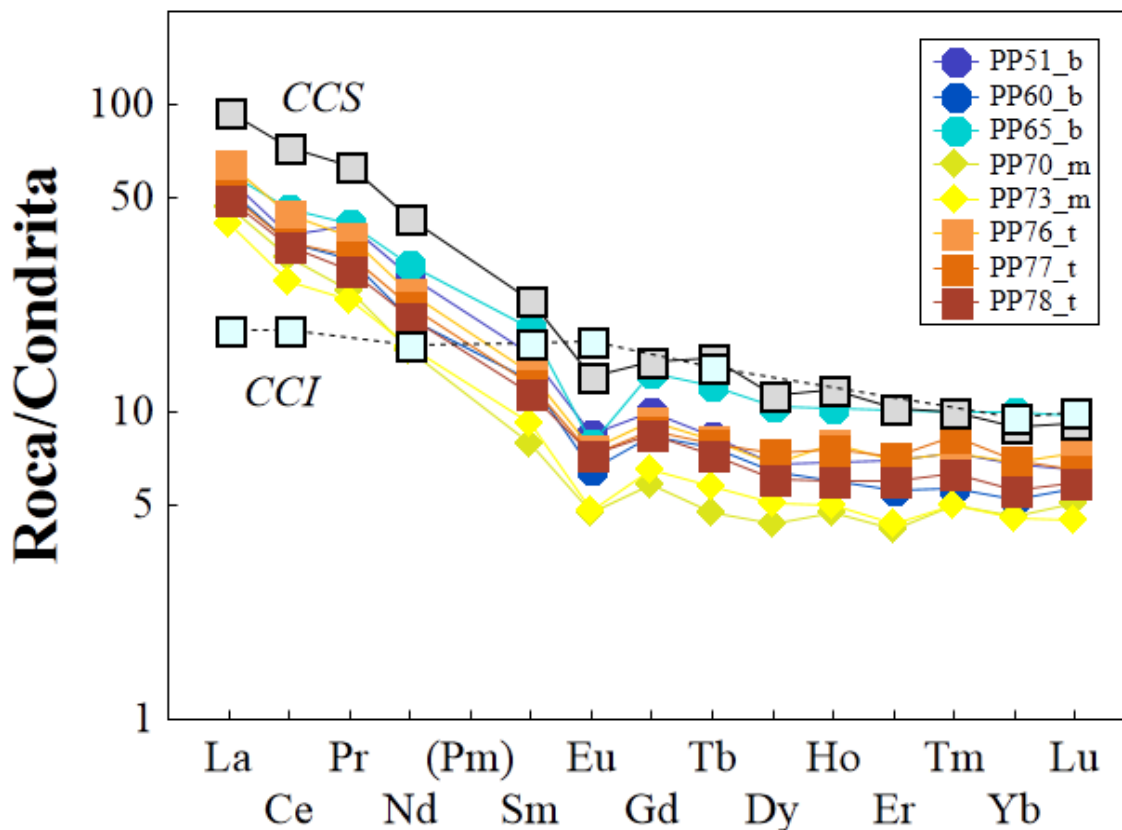
Los lantánidos o elementos de las tierras raras (REE = Rare Earth Elements) se consideran un grupo importante en el medio marino, debido a sus propiedades como marcadores de procesos químicos (Klinkhammer *et al.*, 1983; Elderfield *et al.*, 1990; German

*et al.*, 1995; Sherrell *et al.*, 1999). Sin embargo, las firmas características en REE del agua de mar pueden enmascarse por la inclusión de material terrígeno, el cual contiene concentraciones relativamente altas de este grupo de elementos (Webb y Kamber, 2000; Nothdurft *et al.*, 2004).

Los ríos son la fuente principal de REE en los océanos y tienen una gran influencia en la química en las zonas costeras y en carbonatos someros (Piper, 1974; Goldstein y Jacobsen, 1988), quienes no exhiben anomalías negativas de Ce. Sin embargo, en zonas oxigenadas del océano (mar abierto) la transformación de  $Ce^{+3}$  a  $Ce^{+4}$  (especie que es relativamente insoluble) permite la eliminación preferencial del elemento de la columna de agua, lo cual genera una pronunciada anomalía negativa de Ce (Elderfield y Greavez, 1982).

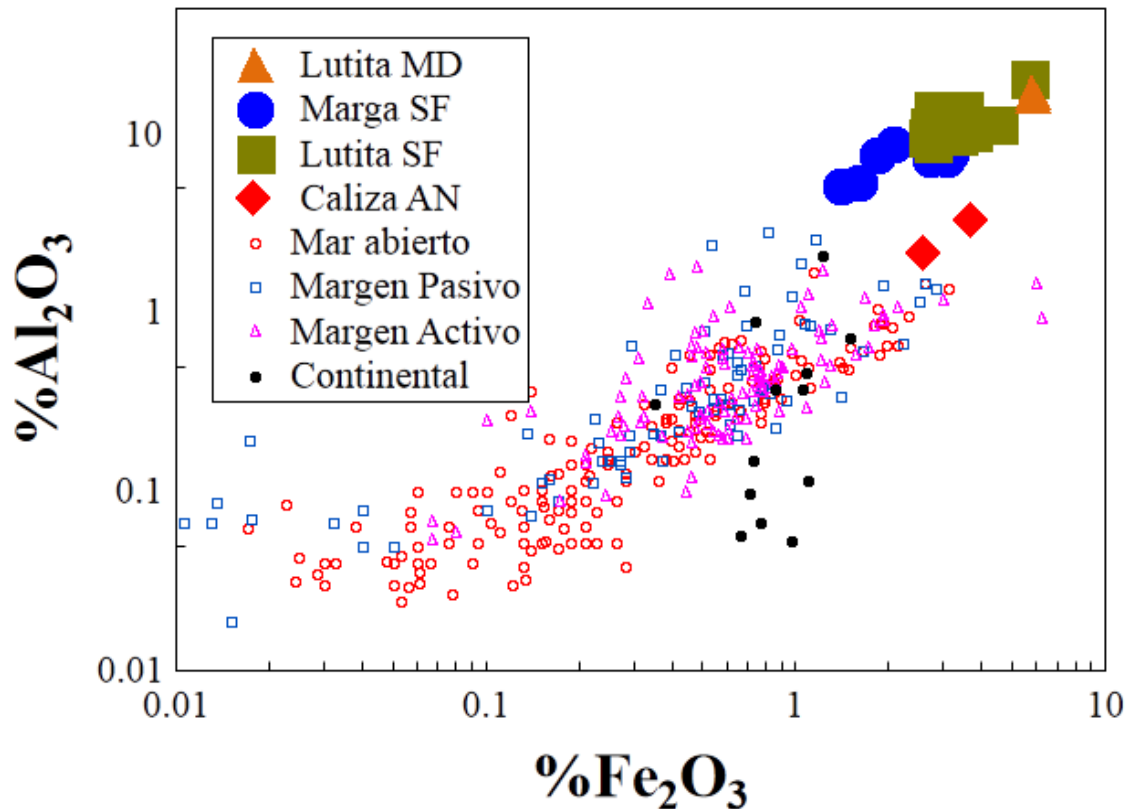
Las rocas carbonatadas de la Formación San Felipe se caracterizan por mostrar patrones de lantánidos, normalizados a condrita (Figura 6.5): (1) enriquecidos en elementos ligeros ( $[La/Yb]_{CHON} = 6.0 - 10.1$ ,  $n = 8$ ); (2) pequeñas anomalías negativas de Ce ( $[Ce/Ce^*]_{CHON} = 0.78 - 0.94$ ;  $n = 8$ ) y Eu ( $[Eu/Eu^*]_{CHON} = 0.50 - 0.74$ ;  $n = 8$ ) y (3) un arreglo plano para elementos pesados. Los patrones son comparables a los que presenta la corteza continental superior (CCS; Rudnick y Gao, 2003). De esta forma, se puede inferir que los patrones corresponden a material carbonatado depositado en zonas someras del mar sin una circulación importante y con influencia de terrígenos.

Por otra parte, la información geoquímica de carbonatos también se ha utilizado para inferir un ambiente tectónico de depósito (Zhang *et al.*, 2017). Por ejemplo, en la Figura 6.6 se presenta el diagrama de variación  $\%Al_2O_3$  vs.  $\%Fe_2O_3$  para los carbonatos y lutitas de la Formación San Felipe (así como la caliza Agua Nueva y la lutita Méndez), comparados con una amplia base de datos de carbonatos depositados en mar abierto, margen pasivo, margen activo y áreas continentales. Las calizas bajo estudio presentan composiciones que se acercan a los valores extremos observados en carbonatos de margen pasivo y de mar abierto. Es importante recordar que la región de depósito de la Formación San Felipe se ubicó aproximadamente en el límite sur de la plataforma del MIO de Norteamérica con el proto-Golfo de México.



**Figura 6.5:** Diagramas de lantánidos, normalizados a condrita, para rocas carbonatadas de la Formación San Felipe, perfil Puerto Pastores (Galeana, N.L.; sección b = basal, m = media y t = techo del perfil). Composición de entidades corticales de Rudnick y GaO (2003): CCS = corteza continental superior, CCI = corteza continental inferior. Datos de normalización de condrita de Rollinson (1993). Datos de normalización (ppm) de Haskin et al. (1968) y Nakamura (1974): La= 0.329, Ce= 0.865, Pr= 0.112, Nd= 0.63, Sm= 0.203, Eu= 0.077, Gd= 0.276, Tb= 0.047, Dy= 0.343, Ho= 0.07, Er= 0.225, Tm= 0.03, Yb= 0.22, Lu= 0.0339.

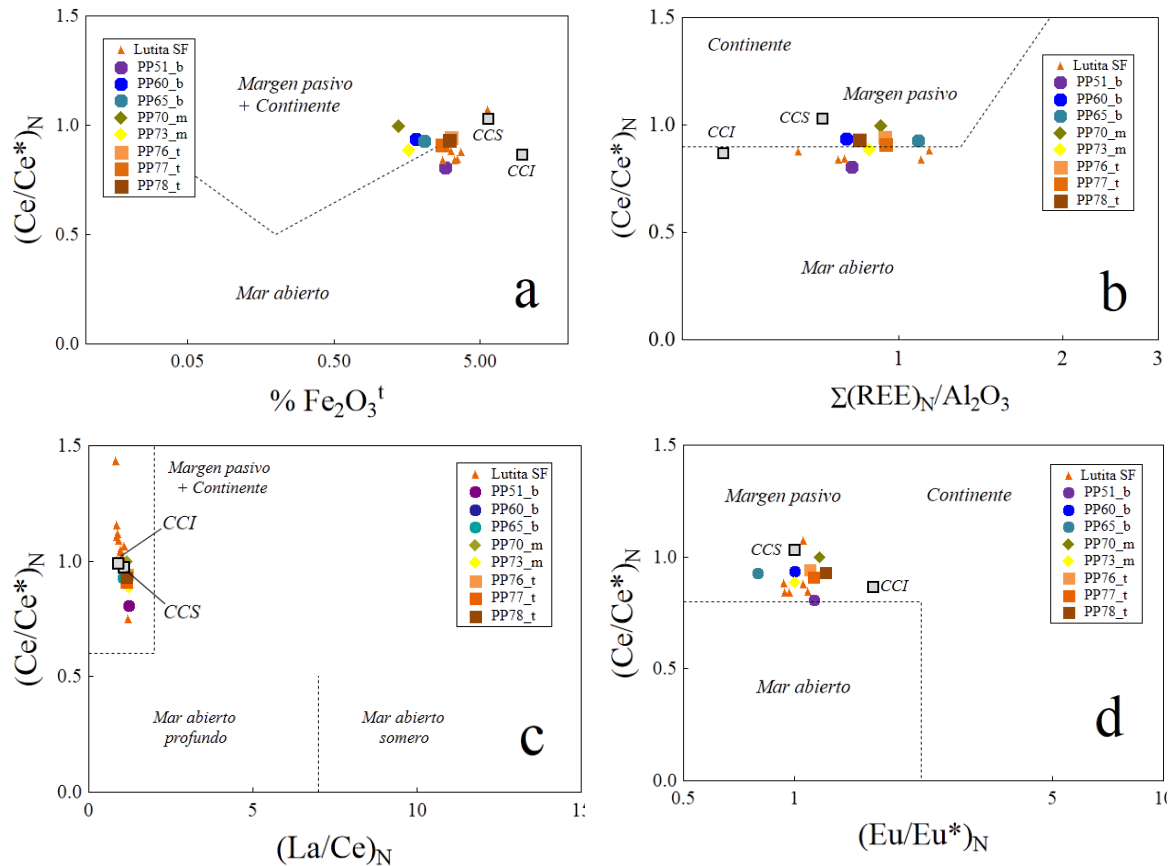
Con el propósito de afinar la discriminación tectónica de los carbonatos, se ha utilizado la variación de la relación  $(Ce/Ce^*)_N$  con respecto a  $Fe_2O_3^t$ ,  $\Sigma(REE)_N/Al_2O_3$ ,  $(La/Ce)_N$  y  $(Eu/Eu^*)_N$  (Figura 6.7; Zhang *et al.*, 2017; La normalización se ha efectuado en relación a la referencia PAAS, *Post-Archean Australian Shale*, representativa de la Corteza Superior). De acuerdo a este esquema, los carbonatos de la Formación San Felipe podrían haberse depositado en un ambiente de margen pasivo en transición a mar abierto. Los valores relativamente altos de  $Fe_2O_3^t$  (Figura 6.7a) y bajos de  $\Sigma(REE)_N/Al_2O_3$  (Figura 6.7b) podrían relacionarse al influjo de detritos continentales que recibió del arco magmático Alisitos.



**Figura 6.6:** Diagrama de variación  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$  para las rocas carbonatadas arcillosas y lutitas de la Formación San Felipe, perfil Puerto Pastores (Galeana, N.L.). Para comparación se incluye la caliza Agua Nueva (AN) y la lutita Méndez (MD) del Cañón de la Huasteca (Santa Catarina, N.L.; Chávez-Cabello, 1996). Además, se presenta la base de datos de carbonatos depositados en mar abierto, margen pasivo, margen activo y en continente reportada por Zhang *et al.* (2017).

Finalmente, con base en información microfacial, micropaleontológica, mineralógica y geoquímica, es posible proponer en resumen que el depósito de los carbonatos de la Formación San Felipe (localidad Puerto Pastores, Galeana, N.L.) ocurrió (Figura 6.8):

(1) en un ambiente tectónico de margen pasivo, en el límite con el mar abierto, entre el Santoniano y el Campaniano; (2) en condiciones de *plataforma de mar abierto* en transición a *margen profundo de plataforma*; (3) a través de la variación en el nivel eustático de la región sur del Mar Interior Occidental de Norteamérica; y (4) con un aporte clástico progresivo desde el arco magmático Alisitos.



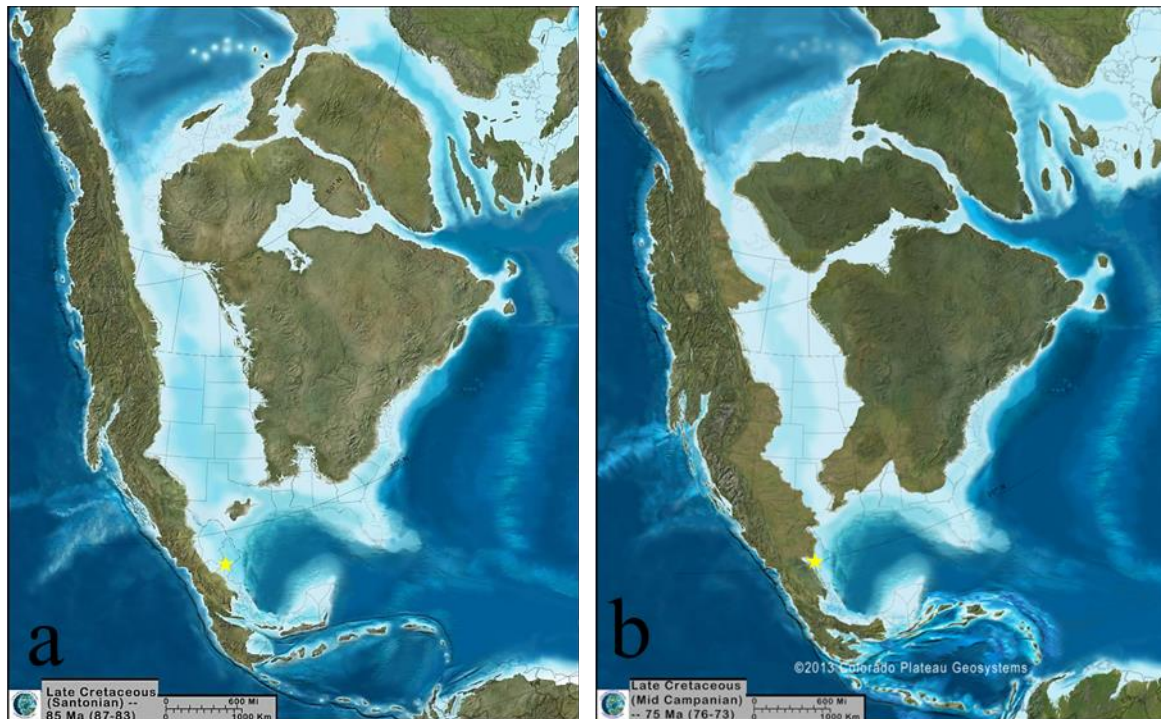
**Figura 6.7:** Diagramas de variación basados en la relación  $(Ce/Ce^*)_N$  normalizada al reservorio PAAS (Post-Archean Australian Shale; Taylor y McLennan, 1985; Zhang et al., 2017) para establecer afinidad tectónica de carbonatos arcillosos de la Formación San Felipe, perfil Puerto Pastores (Galeana, N.L.; sección b = basal, m = media y t = techo del perfil.): (a)  $Fe_2O_3^t$ , (b)  $\Sigma(REE)_N/Al_2O_3$ , (c)  $(La/Ce)_N$ , (d)  $(Eu/Eu^*)_N$ . Composición de entidades corticales de Rudnick y GaO (2003): CCS = corteza continental superior, CCI = corteza continental inferior. Se incluye la lutita San Felipe del mismo perfil para comparación.

## 6.2. LUTITA

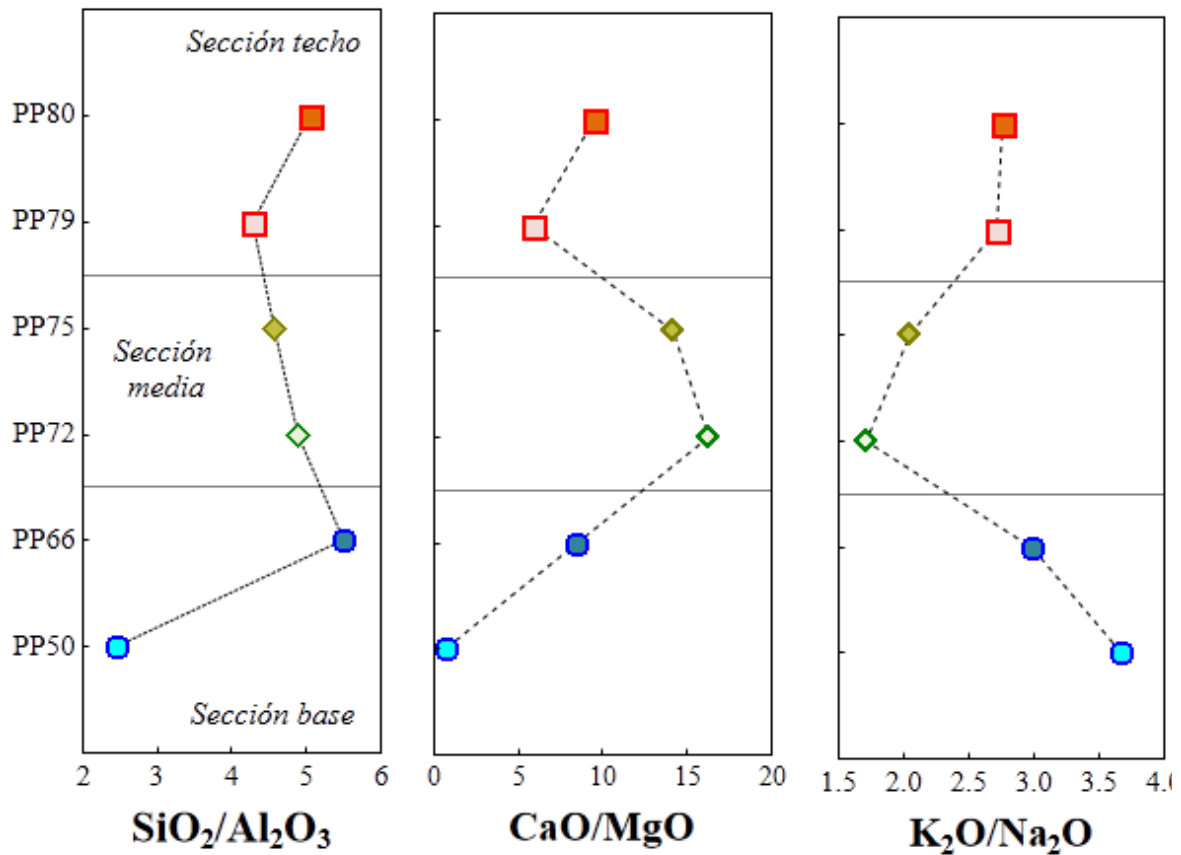
Como se describió en la sección de Geología Local, los estratos de esta litología en el perfil Puerto Pastores (Galeana, N.L.) se incrementan en número y espesor a medida que se asciende estratigráficamente. Esto la convierte en el tipo más abundante en la parte superior de la sección (Figura 3.2). De acuerdo a su naturaleza clástica, su modelo de interpretación debe de incluir los siguientes aspectos: (a) clasificación, (b) procedencia, (c) transporte, (d) depósito y (e) diagénesis. Cada uno de ellos se discute en los siguientes párrafos tomando en consideración la información mineralógica, química e isotópica de Nd que fue generada durante el presente estudio.



Inicialmente, la difracción de rayos-X (el método que se utiliza de forma rutinaria para estudiar rocas sedimentarias de grano fino; Johnsson, 1993) ha revelado el siguiente arreglo de minerales: cuarzo + calcita + feldespato potásico + biotita  $\pm$  illita  $\pm$  clorita (Figura 5.26). Es importante señalar que: (1) cuarzo, calcita y feldespato potásico representan los componentes mayoritarios de las rocas; (2) la clorita sólo ocurre en el estrato lutítico de la sección basal del perfil y (3) el contenido relativo de illita y biotita se incrementa conforme se asciende estratigráficamente, con un descenso en calcita. Por otra parte, la lutita San Felipe muestra variaciones en composición química con el ascenso estratigráfico. Por ejemplo, las relaciones  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}/\text{MgO}$  (Figura 6.9a,b) y  $\text{Ba}/\text{Zr}$  (Figura 6.10b) se incrementan de la base a la parte media del perfil, mientras que los parámetros  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (Figura 6.9c),  $\text{Ba}/\text{Sr}$  y  $\text{Ba}/\text{V}$  (Figura 6.10a,c) tienden a disminuir con el ascenso estratigráfico. Las observaciones en mineralogía y química implican un mayor aporte detrítico hacia el Campaniano, como resultado de una disminución en el nivel del mar.

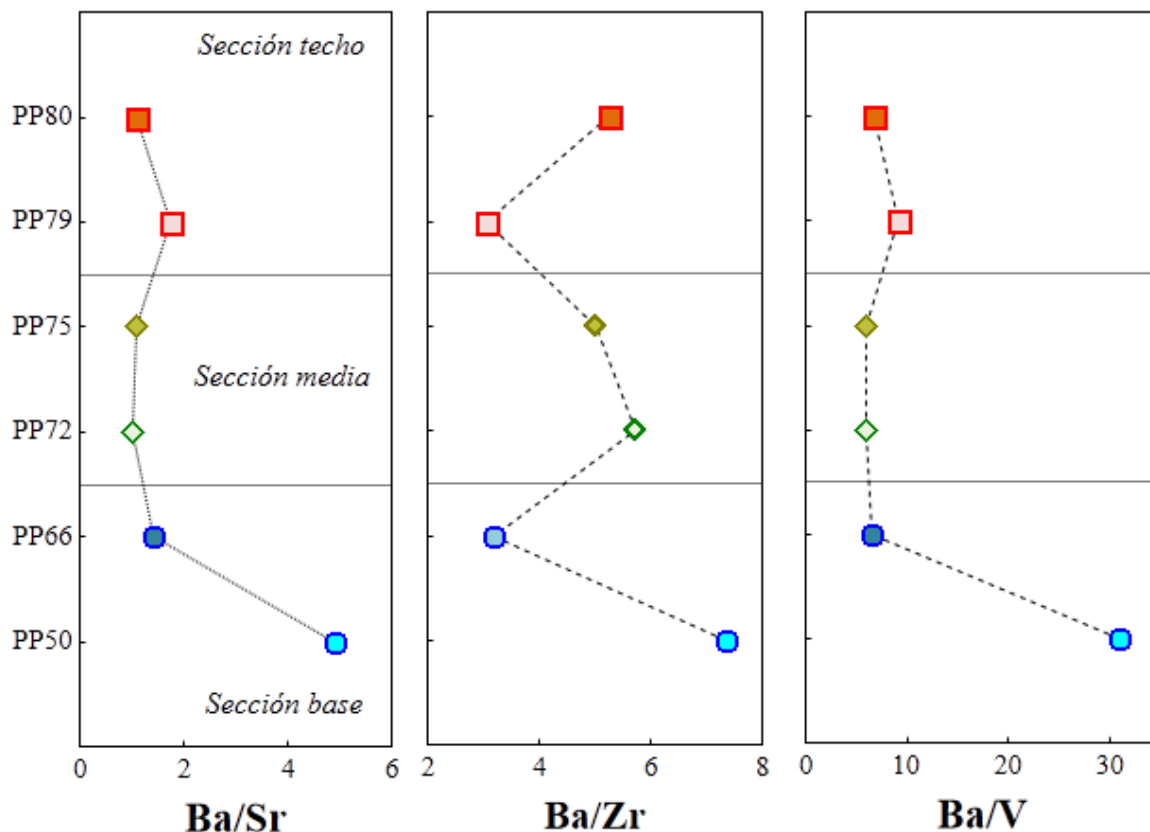


**Figura 6.8:** Paleo-reconstrucciones de Norteamérica para el Cretácico Superior (Blakey, 2014). La estrella amarilla indica la ubicación aproximada del Noreste de México donde ocurrió el depósito de la Formación San Felipe entre el (a) Santoniano (87 – 83 Ma), en un ambiente de plataforma; y el (b) Campaniano (76 – 73 Ma) en un ambiente de margen de plataforma. La profundidad se intensifica desde un color blanco (margen) hasta un color azul (mar abierto).



**Figura 6.9:** Diagramas de variación geoquímica de elementos mayores para lutitas de la Formación San Felipe (perfil Puerto Pastores, Galeana, N.L.) en función de la posición estratigráfica (sección base, media o techo): (a)  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , (b)  $\text{CaO}/\text{MgO}$  y (c)  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ .

Una vez que se establecieron las características geoquímicas generales de las rocas, se procedió a efectuar su clasificación por medio del esquema propuesto por Herron (1988). De acuerdo a este autor, la relación  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  se utiliza como un indicador de madurez, ya que un incremento en este parámetro representa acumulación progresiva de cuarzo, al mismo tiempo que fases menos resistentes se destruyen durante el intemperismo, la erosión, el transporte o el reciclamiento sedimentario (Roser y Korsch, 1986). La relación  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$  es otro indicador de madurez sedimentaria y su aumento se ha interpretado como una acumulación de óxidos de Fe y la destrucción de feldespatos y otros minerales ricos en potasio (Roser y Korsch, 1986).



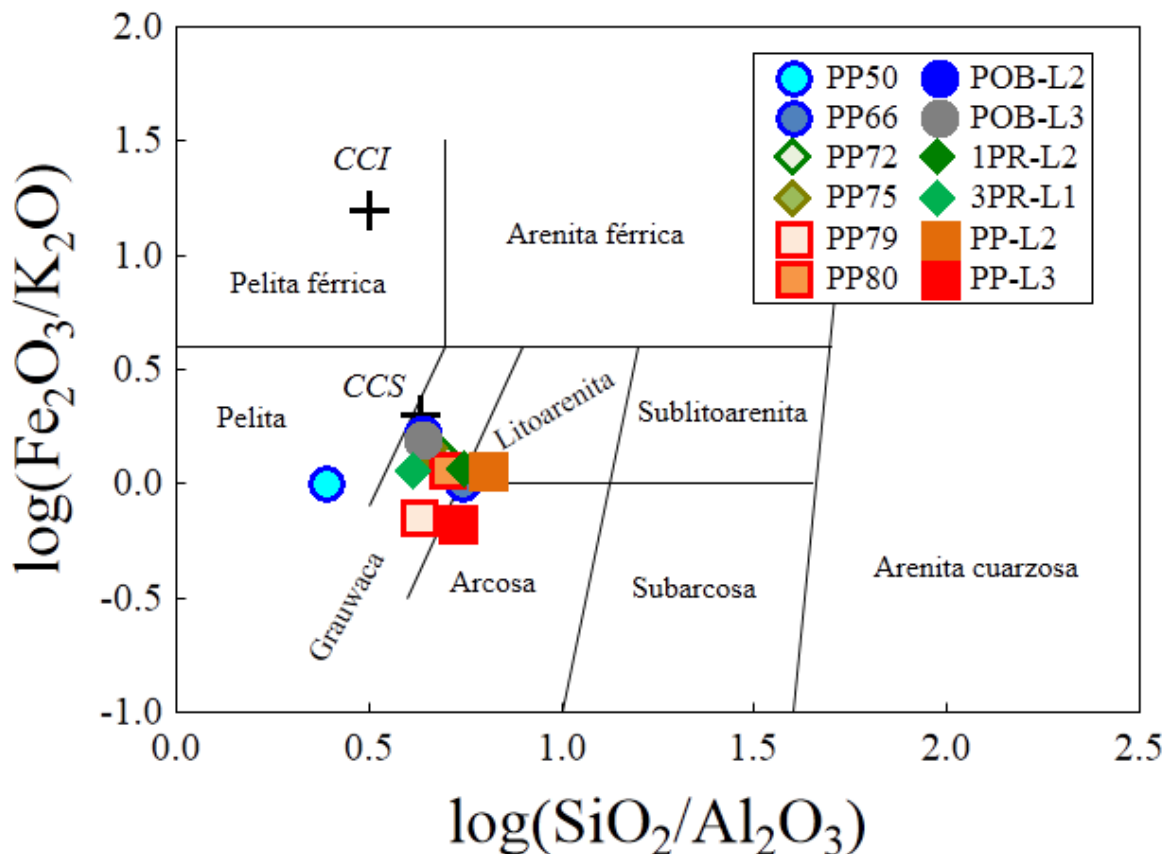
**Figura 6.10:** Diagramas de variación geoquímica de elementos traza para lutitas de la Formación San Felipe (perfil Puerto Pastores, Galeana, N.L.) en función de la posición estratigráfica (sección base, media o techo): (a) Ba/Sr, (b) Ba/Zr y (c) Ba/V.

De esta forma, las muestras analizadas se distribuyen en el diagrama de Herron (1988) en los campos de grauwaca (70%), pelita (10%), litoarenita (10%) y arcosa (10%) (Figura 6.11). Esto es indicativo que en la mayor parte de las muestras existe una proporción importante de feldespato potásico y de minerales arcillosos, su producto de intemperismo, en relación a cuarzo.

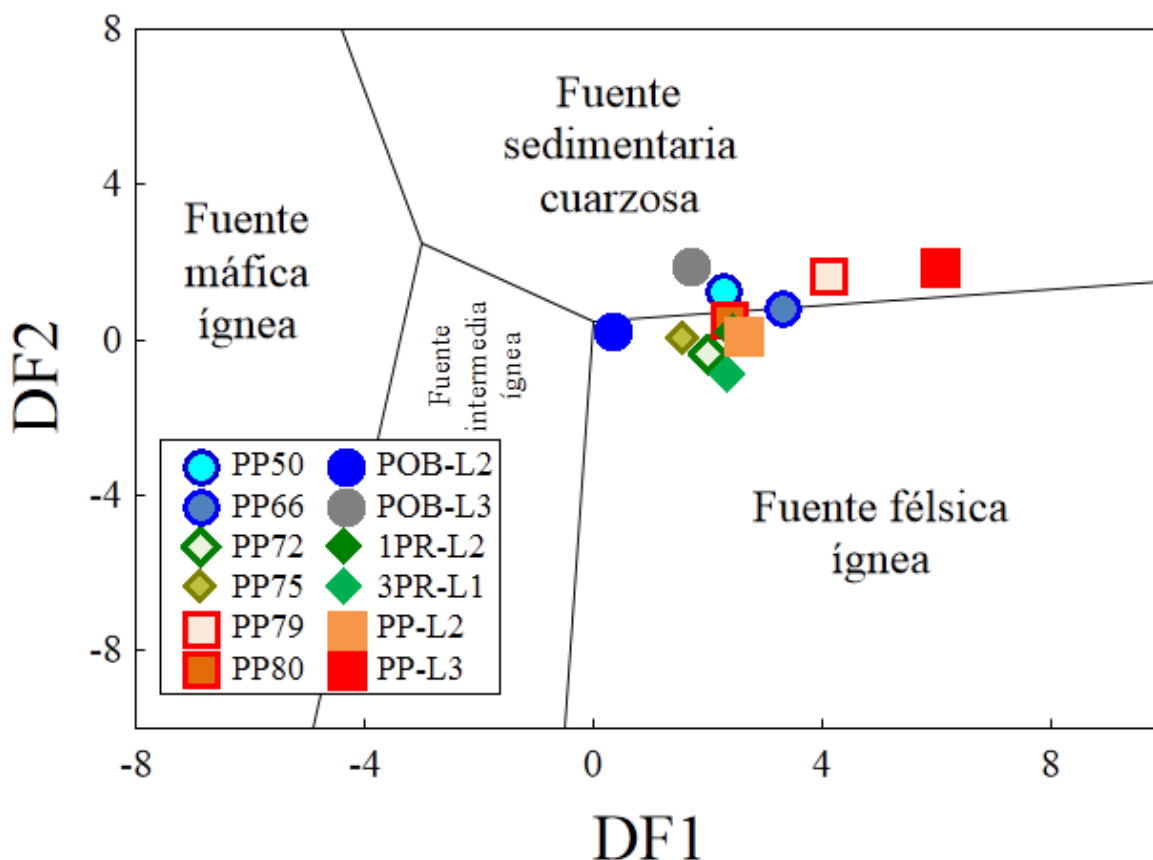
La procedencia de los sedimentos se estableció a través de herramientas geoquímicas basadas en elementos mayores y traza. Por ejemplo, Roser y Korsch (1988) propusieron un diagrama que utiliza funciones discriminantes DF1 y DF2 (Figura 6.12), que emplean relaciones de elementos mayores con respecto al  $Al_2O_3$ . El propósito de estas funciones es determinar el tipo de área fuente de los sedimentos clásticos: rocas ígneas máficas, intermedias, félsicas o rocas sedimentarias cuarzosas. Las funciones discriminantes se encuentran definidas por las siguientes ecuaciones  $DF1 = 30.638 * (TiO_2 / Al_2O_3) - 12.541 * (Fe_2O_3^t / Al_2O_3) +$

$$7.329*(\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3) + 12.031*(\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3) + 35.402*(\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3) - 6.382 \text{ y DF2} = \\ 56.500*(\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - 10.879*(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3) + 30.875*(\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3) - \\ 5.404*(\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3) + 11.112*(\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3) - 3.89.$$

La aplicación de esta metodología (Figura 6.12) ha revelado que la lutita San Felipe puede proceder de fuente sedimentaria cuarzosa y una félsica ígnea. Aunque esta propuesta se debe considerar como preliminar, debido a la alta movilidad que estos elementos presentan durante los procesos de intemperismo y diagénesis (Nesbitt y Young, 1984), la fuente más probable de los sedimentos sería el arco magmático Alisitos, el cual refleja la influencia de procesos volcánicos y sedimentarios que se ven reflejados en las rocas volcánicas, volcano-clásticas, epiclásticas y carbonatos, areniscas y lutita. Las rocas volcánicas tienen afinidad de arco calco-alcalino, depositadas en facies marinas someras a profundas (Campa y Coney, 1983; Dickinson y Lawton, 2001).



**Figura 6.11:** Clasificación geoquímica de lutitas de la Formación San Felipe, en la localidad Puerto Pastores (Galeana, N. L.), por medio del diagrama  $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}) - \log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ , propuesto por Herron (1988).



**Figura 6.12:** Diagrama de procedencia basado en las funciones de discriminación DF1 y DF2 (cocientes de elementos mayores con respecto a  $Al_2O_3$ ; Roser y Korsch, 1988), aplicado a las lutitas de la Formación San Felipe (perfil Puerto Pastores, Galeana).

Por otra parte, los lantánidos (REE: La-Lu) son útiles para comparar la composición de los sedimentos clásticos con respecto a meteoritos condriticos, cuya composición refleja la composición original de la Tierra (Taylor y McLennan, 1985). La literatura señala que la concentración de REE no es afectada de forma significativa por procesos de diagénesis y metamorfismo, ni por la fraccionación de minerales pesados, como en el caso de Zr y Hf (Cullers *et al.*, 1979; McLennan, 2001). Adicionalmente, los patrones normalizados de REE y el tamaño de la anomalía de Eu (expresada en términos de la relación  $[Eu/Eu^*]_N = (Eu/0.0735) / [(Sm/0.195) \cdot (Gd/0.259)]^{1/2}$ ) se ha utilizado para inferir las rocas fuentes de los sedimentos clásticos (Taylor y McLennan, 1985). Además, las rocas ígneas félsicas normalmente se caracterizan por altos valores de la relación LREE/HREE ( $[La/Yb]_N > 4$ ) y marcadas anomalías negativas de Eu ( $[Eu/Eu^*]_N < 1$ ). En contraste, las rocas ígneas máficas muestran bajos valores de LREE/HREE y anomalías de Eu pequeñas o inexistentes.



En la [Figura 6.13a,b](#) se reportan los patrones de lantánidos, normalizados a condrita, correspondientes a lutitas San Felipe de la localidad Puerto Pastores (a) de este trabajo y (b) las reportadas de forma previa por Martínez–Limas y Gómez–Alejandro (2005). Los patrones se caracterizan, en general, por: (a) un enriquecimiento en REE ligeras ( $[La/Yb]_N = 3.5 - 11.4$ ;  $n = 12$ ), con una pequeña anomalía negativa de Ce ( $[Ce/Ce^*]_N = 0.8 - 0.9$ ;  $n = 12$ ); (b) una anomalía negativa de Eu ( $[Eu/Eu^*]_N = 0.60 - 0.68$ ;  $N = 6$ ) y (c) un patrón plano para las REE pesadas (más apreciable en la [Figura 6.13a](#)). De acuerdo a lo que sugiere la literatura, los patrones son indicadores de que las lutitas proceden de rocas ígneas de tipo félsico, que son comunes en arcos continentales. Adicionalmente, la pequeña anomalía de Ce que muestran los patrones podría estar relacionada a la interacción de los sedimentos con agua marina (Elderfield y Greaves, 1982).

A partir del diagrama de variación  $[Eu/Eu^*]_N$  vs.  $[Gd/Yb]_N$ , McLennan *et al.* (1993) propusieron un esquema para inferir la procedencia de material sedimentario clástico. La aplicación de este esquema en las lutitas San Felipe ([Figura 6.14](#)) muestra relaciones  $[Eu/Eu^*]_N < 0.85$  y  $[Gd/Yb]_N < 2$ , lo que indica fuentes félsicas y una afinidad a la corteza continental superior.

Una vía alterna a la geoquímica para determinar la procedencia del material clástico de la Formación San Felipe es el uso de datos isotópicos de Nd. De esta forma, se utiliza el parámetro “Edad modelo” ( $T^{Nd}$ ) que representa una aproximación del tiempo que ha transcurrido desde la separación del Nd del manto en donde se formó o su tiempo de residencia en la corteza (Rollinson, 1993). El parámetro se puede calcular por medio de la ecuación de relaciones isotópicas:

$$T_{CHUR}^{Nd} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[ \frac{\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}_{muestra,hoy} - \frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}_{CHUR,hoy}}{\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}_{muestra,hoy} - \frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}_{CHUR,hoy}} + 1 \right]$$

en donde  $\lambda$  = constante de decaimiento  $\alpha$  del  $^{147}Sm$  a  $^{143}Nd = 6.54 \times 10^{-12}$  años<sup>-1</sup> y el CHUR = Chondritic Uniform Reservoir o modelo de composición inicial del manto (Rollinson,

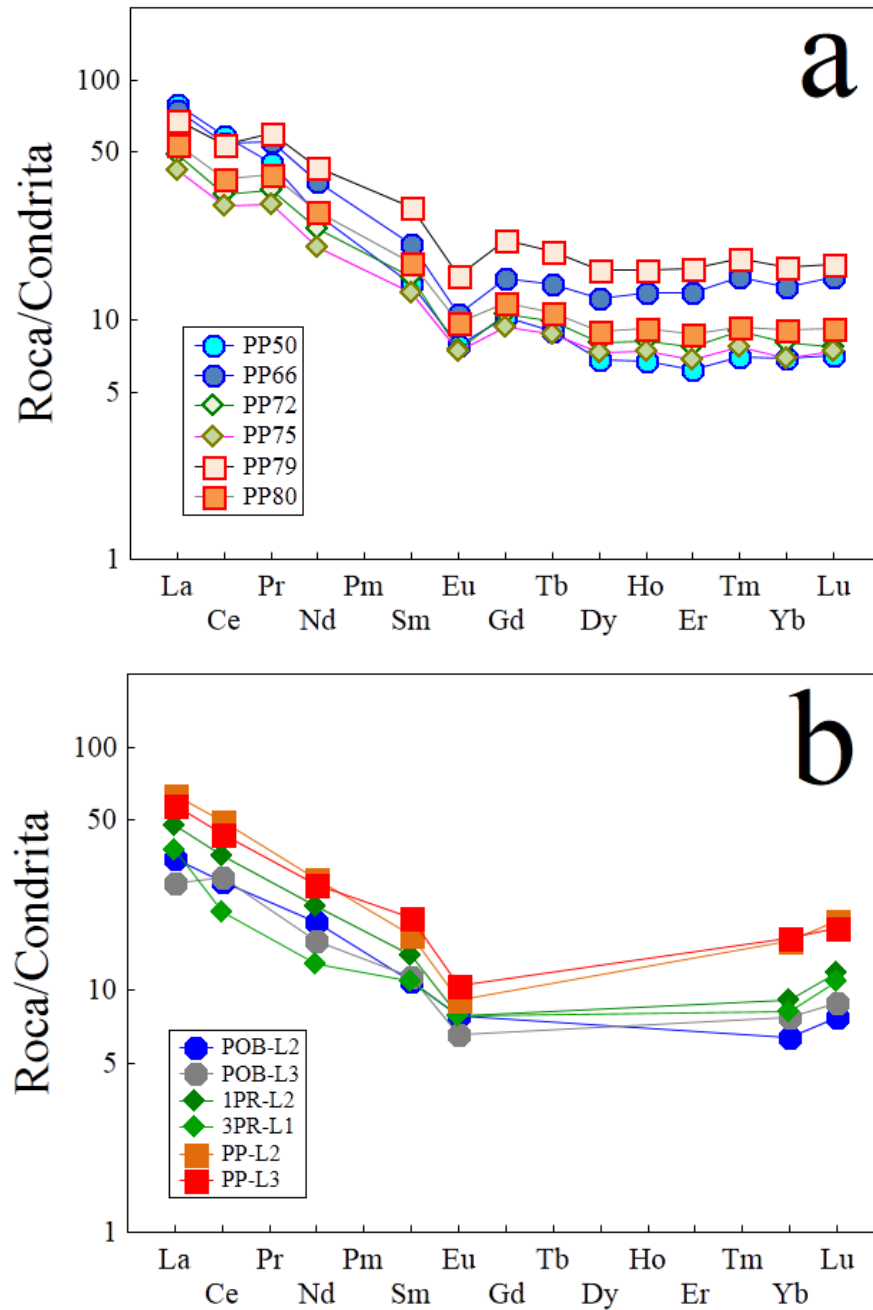
1993). Otro parámetro importante es la relación  $\epsilon_{Nd(t)}$  que representa la normalización de la relación  $^{143}Nd/^{144}Nd$  de la muestra con respecto al CHUR en un tiempo específico y que está dada por la ecuación:

$$\epsilon_{Nd(t)} = \left[ \frac{\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd_{muestra(t)}}}{\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd_{CHUR(t)}}} - 1 \right] \times 10000$$

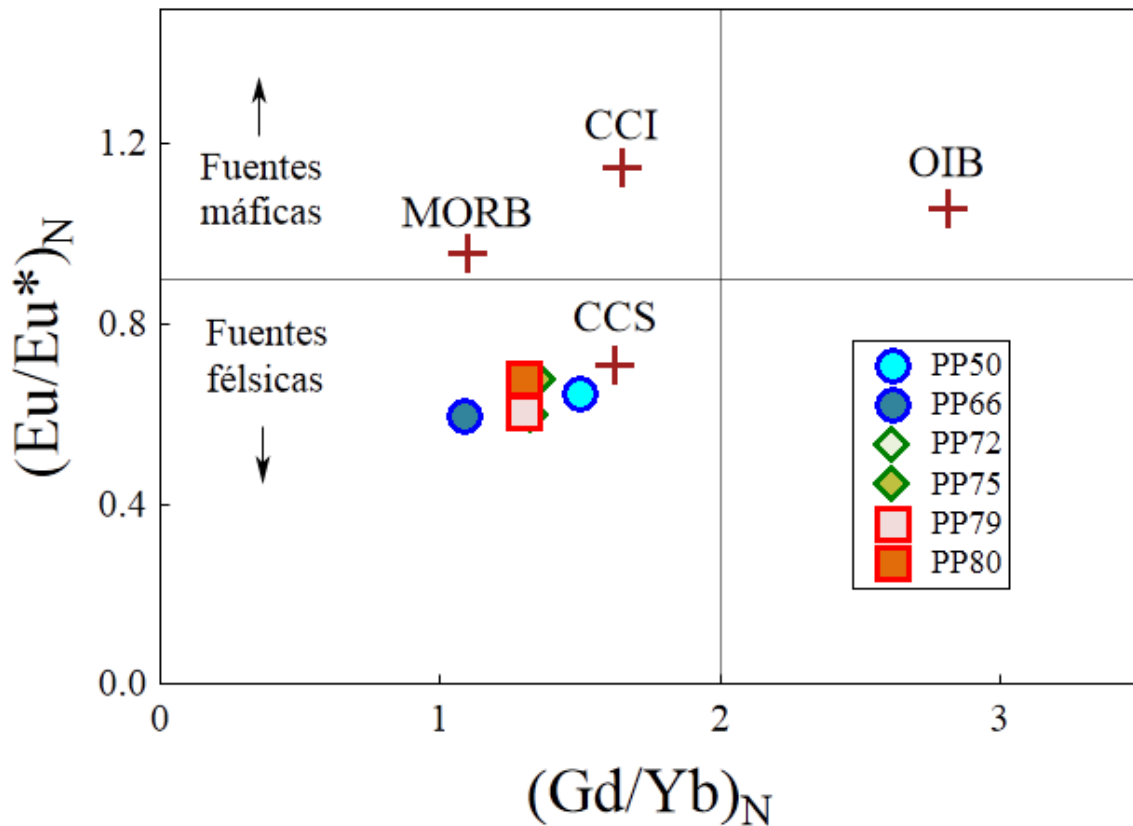
Esta relación se ha utilizado principalmente para explicar la evolución cortical (McCulloch y Wasserburg, 1978; Taylor *et al.*, 1983; Miller *et al.*, 1986). La ecuación general para edad modelo Nd aplicada a la lutita revela un intervalo de 41.8 a 698.3 Ma (Figura 6.15). El intervalo con  $t > 100$  Ma puede implicar una asociación a rocas pertenecientes al arco magmático Alisitos (Goldhammer, 1999).

En la Figura 6.16 se presenta el diagrama  $\epsilon_{Nd(0)} - Th/Sc$ , en el que esta relación es un índice conveniente y sensible de composición general de la roca. El Th es un elemento relativamente incompatible en la mayoría de los procesos ígneos, mientras que el Sc se comporta compatiblemente. Ambos son transportados por los componentes terrígenos durante los procesos sedimentarios. La composición isotópica de Nd está fuertemente controlada por la edad promedio de la procedencia, mientras que la relación Th/Sc es un índice de la composición general del material fuente (Taylor y McLennan, 1985).

Las lutitas de la Formación San Felipe muestra valores de  $\epsilon_{Nd(0)} = -6.2$  a  $-0.1$ , lo que refleja componentes corticales relativamente jóvenes, acompañados de una relación uniforme (excepto para la muestra PP50) de Th/Sc  $\sim 1.0$ , un valor típico de la corteza continental (Figura 6.16; Taylor y McLennan, 1985).



**Figura 6.13:** Diagramas de lantánidos normalizados a condrita para lutita de la Formación San Felipe: (a) localidad Puerto Pastores (Galeana, N.L.), este trabajo; (b) localidad Cerro Prieto (Linares, N.L.), Pedro Carrizales (Rayones, N.L.) y Puerto Pastores (Galeana, N.L.), Martínez-Limas y Gómez-Alejandro, 2005. Datos de normalización (ppm) de Haskin et al. (1968) y Nakamura (1974): La= 0.329, Ce= 0.865, Pr= 0.112, Nd= 0.63, Sm= 0.203, Eu= 0.077, Gd= 0.276, Tb= 0.047, Dy= 0.343, Ho= 0.07, Er= 0.225, Tm= 0.03, Yb= 0.22, Lu= 0.0339.



**Figura 6.14:** Diagrama de variación  $(Eu/Eu^*)_N - (Gd/Yb)_N$  (McLennan et al., 1993) para la lutita de la Formación San Felipe, localidad Puerto Pastores (Galeana, N.L.). Datos de normalización de condrita de Rollinson (1993). MORB = Basalto de Cresta Oceánica, OIB = Basalto de Isla Oceánica, CCI = Corteza Continental Inferior, CCS = Corteza Continental Superior.

Un enfoque diferente de análisis de procedencia, utilizando los datos isotópicos de Nd, es mostrado en la Figura 6.17 con el diagrama  $f^{Sm/Nd} - \epsilon_{Nd(0)}$ . El parámetro  $f^{Sm/Nd}$  representa la desviación de la relación  $^{147}Sm/^{144}Nd$  respecto a meteoritos condriticos ( $f^{Sm/Nd} = (^{147}Sm/^{144}Nd)_{muestra} / (^{147}Sm/^{144}Nd)_{condrita} - 1$ ). Ya que los patrones de REE tienden a estar enriquecidos en REE ligeras (LREE; La-Sm; con una baja relación Sm/Nd) durante los procesos de diferenciación ígnea, el factor  $f^{Sm/Nd}$  monitorea el grado de evolución magmática, aunque de manera mucho menos sensible que por medio de la relación Th/Sc (McLennan y Hemming, 1992).

Las lutitas de la Formación San Felipe (localidad Puerto Pastores) muestran un intervalo en el parámetro  $f^{Sm/Nd}$  de  $-0.43$  a  $-0.22$ , lo que indica en conexión con el parámetro  $\epsilon_{Nd(0)}$  una procedencia desde rocas asociadas a arcos continentales y con un enriquecimiento en lantánidos ligeros (LREE).

La información isotópica de Nd reafirma la hipótesis que sugieren los datos geoquímicos y la paleogeografía: existe una conexión genética de la lutita San Felipe con el basamento de Coahuila y los intrusivos intermedios a félsicos asociados con los arcos pre-Cretácicos mexicanos (Dickinson y Lawton, 2001).

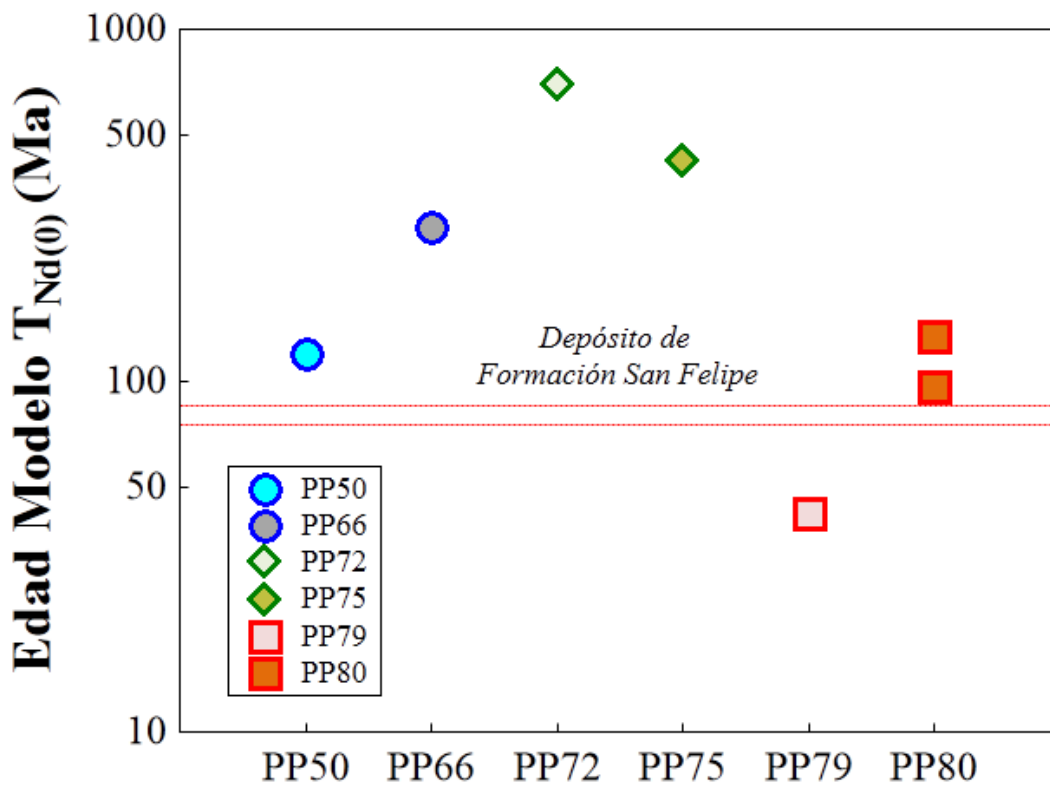


Figura 6.15: Edades modelo  $[T_{Nd(0)}]$  (Ma) (Rollinson, 1993) para la lutita San Felipe (perfil Puerto Pastores).



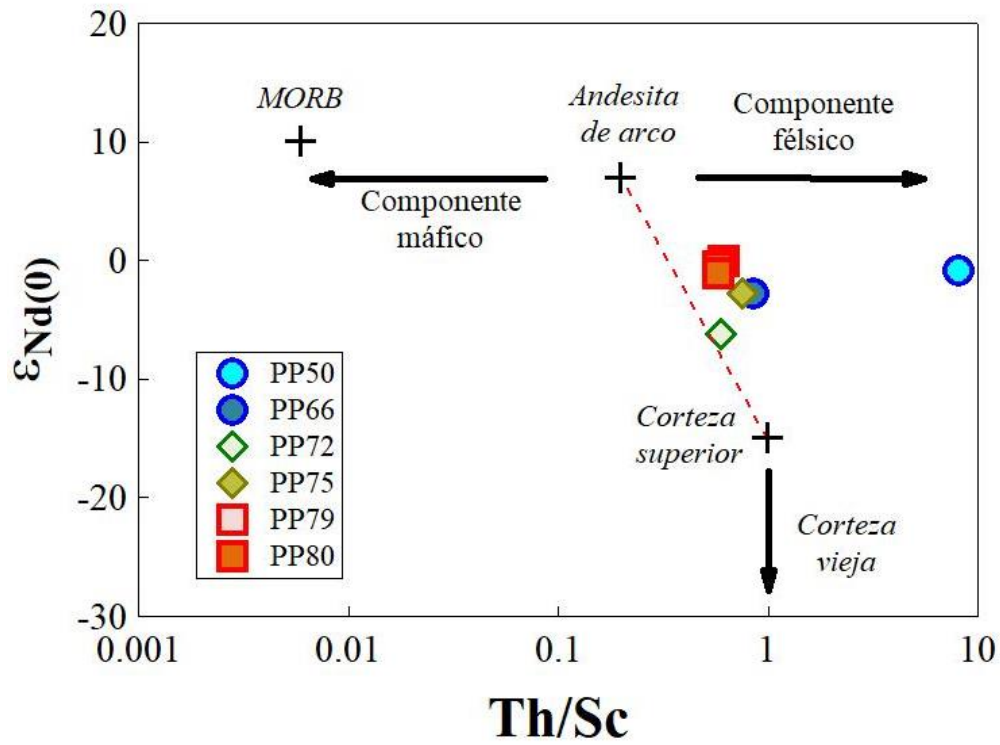


Figura 6.16: Diagrama de  $\epsilon_{Nd(0)}$  –  $Th/Sc$  para lutitas de la Formación San Felipe en la localidad Puerto Pastores, Galeana, N. L. (McLennan *et al.*, 1993).

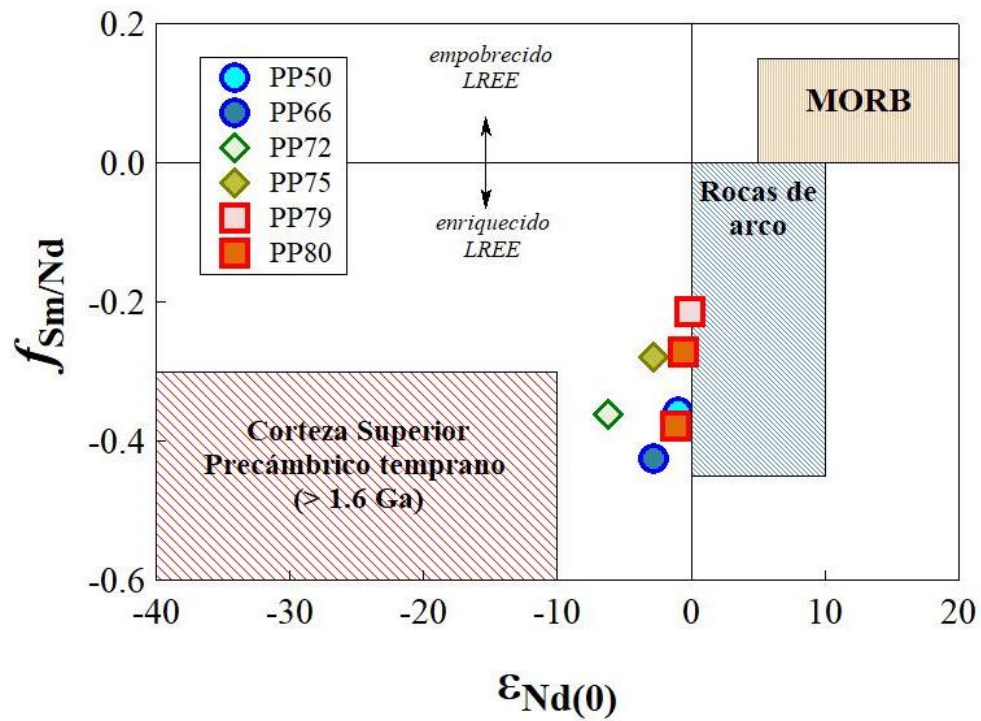
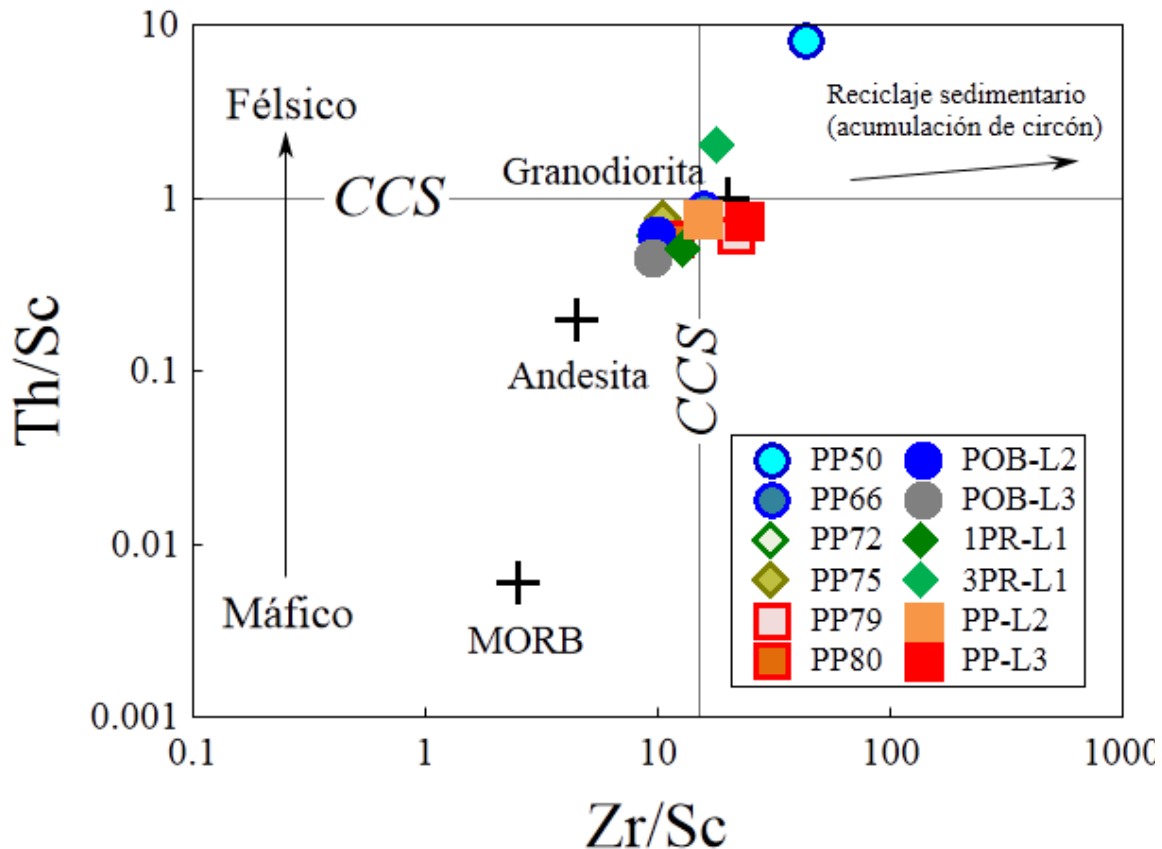


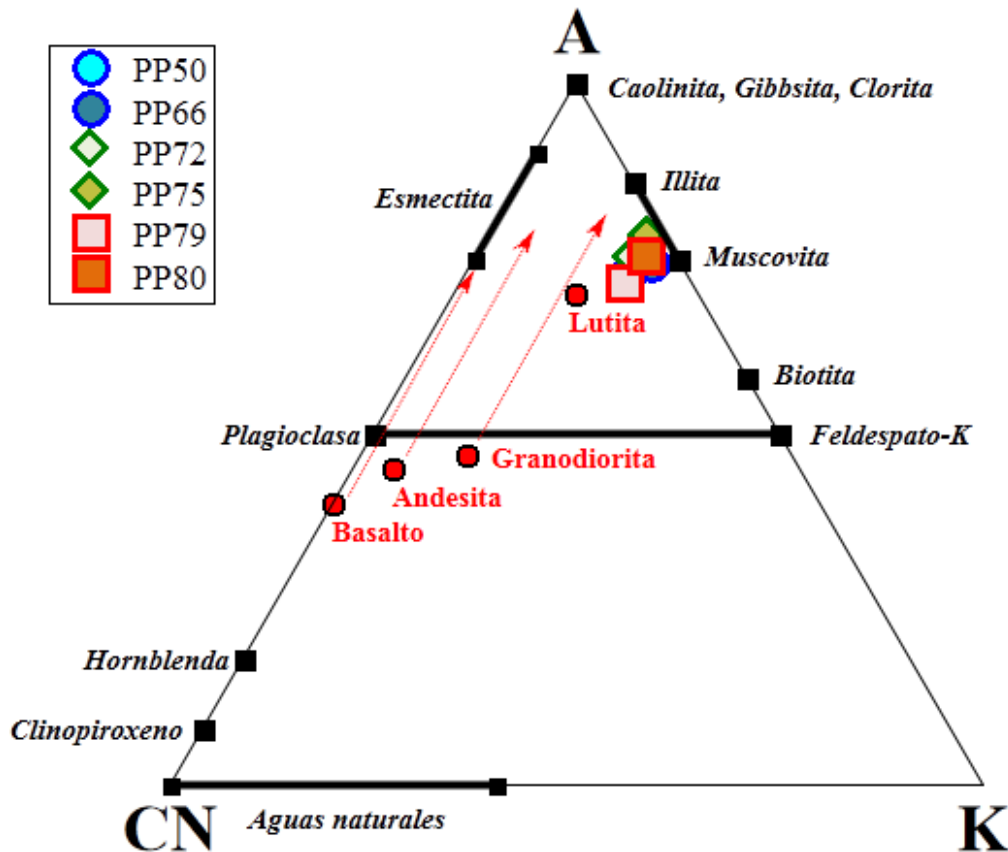
Figura 6.17: Diagrama  $f_{Sm/Nd}$  –  $\epsilon_{Nd(0)}$  para lutitas de la Formación San Felipe en la localidad Puerto Pastores, Galeana, N. L. (McLennan *et al.*, 1993).

Por otra parte, el valor de la relación Zr/Sc se ha considerado un indicador del grado de transporte que han experimentado los sedimentos clásticos. En contraste, la relación Th/Sc es un indicador de procesos de diferenciación química para rocas ígneas (McLennan *et al.*, 2003). La Figura 6.18 indica un modelo de transporte y reciclaje de primer ciclo, con un proceso incipiente de enriquecimiento en circón, para rocas félsicas con una geoquímica de elementos inmóviles que es comparable a la de la corteza continental superior.



**Figura 6.18:** Diagrama de relación Th/Sc – Zr/Sc (McLennan *et al.*, 1993) para evaluar el transporte y reciclaje de los sedimentos lutíticos de la Formación San Felipe, localidad Puerto Pastores, Galeana, N.L., de este trabajo y de Martínez-Limas y Gómez-Alejandro (2005). La composición promedio de andesita, granodiorita y MORB es tomada de McLennan *et al.*, 1993).

Las condiciones de ambiente de depósito de las lutitas son similares a las inferidas desde el estudio de los carbonatos y que ya se ha discutido. En cuanto al proceso de diagénesis, la geoquímica de elementos mayores sugiere un proceso de alteración desde rocas ígneas félsicas en dirección a muscovita e illita (Figura 6.19). Cabe señalar que la difracción de rayos-X ha revelado que uno de los componentes en la matriz es la illita.



**Figura 6.19:** Diagrama triangular para diagénesis  $(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}) - \text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3$  (Nesbitt y Young, 1982) para los sedimentos lutíticos de la Formación San Felipe localidad Puerto Pastores, Galeana, N.L.

Finalmente, de acuerdo a la revisión y análisis de información mineralógica, geoquímica e isotópica de Nd, se plantea que la lutita de la Formación San Felipe:

- (a) tiene una procedencia principalmente desde rocas ígneas félsicas y sus productos de alteración, con una conexión a un basamento gondwánico y a los arcos continentales pre-Cretácicos mexicanos asociada a una corteza continental relativamente joven;
- (b) su transporte ocurrió desde una región fuente, probablemente el arco magmático Alisitos, cercana al sitio de depósito;
- (c) el depósito ocurrió en un ambiente de plataforma abierta que varió hacia borde de plataforma entre el Santoniano y el Campaniano;
- (d) las condiciones diagenéticas del depósito provocaron la alteración del material félsico hacia illita y muscovita.

### 6.3. ROCAS VOLCANO-SEDIMENTARIAS

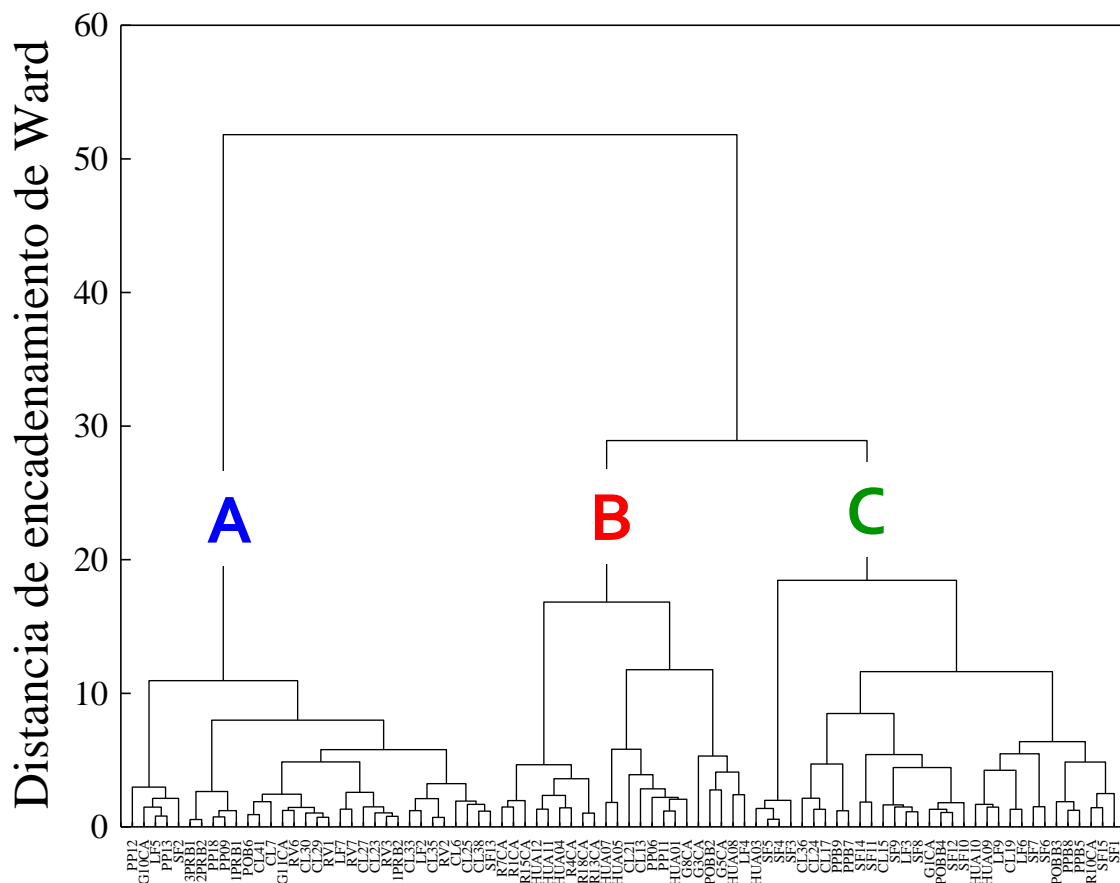
En esta sección se presenta el análisis de información generada para rocas volcano-sedimentarias incluidas en el perfil San Felipe de Puerto Pastores, en conjunto con datos mineralógicos y geoquímicos previos ( $n = 86$ ) para ocho afloramientos de esta misma unidad y distribuidos en el NE de México (Velasco-Tapia *et al.*, 2016), a fin de proponer un modelo actualizado de procedencia – transporte – depósito – diagénesis.

Inicialmente, una mineralogía normativa fue establecida a partir de geoquímica de roca total para cada una de las muestras aplicando el programa SEDMIN (Kackstaetter, 2014). Un análisis estadístico de *cluster* fue realizado para asignar las muestras en grupos litológicos desde el logaritmo natural de mineralogía normativa, usando un método jerárquico cluster (Bratchell, 1989). Este análisis se define como un procedimiento estadístico que parte de un conjunto de  $N$  objetos que se encuentran definidos por  $X$  variables e intenta reorganizarlos en  $M$  grupos relativamente homogéneos ( $A, B, C, D$ , etc.), a los que se denomina *clusters* (Hussein, 2004). Los datos normativos originales fueron previamente estandarizados por la ecuación:  $K_{ij} = \frac{X_{ij} - X}{S_{ic}}$ , donde  $K_{ij}$  es el valor estandarizado del dato  $X_{ij}$ , la variable  $i$  representa una de las variables de cada una de las  $j$  muestras. La variable  $X$  representa el promedio de la variable  $i$ , mientras que  $S_{ic}$  es la desviación estándar. La normalidad de cada variable estandarizada fue confirmada por una prueba Shapiro y Wilks (1965). Como medida de asociación entre dos muestras ( $j, k$ ) se utilizó la distancia de encadenamiento euclidiano de Ward:

$$K_{ij} = \frac{X_{ij} - X}{S_{ic}}$$

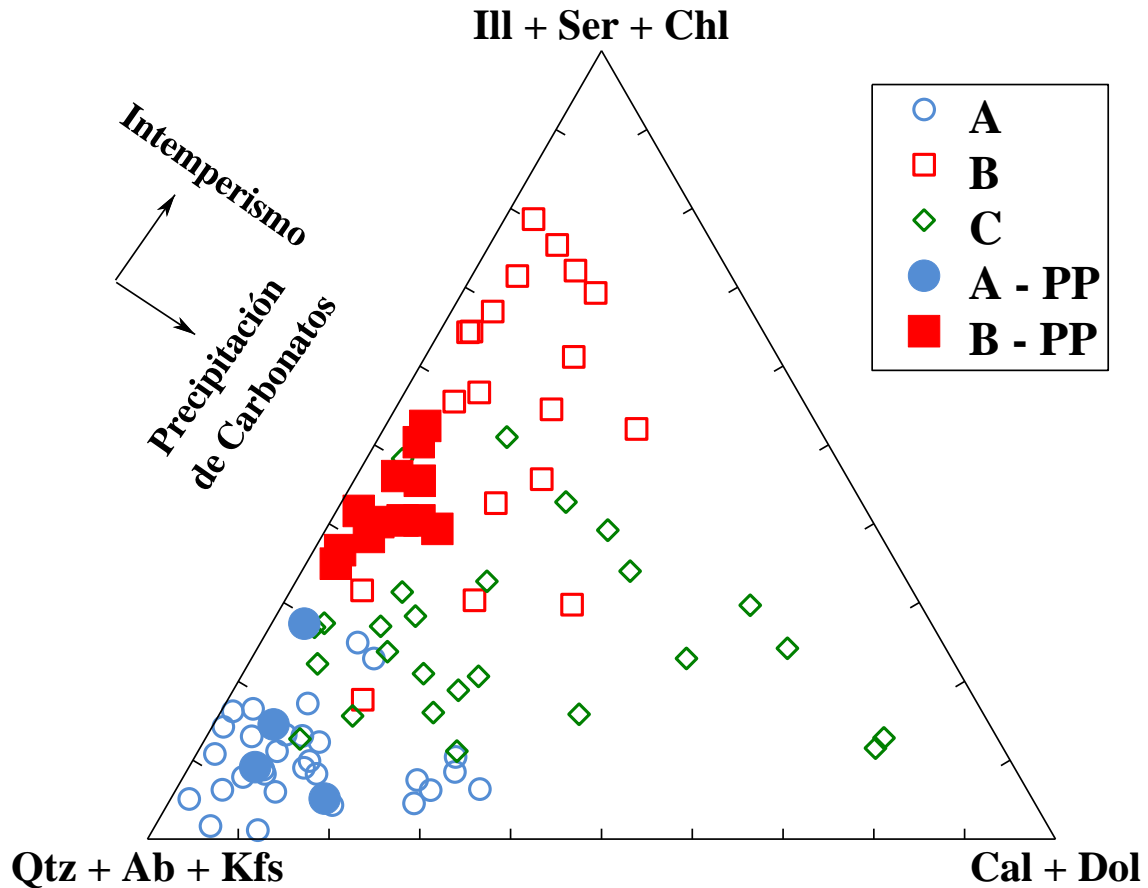
Donde  $K_{ij}$  denota la variable medida  $K$  sobre un objeto  $i$  en una muestra  $j$  y  $K_{ik}$  es la variable  $K$  sobre un objeto  $i$  en una muestra  $k$ . De acuerdo a los resultados obtenidos aplicando el programa SEDMIN y el análisis jerárquico de *cluster* (HCA: Hierarchical Cluster Analysis), las tobas alteradas de la Formación San Felipe con un arreglo de cuarzo ( $[Qtz]_{norm}, SiO_2$ ) + apatito ( $[Ap]_{norm}, 3CaO \cdot P_2O_5$ ) + plagioclasa ( $[Pl]_{norm}, 0.5Na_2O \cdot 0.5Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 - CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$ ) + feldespato potásico ( $[Fsp]_{norm}, 0.5K_2O \cdot 0.5Al_2O_3 \cdot 3SiO_2$ ) + hematita ( $[Hem]_{norm}, Fe_2O_3$ ) + calcita ( $[Ca]_{norm}, CaO \cdot CO_2$ ) + dolomita ( $[Dol]_{norm}, CaO \cdot MgO \cdot 2CO_2$ ) +

illita ( $[\text{Ill}]_{\text{norm}}, 3.7\text{SiO}_2 \cdot 0.7\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 0.1\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 0.3\text{MgO} \cdot 0.3\text{K}_2\text{O} \cdot 2.7\text{H}_2\text{O}$ ) + sericita ( $[\text{Ser}]_{\text{norm}}, 3\text{SiO}_2 \cdot 1.5\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 0.5\text{K}_2\text{O} \cdot \text{H}_2\text{O}$ ) + clorita ( $[\text{Chl}]_{\text{norm}}, 3\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 0.6\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3.7\text{MgO} \cdot 3.9\text{H}_2\text{O}$ ) se distribuyeron en tres grupos de mineralogía normativa (Figuras 6.20 – 6.21): (A) roca con composición dominada por cuarzo normativo, feldespato potásico y plagioclasa ( $n = 32$ ;  $[\text{Qtz} + \text{Fsp} + \text{Pl}]_{\text{norm}} = 59\text{-}93\%$ ; Figura 6.22a), (B) rocas con mineralogía controlada por fases de alteración (sericita, illita y clorita) ( $n = 13$ ;  $[\text{Ser} + \text{Ill} + \text{Chl}]_{\text{norm}} = 17\text{-}78\%$ ; Figura 6.22b) y (C) rocas que muestran un proceso de mezcla con fases carbonatadas ( $n = 29$ ;  $[\text{Cal} + \text{Dol}]_{\text{norm}} = 3\text{-}81\%$ ; Figura 6.22c).



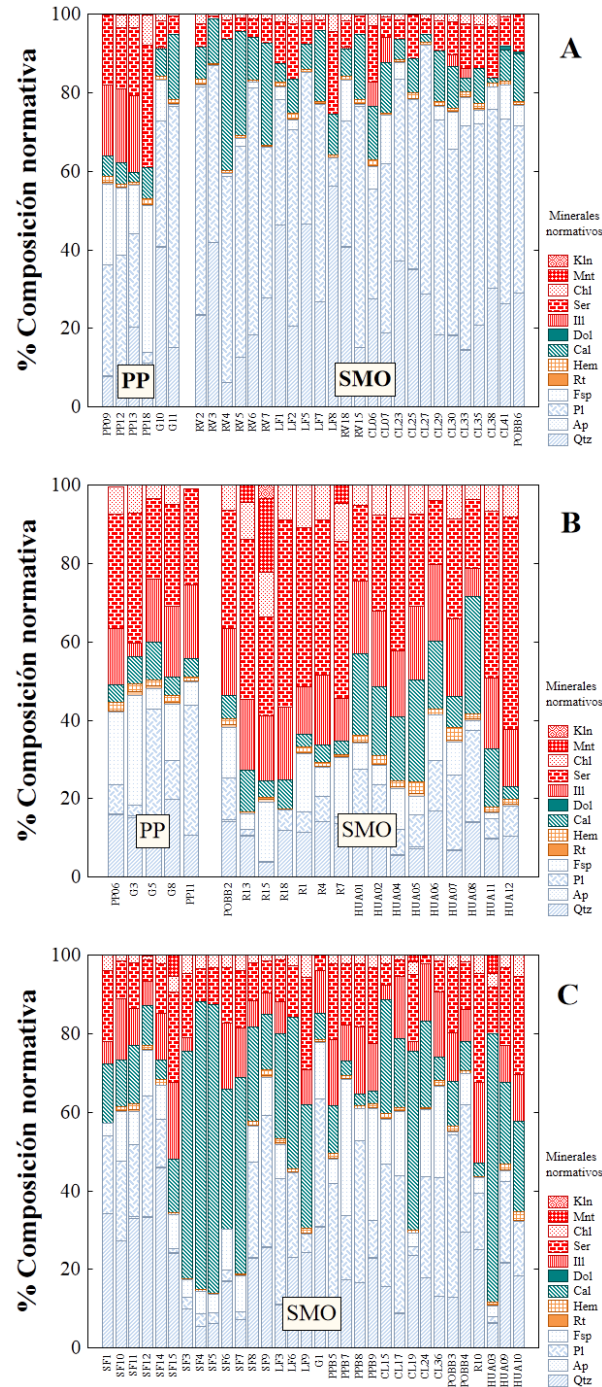
**Figura 6.20:** Dendrograma para la composición normativa de estratos volcánico-sedimentarios de la Formación San Felipe para ocho localidades en la Sierra Madre Oriental y el afloramiento Puerto Pastores (Galeana, N.L.) aplicando un análisis de agrupamiento jerárquico que considera distancias de encadenamiento euclidiano de Ward. La composición normativa se estableció de acuerdo con la metodología de Kackstaetter (2014).





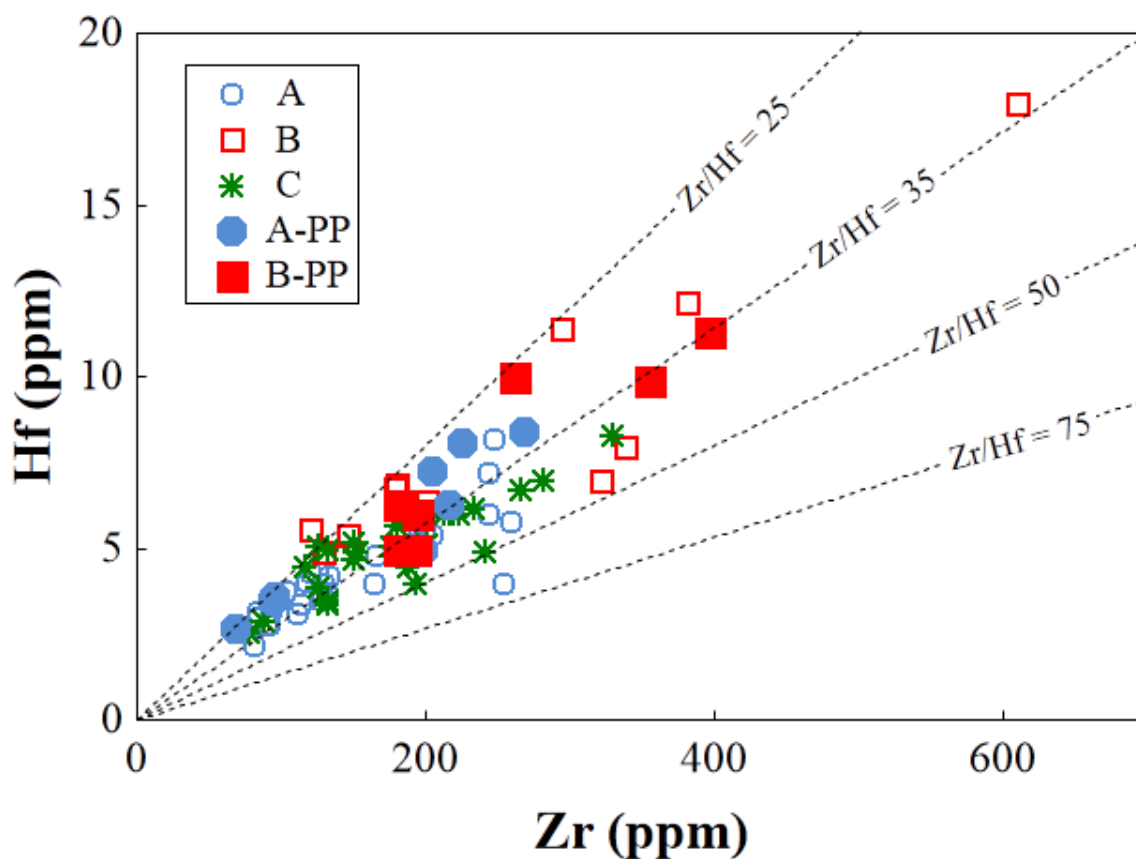
**Figura 6.21:** Clasificación normativa de rocas volcanoclásticas de la Formación San Felipe, NE de México. Base de datos para ocho afloramientos en la SMO: A = Dominio de tectosilicatos, B = Dominio de filosilicatos, C = Dominio carbonatos; Base de datos Puerto Pastores: A-PP = Dominio de tectosilicatos, B-PP = Dominio de filosilicatos.

Claramente, esta clasificación refleja las principales características litológicas de la Formación San Felipe: una transición de dominio carbonatado a una sedimentación clástica con un aporte volcánico. Una condición alterada del material volcánico-clástico hace obligatorio el uso de elementos inmóviles para inferir la procedencia y los procesos sedimentarios. En la [Figura 6.23](#) se presentan las diferencias en contenido de Zr y Hf para los tres dominios. Considerando la concentración de SiO<sub>2</sub>, la abundancia de estos elementos fue, en comparación a las rocas de los Grupos A y C, en general alta en las muestras dominadas por minerales de alteración (Grupo B).



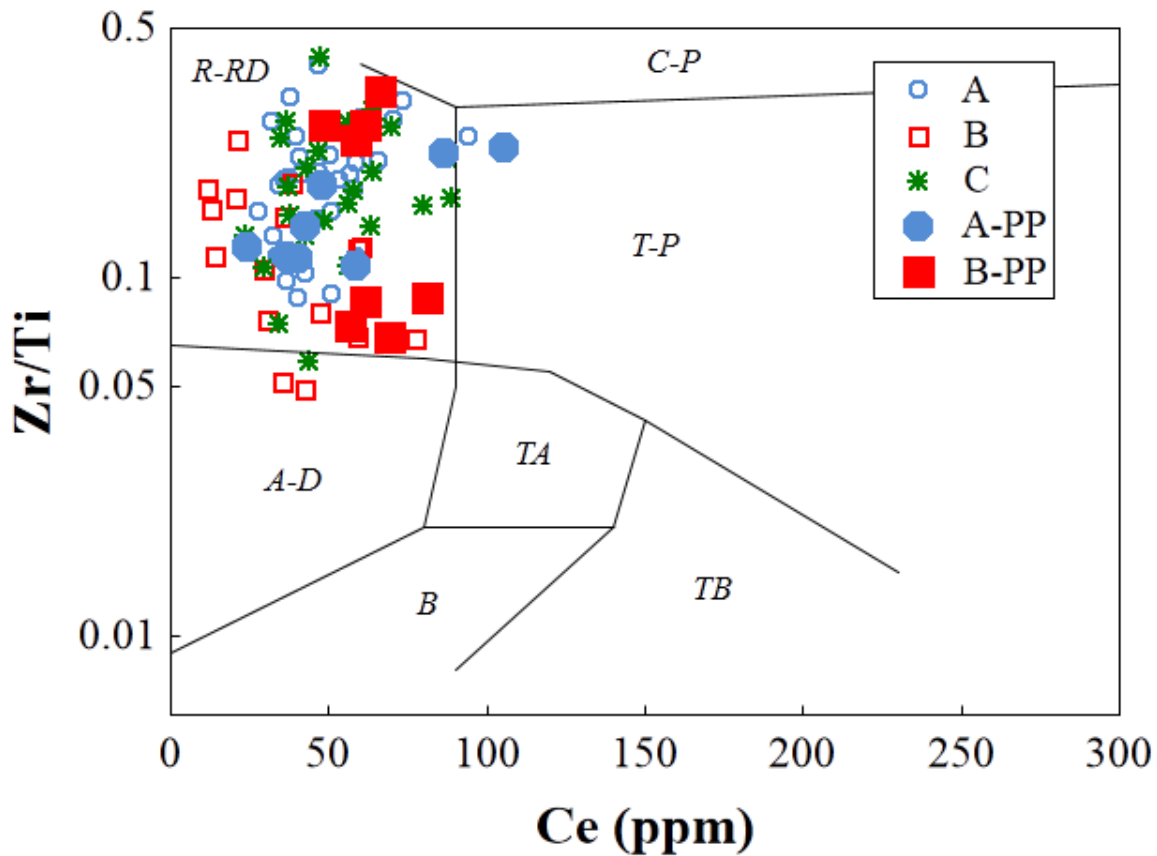
**Figura 6.22:** Composición normativa de minerales para los estratos volcanosedimentarios de la Formación San Felipe en dominio de: (a) tectosilicatos; (b) filossilicatos y (c) carbonatos para la localidad Puerto Pastores (PP) y para ocho afloramientos distribuidos en la Sierra Madre Oriental (SMO). Abreviaturas de minerales (Whitney y Evans, 2010): Qtz = cuarzo, Ap = Apatito, Pl = plagioclasa, Fsp = feldespato potásico, Rt = rutilo, Hem = hematita, Cal = calcita, Dol = dolomita, Ill = ilita, Ser = sericita, Chl = clorita, Mnt = montmorillonita, Kln = caolinita.

En la mayoría de las muestras la relación Zr/Hf aparece en el intervalo de 25 a 35, como comúnmente se observa en riolitas (Hildreth y Moorbath, 1988). Los valores de Zr/Hf para el Grupo A van de 24.8 a 63.2, con un promedio de  $34.0 \pm 7.0$  ( $n = 32$ ), mientras que el Grupo B muestra un promedio de  $31.4 \pm 7.0$  (rango = 21.4-45.9,  $n = 13$ ). Además, no se observaron grandes diferencias en la relación Zr/Hf mostrada por el Grupo C (promedio =  $35.1 \pm 6.1$ , rango = 24.5-49.0,  $n = 29$ ). Es posible sugerir que la ceniza volcánica fue probablemente el componente principal de estas capas limolíticas.



**Figura 6.23:** Diagrama de correlación Hf-Zr (Hildreth y Moorbath, 1988) para estratos volcano-sedimentarios de la Formación San Felipe. Simbología de acuerdo con los grupos generados por el análisis multivariado.

De acuerdo con el esquema de clasificación Zr/Ti (Figura 6.24; Winchester y Floyd, 1977), las cenizas volcánicas de San Felipe pueden ser consideradas como riolitas o riolodacitas, caracterizadas por bajos contenidos de Ce ( $<100$  ppm) acoplado a una alta relación Zr/Ti ( $= 0.05-0.5$ ), como se observa en esas litologías.

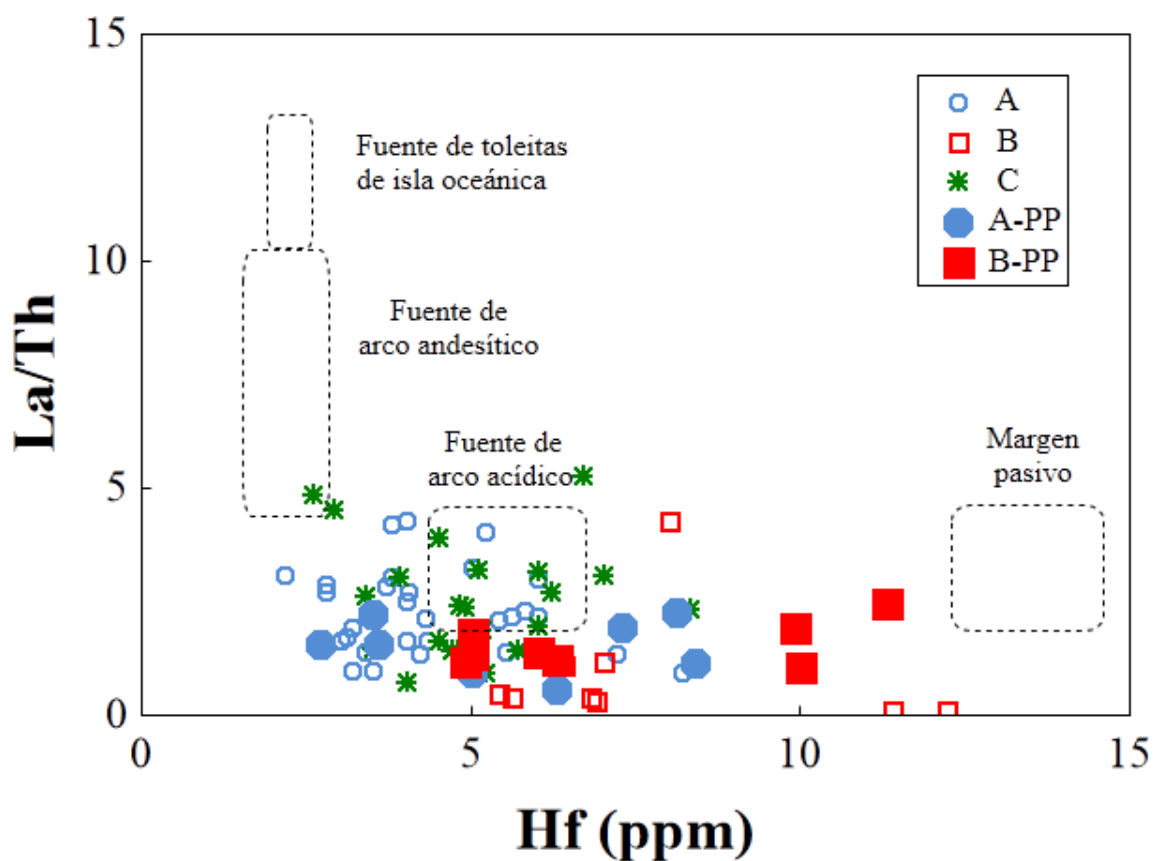


**Figura 6.24:** Diagrama Zr/Ti-Ce de clasificación para los estratos volcánico-sedimentarios (Winchester y Floyd, 1977) de la Formación San Felipe. Abreviaturas de rocas: B = basalto, TB = traquibasalto, TA = traquiandesita, A-D = andesita-dacita, T-P = traquita-pantelerita, R-RD = riolita-riodacita, C-P = comendita-pantelerita.

La aplicación de diagramas convencionales de discriminación tectónica sugieren una afinidad a ambiente de arco continental para las capas de ceniza alterada de la Formación San Felipe (por ejemplo, [Figura 6.25](#)). El magmatismo del Cretácico Superior hasta el Paleógeno (arco magmático Laramide) ha sido atribuido a la rápida subducción de la placa Farallón (González-León *et al.*, 2011).

Por otra parte, las tobas San Felipe muestran relaciones geoquímicas que sugieren un origen por fusión parcial de la corteza continental. Por ejemplo, muestran  $La/Th < 5$  ([Figura 6.25](#)) y  $(Eu/Eu^*)_N < 0.9$  ([Figura 6.26](#)). Por esta razón, se utilizaron ecuaciones de fusión parcial en equilibrio modal ([Tabla 6.1](#); Zou, 2007) para calcular las abundancias en líquidos hipotéticos (grado de fusión,  $F = 0.2$  a  $0.5$ ) generados desde la Corteza Continental Superior

(CCS) y se compararon con los patrones de las tobas San Felipe, normalizados a condrita (Figura 6.27).

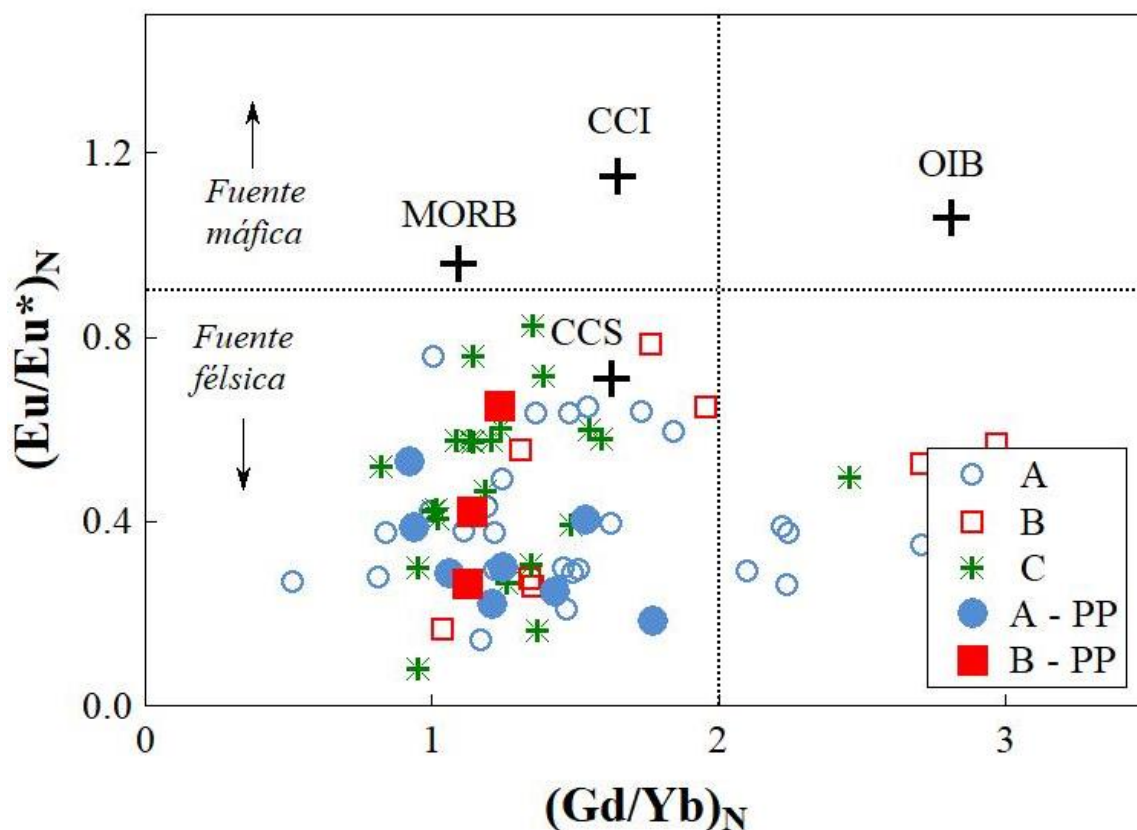


**Figura 6.25:** Diagrama La/Th-Hf de discriminación tectónica para los estratos volcano-sedimentarios (Floyd y Leveridge, 1987) de la Formación San Felipe.

A partir de las relaciones  $(Eu/Eu^*)_N$  vs.  $(Gd/Yb)_N$ , McLennan *et al.* (1993) propusieron diferentes orígenes para material clástico a partir de rocas ígneas fuente. En la Figura 6.26 se grafican estas relaciones para las rocas bajo estudio, donde todas se caracterizan por  $Eu/Eu^* < 0.85$  y  $Gd/Yb < 2$ , lo que indica un origen ligado a la Corteza Continental Superior.

Por otra parte, los patrones de lantánidos, normalizados a condrita, para las tobas alteradas de la Formación Felipe, localidad Puerto Pastores, Galeana, N. L. (Figura 6.27), se caracterizan por: (a) un enriquecimiento en lantánidos ligeros con respecto a los pesados; (b) una anomalía negativa de Eu; y (c) un arreglo horizontal en las REE pesadas. Estas evidencias sugieren una conexión con materiales ígneos félsicos y asociados a ambientes de arco.





**Figura 6.26:** Diagrama de  $(Eu/Eu^*)_N$  vs.  $(Gd/Yb)_N$  (McLennan *et al.*, 1993) aplicado a estratos volcano-sedimentarios de la Formación San Felipe. Datos de condrita para normalización de Rollinson (1993). Abreviaturas: CCS = Corteza Continental Superior; CCI = Corteza Continental Inferior.

En la [Figura 6.28](#) se reporta el diagrama Th/Sc – Zr/Sc. Un intervalo de 0.5 – 7.0 para la primera relación sugiere una fuente félsica, mientras que uno de 12 – 67 en la segunda es consistente con un enriquecimiento limitado de circonio debido a un reciclaje restringido. Las muestras reflejan relaciones comparables a las que presenta la Corteza Continental Superior, con enriquecimiento limitado de circonio. La distribución de las muestras en este diagrama implica que los procesos de erosión – transporte para las tobas alteradas ocurrieron rápidamente. Es importante mencionar que la geocronología U-Pb en circones reportada por Velasco-Tapia *et al.* (2016) fue caracterizada por una gran homogeneidad en las edades U-Pb para cada una de las muestras, con un número limitado o la ausencia de granos heredados. Como consecuencia, los estratos volcano-sedimentarios pueden ser considerados como representantes de un primer ciclo de depósito (McLennan *et al.*, 1993).

**Tabla 6.1:** Condiciones generales de modelo de fusión parcial de la Corteza Continental Superior.

[A] Ecuación de fusión parcial en equilibrio modal (Zou, 2007):

$${}^i_L C = \frac{{}^i_0 C}{D^i + F(1 - D^i)} \quad [3]$$

${}^i_L C$  = concentración (ppm) del elemento  $i$  en el líquido

${}^i_0 C$  = concentración (ppm) del elemento  $i$  en la fuente cortical

$D^i$  = coeficiente de partición global del elemento  $i = \sum (x_j \cdot {}_j D^i)$ ;  $x_j$  = proporción de mineral  $j$ ,

${}_j D^i$  = coeficiente de partición del elemento  $i$  para el mineral  $j$

$F$  = grado de fusión (0.2 a 0.5)

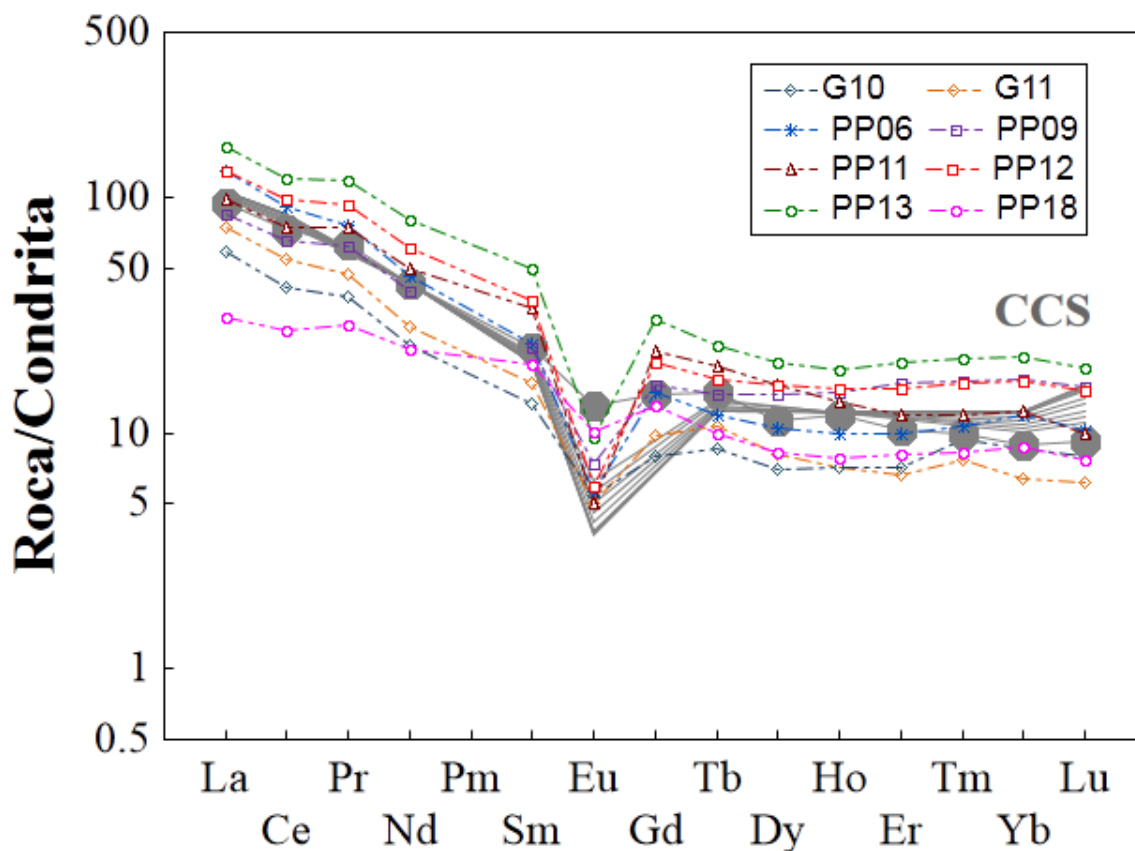
[B] Composición mineralógica de fuente cortical (Rudnick y Gao, 2003):

UCC / 0.50Pl: 0.10Fsp: 0.15Bt: 0.05Amp: 0.30Qtz: 0.01Ap

Abreviaturas de minerales (Whitney y Evans, 2010): Amp = anfíbol, Ap = apatito, Cpx = clinopiroxeno, Fsp = feldespato potásico, Op = opacos, Pl = plagioclasa, Qtz = cuarzo

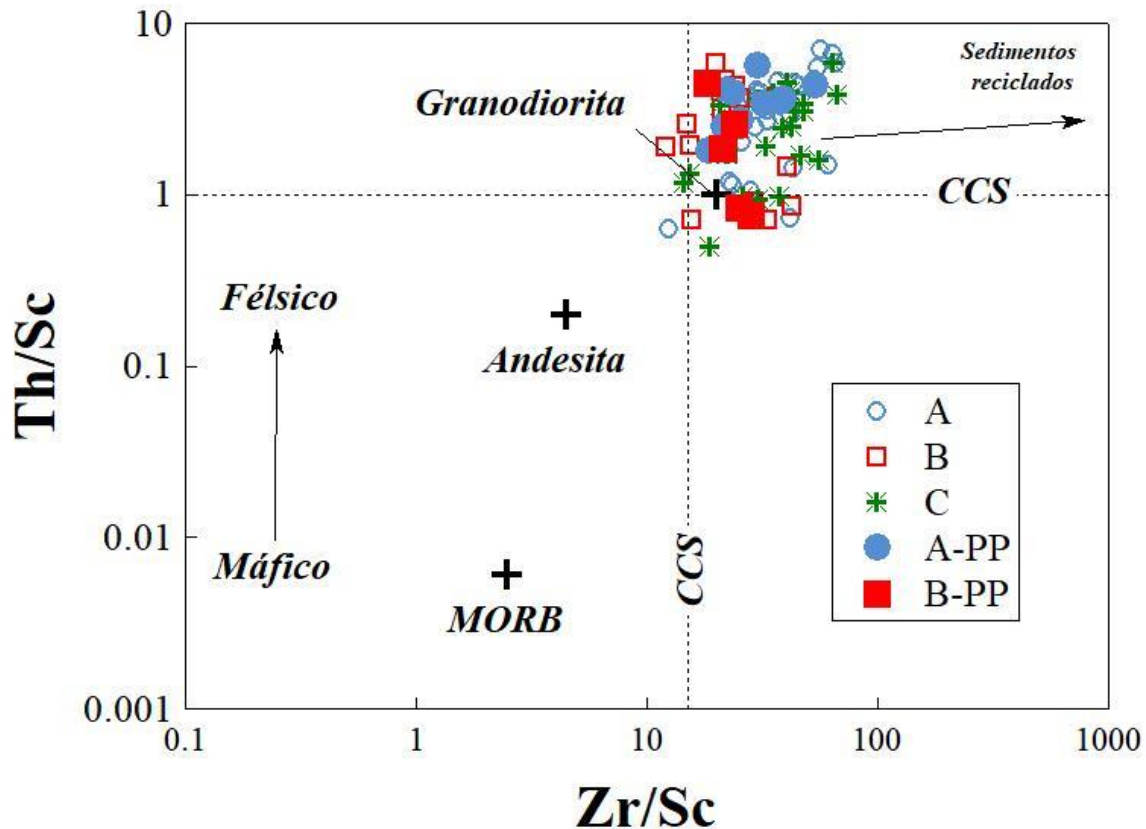
[C] Composición química (ppm) y coeficiente de partición global de lantánidos (REE) de fuente cortical (Rudnick y Gao, 2003; Rollinson, 1993):

REE	$[{}^i_0 C]_{\text{ccs}}$	$[D^i]_{\text{ccs}}$
La	31	0.9
Ce	63	0.8
Nd	27	1.0
Sm	4.7	1.2
Eu	1.0	3.6
Tb	0.7	1.2
Yb	1.9	0.7
Lu	0.31	0.6



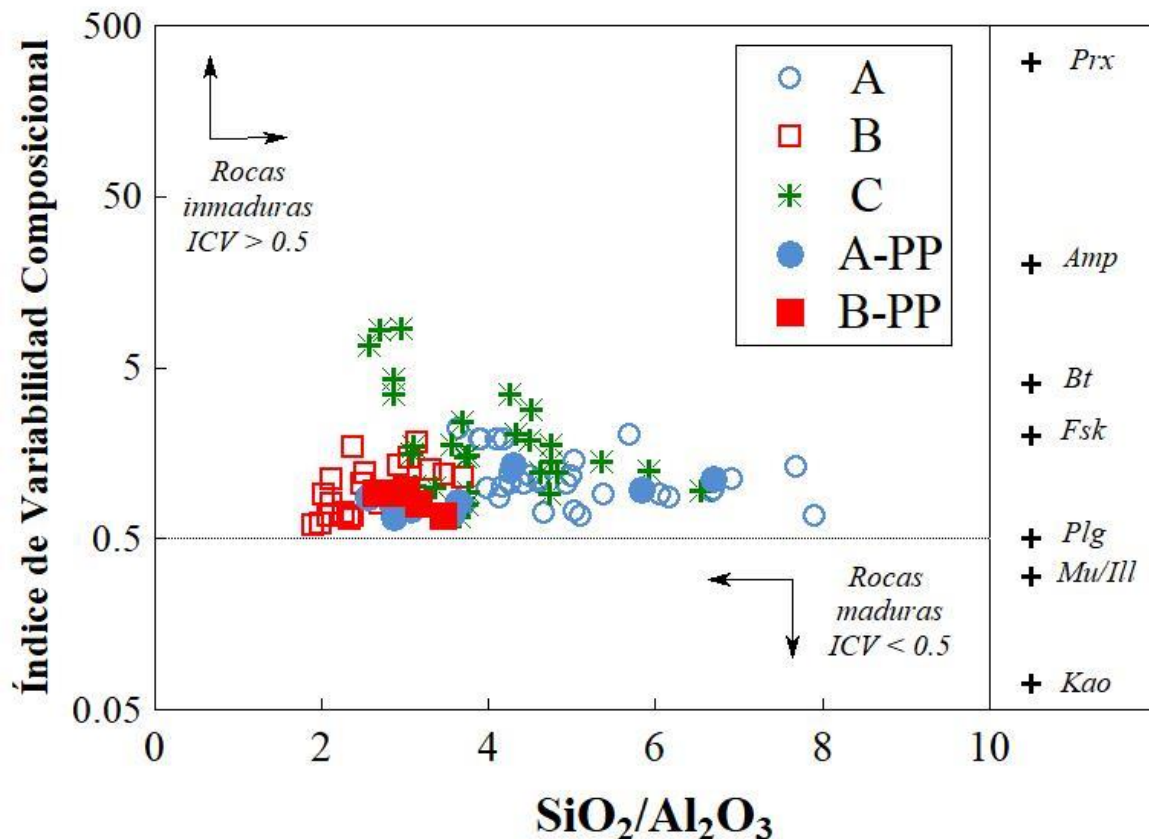
**Figura 6.27:** Modelo de fusión parcial de corteza continental superior (CCS) para lantánidos y comparación con patrones normalizados de rocas volcánico-clásticas de la Formación San Felipe de la localidad Puerto Pastores (Galeana, N.L.). Las condiciones generales del modelo se presentan en la [Tabla 6.1](#).

De acuerdo con el Índice de Variabilidad Composicional (ICV = Index of Compositional Variability; Cox *et al.*, 1995), las rocas volcanoclásticas de San Felipe pueden considerarse como sedimentos inmaduros ([Figura 6.29](#)). Las muestras del Grupo A presentan rangos de  $ICV = 0.6 - 2.2$  ( $n = 32$ ), un intervalo comparable se puede observar en el grupo de minerales de alteración (Grupo B;  $n = 22$ ,  $ICV = 0.6 - 1.8$ ). En comparación al Grupo B ( $= 1.8 - 3.7$ ), las muestras del Grupo A están caracterizadas por una mayor relación ( $= 3.6 - 7.9$ ), lo que refleja un proceso de intemperismo limitado. Un intervalo más amplio de ICV caracteriza al Grupo C ( $n = 32$ ,  $ICV = 0.7-8.3$ ), el cual es acompañado por una relación  $SiO_2/Al_2O_3 = 2.6 - 6.5$ .



**Figura 6.28:** Análisis de procedencia y transporte para los estratos de toba alterada de la Formación San Felipe usando el diagrama Th/Sc vs. Zr/Sc (McLennan et al., 1993). CCS = Corteza Continental Superior. Los grupos son descritos en las Figuras 6.21 y 6.22.

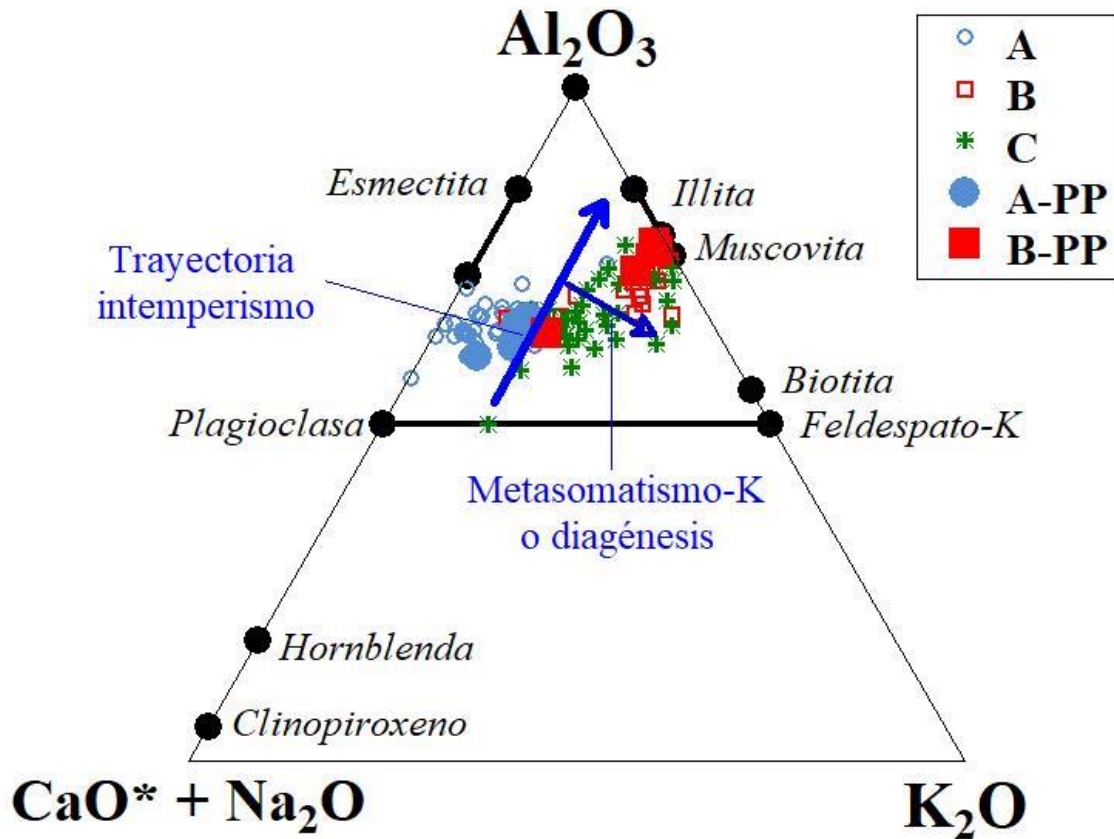
De acuerdo al diagrama  $(CaO^* + Na_2O) - K_2O - Al_2O_3$ ;  $CaO^*$  = calcio de origen ígneo; Figura 6.30), los sedimentos volcánico-clásticos desde su depósito experimentaron una alteración en trayectoria hacia illita. La diagénesis contribuyó a la acumulación de  $K_2O$  en los estratos por la destrucción de feldespato potásico. Es interesante en este punto señalar que el mineral arcilloso modal más importante es la illita, la cual es acompañada por clorita. La presencia de esta última especie es la que proporciona la coloración verde que caracteriza a estos estratos. Peltonen et al. (2009) reportaron que la compactación de lodolitas a profundidades someras ( $< 2$  km) y a temperaturas relativamente bajas ( $< 60^\circ C$ ) es acompañada por la transformación de esmectita a illita/clorita acompañada de la precipitación de cuarzo.



**Figura 6.29:** Evaluación de madurez de los sedimentos utilizando el Índice de Variabilidad Composicional ( $\text{ICV} = \text{Index of Compositional Variability}$ ; Cox *et al.*, 1995), y la relación  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  para las tobas alteradas de la Formación San Felipe. Los grupos son descritos en las Figuras 6.20-6.21. Abreviaturas; Kao = caolinita; Mu/Ill = muscovita/illita; Plg = plagioclasa; Fsk = feldespato potásico; Bt = biotita; Amp = anfíbol; Prx = piroxeno.

Finalmente, de acuerdo al análisis de una extensa base de datos mineralógicos y geoquímicos se puede señalar que los estratos volcánico – clásticos que están incluidos en la Formación San Felipe: (a) proceden de una actividad volcánica félsica generada en estructuras ligadas a un arco continental activo en el Cretácico Superior en el margen occidental mexicano; (b) las cenizas volcánicas se desplazaron rápidamente desde su fuente y se depositaron en un ambiente de plataforma abierta que se encontraba en transición hacia uno de margen de plataforma. En este medio ocurría la sedimentación de carbonatos y lutita; y (c) el proceso diagenético dio lugar a una alteración de los sedimentos hacia illita/clorita, aunque este proceso ocurrió de forma parcial.





**Figura 6.30:** Diagrama ternario  $(CaO^* + Na_2O) - K_2O - Al_2O_3$  (Nesbitt & Young, 1984). El material volcánico original (vidrio + FK + Plg-Na + Bt + Zrn) se alteró en un ambiente marino hacia illita acompañada de un enriquecimiento en  $K_2O$  durante la diagénesis.

## CAPÍTULO VII

### CONCLUSIONES

A partir del estudio microfacial, micropaleontológico, mineralógico, geoquímica e isotópico de Nd de las distintas litologías que constituyen a la Formación San Felipe en la localidad Puerto Pastores, N. L., se concluye:

- a) Los estratos de carbonato se depositaron en un ambiente tectónico de margen pasivo (Santoniano- Campaniano) en condiciones de plataforma de mar abierto a margen profundo de la plataforma, con profundidades que van desde 3500 hasta 800 m, a través de variación en el nivel eustático de la región sur del Mar Interior Occidental de Norteamérica, con un aporte progresivo de material clástico, probablemente desde el arco magmático Alisitos.
- b) Se plantea que la lutita procede principalmente de rocas ígneas félsicas, con una conexión a un basamento gondwánico y a los arcos continentales pre-Cretácicos asociados a una corteza continental relativamente joven. El transporte ocurrió de una fuente, probablemente el arco magmático Alisitos, cercana al sitio de depósito, que fue un ambiente de plataforma abierta hacia el borde de plataforma. Las condiciones diagenéticas de dicho depósito provocaron la alteración del material félsico hacia illita y muscovita.
- c) De acuerdo con el análisis de la extensa base de datos mineralógicos y geoquímicos, los estratos volcano-clásticos proceden de una actividad félsica generada en un arco continental del Cretácico Superior en el margen occidental mexicano. Las cenizas volcánicas se desplazaron rápidamente desde su fuente y se depositaron en un ambiente de plataforma abierta que se encontraba en transición hacia uno de margen de plataforma, donde ocurrió la sedimentación de carbonatos y lutita. El proceso de diagénesis produjo una alteración parcial de los sedimentos hacia illita/clorita.

**REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Abramovich, S., Keller, G., Stuben, D., Berner, Z., 2003, Characterization of the Late Campanian and Maastrichtian planktonic foraminiferal depth habitats and vital activities based on stable isotopes: *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 202, 1-29.
- Aguirre-Díaz, G.J., McDowell, F.W, 1991, The volcanic section at Nazas, Durango, México, and the possibility of widespread Eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental: *Journal of Geophysical Research* 96, 13,373-13,388.
- Almanza-García, C.E., 2018, Mineralogía y geoquímica de las cenizas volcánicas alteradas de la Formación San Felipe, sierra Madre Oriental, Galeana, N.L.: Nuevo León, México, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Licenciatura, 91 pp.
- Ángeles-Villeda, M.E., Hinojosa-Espinoza, J.J., López-Oliva, J.G., Valdés-González, A., Livas-Vera, M. 2005, Estratigrafía y microfacies de la parte sur del Cañón La Boca, Santiago, Nuevo León, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22, 272-281.
- Aranda-Gómez, J.J., Pérez-Venzor, J.A., 1989, Estratigrafía del Complejo Cristalino de la región de Todos Santos, Estado de Baja California Sur: *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, 8, 149-170.
- Atwater, T. M., Severinghaus, J., 1989, Tectonic maps of the northeast Pacific, *in* Winterer, E.L., Hussong, D.M., Decker, R.W. (eds.), *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii: Geological Society of America, Boulder CO, The Geology of North America*, N, 15-20.
- Barboza-Gudino, J.R., Orozco-Esquivel, M.T., Gómez-Anguiano, M., Zavala-Monsiváis, A., 2008, The Early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 25, 49-63.
- Barboza-Gudiño, J.R., Ramírez-Fernández, J.A., Torres-Sánchez, S.A., Valencia, V.A., 2011, Geocronología de circones detríticos de diferentes localidades del Esquistos

- Granjeno en el noreste de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63, 201-216.
- Barboza-Gudiño, J.R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G., Barajas-Nigoche, L.D., 2010, Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico. Tectonic setting and provenance: *Geosphere*, 6, 621-640.
- Barron, E.J., 1987, Cretaceous plate tectonic reconstructions: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 59, 3-29.
- Barron, E.J., Harrison, C.G., Sloan, J.L., Hay, W.W., 1981, Paleogeography, 180 million years ago to the present: *Eclogae Geologicae Helveticae*, 74, 443-470.
- Becerra González, C., 2006. Estudio geoquímico y mineralógico de la Formación San Felipe, NE de México: Nuevo León, México, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Licenciatura, 110 pp.
- Belcher, R.C., 1979, Depositional environments, paleomagnetism, and tectonic significance of Huizachal red beds (lower Mesozoic), northeastern Mexico: Texas, USA Univ., Austin.
- Bird, P., 1998, Kinematic history of the Laramide orogeny in latitudes 35°- 49°N, western United States: *Tectonics*, 17, 780-801.
- Bird, P., 2002, Stress direction history of the western United States and México since 85 Ma: *Tectonics*, 21, 5-12.
- Blakey, R.C. 2014, Paleogeography and paleotectonics of the Western Interior Seaway, Jurassic – Cretaceous of North America: AAPG Search and Discovery Article, 30392, 1-72.
- Blanco, A., Stinnesbeck, W., López-Oliva, J.G., Frey, E., Adatte, T., González, A.H., 2001, Vallecillo, Nuevo León; un nuevo yacimiento fosilífero del Cretácico tardío en el Noreste de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18, 186-199.

- Blanco-Piñón, A., Frey, E., Stinnesbeck, W., López-Oliva, J.G., 2002, Late Cretaceous (Turonian) fish assemblage from Vallecillo, Northeastern México: *Neues Jahrsbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlung*, 225, 39-54.
- Blauser, W. H., 1981, The stratigraphy of the Taraises Formation, Lower Cretaceous, Mexico, *in* C. I. Smith, (ed.), Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico: West Texas Geological Society Publication, 37-42.
- Borrego, A.G., Hagemann, H.W., Blanco, C.G., Valenzuela, M., De Centi, C. S., 1996, The Pliensbachian (Early Jurassic) “anoxic” event in Asturias, northern Spain: Santa Mera member, Rodiles formation: *Organic Geochemistry*, 2, 295-309.
- Böse, E., Cavins, O.A., 1927, The Cretaceous and Tertiary of Southern Texas and Northern Mexico: University of Texas at Austin Bulletin, 2748, 1-142.
- Bracken, B., 1984. Environments of deposition and early diagenesis, La Joya Formation, Huizachal Group red beds, northeastern Mexico, *in* The Jurassic of the Gulf Rim, GCSSEPM Foundation (eds.), Third Annual Research Conference Proceedings, 19-26.
- Bralower, T. J., Silva, I. P., Malone, M. J., 2002, New evidence for abrupt climate change in the Cretaceous and Paleogene: An Ocean Drilling Program expedition to Shatsky Rise, northwest Pacific: *GSA TODAY*, 12 (11), 4-10.
- Bratchell, N., 1989. Cluster analysis, *Chemom. Intell. Lab. Syst.*, 6, 105-125.
- Briden, J.C., Drewry, G.E., Smith, A.G., 1974, Phanerozoic equal-area world maps: *The Journal of Geology*, 82, 554-574.
- Briden, J.C., Hurley, A.M., Smith, A.G., 1981, Paleomagnetism and Mesozoic-Cenozoic paleocontinental maps: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86, 11631-11656.
- Burckhardt, C., 1925. La faune Jurassique de Mazapil, avec un appendice sur les fossiles du Crétacique inférieur: *Boletín del Instituto Geológico de México*, 23, 216 pp.



- Byers, C. W., 1977, Biofacies patterns in euxinic basins: A general model, *in* H. E. Cook and P. Enos, (eds.), Deep-water carbonate environments: SEPM Special Publication, 25, 5-18.
- Cadrin, A.A.J., Kyser, T.K., Caldwell, W.G.E., Longstaffe, F.J., 1995, Isotopic and chemical compositions of bentonites as paleoenvironmental indicators of the Cretaceous Western Interior Seaway: *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology*, 119, 301-320.
- Cameron, K.L., Lopez, R., Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L.A., Keppie, J.D., Schulze, C., 2004, U-Pb geochronology and Pb isotopic compositions of leached feldspars: Constraints on the origin and evolution of Grenville rocks from eastern and southern Mexico: *Geological Society of America Memoir*, 197, 755-768.
- Campa-Uranga, M.F., 1985, The Mexican Thrust Belt, *in* Howell, D.G. (ed.), Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, TX: Earth Sciences Series, 1, 299-313.
- Campa-Uranga, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- Cant, D.C., Stockmal, G.S., 1989, The Alberta foreland basin-Relationship between stratigraphy and Cordilleran terrane- accretion events: *Canadian Journal of Earth Science*, 26, 1964-1975.
- Carrillo-Bravo, J., 1971, La Plataforma Valles-San Luis Potosí: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 23 (1-6), 102 pp.
- Chávez-Cabello, G., 1996. Cartografía geológica y caracterización geoquímica en rocas sedimentarias de la margen sur del Cañón de la Huasteca; Santa Catarina, Nuevo León, México: Nuevo León, México, Universidad Nacional Autónoma de Nuevo León, Tesis de licenciatura, 103 pp.

- Chávez-Cabello, G., 2005. Deformación y magmatismo Cenozoicos en el sur de la cuenca Sabinas, Coahuila, México: Nuevo León, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis doctoral, 313 pp.
- Chávez-Cabello, G., Torres-Ramos, J.A., Vázquez, P., Damián, N., Cossio-Torres, T., Aranda-Gómez, J.J., 2011, Evolución estructural del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental en el Cañón Santa Rosa, Linares, Nuevo León: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63, 253-270.
- Clarke, L.J., Jenkyns, H.C., 1999, New oxygen isotope evidence for long-term Cretaceous climatic change in the Southern Hemisphere: *Geology*, 27, 699-702.
- Coney, P.J., 1976, Plate tectonics and the Laramide Orogeny: New Mexico Geological Society Special Publication, 6, 5-10.
- Coney, P.J., 1981, Accretionary tectonics in western North America, *in* Dickinson, W.R., Payne, W.D. (eds.), Relations of tectonics to ore deposits in the Southern Cordillera: Arizona Geological Society Digest, 14, 23-37.
- Coney, P.J., Evenchick, C.A., 1994, Consolidation of the American Cordilleras: *Journal of South American Earth Sciences*, 7, 241-262.
- Coney, P.J., Reynolds, S.J., 1977, Cordilleran Benioff zones: *Nature*, 270, 403-406.
- Conklin, J., Moore, C.M., 1977, Environmental analysis of the Lower Cretaceous Cupido Formation, northeast Mexico, *in* Bebout, D.G., Loucks, R.G. (eds.), Cretaceous carbonates of Texas and Mexico: University of Texas, Bureau of Economic Geology Reports, 89, 302-323.
- Corpstein, P., 1974, The La Joya and La Boca Formations, *in* Conklin, J. (ed.), Geology of Huizachal-Peregrina anticlinorium: Pan American Geological Society, Field Trip Guidebook, 81-90.

- Cox, R., Lowe, D.R., Cullers, R.L., 1995, The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the South Westerns United States: *Geochim.Cosmochim, Acta*, 59, 2919-9040.
- Cuéllar-Cárdenas, M.A., Nieto-Samaniego, A.F., Levresse, G., Alaniz-Álvarez, S.A., Solari, L., Ortega-Obregón, C., López-Martínez, M., 2012, Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29, 179-203.
- Cullers, R.L., Chaudhuri, S., Kilbane, N., Koch, R., 1979, Rare earth in size fractions and sedimentary rocks of Pennsylvanian-Permian age from the mid-continent of the U.S.A.: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 1285-1302.
- Dávila, S.M., 1991, Estudios geológicos en proyectos de acumulación en energía por bombeo de la región de Monterrey, Nuevo León: Comisión Federal de Electricidad, Gerencia de Ingeniera Civil, Reporte de Subdirección Técnica, 23-36.
- De Cserna, Z., 1956, Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey: *Publicaciones del XX Congreso Geológico Internacional*, 60 pp.
- De Cserna, Z., 1970, Mesozoic sedimentation, magmatic activity and deformation of northern Mexico, *in*: Seewald, K., Sundeen, D. (eds.), *The geologic framework of the Chihuahua tectonic belt – A symposium in honor of Prof. Ronald, K. De Ford*: West Texas Geological Society, Midland TX, 99-117.
- De Cserna, Z., 1989, An outline of the geology of the Mexico, *in*: Bally, A.W., Palmer, A.R. (eds.), *The Geology of the North America - An overview*: Boulder, Colorado, Geological Society of America: *Geology of North America*, A, 233-264.
- Dickinson, W. R., Klute, M. A., Hayes, M. J., Janecke, S. U., Lundin, E. R., McKittrick, M. A., Olivares, M. D., 1988, Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region: *Geological Society of American Bulletin*, 100, 1023-1039.

- Dickinson, W.R., Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: Geological Society of America Bulletin, 113 (9), 1142-1160.
- Dickinson, W. R., Snyder, W.R, 1978, Plate tectonics of the Laramide orogeny, *in* Matthews, V. III (ed.), Laramide folding associated with basement block faulting in the western United States: Geological Society of America Memoir, 151, 355-366.
- Dietz, R.S., Holden, J.C., 1970, The breakup of Pangaea: Scientific American, 223, 30-41.
- Dumble, E.T., 1911, Tertiary deposits of northeastern Mexico: Science, 33 (841), 232-234.
- 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, 108-171.
- Dyman, T.S., Tysdal, R.G., Perry, Jr., W.J., Obradovich, J.D., Haley, J.C., Nichols, D.J., 1997, Correlation of Upper Cretaceous strata from Lima Peaks area to Madison Range, southwestern Montana and southeastern Idaho, US: Cretaceous Research, 18, 751-766.
- Eguiluz de Antuñano, S. 2001. Geologic evolution and gas resources of the Sabinas Basin in northeastern Mexico, *in* Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A. (eds.), The Western Gulf of Mexico Basin – Tectonics, sedimentary basins and petroleum systems: American Association Petroleum Geologists Memoir, 75, 241-270.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53, 1-26.
- Ekdale, A., Ekdale, S. R., Wilson, J.L., 1976, Numerical analysis of carbonate microfacies in the Cupido Limestone (Neocomian-Aptian), Coahuila, Mexico: Journal of Sedimentary Petrology, 46, 362-368.

- Elder, W.P., 1988, Geometry of Upper Cretaceous bentonite beds: implications about volcanic source areas and paleowind patterns, western interior, United States: *Geology*, 16, 835-838.
- Elderfield, H., Greaves, M.J., 1982, The rare earth elements in seawater: *Nature*, 296, 214-219.
- Elderfield, H., Upstill-Goddard, R., Sholkovitz, E.R., 1990, The rare earth elements in rivers, estuaries and coastal seas and their significance to the composition of ocean waters: *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 971-991.
- Eldrett, J.S., Ma, C., Bergman, S.C., Lutz, B., Gregory, F.J., Dodsworth, P., Phipps, M., Hardas, P., Minisini, D., Ozkan, A., Ramezani, J., Bowring, S.A., Kamo, S.L., Ferguson, K., Macaulay, C., Kelly, A.E., 2015, An astronomically calibrated stratigraphy of the Cenomanian, Turonian and earliest Coniacian from the Cretaceous Western Interior Seaway, US: Implications for global chronostratigraphy: *Cretaceous Research*, 56, 316-344.
- Erslev, E.A., 1993, Thrusts, back-thrusts, and detachment of Rocky Mountain foreland arches, *in* Schmidt, C.J., Chase, R.B., Erslev, E.A. (eds.), *Laramide basement deformation in the Rocky Mountain Foreland of the Western United States: Geological Society of America Special Paper 280*, 339-358.
- Eslinger, E.V., Yeh, H.-W., 1986, Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of Cretaceous bentonites and shales from the Disturbed Belt, Montana: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50, 59-68.
- Fanti, F., 2009, Bentonite chemical features as proxy of late Cretaceous provenance changes: a case study from the Western Interior Basin of Canada: *Sedimentary Geology*, 112-127.
- Fastovsky, D.E., Hermes, O.D., Strater, N. H., Bowring, S. A., Clark, J. M., Montellano, M., Hernandez R, R., 2005. Pre-Late Jurassic fossil-bearing volcanic and sedimentary red



- beds of Huizachal Canyon, Tamaulipas, Mexico: Special Papers-Geological Society of America, 393, 401 pp.
- Fatovsky, D.E., Hermes, O.D., Strater, N.H., Bowring, S.A., Clark, J.M., Montellano, M., Hernández, R., 2005, Pre-Late Jurassic, fossil-bearing volcanic and sedimentary red beds of Huizachal Canyon, Tamaulipas, Mexico, *in* Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (eds.), Development, assessment and alternatives: Geological Society of America Special Paper, 393, 401-426.
- Fitz-Díaz, E., Camprubí-Cano, A., Cienfuegos-Alvarado, E., Morales-Puente, P., Schleicher, A., van der Pluijm, B. A., 2014, Newly-formed illite preserves fluid sources during folding of shale and limestone rocks; an example from the Mexican Fold-Thrust Belt: *Earth Planetary Science Letters*, 391, 263-273.
- Fitz-Díaz, E., Hall, C.M., van der Pluijm, B.A., 2016, XRD- based  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  age correction for fine-grained illite, with application to folded carbonates in the Monterrey salient (northern Mexico): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 181, 201-216.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T.F., Juárez-Arriaga, E., Chávez-Cabello, G., 2018, The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics: *Earth-Science Reviews*, 183, 56-84.
- Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Hudleston, P., Bolaños-Rodríguez, D., Ortega-Flores, B., Serrano, A.V. 2012. The role of folding *in* the development of the Mexican fold-and-thrust belt: *Geosphere*, 8 (4), 931-949.
- Fitz-Díaz, E., van der Pluijm, B., 2013, Fold dating: A new Ar/Ar illite dating application to constrain the age of deformation in shallow crustal rocks: *Journal of Structural Geology*, 54, 174-179.
- Floyd, P.A., Winchester, J.A., 1978, Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements: *Chemical Geology*, 21, 291-306.

- Flügel, E., 1982, *Microfacies Analysis of Limestone*: Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag, 633 pp.
- Flügel, E., 2004, *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*: Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag, 976 pp.
- Folk, R.L., 1959, Practical classification of limestones: *American Association of Petroleum Geologist Bull*, 43, 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*, 62-84.
- Foreman, B.Z., Rogers, R.R., Deino, A.L., Wirth, K.R., Thole, J.T., 2008, Geochemical characterization of bentonite in the Two Medicine Formation (Campanian, Montana), including a new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age: *Cretaceous Research*, 29, 373-385.
- Forster, A., Schouten, S., Baas, M., Damsté, J.S.S., 2007a, Mid-Cretaceous (Albian–Santonian) sea surface temperature record of the tropical Atlantic Ocean: *Geology*, 35, 919-922.
- Forster, A., Schouten, S., Moriya, K., Wilson, P.A., Damsté, J.S.S., 2007b, Tropical warming and intermittent cooling during the Cenomanian/Turonian oceanic anoxic event 2 – Sea surface temperature records from the equatorial Atlantic: *Paleoceanography*, 22, 1-14.
- Fortunato, K.S. 1982, *Depositional framework of the La Casita Formation (Upper Jurassic–lowermost Cretaceous) near Saltillo, Coahuila, Mexico*: University of New Orleans, Master's thesis, 198 pp.
- Fortunato, K.S., Ward, W.C, 1982, Upper Jurassic–Lower Cretaceous fan-delta complex, La Casita Formation of the Saltillo area, Coahuila, Mexico: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 32, 473-482.
- Frakes, L.A., 1979, *Climates throughout geologic time*, Elsevier, 322 pp.

- Friedrich, O., Norris, R.D., Erbacher, J., 2012, Evolution of middle to Late Cretaceous oceans a 55 my record of Earth's temperature and carbon cycle: *Geology*, 40, 107-110.
- Garduño-Martínez, D.E., Puig, T.P., Solé, J., Martini, M., Alcalá-Martínez, J.R., 2015, K-Ar illite-mica age constraints on the formation and reactivation history of the El Doctor fault zone, central México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32, 306-322.
- German, C.R., Masuzawa, T., Greaves, M.J., Elderfield, H., Edmond, J.M., 1995, Dissolved rare earth elements in the Southern Ocean: cerium oxidation and the influence of hydrography: *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 1551-1558.
- Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, *in* Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 340, 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 Oriental, northeast Mexico: *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Report*, 85 pp.
- Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and a paleogeographic evolution, northeast Mexico: *Geological Society of America, Special Paper*, 340, 1-58.
- Goldstein, S.J., Jacobsen, S.B., 1988, Rare earth elements in river waters: *Earth and Planetary Science Letters*, 89, 35-47.
- Gómez-Alejandro, A.G., Martínez-Limas, N.A., 2008, *Formación San Felipe: Caracterización mineralógica y geoquímica de rocas clásticas en la parte norte de la Sierra Madre Oriental, NE de México, Nuevo León, México*: Nuevo León, México, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Licenciatura, 120 p.
- González-García, R., 1976, Bosquejo Geológico de la Zona Noreste: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 28, 1-50.

- González-León, C.M., Solari, L., Solé, J., Ducea, M.N., Lawton, T.F., Bernal, J.P., González Becuar, E., Gray, F., López Martínez, M., Lozano Santa Cruz, R., 2011, Stratigraphy, geochronology, and geochemistry of the Laramide magmatic arc in the north-central Sonora, Mexico: *Geosphere*, 7, 1392-1418.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., 1996, A Phanerozoic timescale: Episodes 19, 1-2.
- Gray, G.G., Pottorf, R.J., Yurewicz, D.A., Mahon, K.I., Pevear, D.R., Chuchla, R.J., 2001, Thermal and chronological record of syn- to post-Laramide burial and exhumation, Sierra Madre Oriental, México, *in* Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A. (eds.), The western Gulf of México Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 75, 159-181.
- Haenggi, W.T., 2001, Tectonic history of the Chihuahua trough, México and adjacent USA, Part I: the pre-Mesozoic setting: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 54, 28-66.
- Hancock, J.M., Kauffman, E.G., 1979, The great transgressions of the Late Cretaceous: *Journal of Geological Society of London*, 136, 175-186.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1988, Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change *in* Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (eds.), *Sea-Level Changes – An Integrated Approach*: SEPM Special Publication, Tulsa OK, 7-108.
- Hart, M.B., 1996, Recovery of the food chain after the Late Cenomanian extinction event, *in* Hart, M.B (ed). *Biotic recovery from mass extinction events*: Geological Society of London Special publication, 102, 265-277.
- Haskin, L.A., Haskin, M.A., Frey, F.A., Wilderman, T.R., 1968, Relative and absolute terrestrial abundances of the rare-earths *in* Ahrens, L.H. (ed.), *Origin and Distribution of the Elements*: Pergamon Press, Oxford, UK, 889-912.

- Hattin, D.E., 1971, Widespread, synchronously deposited beds in the Greenhorn Limestone (Upper Cretaceous) of Kansas and southern Colorado: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 55, 110-119.
- Hausback, B.P., 1984, Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, México: Geology of the Baja California Peninsula, 219-236.
- Henry, C.D., McDowell, F.W., Silver, L.T., 2003, Geology and geochronology of the granitic batholithic complex, Sinaloa, México: Implications for Cordilleran magmatism and tectonics: Geological Society of America Special Paper, 374, 237-274.
- Herron, M.M., 1988, Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or long data: Journal of Sedimentary Petrology, 58, 154-164.
- Hildreth, W., Moorbath, S., 1988, Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile: Contrib. Miner. Petrol., 98, 455-489.
- Huber, B.T., Hodell, D.A., Hamilton, C.P., 1995, Middle–Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients: Geological Society of America Bulletin, 107, 1164-1191.
- Huber, B.T., Norris, R.D., MacLeod, K.G., 2002, Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous: Geology, 30, 123-126.
- Humphery, W.E., 1949, Geology of the Sierra de los Muertos area and paleontology of the La Peña Formation, Mexico: Geology Society of America Bulletin, 60, 87-176.
- Humphrey, W.E., 1956., Tectonic framework of northeast Mexico: Gulf Coast Association of Geological Society Transactions, 6, 25-35.
- Hussein, M.T., 2004, Hydrochemical evaluation of groundwater in the Blue Nile Basin, eastern Sudan, using conventional and multivariate techniques, Hydrology Journal, 12, 144-158.



- Ice, R.G., 1981., The Cuesta del Cura Formation in North-Central Mexico, *in* C. I. Smith, ed., Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico: West Texas Geological Society Publication, 58-74.
- Ifrim, C., Stinnesbeck, W., Schafhauser, A., 2005, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22 (1), 48-64.
- Imlay, R. W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico; pte. 4, Geology of the western part of the Sierra de Parras: *Geologic Society of America Bulletin*, 47, 1091-1152.
- Imlay, R.W., 1944, Cretaceous formations of Central America and Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 28, 1077-1195.
- Imlay, R.W., Cepeda, E., Álvarez, M., Díaz, T., 1948, Stratigraphic relations of certain Jurassic formations in eastern Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 32, 1750-1761.
- Jenchen, U., 2007, La Popa Basin, NE Mexico, an analog for near salt deformation and hydrocarbon trapping: *Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Guide Book* edited for Force Norway, 60 pp.
- Jenkyns, H.C., 1980, Cretaceous anoxic events: from continents to oceans: *Journal of the Geological Society*, 137, 171-188.
- Johnson, C.A., Gray, G.G., Goldhammer, R.K., 1991, Structure and tectonics of the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt near Monterrey, northeastern Mexico [Abstracts]: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 75, 603.
- Johnson, C.R., 1991, Depositional cycles of the Zuloaga (Oxfordian-Kimmeridgian?) Formation, Sierra de Bunuelos, Coahuila, Mexico: University of New Orleans, Master's thesis, 242 pp.

- Johnsson, M.J., 1993, The system controlling the composition of clastic sediments, *in* Johnsson, M.J., Basu, A., (eds.), Processes Controlling the Composition of clastics Sediments: Geological Society of America Special Paper, 284, 1-19.
- Kackstaetter, U.R., 2014, SEDMIN – Microsoft Excel™ spreadsheet for calculating fine-grained sedimentary rock mineralogy from bulk geochemical analysis: *Cent. Eur. J. Geosci.*, 6, 170-181.
- Kauffman, E.G., 1984, Paleobiogeography and evolutionary response dynamic in the Cretaceous Western Interior Seaway of North America. Jurassic-Cretaceous biochronology and paleogeography of North America: Geological Association of Canada Special Paper, 27, 273-306.
- Kauffman, E.G., Caldwell, W.G.E., 1993. The Western Interior Basin in space and time. En: Caldwell, W.G.E., Kauffman, E.G. (eds.), Evolution of the Western Interior Basin: Geological Association of Canada Special Paper 39, 1-30.
- Keith, S.B., 1978, Paleosubduction geometries inferred from Cretaceous and Tertiary magmatic patterns in southwestern North America: *Geology*, 6, 516-521.
- Keller, G., 2008, Cretaceous climate, volcanism, impacts, and biotic effects: *Cretaceous Research*, 29, 754-771.
- Keller, G., Pardo, A., 2004, Age and paleoenvironment of the Cenomanian-Turonian global stratype section at point at Pueblo: Colorado, *Marine Micropaleontology*, 51, 95-128.
- Klinkhammer, G., Elderfield, H., Hudson, A., 1983, Rare earth elements in seawater near hydrothermal vents: *Nature*, 305, 185-188.
- Lamolda, M.A., 1978, Le passage Cénomanién – Turonien dans la coupe de Menoya (Ayala, Alava): *Cah. Micropaléontologie*, 4, 21-27.
- Lamolda, M.A., Mao, S., 1999, The Cenomanian–Turonian boundary event and dinocyst record at Ganuza (northern Spain): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 150, 65-82.

- Lanphere, M.A., TAILLEUR, I.L., 1983, K-Ar ages of bentonites in the Seabee formation, northern Alaska: A Late Cretaceous (Turonian) time-scale point: *Cretaceous Research*, 4, 361-370.
- Laudon, R.C., 1984, Evaporite diapirs in the La Popa basin, Nuevo Leon, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 95 (10), 1219-1225.
- Lopez-Ramos, E., 1979, *Geología de México, III: México, DF*, 454 pp.
- Loucks, R.G., 1977, Porosity development and distribution in shoalwater carbonate complexes—subsurface Pearsall Formation (Lower Cretaceous), south Texas, *in* Bebout, D.G., Loucks, R.G. (eds.), *Cretaceous carbonates of Texas and Mexico: University of Texas, Bureau of Economic Geology Report of Investigations*, 89, 97-126.
- MacKenzie, W.S., Guilford, C., 1981, *Atlas of rock forming minerals in thin section*. Routledge, New York, 104 pp.
- Martínez-Limas, N.A., Gómez-Alejandro, A.G., 2008, *Formación San Felipe; caracterización mineralógica y geoquímica de rocas clásticas en la parte norte de la Sierra Madre Oriental, NE de México: Nuevo León, México, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Licenciatura*, 149 pp.
- Martínez-Paco, M., 2012, *Análisis petrográfico, geoquímico y geocronológico U-Pb de cenizas volcánicas alteradas de la Formación San Felipe (Cretácico Superior), en Cerro de Labradores, Galeana, N. L., Sierra Madre Oriental: Nuevo León, México, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Maestría*, 121 pp.
- Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Cerca-Martínez, M., Valencia, V., Serrano-Durán, L., Dickinson, W. R., 2009, Cretaceous–Eocene magmatism and Laramide deformation in southwestern Mexico: No role for terrane accretion. Backbone of the Americas: Shallow subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision: *Geological Society of America Memoir*, 204, 151-182.

- Martini, M., Ramírez-Calderón, M., Solari, L., Villanueva-Amdox, U., Zepeda-Martínez, M., Ortega-Gutiérrez, F., Elias-Herrera, M., 2016, Provenance analysis of Jurassic sandstones from the Otlaltepec Basin, southern Mexico: Implications for the reconstruction of Pangea breakup: *Geosphere*, 12 (6), 23 pp.
- Martini, M., Solari, L., Camprubi, A., Hudleston, P.J., Lawton, T.F., 2012, The Late Cretaceous fold-thrust belt in the Pefia de Bernal-Tamazunchale area and its possible relationship to the accretion of the Guerrero Terrane. The southern Cordillera and beyond, 25, 19 pp.
- McArthur, J.M., Kennedy, W.J., Chen, M., Thirwall, M.F., Gale, A.S, 1994, Strontium isotope stratigraphy for Late Cretaceous time: Direct numerical calibration of the Sr isotope curve based on the Western Interior: *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 108, 95-119.
- McCulloch, M.T., Wasserburg, G.J., 1978, Sm–Nd and Rb–Sr chronology of continental crust formation: *Science*, 200, 1003–1011.
- McFarlan, E.Jr., Stone, S.W., 1977, Petroleum exploration potential of Lower Cretaceous sediments, U.S. Gulf Coast: Exxon Production Research Company Report, 56 pp.
- McLennan, S.M., 2001, Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continent crust: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2.
- McLennan, S.M., Hemming, S., 1992, Samarium/neodymium elemental and isotopic systematics in sedimentary rocks: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 887-898.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G.N., 1993, Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonicsin, *in* M.J. Johnsson, A. Basu (eds.) *Processes Controlling the Composition of Clastics Sediments: Geological Society of America Special Paper*, 284, 21-40.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., Hemming, S.R., 2003, Composition, differentiation, and evolution of continental crust: Constrains from sedimentary rocks and heat flow, *in*

- Brown, M., Rushmer, T., (eds)., evolution and differentiation of the continental crust: Cambridge University Press (in press).
- Meiburg, P., 1987, Paleogeografía y desarrollo estructural del Cretácico de la Sierra Madre Oriental septentrional, México, *in* Meiburg, P. (ed.), El Cretácico de México y América Central. Simposio Internacional: Actas Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, 2, 197-199.
- Miall, A.D., Catuneanu, O., Vakarelov, B.K., Post, R., 2008, The Western interior basin: *Sedimentary Basins of the World*, 5, 329-362.
- Michalzik, D., 1988, Trias bis tiefste Unter-Kreide der Nordostlichen Sierra Madre Oriental, Mexiko—Fazielle Entwicklung eines passiven Kontinental randes: Technische Hochschule Darmstadt, Ph.D. thesis, 247 pp.
- Michalzik, D., 1991, Facies sequence of Triassic-Jurassic red beds in the Sierra Madre Oriental (NE Mexico) and its relation to the early opening of the Gulf of Mexico: *Sedimentary geology*, 71(3-4), 243-259.
- Michalzik, D., Schumann, D., 1994, Lithofacies relations and palaeoecology of a Late Jurassic to Early Cretaceous fan delta to shelf depositional system in the Sierra Madre Oriental of north-east Mexico: *Sedimentology*, 41, 463-477.
- Miller R.G., O'nions R.K., Hamilton P. J., Welin E., 1986, Crustal residence ages of elastic sediments, orogeny and continental evolution: *Chem. Geol.*, 57,87-99.
- Miller, K.G., Wright, J.D., Browning, J.V., 2005, Visions of ice sheets in a greenhouse world: *Marine Geology*, 217, 215-231.
- Mixon, R.B., Murray, G.E., Díaz, T.G., 1959, Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), State of Tamaulipas, Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 43, 757-771.
- Muir, J.M., 1934, Limestone reservoir rocks in the Mexican oil fields: Problems of petroleum geology. *Am. Assoc. Petrol. Geol*, 377-398.

- Muir, J.M., 1936, Geology of the Tampico region, Mexico: American Association of Petroleum Geologists Report, 1-280.
- Nakamura, N., 1974, Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites: *Geochim. Cosmochim. Acta* 38, 757-775.
- Nance, R.D., Fernández-Suárez, J., Keppie, J.D., Storey, C., Jeffries, T.E., 2007, Provenance of the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, Mexico: Detrital zircon U-Pb age constraints and implication for the Paleozoic paleogeography of the Rheic Ocean, *in* Linnemann, U., Nance, R.D., Kraft, P., Zulauf, G. (eds.), *The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian Variscan collision*: Geological Society of America Special Paper, 423, 453-464.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1984, Prediction of some weathering trends of plutonics and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 1523-1534.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., Camprubí, A., 2005, La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57, 285-317.
- Norris, R.D., Wilson, P.A., 1998, Low-latitude sea-surface temperatures of the Mid-Cretaceous and evolution of planktonic foraminifera: *Geology*, 25, 823-826.
- Nothdurft, L.D., Webb, G.E., Kamber, B.S., 2004, Rare earth element geochemistry of Late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, Western Australia: confirmation of a seawater REE proxy in ancient limestone: *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 263-283.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Guerrero-Suástegui, M., Jenchen, U., 2012, Petrografía y procedencia del miembro arenoso galeana (Formación Taraises, Valanginiano-Hauteriviano Temprano), Sierra Madre Oriental, NE México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64, 335-352.



- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Jenchen, U., Guerrero-Suategui, M., 2008., Facies y sistemas de depósito del Miembro Arenoso Galeana (Formación Taraises, Cretácico Inferior, NE de México): *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 438-464.
- Oivanki, S. M., 1974., Paleodepositional environments in the Upper Jurassic Zuloaga Formation (Smackover), northeast Mexico: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 24, 258-278.
- Ovianki, S. M., 1974., Paleodepositional environments in the Upper Jurassic Zuloaga Formation (Smackover), northeast Mexico: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 24.
- Padilla-Sánchez, R.J., 1978, Geología y estratigrafía (Cretácico Superior) del límite suroeste del estado de Nuevo León: *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, 2, 37-44.
- Padilla-Sánchez, R.J., 1982., Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepcion del Oro, Saltillo, and Monterrey, Mexico: Texas, University of Texas at Austin, Tesis Doctoral, 217 pp.
- Padilla-Sánchez, R.J., 1986, Post Paleozoic tectonics of northeast Mexico and it's role in the evolution of the Gulf of Mexico: *Geofísica Internacional*, 25, 157-206.
- Peltonen, C., Marcussen, Ø., Bjørlykke, K., Jahren, J., 2009, Clay mineral diagenesis and quartz cementation in mudstones: The effects of smectite to illite reaction on rock properties: *Marine and Petroleum Geology*, 26(6), 887-898.
- Piper, D.Z., 1974, Rare earth elements in the sedimentary cycle: A summary: *Chemical Geology*, 14, 285-304.
- Price, G.D., Hart, M.B., 2002, Isotopic evidence of Early to Mid Cretaceous ocean temperature variability: *Marine Micropaleontology*, 46, 45-58.
- Price, G.D., Sellwood, B.W., Corfield, R.M., Clarke, L., Cartlidge, J.E., 1998, Isotopic for paleotemperatures and depth stratification of Middle Cretaceous planktonic foraminifera from the Pacific Ocean: *Geological Magazine*, 135, 183-191.

- Ramírez-Díaz, A., 2012, Estudio geológico-estructural del anticlinal la Caja (área Bonanza - Providencia), Sierra Madre Oriental, NE de Zacatecas: Nuevo León, México, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Maestría, 157 pp.
- Ramírez-Peña, C.F. 2017, Análisis de la deformación progresiva en la zona sur del Sector Transversal de Parras y la Saliente de Monterrey, México: Nuevo León, México, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis Doctoral, 189 pp.
- Roberts, E.M., Deino, A.L., Chan, M.A., 2005,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age of the Kaiparowitz Formation, southern Utah, and correlation of contemporaneous Campanian strata and vertebrate faunas along the margin of the Western Interior Basin: *Cretaceous Research*, 26, 307-318.
- Roberts, L.N.R., Kirschbaum, M.A., 1995, Paleogeography of the Late Cretaceous of the Western Interior of middle North America-coal distribution and sediment accumulation: United States Geological Survey, Professional Paper, 1561, 1-49.
- Rollinson, H.R., 1993, Discriminating between tectonic environments using geochemical data. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific & Technical, Essex, UK, 171-214.
- Roser, B.P., Korsch, R.J., 1986, Determination of Tectonic setting of sandstone-mudstone suites using  $\text{SiO}_2$  content and  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  ratio: *Journal of Geology*, 94, 635-650.
- Ross, M.A., 1981, Stratigraphy of the Tamaulipas Limestone, Lower Cretaceous, Mexico, *in* C. I. Smith, (ed.), Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico: West Texas Geological Society Publication, 43-54.
- Ross, M.I., 1981, Stratigraphy of the Tamaulipas Limestone, Lower Cretaceous, Mexico, *in* Smith, C.I. (ed.), Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico: West Texas Geological Society Publication, 81-74.
- Rudnick, R.L., Gao, S., 2003, Composition of the continental crust, *Treatise on geochemistry*, 3, 659.

- Salvador, A., 1987, Late Triassic–Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 71, 419–451.
- Salvador, A. 1991a. The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, J, 568 pp.
- Salvador, A. 1991b. Triassic-Jurassic, *in* Salvador, A. (ed.), The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, J, 131–180.
- Scotese, C.R., 1991, Jurassic and Cretaceous plate tectonic reconstructions: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 87, 493-501.
- Scotese, C.R., Gahagan, L.M., Larson, R.M., 1988, Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins: Tectonophysics, 155, 27-48.
- Seibertz, E., 1988, El desarrollo cretácico del Archipiélago de Tamaulipas. I. Litogénesis, paleogeografía y datación bioestratigráfica de la Formación San Felipe por medio de inoceramidos en el estado de Nuevo León [The Cretaceous development of the Archipelago of Tamaulipas. I. Lithogenesis, paleogeography and biostratigraphic dating of the San Felipe Formation by means of inoceramides in the state of Nuevo León] (Turoniano, NE México): Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, 3, 9-29.
- Seibertz, E., 1998, Evolution of the Mid-Cretaceous in Northern Mexico under paleogeographic aspects: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 15, 87-90.
- Selvius, D.B., 1982, Lithostratigraphy and algal-foraminiferal biostratigraphy of the Cupido Formation, Lower Cretaceous in Bustamante Canyon and Potrero García, northeast Mexico: University of Michigan, Tesis de Maestría, 68 pp.
- Sepkoski, J.J., 1990, The taxonomic structure of periodic extinction: Geological Society of America Special Papers, 247, 33-44.

- Shapiro, S.S., Wilk, M.B., 1965, Analysis of variance test for normality (complete samples): *Biometrika*, 52, 591-611.
- Sherrell, R.M., Field, M.P., Ravizza, G., 1999, Uptake and fractionation of rare earth elements on hydrothermal plume particles at 9450 N, East Pacific Rise: *Geochim. Cosmochim. Acta* 63, 1709-1722.
- Shimer, G.T., Benowitz, J.A., Layer, P.W., McCarthy, P.J., Hanks, C.L., Wartes, M., 2016,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages and geochemical characterization of Cretaceous bentonites in the Nanushuk, Seabee, Tuluvak, and Schrader Bluff formations, North slope, Alaska: *Cretaceous Research*, 57, 325-341.
- Skelton, P.W., Spicer, R.A., Kelley, S.P., Gilmour, I., 2003, *The Cretaceous World*: Cambridge University Press, 360 pp.
- Slaughter, M., Hamil, M., 1970, Model for deposition of volcanic ash and resulting bentonite: *Geological Society of America Bulletin*, 81, 961-968.
- Smith, A.G., 1981, Phanerozoic equal-area maps: *Geologische Rundschau*, 70, 91-127.
- Smith, C.I., 1981, Review of the Geologic Setting, Stratigraphy and Facies distribution of the Lower Cretaceous in Northern Mexico, *in* Kats, S.M., Smith, C.I. (eds.), *Lower Cretaceous Stratigraphy and Structure, Northern Mexico*: West Texas Geological Society, Field Trip Guidebook, 74-84.
- Smith, C.R., 1987, Provenance and depositional environments of the La Casita Formation, Sierra Madre Oriental southwest of Monterrey, northeastern Mexico: Tesis de Maestría, University of New Orleans, Baton Rouge, 143 pp.
- Smith, A.G., Briden, J.C., Drewry, G.E., 1973, Phanerozoic world maps, *in* Hughes, N.F. (ed.), *Special Papers in Paleontology*, 12: Oxford, Paleontological Association, 1-42.
- Smith, A.G., Hurley, A.M., Briden, J.C., 1981a, Palaeokontinentale Weltkarten des Phanerozoikums (Paleocontinental World Maps of the Phanerozoic): Ferdinand Enke, Stuttgart, 102 pp.

- Smith, A.G., Hurley, A.M., Briden, J.C., 1981b, Phanerozoic paleocontinental world maps: Cambridge University Press, Cambridge, 102 pp.
- Smith, A.G., Smith, W., Briden, J.C. 1977, Mesozoic and Cenozoic paleocontinental maps: Cambridge Earth Science Series, Cambridge University Press, Cambridge, 63 pp.
- Sohl, N. F., Martínez, E., Salmerón-Ureña, P., Soto-Jaramillo, F., 1991, Upper Cretaceous, *in* Salvador, A. (ed.), The Gulf of Mexico Basin: The Geological Society of North America, Boulder CO, 204-244.
- Stone, S.W., 1975, The Jurassic of the Gulf Coast: Exxon Production Research Company Report (unpublished), 112 pp.
- Suter, M., 1984, Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles–San Luis Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east-central México: Geological Society of American Bulletin, 95, 1387-1397.
- Suter, M., 1987, Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico: Geological Society of American Bulletin, 98, 249-264.
- Tardy, M., 1975, La nappe de Parras: un Traité Essentiel de la Structure Laramienne du Secteur transverse de la Sierra Madre Oriental, Mexique: Bulletin of the Geological Society of France, 17, 77-87.
- Tardy, M., 1980, Contribution a l'étude géologique de la Sierra Madre Oriental du Mexique: Tesis doctoral, Université Pierre et Marie Curie de Paris, 445 pp.
- Tardy, M., Longoria J., Martínez-Reyes, J., Mitra S., Patiño A., Padilla S., Ramírez R., 1975, Observaciones generales sobre la estructura de la Sierra Madre Oriental: la Aloctonía del conjunto Cadena Alta-Altiplano Central, entre Torreón Coahuila y San Luis Potosí, S.L.P., México: Revista del Instituto de Geología – Universidad Nacional Autónoma de México, 1, 1-11.

- Taylor S.R., McLennan S.M., McCulloch M.T., 1983, Geochemistry of loess, continental crustal composition and crustal model ages: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 1897-1905.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985, *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*: Blackwell Scientific Publications, Oxford, UK.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985, *The continental crust: Its evolution and composition*. Lon on: Blackwell.
- Todd, R.G., Mitchum, R.M., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 8: Identification of Upper Triassic, Jurassic, and Lower Cretaceous seismic sequences in Gulf of Mexico and offshore west Africa, *in* Payton, C.E. (ed.), *Seismic stratigraphy—Applications to hydrocarbon exploration*: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 26, 145-163.
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P.J., Grajales, J.M., 1999, Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstruction of southern North America, *in* Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 340, 191-196.
- Torres-Sánchez, S.A., 2015, *Implicaciones geodinámicas del complejo metamórfico paleozoico de la Sierra Madre Oriental en el Noreste de México*: Nuevo León, México, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis doctoral, 236 pp.
- Velasco-Tapia, F., 2017, Chapter 4: Volcanic ash-beds of the Upper Cretaceous San Felipe Formation, Sierra Madre Oriental (Northeastern Mexico): Provenance and petrogenesis based on conventional and statistical tools applied to geochemical data, *in* Veress, B., Szigethy, J. (eds.), *Horizons in Earth Science Research*, Nova Science Publishers, 16, 67-99
- Velasco-Tapia, F., Martínez-Paco, M., Iriondo, A., Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Cruz-Gámez, E.M., Ramos-Ledezma, A., Andaverde, J.A., Ostrooumov, M., Masuch, D., 2016,



- Altered volcanic ash layers of the Late Cretaceous San Felipe Formation, Sierra Madre Oriental (Northeastern Mexico): U-Pb geochronology, provenance and tectonic setting: *Journal of South American Earth Sciences*, 70, 18-35.
- Vera-Torres, J.A., 1994, *Estratigrafía; principios y métodos*: Madrid, Editorial Rueda, 806 pp.
- Webb, G.E., Kamber, B.S., 2000, Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: a new shallow seawater proxy: *Geochim. Cosmochim. Acta* 64, 1557-1565.
- Weidie, A.E., Martinez, J.D., 1970, Evidence for evaporite diapirism in northeastern Mexico: *AAPG Bulletin*, 54 (4), 655-657.
- Weidie, A.E., Wolleben, J.A., 1969, Upper Jurassic stratigraphic relations near Monterrey, Nuevo Leon, Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 53, 2418-2420.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010, Abbreviations for names of rock-forming minerals: *Am. Miner.*, 95, 185-187.
- Williams, G.D., Stelck, C.R., 1975, Speculations on the Cretaceous paleogeography of North America, *in* Caldwell, W.G.E. (ed.), *The Cretaceous System in the Western Interior of North America*: Geological Association of Canada Special Paper 13, 1-20.
- Wilson, J.L., 1969, Microfacies and sedimentary structures in "deeper water" lime mudstones. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications*, 14, 4-19.
- Wilson, J.L., 1975, *Carbonate facies in geologic history*, New York, Springer-Verlag, 471 pp.
- Wilson, J.L., 1990, Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in northeastern Mexico—A review, *in* Tucker, M., Wilson, J.L., Crevello, P.D., Sarg, J.F., Read, J.F. (eds.), *Carbonate platforms, facies, sequences and evolution*: International Association of Sedimentologists Special Publication, 9, 235-255.

- Wilson, J.L., Piali, G., 1977, A Lower Cretaceous shelf margin in northern Mexico, *in* Bebout, D.G., Loucks, R.G. (eds.), Cretaceous carbonates of Texas and Mexico: University of Texas Bureau of Economic Geology Report of Investigations, 89, 286-294.
- Wilson, J.L., Selvius, D.B., 1984, Early Cretaceous in the Monterrey- Saltillo area of northern Mexico, *in* Wilson, J.L., Ward, W.C., Finneran, J. (eds.), A field guide to Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonate platform and basin systems, Monterrey-Saltillo area, northeast Mexico: SEPM Gulf Coast Section Report, 76 pp.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: *Chem. Geol.*, 20, 325-343.
- Winker, C.D., Buffler, R.T., 1988, Paleogeographic evolution of early deep water Gulf of Mexico and margins, Jurassic to middle Cretaceous (Comanchean): *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 53, 318-346.
- Zhang, K.J., Li, Q.H., Yan, L.L., Zeng, L., Lu, L., Zhang, Y.X., Hui, J., Jin, X., Tang, X.C., 2017, Geochemistry of limestones deposited in various plate tectonic settings: *Earth-science reviews*, 167, 27-46.
- Ziegler, A.M., Scotese, C.R., Barrett, S.F., 1982, Mesozoic and Cenozoic paleogeographic maps, *in* Brosche, P., Sundermann, P.J. (eds.), Tidal friction and the Earth's rotation II, Springer-Verlag, Berlin, 240-252.
- Zonenshain, L.P., Gorodnitskiy, A.M., 1977, Paleozoic and Mesozoic reconstructions of the continents and oceans 2: Late Paleozoic and Mesozoic reconstructions: *Geotectonics*, 11, 159-172.
- Zonenshain, L.P., Savostin, L.A., Sedova, P., 1984, Globalinye paleogeodinamicheskie rekonstruktsii dlya posledvich 160 mln let (Global paleogeodynamic reconstructions of the last 160 million years): *Geotektonika*, 3, 3-16.

Zonenshayn, L.P., Savostin, L.A., Sedov, P., 1985, Paleogeodynamic world base maps and paleobathymetry for the last 70 Ma. An explanatory note: *Tectonophysics*, 116, 189-207.

Zou, H., 2007, *Quantitative Geochemistry*, Imperial College Press, London, Uk, 304 pp.

Zwanzinger, J.A., 1979, Provincias Mesozoicas Productoras en el Noreste de México: *Ingeniería Petrolera*, 19 (3), 35-40.

## **ANEXOS**

---



"2017, Año del Centenario de la Promulgación de la Constitución Política de los Estados Unidos Mexicanos"

Ensenada, Baja California a 18 de agosto de 2017

Serie Doc. CIC.CT.GEO.87.2

Ref. 2017/BW/02

**Dr. Carlos Gilberto Aguilar Madera**

Subdirector de Posgrado

Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

Por este conducto me permito informar que el Ing. Jaime Antonio Tienda Garza efectuó una estancia de trabajo en el Laboratorio Ultra-limpio de la División de Ciencias de la Tierra del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) durante el periodo del 7 al 18 de agosto de 2017.

El propósito de su visita fue participar en el proceso de preparación de muestras para análisis isotópico Sm-Nd de rocas lutíticas de la Formación San Felipe (Sierra Madre Oriental), que forma parte de su trabajo de tesis de maestría.

Agradeciendo las atenciones a la presente, quedo de usted con un cordial saludo.

Atentamente

Dr. Bodo Weber

Investigador Titular

Departamento de Geología

División de Ciencias de la Tierra





# IX

## CONGRESO NACIONAL DE ESTUDIANTES DE CIENCIAS DE LA TIERRA



Otorga la presente

# CONSTANCIA

## a: **Tienda Garza Jaime Antonio**

Por su participación con el trabajo:

**“ESTUDIO MICROFACIAL, MINERALÓGICO, GEOQUÍMICO E ISOTÓPICO DE LA FORMACIÓN SAN FELIPE (CRETÁCICO SUPERIOR), NORESTE DE MÉXICO”**

en el IX Congreso Nacional de Estudiantes de Ciencias de la Tierra del 15 al 18 de mayo de 2018 en Juriquilla, Querétaro.

**Dra. Lucía Capra Pedol**

Directora del Centro de Geociencias, UNAM

**Dr. Mariano Cerca Martínez**

Coordinador del Posgrado, CGEO, UNAM



SECRETARÍA  
DE TURISMO





# IX CONGRESO NACIONAL DE ESTUDIANTES DE CIENCIAS DE LA TIERRA



Otorga la presente

## CONSTANCIA AL CUARTO LUGAR (ORAL)

a: **Jaime Antonio Tienda Garza**

Por su participación con el trabajo:

**“ESTUDIO MICROFACIAL, MINERALÓGICO, GEOQUÍMICO E ISOTÓPICO DE LA FORMACIÓN SAN FELIPE (CRETÁCICO SUPERIOR), NORESTE DE MÉXICO”**

en el IX Congreso Nacional de Estudiantes de Ciencias de la Tierra  
del 15 al 18 de mayo de 2018 en Juriquilla, Querétaro.



SECRETARÍA  
DE TURISMO