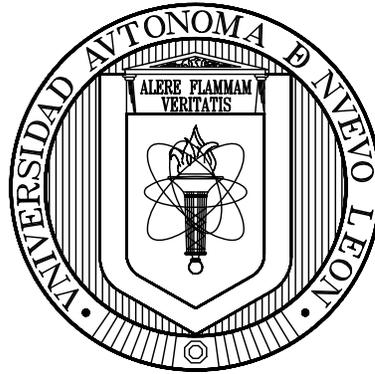


UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



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

TESIS

COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO DE

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

PRESENTA

ING. MARGARITA MARTÍNEZ PACO



UANL



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

LA TESIS

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

ELABORADA POR

ING. MARGARITA MARTÍNEZ PACO

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

LINARES, NUEVO LEÓN

NOVIEMBRE DEL 2012



UANL



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

LA TESIS

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

ELABORADA POR:

ING. MARGARITA MARTÍNEZ PACO

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

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.
COMITÉ DE REVISIÓN DE TITULACIÓN

DR. FERNANDO VELASCO TAPIA

DR. MARTÍN GUERRERO SUASTEGUI

DR. GABRIEL CHÁVEZ CABELLO

LINARES, NUEVO LEÓN

NOVIEMBRE DEL 2012

Por este medio declaro bajo protesta, haber realizado esta tesis de manera personal y haber utilizado únicamente los medios, procedimientos y asesorías descritas en la misma.

*Ing. Margarita Martínez Paco
Noviembre del 2012*

A los que buscan
Aun que no encuentren

A los que avanzan
Aunque se pierdan

A los que viven
Aun que se mueran

Mario Benedetti

Cuanto Daria por que estuvieras aquí...

En memoria de Daria Moreno

A mis dos grandes amores y los que vengan:
Yam Zul Ernesto Ocampo Díaz
Hiram Hunahpu Ocampo Martínez
(_____ Ocampo Martínez)
(_____ Ocampo Martínez)

Gracias a:

La vida por regalarme este momento...

- Al CONACYT por darme la confianza y oportunidad para seguir con mis sueños de superarme y ser siempre mejor que ayer, gracias por la beca.
- Al Proyecto CONACYT titulado: Estudio geoquímico, mineralógico y geocronológico U-Pb de cenizas volcánicas alteradas de la Formación San Felipe en el NE de México, con Clave: 106939
- Al proyecto de Paicyt-UANL, por proporcionar fondos para este estudio.
- A mis Adorados padres: *Criss y Lalo*; por ser el pilar más importante en mi vida, por su apoyo incondicional y por que al fin los entiendo.
- A mi esposo, amigo y maestro: *Yam* te amo
- A mi pequeño retoño: el *Huban* que ha venido a cambiar mi vida, mi mundo, mis sueños y sobre todo por alegrarme cada instante de mi vida;
- A la Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, por el apoyo brindado durante mi Maestría.
- A mi asesor de tesis, el Dr. Fernando Velasco Tapia, por guiarme, darme el tiempo, apoyo y dedicación brindada para realizar esta tesis y sobretodo su amistad, paciencia y confianza.
- A los miembros del Comité de revisión de tesis, el Dr. *Martín Guerrero Suastegui* y el Dr. Gabriel Chávez Cabello, por su disponibilidad, amabilidad y sus comentarios para mejorar este proyecto.
- A la Dra. Ma. Teresa Orozco Esquivel, Dr. Alexander Iriondo, a la Manager del laboratorio Química Ofelia Pérez Arvizu, y a Monica Enrriquez; su colaboración y su tiempo en el laboratorio
- Al M. S. Rufino Lozano Santacruz, Responsable del Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X UNAM, por su ayuda en los análisis de elementos mayores en las cenizas alteradas
- A mis Hermanos Everdo y Tona (Chuqui), por ser mis conejillos de indias, mis amigos y confidentes, por apoyarme y quererme, por ser como son.
- A *Don Nicolás y Doña Petra*, por su apoyo en todo momento.
- A mis amigos de toda la vida: *Karla, Gaby, Eli^W, el chato*, por que los quiero...
- Al Dr. *Uwe* y esposa *Elisa*, por su amistad sincera por su cariño y apoyo incondicional.
- Al Dr. *Ishibert* por ser amigo incondicional, por esos momentos de apoyo y enseñanzas.
- A todos mis *profesores, amigos y compañeros* de la UACT por que han sido fuente de mi inspiración.
- A mis *compañeros y, amigos*, de la FCT
- A *Silvia* y las chicas del gym, por enseñarme a cuidar mi cuerpo, por ser mis amigas.
- A mis cuñis: *Osos y compañía, Aaron*, por su amistad sincera,
- A *Lupita Gutiérrez y Alejandra Santana*, por su amistad, por enseñarme de bichos y por su compañía en los semestres cursados.
- A los *Mesis*, por ser quienes nos inyectaban energía, todas las tardes, con sus risas, platicas y amistad.
- Al *Gordo*, por su amistad y compañía
- A mis compadres los *Poletos (Polet y Ariel)*, por su amistad, ayuda y compañía.
- A mis *Abuelas*, por su apoyo y amor.
- A mis *tíos*, por apoyarme y quererme.
- A don *Javier Chávez* y a su familia, por ser como de nuestra familia.
- A la *Lobita (Hugo Medina F.)* y esposa (*Lily*), por su amistad y apoyo.
- A mi amiguís *Lily Franco y Mauro*, por su apoyo, comprensión y amistad.

A las Margaritas (Café Danilo) por su amistad incondicional y sus enseñanzas...

A doña Yola y familia; por esos momentos en los que estuvieron con nosotros, compartiendo amistad, comida y consejo.

A don Toño y Familia, por su amistad y su casa la cual amo...

Al personal docente de la Facultad: *Dr. Héctor de León Gómez, Dr. José Rosbel Chapa Guerrero, Dr. José Guadalupe López Oliva, M.C. Veronika Dülmer, Dr. Sóstenes Méndez Delgado, M.C. Ángel García Peña, Dr. Juan Carlos Montalvo Arrieta, Dr. Cosme Pola Simuta, Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández, Dr. Francisco Medina Barreta, Dr. Uwe Jenchen, Mtra. Manuelita María González Ramos, Lic. Roberto Soto Villalobos, Dr. Vsevolod Yutis, M.C. Daniel Garza Rocha, Dr. Dirk Massuch Oesterreich, M.C. Efraín Alva Niño, Dra. Elizabeth Chacón Baca, M.C. Tomás Cossío Torres, Dr. Jens Stephann, M.C. Ema Gemma García González, M.C. Federico Viera Décida, M.C. Andrés Ramos Ledezma, M.C. Pedro Rodríguez Saavedra, Ing. Ana María Garza Castillo, Mtro. Víctor Beraza, Mtro. Gustavo González y Mtro. Guillermo Alanís*, por cada una de las clases impartidas, por sus enseñanzas, y cada aportación a mi conocimiento.

Al personal de mantenimiento e intendencia de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. Al personal administrativo de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, por su apoyo durante los trámites de inscripción cada semestre y de titulación: Juany Montes.

A todos los que me compraron gelas y anexos...

A ti que pagas tus impuestos...

Y al etc... se que me faltaron muchisisisimos, pero en fin gracias.

1	Introducción	1
1.1	Cenizas volcánicas alteradas	1
1.2	Depósitos de ceniza volcánica alterada en el Mar Interior Occidental (MIO) de Norteamérica	3
1.2.1	Depósitos localizados en el SW de Canadá/NW de EUA	5
1.2.2	Depósitos localizados en el NE de EUA A	8
1.2.3	Depósitos localizados en el SW de EUA	8
1.2.4	Depósitos localizados en el SE de EUA	9
1.2.5	Depósitos localizados en el NE de México: Formación San Felipe	9
1.3	Justificación	10
1.4	Hipótesis	11
1.5	Objetivos	11
1.6	Metas	11
1.7	Metodología	12
2	Marco geológico	14
2.1	Evolución geológica del NE de México entre el precámbrico y el jurásico	14
2.2	Evolución geológica en el Noreste de México durante el Cretácico	15
2.3	Litoestratigrafía sedimentaria del Triásico al Cretácico Superior en el NE de México	18
2.3.1	Formación El Alamar	18
2.3.2	Formación Huizachal (Triásico Superior)	19
2.3.3	Formación La Boca	19
2.3.4	Formación La Joya (Calloviano-Oxfordiano)	20
2.3.5	Formación Minas Viejas (Calloviano-Oxfordiano)	21
2.3.6	Formación Zuloaga (Oxfordiano-Kimmerigiano)	21
2.3.7	Formación La Casita (Kimmerigiano-Berriasiano Inferior)	22
2.3.8	Formación Taraises (Berriasiano-Hauteriviano)	23
2.3.9	Formación La Peña	23
2.3.10	Formación Cupido- Tamaulipas Inferior (Hauteriviano Medio-Aptiano)	24
2.3.11	Formación Tamaulipas Superior (Aptiano-Albiano)	24
2.3.12	Formación Cuesta del Cura (Cenomaniano)	24
2.3.13	Formación Agua Nueva (Cenomaniano Superior-Turoniano)	25
2.3.14	Formación San Felipe (Cretácico Superior)	25
2.3.15	Formación Méndez (Coniaciano)	26
2.4	Geología local	26
2.4.1	Formación Agua Nueva (Cenomaniano Superior-Turoniano)	27
2.4.2	Formación San Felipe (Cretácico Superior)	27
2.4.3	Formación Méndez (Coniaciano)	29
2.5	Muestreo en Perfil	30
3	PETROGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA	31
3.1	METODOLOGÍA	31
3.2	PETROGRAFÍA DE CALIZA	32
3.2.1	MICROFACIES	32
3.2.1.1	Microfacies de wackestone de foraminíferos bentónicos	32
3.2.1.2	Microfacies de wackestone-packstone de foraminíferos bentónicos y planctónicos	32
3.2.2	REGISTRO MICROPALEONTOLÓGICO	32
3.3	ARENISCAS	34
3.3.1	PETROFACIES DE ARENISCAS VOLCANICLÁSTICAS	34

3.4	PETROGRAFÍA DE TOBAS	36
3.4.1	TEXTURA Y COMPOSICIÓN GENERAL DE LAS TOBAS	36
3.4.2	PETROFACIES DE LAS TOBAS	36
3.4.2.1	Toba criptocristalina (PFCC)	36
3.4.2.2	Toba cristalina (PFC)	37
3.4.2.3	Petrofacies de Toba Litocristalina (PFLC)	38
3.5	SEDIMENTOLOGÍA	40
3.6	ASOCIACIÓN DE FACIES (AF)	40
3.6.1	INTERPRETACIÓN AMBIENTAL DE LA AF1	40
3.7	COMPOSICIÓN DEL ÁREA FUENTE	43
3.7.1	ANÁLISIS MODAL	43
3.7.2	MODOS DETRÍTICOS DE LAS ARENISCAS	46
3.7.3	UBICACIÓN DE LAS ÁREAS FUENTES	48
3.7.4	AMBIENTE TECTÓNICO	49
4	GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA	51
4.1	METODOLOGÍA	51
4.1.1	MOLIENDA Y ANÁLISIS QUÍMICO DE ROCA TOTAL	51
4.1.2	PROCEDIMIENTO QUÍMICO PARA EL ANÁLISIS DE ELEMENTOS TRAZA	51
4.1.3	MEDICIÓN DE RELACIONES ISOTÓPICAS DE U-Pb EN CIRCÓN	53
4.2	GEOQUÍMICA ROCA TOTAL	54
4.2.1	COMPOSICIÓN GENERAL DE LAS ROCAS	54
4.2.2	ANÁLISIS DE CLUSTER	58
4.2.3	TIPO DE ROCA	60
4.2.4	DIAGRAMAS DE LANTÁNIDOS NORMALIZADOS A CONDrita Y A CORTEZA CONTINENTAL SUPERIOR	60
4.2.5	AMBIENTE TECTÓNICO	62
4.2.6	INTEMPERISMO	63
4.3	GEOQUÍMICA DE CIRCONES	64
4.4	GEOCRONOLOGÍA U-Pb EN CIRCÓN	72
4.5	Discusión	77
5	Conclusiones	79
	Referencias	79

Figura 1.1. Distribución de localidades donde se han reportado depósitos bentoníticos en Norteamérica (Tomado de Gómez-Alejandro y Martínez-Limas, 2008): SE de Alberta (1ª), Thomas et al. (1990); Birsay, Saskatchewan, Canadá (2S), Yan et al. (2000); Alberta (3ª) y Montana (4M), Payenberg et al (2002); Drumheller, Alberta (5ª), Lerbekmo (2002); S de Montana (6M), Hicks et al. (1995); Montana (7M), Rogers (1998); Montana (8M), Altaner et al. (1984); Dover, Delaware (9D), Jordan & Adams (1962); Nueva Jersey (10 NJ), Ross (1955); Nebraska (11N), Utah (12U), Colorado (13Co), Kansas (14K), Arizona (15Az) y Nuevo México (16NM), Elder (1988); Collin (17C), Dallas (18D), Ellis (19E), Collins (1997); Cd. Valles, S.L.P. (20 Cd.V), Siebertz (1988); Puerto Pastores, Galeana N.L. (21G) y Pedro Carrizales, Rayones N.L. (22R), Becerra-González (2006).	6
Figura 2. 1 Mapa de terrenos tectonoestratigráficos (Campa y Coney, 1983).	14
Figura 2. 2. Columna estratigráfica de Michalzik (1988)	19
Figura 2.3 Mapa geológico simplificado del noreste de la curvatura de Monterrey (Michalzik, 1986).	22
Figura 2. 4. Mapa geológico y ubicación del área de estudio (Tomado de Ocampo-Díaz, 2007)	28
Figura 2.5. Distribución de las litofacies en el Estado de Nuevo León y regiones limítrofes durante el Turoniano Medio y Superior. LSP: Isla de Lampazos-Sabinas Picachos, S: Isla de la Silla, C: Isla de San Carlos, T: Isla de Tamaulipas, M: Isla de Miquihuana, Mo: Canal de Monterrey, Li: Canal de Linares, (?): Paleozoico de Huizachal-Peregrina (Tomado de Seibertz, 1988).	29
Figura 2. 6. Imágenes de la Formación San Felipe tomadas en el área de Cerro de de Labradores: (a) y (b), Miembro inferior; (c) y (d), Miembro superior; (e) y (f) estratos de tobas con intensa bioturbación.	30
Figura 2. 7. Columna estratigráfica de la Formación San Felipe, medida en Cerro de Labradores, N.L.	32
Figura 3.1. Microfacies característica de la Formación San Felipe: (a) Wackestone/biomícrita con foraminíferos planctónicos y bentónicos; (b) Caliza mudstone silicificada; (c) Archeoglobigerina cretácea (d'Orbigny 1840); (d) Corte transversal de foraminífero biseriado (bentónico); (e) Dicarinella concavata (Brotzen 1934); (f) Radiolario, creta (caliza recristalizada), tipo mudstone, (g) foraminífero planctónico (s.p. globotruncana); y (h) wackestone con radiolarios.	33
Figura 3.2. Microfotografías de los componentes del esqueleto de las areniscas volcanoclásticas de la Formación San Felipe: (a) cuarzo con textura en shark; (b)-(f) líticos volcánicos con texturas felsíticas; y (g) circón.	35
Figura 3.3. Microfotografías de los componentes principales de la petrofacies criptocristalina donde las microfotografías: (a) nicoles paralelos (NII) y (a') nicoles cruzados (Nx) muestran una mesostasis criptocristalina con alto grado de cloritización. En las imágenes (b) nicoles cruzados (Nx) y (b') nicoles paralelos (NII) se logran observar cristales de cuarzo y circón embebidos en una mesostasis criptocristalina. Las microfotos (c) y (c') se observan envueltas en una mesostasis criptocristalina con indicios de devitrificación y cloritización.	37
Figura 3.4. Microfotografías de la petrofacies cristalina, donde se muestra: a) minerales de feldespato K alterando y de circón embebidos en una matriz felsítica y altas concentraciones de cemento calcítico, b) muestra minerales de feldespato K alterado, cristales de calcedonia envueltas en cemento calcítico, c) cristales de cuarzo, feldespato K, plagioclasa y calcedonia entre una mesostasis vítrea con tendencias a devitrificación, d) minerales cuhbrales de circón en contacto con feldespato k y cristales de plagioclasa, se logra observar también clorita férrica, e) minerales de plagioclasa alterada y cuarzo envueltos en cemento calcítico y f) cristales de plagioclasa, feldespato -K alterado y cuarzo en una mesostasis vítrea y cemento.	38
Figura 3.5 Microfotografías de los componentes principales de la petrofacies litocristalina: en nicoles cruzados (a) y paralelos (a') se observan cristales de feldespato alterado, circón, cuarzo, plagioclasa, líticos volcánicos felsíticos, así como minerales de clorita férrica; (b), (d) y (e) minerales de cuarzo y plagioclasa interactuando con líticos felsíticos y tobaceos; (c) líticos felsíticos y calcedonia envueltos en cemento calcítico.	39
Figura 3. 6. Modelo de facies adaptado del Cinturón de Facies Estándar de Wilson (1975), combinado con el modelo de la distribución de icnofacies de Seilacher (1967) que muestra el ambiente de depósito de la Formación San Felipe, en las áreas de estudio, b) Modelo esquemático que ilustra el comportamiento del material piroclástico dentro del agua marina, para general la Secuencia Bouma asociada a vulcanismos subacuosos dentro de los estratos tobaceos.	41
Figura 3. 7. Icnofósiles que contienen el perfil: wackestone de foraminíferos planctónicos (FWFP) para Cerro de Labradores: a) Cruziana planolites, b) Cruziana Asterosoma proximal, c) Skolithos Arenicolites distal, d) Cruziana, Rhizocorallium, y wackestone-packstone de foraminíferos bentónicos y planctónicos : e) Zoophycos Spyrophiton distal, f) Zoophycos Spyrophiton proximal, g) Skolithos, Arenicolites Proximal, h) Skolithos Diplocraterion.	42
Figura 3. 8 Diagramas donde se presenta de manera gráfica el análisis modal de las tobas alteradas: (a) diagrama QmKP de Marsaglia (1991) y (b) VCL de Pettijohn (1987).	46
Figura 3. 9 Diagramas ternarios: a) QFL de Dickinson et al. 1983, a) LmLvLs de Ingersoll y Suczek (1979).	48
Figura 3. 10 Sistemas de drenajes inferidos que transportaron detritos hacia el frente de la Sierra Madre Oriental, y que posiblemente dieron origen a la Formación San Felipe (Modificada de Lawton et al. 2009).	50
Figura 4. 1 Dendograma generado aplicando el método de cluster tipo Ward para las tobas de la Formación San Felipe de la localidad Cerro de Labradores, Galeana, N.L.	59
Figura 4. 2 Diagrama de clasificación para rocas volcánicas alteradas, basado en las relaciones Zr/TiO ₂ y Nb/Y (Winchester y Floyd, 1977).	60
Figura 4. 3 Diagramas de lantánidos para los depósitos de ceniza alterada de la Formación San Felipe: (a) normalizados a contrita (Sun y McDonough, 1989) y (b) normalizados con corteza continental superior Taylor y McLennan (1985).	61

<i>Figura 4. 4 Diagramas de discriminación tectonomagmática para las tobas alteradas de la Formación San Felipe, propuestos por Pearce (1984): (a) Nb-Y, (b) Rb – (Yb + Ta) y (c) Rb – (Y + Nb), y por Harris et al. (1986): (d) Rb*3-Hf-Ta*3.</i>	62
<i>Figura 4. 5 (a) Diagrama de proporciones moleculares de $Al_2O_3 - (CaO^* + Na_2O) - K_2O$ (McLennan y Murray, 1999) y (b) Diagrama MFW de evaluación de alteración de rocas ígneas (Otha y Arai, 2007) para las cenizas de la Formación San Felipe. En el diagrama MFW se incluye la posición de la composición promedio de diversas litologías ígneas. Las rocas bajo estudio muestran una trayectoria de alteración típica de materiales félsicos.</i>	64
<i>Figura 4. 6. Diagramas de lantánidos, normalizados a condrita (Sun y McDonough 1989), para circones separados de los depósitos de ceniza alterada de la Formación San Felipe en la localidad Cerro Labradores. A: Muestra Cl-06, B: Muestra Cl-24, C: Muestra Cl-41.</i>	71
<i>Figura 4. 7. Diagramas de discriminación utilizando las relaciones logarítmicas de elementos inmóviles U/Yb versus Hf (ppm) e Y (Grimes, 2007).</i>	72
<i>Figura 4. 8. Diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg para las cenizas alteradas de la muestra Cl-06 representando la base de la Formación San Felipe, en la localidad de Cerro de Labradores, Galeana, NL.</i>	76
<i>Figura 4. 9. Diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg para las cenizas alteradas de la muestra Cl-24 representando la zona media de la Formación San Felipe, en la localidad de Cerro de Labradores, Galeana, NL.</i>	76
<i>Figura 4. 10. Diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg para las cenizas alteradas de la muestra Cl-41 representando la cima de la Formación San Felipe, en la localidad de Cerro de Labradores, Galeana, NL.</i>	77

<i>Tabla 3. 1</i> Parámetros utilizados en los diagramas ternarios empleados en el texto. _____	44
<i>Tabla 3.2</i> Resultados del conteo de puntos en tobas alteradas, mostrando los constituyentes principales, alteraciones diagenéticas y accesorios. _____	45
<i>Tabla 3. 3</i> Parámetros recalculados al 100% de tobas alteradas, empleados en los diagramas ternarios de QmKP de Marsaglia (1991) y VCL de Pettijohn (1987). _____	46
<i>Tabla 3.4</i> Resultados del conteo de puntos de muestras de arenisca de la Formación San Felipe en la localidad Cerro de Labradores (Galeana, N.L.), mostrando los constituyentes principales del esqueleto, alteraciones diagenéticas y accesorios. _____	47
<i>Tabla 3. 5.</i> Parámetros recalculados al 100%, empleados en los diagramas ternarios _____	48
<i>Tabla 4. 1</i> Composición de elementos mayores (% m/m), elementos traza (ppm) y tierras raras para tobas alteradas de la Formación San Felipe, localidad Cerro de Labradores, Galeana, N.L. _____	56
<i>Tabla 4.2.</i> Composición geoquímica en elementos traza (ppm) en circones separado de la toba CL-06, Formación San Felipe por ICP-MS. ____	65
<i>Tabla 4. 3</i> Composición geoquímica en elementos traza (ppm) en circones separado de la toba CL-24, Formación San Felipe por ICP-MS. ____	67
<i>Tabla 4. 4</i> Composición geoquímica en elementos traza (ppm) en circones separado de la toba CL-41, Formación San Felipe por ICP-MS. ____	69
<i>Tabla 4. 5</i> Resultados de estudio geocronológico U-Pb en circones para la muestra CL-06 de la Formación San Felipe. Las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ($\pm 1s$), así como las edades U/Pb ($\pm 1s$) corresponden a valores corregidos. _____	73
<i>Tabla 4. 6</i> Resultados de estudio geocronológico U-Pb en circones para la muestra CL-24 de la Formación San Felipe. Las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ($\pm 1s$), así como las edades U/Pb ($\pm 1s$) corresponden a valores corregidos. _____	74
<i>Tabla 4. 7</i> Resultados de estudio geocronológico U-Pb en circones para la muestra CL-41 de la Formación San Felipe. Las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ($\pm 1s$), así como las edades U/Pb ($\pm 1s$) corresponden a valores corregidos. _____	75

La Formación San Felipe (Coniaciano Superior-Turoniano Inferior) consiste de una alternancia rítmica de lutita, arenisca de grano fino-medio y toba de lapillí-cenizas, con *wackestone* de foraminíferos bentónicos ó bentónicos y planctónicos. El análisis sedimentológico aporta datos de una rampa siliciclástica o plataforma abierta, con características de prodelta profundo, como lo indica la microfacies estándar 9 de Wilson, aunado a la presencia de las icnofacies *Cruziana* y *Zoophycus*. Sin embargo, dentro de algunos estratos de tobas se presenta una Secuencia Bouma (Tb-d y Ta-d) de manera aislada. Esto puede interpretarse como el depósito de flujos hiperpicnales y mesopicnales que se comportaron como una corriente turbidítica de baja densidad. Los modos detríticos indican que las areniscas analizadas se clasifican como arcosas feldespáticas y algunas como subarcosas líticas, mostrando petrofacies volcanoclástica (Q₅₂F₂₅L₂₃). La composición mineralógica más representativa de las areniscas incluye cuarzo, plagioclasa, feldespatos y fragmentos líticos volcánicos félsicos, como minerales esenciales. En una menor proporción ocurren biotita y moscovita, complementándose con circón, apatito, epidota y minerales opacos como accesorios. Los fenómenos de alteración detectados consisten en cloritización y serisitización. Las rocas que dieron origen a las areniscas incluyen rocas volcánicas de composiciones andesíticas-riolíticas, que pueden proceder del Arco de Nazas o del Terreno Guerrero; ii) rocas metamórficas de grado bajo-medio, del Cratón de Coahuila Texas, en los Esquistos de Aramberri, o Complejo Novillo. Los escasos líticos sedimentarios sugieren la erosión de las unidades sedimentarias inferiores perteneciente a las formaciones Agua Nueva y Cuesta del Cura, que, posiblemente, fueron exhumadas durante el evento laramídico. El ambiente tectónico en el que fueron depositadas es de orogeno reciclado como lo indican: i) Los modos detríticos del material siliciclástico, sugiere orógenos reciclados, así como también de una zona de mezcla, con tendencias a reciclado transicional. La alta influencia volcánica está comprobada por el diagrama LmLvLs, ya que las muestras de la Formación San Felipe caen dentro del campo de arco magmático.

El registro de las cenizas alteradas distribuidas en el perfil Cerro de Labradores, Galeana, N.L., representa una composición geoquímica típica de riolita, riodacita, comendita, pantellerita, traquiandesita y traquita, en tanto los patrones de Tierras Raras, normalizadas con respecto a condrita, muestran: (a) enriquecimiento en elementos de tierras raras ligeras con respecto a los elementos de tierras raras pesadas [La/Yb]N: (b) una anomalía negativa marcada de EUA y (c) un patrón plano en los elementos de las tierras raras pesadas. Estas características han sido reportadas ampliamente para rocas volcánicas de composición félsicas. Diversos diagramas de procedencia indican que las tobas alteradas de la Formación San Felipe presentan relaciones de elementos inmóviles, comparables a las observadas en rocas volcánicas félsicas (riodacita, riolita y comendita-pantellerita), con afinidad a ambiente de arco continental.

Por otro lado la química de circones muestra a partir de patrones de lantánidos normalizados a contrita lo siguiente (a) empobrecimiento en lantánidos ligeros con respecto a los pesados; (b) una marcada anomalía positiva de Ce y anomalías negativas de Pr y Eu; y (c) patrones planos en lantánidos pesados. Es importante mencionar que este patrón de diagramas es típico en circones que derivan de rocas de origen ígneo félsico. La relación de elementos inmóviles (inmóviles U/Yb (log) contra Hf (ppm) e Y muestra una afinidad con la Corteza Continental Superior, lo que refuerza las inferencias efectuadas a partir de la petrografía como de la geoquímica de roca total.

En tanto, los datos geocronológicos de U-Pb en circones detríticos de las cenizas alteradas indican que el depósito de las tobas alteradas en la localidad Cerro Labradores puede acotarse a 83.7 ± 2.1 Ma (n = 26) en su base, a 75.8 ± 5.6 Ma (n=23) en su parte media; y a 75.5 ± 7.9 Ma (n = 21) en su techo, intervalo de edad que queda incluido en el Campaniano-Santoniano.

San Felipe Formation (Upper Coniacian-Lower Turonian) consists of a rhythmic alternation of shale, fine to medium grained sandstone and lapilli and ash tuff, with or benthic and mixed benthic and planktonic foraminifera wackestone. Sedimentological analysis provides evidence of a siliciclastic shelf or open platform, with deep prodeltaic characteristics, as indicated by the Wilson standard microfacies 9, together with the presence of *Cruziana* ichnofacies and *Zoophycus*. However, in some tuffaceous beds is common the presences of Bouma Sequence (Tb-Ta d-d). This can be interpreted as the deposit of mesopycnals and hyperpycnals flows that behaved like a low density turbiditic currents. Detrital modes indicate that the sandstones are classified as arkose and feldspathic lithic subarkoses, showing volcanoclastic petrofacies (Q52F25L23). The framework composition of the sandstones as represented by quartz, plagioclase, feldspar and felsic volcanic lithic fragments. In less proportion is common biotite and muscovite, complemented with zircon, apatite, epidote and opaque minerals as accessories. Alteration phenomena consist chloritization and sericitization. The source rocks that gave rise to the sandstones include andesitic and rhyolitic volcanic rocks, that can be related to the Nazas Arc and Guerrero Terran, or ii) low-grade metamorphic rocks average, derived from the Texas-Cohahuila Craton, Aramberri Schists or Novillo Complex. The scarce sedimentary lithic fragments suggests the recycling of the ancient sedimentary units, linked to Agua Nueva and Cuesta del Cura formations, that can be exhumed during the Laramide event. Detrital modes of siliciclastic material, suggested that the analyzed units were deposited into recycled orogen, and mixed-zone with trend to transitional recycling.

The high volcanic influence is proven by the LmLvLs diagram that shows that the samples of the San Felipe Formation are plotted into the magmatic arc field. Registering altered ashes spread over the Cerro de Labradores profile, Galena, NL, show a typical geochemical composition of rhyolite, rhyodacite, comendita, pantellerita, trachyandesite and trachyte, meanwhile, the REE patterns normalized to chondrite, show: (a) light rare earth elements respect to the heavy rare-earth elements [La / Yb] N; (b) a negative anomaly on Eu, and (c) a flat pattern in the heavy rare-earth elements. These features have been documented in volcanic rocks with felsic. Several provenance diagrams suggest that the altered tuffs of the San Felipe Formation show ratios on immobile elements, comparable to those documented in felsic volcanic rocks (rhyodacite, rhyolite and comendita-pantellerita) with continental arc affinity.

Furthermore, the chemistry of zircon from lanthanide normalized patterns chondrite show following (a) depletion in light lanthanides with respect to heavy, (b) a sharp anomaly of Ce and negative anomalies in Pr and Eu, and (c) flat patterns in heavy lanthanides. It is noteworthy that

this pattern is common in zircons derived from felsic igneous rocks. The ratios on immobile elements (immobile U / Yb (log)) versus Hf (ppm) and Y shows an affinity with the Upper Continental Crust, which reinforces the interpretation made from the petrography and whole-rock geochemistry. Meanwhile, geochronological data of U-Pb in detrital zircon from altered ash deposit suggests that the altered tuffs depositis in Cerro Labradores can be resticted to 83.7 ± 2.1 Ma (n = 26) at its base, to 75.8 ± 5.6 Ma (n = 23) in its middle part, and 75.5 ± 7.9 Ma (n = 21) on its top, age range that is included in the Campanian-Santonian.

1 INTRODUCCIÓN

1.1 CENIZAS VOLCÁNICAS ALTERADAS

El término bentonita fue propuesto originalmente por Knight (1898), para definir una roca rica en arcillas que forma parte de la Formación Fort Benton (Wyoming, EUA). Ross y Shannon (1926) emplearon este término para designar a materiales arcillosos, constituidos principalmente por esmectita, producto de la alteración de rocas ígneas ricas en vidrio, comúnmente tobas o cenizas. Grim y Guven (1978) reportaron que una bentonita está constituida por estratos de ceniza volcánica alterada de color verde o gris, que con el intemperismo cambia a amarillo tenue o crema, y que están constituidos por: (a) esquirlas de vidrio, que puedan encontrarse frescas, alteradas o reemplazadas por esmectita (especialmente montmorillonita, $[Al,Mg]_8[Si_4O_{10}]_4[OH]_8 \cdot 12H_2O$), (b) cantidades variables de fragmentos de cristales de alta temperatura, generados durante la erupción volcánica (feldespato como sanidino, ortoclasa, microclina y plagioclasa, micas como biotita; circón; polimorfos de sílice como cuarzo, cristobalita o tridimita; allanita; apatito; esfena; rutilo; magnetita y piroxeno); y (c) minerales secundarios formados durante la diagénesis (calcita, yeso e illita, $(K,H_3O)(Al,Mg,Fe)_2(Si,Al)_4O_{10}[(OH)_2,(H_2O)]$). Fisher y Schminke (1984) establecieron que el término bentonita se ha utilizado con frecuencia para referirse a capas delgadas de arcilla, con una amplia distribución espacial, que probablemente tienen un origen volcánico, independientemente de la mineralogía de la arcilla dominante.

Grim y Guven (1978) sugirieron una secuencia paragenética de formación de la bentonita en cuatro etapas: (a) transporte y depósito de la ceniza volcánica, (b) devitrificación del vidrio volcánico, (c) alteración de relictos cristalinos de alta temperatura y formación inicial de arcillas (montmorillonita) y (d) neoformación de arcillas durante la diagénesis (illita). Christidis y Huff (2009) señalaron que los depósitos de bentonita pueden formarse por medio de los siguientes mecanismos: (a) *alteración diagenética de vidrio volcánico*: genera estratos de centímetros a algunos metros y se extiende en amplias áreas. Se derivan usualmente de erupciones altamente explosivas (subpliniana ó pliniana) o de transporte de sedimentos volcanoclásticos. La alteración es facilitada por flujos convectivos y por permeabilidad, (b) *alteración hidrotermal de vidrio volcánico*: incluye alteración de roca causada por gases después del emplazamiento de las rocas piroclásticas. La alteración ocurre teniendo como fuente de energía de calentamiento un cuerpo magmático a profundidad ó el enfriamiento de la misma roca piroclástica, este proceso es

favorecido por altas temperaturas de emplazamiento (300 a 800°C); Genera estructuras estratiformes de gran espesor, que puede exceder los 60 m y su dispersión está limitada a cortas distancias de la fuente de material piroclástico, y (c) *la formación de sedimentos ricos en esmectita en lagos salinos y ambientes de sabkha por disolución de esmectita detrítica en asociación con sepiolita y/o paligorskita*: este proceso no requiere necesariamente de precursores piroclásticos ó volcanoclásticos y es observado en climas áridos.

Slaughter y Hamil (1970) propusieron que el depósito de cenizas volcánicas puede ocurrir por medio de dos mecanismos: (a) modelo de la “columna de humo”, relacionado con volcanes con pequeñas explosiones y caracterizada por una columna de humo que se desvía con la dirección del viento, depositando material a lo largo de su trayectoria y , (b) modelo de “nube con forma de hongo”, relacionada con los volcanes más grandes y explosivos, que dan lugar al desarrollo de una columna de grandes dimensiones y que alcanza una gran altitud. La deposición ocurre a medida que la nube se desplaza por efecto del viento. El modelo se representa como una nube que se expande con forma de disco desde que se produce la explosión. El patrón de distribución de la ceniza es controlada por los vientos a gran altitud y al menos por lapilli, el diámetro de la nube es perpendicular a la dirección del viento. Los depósitos cercanos al punto de erupción son de mayor tamaño y su distribución es bimodal, y cuando está más lejano de la fuente, las partículas son más pequeñas con distribución unimodal. Costa *et al.* (2006) desarrollaron un modelo Euleriano para el transporte y la deposición de cenizas volcánicas. Este modelo consiste de una ecuación de advección-difusión y sedimentación que requiere información topográfica, de datos meteorológicos, tasa de erupción masiva y una distribución de velocidad de sedimentación de las partículas.

Comúnmente, las bentonitas han sido generadas en ambientes subacuáticos, usualmente someros, aunque no son desconocidas las bentonitas depositadas en el continente. A pesar de que el viento es el principal mecanismo de dispersión, varios procesos marinos pueden afectar el grosor de los depósitos de ceniza (Huang, 1980; Cas y Wright, 1996) como: (a) la fuerza y la dirección de las corrientes oceánicas; (b) la deformación secundaria que genera corrientes turbidíticas, esto por el reacomodo de cenizas dentro de un alto topográfico submarino; (c) bioturbación en donde la ceniza se mezcla con otros sedimentos y puede reducir el espesor de la capa de cenizas; y (d) la compactación post-deposicional que puede reducir considerablemente el espesor hasta en un 50%.

Las bentonitas son comúnmente formadas por alteración de toba o ceniza *in situ*; sin embargo el entorno de alteración puede variar considerablemente. Un entorno subacuoso conduce a una rápida devitrificación del vidrio volcánico, puesto que en pocos años las partículas de ceniza pueden reducirse a arcilla. El estado de diagénesis tardía destruye la textura deposicional y la formación de la matriz. De acuerdo con Fisher y Schmincke (1984), los factores que controlan los procesos de alteración volcánica son: (a) la composición original de las cenizas, (b) cambios en las propiedades físicas de las partículas como tamaño de grano, permeabilidad, porosidad, temperatura y pH. Sin embargo, Forsman (1984) reportó depósitos no alterados de ceniza volcánica del Cretácico Superior en Dakota del Norte, mostrando sólo las huellas de alta hidratación. Por otro lado, el depósito de cenizas volcánicas en pantanos de turba (fusinita e inertinita-vitrinita) afecta a la mineralogía y la composición química (enriquecimiento de Zr, Nb, Th y Ce) de las cenizas volcánicas, cuando están en contacto con yacimientos de carbón (Crowley *et al.*, 1989).

La alteración de tobas o ceniza volcánica hacia esmectita, en lugar de zeolita (por ejemplo, heulandita, $\text{CaAl}_2\text{Si}_7\text{O}_{18}\cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ó chabazita $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}\cdot 6\text{H}_2\text{O}$, requiere de la liberación de metales alcalinos y de una alta relación de $[\text{Mg}^{+2}/\text{H}^+]$ (Senkayi *et al.*, 1984; Christidis, 1998). Frecuentemente, la fase fluida que interacciona con el material volcánico es la que aporta el Mg, especialmente en el caso de rocas ácidas (ricas en Si) y la composición del agua. Adicionalmente, se ha reportado que la formación de esmectita se ve favorecida en condiciones de una alta relación de agua/roca, independientemente del tipo de material parental, y una alta permeabilidad (Christidis, 1998). Por el contrario, valores bajos de permeabilidad y de la relación agua/roca favorecen la formación de zeolitas.

Christidis y Huff (2009) reportaron que la traquiandesita es el precursor mas adecuado para la generación de bentonitas. La formación de esmectita desde rocas ácidas se dificulta, debido a que su alta relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ favorece el desarrollo de polimorfos de SiO_2 , tal como el ópalo-CT (constituido por cristobalita y/o tridimita) y zeolitas alcalinas (heulandita).

1.2 DEPÓSITOS DE CENIZA VOLCÁNICA ALTERADA EN EL MAR INTERIOR OCCIDENTAL (MIO) DE NORTEAMÉRICA

Durante el Mesozoico, la fusión de casquetes polares debido a condiciones de efecto invernadero, combinada con procesos de tectónica global, dio como resultado variaciones en el nivel del mar. Este fenómeno provocó la inundación de amplias regiones continentales. En

particular, durante el Cretácico Superior, alrededor de 35-38% de la zona interior de Norteamérica fue ocupada por una cuenca asimétrica, alargada con una dirección norte-sur y cubierta por un océano poco profundo, la cual se ha denominado como Mar Interior Occidental (MIO; Hallam, 1977; Cadrin *et al.*, 1995; Gale *et al.*, 2008). El MIO se extendía a lo largo de ~5000 km, desde lo que actualmente es el mar de Beaufort en el norte de Canadá hasta el Golfo de México y con una amplitud máxima de ~1600 km, desde el oeste de Ontario hasta la zona de trincheras de las Montañas Rocallosas en la Columbia Británica. El MIO permitió la conexión entre el mar Boreal y el mar ecuatorial de Tethys (Kauffman, 1984), (Figura 1.1)

Kauffman (1977) y Hancock y Kauffman (1979), propusieron que el MIO estuvo sujeto a cuatro ciclos marinos de transgresión-regresión, controlados de forma eustática entre el Albiano y el Maastrichtiano Temprano: (a) *ciclo Greenhorn* (Albiano Tardío – Turoniano Tardío); (b) *ciclo Niobrara* (Turoniano Tardío – Campaniano Temprano); (c) *ciclo Clagget* (Campaniano Temprano a Medio); y (d) *ciclo Bearpaw* (Campaniano Medio a Maastrichtiano Tardío). Hancock y Kauffman (1979) reportaron el inicio de los siguientes picos transgresivos: (a) *Albiano tardío*: esta es una transgresión, con duración de ~8.5 Ma, que llevó a los mares cretácicos a cubrir, por primera vez durante el Mesozoico, a gran parte de los macizos antiguos. Este pico ocurre de forma inmediata a un máximo en la velocidad de dispersión de piso oceánico de 86 mm/a hace 105 Ma (Seton *et al.*, 2009); (b) *Turoniano Temprano*: este proceso de ~1.75 Ma dio como resultado la transgresión más extensa del periodo Cretácico, donde más de un tercio de Norteamérica estuvo inundado (tasa promedio de transgresión ~ 585 km/Ma); (c) *Coniaciano*: algunos autores han distinguido dos subpicos en el Coniaciano Temprano y tardío; (d) *Santoniano Medio*: esta fue el proceso transgresivo de mayor importancia para Canadá; y (e) *Campaniano Tardío – Maastrichtiano Medio*: ocurre de forma posterior a otro pico de velocidad de dispersión de piso oceánico de 70 mm/a hace 75 Ma (Seton *et al.*, 2009), este último pico transgresivo dio lugar a una menor extensión de inundación, siendo registrado ampliamente en Canadá y Estados Unidos de Norte América

Por otra parte, el MIO estuvo delimitado en su parte occidental por el cinturón orogénico Sevier, el cual representó su principal fuente de aporte siliciclástico y fue responsable en gran parte de su historia de subsidencia (Kauffman, 1984). Esta subsidencia, en combinación con una elevación EUA estática prolongada, resultaron en la acumulación de ~5 km de sedimentos que cubrieron el periodo Albiano-Maastrichtiano. De esta forma, los depósitos del MIO representan la mezcla de dos fuentes sedimentarias: (1) materiales siliciclásticos y orgánicos, derivados del

orogeno Sevier y (2) carbonatos y materia orgánica de origen pelágico. Esta columna sedimentaria ha sido estudiada en diversas localidades a través del MIO (e. g.: Dean y Arthur, 1998; Krystinik y Blakeney-DeJarnett 2000; Pratt *et al.*, 2003).

Estratos de ceniza volcánica alterada son abundantes y ampliamente distribuidos en la columna sedimentaria del Mesozoico Superior y el Terciario, a lo largo de la región que ocupó el MIO. A continuación, se describen algunas de las localidades reportadas que se ubican en: (a) SW de Canadá/NW de EUA , (b) NE de EUA , (c) SW de EUA y (d) NE de México, en donde existe una secuencia sedimentaria que incluye horizontes verdes de ceniza volcánica alterada (Figura 1.1).

1.2.1 DEPÓSITOS LOCALIZADOS EN EL SW DE CANADÁ/NW DE EUA

Altaner *et al.* (1984) analizaron 34 capas de bentonita-K, pertenecientes a la Formación River Marías (Terciario), dentro del Cinturón Alterado de Montana (NW de EUA A). Estos autores sugirieron que los depósitos se generaron por alteración de ceniza volcánica bajo condiciones cercanas a la superficie, dando como resultado esmectita. Los estratos de bentonita en la Formación River Marías se caracterizan por mostrar diferencias químicas y mineralógicas. Por ejemplo, una bentonita-K de 2.5 m de espesor es más illítica y rica en K en sus extremos que en su parte central. De igual forma, los extremos alcanzan edades K/Ar de roca total - 56 Ma y en la parte central es de -50 Ma, por lo cual se ubican en el Paleoceno Temprano. Estas diferencias en geocronología y geoquímica han sido relacionadas a un evento termal (T=100-200°C) laramídico. Altaner *et al.* (1984) sugirieron que el potasio fue derivado del rompimiento mineralógico (probablemente mica y feldespato-K) en la lutita, que migró por difusión dentro de la bentonita.

Thomas *et al.* (1990) desarrollaron un estudio estratigráfico, petrográfico, geoquímico e isotópico en horizontes bentoníticos de la Formación Judith River en el SE de Alberta, Canada . Los autores interpretaron estos estratos como cenizas vitreo-cristalinas no retrabajadas, producto de una erupción de tipo pliniana de composición riódacítica a riolítica que ocurrió en las montañas volcánicas de *Elkhorn*, al SW de Montana. Estas cenizas se depositaron en un extenso lago somero, donde experimentaron una alteración diagenética temprana. Las edades de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sanidino dieron como resultado edades de depósito de 76.11 ± 0.22 Ma.



Figura 1.1. Distribución de localidades donde se han reportado depósitos bentoníticos en Norteamérica (Tomado de Gómez-Alejandro y Martínez-Limas, 2008): SE de Alberta (1ª), Thomas *et al.* (1990); Birsay, Saskatchewan, Canadá (2S), Yan *et al.* (2000); Alberta (3ª) y Montana (4M), Payenberg *et al.* (2002); Drumheller, Alberta (5ª), Lerbekmo (2002); S de Montana (6M), Hicks *et al.* (1995); Montana (7M), Rogers (1998); Montana (8M), Altaner *et al.* (1984); Dover, Delaware (9D), Jordan & Adams (1962); Nueva Jersey (10 NJ), Ross (1955); Nebraska (11N), Utah (12U), Colorado (13Co), Kansas(14K), Arizona (15Az) y Nuevo México (16NM), Elder (1988); Collin (17C), Dallas (18D), Ellis (19E), Collins (1997); Cd. Valles, S.L.P. (20 Cd.V), Siebertz (1988); Puerto Pastores, Galeana N.L. (21G) y Pedro Carrizales, Rayones N.L. (22R), Becerra-González (2006).

Hicks *et al.* (1995) documentaron la existencia de horizontes bentoníticos entre la parte superior de la Formación Eagle y la sección inferior de la Formación Claggett, que ocurren en el Sur de Montana. Estos autores determinaron una edad por medio del método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita de 81.2 ± 0.5 Ma.

Rogers (1998) describió a la Formación Two Medicine del Cretácico Superior (Campaniano) como una secuencia de depósitos calcáreos y terrígenos que ocurre en Montana (NW de EUA). Esta unidad alcanza espesores de ~550 m y se encuentra dominada por caliza (mudstone), arenisca de grano fino a medio y limolita. La Formación Two Medicine preserva múltiples capas de bentonita que reflejan eventos piroclásticos recurrentes que ocurrieron al W del MIO. Posteriormente, Foreman *et al.* (2008) establecieron las concentraciones de elementos mayores y traza en 27 muestras de esta unidad, derivadas de cuatro bentonitas. La aplicación de un análisis

estadístico de discriminación geoquímica permitió dividir las bentonitas en tres tipos, dos de ellos sugieren su origen en las rocas volcánicas de las montañas *Elkhorn*, mientras que el grupo restante y más joven proviene de las rocas volcánicas de las montañas Adel. Estos autores reportaron también una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 77.52 ± 0.19 Ma para una de las bentonitas analizadas.

Yan *et al.* (2000) colectaron muestras en un pozo perforado de 170 m de profundidad en Birsay, Saskatchewan, Canadá, recuperando diversos horizontes de barro, bentonita y arena. A partir de la composición química, los autores sugieren que los horizontes bentoníticos presentan contenidos de SiO_2 y CaO superiores a los de la corteza superior (representada por la composición promedio de lutitas post-arcáicas; PAAS, *Post-archean Average Shale*). En este trabajo se señala un origen mixto de estos materiales, que involucra la erosión de andesitas de arco y estratos de areniscas subyacentes.

Payenberg *et al.* (2002) realizaron geocronología de U-Pb, palinología y litoestratigrafía en rocas del Cretácico Superior en Alberta, Canadá y Montana, EUA A, con el objeto de establecer correlaciones lito- y cronoestratigráficas en esta región. La Formación Pakowki-Claggett, que ocurre en el Sur de Alberta, está constituida por lutita oscura delgada con algunos horizontes de arenisca y abundantes capas de bentonita en la parte inferior de esta unidad. Los autores reportaron una edad U-Pb en zircón de 80.7 ± 0.2 Ma para estas capas de bentonita.

Lerbekmo (2002) elaboró un estudio en la denominada bentonita Dorothy (espesor máximo -13.5 m), dentro unidad Bearpaw Shale (Campaniano Superior) que ocurre en Drumheller, Alberta, Canadá. Un mapa de isopacas, basado en 230 mediciones de espesores, ilustra la existencia de un lóbulo elongado de dirección SW-NE y con dimensiones máximas de 300×50 km, que da por resultado un volumen de $\sim 57 \text{ km}^3$ distribuido en un área de $\sim 11,000 \text{ km}^2$. El autor consideró que esta bentonita es el producto de la alteración de cenizas generadas por una erupción pliniana de corta vida asociada a los intrusivos Howell Creek, situados al SE de la Columbia Británica en Canadá. Preservaciones fortuitas de ceniza original que aparecen en una zona tobácea de más de 2.5 m, cementada por calcita, y que se encuentra a la mitad de la bentonita, muestra que la ceniza original estuvo constituida por $> 99\%$ de fragmentos de vidrio y pómez. El $\sim 1\%$ restante estuvo conformado por plagioclasa y biotita. El contenido de sílice en las esquirlas de vidrio isotrópico es de $\sim 77\%$, mismas que presentan un índice de refracción de 1.503 ± 0.001 . Esta información sugiere que la ceniza tiene una composición riolítica. Un fechamiento radiométrico Rb-Sr en biotita reveló que la edad de la bentonita es de 73.5 ± 0.4 Ma, (Lerbekmo, 2002)

1.2.2 DEPÓSITOS LOCALIZADOS EN EL NE DE EUA A

Escasas localidades de bentonitas han sido reportadas al NE de EUA A. Por ejemplo, Stephenson (1936) describió una bentonita cerca de la localidad Runnemedede, New Jersey, que probablemente pertenece a la Formación Wenonah del Cretácico Superior. Por otro lado, Ross (1955) reportó un gran volumen y una amplia distribución de bentonitas en Nueva Jersey. Este autor indicó que el magmatismo que originó a este material pudo haber sido anterior al que dio lugar a las Bentonitas de Delaware. Ross (1955) señaló que una textura muy fina del material y una falta de fenocristales son el resultado de cenizas que fueron sujetas a clasificación por un transporte a larga distancia. Según este autor, el centro del vulcanismo activo más cercano, durante el Cretácico Tardío y el Terciario Temprano, a la Planicie Costera del Golfo de EUA A se encontraba a -1500 km de Dover, Delaware. Jordan y Adams (1962) estudiaron núcleos de 0.46 m de longitud, recuperados en intervalos de cada 30 m, de un pozo de exploración, en aguas profundas (-433 m), que fue perforado en 1957 frente a la Base de la Fuerza Aérea en Dover, Delaware. Mientras los autores estudiaban los foraminíferos planctónicos del núcleo, observaron una hinchazón en la matriz arcillosa, la cual fue subsecuentemente examinada en un microscopio y por difracción de rayos X, estableciendo la presencia de bentonita. Los autores situaron estas bentonitas en el Cretácico Superior ó el Terciario Inferior y las relacionaron con las reportadas al Norte de la Planicie Costera Atlántica de EUA . Jordan y Adams (1962) encontraron esquirlas similares, aunque más pequeñas (-10 μm) y con placas alineadas de montmorillonita, a las reportadas previamente por Stephenson (1936).

1.2.3 DEPÓSITOS LOCALIZADOS EN EL SW DE EUA

Las evidencias para el vulcanismo activo, durante el Cretácico Tardío, en la región de Idaho (SW de EUA A) fueron ampliamente documentadas por Slaughter y Earley (1965), Guilluly (1965), McGookey *et al.*; (1972), Gill y Cobban (1973). En general, se relaciona a batolitos emplazados en la región (e.g., Slaughter y Earley, 1965; Gill y Cobban, 1973). Las rocas plutónicas al Norte de Idaho., proporcionan edades isotópicas similares a las de estas bentonitas (-90 Ma; Armstrong *et al.*, 1977).

Elder (1988) realizó un trabajo en el cual traza cuatro horizontes de bentonita cerca del límite Cenomaniano-Turoniano (-90 Ma), los cuales se distribuyen en la región SW de EUA (Utah, Arizona, Nuevo México, Colorado, Kansas y Nebraska). Este autor, a partir de localización y espesor, construyó un mapa de isopacas para estas bentonitas, indicando que se distribuyeron en

el NW y SW del MIO, definiendo dos áreas fuente: una cerca de la presente latitud del borde Arizona-Nevada y una cerca del borde EUA -Canadá, con una dirección preferencial de los paleovientos hacia el SE.

1.2.4 DEPÓSITOS LOCALIZADOS EN EL SE DE EUA

Collins (1997) analizó un horizonte delgado de bentonita (~30 cm de espesor) en la parte inferior del Grupo Austin (Coniaciano-Santoniano), que ocurre en Texas desde el SW del Condado Collin, a través de la parte central y W del Condado de Dallas, hasta el NW del Condado Ellis. Aplicando petrografía y difracción de rayos-X, se determinó que esta bentonita se encuentra constituida de montmorillonita, un agregado desmenuzable de arcillas de color amarillo (*clumps*), nódulos de pirita y cristales volcánicos de sanidino, cuarzo, biotita, circón y, probablemente, magnetita. La edad K-Ar de estas bentonitas fue establecida en 85.1 ± 1.7 Ma. Según el autor, el área fuente para la ceniza probablemente estuvo localizada dentro del Cinturón Orogénico Cordillerano del W de EUA o en los terrenos volcánicamente activos del Cretácico Superior en México.

1.2.5 DEPÓSITOS LOCALIZADOS EN EL NE DE MÉXICO: FORMACIÓN SAN FELIPE

Dentro de la secuencia sedimentaria de la Sierra Madre Oriental (SMO) se ha reportado la presencia de horizontes bentoníticos dentro de la Formación San Felipe. Muir (1936) definió a esta formación de una manera formal en la localidad de San Felipe, ubicada a 8 Km. al E de Cd. Valles, S.L.P., donde está constituida por bandas de caliza parduzca a la base de la secuencia. Por su parte, Imlay (1944) describió a esta unidad como una serie de caliza con estratificación delgada, color gris claro a crema, con estratos de lutita hacia la parte superior. En la localidad de San Felipe, esta formación presenta lentes de pedernal gris claro y capas verdes, definidos por Imlay (1944) como "bentonita". Adicionalmente, algunos estratos de caliza ocurren cerca de la base de esta formación, con un característico color gris verdoso. Sin embargo, Siebertz (1988) propuso una nueva localidad tipo en la parte sur de la Sierra La Colmena, ubicada al W de Cd. Valles, S.L.P., específicamente en la carretera nacional 70 Cd. Valles – San Luis Potosí, entre los kilómetros 16.3 y 18.1.

Becerra-González (2006) En las localidades Rancho Viejo, al SW de Linares, N.L., y La Fábrica, al S de Iturbide, N.L. donde llevó a cabo un estudio mineralógico y geoquímico de los sedimentos, especialmente los de tipo clástico, que constituyen a la Formación San Felipe, mencionando que

esta unidad se presenta más arcillosa hacia el N y NE del estado de Nevo León, en donde se depositó en un ambiente predominante nerítico

Gómez-Alejandro y Martínez-Limas (2008) en base al estudio de tres perfiles ubicados en: : Puerto Pastores (Galeana, N.L.), Pedro Carrizales (Rayones, N.L.) y Cerro Prieto (Linares, N.L.); mencionan que la litología de la unidad se compone de intercalaciones de: caliza biomicrítica, de tipo wackestone transicional a packstone con foraminíferos planctónicos (e.g., Globigerinidos y Globotruncanidos), caliza silicificada, lutita y horizontes limolíticos verdes. Remarcando que las limolitas verdes muestran una composición comparable a la observada en materiales bentoníticos (ceniza volcánica alterada). Donde proponen que el origen de los sedimentos limolíticos verdes está relacionado a la intensa actividad magmática (dominantemente félsica) que ocurrió en la costa W de Norteamérica y México durante el Cretácico Tardío.

Navarro-Gutiérrez (2010), analizó horizontes limolíticos verdes de la Formación San Felipe en las localidades Rancho Viejo, al SW de Linares, N.L., y La Fábrica, al S de Iturbide, N.L.. Estos horizontes verdes presentan en pequeños fragmentos de cuarzo, feldespato-K, plagioclasa-Na, zircón, biotita, clorita y óxidos de fierro, embebidos en una matriz de montmorillonita-illita entremezclada con abundante material vítreo, presentando composiciones entre pelita y psamita, con $Al_2O_3 = 10-22\%$ y $SiO_2 = 65-85\%$, mencionando que la deposición de la la Formación San Felipe, comprende el periodo de 78.6 – 73.7 Ma, con base en geocronología U-Pb..

1.3 JUSTIFICACIÓN

Existe información escasa sobre la composición geoquímica de las rocas que conforman la SMO, en especial sus componentes clásticos los cuales son la clave para determinar la procedencia de los sedimentos. En el caso particular de la Formación San Felipe, existen pocos trabajos con respecto a la petrografía, geoquímica e isotopía (c.f. Becerra-González, 2006, Martínez-Limas y Gómez Alejandro, 2008, Navarro-Gutierrez, 2010), por lo que este trabajo ayudará a comprender el contexto de deposición y ambiente tectonosediamentario en el que fue generado.

A través de la información generada se establecerá la procedencia de los sedimentos, así como una relación a las posibles áreas fuentes.

1.4 HIPÓTESIS

Se postuló que los sedimentos clásticos presentes en la Formación San Felipe provienen de diferentes áreas fuentes que incluye una de tipo volcánico, esta da lugar al desarrollo de horizontes de ceniza alterada. Considerando los antecedentes de reportes y el avance científico en el reconocimiento y génesis de las bentonitas se concederá que es probable que los depósitos de cenizas encontrados sean posiblemente de NA el producto de erupciones volcánicas que fue depositada y alterada en el Mar Interior Occidental de Norte América.

1.5 OBJETIVOS

El objetivo central del presente estudio es establecer la composición mineralógica y química, la edad, el ambiente sedimentario y la procedencia de los depósitos de ceniza volcánica de la Formación San Felipe, dentro de la secuencia sedimentaria del Cretácico Superior de la Sierra Madre Oriental (NE de México), a partir de un estudio que se efectuará en un perfil completo de esta unidad litológica ubicado en Cerro de Labradores, Galeana, N.L.

1.6 METAS

- Obtener la información litológica, sedimentológica, petrográfica, geoquímica y geocronológica U-Pb, para desarrollar un modelo conceptual adecuado.
- Identificar el ambiente sedimentario en el que se depositaron los sedimentos de la Formación San Felipe, así como su evolución composicional a través del perfil bajo estudio.
- Determinar la procedencia y el ambiente tectónico de los estratos arenosos, por medio de la interpretación de los datos petrográficos
- Determinar el tipo de roca y el ambiente tectónico asociado a los estratos tobacéos, con el apoyo del estudio petrográfico y geoquímico de roca total.
- Proponer las características y ubicación de las posibles áreas fuente, que dieron origen a los estratos tobaceos.
- Establecer la edad de los depósitos de tobas, aplicando una metodología U-Pb en circones.

1.7 METODOLOGÍA

- Levantar un perfil estratigráfico a detalle (escala 1:10) en la localidad Cerro de Labradores, Galeana, N.L.
- Muestrear rocas volcánicas, siliciclásticas y carbonatadas en el afloramiento seleccionado.
- Llevar a cabo el análisis de areniscas, basado en un perfil a detalle para establecer los tipos de facies básicas y detallar las características sedimentológicas del proceso de cada una de ellas de acuerdo a la metodología propuesta por Mutti *et al.* (2000).
- Establecer el modo de transporte y depósito de los estratos tobáceos, considerando las bases teóricas propuestas por Sparks y Walker (1973). Estos autores reconocieron tres categorías genéticas principales: (a) depósitos piroclásticos de caída (*pyroclastic fall*), (b) depósitos de coladas piroclásticas (*pyroclastic flow*); y (c) depósitos de oleadas piroclásticas (*pyroclastic surge*).
- Elaborar de láminas delgadas de muestras colectadas.
- Desarrollar del análisis petrográfico del material siliciclástico y carbonatado. Para la clasificación del tipo de roca de los estratos tobáceos se utilizarán las metodologías propuestas por Cas y Wright, (1987), así como la propuesta de Critelli y Nilsen (2000). En el caso de las areniscas, se realizará utilizando el método de Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.* 1984). Las rocas carbonatadas serán clasificadas de acuerdo al contenido de sus componentes aloquímicos, características litológicas y paleontológicas, de acuerdo a las propuestas de Folk (1959, 1962), Dunham (1962), Wilson (1975) y Flügel (2004).
- Obtener datos geoquímicos de elementos mayores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO (total), MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5) en los estratos tobáceos mediante el análisis por XRF. La composición en elementos traza (LILE: Cs, Rb, Sr, Ba, U, Pb; HFSE: Zr, Nb, Y, Th, Hf; REE: La-Lu) de los estratos tobáceos se establecerá por medio de ICP-MS.
- Determinar el ambiente tectónico y el tipo de área fuente, a partir de diversos diagramas de variación y discriminación (por ejemplo, Bhatia, 1983, Roser y Korsch, 1986), específicamente probados para rocas clásticas.

- Realizar la separación de circón en muestras seleccionadas, a fin de establecer su edad mediante el método U – Pb (Solari *et al.*, 2009)

2 MARCO GEOLÓGICO

2.1 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL NE DE MÉXICO ENTRE EL PRECÁMBRICO Y EL JURÁSICO

De acuerdo con Campa y Coney (1983), el área de estudio se localiza en el NE de México dentro del Terreno Sierra Madre (Figura 2.1) que muestra un basamento de rocas metamórficas de edad precámbrica (-1 Ga, Gneiss Novillo), sobreyacidas por esquistos pelíticos y psamíticos con lentes de serpentinita, metagabro, metabasalto y metapedernal del Esquisto Granjeno (Carrillo, 1961; Dowe, 2004; Keppie, 2004). La cubierta sedimentaria del Esquisto Granjeno esta constituida por secuencias conglomeráticas, rocas carbonatadas con abundantes braquiópodos y equinodermos, lutitas y areniscas del Silúrico-Devónico (Carrillo, 1961; Gursky y Michalzik, 1989). Tanto el Gneiss Novillo y su cubierta sedimentaria fueron intrusionadas por granitos y granodioritas de edad pérmico-triásico, documentados superficialmente dentro de la Isla La Mula y el Archipiélago de Tamaulipas, los cuales han sido registrados en diversos pozos exploratorios efectuados por PEMEX (McKee *et al.*, 1990; Jones *et al.*, 1995; Torres *et al.*, 1999; Eguiluz de Antuñano, 2011; Pindell y Kennan, 2002).

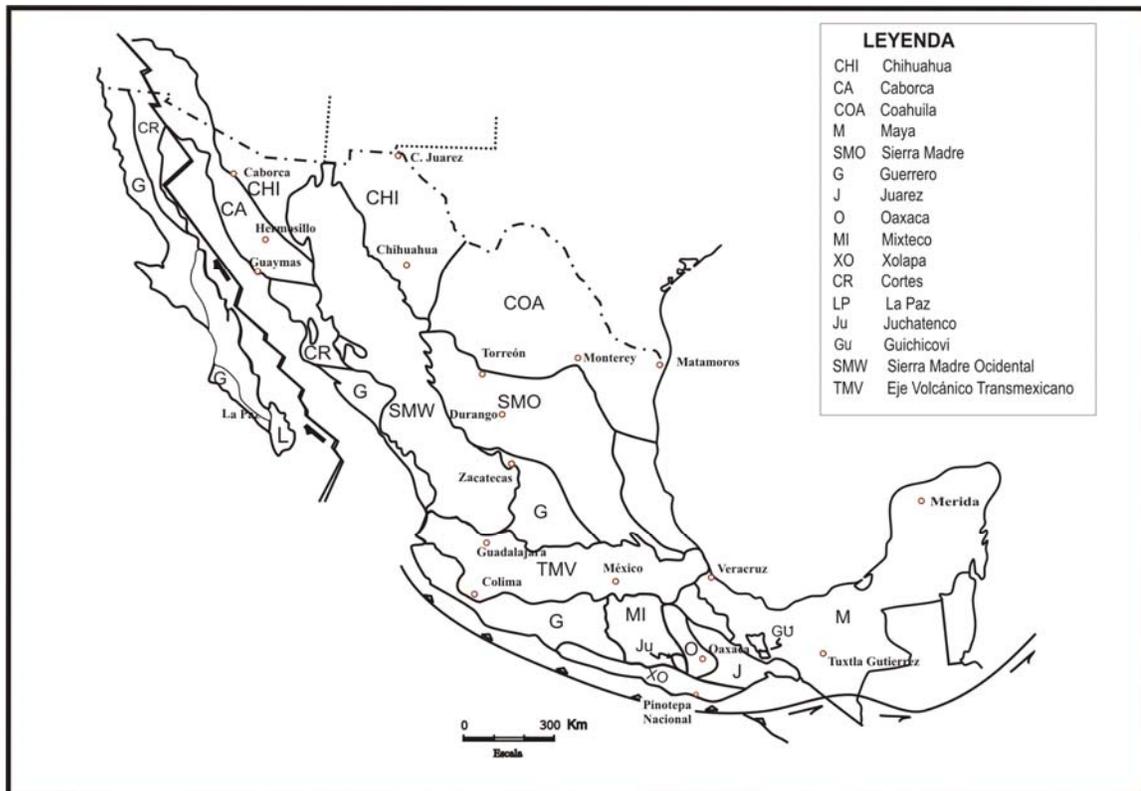


Figura 2.1 Mapa de terrenos tectonoestratigráficos (Campa y Coney, 1983).

Durante el Triásico Medio–Jurásico Medio, en la margen paleo-pacífica de México se desarrollaron diferentes secuencias volcánicas de composición intermedia a félsica y sedimentos volcanoclásticos relacionados con arcos continentales emplazados en la porción suroeste de Norte América (Grajales–Nishimura *et al.*, 1992; Jones *et al.*, 1995; Bartolini *et al.*, 2003; Barboza–Gudiño *et al.*, 2008). Estas secuencias han sido reconocidas como Formación Nazas en Zacatecas, San Luís Potosí y Durango; Serie Pre-Huizachal en Nuevo León; y Formación La Boca en Tamaulipas. Las edades reportadas para estas unidades varían de 185–195 Ma, obtenidas por medio de geocronología U-Pb en circón (Fastovsky *et al.*, 2005; Barboza–Gudiño *et al.*, 2008, Rubio–Cisneros y Lawton, 2011).

El Jurásico Medio–Jurásico Tardío estuvo caracterizado por el dominio de una subducción oblicua que favoreció al desarrollo de fallamiento lateral izquierdo y sistemas transtensivos, generando cuencas de tipo intra-cratónicas, *strike-slip* y *pull-apart* y la apertura del Golfo de México (Michalzik, 1988; Bassett y Busby, 2005; Haenggi y Muehlberger, 2005). En este lapso, en las inmediaciones de los altos de basamento en el NE de México, se depositaron grandes secuencias evaporíticas, carbonatadas y siliciclásticas dentro de ambientes aluviales, fluviales y costeros (formaciones Minas Viejas, Zuloaga y Olvido). Estos depósitos cambian lateralmente hacia ambientes de rampa externa y playa. Cubriendo a estos depósitos, se depositaron grandes secuencias siliciclásticas dentro de ambientes deltáicos, costeros, aluviales y fluviales y carbonatadas dentro arrecifes y lagunas del Jurásico Tardío–Cretácico Temprano (formaciones La Casita, Barril Viejo, Arcosa Patula, Miembro Arenoso Galeana de la Formación. Taraises, San Marcos, Cupido y Cupidito).

2.2 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA EN EL NORESTE DE MÉXICO DURANTE EL CRETÁCICO

A principios del Cretácico inició la acumulación de secuencias potentes de carbonatos debido a la transgresión marina hacia las islas y penínsulas (Padilla y Sánchez, 1986; Goldhammer, 1999).

Durante el Berriasiano fueron depositados carbonatos y material arcilloso. En este periodo, la Isla de Monclova estuvo completamente sumergida (Padilla y Sánchez, 1986; Eguiluz *et al.*, 2000). En los bordes del Bloque de Coahuila se depositó la Formación San Marcos, formada por conglomerados acumulados en abanicos aluviales y depósitos fluviales (Imaly, 1944; Charleston, 1981). En el área del Golfo de Sabinas fueron depositados carbonatos y lutitas (Formación Menchaca) y lutitas limosas y areniscas (Formación Barril Vejo). Contemporáneamente, hacia el sureste y suroeste del Bloque de Coahuila se depositó una secuencia de carbonatos intercalados con lutitas, correspondientes a la Formación Taraises (Berriasiano-Hauteriviano). Hacia la

región Sur de Coahuila y en gran parte en Nuevo León se acumularon los sedimentos calcareo-arcillosos de la Formación Taraises.

Durante el Huteriviano - Aptiano Temprano, el NE de México estuvo dominado por el depósito de la Formación Cupido, que está conformada por un banco de carbonatos sobre la Formación Taraises. El equivalente en una facies de cuenca de estos carbonatos es la Formación Tamaulipas Inferior (McFarlan y Stone, 1977; Wilson y Selvius, 1984). El desarrollo de carbonatos fue seguido por el depósito de lutitas de aguas profundas y carbonatos argiláceos correspondientes a las formaciones La Peña y Otates (Tinker, 1982), que marcan un límite de secuencias importante relacionado a una transgresión marina regional que culminó con la inundación del Bloque de Coahuila (Goldhammer, 1999).

En el Albiano Temprano, el desarrollo de arrecifes estuvo restringido a los bordes de la Isla de Coahuila (formaciones Aurora y Paila). Adicionalmente, una tendencia arrecifal se desarrolló al oeste de Acuña y Nuevo Laredo, sobre la Península Burro – Peyotes (Padilla y Sánchez, 1986; Goldhammer, 1999; Murillo-Muñetón y Dorobek, 2003). La Formación Aurora, constituida por carbonatos y su equivalente en facies de cuenca Tamaulipas Superior se depositaron durante el Albiano.

Con la tendencia de arrecifes bordeando el Bloque de Coahuila, la circulación del agua estuvo restringida, permitiendo el depósito de evaporitas (Formación Acatita), sobre la Isla de Coahuila (González, 1976). El resto de noreste de México estuvo cubierto por carbonatos de aguas someras, en el Golfo de Sabinas, y por carbonatos de aguas profundas con nódulos de pedernal (Formación Tamaulipas Superior, Padilla y Sánchez, 1986; Goldhammer, 1999).

La Formación Cuesta del Cura se depositó en el Albiano Superior–Cenomaniano (Enos, 1974; Smith, 1981). Esta unidad está constituida por carbonatos pelágicos y lutita de facies de cuenca profunda con horizontes de pedernal, que se acumularon frente a un arrecife que bordea las plataformas del Cretácico Medio (Goldhammer, 1999).

Para el Turoniano, se depositó una secuencia lutítica con menor cantidad de carbonatos cubriendo casi el total de Coahuila., así como, una secuencia delgada de carbonatos y lutitas de la Formación Indidura, y al mismo tiempo se depositaron secuencias de carbonatos arcillosos de la Formación Agua Nueva (Padilla y Sánchez, 1986).

En el límite Conaciano y Santoniano cambiaron los patrones de sedimentación en donde la región sur estuvo cubierta por areniscas y lutitas de la Formación Caracol, mientras que entre Torreón y Monterrey, se acumularon sedimentos arcillosos denominados Lutita inferior de la Formación Parras. Hacia el sur de Monterrey hasta San Luis Potosí se depositó una secuencia

calcáreo arcillosa denominada Formación San Felipe (Padilla y Sánchez, 1986; Goldhammer, 1999). Durante el Maastrichtiano, con el inicio de la regresión marina en toda la región, se depositaron sedimentos terrígenos derivados del oeste y centro de México, conformando las formaciones Méndez y Parras. El transporte y la sedimentación siliciclástica ocurrió como resultado de un levantamiento orogénico que se inició durante el Cretácico Tardío y que posteriormente culminaría con la formación de la estructura plegada característica de la Sierra Madre Oriental (Tardy, 1980; Goldhammer, 1999). La Orogenia Laramide se desarrolló hasta el Terciario Temprano, siendo propuesta y definida por Dana en 1896 como “*un evento de deformación de montañas contemporáneo a la acumulación de la Formación Laramide en la localidad del mismo nombre, ubicada en el estado de Wyoming*”. Este evento generó cadenas montañosas, formadas por estructuras de deformación de basamento dentro del *foreland* de las Montañas Rocallosas de EUA A y la cuenca, con depósitos clásticos del Paleoceno – Eoceno, que incluyen las serranías de Montaña, Wyoming, Utah, Colorado, Nuevo México y Arizona. El Cinturón Laramide forma parte de la cordillera de América del Norte, que se extiende desde EUA hacia México, donde incorpora al Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (DeCserna, 1956; Tardy, 1980; Suter, 1984; Campa, 1983), en México generó tanto cadenas montañosas como cinturones Plegados de Chihuahua y Coahuila y Sierra Madre Oriental.

El orógeno Hidalgo, propuesto para el norte y noreste de México, especialmente en los cinturones plegados de Chihuahua y Coahuila (Guzmán y DeCserna, 1963), es un híbrido con características estructurales del cinturón Sevier del W de EUA A y con una edad del Cinturón Laramide (Guzmán y DeCserna, 1963).

Una característica común en el desarrollo del evento Laramide y de la orogenia Hidalgense es que ambos casos terminaron diacrónicamente. La diferencia entre estos eventos radica en que en los EUA A el diacronismo fue de norte a sur entre 55 y 35 Ma. (Dickinson *et al.*, 1988; deCelles, 2004). En contraste, el diacronismo en México fue de noroeste a sureste, ocurriendo en el Cretácico Tardío en Sonora y Chihuahua (Hennings, 1994); Cretácico Tardío – Terciario Temprano en el Noreste de México, dando origen a las Cuencas de Parras y La Popa (Ye, 1997), culminando, posiblemente, en el Mioceno Medio dentro de la Cuenca Tampico Misantla y Veracruz (Longoria, 1984).

En el NE de México; Marrett y Aranda (1999) y Eguiluz de Antuñano *et al.* (2000) señalaron que la orogenia Laramide ha sido un proceso de tipo de “piel delgada”, lo que significa que la deformación ha estado restringida a niveles superiores de la corteza. Sin embargo, la existencia de afloramientos de roca precámbricas y paleozoicas podrían implicar que el basamento pudo

haber participado localmente en la deformación de la Sierra Madre Oriental (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Zhou *et al.*, 2006).

Al inicio del Terciario, la secuencia mesozoica depositada en el noreste de México continuó siendo deformada por los esfuerzos de la Orogenia Laramide. El mar cenozoico migró hacia el Este, depositando gruesas secuencias gruesas de arenisca y lutita. De esta forma, la Cuenca de Burgos empezó a recibir sedimentos clásticos (grupos Midway y Wilcox) durante el Paleoceno – Eoceno Temprano. Estos sedimentos se depositaron formando un sistema complejo de barreras y deltas, que permitieron el desarrollo de secuencias de gran espesor de lutitas y areniscas. Esta barra deltáica progradó hacia el Este durante el Cenozoico, favoreciendo el desarrollo de numerosas fallas listricas (Echánove, 1976).

2.3 LITOESTRATIGRAFÍA SEDIMENTARIA DEL TRIÁSICO AL CRETÁCICO SUPERIOR EN EL NE DE MÉXICO

2.3.1 FORMACIÓN EL ALAMAR

La Formación El Alamar (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010) consiste de una secuencia de arenisca conglomerática de color gris y café, arcilla y lutita. Dicha formación aflora en los estados de Nuevo León y Tamaulipas. Mixon *et al.* (1959) Reportaron que la unidad inferior del Grupo Huizachal o actual Formación El Alamar (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010) presenta un ensamble de flora, compuesto por *Pterophylum fragile*, *Pterophylum inaequale* Fontaine, *Cephalotaxopsis carolinensis*, and *Podozamite* (?) de edad Triásica Tardío, mismo que Weber (1997) reinterpreta como *Laurozamites yaqui*, *Ctenophylum braunianum*, *Elatocladus*, *Carolinensis* y le asigna una edad correspondiente al Cárnico y probablemente Noriano. Barboza-Gudiño (2012) señala que la edad de la Formación El Alamar corresponde al Triásico Tardío, de acuerdo a geocronología en circones detríticos y se correlaciona en edad con la Formación Zacatecas. La Formación El Alamar sobreyace de manera discordante a rocas sedimentarias y magmáticas Paleozoicas en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina, Tamaulipas. Rubio-Cisneros (2012) documenta que los depósitos están restringidos a ríos de alta y baja sinuosidad, dominados por gravas y arenas, cuyos estilos fluviales oscilan entre sistemas de mezcla, de baja y alta energía que transportan productos fluviales desde los altos de basamentos situados en el este, con la formación de flujos de masas por gravedad y barras de gravas.

2.3.2 FORMACIÓN HUIZACHAL (TRIÁSICO SUPERIOR)

La Formación Huizachal se encuentra compuesta por una serie de rocas sedimentarias clásticas continentales, que van desde conglomerados hasta lutitas, presentando dique-estratos y sills de composición variable entre riolita- basalto o diabasa-basalto y han sido reportadas en las inmediaciones del poblado de Galeana, Santa Clara, Cañón El Alamar y San Marcos (Michalzik, 1988, 1991; Goldhammer, 1999).

Sedimentológicamente, esta formación representa ambientes de abanico aluvial, sistemas fluviales y lacustres (Corpstein, 1974; Michalzik, 1988, 1991), depositados dentro de valles de tipo “rift”, que se encontraban limitados por fallas activas, donde el basamento se encontraba compuesto por rocas sedimentarias y metamórficas (Figura 2.2; Michalzik, 1986, 1988, 1991).

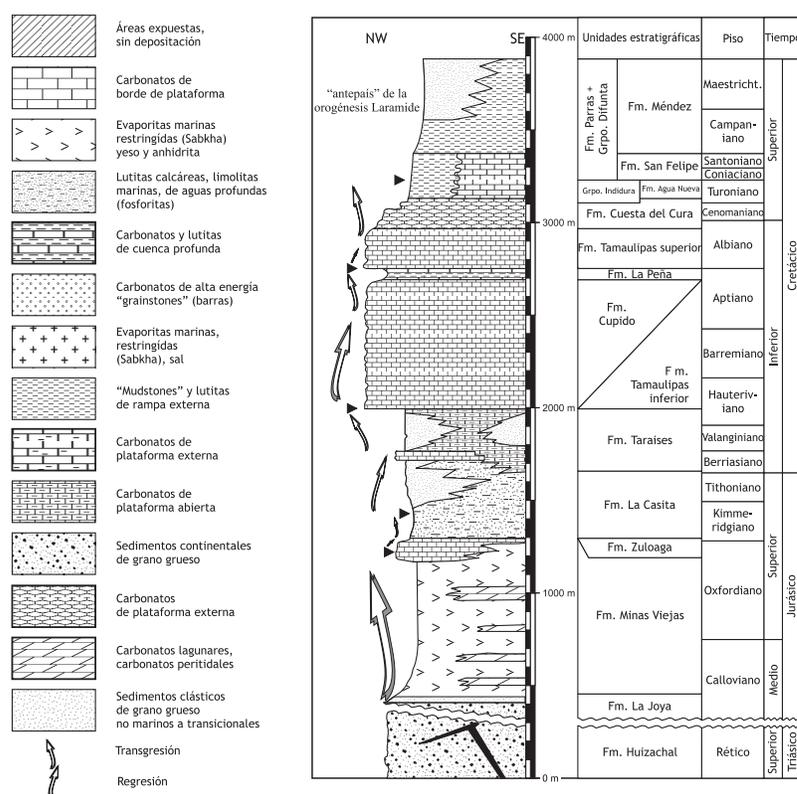


Figura 2. 2. Columna estratigráfica de Michalzik (1988)

2.3.3 FORMACIÓN LA BOCA

La Formación La Boca (Mixon *et al.*, 1959) esta conformada por una secuencia de arenisca, limolita, lutita, arenisca conglomerática, conglomerados polimígticos soportados por matriz, interestratificados con rocas volcánicas que consisten en derrames de lavas basáltico-andesíticas,

depósitos piroclásticos, domos riolíticos y depósitos volcanoclásticos (Carrillo-Bravo, 1961; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998; 1999; 2004; 2008; 2010; Rubio-Cisneros *et al.*, 2011). Las capas rojas expuestas en el Valle Huizachal, Tamaulipas, se denominaron originalmente como Formación Huizachal (Imlay *et al.*, 1948). Posteriormente Mixon *et al.* (1959) en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina, Tamaulipas, realizan la división de las capas rojas y definen la Formación La Boca (Jurásico Temprano) y la Formación La Joya (Jurásico Medio). La Formación La Boca se ha correlacionado con la Formación Huizachal (Michalzik, 1985;1991) y con la Formación Nazas (Pantoja-Alor, 1962). La Formación La Boca esta constituida por dos unidades, i) la unidad volcánica-epiclástica, conformada por la interestratificación de roca volcánica, volcanoclástica y sedimentaria, y ii) la unidad sedimentaria compuesta de un conglomerado basal y una sucesión de rocas volcánicas, volcanoclásticas y clásticas, caracterizada por la presencia de flujos volcánicos de composición riolítica (Rubio-Cisneros *et al.*, 2011). Sobreyace discordantemente a las rocas volcánicas de la Formación Nazas, subyace de manera discordante a los depósitos de la Formación La Joya y concordantemente a las calizas de la Formación Zuloaga (Oxfordiano). La edad de la Formación La Boca corresponde al Jurásico Temprano y se ha determinado mediante el análisis de U-Pb en circones, 189 ± 0.2 Ma en el Valle Huizachal (Fatovsky *et al.*, 2005) y 193 ± 0.2 Ma en Aramberri (Barboza-Gudiño *et al.*, 2008).

2.3.4 FORMACIÓN LA JOYA (CALLOVIANO-OXFORDIANO)

Esta formación está constituida en su base por un conglomerado basal de hasta 20 m, de espesor que gradualmente pasa a sedimentos clásticos arenoso finos, mientras que en la cima presenta transiciones evaporíticas, calizas o dolomías (Michalzik, 1988, 1991, Mixon, 1963, Belcher, 1979), se han reportado afloramientos en los municipios de: Aramberri, Cañón La Boca, Cañón Caballeros y San Pablo. Sedimentológicamente, esta formación representa ambientes de abanico aluvial, tales como canales y planicie y así como depósitos de sahbka, que conforman el primer ciclo de los depósitos evaporíticos del Grupo Zuloaga (Götte, 1990). El espesor reportado para esta formación es variable, debido a que depende de la morfología del relieve, en el cual fueron depositados los sedimentos. Sin embargo, se estiman espesores aproximados de 55 a 120 m (Michalzik, 1988). Estratigráficamente, la Formación La Joya se presenta de manera concordante con la Formación Minas Viejas y discordante con la Formación Huizachal (Figura 2.2; Götte, 1990; Michalzik, 1988, 1991; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998, 1999).

2.3.5 FORMACIÓN MINAS VIEJAS (CALLOVIANO-OXFORDIANO)

Michalzik (1988) y Götte (1990) reportaron que en las inmediaciones de Galeana afloran rocas del tipo (Bio) Ooesparita/Oopelesparita, que presentan como componentes principales ooides con diámetros entre lo 0.4 -0.8 mm, así como pellets, intraclastos, fragmentos de briozoarios bien preservados y otros fragmentos de bioclastos.

Otra de las facies que presenta la Formación Minas Viejas se encuentra caracterizada por la presencia de dolomías macizas o en bancos gruesos, frecuentemente relacionadas con calizas con fabrica granular y muy porosas, con cavidades de algunos centímetros, así como masas de yeso altamente deformado.

Sedimentológicamente, esta formación ha sido interpretada como depósitos marino marginales (barra submareal, intermareal o laguna de baja energía, con buena circulación “*sistema complejo sahbka-laguna*”), que marcan las primeras incursiones marinas del Golfo de México, dentro de una cuenca de tipo “*rift*”, (Goldhammer, 1999) y cuya conexión posiblemente se encuentra en una zona cercana a Ciudad Victoria, Tamaulipas, (Michalzik, 1988; Götte, 1990).

La Formación Minas Viejas cubre discontinuamente a capas rojas de la Formación Huizachal y le sobreyacen, de manera concordante, calizas de la Formación Zuloaga. Sin embargo, en las cercanías del área de estudio (Anticlinal Potrero Prieto-Iturbide), la Formación Minas Viejas corta de forma diapírica a la Formación La Casita (Ocampo-Díaz *et al.*, 2008). A la Formación Minas Viejas se le han reportado espesores aproximados de 600 metros (Götte, 1990, Michalzik, 1988; Figura 2.2).

2.3.6 FORMACIÓN ZULOAGA (OXFORDIANO-KINMMERIGDIANO)

La Formación Zuloaga, se encuentra constituida por calizas de Ooesparitas, que presentan un color que varía de gris-café a gris amarillo, exhibiendo estratificación cruzada como única estructura sedimentaria. Los espesores varían entre 150 y 500 m (Olivanki, 1974, Figura 2.2). Otra de las texturas calcáreas que esta formación presenta son las oobioesparitas, que muestran mayor distribución que las descritas inicialmente. La interpretación ambiental que se le ha dado a las rocas de esta formación es ambiente de alta energía, tales como las barras submareales con buena circulación. También se han relacionado a playas intermareales y lagunas protegidas por las barras oolíticas, en condiciones de baja energía (Michalzik, 1988; Götte, 1990).

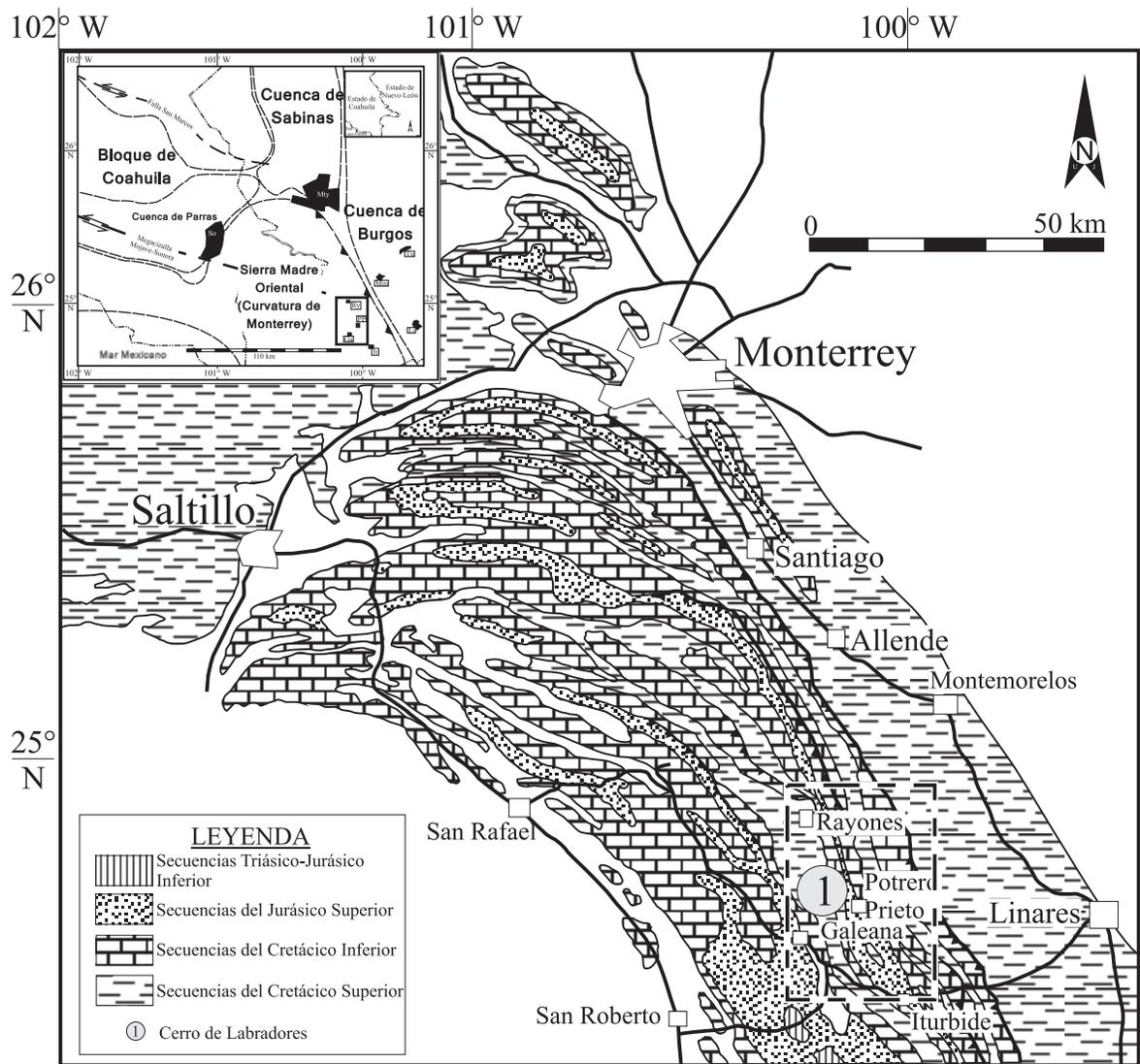


Figura 2.3 Mapa geológico simplificado del noreste de la curvatura de Monterrey (Michalzik, 1986).

2.3.7 FORMACIÓN LA CASITA (KINMMERIGDIANO-BERRIASIANO INFERIOR)

La Formación La Casita está constituida por lutitas de color gris oscuro a negro, intercaladas con estratos delgados de calizas arcillosas, areniscas calcáreas y horizontes fosfatados (Figura 2.2; Imlay, 1936). El espesor propuesto para la Formación La Casita es de 60 a 800 metros, en función de la proximidad al Bloque de Coahuila, del cual derivan los detritos que dieron origen a esta unidad (Fortunato 1982, Michalzik 1988, Michalzik y Schumann 1994). En la región de Monterrey-Saltillo, la Formación La Casita ha sido subdividida en tres unidades estratigráficas, que han sido interpretadas como una progradación de un extenso complejo de *fan-delta*. Estas pueden ser correlacionadas a la sección noreste del Golfo de México (Fortunato y Ward, 1987; Michalzik, 1988; Michalzik y Schumann, 1994; Goldhammer, 1999).

2.3.8 FORMACIÓN TARAISES (BERRIASIANO–HAUTERIVIANO)

La Formación Taraises se encuentra constituida por calizas y sedimentos calcáreo arcillosos que ha sido dividida por Imlay (1936) en: (1) miembro inferior, al cual lo constituyen calizas grises en estratos gruesos y (2) miembro superior, constituido por calizas de color gris claro, con estratos delgados a medios, los cuales son altamente arcillosos y nodulares, que contienen generalmente amonites y belemnites en su base; Sin embargo, en la parte media de esta formación, se ha reportado la presencia de un miembro arenoso (Miembro Arenoso Galeana; Díaz, 1951; Ocampo-Díaz *et al.*, 2008), al cual se le ha reportado una edad Hauteriviano-Valanginiano (Michalzik, 1988). Dicho miembro se encuentra constituido por areniscas de grano fino a grueso, de color gris claro, presentando un rango de estratificación que varía de delgada a muy grueso. El Miembro Arenoso Galeana presenta el mayor espesor en el área de Galeana (350 m), donde aflora como una secuencia que se engrosa hacia la parte media y posterior adelgazamiento hacia la cima.

La interpretación sedimentológica que se le ha dado a la Formación Taraises varía de facies de aguas profundas, para el miembro inferior, y depósitos lejanos a la línea de costa para el miembro superior (Michalzik, 1988). El Miembro Arenoso Galeana se le ha interpretado como depósitos de frente deltáico y de prodelta (Michalzik 1988, Ocampo-Díaz *et al.*, 2008).

2.3.9 FORMACIÓN LA PEÑA

La Formación La Peña definida originalmente por Imlay (1936), esta constituida por marga interestratificada con caliza de estratificación delgada, lutita, lentes de pedernal, presenta abundantes amonites de edad Aptiano Tardío (Buckhardt, 1925). Imlay (1936), divide a la Formación la Peña en dos miembros: i) miembro inferior compuesto por caliza y ii) miembro superior conformado por caliza margosa y lutita. Sin embargo, Humphrey (1949) propone que el nombre de dicha formación se aplique únicamente al miembro superior. La edad de dicha formación corresponde al Aptiano Temprano (Smith, 1981). Goldhammer *et al.* (1993) señala que los depósitos de la Formación La Peña corresponden a un evento transgresivo regional, caracterizado por el depósito de lutitas de aguas profundas y terrígenos derivados de tierras altas del norte y oeste, sobre la margen carbonatada. Ramírez-Díaz (2012) documenta que en la Sierra de la Caja, la Formación La Peña sobreyace concordantemente a la Formación Tamaulipas Inferior y subyace por contacto concordante a la Formación Tamaulipas Superior.

2.3.10 FORMACIÓN CUPIDO- TAMAULIPAS INFERIOR (HAUTERIVIANO MEDIO-APTIANO)

La Formación Cupido está constituida por calizas tipo *packstone* a *grainstone* (Lehmann *et al.*, 1999) de color gris, con espesores de hasta 400 m, depositada en condiciones neríticas de borde de plataforma a plataforma restringida, bajo el esquema de Wilson (1975), debido a la fauna que en su mayoría está compuesta por rudistas. Estratigráficamente, esta unidad sobreyace e infrayace de manera concordante al miembro superior de la Formación Taraises y a la Formación La Peña, respectivamente.

La Formación Tamaulipas Inferior es el equivalente profundo hacia la cuenca del banco de Cupido y aflora en un flanco del Anticlinorio de la Sierra de Tamaulipas. Muir (1936) reportó que las formaciones Tamaulipas Inferior y Superior se encuentran separadas por el denominado Horizonte Otates, que Humphery y Díaz (1956) lo catalogaron como formación. La Formación Tamaulipas Inferior es una secuencia homogénea de calizas masivas de color gris que intemperizan a un color gris azulado a crema, con intercalaciones de horizontes arcillosos con espesores de escasos centímetros. La unidad presenta estilolitas paralelas a los planos de estratificación y nódulos de pedernal de forma lenticular. Esta unidad presenta un espesor de ~300 m (Carillo, 1961).

2.3.11 FORMACIÓN TAMAULIPAS SUPERIOR (APTIANO-ALBIANO)

La unidad es nombrada Formación Tamaulipas Superior por la separación que muestra el reconocimiento de la Formación Oates en la Sierra de Tamaulipas, que aflora como una secuencia de calizas de color gris que intemperizan a gris claro, con estratos que van de 50 cm hasta 1.5 m, con intercalaciones de lutitas, calcita cristalizada de color blanco, además de algunos horizontes de pedernal negro. Esta unidad ha sido interpretada como depósitos externos de la rampa y en aguas profundas anaeróbicas a disaeróbicas. Su cima está marcada por una prominente capa de conglomerados de pocos metros de espesor (Ross, 1981). Esta formación presenta espesores que varían de 100 a 200 m.

2.3.12 FORMACIÓN CUESTA DEL CURA (CENOMANIANO)

Esta unidad fue definida por Imlay (1936) en la Sierra de Parras, como una secuencia de calizas de color gris claro con espesores de entre 30 – 50 cm, intercaladas con capas delgadas de margas color gris y abundantes estratos o nódulos de pedernal negro. Los estratos presentan ondulaciones y en su parte superior son masivos. Estas características ayudan a su

reconocimiento en campo. De acuerdo a sus características bioestratigráficas, Humphery (1949) le asignó una edad del Cenomaniano.

2.3.13 FORMACIÓN AGUA NUEVA (CENOMANIANO SUPERIOR–TURONIANO)

Muir (1936) definió el afloramiento tipo de la Formación Agua Nueva, esta en el Cañón La Borrega, ubicado en las colinas al oeste de la Sierra de Tamaulipas. Esta unidad sobreyace a la Formación Cuesta del Cura y subyace a la Formación San Felipe, concordantemente en ambos casos, con una edad que cubre del Cenomaniano Superior al Turoniano (López, 1982). Esta formación esta constituida por caliza arcillosa de estratificación mediana a gruesa con estructura laminar de color gris, gris oscuro y negro, intercaladas con lutita y marga laminada de color café y gris oscuro. En la base de la formación se tienen horizontes bentoníticos de color verde, los cuales son índices para marcar su límite inferior (Márquez, 1970). Esta unidad ha sido dividida en los miembros Vallecillo y Superior (Blanco 2003). Su espesor total varía entre los 60 y 86 mt. (Figura 2.2)

La Formación Agua Nueva fue depositada en condiciones de baja energía, en la parte externa de una plataforma somera (Blanco *et al.*, 2001; Blanco-Piñón *et al.*, 2002). En tanto, Ángeles-Villeda (2005) reportó que debido a la textura wackestone y el predominio de géneros de foraminíferos planctónicos sobre los bentónicos, el paleoambiente de la Formación Agua Nueva es de cuenca. La edad de esta unidad es Cenomaniano Superior a Turoniano, la cual se determinó por la presencia de *Hedbergella subcretacea* (Tappan, 1943), *Whuteinella archaeocretacea* (Pesagno, 1967) y *Thalmaninella evoluta* (Sigal, 1966).

2.3.14 FORMACIÓN SAN FELIPE (CRETÁCICO SUPERIOR)

Fue descrita inicialmente por Jeffreys en 1910 (Muir, 1936). Posteriormente, Muir (1936) e Imlay (1944) la describieron como intercalaciones de caliza gris, interestratificada con marga con bandas lenticulares de pedernal negro y caliza parduzca que indican la base. Muir (1936) definió a ésta formación de una manera formal en la localidad San Felipe, ubicada a 8 Km. al este de Ciudad Valles, San Luis Potosí. Becerra-González (2006) y Gómez-Alejandro y Martínez-Limas (2008) describieron a esta unidad 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.

Esta unidad ha sido dividida en dos miembros: (a) Inferior La Boca, propuesto por Seibertz (1988), consiste de una intercalación de arenisca verde, limolita y caliza, con un espesor de 32 m; y (b) Superior Solís, reportado por Böse y Cavins (1927), definiéndolo como una secuencia de caliza de color blanco que intemperiza a color verde, capas delgadas de pedernal gris e intercalación de arenisca verde, limolita, lutita y caliza. Estos autores reportaron un espesor de 95 m para este miembro.

La Formación San Felipe, en Nuevo León, constituye una secuencia turbidítica, donde los sedimentos representan un ambiente deposicional de base de talud y cuenca (Seibertz, 1988). Una de las secuencias turbidíticas más característica se encuentra ubicada en la pendiente occidental de la Sierra Madre Oriental, frente de la población Villa de Santiago, al lado Este de la Presa La Boca (Seibertz, 1988). Esta unidad incluye una serie de tobas alteradas de composición ácida las cuales presentan una afinidad con arco magmático, relacionadas a la actividad volcánica en el margen occidental de Norteamérica y asociada a la subducción de la placa Farallón durante el Cretácico Superior (Gómez-Alejandro y Martínez-Limas, 2008).

2.3.15 FORMACIÓN MÉNDEZ (CONIACIANO)

La Formación Méndez fue descrita por Dumble (1911) y Muir (1936) como lutita Papagayo. Su localidad tipo se ubica a 300 m al Este de la estación de ferrocarril Méndez (Tampico-San Luis Potosí). En esta localidad, la unidad está constituida de una secuencia de lutita y lutita calcárea de color negro que intemperiza de café oscuro a crema, presenta exfoliación por intemperismo en forma de agujas (Meiburg, 1987). Esta unidad regionalmente sobreyace concordantemente a la Formación San Felipe (Padilla y Sánchez, 1978). Díaz (1951) mencionó que dentro de la Sierra Madre Oriental se presenta con espesores de 550 m, aunque en el frente de esta estructura se han observado espesores de hasta 1,900 m. Por otra parte, en la región de Linares, la unidad se ha reportado un espesor no menor de 2,000 m. López (1982) reportó para esta unidad una edad de Campaniano-Maastrichtiano, aunque Seibertz (1988) mencionó que la base de la Formación Méndez tiene una edad del Coniaciano. Este último autor también propuso que el ambiente de depósito de esta unidad es un complejo deltáico, relacionado con el levantamiento orogénico Laramide y subsidencia frontal.

2.4 GEOLOGÍA LOCAL

El área de estudio, la localidad Cerro de Labradores (Galeana), se ubica regionalmente dentro del Terreno Sierra Madre, en el estado de Nuevo León (Figura 2.4). En general, la estratigrafía del

sitio donde se hizo la el levantamiento de la columna estratigrafica, en el área de Cerro de Labradores, Galeana Nuevoleon; esta conformada por litologías del Cretácico Superior, que incluye a las formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez.

2.4.1 FORMACIÓN AGUA NUEVA (CENOMANIANO SUPERIOR–TURONIANO)

Esta unidad se encuentra constituida por caliza arcillosa de estratificación mediana a gruesa, con estructura laminar de color gris, gris oscuro y negro, intercaladas con lutita y marga laminada de color café y gris oscuro. En el área de trabajo, se logra apreciar intercalaciones de caliza gris a negro, en estratificación tabular y contactos rectos, con estratos que varían de 0.2 a 0.5 m, en capas que varían de 1 a 15 cm. a la base de la formación se logran apreciar horizontes de color verde. Esta unidad subyace de manera concordante a la Formación San Felipe.

2.4.2 FORMACIÓN SAN FELIPE (CRETÁCICO SUPERIOR)

Dentro del área de estudio, esta unidad se presenta como un conjunto de caliza medias a delgada interestratificada con horizontes de ceniza alteradas y creta, sobreyacidas por un conjunto de areniscas de comportamiento granodecreciente intercaladas con lutitas y horizontes de toba alterada. Fue posible separar la unidad en los miembros propuestos por Böse y Cavins (1927) y Seibertz (1988): (a) Miembro Inferior La Boca, que se presenta como caliza de color gris con texturas mudstone-wakestone, que incluye foraminiferos planctónicos y bentónicos, así como ignogeneros de Zoophicus y cruciana, con espesores que varían de 0.3 a 1.0 m, intercaladas con estratos de lutita, toba y creta, mostrando un espesor en total de 62 m (Figura 2.6 a–c) y (b) Miembro Superior Solís, el cual aflora en estratos de arenisca que varían de grano fino a grueso dentro de secuencias del tipo grano crecientes, intercaladas con estratos de tobas de ceniza de color verde y a la base con estratos de creta. El espesor medido es de 36 m (Figuras 2.6 d–f). Los estratos de toba alterada se presentan en 32 horizontes que varían de 5 a 30 cm de espesor, con estructuras sedimentarias de laminación paralelas, gradación normal, turbidita a-b, turbidita a-c y laminación cruzada. Las tobas observadas tienen un color verde que intemperiza a marrón, así como una intensa bioturbación, de icnofacies de cruziana (Figura 2.6 d–f).

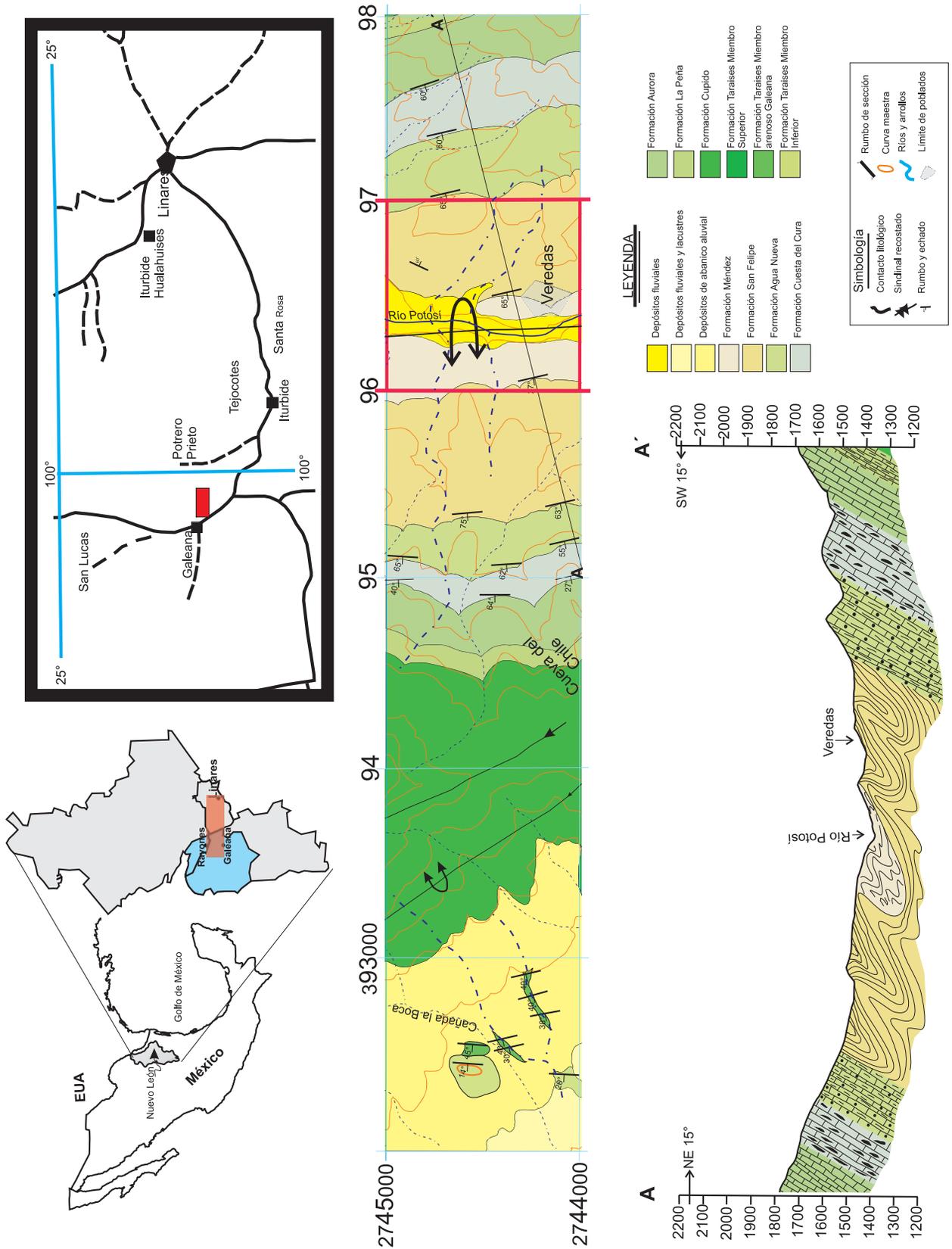


Figura 2. 4. Mapa geológico y ubicación del área de estudio (Tomado de Ocampo-Díaz, 2007)

2.4.3 FORMACIÓN MÉNDEZ (CONIACIANO)

Esta unidad se presenta en intercalaciones de lutitas limosas–margosas, con estratificación delgada que contiene, laminaciones gruesas, con intercalaciones de estratos de areniscas finas. Se logran observar algunas intercalaciones de horizontes verdes en su base. La Formación Méndez, con un espesor de ~30 m, sobryace de forma concordante a la Formación San Felipe.



Figura 2.5. Distribución de las litofacias en el Estado de Nuevo León y regiones limítrofes durante el Turoniano Medio y Superior. LSP: Isla de Lampazos-Sabinas Picachos, S: Isla de la Silla, C: Isla de San Carlos, T: Isla de Tamaulipas, M: Isla de Miquihuana, Mo: Canal de Monterrey, Li: Canal de Linares, (?): Paleozoico de Huizachal-Peregrina (Tomado de Seibert, 1988).

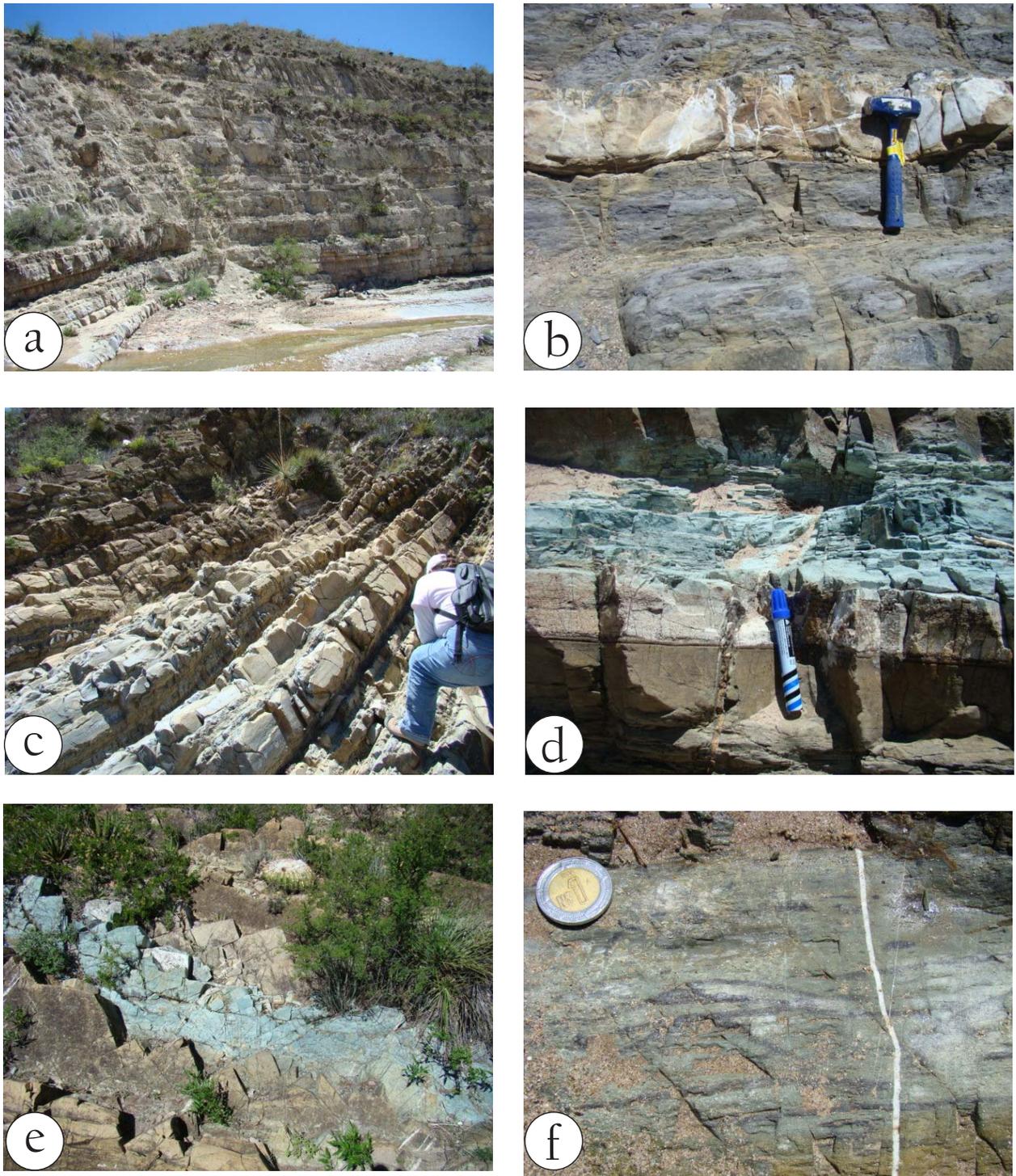


Figura 2. 6. Imágenes de la Formación San Felipe tomadas en el área de Cerro de de Labradores: (a) y (b), Miembro inferior; (c) y (d), Miembro superior; (e) y (f) estratos de tobas con intensa bioturbación.

2.5 MUESTREO EN PERFIL

Una vez identificadas las diferentes unidades litológicas que afloran en el área de estudio, se procedió a levantar un perfil detallado de la Formación San Felipe. Este se present

a en la Figura 2.7, donde se aprecia un espesor total de 97 m. Este perfil incluye la posición de los 32 horizontes verdes detectados a través de la unidad. Un total de 20 estratos de tobas alteradas fueron muestreados con objeto de determinar sus características petrográficas y geoquímicas, así como el establecer su edad absoluta de acuerdo al método isotópico de U-Pb.

La colección de muestras se realizó seleccionando las rocas sin evidencia apreciable de intemperismo. Las muestras se colectaron utilizando un marro de acero común y, cuando fue posible, fueron descostradas directamente en el campo para eliminar las capas superficiales de alteración. De esta manera, se colectó ~1 kg por estrato muestreado, en fragmentos de 10-15 cm, material que fue transportado a los laboratorios, donde se realizó el proceso analítico. Información más detallada sobre datos de petrografía y geoquímica se encuentra en los capítulos 3 y 4 de este documento.

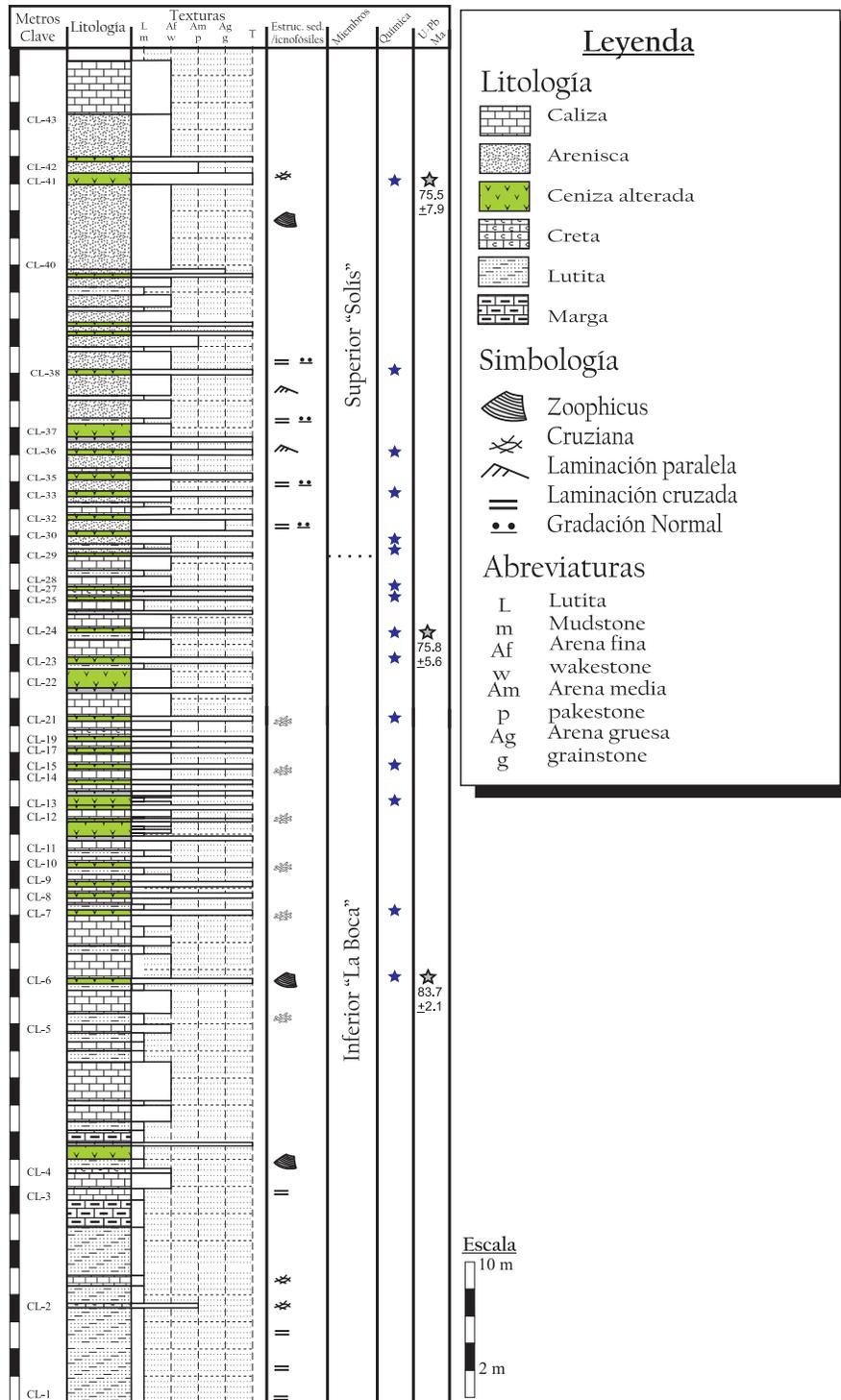


Figura 2. 7. Columna estratigráfica de la Formación San Felipe, medida en Cerro de Labradores, N.L.

3 PETROGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA

3.1 METODOLOGÍA

Se colectaron 42 muestras: cinco de calizas, dos de creta, nueve de areniscas de grano medio a fino y veintiséis de toba, dentro de un perfil sedimentológico situado en el área de Cerro de Labradores, Galeana, N.L. Las rocas carbonatadas fueron descritas con base en su contenido de componentes aloquímicos, características litológicas y paleontológicas, con el fin de proponer su ambiente de depósito. La determinación de las microfacies estándar de las muestras se basó en la identificación de los siguientes criterios: textura deposicional, matriz vs cemento, contenido fosilífero, clasificadas de acuerdo a Dunham (1962) y Folk (1959, 1962). La identificación de los cinturones faciales y las microfacies estándar se realizó empleando los modelos de Wilson (1975) y Flügel (2004). El análisis petrográfico de las rocas clásticas se efectuó en 9 areniscas de grano medio-grueso y 26 de toba, seleccionando cuatro representativas de las areniscas y 10 de las tobas, para realizar un proceso de tinción y conteo de 500 puntos. Las láminas delgadas fueron atacadas con HF y teñidas con una solución hiperconcentrada de cobaltonitrito de sodio y cloruro de bario, para lograr una diferenciación de cuarzo, feldespato-K y plagioclasa-Na (Friedman, 1971; Marsaglia y Tazaki, 1992). El análisis petrográfico cuantitativo de las areniscas se elaboró por medio de un conteo de 500 granos libres de matriz ó cemento por lámina delgada, utilizando el método de Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984). Los diferentes tipos de cuarzo fueron clasificados de acuerdo a Basu (1976), Basu *et al.* (1975) y Young (1976). Los líticos volcánicos se clasificaron de acuerdo a Dickinson (1970) y Marsaglia *et al.* (1992), mientras que los fragmentos metamórficos fueron diferenciados de acuerdo a la propuesta de Garzati y Vezolli (2003). La información petrográfica y los modos detríticos se utilizaron para preparar diagramas ternarios propuestos por Dickinson *et al.* (1983; QFL), QmKP de Dickinson y Suczek (1979), QmrQmoQp de Arribas *et al.* (1990), LmLvplLs de Ingersoll y Suczek (1979) y QmKP Marsaglia *et al.*, (1989). El análisis petrográfico cuantitativo de las tobas se elaboró por medio de un conteo de 500 a 1000 granos libres de matriz y/o cemento por sección delgada. El reconocimiento de minerales se basó en las propiedades ópticas descritas por Philpotts, (1989), McKenzie y Guilford (1996) y Mc Kenzie *et al.* (1996). La información obtenida se utilizó para elaborar el diagrama ternario QmKP, propuesto por Marsaglia (1991). Cabe señalar que, los gráficos donde se analiza el ambiente sedimentario y la procedencia son reportados en las conclusiones.

3.2 PETROGRAFÍA DE CALIZA

3.2.1 MICROFACIES

3.2.1.1 Microfacies de wackestone de foraminíferos bentónicos

En esta facies, la caliza se caracteriza por mostrar una textura *wackestone* con matriz de biomicrita. El contenido aloquímico consiste principalmente de foraminíferos bentónicos biseriados y triceriados, con escasos globigerinidos, equinodermos, radiolarios, braquiópodos y pellets (Figuras 3.1). El material extracuenca está constituido por cuarzo monocristalino subangular y rara vez, subredondeado mas plagioclasa con maclado de tipo polisintético(Figura 3.2-b).

3.2.1.2 Microfacies de wackestone-packstone de foraminíferos bentónicos y planctónicos

Dentro de esta facies, la caliza se presenta como *wackestone-packstone* con matriz de micrita. El contenido aloquímico consiste de foraminíferos bentónicos y planctónicos del tipo globigerinidos, así como fragmentos de equinodermos, radiolarios, braquiópodos y pellets (Figura 3.1). Como material extracuenca se observa cuarzo monocristalino subangular y, subredondeado, con presencia de plagioclasa con maclado tipo polisintético.

3.2.2 REGISTRO MICROPALEONTOLÓGICO

Adicionalmente a la identificación petrográfica de los organismos, fue posible clasificarlos en las siguientes especies de foraminíferos (Gutierrez-Alejandro y Santana-Salas en Martínez-Paco *et al*, 2012): *G. linneiana* (d'Orbigny, 1840), *Archeoglobigerina cretácea* (d'Orbigny, 1840), *G. arca* (Cushman, 1927), *Globotruncana elevata* (Brotzen, 1934) y *Marginotruncana angusticarenata* (Gandolfi, 1942), que ubican a la Formación San Felipe dentro del rango bioestratigráfico del Coniaciano Temprano (Figura 3.1).

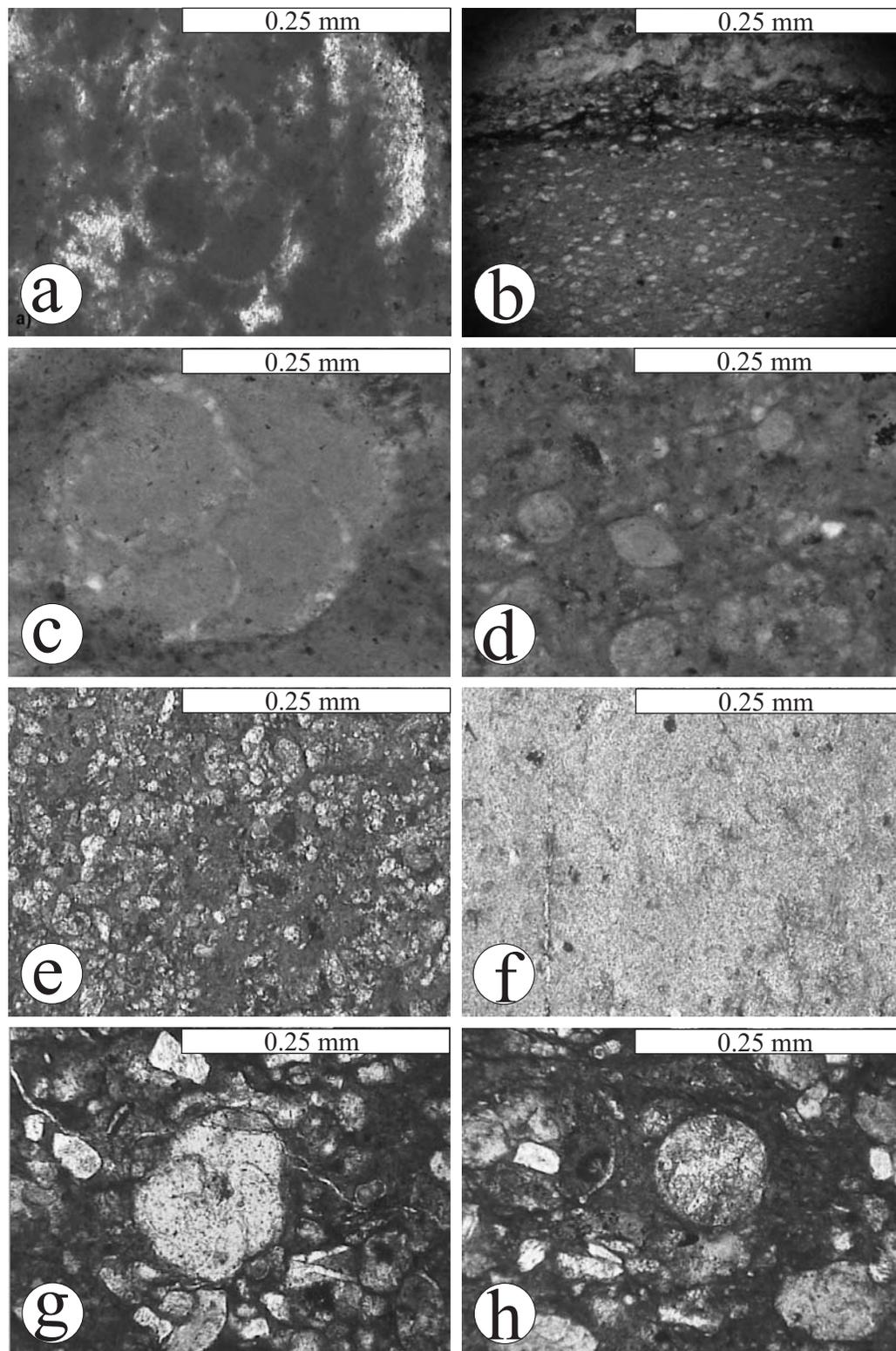


Figura 3.1. Microfacies característica de la Formación San Felipe: (a) Wackestone/biomírita con foraminíferos planctónicos y bentónicos; (b) Caliza *mudstone* silicificada; (c) *Archeoglobigerina cretacea* (d'Orbigny 1840); (d) Corte transversal de foraminífero biseriado (bentónico); (e) *Dicarinella concavata* (Brotzen 1934); (f) Radiolario, creta (caliza recristalizada), tipo *mudstone*; (g) foraminífero planctónico (*s.p. globotruncana*); y (h) wackestone con radiolarios.

3.3 ARENISCAS

3.3.1 PETROFACIES DE ARENISCAS VOLCANICLÁSTICAS

Son areniscas de grano fino a grueso, que texturalmente varían de mal a moderadamente clasificadas. Sus principales constituyentes incluyen el cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa (Tabla 3.1).

El cuarzo se presenta en dos tipos: (i) monocristalino, que texturalmente varía de angular (texturas en forma de *shard*, Figura 3.2a) a subredondeado, con extinción recta y ocasionalmente ondulosa. Los contactos entre granos son rectos y cóncavo-convexos, (ii) el cuarzo policristalino ocurre en agregados <3 cristales ($Qp<3$) y >3 cristales ($Qp>3$; $Qp>3Qp<3$); texturalmente son subangulosos a subredondeados, exhibiendo extinción ondulosa >15°; ambos tipos se presentan bordes de crecimiento syntaxial e inclusiones fluidas.

El feldespato se presenta en dos tipos: (i) feldespato-K con maclado tipo Carlsbad, que texturalmente son subhedrales a anhedrales. Comúnmente, este mineral presenta alteración a caolinita y (ii) plagioclasa, subangulosa a subredondeada con maclado tipo polisintético, que ópticamente corresponde a albita (Figura 3.2b). Este mineral ocasionalmente tiene alteración a sericita. La relación promedio de los feldespatos en las rocas bajo estudio es de $P/FK = 0.253$.

Los fragmentos líticos son escasos y varían del 1 al 5%, (Figura 3.2 b–e), son descritos en orden de abundancia: (i) origen volcánico con textura felsíticas, en los cuales se observa cuarzo con bordes de reacción entre el lítico y la matriz; (ii) volcánicos tobáceos alterados a color verde, posiblemente cloritizados; (iii) volcánicos con texturas de *lathworth*; (iv) líticos metamórficos de bajo grado y, (v) líticos carbonatados con textura micrítica y esparítica. La relación promedio de Lítico volcánico (Lv)/Líticos totales (Lt) es de 0.9.

Los minerales accesorios incluyen: (i) clorita, (ii) biotita y muscovita, en forma de hoja, (iii) circón que se presenta en forma euhedral a subeuhedral (Figura 3.2 g) y (iv) apatito, turmalina y rutilo en cristales subredondeados a subangulares.

El contenido de pseudomatriz varía en un porcentaje de 7-12% (Figura 3.2 a–g) siendo de posiblemente producto de la alteración de los feldespatos o materiales relacionados. Esta se caracteriza por mostrar una textura globular y seriada constituida por cuarzos y feldespatos microgranulares, con evidencias de alteración por presión-solución. Frecuentemente, la matriz se observa recristalizada. El cemento es calcítico (10-12%) con una textura poikilotípica, siendo

muy común que se presente en agregados de pequeños cristales bordeando al cuarzo y en ocasiones remplace parcialmente a los feldespatos y a fragmentos líticos.

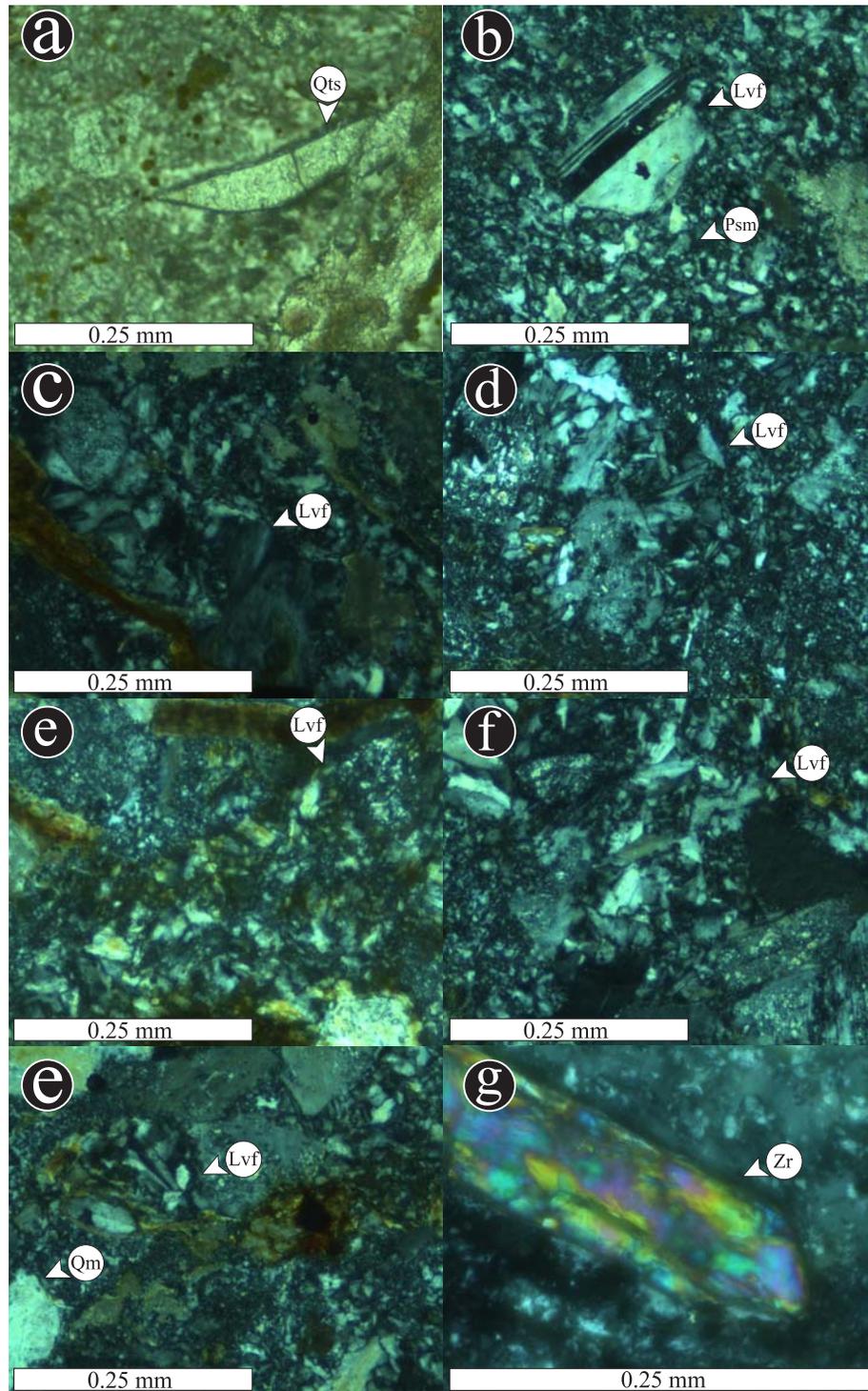


Figura 3.2. Microfotografías de los componentes del esqueleto de las areniscas volcanoclásticas de la Formación San Felipe: (a) cuarzo con textura en *shark*; (b)-(f) líticos volcánicos con texturas felsíticas; y (g) circón.

3.4 PETROGRAFÍA DE TOBAS

3.4.1 TEXTURA Y COMPOSICIÓN GENERAL DE LAS TOBAS

Las tobas se caracterizan por texturas porfidíticas inequigranulares. Los principales constituyentes son fenocristales de cuarzo, feldespatos-K, plagioclasa y fragmentos líticos volcánicos.

Los cuarzos son monocristalinos con extinción recta, ondulosa, variando en su forma de subhedral a anhedral. Adicionalmente, se han detectado algunos cuarzos con texturas en *shark* o de explosión. Los feldespatos son de dos tipos: (i) feldespatos-K con o sin maclado tipo Carlsbad, presentan formas subhedrales-anhedrales, algunos están alterados a caolinita o son reemplazados por cemento calcítico de tipo esparítico y (ii) plagioclasas Na-Ca, subangulosas a subredondeadas con o sin maclado tipo polisintético, siendo principalmente albita, que ocasionalmente altera a sericita o es reemplazada por cemento. Los fragmentos líticos varían del 2-8%, siendo de tres tipos en orden de abundancia: (i) volcánicos felsíticos; (ii) carbonatados con textura micrítica y (iii) líticos carbonatados con textura esparítica. Los minerales accesorios incluyen: clorita, biotita, epidota (pistachita), circón y minerales opacos.

La matriz muestra una textura globular y está constituida por cuarzo microgranular con alto grado de devitrificación. El cemento es calcítico (-10-12%) con textura poikilotípica, que generalmente reemplaza al feldespato.

3.4.2 PETROFACIES DE LAS TOBAS

La petrografía de las tobas permitió diferenciar tres petrofacies; (i) Toba criptocristalina (PFCC), (ii) toba cristalina (PFC) y (iii) toba líticocristalina (PFLC):

3.4.2.1 Toba criptocristalina (PFCC)

Son tobas que como característica principal presentan una mesostasis ciptocristalina, con indicios esporádicos de devitrificación, que se presenta a la base de la secuencia. Los cristales, que representan menos del 40% en volumen, están constituidos principalmente por cuarzo monocristalino anhedral a subhedral (Figura 3.3 c-c'), donde es común observar cuarzos con textura en *shard*. El cuarzo está acompañado de feldespato de dos tipos: (i) feldespato-K con forma anhedral y texturas de rompimiento, alterando a caolinita, y (ii) plagioclasa anhedral, que ocasionalmente altera a sericita.

La mesostasis es vítrea con indicios de devitrificación (<50%) (Figuras 3.3 c-c'). El cemento es calcítico (6-10%) con textura poikilotípica, que ocasionalmente reemplaza al feldespato (Figuras 3.3 a-b'), y bordea al cuarzo. Los minerales accesorios incluyen circón Euhedral a subeuhedral (Figura 3.3 b-b'), biotita, minerales cloritizados y epidota (pistachita) (Figura 3.3 c-c'),

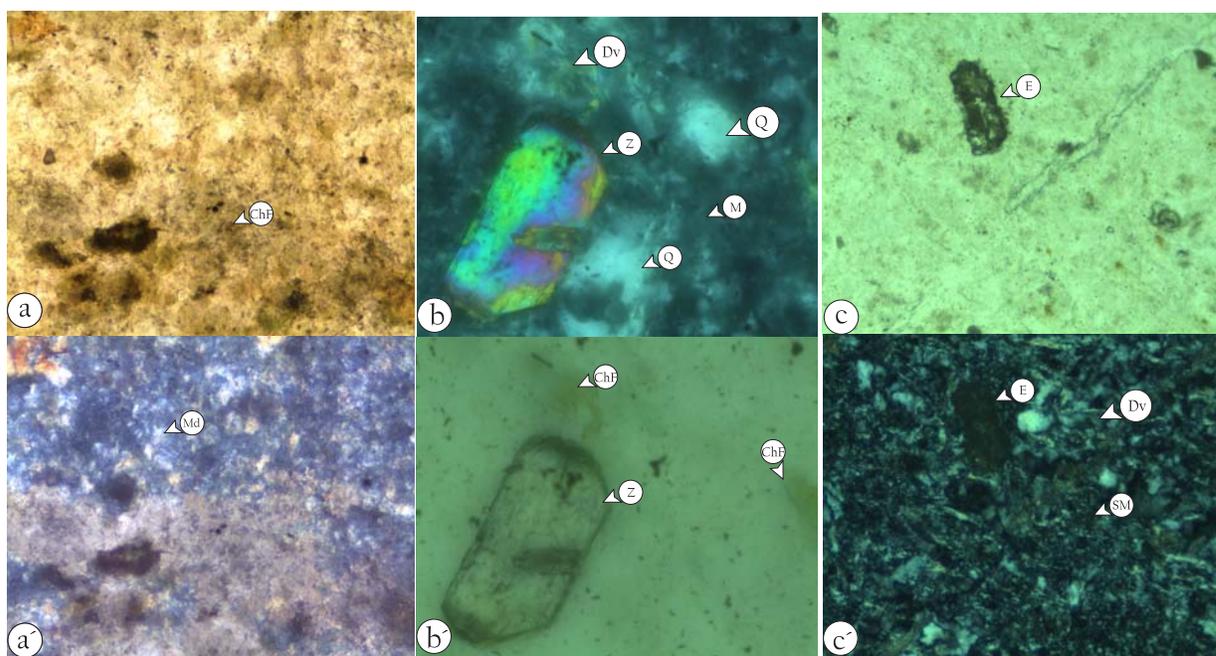


Figura 3.3. Microfotografías de los componentes principales de la petrofacies criptocristalina donde las microfotografías: (a) nicoles paralelos (Nll) y (a') nicoles cruzados (Nx) muestran una mesostasis criptocristalina con alto grado de cloritización. En las imágenes (b) nicoles cruzados (Nx) y (b') nicoles paralelos (Nll) se logran observar cristales de cuarzo y circón embebidos en una mesostasis criptocristalina. Las microfotos (c) y (c') se observan envueltas en una mesostasis criptocristalina con indicios de devitrificación y cloritización.

3.4.2.2 Toba cristalina (PFC)

Esta petrofacies se caracterizan por mostrar primordialmente cristales de plagioclasa > feldespato > cuarzo y en menor proporción fragmentos líticos, inmersos en una mesostasis microcristalina con escasos indicios de desvitrificación. Esta petrofacies ocurre en la parte media de la sección de Cerro de Labradores. (Figura 3.4)

El cuarzo es monocristalino con extinción recta > ondulosa, variando de forma de anhedral a subhedral (Figura 3.4 e). Es muy común el observar cuarzoes con texturas en *shard*. Los feldespatos son de dos tipos: (i) feldespato-K anhedral-subhedral con maclado tipo Carlsbard, alterando ocasionalmente a caolinita (Figura 3.4 c-d) y (ii) plagioclasa, con forma subhedral y maclado tipo polisintético (Figuras 3.4 c-d), que ópticamente es albita, y que ocasionalmente altera a sericita.

Los fragmentos líticos son escasos (5-7%), siendo de tres tipos principales, descritos en orden de abundancia: (i) volcánicos tobáceos, con posible alteración a clorita; (ii) volcánicos felsíticos y (iii) texturas de *lathwork*.

La mesostasis varía del 17 a 33%, siendo conformada por vidrio y cuarzo, con devitrificación parcial en forma de calcedonia y esferulitas. El cemento es calcítico (5-12%), con textura poikilotípica que frecuentemente cubre al cuarzo y reemplaza al feldespato (Figuras 3.4 a.-f).

Los minerales accesorios incluyen circón, con forma euhedral a subeuhedral (Figura 3.4 a y d), biotita y minerales cloritizados.

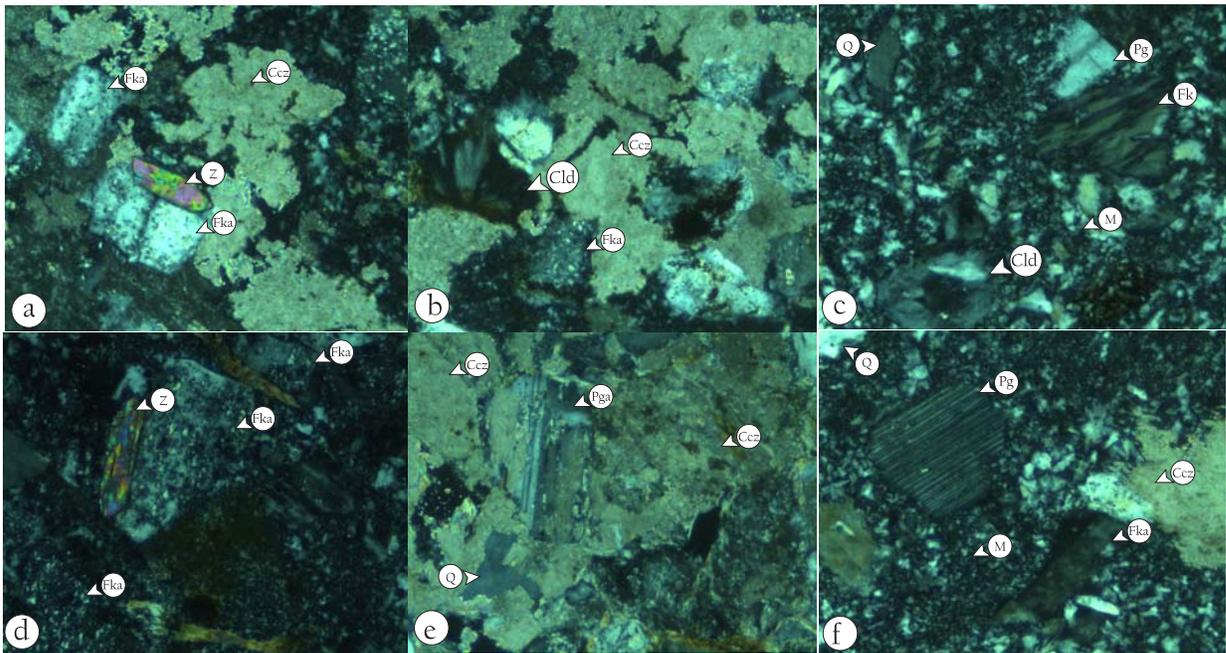


Figura 3.4. Microfotografías de la petrofacies cristalina, donde se muestra: a) minerales de feldespato K alterando y de circón embebidos en una matriz felsítica y altas concentraciones de cemento calcítico, b) muestra minerales de feldespato K alterado, cristales de calcedonia envueltas en cemento calcítico, c) cristales de cuarzo, feldespato K, plagioclasa y calcedonia entre una mesostasis vítrea con tendencias a devitrificación, d) minerales euhedrales de circón en contacto con feldespato k y cristales de plagioclasa, se logra observar también clorita férrica, e) minerales de plagioclasa alterada y cuarzo envueltos en cemento calcítico y f) cristales de plagioclasa, feldespato - K alterado y cuarzo en una mesostasis vítrea y cemento.

3.4.2.3 Petrofacies de Toba Liticocrystalina (PFLC)

Esta petrofacies incluye tobas de cenizas compuestas por fenocristales de cuarzo > feldespato K > plagioclasa > líticos, embebidas en una mesostasis microcristalina que exhibe escasos indicios de desvitrificación. La petrofacies PFLC corresponde estratigráficamente a la cima del perfil Cerro de Labradores. Los cuarzos son monocristalinos con extinción recta parcialmente

ondulosa, mostrando forma de anhedral a subhedral, así como esquilas de vidrio (Figura 3.6 a–d).

Los feldespatos son de dos tipos: (i) plagioclasa, con forma subhedral y maclado tipo polisintético, de composición albítica determinada ópticamente, alterando ocasionalmente a sericita (Figura 3.5d) y (ii) feldespato-K con forma anhedral a subhedral y maclado tipo Carlsbad, que rara vez altera a caolinita (Figura 3.5 a, e).

Los fragmentos líticos son escasos, varían del 5-7%, descrito en orden de abundancia (Figura 3.5 b-e): (i) líticos volcánicos felsíticos (Figura 3.5 b, c, e, f); (ii) líticos volcánicos tobáceos, con posible alteración a clorita; (iii) fragmentos con texturas *Lathwork* y (iv) metamórficos de bajo grado.

La mesostasis está compuesta por vidrio y feldespatos con textura vitroarcillosa, parcialmente devitrificada en forma de calcedonia y esferulitas (10 al 17%). El cemento es calcítico (5-12%) con hábito poikilotípico, reemplazando ocasionalmente al feldespato y bordea o cubre al cuarzo (Figura 3.5 a–d); Los minerales accesorios incluyen circón con forma euhedral a subeuhedral (Figura 3.5 a), minerales cloritizados y oxidados.

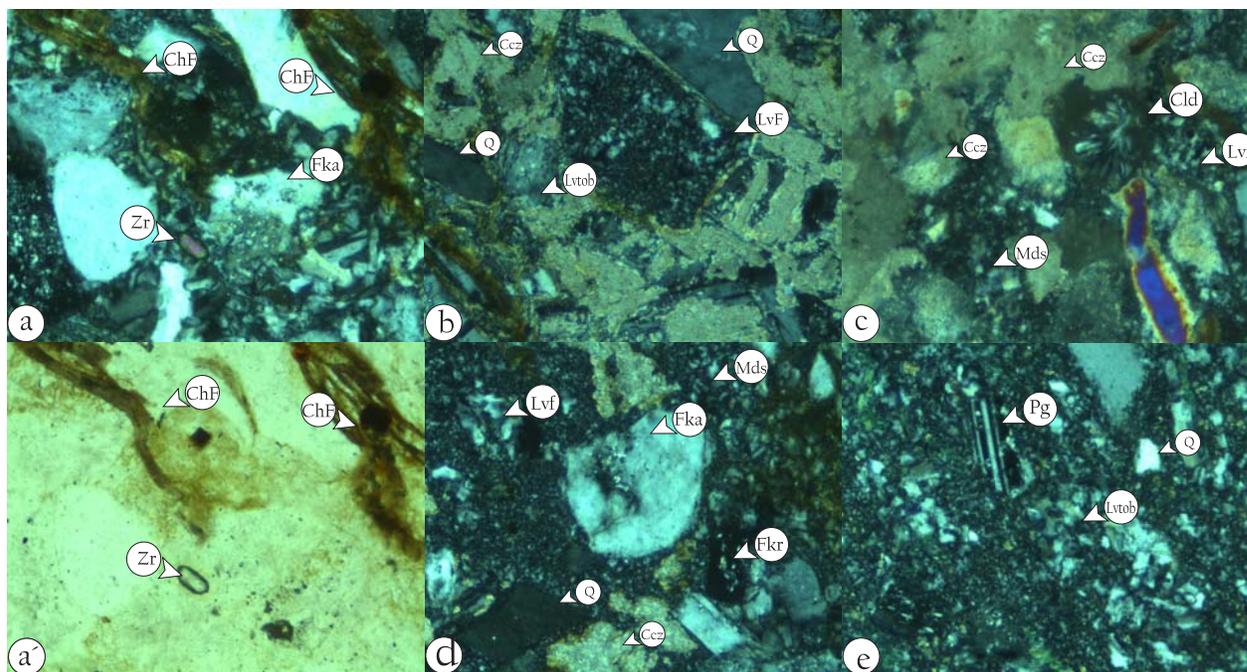


Figura 3.5 Microfotografías de los componentes principales de la petrofacies litocristalina: en nicols cruzados (a) y paralelos (a') se observan cristales de feldespato alterado, circón, cuarzo, plagioclasa, líticos volcánicos felsíticos, así como minerales de clorita férrica; (b), (d) y (e) minerales de cuarzo y plagioclasa interactuando con líticos felsíticos y tobáceos; (c) líticos felsíticos y calcedonia envueltos en cemento calcítico.

3.5 SEDIMENTOLOGÍA

3.6 ASOCIACIÓN DE FACIES (AF)

Por medio del análisis sedimentológico, microfacial e icnofaunístico, se ha propuesto una asociación de facies, caracterizada por mostrar intercalaciones de lutita, arenisca de grano fino-medio, toba de cenizas-lapilli y caliza, dentro de secuencias del tipo grano crecientes y grano decrecientes, que se adelgazan y se engrosan hacia la cima.

3.6.1 INTERPRETACIÓN AMBIENTAL DE LA AF1

El análisis de las rocas carbonatadas que conforman la AF1 permite interpretar un extenso depósito de plataforma abierta o rampa siliclástica-carbonatada (mixta) con circulación abierta, ubicada dentro del cinturón de facies 7 (*sensu* Wilson 1975). Esta interpretación se basa en: (1) la presencia de secuencias que se engrosa hacia la cima, que indican el aporte periódico de sedimentos por sistemas fluviales-marinos, que transportaron su carga de sedimentos al inicio y al final del flujo. Las estructuras sedimentarias que exhiben areniscas que forman parte de AF1 marcan condiciones de colapso de granos y la segregación grano a grano de la suspensión (gradación normal y laminaciones paralelas, respectivamente); las rizaduras o laminaciones cruzadas indican procesos de corrientes unidireccionales que pueden ser generadas por procesos fluviales. Los estratos tobaceas que forman parte de la AF1, muestran estructuras de la Secuencia Bouma, permiten interpretarlos como el resultado del depósito de flujos hipopicnales y mesopicnales que se comportaron como corrientes turbidíticas de baja densidad, derivadas de material piroclástico introducidas a la cuenca. Los flujos hipopicnales se depositaron en la parte proximal de la cuenca (Cerro de Labradores), generando la estructuras que representan la parte basal de dicha secuencia (Turbidita a-c); entre tanto, los flujos mesopicnales experimentaron procesos de bifurcación, caracterizada por el depósito del material fino transportado en suspensión (Turbidita c-d; Tobas de lapillí), siendo más abundantes en áreas distales (Presa Cerro Prieto; *Cf.*, Martínez-Paco *et al.*, sometido).

Las características microfaciales de las rocas carbonatadas, la asociación faunística de foraminíferos bentónicos (60%) y planctónicos (40%), como también, la presencia de fragmentos de pecelípodos, braquiópodos y espinas de equinodermos, sugieren un ambiente de condiciones abiertas que corresponden en todas las áreas de estudio a la microfacies estándar 9 (SMF 9; Willson, 1975), depositados en condiciones de plataforma marina abierta o rampa mixta (FZ7) o

rampa mixta con una profundidad máxima de 200 metros dentro de la zona fótica, sobre el nivel base del oleaje y con circulación abierta. Adicionalmente, se documenta la presencia de radiolarios, ostrácodos, fragmentos de pelecípodos, diversos cortes de braquiópodos y fragmentos de equinodermos, minerales de hierro y fragmentos angulosos a subangulares de cuarzo y pellets. La icnofauna es característica de la icnofacies de *Cruziana* en su expresión distal, así como icnofacies de *Skolithos* y *Zoofphycosque* sitúa al área de estudio dentro de una zona sublitoral (Figuras 3.6 y 3.7).

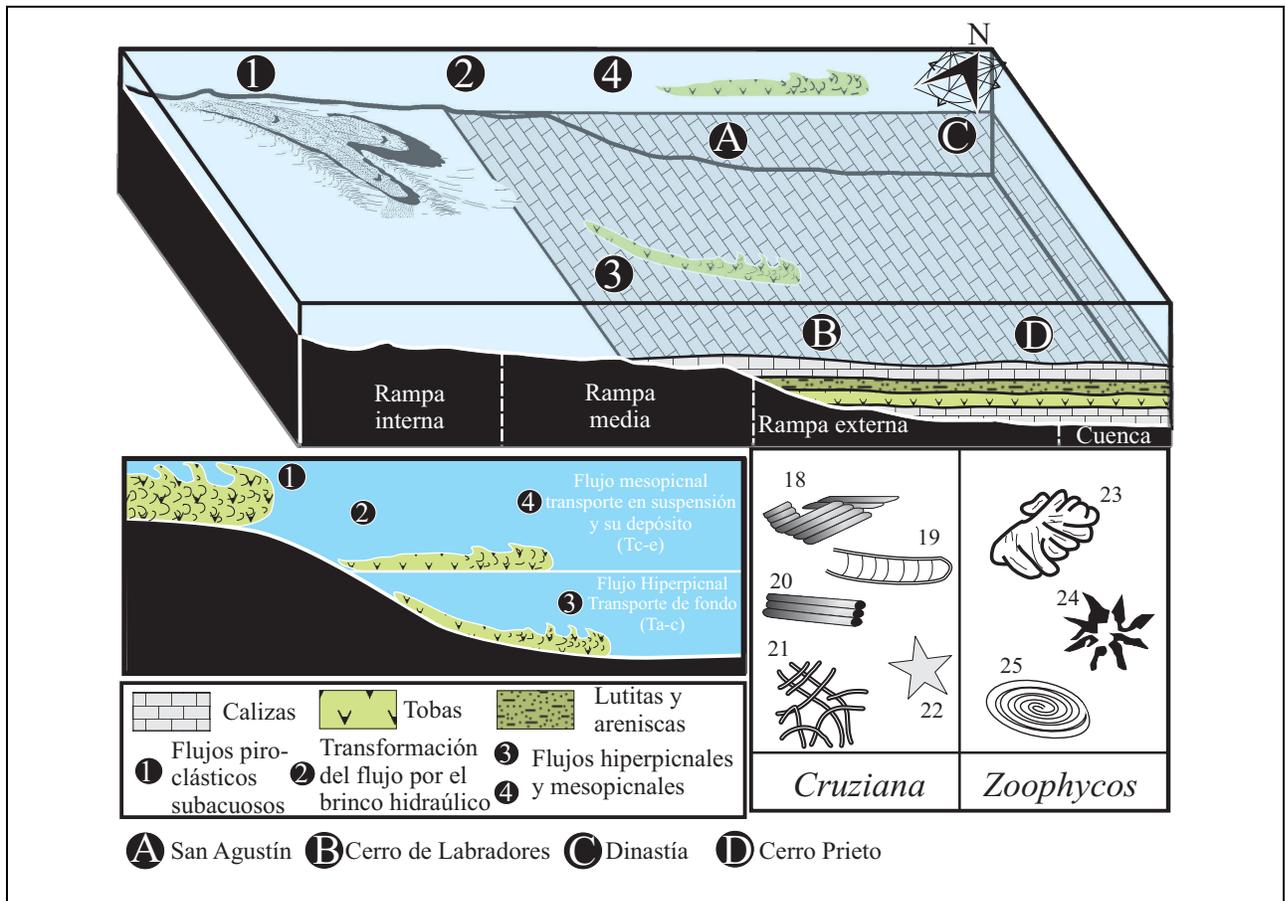


Figura 3. 6. Modelo de facies adaptado del Cinturón de Facies Estándar de Wilson (1975), combinado con el modelo de la distribución de icnofacies de Seilacher (1967) que muestra el ambiente de depósito de la Formación San Felipe, en las áreas de estudio, b) Modelo esquemático que ilustra el comportamiento del material piroclástico dentro del agua marina, para general la Secuencia Bouma asociada a vulcanismos subacuosos dentro de los estratos tobaceos.

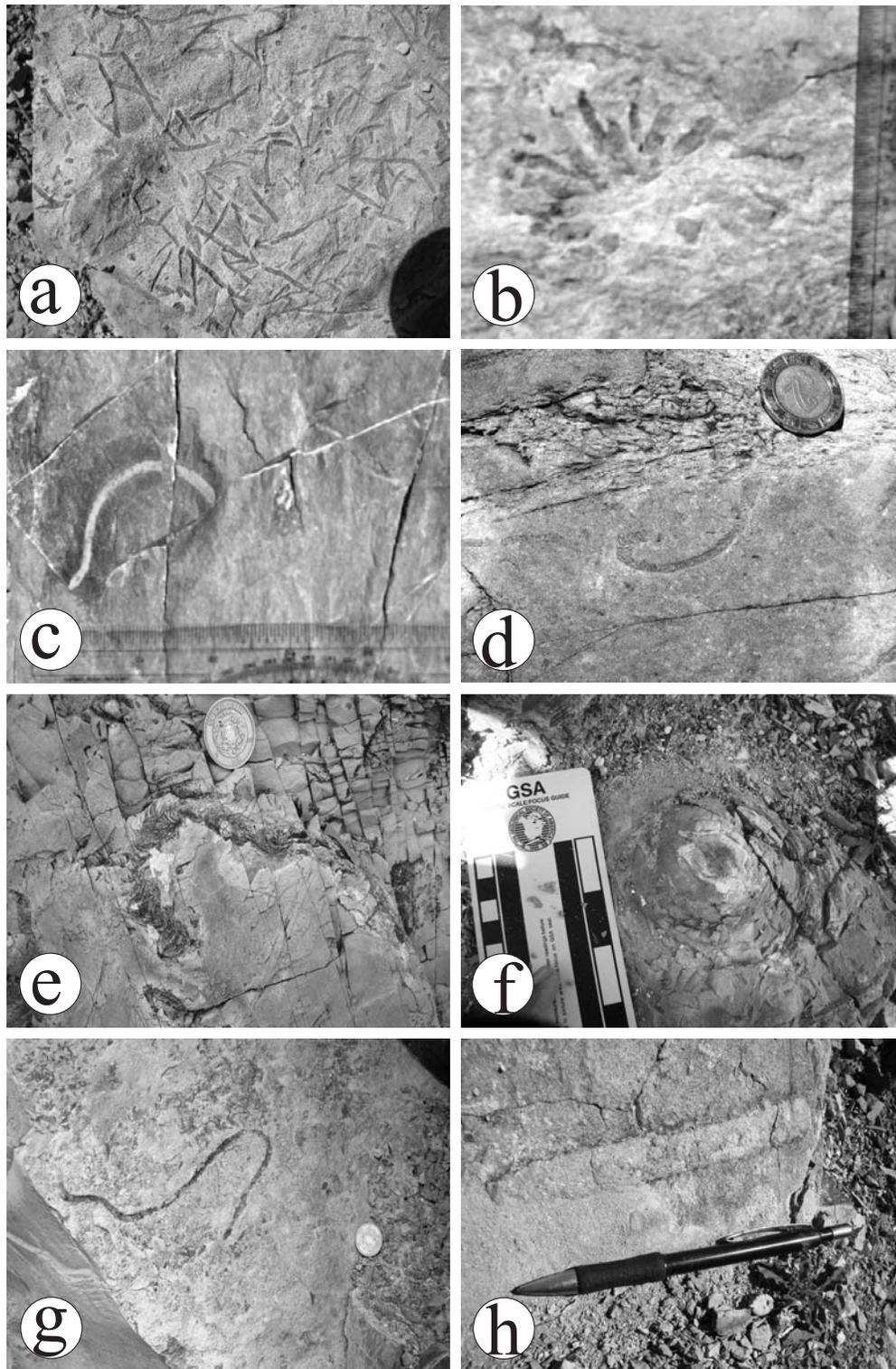


Figura 3. 7. Icnofósiles que contienen el perfil: wackestone de foraminíferos planctónicos (FWFP) para Cerro de Labradores: a) *Cruziana planolites*, b) *Cruziana Asterosoma proximal*, c) *Skolithos Arenicolites distal*, d) *Cruziana*, *Rhizocorallium*, y wackestone-packstone de foraminíferos bentónicos y planctónicos : e) *Zoophycos Spyrophiton distal*, f) *Zoophycos Spyrophiton proximal*, g) *Skolithos, Arenicolites Proximal*, h) *Skolithos Diplocraterion*.

3.7 COMPOSICIÓN DEL ÁREA FUENTE

En el presente trabajo se han evaluado los diversos índices petrográficos y los diferentes fragmentos líticos que permiten documentar la composición de las áreas fuentes que han dado origen a la Formación San Felipe en el noreste de México, por ejemplo Pg/FK, Lv/Lt, Lm/Lt, líticos volcánicos o metamórficos que se encuentran presentes dentro de las muestras.

Los líticos volcánicos son los más abundantes dentro de las petrofacies reconocidas dentro de la Formación San Felipe (Lv/Lt -0.707) y sugieren como área fuente rocas volcánicas de composición andesítica ó riolíticas. Los líticos volcánicos con texturas tobáceas permiten interpretar un aporte de material piroclástico de composición dacítica o riolítica, siendo más abundante en la petrofacies SFA. Los líticos volcánicos con texturas *lathwork* evidencian rocas volcánicas de composiciones basálticas-andesíticas (c.f. Dickinson, 1970a). Esta interpretación esta soportada por la relación de P/K= - 0.265, que sugiere rocas de composición intermedia (Marsaglia *et al.*, 1991).

Los líticos metamórficos más abundantes son los metafelsíticos/psamíticos₃ y metafelsíticos/psamíticos₂, que indican rocas metamórficas de grado bajo-medio de composición esquistosa y gnéisica (Lm/Lt=-0.018). Así mismo, los líticos metapelíticos₂ y metapelíticos₃, sugieren rocas fuente de tipo esquistos de muscovita o clorita.

La escasa presencia de líticos sedimentarios de lutita y de caliza esparítica marcan el reciclamiento de rocas sedimentarias pre-existentes que podrían ser la Formación Agua Nueva (Cenomaniano Tardío-Turoniano) y la Formación Cuesta del Cura (Albiano Medio-Cenomaniano).

La relación Q_{mr}/Q_{mo} (-6.337) indica una procedencia mixta de rocas volcánicas y metamórficas de grado bajo y, en menor proporción, de rocas plutónicas posiblemente de granitos o granodioritas. Las fuentes volcánicas son corroboradas por la presencia de cuarzo monocristalinos con textura en *shard* y golfos de corrosión.

3.7.1 ANÁLISIS MODAL

El resultado del análisis modal de las tobas alteradas (Tablas 3.1-3.3; Figura 3.8a) indica que las rocas contienen Q, FK, Pg, Lv_f, Lv_{tob} y pueden ser clasificados como tobas de composición riolítica con tendencia a la dacítica (c.f. Marsaglia, 1991). Por otro lado, considerando las variaciones en la abundancia del contenido de vidrio, cristales y líticos se logra observar una

evolución del campo de tobas vítreas a cristalinas (Figura 3.8b) (Pettijohn, 1987), siendo concordante con la base y la cima del perfil.

Tabla 3. 1 Parámetros utilizados en los diagramas ternarios empleados en el texto.

Significado de las abreviaciones

Qmr=Cuarzo monocristalino con extinción recta <5
 Qmo=Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa >5
 Qmp2-3=Cuarzo policristalino con 2-3 cristales
 Qmp>3=Cuarzo policristalino >3 cristales
 Qrc=Cuarzo reemplazado por cemento calcítico
 Qrm=Cuarzo en roca metamórfica
 Fk=Feldespatos potásicos
 Frk=Feldespatos reemplazados por kaolinita
 Frc=Feldespatos reemplazados por cemento calcítico
 Pg=Plagioclasa
 Prs=Plagioclasa reemplazada por sericita
 Prc=Plagioclasa reemplazada por cemento calcítico
 Lsar=Lítico sedimentario de arenisca
 Lslu=Lítico sedimentario de lutita
 Lsce=Lítico sedimentario de caliza con textura esparítica
 Lscm=Lítico sedimentario de caliza con textura micrítica
 Lsd=Lítico sedimentario de dolomita
 Lsvf=Lítico sedimentario volcánico con textura felsítica
 Lsvt=Lítico sedimentario volcánico con textura tobácea
 Lsvl=Lítico sedimentario volcánico con textura *lathwork*
 Lsvm=Lítico sedimentario volcánico con textura microlítica
 Lsp=Lítico sedimentario plutónico
 Lmf₁=Lítico metapsamítico felsítico₁
 Lmf₂=Lítico metapsamítico felsítico₂
 Lmf₃=Lítico metapsamítico felsítico₃
 Lmf₄=Lítico metapsamítico felsítico₄
 Lmp₁=Lítico metapelítico₁
 Lmp₂=Lítico metapelítico₂
 Lmp₃=Lítico metapelítico₃
 Lmc₂=Lítico metacarbonatado₂
 Lmc₄=Lítico metacarbonatado₄
 Fs=Fósiles
 Bt=Biotita/ Ms=Moscovita/ Cl=Clorita/ Ep=Epidota
 Gl=Glaucónita/ Ap=Apatito

Tabla 3.2 Resultados del conteo de puntos en tobas alteradas, mostrando los constituyentes principales, alteraciones diagenéticas y accesorios.

	CL-41	CL-33	CL-32	CL-26	CL-25	CL-23	CL-19	CL-15	CL-13	CL-06
Qmr	235	205	90	142	160	90	195	120	153	64
Qmo	77	40	25	70	4	40	24	12	23	28
Qp2-3	1	2	10	-	30	-	-	3	1	8
Qp>3	2	5	10	13	4	5	12	12	11	8
Crq	7	7	-	-	-	-	-	-	-	-
Fs	100	135	54	66	110	57	105	80	91	18
KrF	-	2	16	2	10	8	16	8	18	8
CrF	2	2	1	-	1	-	-	-	1	1
Ps	120	170	51	41	115	36	150	64	66	28
Prpg	3	10	14	3	12	4	1	13	16	1
SrP	9	10	7	12	2	7	16	20	12	12
Lsvf	42	45	32	31	27	24	25	22	10	11
Lsvtob	25	23	5	5	6	5	5	13	30	5
Lsvlat	20	24	1	1	1	1	1	1	1	1
Lmp3	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Lmf2	24	9	1	1	1	1	1	1	1	1
Lmf3	5	2	1	1	1	1	1	1	1	1
Biotita	28	20	10	6	23	3	3	8	18	3
Clorita	38	32	14	25	6	14	33	10	16	8
Opacos	15	5	2	15	2	6	13	4	1	16
Circón	6	6	3	7	6	3	12	6	4	8
Apatito	-	-	-	-	-	-	1	-	-	4
Ep	1	7	-	-	1	-	1	2	-	4
Esfena	-	3	-	-	-	-	-	-	-	4
Mesostasis	100	105	95	111	145	105	230	130	119	180
Cem-Cal	85	56	165	55	105	82	78	60	59	80
Total	947	926	608	608	773	493	924	601	653	503

Tabla 3. 3 Parámetros recalculados al 100% de tobas alteradas, empleados en los diagramas ternarios de QmKP de Marsaglia (1991) y VCL de Pettijohn (1987).

	Qm	K	P	Total	Qm%	K%	P%	C	L	V	Total	C%	L%	V%
CL-41	312	102	132	546	57	19	24	644	118	185	947	68	12	20
CL-33	245	139	190	574	43	24	33	661	104	161	926	71	11	17
CL-32	115	71	72	258	45	28	28	307	41	260	608	50	7	43
CL-26	212	68	56	336	63	20	17	402	40	166	608	66	7	27
CL-25	164	121	129	414	40	29	31	486	37	250	773	63	5	32
CL-23	130	65	47	242	54	27	19	273	33	187	493	55	7	38
CL-19	219	121	167	507	43	24	33	582	34	308	924	63	4	33
CL-15	132	88	97	317	42	28	31	362	39	200	601	60	6	33
CL-13	176	110	94	380	46	29	25	431	44	178	653	66	7	27
CL-06	92	26	41	159	58	16	26	223	20	260	503	44	4	52

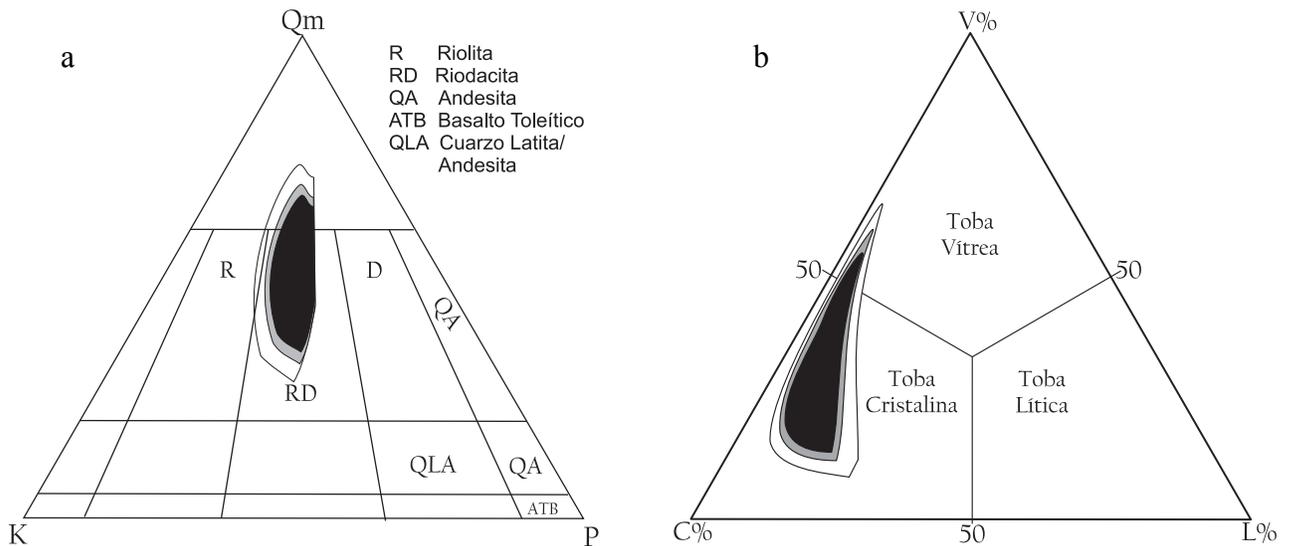


Figura 3. 8 Diagramas donde se presenta de manera gráfica el análisis modal de las tobas alteradas: (a) diagrama QmKP de Marsaglia (1991) y (b) VCL de Pettijohn (1987).

3.7.2 MODOS DETRÍTICOS DE LAS ARENISCAS

La composición modal de las areniscas líticas se muestra en la Tabla 3.4 donde, obserban ligeras variaciones de composición dentro del diagrama QFL (Figura 3.9a; Dickinson *et al.*, 1983) la petrofacies volcániclaística (ver Tabla 3.4, 3.5), presentan un patrón composicional similar. El diagrama LmLvLs (Figura 3.9b: Ingersoll y Suczek, 1979). En el sugiere que la petrofacies volcániclaística, está enriquecidas en líticos volcánicos.

Tabla 3.4 Resultados del conteo de puntos de muestras de arenisca de la Formación San Felipe en la localidad Cerro de Labradores (Galeana, N.L.), mostrando los constituyentes principales del esqueleto, alteraciones diagenéticas y accesorios.

Muestra	CL_40	CL_33	CL_35	CL_41
Qmr	125	172	163	235
Qmo	39	40	32	77
Qp 2-3	4	2	-	1
Qp>3	9	5	-	2
Qrvf	2	-	-	-
Qrvlt	1	-	-	-
Crq	8	7	10	-
Fs	56	87	60	98
KrF	5	2	3	-
CrF	10	2	2	2
Flvf	2	1	-	-
Flvlat	1	-	-	-
Ps	18	28	22	37
Plvlat	-	1	-	-
SrP	2	1	1	-
Crp	3	-	1	-
LsCs	-	1	-	-
Lsvf	41	45	47	42
Lsvtob	14	23	28	25
Lsvlat	17	24	22	20
Lmp2	-	1	-	-
Lmp3	-	-	1	-
Lmf2	3	9	5	24
Lmf3	1	2	-	5
Biotita	35	32	-	38
Clorita	2	-	9	-
Cem-Car-Sp	37	58	57	28
Cem-Cal	-	10	50	20
Opacos	2	1	1	3
Circón	-	3	1	-
Ep	1	7	5	1
PsEUA do-Matriz	40	51	57	90

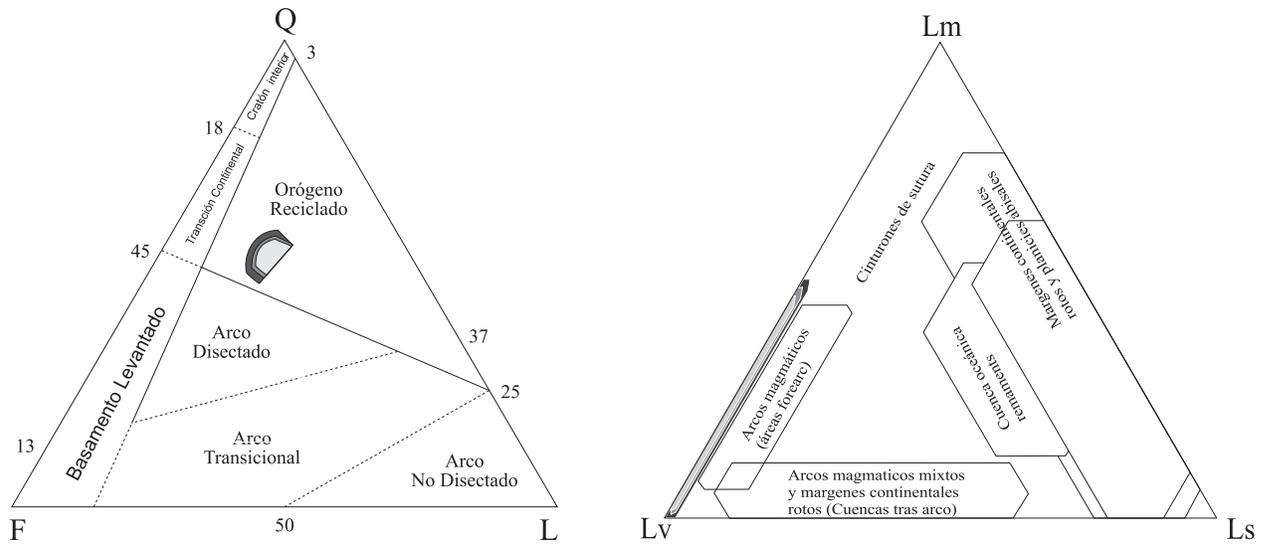


Figura 3. 9 Diagramas ternarios: a) QFL de Dickinson *et al.* 1983, a) LmLvLs de Ingersoll y Suczek (1979).

Tabla 3. 5. Parámetros recalculados al 100%, empleados en los diagramas ternarios

Muestra	Diagramas	QFL			QmFLt			QmKP			QmrQmo			LmLvLs			QpLvLs		
	Parámetro	Qt %	F %	R %	Qm %	F %	Lt %	Qm %	K %	P %	Qmr %	Qmo %	Qp %	LM %	Lvp %	Ls %	Qp %	Lv %	Ls %
CL	Num. datos	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
	Media	52	25	23	51	26	23	66	25	9	77	20	3	11	88	0	6	93	0
	Mínimo	50	22	20	48	23	21	63	22	8	71	16	0	5	75	0	0	85	0
	Máximo	55	27	26	55	29	26	69	28	9	84	24	7	25	95	1	15	100	1
	Dev. Std	2	2	2	3	3	2	3	3	0	6	4	3	9	9	0	7	7	1

3.7.3 UBICACIÓN DE LAS ÁREAS FUENTES

Debido a una falta de datos geocronológicos U-Pb en circones detríticos de muestras de areniscas, se han considerado la información de Lawton *et al.* (2009) sobre el análisis de procedencia del Grupo Difunta (Campaniano-Eoceno) y de la Formación Parras (Campaniano-Maastrichtiano). De esta forma los líticos volcánicos presentes en las tres petrofacies podrían proceder del arco de Nazas y Terreno Guerrero. Los líticos metamórficos presentes, pueden provenir del Cratón Coahuila Texas y los Esquistos de Aramberri (Figura 3.10). Los líticos sedimentarios de lutita y caliza esparítica, indican la erosión de rocas pre-existentes, que se han interpretado como detritos de las Formaciones Agua Nueva (Cenomaniano Tardío-Turoniano) y Cuesta del Cura (Albiano Medio-Cenomaniano).

3.7.4 AMBIENTE TECTÓNICO

Los patrones de sedimentación dentro de las cuencas *foreland*, asociadas con los cinturones orogénicos, están caracterizadas por presentar grandes sistemas continentales (fluviales), marinos marginales (deltas, rampas mixtas) y profundos (turbiditas). Por esta razón, la determinación de la procedencia y de la ubicación del área fuente dentro de estas cuencas, es complicada. Por ejemplo, grandes sistemas fluviales pueden transportar sedimentos por más de 300 km. Un ejemplo de lo anterior, en el noreste de México donde ha sido documentado por Lawton *et al.* (2009), quienes por medio de un análisis de U-Pb en circones detríticos en sedimentos del Grupo Difunta, proponen aportes de rocas del frente Grenvilliano, de las montañas McCoy y del Terreno Guerrero localizados a lo largo de la margen pacífica y algunas áreas centrales de México, por medio de grandes sistemas fluviales.

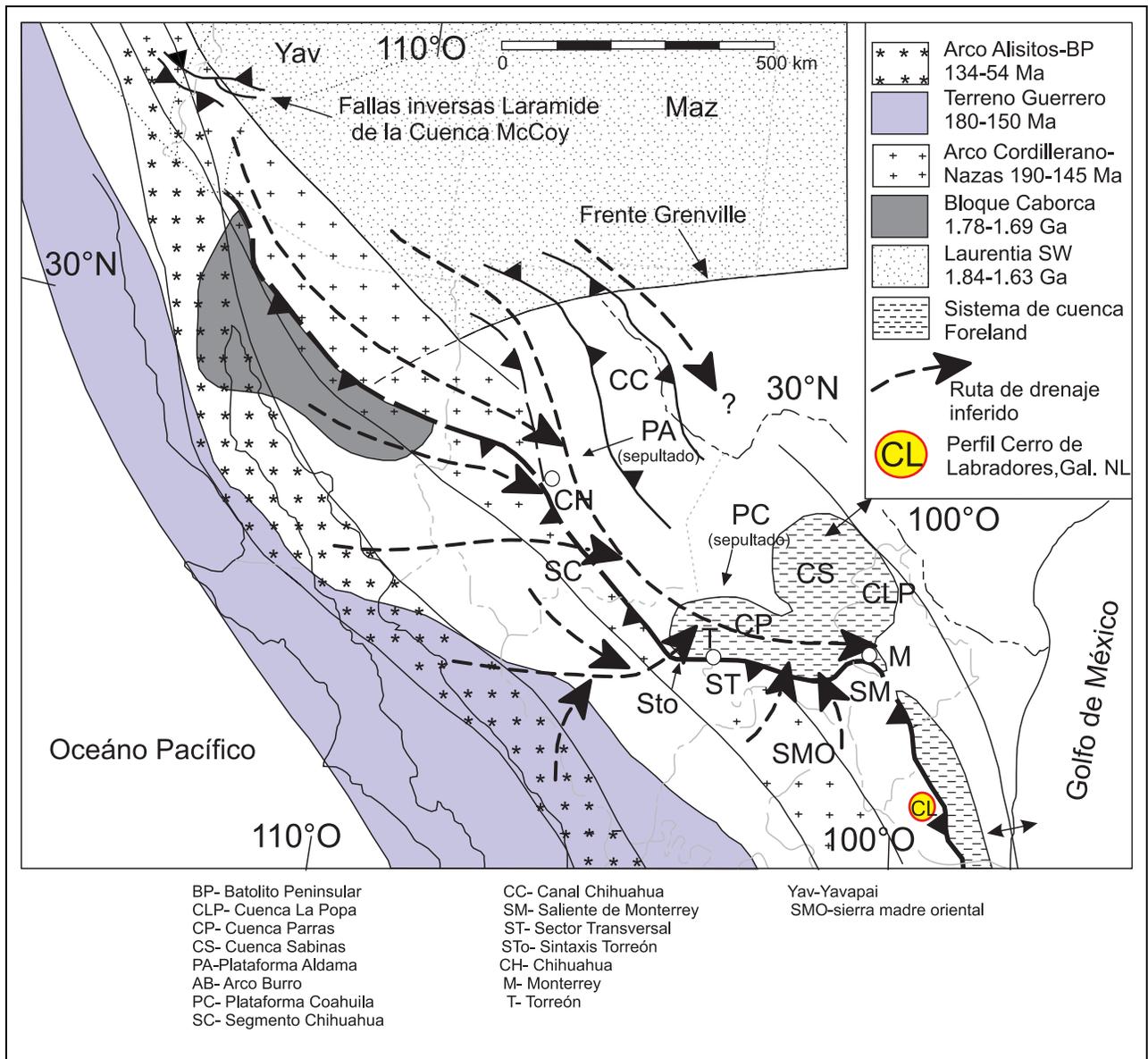


Figura 3. 10 Sistemas de drenajes inferidos que transportaron detritos hacia el frente de la Sierra Madre Oriental, y que posiblemente dieron origen a la Formación San Felipe (Modificada de Lawton *et al.* 2009).

4 GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA

4.1 METODOLOGÍA

4.1.1 MOLIENDA Y ANÁLISIS QUÍMICO DE ROCA TOTAL

Con base en los resultados del análisis petrográfico, se realizó una selección de muestras de las tobas de la Formación San Felipe para efectuar un análisis geoquímico de roca total. Este material fue tratado en el Taller de Molienda de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. Una parte del material colectado fue triturado en un equipo Siebtechnik EB 7/6 a fragmentos de ~0.5 mm. Posteriormente, estas esquirlas fueron pulverizadas en un molino de ágata Siebtechnik Ts 100 A, hasta reducir cada muestra a un polvo con tamaño de partícula de 200 a 400 mallas (75-38 μm) y en una cantidad aproximada entre 100-200 grs.

Los polvos fueron enviados al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), UNAM, para determinar su composición en elementos mayores, por medio del método de Fluorescencia de Rayos X (FRX) en un sistema Siemens modelo SRS-3000. La preparación de las muestras y las condiciones de medición pueden consultarse en Lozano-Santa Cruz *et al.* (1995) y Verma *et al.* (1996).

4.1.2 PROCEDIMIENTO QUÍMICO PARA EL ANÁLISIS DE ELEMENTOS TRAZA

La composición de elementos traza fue generada aplicando un método de espectrometría de masas acoplado a plasma de forma inductiva (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*, ICP-MS) en el Centro de Geociencias, UNAM (Juriquilla, Qro.). El procedimiento incluyó las siguientes etapas:

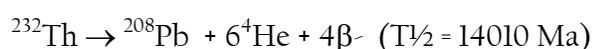
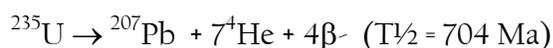
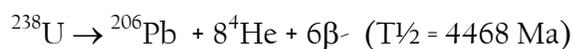
- (a) *Pesado de muestras*: este paso se realizó en una microbalanza de alta precisión ubicada dentro de un cuarto de calidad de limpieza nominal 300 (menos de 300 partículas $> 0.5 \mu\text{m}$ por pie cúbico de aire). Para cada muestra se pesaron entre 0.04950-0.05050 g de polvo en viales de teflón. Después de haber pesado la muestra, se sacó cuidadosamente el vial y se le añadieron dos gotas de H_2O desionizada para evitar la dispersión del polvo.
- (b) *Digestión con ácidos*: este procedimiento se efectuó en un cuarto ultralimpio de calidad nominal 300, dentro de una campana de extracción y flujo laminar construida en propileno, con filtración de aire adicional, para obtener localmente una calidad de aire de clase 100 o

incluso menor. Las muestras se digirieron con 1 ml de HF concentrado más 0.5 ml de 8N HNO₃, dejando por una noche los viales tapados sobre una parrilla de calentamiento de cerámica cubierta de teflón a -100 °C. Al día siguiente, se destaparon los viales y se dejó evaporar la solución a T-100°C, hasta lograr un residuo sólido completamente seco (pasta blanca). Posteriormente, se añadieron 15 gotas de 16N HNO₃ y se dejaron evaporar. A la pasta amarilla se le agregaron otras 15 gotas de 16N HNO₃ y se taparon los viales, dejándolos por una noche sobre la parrilla de calentamiento a T -100 °C, esto con la finalidad de romper los fluoruros y convertirlos en nitratos solubles. Al día siguiente, se destaparon los viales, cuidando que no quedaran gotas adheridas a la tapa o a las paredes, y se evaporó el ácido a T -100 °C. Una vez seco (pasta amarilla), se agregaron 2 ml de H₂O desionizada más 2 ml de 8N HNO₃, se taparon los viales y se dejaron por una noche sobre la placa de calor a -100 °C. Este procedimiento aseguró la disolución completa de las muestras.

- (b) *Dilución de las muestras en una solución estándar:* después de la digestión en ácidos se añadió a cada muestra una solución estándar de preparación interna (*Internal Standard Solution, ISS*). La ISS es una solución de 0.2N HNO₃ que contiene 10 ppb de Ge, 5 ppb de In, 5 ppb de Tm, y 5 ppb de Bi, elementos cuya masa abarca el intervalo de masas de los elementos que se pretende analizar. La preparación de la ISS se realizó en el cuarto ultralimpio de calidad nominal 300, dentro de una campana de flujo laminar de calidad de aire 10. Las muestras se diluyeron a 1:2,000 con la ISS para proveer las concentraciones adecuadas, dentro de los límites de detección del instrumento, y para obtener la señal necesaria para adquirir datos de alta precisión. Posteriormente, se transfirió el contenido de cada vial (4 ml de solución) en una botella de plástico limpia de capacidad de 125 ml. Se enjuagó cada vial con 1 ml de H₂O deionizada para coleccionar posibles residuos de muestra, y se vació el agua en la botella. Finalmente, se añadieron 95 ml de ISS y se agitó enérgicamente para obtener una solución homogénea.
- (c) *Medición de ICP-MS:* Las soluciones generadas para cada muestra se analizaron en un sistema de espectrometría de masas cuadrupolar con plasma acoplado por inducción (ICP-MS) Thermo Series XII, equipado con una celda de colisión – reacción (He, N₂, NH₃ y O₂) para reducir interferencias espectrales. Durante la operación rutinaria de este instrumento se optimiza para alcanzar una sensibilidad nominal $> 60 \times 10^6$ cps/ppm con un ruido de fondo < 0.5 cps.

4.1.3 MEDICIÓN DE RELACIONES ISOTÓPICAS DE U-Pb EN CIRCÓN

La geocronología U-Pb en circón es un método isotópico utilizado para cuantificar edades absolutas de materiales geológicos. El circón ($ZrSiO_4$) es un mineral de gran resistencia a la alteración química y mecánica. Además, al momento de su cristalización captura U y Th, pero no incluye Pb dentro de su estructura. De esta forma, el Pb presente en un cristal de circón, con una edad específica, será el producto del decaimiento radioactivo de U y Th, de acuerdo a los siguientes procesos nucleares (Dickin, 1997):



Durante el presente estudio, se determinó la edad U-Pb en circón para tres muestras de ceniza volcánica (base, parte media y cima de la sección medida), aplicando un método de ICP-MS con ablación laser, desarrollado por Solari *et al.* (2009). El procedimiento, llevado a cabo en el Centro de Geociencias, UNAM (Juriquilla, Querétaro), se efectuó en dos etapas: (a) separación de circones y (b) medición de relaciones isotópicas U-Pb en un sistema LA-ICP-MS.

El material seleccionado para la geocronología U-Pb fue triturado a fragmentos de 4 mm utilizando un mortero y un pistilo de acero. Las esquirlas obtenidas se enjuagaron repetidamente con agua desionizada de 18.2 M Ω de resistividad, procurando eliminar el polvo más fino. Posteriormente, se pusieron a secar dentro de un horno a T -70 °C por 10 horas y, finalmente, se examinaron bajo un microscopio binocular 46 para eliminar fragmentos alterados y/o esquirlas de metal que pudieran haber sido introducidas accidentalmente en la muestra durante la trituración.

El proceso continuó con la molienda de la muestra, tamizada a una malla 60, la cual fue lavada con agua y secada a 80°C por una noche. El aislamiento del mineral se efectuó por medio de una separación magnética, utilizando un equipo Frantz, operado con una corriente de 2.0 A y con una inclinación de 15°, a fin de dividir los minerales magnéticos y diamagnéticos (en donde se incluye el circón). La fracción de polvo diamagnética fue mezclada con una solución de líquidos pesados (bromofórmico e ioduro de metileno), con el fin de aislar el circón. Los cristales separados se colocaron en una de caja Petri, a fin de ser revisados con un microscopio binocular de luz reflejada. Los circones mejor preservados fueron escogidos con pinzas de precisión y fueron

montados en una probeta de resina epóxica. Posteriormente, se procedió al pulido de la probeta utilizando pastas de diamante de 6 y de 1 μm .

La probeta que contiene los circones pulidos fue colocada en un sistema LA-ICP-MS, que incluye un Laser Excimer de 193 nanómetros adaptada a una micro-estación de trabajo equipada con una celda de ablación y acoplada a un espectrómetro de masas cuadrupolo Thermo Xii. El sistema alcanza una sensibilidad de 3000 cps/ppm para ^{238}U (2 % RSD), con un diámetro de punto perforado de 34 μm . El sistema es capaz de proveer edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ relativamente rápidas (1.5 minutos/análisis) y precisas (< 1.5 de 1σ). Los datos de relaciones isotópicas U/Pb fueron reducidos utilizando un programa macro (“in house”) de Microsoft Excel®, desarrollado por el laboratorio LaserChron. Las edades y grados de concordancia fueron calculados y graficados utilizando el programa ISOPLOT 3.0 (Ludwig, 2003), el cual permitió elegir los datos de circones con un menor porcentaje de error y/o discordancia para calcular las edades de las rocas bajo estudio.

4.2 GEOQUÍMICA ROCA TOTAL

4.2.1 COMPOSICIÓN GENERAL DE LAS ROCAS

La composición en elementos mayores (% m/m) y traza (ppm) de las cenizas alteradas de la Formación San Felipe, colectadas en la localidad de Cerro de Labradores (CL), se reporta en la Tabla 4.1.

Los materiales bajo estudio ($n = 18$) cubren un intervalo composicional amplio por cada elemento mayor: %SiO₂ (= 48.5 – 75.6), %Fe₂O₃^t (= 0.82 – 4.00), %MgO (= 0.32 – 1.56), %Al₂O₃ (= 8.92 – 17.82), %Na₂O (0.29 – 7.60) y %K₂O (0.47 – 6.57). Otro aspecto importante en la composición de las rocas son valores altos de pérdida por ignición (LOI = loss of ignition), que cubren el intervalo de 0.82 – 22.36 %. Por otra parte, con excepción de la muestra CL-27, las rocas se caracterizan por concentraciones relativamente bajas en metales de transición (por ejemplo, V= 1.7 -17.4 ppm; Cr 1.4 – 5.2 ppm) y de campo electrostático alto (por ejemplo, Hf = 2.17–8.2 ppm; Nb = 4.4–20.4 ppm), acompañados de altas concentraciones de Ba (= 320 – 3100 ppm) y Sr (= 460 – 1273 ppm). Los elementos lantánidos muestran un intervalo composicional relativamente amplio: La (= 10.8 – 35.0 ppm; EUA (= 0.29 – 0.77 ppm); Yb (= 0.5 – 7.9 ppm). Estas variaciones composicionales podrían ser indicativas de la existencia de más de una fuente de aporte para los horizontes de tobas alteradas de la Formación San Felipe.

La muestra CL-27, que es la de mayor contenido en SiO₂ (75.6%) y Na₂O (7.59%), presenta un valor de LOI relativamente bajo (0.37 %), así como un enriquecimiento marcado en metales de transición (V = 109 ppm, Cr = 123 ppm; Co = 20.8 ppm) con respecto al resto de las muestras analizadas.

Aplicando diversos diagramas de variación composicional y normalizados, la información geoquímica de elementos mayores y traza ha sido utilizada para: (a) establecer el número mínimo de fuentes volcánicas, (b) asignar un nombre a cada roca, (c) establecer las características generales de la litología y, (d) determinar la procedencia y el ambiente tectónico al que se encuentran asociados estos materiales.

Tabla 4. 1 Composición de elementos mayores (% m/m), elementos traza (ppm) y tierras raras para tobas alteradas de la Formación San Felipe, localidad Cerro de Labradores, Galeana, N.L.

Mues	CL06	CL07	CL13	CL15	CL17	CL19	CL21	CL23	CL24
SiO ₂	64.28	63.103	48.85	51.735	54.581	38.06	57.98	75.65	57.25
TiO ₂	0.075	0.115	0.180	0.101	0.165	0.096	0.082	0.100	0.163
Al ₂ O ₃	13.957	14.04	16.017	11.916	14.50	8.923	16.667	12.26	12.03
Fe ₂ O ₃	2.182	0.849	3.426	1.766	1.682	1.427	4.004	0.937	0.935
MnO	0.026	0.021	0.034	0.037	0.030	0.122	0.035	0.020	0.038
MgO	0.922	0.395	1.352	0.623	0.776	0.884	1.569	0.389	0.320
CaO	5.826	6.565	11.420	14.44	10.630	25.22	4.515	2.149	12.156
Na ₂ O	3.531	5.201	3.961	4.050	4.138	0.294	3.293	5.719	3.327
K ₂ O	3.105	3.133	3.588	2.854	4.411	2.763	6.143	1.265	4.178
P ₂ O ₅	0.016	0.011	0.034	0.034	0.039	0.019	0.018	0.020	0.057
LOI	6.420	6.170	11.560	12.210	9.120	22.36	5.380	2.120	10.170
Total	100.3	99.60	100.4	99.76	100.0	100.07	99.69	100.63	100.63
V	6.2	4.4	17.4	8.9	6.3	1.30	19.3	3.40	5.3
Cr	5.2	1.40	3.10	2.40	2.00	1.80	3.70	3.10	2.70
Co	2.60	2.60	6.2	3.94	3.44	1.80	7.9	1.60	7.0
Cu	6.0	5.3	11.9	9.7	5.4	4.2	10.8	4.08	7.2
Zn	43.0	18.1	94	38.5	58	46	82	40.0	22.5
Ga	11.4	7.9	15.0	7.2	9.3	8.4	14.7	6.6	6.2
Rb	80	91	94	52	90	56	110	31.0	62
Sr	700	460	1160	1090	1030	880	620	840	730
Y	12.8	14.8	13.3	18.1	16.7	8.7	10.9	18.9	16.5
Zr	83	80	200	150	150	240	120	120	200
Nb	7.1	4.4	16.8	10.8	13.7	16.2	15.0	12.9	9.7
Cs	2.50	4.6	3.30	1.15	1.80	0.8	3.30	0.6	0.7
Ba	1670	800	1600	2080	3100	2060	2400	480	1940
La	17.3	20.2	17.4	15.8	15.3	20.9	10.8	21.8	21.4
Ce	33.9	33.5	38.1	34.5	37.6	47	20.9	46	43
Pr	4.00	3.57	4.8	4.5	5.3	5.7	2.37	5.7	4.9
Nd	14.4	12.3	18.3	17.4	20.8	20.1	8.4	21.4	17.3
Sm	2.9	2.05	4.32	3.8	4.6	4.25	1.7	4.4	3.4
EUA	0.52	0.48	0.75	0.60	0.80	0.60	0.29	0.50	0.60
Gd	2.50	1.86	3.80	3.33	3.70	3.30	1.70	3.80	3.00
Tb	0.41	0.300	0.6	0.5	0.6	0.5	0.29	0.6	0.5
Dv	2.4	1.90	3.08	3.20	3.5	2.52	1.7	3.9	3.0
Ho	0.5	0.44	0.5	0.6	0.6	0.42	0.35	0.8	0.6
Er	1.36	1.38	1.29	1.73	1.6	1.03	0.9	2.25	1.7
Yb	1.08	1.47	1.02	3.23	1.90	1.07	0.50	3.60	1.50
Lu	0.22	0.309	0.174	0.234	0.230	0.140	0.120	0.350	0.279
Hf	3.02	2.17	6.4	5.2	4.7	4.9	5.6	4.30	5.2
Ta	0.8	0.41	1.38	1.24	1.03	1.27	2.16	1.00	0.8
Pb	25.3	7.1	27.4	24.7	26.3	21.3	48	18.8	23.1
Th	10.5	6.5	15.3	16.6	10.6	14.1	26.0	10.2	11.3
U	3.28	2.5	3.7	2.7	2.9	4.18	2.8	3.0	3.5

Tabla 4.1 (Cont.)

Muestra	CL25	CL27	CL29	CL30	CL33	CL35	CL36	CL38	CL41
SiO ₂	71.601	75.126	64.595	64.703	66.187	68.117	64.763	72.664	67.949
TiO ₂	0.092	0.103	0.110	0.104	0.189	0.287	0.273	0.094	0.196
Al ₂ O ₃	13.329	14.724	15.154	15.539	7.817	16.491	17.157	15.588	13.761
Fe ₂ O ₃ ^t	1.599	0.825	1.213	1.238	1.839	1.721	1.981	1.479	1.135
MnO	0.016	0.028	0.032	0.025	0.026	0.030	0.029	0.012	0.014
MgO	0.650	0.289	0.430	0.558	0.693	0.648	0.889	0.804	0.409
CaO	3.515	0.723	5.581	4.861	1.659	3.043	2.501	0.701	4.71
Na ₂ O	5.417	7.595	6.874	5.917	6.830	6.741	3.554	5.480	5.595
K ₂ O	1.299	0.469	1.495	2.793	2.749	1.936	6.571	2.500	2.337
P ₂ O ₅	0.017	0.013	0.025	0.018	0.046	0.098	0.045	0.014	0.044
LOI	2.530	0.37	4.830	4.510	2.270	0.820	2.550	0.690	4.420
Total	100.065	100.265	100.339	100.266	100.305	99.932	100.313	100.026	100.570
V	1.7	109	2.4	3.0	7.1	11.4	13.9	2.9	10.4
Cr	1.4	123	3.7	2.8	2.2	5.1	2.2	1.7	3.2
Co	1.2	20.8	1.5	2.1	2.9	2.2	2.3	1.0	2.4
Cu	3.0	21.8	6.8	5.0	5.4	7.2	19.0	4.6	7.5
Zn	28.0	55.4	29.3	35.6	52.4	31.6	21.4	32.2	29.7
Ga	14.3	14.5	9.1	10.9	15.1	11.2	14.3	15.1	8.0
Rb	46.3	26.7	37.2	75.4	75.2	40.2	143.5	85.1	46.2
Sr	927	786	1132	1273	1236	1148	831	1034	880
Y	21.0	30.2	24.3	16.8	16.6	23.0	26.5	12.0	19.0
Zr	117.5	194.5	184.7	246.8	242.6	199.0	178.7	125.2	182.5
Nb	12.5	43.4	16.9	20.4	19.0	13.3	13.2	11.1	10.6
Cs	1.3	0.44	1.2	1.4	1.5	1.1	2.6	1.2	1.1
Ba	450	320	600	1060	1060	830	2820	827	1310
La	29.8	40.0	35.0	19.2	31.3	30.7	28.1	23.8	24.0
Ce	58.3	72.7	69.8	46.2	65.0	58.3	55.7	49.9	50.2
Pr	7.3	9.458	8.4	6.007	7.561	7.23	6.5	6.03	6.1
Nd	27.1	35.1	30.7	23.2	25.877	26.06	22.4	22.2	22.3
Sm	5.7	7.1	6.4	5.9	4.930	5.26	4.155	4.8	4.5
EUA	0.61	1.4	0.53	0.48	0.58	0.77	0.76	0.53	0.53
Gd	5.1	6.4	5.4	5.10	4.16	4.40	3.97	3.97	3.9
Tb	0.83	0.99	0.88	0.79	0.69	0.7	0.71	0.63	0.63
Dv	4.7	5.7	5.3	4.15	3.94	4.19	4.7	3.4	3.8
Ho	0.85	1.11	1.023	0.71	0.73	0.87	0.98	0.59	0.8
Er	2.1	3.08	2.9	1.8	1.94	2.63	2.9	1.49	2.1
Yb	1.5	2.95	5.3	7.9	2.04	2.81	2.91	1.41	1.4
Lu	0.29	0.41	0.42	0.23	0.30	0.49	0.48	0.24	0.27
Hf	4.03	5.21	6.0	8.2	7.2	5.6	5.7	4.33	5.5
Ta	0.92	2.64	1.36	1.62	1.66	1.25	1.3	0.98	0.95
Pb	2.95	6.96	13.6	24.3	25.1	16.7	23.9	20.2	21.4
Th	10.9	9.9	16.02	19.8	22.6	14.03	19.6	14.4	16.91
U	2.9	2.8	3.76	4.14	5.04	3.04	6.4	4.1	3.01

4.2.2 ANÁLISIS DE CLUSTER

El análisis de *cluster* o de conglomerado 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). La redistribución de los objetos ocurre de forma que el agregado de asociación/similitud entre miembros de un mismo grupo (por ejemplo, *cluster A*) sea más fuerte que el grado de asociación/similitud con respecto a los otros grupos (por ejemplo, *clusters B, C, D*, etc.). El método permite descubrir asociaciones y estructuras en los datos que no son evidentes a simple vista, pero que pueden ser útiles una vez que se han encontrado (Visauta- Vinacua, 1998). De esta forma, el objetivo del análisis de cluster de las tobas alteradas estudiadas de la Formación San Felipe, fue el distribuirlas, de acuerdo a sus características químicas en elementos inmóviles, en grupos coherentes y establecer la posición estratigráfica de los mismos. Esto permitiría identificar variaciones de composición en las cenizas, que pueden estar relacionadas a diferentes eventos volcánicos que sucedieron durante el depósito de la Formación San Felipe. De acuerdo a Gutiérrez *et al.* (1994), el análisis de *cluster* se debe de realizar en cuatro etapas: (a) elección de las variables, (b) elección de la medida de asociación, (c) elección de la técnica y (d) validación de los resultados. Para la elección de variables, en el presente caso se consideró el uso de las concentraciones de elementos inmóviles a procesos de transporte, diagénesis y alteración, las cuales se clasifican como variables cualitativas y continuas. Además, fue necesario estandarizar los datos, ya que estas variables no sean equiparables (Guisande-González *et al.*, 2006): los elementos químicos involucrados se presentan en diferentes niveles de concentración y de comportamiento geoquímico. La estandarización se efectúa por medio de la ecuación: $K_{ij} = \frac{(X_{ij} - X)}{S_{ic}}$, donde K_{ij} es el valor estandarizado del dato X_{ij} y el término 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 aplicación de este procedimiento genera un mismo peso a cada variable, previo al análisis multivariado.

Como medidas de asociación para unir los individuos (muestras) se consideraron dos variantes de distancia: (a) EUA clásica (E), la cual está definida por la ecuación

$$d_{ij} = \left[\sum_{i=1}^N (K_{ij} - K_{ik})^2 \right]^{1/2}$$

y (b) bloque o tipo Manhattan (M), la cual está definida por la ecuación:

$$d_{ij} = \sum_{i=1}^N (K_{ij} - K_{ik}) .$$

En cuanto a las técnicas de agrupamiento, se eligieron dos variantes (Aguilera y Garrido, 2001): (a) Agrupamiento simple (*Simple Linkage*, SL), donde la distancia entre dos grupos está determinada por la distancia que existe entre los dos objetos más próximos entre los diferentes grupos, y (b) Agrupamiento completo (*Complete Linkage*, CL), en la que las distancias entre los grupos vienen determinadas por la mayor distancia entre dos objetos cualesquiera entre los diferentes grupos. De esta forma, se aplicó una variante de distancia-agrupamiento, cuyos resultados se reportaron en forma de dendrograma o árbol de clasificación. Es importante señalar que, se consideraron los resultados del análisis de asociación de los *clusters* conjugado a la posición estratigráfica de las muestras. De acuerdo al esquema antes mencionado, se seleccionó un grupo de elementos inmóviles, que incluyeron: La, Ce, Nd, Sm, EUA , Yb, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Th y TiO₂ cuya concentración se encuentra disponible para las muestras de tobas alteradas. Estos datos fueron estandarizados y analizados. En las Figura 4.1 se reporta el dendrograma resultante, donde la aplicación del método M-CL da lugar a una distribución de las tobas alteradas en cuatro clusters: (1) Grupo 1: Cl06, Cl07 y Cl21, (2) Grupo 2: Cl18, Cl15, Cl17, Cl24, Cl19, Cl38, Cl23, Cl41, (3) Grupo 3: Cl 25, Cl29, Cl33, Cl35, Cl36, Cl30 y (4) Grupo 4: Cl27. Estos resultados indican que, por lo menos, existen cuatro fuentes de vulcanismo con una composición química distintiva.

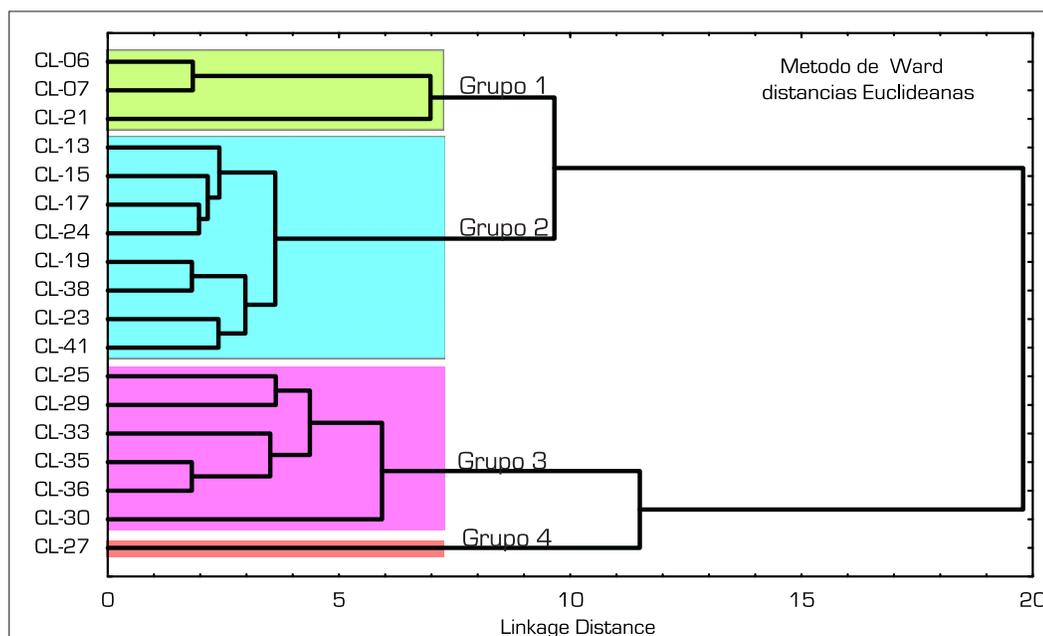


Figura 4. 1 Dendrograma generado aplicando el método de cluster tipo Ward para las tobas de la Formación San Felipe de la localidad Cerro de Labradores, Galeana, N.L.

4.2.3 TIPO DE ROCA

Winchester y Floyd (1977) propusieron el diagrama, mostrado en la figura 4.2 para la clasificación de rocas volcánicas alteradas, el cual puede ser utilizado en el presente caso dado el posible origen volcánico de los horizontes verdes de la Formación San Felipe. Como se observa en la Figura 4.2, las muestras exhiben relaciones de $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ típicas de riolita, riodacita, comendita-pantellerita, traquiandesita y traquita.

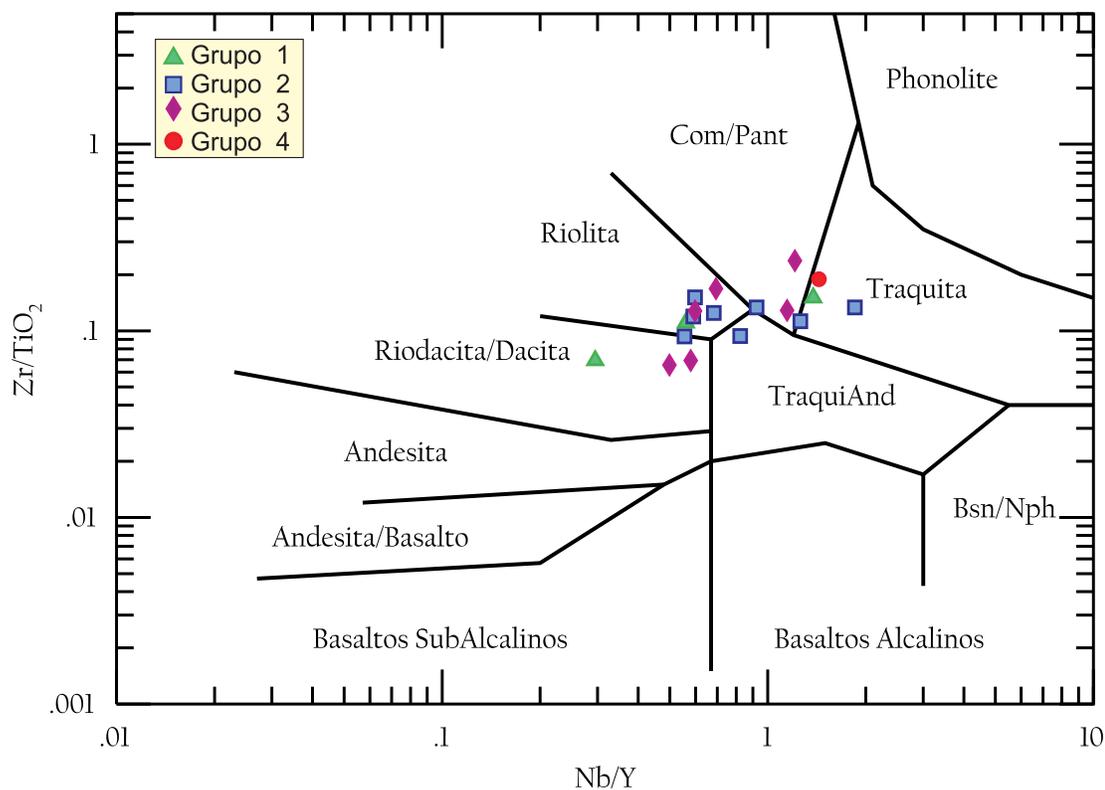


Figura 4. 2 Diagrama de clasificación para rocas volcánicas alteradas, basado en las relaciones Zr/TiO_2 y Nb/Y (Winchester y Floyd, 1977).

4.2.4 DIAGRAMAS DE LANTÁNIDOS NORMALIZADOS A CONDRITA Y A CORTEZA CONTINENTAL SUPERIOR

Los patrones de lantánidos, normalizados a condrita, para las cenizas alterada del Cerro de Labradores (Figura 4.3), se caracterizan por: (a) un enriquecimiento en lantánidos ligeros con respecto a los pesados, el cual puede ser hasta 110% condrita, (b) los diagramas presentan anomalía negativa de Eu, debido a fracción de plagioclasa (relación $[Eu/Eu^*]_N$: en promedio es de 5.998), aunque en la muestras del grupo 1 las anomalías son casi nulas, (c) el diagrama presentará una

discreta anomalía positiva en Yb y (d) un patrón plano en lantánidos pesados. Es importante mencionar que este tipo de patrones son típicos de rocas volcánicas félsicas (cf; Sun y McDonough, 1989).

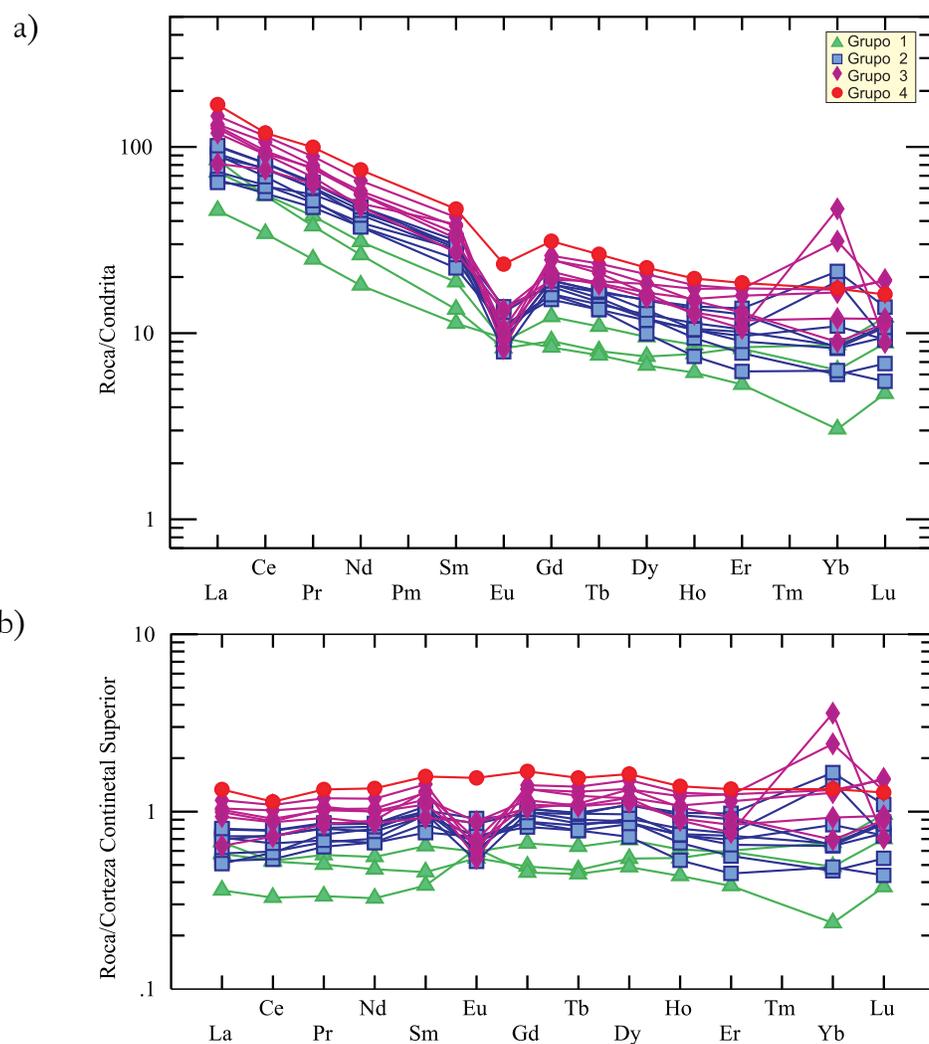


Figura 4. 3 Diagramas de lantánidos para los depósitos de ceniza alterada de la Formación San Felipe: (a) normalizados a condrita (Sun y McDonough, 1989) y (b) normalizados con corteza continental superior Taylor y McLennan (1985).

Por otro lado, en el diagrama normalizado contra corteza continental superior propuesto por Taylor y McLennan (1985), se observa: (a) una uniformidad en la concentración normalizada de lantánidos ligeros con respecto a los pesados, (b) una pequeña anomalía en Eu, sugiriendo fraccionamiento de plagioclasa en la fuente, y (c) el patrón indica que casi todos los depósitos muestran una composición comparable a la Corteza Continental Superior.

4.2.5 AMBIENTE TECTÓNICO

Por otra parte, las composiciones de elementos inmóviles son útiles para identificar el ambiente tectónico en el que fue generado el material original. Para este trabajo se utilizaron los diagramas de discriminación tectonomagmática propuestos por Pearce (1984) y Harris *et al.* (1986), donde se observa claramente que las muestras de las cenizas alteradas de la Formación San Felipe presentan relaciones de elementos inmóviles con afinidad a ambientes de arco continental (Figura 4.4).

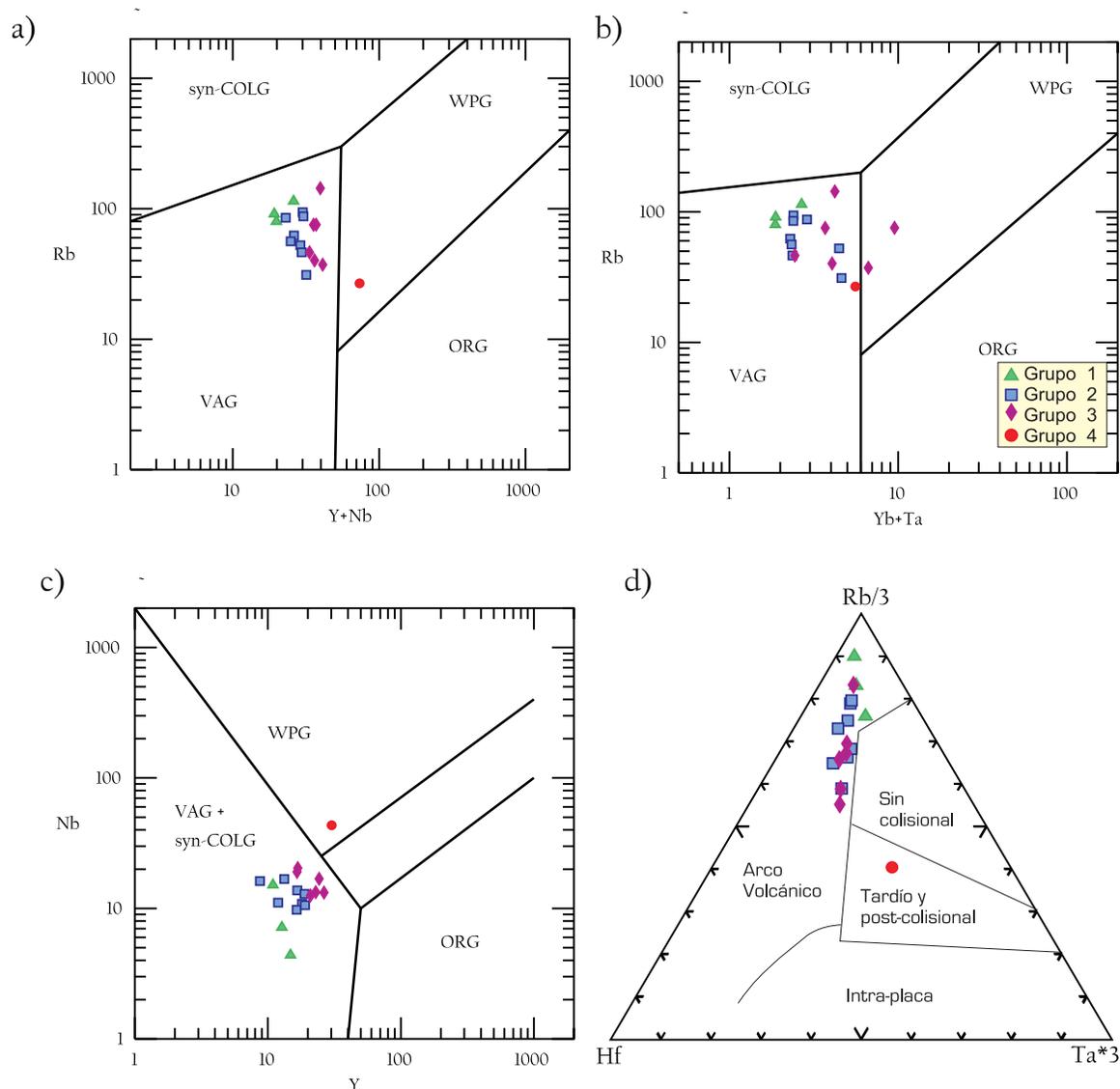


Figura 4. 4 Diagramas de discriminación tectonomagmática para las tobas alteradas de la Formación San Felipe, propuestos por Pearce (1984): (a) Nb-Y, (b) Rb – (Yb + Ta) y (c) Rb – (Y + Nb), y por Harris *et al.* (1986): (d) Rb*3-Hf-Ta*3.

En estos ambientes es común la generación de un vulcanismo explosivo de características ácidas, con mineralogías dominadas por cuarzo, feldespato-K, plagioclasa-Na, biotita y

muscovita (Wilson, 1989). Como ya se ha mencionado, estos minerales son muy abundantes en las muestras analizadas.

4.2.6 INTEMPERISMO

El intemperismo es quizá el proceso que más influye en los cambios de geoquímica de elementos móviles en las rocas volcánicas. Su evaluación está ligada a la alteración de los feldespatos y al vidrio volcánico que representan, sin considerar el cuarzo, -50-70% de la composición mineralógica de las rocas ácidas e intermedias (Taylor y McLennan, 1985).

El grado de intemperismo químico en rocas siliciclásticas puede cuantificarse por medio del índice de alteración química (CIA, Chemical Index of Alteration; Nesbitt y Young, 1982), el cual se calcula a partir de la siguiente relación de composición molar:

$$CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)]$$

en donde $CaO^* = CaO_{\text{siliciclástico}} = CaO_{\text{total}} - CaO_{\text{sedimentario}}$. A medida que incrementa el valor del CIA, la roca muestra un mayor grado de alteración y una mayor acumulación de aluminio, o bien también representa la transformación de los minerales como los feldespatos a minerales arcillosos. En la Figura 4.5 se presenta el diagrama de proporciones moleculares de $Al_2O_3 - (CaO^* + Na_2O) - K_2O$ (McLennan y Murray, 1999) para las cenizas alteradas bajo estudio, herramienta utilizada por Taylor y McLennan (1985) para evaluar dicho fenómeno. En este gráfico se muestra la tendencia de alteración de las cenizas, desde composiciones equivalentes a plagioclasa en dirección a la esmectita (CIA -70) e illita (CIA -80), que reflejan un incremento de Al_2O_3 y K_2O (Figura 4. 5a). Entre tanto, en el diagrama de Otha y Arai (2007) basado en la composición química de ocho óxidos mayores, se observa que las rocas bajo estudio presentan una tendencia de intemperismo característico de rocas félsicas (Figura 4. 5b).

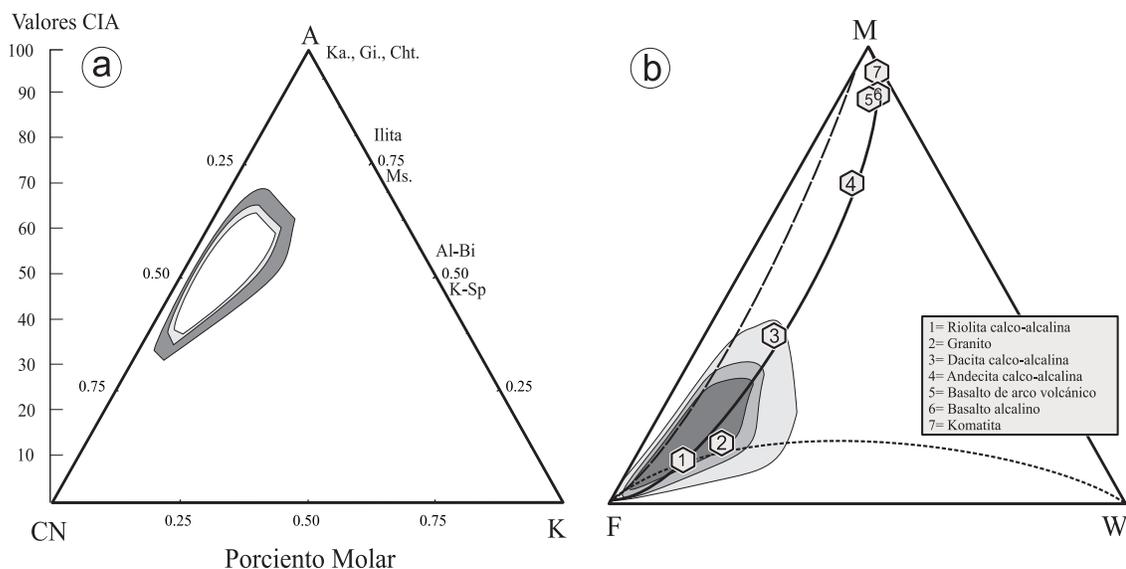


Figura 4. 5 (a) Diagrama de proporciones moleculares de $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O}) - \text{K}_2\text{O}$ (McLennan y Murray, 1999) y (b) Diagrama MFW de evaluación de alteración de rocas ígneas (Otha y Arai, 2007) para las cenizas de la Formación San Felipe. En el diagrama MFW se incluye la posición de la composición promedio de diversas litologías ígneas. Las rocas bajo estudio muestran una trayectoria de alteración típica de materiales félsicos.

4.3 GEOQUÍMICA DE CIRCONES

La información geoquímica obtenida en circones, separados de las cenizas alteradas de la Formación San Felipe de la localidad Cerro Labradores (Tablas 4.2-4.4), ha sido empleada para construir diagramas de lantánidos, normalizados a condrita, y de discriminación tectónica. Esta información es de utilidad para corroborar las deducciones a partir de la geoquímica de roca de total.

Los patrones de lantánidos normalizados a condrita de Sun y McDonough (1989), para los circones (Figura 4.6) se caracterizan por: (a) un empobrecimiento en lantánidos ligeros con respecto a los pesados; (b) los diagramas presentan una marcada anomalía positiva de Ce y anomalías negativas de Pr y EUA y (c) un patrón plano en lantánidos pesados. Es importante mencionar que este patrón de lantánidos es típico en circones que derivan de rocas de origen ígneo félsico (Hoskin y Schaltegger, 2003).

Tabla 4.2. Composición geoquímica en elementos traza (ppm) en circones separado de la toba CL-06, Formación San Felipe por ICP-MS.

Muestra	Ti	TiO2	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	EUA
01_006	7.96	4.77	1500	6.8	0.043	17.21	0.115	1.93	3.35	0.44
10_016	-	-	1620	4.9	0.044	13.39	0.112	1.94	4.14	0.6
11_018	-	-	2730	14.4	0.029	45.86	0.092	1.91	4.7	1.37
12_019	5.4	3.22	1150	5.2	3.132	20.38	1.02	5.40	3.62	0.35
13_020	29.14	17.5	3850	14.4	14.16	56.35	8.31	49.66	27.85	2.68
14_021	4.67	2.8	1780	2.9	0.98	10.17	0.61	5.56	7.83	1.26
15_022	7.5	4.50	1540	3.8	1.83	19.26	0.71	4.72	4.66	0.51
16_024	1.24	0.74	1390	4.5	13.34	41.48	4.11	22.09	7.60	0.72
17_025	6.8	4.08	1480	5.3	0.89	12.43	0.56	4.86	5.25	1.04
18_026	14.5	8.72	1880	3.4	0.11	5.40	0.22	2.91	5.50	0.41
19_027	14.7	8.8	6930	1.5	0.024	3.39	0.082	1.14	1.79	0.30
2_007	14.51	8.7	2040	4.5	0.22	22.89	0.333	4.39	6.72	1.21
20_028	58.03	34.80	1040	1.6	0.095	13.41	0.138	1.92	3.61	0.7
21_030	0.82	0.49	1471	3.34	1.15	16.01	0.46	3.69	4.00	0.5
22_031	1.57	0.94	976	1.53	0.052	5.94	0.098	2.00	2.99	0.7
23_032	12.67	7.6	2317	4.6	11.69	42.61	3.24	17.38	12.17	1.6
24_033	8.06	4.83	726.7	5.7	0.11	15.8	0.192	2.39	3.79	0.4
25_034	42.12	25.25	3486	11.9	1.16	54.1	1.06	12.03	18.58	4.6
26_036	-	-	1230	3.4	0.22	16.32	0.14	1.81	2.64	0.38
27_037	-	-	1410	4.6	0.15	7.40	0.12	1.94	3.23	0.44
28_038	10.53	6.31	1230	2.8	30.8	90.74	12.45	66.49	19.39	2.29
29_039	3.48	2.09	1640	4.7	32.4	92.93	10.53	49.45	13.43	0.85
3_008	8.11	4.86	943.4	3.2	0.66	9.30	0.24	2.47	3.1	0.96
30_040	11.88	7.12	1490	3.0	1.97	17.39	0.93	6.54	6.21	1.04
31_042	-	-	1493	4.1	0.53	9.72	0.38	4.45	6.11	1.04
32_043	12.5	7.47	611.8	1.3	0.008	11.15	0.067	1.11	1.86	0.38
33_044	5.01	3.00	588.5	2.12	0.030	4.09	0.08	1.41	2.28	0.54
34_045	5.07	3.04	1318	1.5	0.087	6.11	0.27	4.57	6.44	1.28
35_046	13.25	7.94	1370	2.7	0.89	15.64	0.42	4.1	5.07	0.99
36_048	0.99	0.59	1650	2.5	0.165	7.39	0.21	2.880	5.69	0.71
37_049	54.06	32.40	1275	3.6	0.244	16.72	0.32	3.885	5.44	1.69
38_050	1.57	0.94	1141	4.2	1.73	19.18	0.70	4.40	3.7	0.59
39_051	11.94	7.16	4065	6.3	197.23	557.6	68.99	380.21	98.98	27.91
04_009	4.81	2.88	887	3.1	2.89	15.50	0.95	5.632	3.1	0.19
40_052	26.47	15.87	1365	3.74	0.61	11.07	0.43	4.561	6.42	1.12
05_010	6.35	3.81	1671	3.12	0.092	16.53	0.24	4.018	7.46	1.49
06_012	7.88	4.72	1364	2.5	20.97	63.47	6.54	32.109	9.67	0.67
07_013	6.69	4.01	1717	4.7	0.76	18.96	0.47	4.841	5.9	0.97
08_014	16.29	9.77	2240	4.7	7.31	36.94	2.48	14.066	11.11	0.99
09_015	10.04	6.02	923	2.93	22.89	57.34	4.56	19.206	5.30	1.05

Tabla 4.2 (Cont.).

Muestra	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Th	U
01_006	20.7	8.2	114.4	47.6	245.7	585.8	122.2	11033	302.7	863.0
10_016	27.04	10.6	135.5	54.4	258.9	532.2	108.2	11615	577.7	1546
11_018	33.99	14.6	204.2	87.6	432.5	963.4	191.2	11013	293.9	617.6
12_019	18.6	7.04	89.33	37.1	186.1	411.3	87.4	12535	232.3	597.0
13_020	87.8	28.05	319.6	122.7	577.8	1162	238.2	13648	70937	7913
14_021	40.17	13.43	151.6	57.11	256.99	503.3	99.9	10796	263.2	834.4
15_022	25.42	9.30	118.7	48.4	243.7	544.9	117.1	11058	374.3	816.0
16_024	24.98	8.56	107.5	44.6	220.1	503.6	109.5	11067	311.9	1010
17_025	29.2	10.29	124.9	47.4	223.97	456.3	92.1	11908	313.2	1320
18_026	35.2	13.13	169.7	64.9	303.5	583.4	115.8	12635	151.8	817.6
19_027	11.99	4.42	55.2	22.0	107.1	233.6	49.5	11689	79.8	508.4
02_007	36.7	13.4	162.4	65.6	317.9	689.8	143.9	10660	747.6	1138
20_028	19.9	6.9	85.8	33.5	160.5	333.3	69.2	11309	128.	206.7
21_030	22.8	8.5	112.	46.7	231.3	515.3	108.3	10835	528.5	917.3
22_031	17.4	5.97	74.9	31.5	156.2	369.1	80.1	10406	176.3	595.4
23_032	52.1	16.99	205.5	75.0	355.7	697.4	138.9	10423	624.3	1180
24_033	17.2	5.85	67.9	25.4	116.1	233.6	44.4	11460	91.5	244.9
25_034	87.3	27.43	313.7	113.7	519.7	1019	205.6	8112	2960	2120
26_036	16.87	6.61	89.5	37.6	196.5	469.1	101.5	11030	349.9	845.1
27_037	22.96	8.53	110.0	45.1	221.96	492.7	99.4	11662	191.6	1164
28_038	37.62	9.7	105.7	37.96	180.2	379.2	80.6	11100	203.8	844.9
29_039	31.9	10.6	132	54.3	261.8	562.0	116.2	11285	224.7	663.4
03_008	18.2	6.1	76.3	31.0	152.5	346.3	76.4	10500	163.9	454.97
30_040	31.48	10.9	131.8	50.5	232.2	451.9	90.8	9950	366.7	805.5
31_042	30.83	10.9	130.9	49.9	229.9	462.8	92.9	11170	353.7	1200
32_043	11.47	3.95	50.3	19.7	95.32	196.8	40.5	10690	49.8	99.4
33_044	12.89	4.22	50.5	18.99	90.83	190.6	37.1	10060	108.0	559.1
34_045	33.38	10.4	116.8	43.9	204.2	406.3	83.9	8650	152.99	383.1
35_046	25.12	8.80	107.7	43.25	214.9	492.5	105.8	10070	336.3	615.0
36_048	33.49	11.8	142.4	53.9	247.2	496.6	97.6	11320	244.6	1090
37_049	28.77	9.6	113.3	43.22	201.0	411.5	84.0	8633	332.6	364.8
38_050	18.19	7.0	90.0	36.91	184.5	405.6	86.0	10270	131.4	345.3
39_051	195.7	44.9	435.6	142.8	589.4	954.9	184.9	767	772.7	447.4
04_009	14.45	5.56	72.4	29.3	143.8	313.1	66.2	12610	162.1	493.4
40_052	28.71	10.06	116.0	43.6	205.2	422.0	88.8	9700	317.6	776.8
05_010	39.65	13.66	158	59.71	260.2	462.3	92.2	10680	185.4	277.6
06_012	30.13	9.66	115.5	44.22	211.95	410.1	83.2	12290	366.2	812.4
07_013	31.89	11.25	141.4	56.30	272.3	594.6	125.7	11890	512.2	976.9
08_014	55.79	18.17	210.6	75.7	331.4	569.1	109.8	11400	474.4	819.1
09_015	17.29	5.780	70.3	28.1	142.1	347.3	77.2	10860	495.3	1030

Tabla 4. 3 Composición geoquímica en elementos traza (ppm) en circones separado de la toba CL-24, Formación San Felipe por ICP-MS.

Muestra	P	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	FUA
01 008	267.51	3.1	1890.00	1.78	0.39	16.00	0.40	5.57	8.89	2.64
10 018	306.9	9.82	2733.00	4.50	0.12	30.00	0.40	6.78	12.62	2.41
11 020	225.7	29.74	1510.00	2.77	0.10	19.54	0.29	4.15	6.53	1.53
2 021	726.7	-	1478.00	7.40	5.26	34.07	2.13	12.35	5.79	0.64
13 022	387.14	15.85	1355.00	4.64	2.49	23.98	1.04	5.92	4.34	0.62
14 023	3490	4.21	3137.00	15.30	39.69	140.85	15.44	81.74	26.29	1.58
15 024	1628.6	11.1	1036.00	1.89	9.74	32.02	3.27	16.13	5.48	1.36
16 026	595.4	6.45	1030.00	3.23	7.40	30.80	2.79	14.94	6.53	0.57
17 027	472.28	-	2127.00	4.28	2.60	26.27	0.99	8.56	8.74	1.80
18 028	300.5	7.56	1794.00	2.31	0.23	18.21	0.26	4.50	7.80	1.91
2 009	676.45	5.24	2400.80	3.80	5.07	46.35	1.93	13.35	12.90	2.87
20 030	347.39	24.73	1493.00	5.34	1.81	29.67	0.58	4.30	4.19	0.90
21 032	89.7	1.96	1030.80	1.58	0.07	7.96	0.19	2.80	5.14	0.82
22 033	311.6	5.912	1743.62	1.69	0.07	13.47	0.31	5.15	9.00	2.59
23 034	200.88	5.4	1493.98	4.64	1.17	26.04	0.56	4.62	5.84	1.10
24 035	210.28	-	1727.00	7.52	0.69	24.87	0.33	2.98	4.20	0.57
25 036	475.9	1.003	2155.00	8.23	1.80	24.85	0.75	5.74	7.69	0.65
26 038	2875.11	8.77	2329.00	5.80	23.43	84.43	7.43	36.43	11.75	2.10
27 039	281.13	5.29	1537.00	1.74	0.09	14.99	0.28	3.68	6.59	1.53
28 040	1052.38	7.49	2067.00	8.45	8.85	48.42	3.12	16.74	8.56	1.06
3 010	147.9	4.61	895.00	2.81	0.04	15.09	0.08	1.60	2.55	0.60
30 042	218.45	18.84	1438.00	3.24		19.51	0.17	2.61	3.99	1.18
31 044	288.57	14.47	912.00	3.10	0.07	10.25	0.11	1.59	2.18	0.47
32 045	24320	1.75	1771.00	5.21	249.10	654.24	88.62	416.48	92.24	6.34
35 048	263.14	10.55	1064.00	2.09	0.04	11.57	0.12	1.72	2.83	0.90
36 050	13410	4.26	2238.00	4.57	209.83	525.22	62.97	280.77	59.69	5.88
37 051	541.5	5.75	2456.00	6.95	3.16	30.72	1.26	8.81	8.52	0.89
38 052	1340.6	6.25	2342.00	11.71	23.64	92.87	11.06	61.75	20.86	0.65
39 053	393.12	-	1649.00	6.84	0.70	24.22	0.29	3.06	3.98	0.62
04 011	477.16	2.88	950.00	2.29	8.76	40.65	3.81	20.66	8.99	0.58
40 054	1311.51	-	1164.00	4.36	14.70	47.57	5.16	26.56	8.03	0.43
5 012	952.5	7	4515.00	10.67	6.53	98.86	2.85	22.68	25.53	4.51
6 014	427.2	1.07	1947.00	2.48	0.21	14.54	0.34	5.56	8.59	2.36
7 015	801.9	-	2018.00	10.54	7.10	50.98	2.88	14.87	7.46	1.09
8 016	384.94	7.11	2538.00	6.12	0.31	34.89	0.31	4.52	8.11	2.22

Tabla 4. 3. (cont)

Muestra	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Th	U
01_008	68.5	22.5	258.3	97.8	422.3	743.5	146.2	9638.9	503.7	605.9
10_018	32.0	10.9	128.8	49.5	232.3	476.1	99.3	10777.1	188.4	245.8
11_020	26.1	9.3	120.57	48.75	232.67	479.3	97.94	12145.0	291.03	580.1
2_021	24.1	8.6	111.2	44.6	216.7	451.2	94.1	11644.9	166.1	373.6
13_022	73.6	23.4	270.3	105.2	475.9	930.6	180.4	12866.9	677.6	1122.2
14_023	19.96	6.5	82.1	33.3	162.5	356.4	76.7	8925.7	64.9	150.2
15_024	22.8	7.4	87.0	35.2	162.7	320.8	66.8	9982.7	98.9	270.9
16_026	44.7	15.4	189.6	73.2	333.2	640.9	131.3	10413.4	228.5	432.7
17_027	39.4	13.1	158.9	61.3	281.8	565.5	118.3	9546.6	190.5	276.2
18_028	56.3	18.1	212.2	81.6	366.1	733.9	148.4	10110.7	428.8	473.5
2_009	23.9	8.9	118.4	48.1	232.0	507.2	104.2	10358.7	235.8	413.4
20_30	26.4	8.31	95.2	34.8	153.5	282.9	57.1	9137.5	102.8	185.0
21_032	45.5	14.2	165.5	61.4	263.6	489.0	99.9	8613.8	105.6	137.4
22_033	30.6	10.4	124.8	50.4	232.9	481.4	98.3	11596.4	254.6	425.0
23_034	26.7	10.4	137.8	56.6	273.8	570.9	117.2	12734.4	267.3	548.8
24_35	46.5	15.6	193.2	74.4	329.0	579.3	113.3	11503.1	234.9	555.8
25_036	43.2	14.3	182.6	75.3	355.7	720.8	149.9	9185.9	245.7	393.4
26_038	33.5	10.9	130.3	50.8	234.4	454.9	96.6	9774.3	129.33	203.1
27_039	35.9	12.615	160.7	66.1	317.2	656.4	133.3	10769.6	339.99	650.8
28_40	15.5	5.4	73.0	29.4	143.4	305.4	64.0	10606.5	104.9	205.8
3_010	23.8	8.4	107.4	45.2	219.8	466.2	97.5	8803.2	99.2	194.8
30_42	14.0	5.5	72.3	29.4	142.1	307.9	65.3	10463.2	96.4	231.0
31_44	104.9	19.9	177.4	59.6	257.7	509.5	102.4	12958.4	198.1	462.8
32_45	18.34	6.63	86.08	35.08	168.35	349.89	72.941	8672.07	65.99	129.5
35_48	86.2	19.8	202.8	74.6	341.5	708.3	147.9	9288.3	361.1	451.9
36_50	48.8	17.2	211.0	82.3	384.2	700.6	139.7	12212.5	310.83	621.1
37_051	60.3	18.7	216.47	82.48	358.44	609.4	118.2	11382.3	343.2	784.0
38_052	25.8	9.8	126.9	53.3	260.0	549.1	114.9	11235.7	286.4	574.3
39_053	26.4	7.6	87.0	32.4	143.0	261.9	51.901	9350.7	151.0	268.8
04_011	23.4	7.4	92.3	38.5	183.7	393.9	80.445	11317.2	136.9	400.7
40_54	117.9	37.3	421.4	152.4	662.5	1191.1	227.6	9196.6	1751.4	1556.0
5_012	42.5	14.0	168.2	64.1	296.6	597.9	123.8	9175.97	143.4	268.3
6_014	33.5	12.8	158.4	65.3	315.5	679.7	139.8	11547.5	589.4	929.6
7_015	49.8	17.6	217.7	82.8	378.1	719.3	141.9	11407.5	528.2	599.4
8_016	47.3	15.1	175.1	65.0	286.4	548.2	108.7	8206.6	139.8	203.1

Tabla 4. 4 Composición geoquímica en elementos traza (ppm) en circones separado de la toba CL-41, Formación San Felipe por ICP-MS.

Muestra	P	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	EUA
1_008	804.99	3.35	790.65	2.19	5.73	26.37	2.48	13.89	6.16	0.38
10_018	115930	2.58	2741.43	9.94	11.21	48.78	5.03	28.69	13.34	0.70
11_020	100230	3.83	2917.34	4.14	12.26	48.69	4.86	28.43	16.18	1.15
12_021	72940	10.69	1617.75	4.30	6.23	26.79	2.44	14.50	8.61	0.96
13_022	384830	-	1936.76	6.03	87.09	270.43	37.73	198.18	55.78	2.22
14_023	47260	138.60	4970	6.11	0.68	11.90	0.98	13.50	25.73	1.44
15_024	14390	0.85	1130	3.34	0.42	12.34	0.22	2.08	2.55	0.38
16_026	329050	6.43	4660	7.04	25.22	92.96	11.20	68.40	40.88	4.84
17_027	74720	57.00	2080	11.05	3.54	29.19	1.49	9.35	5.60	0.41
18_028	16330	-	3350	3.21	0.38	12.47	0.61	9.88	19.23	3.32
19_029	94370	3.51	3100	7.67	5.26	27.71	2.31	15.80	12.47	0.54
2_009	6810	4.33	1330	1.58	0.04	11.28	0.25	3.85	5.74	1.67
21_032	365300	-	8840	21.08	0.22	11.20	0.34	4.16	13.79	0.30
22_033	2140	14.72	1070	1.11	0.05	1.20	0.18	3.30	5.70	0.99
26_038	13530	3.52	1140	3.87	0.05	11.18	0.10	1.35	2.42	0.25
27_039	995470	14.98	1820	2.52	125.77	342.97	49.14	255.32	67.17	1.99
28_040	15090	5.25	2060	1.91	0.62	11.75	0.40	4.83	8.61	1.27
29_041	90410		1940	6.09	6.35	40.12	2.23	12.58	7.38	0.70
3_010	166650	5.13	3012	6.23	14.08	70.74	5.74	31.95	18.27	1.74
30_042	60760	6.24	1780	2.07	1.95	21.49	0.77	6.57	7.46	1.06
31_044	55950	3.78	1720	5.09	0.06	7.63	0.11	2.52	4.74	0.21
32_045	1430	1.87	988	2.05	0.70	12.59	0.26	2.93	3.44	0.42
33_046	64610	6.93	1410	3.09	6.87	24.49	2.95	16.79	8.38	0.50
34_047	12120	-	1530	3.84	0.74	18.47	0.41	4.37	6.01	0.75
35_048	43570	-	1060	3.14	3.05	22.39	1.06	5.82	3.78	0.48
36_050	71190	8.16	1060	3.33	5.14	25.24	1.69	8.97	4.57	0.46
37_051	164200	3.46	2430	12.67	9.41	49.05	4.15	22.56	10.48	0.46
38_052	261980	2.05	1390	2.66	12.67	40.77	3.70	18.57	7.96	1.02
39_053	47800	8.81	1880	4.56	3.29	31.44	1.08	7.34	6.76	0.79
4_011	8540	4.90	2410	3.32	0.93	15.88	0.54	5.58	9.53	0.96
40_054	100840	8.30	1160	3.11	10.43	41.05	3.39	15.79	6.07	0.68
5_012	61790	4.07	1530	4.05	2.65	14.95	1.07	7.51	6.91	0.42
6_014	27390	3.70	1380	2.10	2.40	19.18	0.87	6.25	6.77	0.86
8_016	204060	1.93	3950	6.35	46.88	148.39	18.50	99.14	37.69	1.97
9_017	31020	-	2040	2.71	3.05	23.51	1.27	8.62	7.93	0.70
25_036	391220	13.44	1870	2.25	34.79	93.28	13.60	72.41	25.25	1.96

Tabla 4.4. (Cont.).

Muestra	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Th	U
1_008	18.16	5.59	66.24	26.43	123.47	266.67	56.95	8050	112.83	222.85
10_018	57.56	20.12	246.67	95.32	429.20	771.34	149.29	15400	1152.12	2666.32
11_020	68.36	22.90	271.29	100.19	447.28	783.61	146.31	12900	538.58	1141.38
12_021	36.77	12.40	150.23	57.72	263.85	482.44	98.40	12200	223.52	588.66
13_022	84.06	19.38	193.34	65.79	282.80	495.31	94.75	12880	541.77	1069.80
14_023	137.15	43.82	499.88	179.61	751.12	1192.90	221.04	11120	761.97	1316.41
15_024	16.11	6.48	85.78	36.20	180.53	420.77	91.66	11820	113.13	315.87
16_026	155.99	45.17	502.15	169.69	691.59	1118.53	209.30	11170	862.94	1098.89
17_027	28.05	11.23	161.05	68.75	346.93	782.83	166.19	14850	465.52	1464.75
18_028	100.04	31.59	344.38	122.53	501.03	841.15	157.83	10820	367.22	648.85
19_029	75.47	25.35	296.57	109.88	464.94	775.89	148.78	12660	959.87	1699.19
2_009	27.47	9.22	107.74	41.29	202.77	460.33	104.57	9740	310.20	589.26
21_032	127.27	55.26	753.27	306.37	1410.10	2609.44	508.47	20610	1382.33	7213.56
22_033	29.31	9.29	106.17	37.83	163.11	290.92	58.30	9700	43.67	118.12
26_038	15.34	6.34	87.02	37.22	189.51	442.47	96.77	13050	122.56	387.34
27_039	94.67	20.57	191.81	66.28	270.94	456.41	89.16	14440	251.25	568.65
28_040	46.36	15.60	186.37	70.63	310.48	582.41	117.65	12600	247.07	507.98
29_041	34.08	12.34	157.66	63.50	300.97	631.80	128.97	12000	348.40	731.07
3_010	68.91	22.17	265.54	99.88	447.07	880.25	179.51	10100	698.26	896.73
30_042	39.49	13.37	160.63	61.75	275.21	541.31	109.76	11730	203.59	348.83
31_044	32.38	11.98	152.60	59.94	271.39	497.52	99.99	13820	360.20	976.36
32_045	17.57	6.41	81.62	32.66	159.94	344.14	71.25	12760	105.70	251.05
33_046	32.82	11.17	130.80	49.56	218.45	399.13	78.21	14050	198.50	536.60
34_047	28.11	9.93	123.40	50.99	243.62	530.69	111.30	12020	234.47	488.92
35_048	17.68	6.58	85.89	35.18	166.38	370.67	80.75	12590	159.89	351.10
36_050	18.00	6.43	83.64	34.66	172.04	391.29	84.19	13170	110.47	298.85
37_051	41.45	15.36	202.35	82.31	392.96	827.74	168.69	14650	854.80	2053.60
38_052	31.63	10.23	117.58	44.00	206.75	450.54	97.56	14070	323.95	953.71
39_053	34.96	12.74	157.62	63.00	297.65	607.65	124.80	12320	349.90	549.48
4_011	54.97	18.75	226.70	83.57	371.08	651.46	126.61	11630	396.42	819.95
40_054	22.36	7.59	97.49	38.04	183.58	394.55	84.45	12040	166.69	349.76
5_012	33.96	12.01	146.38	54.08	240.32	425.26	81.48	10880	421.56	742.60
6_014	29.99	10.02	118.88	47.71	216.22	438.21	88.90	11610	147.56	265.69
8_016	108.43	32.73	371.11	137.70	588.96	1018.11	191.86	12810	896.13	1702.07
9_017	41.53	14.60	179.35	69.61	315.74	640.58	131.67	13030	273.61	553.52
25_036	59.71	15.92	175.58	64.13	278.89	497.30	99.29	10360	210.29	453.57

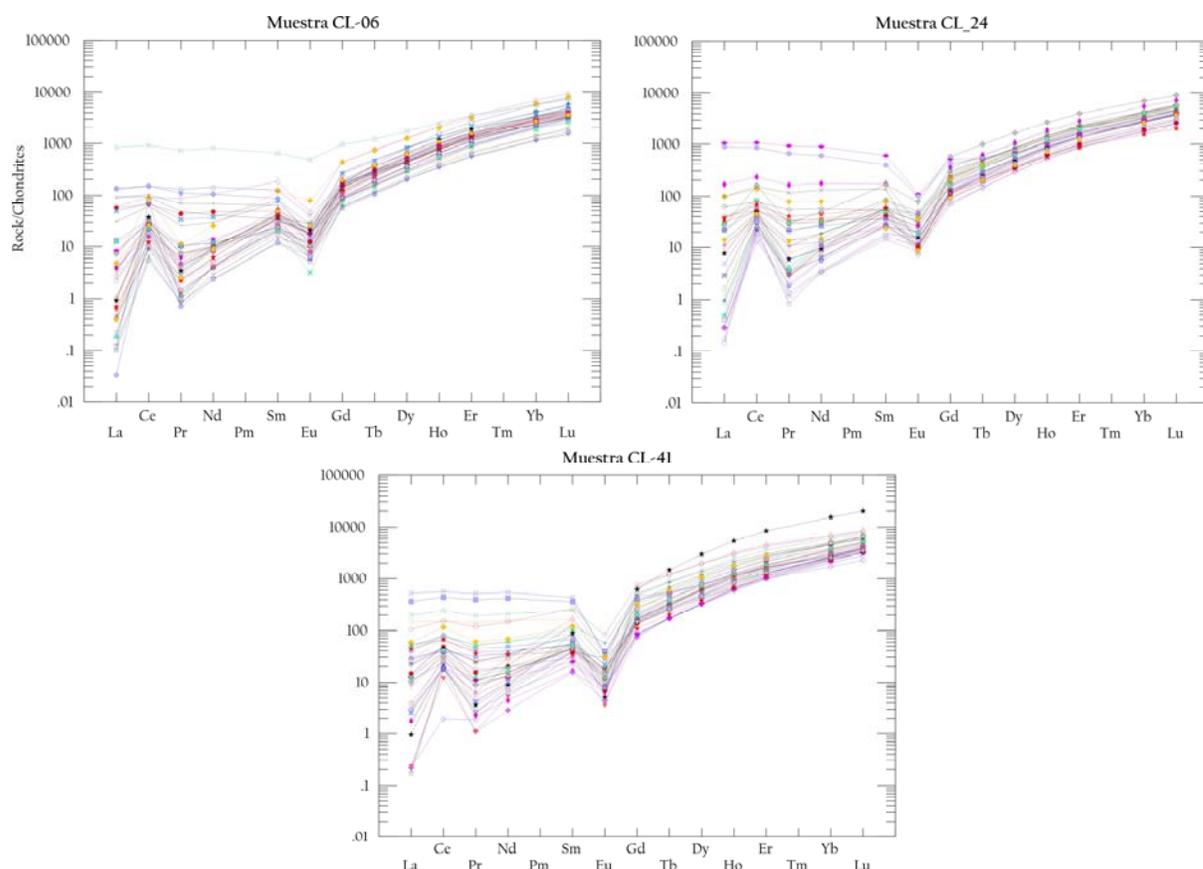


Figura 4. 6. Diagramas de lantánidos, normalizados a condrita (Sun y McDonough 1989), para circones separados de los depósitos de ceniza alterada de la Formación San Felipe en la localidad Cerro Labradores. A: Muestra CL-06, B: Muestra CL-24, C: Muestra CL-41.

La composición de elementos inmóviles en los circones es de utilidad para identificar el ambiente tectónico en el que fue generado el material original. En este trabajo se utilizaron los diagramas de discriminación propuestos por Grimes (2007), en donde se observa que los circones de la Formación San Felipe presentan relaciones de elementos inmóviles (inmóviles U/Yb (log) contra Hf (ppm) e Y con una afinidad a corteza continental (Figura 4.8).

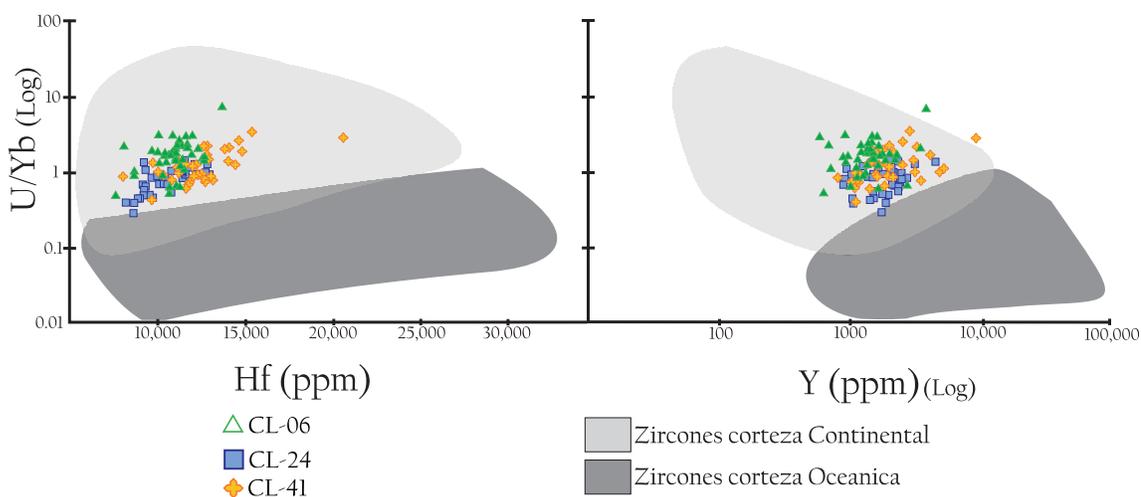


Figura 4. 7. Diagramas de discriminación utilizando las relaciones logarítmicas de elementos inmóviles U/Yb versus Hf (ppm) e Y (Grimes, 2007).

4.4 GEOCRONOLOGÍA U-Pb EN CIRCÓN

Una contribución importante del presente trabajo fue la determinación de edades U/Pb en circón de la Formación San Felipe para el perfil Cerro de Labradores, Galeana, N.L. El proceso se inició con la separación de circón ($ZrSiO_4$) en tres muestras del perfil levantado, que representan la base (CL-06), la parte media (CL-24) y el techo (CL-41) de la secuencia. La determinación de las relaciones isotópicas U/Pb se realizó por medio del método LA-ICP-MS.

De acuerdo a la metodología reportada de forma previa, la composición U y Th (en ppm), así como las relaciones isotópicas $^{206}Pb/^{238}U$ y $^{207}Pb/^{206}Pb$ corregidas, fueron determinadas en 40 especímenes de circón separados de la muestra CL-06, en 36 cristales de la muestra CL-24 y en 36 cristales derivados de la muestra CL-41 (Tablas 4.6-4.8).

La información isotópica fue utilizada para construir diagramas de tipo Tera-Wasserburg, que incluyen el promedio de los mejores ajustes de edad U-Pb para cada muestra (Figuras 4.8 - 4.10). De esta forma, la geocronología U-Pb en circón indica que el depósito de las tobas alteradas en la localidad Cerro Labradores puede acotarse a 83.7 ± 2.1 Ma ($n = 26$) en su base, a 75.8 ± 5.6 Ma ($n=23$) en su parte media y a 75.5 ± 7.9 Ma ($n = 21$) en su techo, intervalo de edad que queda incluido en el Campaniano-Santoniano.

Tabla 4. 5 Resultados de estudio geocronológico U-Pb en circones para la muestra CL-06 de la Formación San Felipe. Las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ($\pm 1\text{s}$), así como las edades U/Pb ($\pm 1\text{s}$) corresponden a valores corregidos.

Análisis	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Edad (Ma)
13_020	7512.17	6797.47	0.83	0.00962 ± 0.00022	0.05323 ± 0.00075	62 \pm 1
17_025	1250.99	300.09	0.22	0.01205 ± 0.00012	0.05267 ± 0.00149	77 \pm 1
10_016	1467.70	553.54	0.35	0.01215 ± 0.00013	0.04936 ± 0.00074	78 \pm 1
23_032	1119.09	598.21	0.49	0.01228 ± 0.00015	0.06099 ± 0.00171	79 \pm 1
40_052	737.46	304.34	0.38	0.01249 ± 0.00020	0.06066 ± 0.00280	80 \pm 1
7_013	927.31	490.77	0.49	0.01254 ± 0.00020	0.05970 ± 0.00361	80 \pm 1
14_021	792.10	252.23	0.29	0.01260 ± 0.00015	0.05502 ± 0.00099	81 \pm 1
31_042	1136.37	338.96	0.27	0.01260 ± 0.00014	0.05375 ± 0.00081	81 \pm 1
8_014	777.54	454.60	0.54	0.01272 ± 0.00019	0.05235 ± 0.00304	82 \pm 1
25_034	2009.34	2831.59	1.30	0.01283 ± 0.00015	0.05725 ± 0.00253	82 \pm 1
27_037	1105.02	183.54	0.15	0.01284 ± 0.00015	0.04761 ± 0.00180	82 \pm 1
35_046	583.93	322.25	0.51	0.01297 ± 0.00018	0.06129 ± 0.00376	83 \pm 1
15_022	774.56	358.64	0.43	0.01305 ± 0.00017	0.05180 ± 0.00333	84 \pm 1
2_007	1080.92	716.34	0.61	0.01317 ± 0.00021	0.05108 ± 0.00290	84 \pm 1
34_045	363.68	146.60	0.37	0.01312 ± 0.00016	0.05307 ± 0.00287	84 \pm 1
37_049	346.27	318.75	0.85	0.01319 ± 0.00021	0.07209 ± 0.00462	84 \pm 1
39_051	424.71	740.42	1.60	0.01309 ± 0.00024	0.05900 ± 0.00467	84 \pm 2
28_038	802.13	195.25	0.22	0.01324 ± 0.00015	0.05123 ± 0.00120	85 \pm 1
19_027	482.65	76.48	0.15	0.01326 ± 0.00015	0.05030 ± 0.00216	85 \pm 1
33_044	530.80	103.51	0.18	0.01328 ± 0.00016	0.04941 ± 0.00114	85 \pm 1
6_012	771.17	350.77	0.42	0.01327 ± 0.00018	0.05111 ± 0.00141	85 \pm 1
26_036	802.23	335.22	0.38	0.01336 ± 0.00015	0.04988 ± 0.00085	86 \pm 1
21_030	870.83	506.45	0.53	0.01342 ± 0.00016	0.04805 ± 0.00196	86 \pm 1
12_019	566.76	222.59	0.36	0.01348 ± 0.00017	0.04929 ± 0.00170	86 \pm 1
36_048	1039.57	234.40	0.21	0.01346 ± 0.00015	0.04926 ± 0.00089	86 \pm 1
38_050	327.77	125.89	0.35	0.01366 ± 0.00020	0.05445 ± 0.00440	87 \pm 1
22_031	565.23	168.95	0.27	0.01363 ± 0.00015	0.05011 ± 0.00110	87 \pm 1
30_040	764.65	351.46	0.42	0.01375 ± 0.00018	0.05972 ± 0.00186	88 \pm 1
29_039	629.79	215.30	0.31	0.01385 ± 0.00016	0.05174 ± 0.00158	89 \pm 1
4_009	468.41	155.29	0.30	0.01389 ± 0.00019	0.05130 ± 0.00133	89 \pm 1
1_006	819.37	290.07	0.33	0.01428 ± 0.00017	0.05486 ± 0.00137	91 \pm 1
9_015	980.10	474.65	0.45	0.01437 ± 0.00022	0.05017 ± 0.00182	92 \pm 1
3_008	431.91	156.98	0.33	0.01531 ± 0.00018	0.05337 ± 0.00117	98 \pm 1
16_024	958.39	298.83	0.29	0.01627 ± 0.00024	0.05008 ± 0.00090	104 \pm 2
11_018	586.32	281.67	0.44	0.03489 ± 0.00042	0.05113 ± 0.00066	221 \pm 3
32_043	94.30	47.70	0.47	0.04023 ± 0.00052	0.05269 ± 0.00153	254 \pm 3
5_010	263.49	177.61	0.62	0.08237 ± 0.00091	0.06341 ± 0.00101	510 \pm 5
18_026	776.14	145.46	0.17	0.12301 ± 0.00135	0.06464 ± 0.00071	748 \pm 8
24_033	232.47	87.63	0.35	0.14096 ± 0.00197	0.07393 ± 0.00104	850 \pm 11
20_028	196.28	122.88	0.58	0.20832 ± 0.00229	0.08425 ± 0.00101	1298 \pm 22

Tabla 4. 6 Resultados de estudio geocronológico U-Pb en circones para la muestra CL-24 de la Formación San Felipe. Las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ($\pm 1\text{s}$), así como las edades U/Pb ($\pm 1\text{s}$) corresponden a valores corregidos.

Análisis	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Edad (Ma)
5_012	1477.10	1678.23	1.06	0.01171 \pm 0.00013	0.05107 \pm 0.00102	75 \pm 1
7_015	882.45	564.77	0.60	0.01213 \pm 0.00016	0.05169 \pm 0.00201	78 \pm 1
11_020	233.34	180.56	0.72	0.01249 \pm 0.00017	0.05949 \pm 0.00470	80 \pm 1
1_008	192.88	133.92	0.65	0.01263 \pm 0.00018	0.05697 \pm 0.00326	81 \pm 1
10_018	575.23	482.66	0.79	0.01272 \pm 0.00020	0.05373 \pm 0.00107	81 \pm 1
25_036	527.60	225.13	0.40	0.01271 \pm 0.00016	0.04927 \pm 0.00277	81 \pm 1
9_017	482.32	205.53	0.40	0.01262 \pm 0.00021	0.04824 \pm 0.00116	81 \pm 1
14_023	1065.27	649.31	0.57	0.01273 \pm 0.00017	0.05320 \pm 0.00117	82 \pm 1
18_028	262.23	182.55	0.65	0.01275 \pm 0.00019	0.05605 \pm 0.00334	82 \pm 1
2_009	449.50	410.86	0.86	0.01279 \pm 0.00018	0.05199 \pm 0.00277	82 \pm 1
23_034	403.48	244.01	0.57	0.01282 \pm 0.00019	0.05213 \pm 0.00221	82 \pm 1
32_045	439.30	189.86	0.40	0.01280 \pm 0.00018	0.05745 \pm 0.00238	82 \pm 1
4_011	255.16	144.73	0.53	0.01281 \pm 0.00015	0.05189 \pm 0.00187	82 \pm 1
24_035	520.94	256.18	0.46	0.01288 \pm 0.00015	0.04895 \pm 0.00122	83 \pm 1
8_016	568.97	506.12	0.83	0.01290 \pm 0.00015	0.05239 \pm 0.00131	83 \pm 1
12_021	550.71	278.88	0.47	0.01294 \pm 0.00016	0.05137 \pm 0.00113	83 \pm 1
26_038	373.45	235.48	0.59	0.01302 \pm 0.00017	0.05719 \pm 0.00166	83 \pm 1
6_014	254.72	137.41	0.50	0.01298 \pm 0.00018	0.05410 \pm 0.00184	83 \pm 1
39_053	545.19	274.45	0.47	0.01304 \pm 0.00015	0.05319 \pm 0.00186	84 \pm 1
13_022	354.65	159.20	0.42	0.01307 \pm 0.00016	0.04928 \pm 0.00123	84 \pm 1
20_030	392.45	225.98	0.54	0.01310 \pm 0.00017	0.05015 \pm 0.00234	84 \pm 1
38_052	744.20	328.86	0.41	0.01305 \pm 0.00017	0.04806 \pm 0.00135	84 \pm 1
16_026	257.20	94.82	0.34	0.01325 \pm 0.00017	0.04971 \pm 0.00200	85 \pm 1
17_027	410.81	218.93	0.50	0.01326 \pm 0.00017	0.05288 \pm 0.00127	85 \pm 1
22_033	130.42	101.18	0.73	0.01323 \pm 0.0002	0.06124 \pm 0.00341	85 \pm 1
27_039	192.78	123.93	0.60	0.01323 \pm 0.00025	0.05712 \pm 0.00335	85 \pm 2
3_010	195.37	100.53	0.48	0.0133 \pm 0.0002	0.05134 \pm 0.00255	85 \pm 1
37_051	589.61	297.85	0.47	0.01330 \pm 0.00017	0.05107 \pm 0.00271	85 \pm 1
40_054	379.87	131.21	0.32	0.01326 \pm 0.00017	0.04977 \pm 0.00174	85 \pm 1
15_024	142.57	62.22	0.41	0.01339 \pm 0.0002	0.05180 \pm 0.00282	86 \pm 1
36_050	428.95	346.07	0.75	0.01335 \pm 0.00018	0.05238 \pm 0.00261	86 \pm 1
21_032	175.66	98.53	0.52	0.01357 \pm 0.00018	0.04835 \pm 0.00256	87 \pm 1
28_040	617.77	325.78	0.49	0.01354 \pm 0.00016	0.05065 \pm 0.00117	87 \pm 1
35_048	122.89	63.24	0.48	0.01360 \pm 0.00021	0.05312 \pm 0.00385	87 \pm 1
30_042	184.91	95.04	0.48	0.01375 \pm 0.00021	0.05052 \pm 0.00177	88 \pm 1
31_044	219.28	92.41	0.39	0.01501 \pm 0.00023	0.05417 \pm 0.00355	96 \pm 1

Tabla 4. 7 Resultados de estudio geocronológico U-Pb en circones para la muestra CL-41 de la Formación San Felipe. Las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ($\pm 1\text{s}$), así como las edades U/Pb ($\pm 1\text{s}$) corresponden a valores corregidos.

Análisis	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Edad (Ma)
10_018	2531.17	1104.01	0.41	0.01320 \pm 0.00016	0.04811 \pm 0.00189	85 \pm 1
11_020	1083.53	516.09	0.44	0.01331 \pm 0.00019	0.05203 \pm 0.00280	85 \pm 1
12_021	558.82	214.18	0.36	0.01368 \pm 0.00018	0.05032 \pm 0.00101	88 \pm 1
13_022	1015.58	519.15	0.48	0.01346 \pm 0.00015	0.03938 \pm 0.00102	86 \pm 1
14_023	1249.68	730.15	0.55	0.01310 \pm 0.00014	0.04868 \pm 0.00097	84 \pm 1
15_024	299.86	108.41	0.34	0.01341 \pm 0.00018	0.05253 \pm 0.00228	86 \pm 1
16_026	1043.19	826.91	0.74	0.01342 \pm 0.00019	0.05082 \pm 0.00205	86 \pm 1
17_027	1390.51	446.08	0.30	0.01284 \pm 0.00015	0.04894 \pm 0.00083	82 \pm 1
18_028	615.97	351.88	0.53	0.01320 \pm 0.00017	0.05336 \pm 0.00232	85 \pm 1
19_029	1613.07	919.79	0.53	0.01280 \pm 0.00014	0.04996 \pm 0.00080	82 \pm 1
2_009	559.39	297.24	0.50	0.01291 \pm 0.00015	0.04779 \pm 0.00161	83 \pm 1
21_032	6847.94	1324.61	0.18	0.01287 \pm 0.00015	0.04881 \pm 0.00128	83 \pm 1
22_033	112.13	41.85	0.35	0.01310 \pm 0.00023	0.05331 \pm 0.00406	84 \pm 1
26_038	367.71	117.44	0.30	0.01329 \pm 0.00018	0.05226 \pm 0.00168	85 \pm 1
27_039	539.83	240.76	0.42	0.01300 \pm 0.00021	0.05488 \pm 0.00213	83 \pm 1
28_040	482.23	236.75	0.46	0.01337 \pm 0.0002	0.05169 \pm 0.00225	86 \pm 1
29_041	694.02	333.85	0.45	0.01327 \pm 0.00015	0.05048 \pm 0.00116	85 \pm 1
3_010	851.28	669.11	0.73	0.01345 \pm 0.00016	0.05078 \pm 0.00091	86 \pm 1
30_042	331.15	195.09	0.55	0.01330 \pm 0.00017	0.04838 \pm 0.00198	85 \pm 1
31_044	926.88	345.16	0.35	0.01303 \pm 0.00019	0.05011 \pm 0.00112	83 \pm 1
32_045	238.32	101.29	0.40	0.01369 \pm 0.00019	0.05506 \pm 0.00182	88 \pm 1
33_046	509.40	190.21	0.35	0.01412 \pm 0.0002	0.04974 \pm 0.00217	90 \pm 1
34_047	464.14	224.67	0.45	0.01402 \pm 0.00015	0.05072 \pm 0.00122	90 \pm 1
35_048	333.30	153.21	0.43	0.01316 \pm 0.00017	0.04018 \pm 0.00141	84 \pm 1
36_050	283.71	105.86	0.35	0.01369 \pm 0.00016	0.04988 \pm 0.00185	88 \pm 1
37_051	1949.51	819.10	0.39	0.01245 \pm 0.00015	0.05016 \pm 0.00117	80 \pm 1
38_052	905.37	310.42	0.32	0.01340 \pm 0.00016	0.05107 \pm 0.00102	86 \pm 1
39_053	521.63	335.29	0.60	0.01395 \pm 0.00017	0.05263 \pm 0.00116	89 \pm 1
4_011	778.39	379.86	0.46	0.01323 \pm 0.00015	0.04870 \pm 0.00112	85 \pm 1
40_054	332.03	159.73	0.45	0.01387 \pm 0.00016	0.04975 \pm 0.00179	89 \pm 1
5_012	704.96	403.96	0.53	0.01322 \pm 0.00015	0.04984 \pm 0.00085	85 \pm 1
6_014	252.23	141.40	0.52	0.01319 \pm 0.00017	0.05011 \pm 0.00180	84 \pm 1
8_016	1615.80	858.71	0.50	0.01251 \pm 0.00015	0.04894 \pm 0.00136	80 \pm 1
9_017	525.47	262.18	0.47	0.01382 \pm 0.00018	0.05070 \pm 0.00117	88 \pm 1

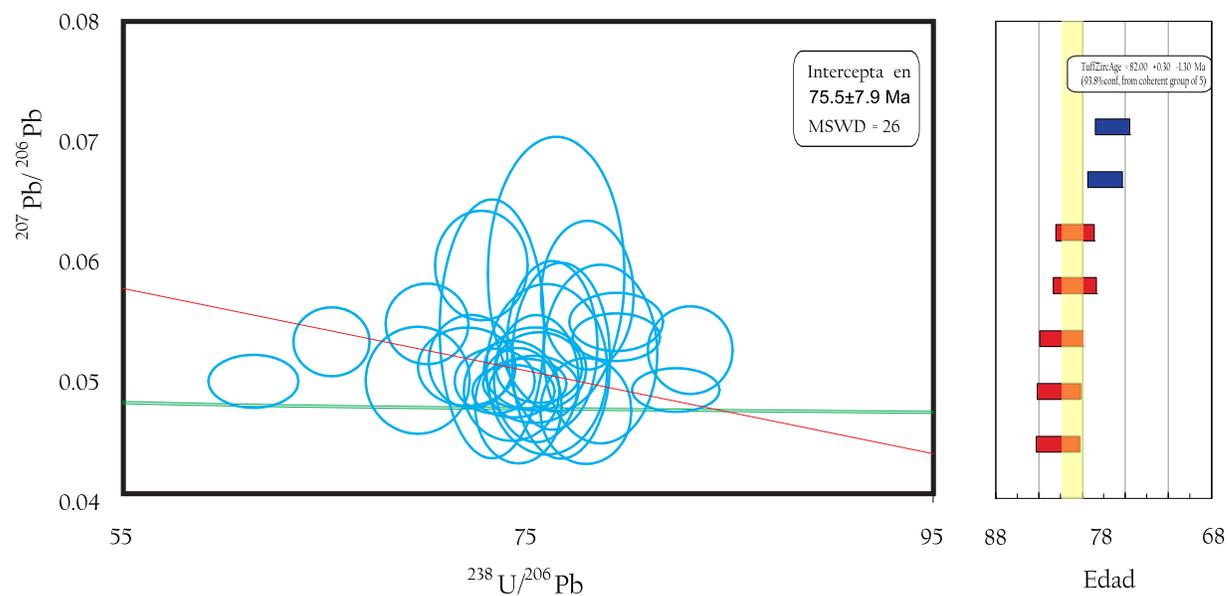


Figura 4. 8. Diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg para las cenizas alteradas de la muestra CI-06 representando la base de la Formación San Felipe, en la localidad de Cerro de Labradores, Galeana, NL.

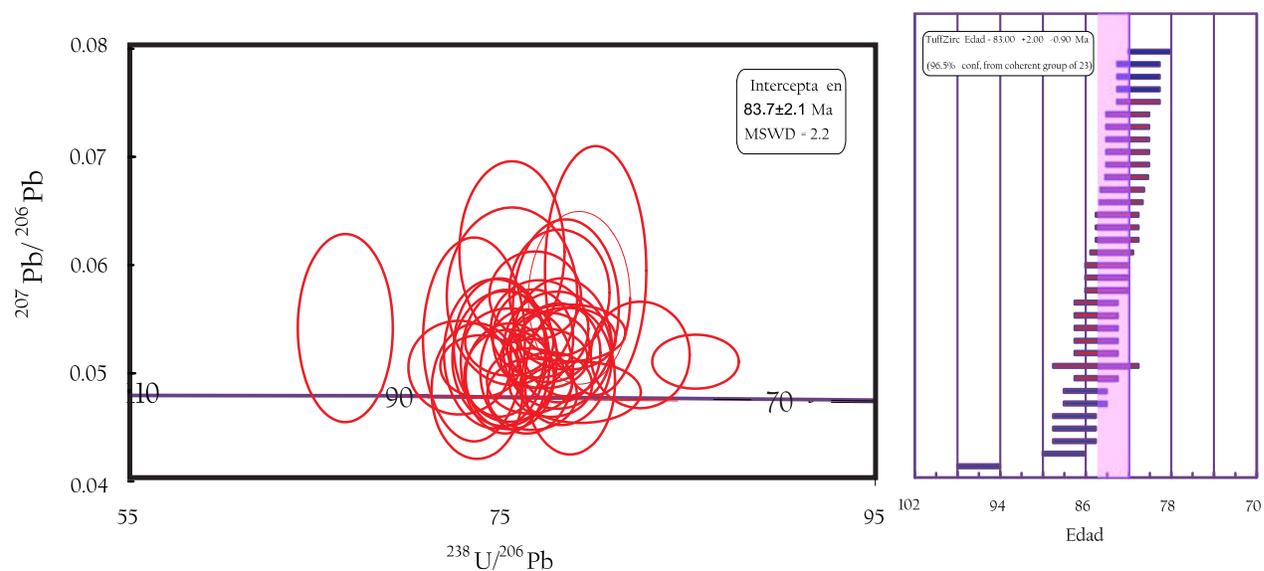


Figura 4. 9. Diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg para las cenizas alteradas de la muestra CI-24 representando la zona media de la Formación San Felipe, en la localidad de Cerro de Labradores, Galeana, NL.

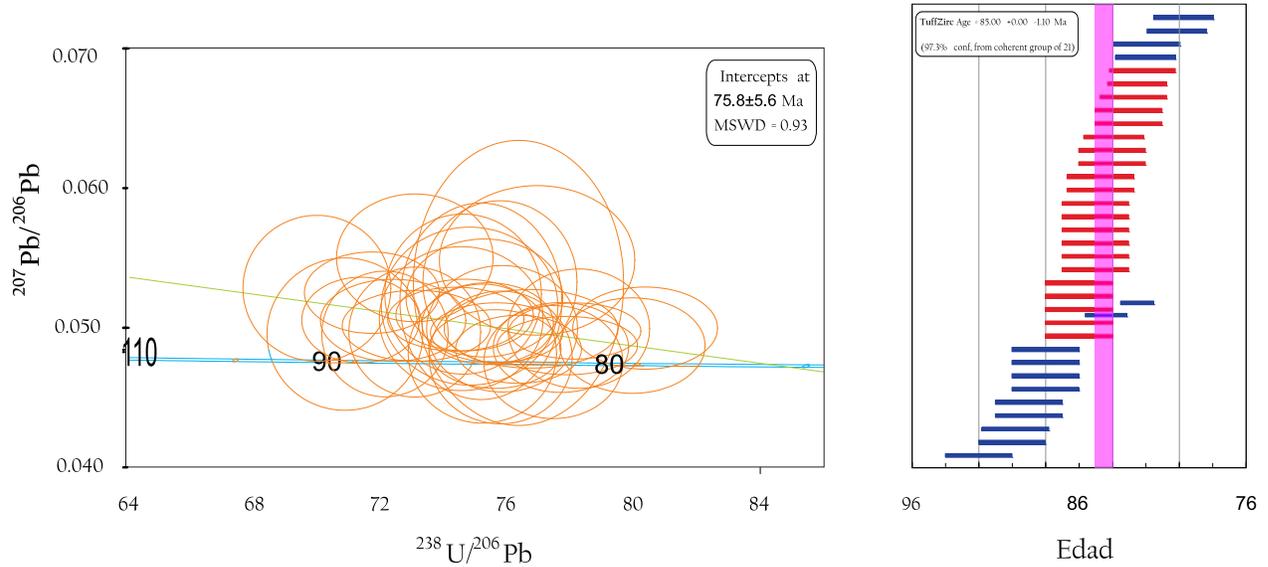


Figura 4. 10. Diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg para las cenizas alteradas de la muestra CI-41 representando la cima de la Formación San Felipe, en la localidad de Cerro de Labradores, Galeana, NL.

4.5 DISCUSIÓN

Discusión

El análisis sedimentológico, micropalontológico y petrográfico de las rocas carbonatadas interestratificadas rítmicamente con lutitas, areniscas, tobas y cretas de la Formación San Felipe, sugiere que fueron depositadas dentro de un sistema de plataforma mixta. Esta interpretación discrepa con la propuesta Siebert (1988) quien propone que la Formación San Felipe fue depositada dentro de sistemas de abanicos submarinos en donde los sedimentos fueron transportados por corrientes turbidíticas. Los modos detríticos (LmLvLs, Figura 3.9) de las rocas siliciclásticas, indica que las muestras fueron depositadas dentro de un ambiente de arco magmático. La abundancia de líticos volcánicos felsíticos y en menor porcentaje, líticos metamórficos y carbonatados marcan rocas fuentes de composición riolítica, dacnítica, metamórfica de bajo grado y sedimentaria reciclada. La petrografía de las tobas, permiten clasificarla como riodacita con tendencia a riolita, siendo diferente a la propuesta de varios autores (Böse y Cavins, 1927, Imlay, 1944, Seibertz, 1988, Becerra-González, 2006, Gómez-Alejandro y Martínez-Limas, 2008, Navarro-Gutiérrez, 2010) quienes las describen como bentonitas.

Los resultados geoquímicos de roca total, principalmente en elementos de tierras raras marcan un enriquecimiento en elementos ligeros con respecto a los pesados $[\text{La}/\text{Yb}]_N$, presentan una

anomalía negativa marcada de Eu, y un patrón recto en elementos de tierras raras pesadas, lo cual es una relación característica para rocas volcánicas félsicas. Diversos diagramas de elementos inmóviles comparables a las observadas presentan afinidad a ambientes de arco continental, como ya lo habían mencionado Becerra-González (2006), Gómez-Alejandro y Martínez-Limas (2008), Navarro-Gutiérrez (2010). El análisis geocronológico en circones detríticos de las tobas, sugieren que la edad del depósito varía de 75.5 a 83.7 Ma, siendo principalmente circones procedentes de un arco magmático de tipo continental, como lo marca el enriquecimiento de LREE, que son muy similares a los documentados por Vargas-Sosa (2011) dentro del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro, Zacatecas.

5 CONCLUSIONES

Por medio del análisis sedimentológico, icnofaunístico, microfacial del miembro inferior calcáreo y del análisis petrográfico de las areniscas del miembro superior de la Formación San Felipe, se concluye:

1. La unidad litológica se depositó durante el Coniaciano, como lo evidencia la presencia de foraminíferos: *Dicarinella concavata*, *Marginotruncana angusticarenata*, *Archeoglobigerina cretácea*.
2. El ambiente dentro del cual se depositó esta unidad presenta características de plataforma abierta o rampa siliciclástica, situada dentro de la microfacies estándar 9 de Wilson, como lo indican: i) la presencia de organismos texturalmente homogenizados por bioturbación y, ii) la co-existencia de foraminíferos plantónicos y bentónicos, que sugieren condiciones de aguas moderadamente someras con mezcla de organismos adaptables a diferentes ambientes.
3. Las icnofacies *Cruziana* y *Zoophycos* documentadas sitúan a la Formación San Felipe dentro de condiciones sublitorales a batiales, correspondientes con el cinturón de facies 7. El predominio de icnofósiles de *Cruziana* dentro de la Facies FWFB (*Asterosoma* sp., *Cruziana*, *Rhizocorallium* y *Arenocolites*), así como también la abundancia de icnofacies de *Zoophycos* dentro de la facies FWPFB (proximal; ii) 7b que muestra *Zoophycos*, *Spyrophyton*, *Arenocolites* en su expresión proximal y *Skolithos* sp. en su expresión distal), permitió dividir el FZ7 en proximal y distal.
4. Las estructuras sedimentarias presentes dentro de los estratos (laminaciones paralelas, rizaduras, laminaciones cruzadas, gradación normal) soportan la interpretación de una rampa siliciclástica o plataforma abierta, con características de prodelta profundo. Sin embargo, dentro de algunos estratos de tobas de ceniza, se presenta la Secuencia Bouma (Tb-d; Ta-d) de manera aislada. Esto puede interpretarse como el depósito de flujos hiperpicnales y mesopicnales (material piroclástico), que se comportaron como una corriente turbidítica de baja densidad.
5. Las areniscas de la Formación San Felipe se clasifican como arcosas feldespáticas y algunas muestras como subarcosas líticas, mostrando tres petrofacies características (volcanoclástica, sedimentoclástica y cuarzo-feldespática).
6. Las rocas fuente que dieron origen a la unidad litológica arenisca son: rocas volcánicas de composición: andesítica-riolítica, que pueden proceder del Arco de Nazas o del Terreno Guerrero; ii) rocas metamórficas de grado bajo-medio, posiblemente derivados del

Cratón de Coahuila Texas, en los Esquistos de Arramberri, o en el Complejo Novillo. Los escasos líticos sedimentarios sugieren la erosión de las unidades sedimentarias inferiores (antiguas) perteneciente a las formaciones Agua Nueva y Cuesta del Cura que posiblemente fueron exhumadas durante el evento Laramídico.

7. La petrografía del material siliciclástico, indica procedencia de orógenos reciclados (diagramas QFL), así como también de una zona de mezcla, con tendencias a reciclado transicional (diagramas QmFL). La alta influencia volcánica está comprobada por el diagrama LmLvLs, ya que las muestras de la Formación San Felipe caen en el campo de arco magmático.

Por otra parte, a partir de los resultados del análisis geoquímico y geocronológico de las tobas alteradas de la Formación San Felipe se concluye que:

8. El análisis multivariado tipo *cluster* de elementos inmóviles, aplicando técnicas de encadenamiento simple y completo, considerando distancias de tipo EUA clidiana y Manhattan, permitieron identificar cuatro posibles eventos volcánicos que generaron los 18 horizontes de tobas muestreados en el perfil tomado en Cerro de Labradores, Galeana, NL.
9. Las muestras exhiben relaciones de $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ típicas de riolita, riodacita, comendita-pantellerita, traquiandesita y traquita.
10. Los diagramas de lantánidos normalizados a condrita indican que las tobas alteradas se encuentran: (a) enriquecidas en elementos ligeros con respecto a los pesados $[La/Yb]_N$, (b) presentan una anomalía negativa marcada de Eu, y un patrón plano en pesados y (c) Características típicas para rocas volcánicas félsicas.
11. En el diagrama de lantánidos normalizado con Corteza Continental Superior, los datos se presentan muy uniformes y con tendencia a uno, lo que podría sugerir ciertas relaciones con la Corteza Continental Superior.
12. Diversos diagramas de procedencia indican que las tobas alteradas de la Formación San Felipe presentan relaciones de elementos inmóviles comparables a las observadas en rocas volcánicas félsicas (riodacita, riolita y comendita-pantellerita; por ejemplo, $Zr/Ti = 0.08-0.5$), con afinidad a ambientes de arco continental.
13. Se observa cierta tendencia de alteración de las cenizas, desde composiciones equivalentes a plagioclasa en dirección a la esmectita (CIA -70) e illita (CIA -80), que reflejan un incremento de Al_2O_3 y K_2O . Entre tanto, en la composición química de los

- óxidos mayores de los horizontes de ceniza alterada de la Formación San Felipe, se observa una preferencia de intemperismo característico de rocas félsicas.
14. Se propone que el origen de las cenizas alteradas está relacionado con la intensa actividad magmática (dominantemente félsica) que ocurrió en la costa W de Norteamérica y México durante el Cretácico tardío, y que está relacionada a la subducción de la placa Farallón. Específicamente, el origen de las cenizas podría estar relacionado a la actividad magmática que ocurrió en el área del CICO (Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro) en los límites de Nuevo León, Zacatecas y Coahuila, la cual es contemporánea al periodo de depósito de las cenizas.
 15. Una contribución importante del presente trabajo fue la separación de circón ($ZrSiO_4$) en tres muestras del perfil levantado en la localidad de Cerro de Labradores, Galeana, NL: (CL-06, base, CL-24 medio y CL-41 techo), con base en la geoquímica de tierras raras y elementos traza, en conjunto con la determinación de las relaciones isotópicas (U/Pb por el método LA-ICP-MS) y la evaluación de edades U/Pb de los especímenes separados se obtuvieron las siguientes conclusiones:
 16. Los patrones de lantánidos, normalizados a condrita, para los circones se caracterizan por: (a) un empobrecimiento en lantánidos ligeros con respecto a los pesados, (b) los diagramas presentan una marcada anomalía positiva de Ce y anomalías negativas de Pr y Eu y, (c) un patrón plano en lantánidos pesados. Es importante mencionar que este patrón de diagramas es típico en circones que derivan de rocas de origen ígneo félsico.
 17. La relación de elementos inmóviles (U/Yb (log) contra Hf (ppm) e Y) muestra una afinidad a Corteza Continental Superior, lo que refuerza las inferencias efectuadas a partir de la petrografía como de la geoquímica de roca total, para mostrar su origen vinculado con corteza continental superior.
 18. Finalmente, la geocronología U-Pb en zircón indica que el depósito de las tobas alteradas en la localidad Cerro Labradores puede acotarse a 83.7 ± 2.1 Ma (n = 26) en su base, a 75.8 ± 5.6 Ma (n=23) en su parte media y a 75.5 ± 7.9 Ma (n = 21) en su techo, intervalo de edad que queda incluido en el Campaniano-Santoniano.

REFERENCIAS

- Adatte, T., Stinnesbeck, W., and Remane, J., 1991, The Jurassic-Cretaceous boundary in northeastern Mexico, correlations with Europe by means of calpionellids and ammonites: Poitiers, France.
- Aguilera, P., and Garrido, A., 2001, Aplicaciones ambientales del análisis multivariable: Almería, España.
- Altaner, S.P., Hower, J., Whitney, G., and Aronson, J.L., 1984, Model for K-bentonite formation; evidence from zoned K-bentonites in the Disturbed Belt, Montana: *Geology*, v. 12, p. 412-415.
- Ángeles-Villedal, M.E., Hinojosa-Espinosa, J.J., López-Oliva, J.G., A., V.-G., and Livas-Vera, M., 2005, Estratigrafía y microfacies de la parte sur del Cañón La Boca, Santiago, Nuevo León, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 22, p. 272-281.
- Armstrong, R.L., Taubeneck, W.H., and Hales, P.O., 1977, Rb-Sr and K-Ar geochronometry of Mesozoic granitic rocks and their Sr isotopic composition, Oregon, Washington, Idaho: *Geological Society of America Bulletin* v. 88, p. 397-411.
- Arribas, J., Gómez-Gras, D., Rosell, J., and Tortosa, A., 1990, Estudio Comparativo Entre Las Areniscas Paleozoicas Y Triásicas De La Isla De Menorca: Evidencias De Procesos De Reciclado: *Revista de la Sociedad Geológica de España*, v. 3, p. 105-116.
- Barboza-Gudiño, J.R., Orozco-Esquivel, M.T., Gómez-Anguiano, M., and Zavala-Monsiváis, A., 2008, The Early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 25, p. 49-63.
- Barboza-Gudiño, Tristán-González, R., and M.; Torres-Hernández, J.R., 1998, The Late Triassic-Early Jurassic active continental margin of western North America in northeastern Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 37, p. 283-292.
- Barboza-Gudiño, J.R., and Torres-Hernández, J.R., 1999, Carta Geológico-Minera y Geoquímica Real de Catorce (F14-A24), escala 1:50,000, Consejo de Recursos Minerales, Secretaría de Comercio y Fomento Industrial (SECOFI), 1 mapa y reporte técnico.
- Barboza-Gudiño, J.R., Torres-Hernández, J.R., and Tristán-González, M., 1999, Tectonic Setting of pre-Oxfordian units from Central and north-eastern Mexico, *in* Bartolini, C., Wilson, J.L., and Lawton, T., eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*, Volume Special paper 340: Boulder, CO, Geological Society of America, p. 197-210.

- Bartolini, C.L., H., Cantú-Chapa, A., and Barboza-Gudiño, R., 2001, The Triassic Zacatecas Formation in Central Mexico: Paleotectonic, Paleogeographic, and Paleobiogeographic Implications. In *The Western Gulf of Mexico Basin*, in Bartolini, C., Buffler, R.T., and Cantú-Chapa, A., eds., *Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 75, p. 295-315.
- Bassett, K.N., and Busby, C.J., 2005, Tectonic setting of the Glance Conglomerate along the Sawmill Canyon fault zone, southern Arizona: A sequence analysis of an intra-arc strike-slip basin, In *The Mojave-Sonora megashear hypothesis*, in Anderson, T.H.N., J.A.; McKee, J.W.; and Steiner, M.B, ed., *Development, assessment, and alternatives: Boulder Colorado*, Geological Society of America Special Paper 393, p. 377-400.
- Basu, A., Young, S.W., Sutter, L.J., James, W.C., and Mack, G.H., 1975, Re-Evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 45, p. 873-882.
- Becerra González, C., 2006, *Estudio Geoquímico y Mineralógico de la Formación San Felipe, NE de México [Tesis de Licenciatura thesis]: Linares, Nuevo León, UANL.*
- Belcher, R.C., 1979, *Depositional environments, paleomagnetism, and tectonic significance of Huizachal Red Beds (Lower Mesozoic, northeastern Mexico) Texas University of Texas at Austin.*
- Berra, F., Galli, M.T., Reghellin, F., Torricelli, S., and Fantoni, R., 2009, Stratigraphic evolution of the Triassic-Jurassic succession in the Western Southern Alps (Italy): the record of the two-stage rifting on the distal passive margin of Adria: *Basin Research*, v. 21, p. 335-353.
- Bhatia, M.R., 1983, Plate tectonics and geochemical composition of sandstones: *Journal of Geology* v. 91, p. 611-627.
- Blanco-Piñón, A., Frey, E., Stinnesbeck, W., and López-Oliva, J.G., 2002, Late Cretaceous (Turonian) fish assemblage from Vallecillo, Northeastern México: *Neues Jahrsrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlung*, v. 225, p. 39-54.
- Blanco, A., 2003, *Peces fósiles de la formación Agua Nueva (Turoniano) en el Municipio de Vallecillo, Nuevo León, Noreste de México [Tesis Doctorado thesis]: Linares, N.L, UANL.*
- Blanco, A., Stinnesbeck, W., López-Oliva, J.G., Frey, E., Adatte, T., and González, A.H., 2001, Vallecillo, Nuevo León; un nuevo yacimiento fosilífero del Cretácico tardío en el Noreste de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* v. 18, p. 186-199.

- Blatt, H., and Christie, J.M., 1963, Udalatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 33, p. 559-579.
- Bonet, F., and Excursión del XX Congreso Geológico Internacional 14, -. 1956, Itinerario de la ruta Ciudad Victoria, Tamps. - Tamiun, San Luis Potosí, En: Maldonado-Koerdell, M. (Ed.): *Estratigrafía del Cenozoico y del Mesozoico a lo largo de la carretera entre Reynosa, Tamps. y México, D.F. Tectónica de la Sierra Madre Oriental. Vulcanismo en el Valle de México.*
- Böse, E., and Cavins, O.A., 1927, The Cretaceous and Tertiary of Southern Texas and Northern Mexico: *University of Texas at Austin Bulletin* v. 2748, p. 1-142.
- Bose, S., and Mitra, S., 2009, Deformation along oblique and lateral ramps in listric normal faults: Insights from experimental models: *AAPG Bulletin*, v. 93, p. 431-451.
- Brotzen, F., 1934, Foraminiferen aus dem Senon Paläetinas:: *Zeitschrift des Deutschen Vereins zur Erforschung Palästinas*, v. 57, p. 28-72.
- Cadrin, A.A.J., Kyser, T.K., Caldwell, W.G.E., and Longstaffe, F.J., 1995, Isotopic and chemical compositions of bentonites as paleoenvironmental indicators of the Cretaceous Western Interior Seaway: *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* v. 119, p. 301-320.
- Campa, M.F.C.-P.C.f.E.a.M.R., Houston, Tx, p. . 1983, The Mexican Thrust Belt: En: Howell, D.G. (Ed.), *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region*, p. 299-313.
- Campa, U.M.F., and Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040-1051.
- Carrillo, B.J., 1961, Geología del Anticlinorio Huizachal Peregrina al noroeste de Ciudad Victoria, Tamps: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 13, p. 1-98.
- Cas, R.A.F., and Wright, J.V., 1987, *Volcanic Successions: Modern and Ancient*: London, Allen and Unwin.
- , 1996, *Volcanic sucessions: modern and ancient*: London, 528 p.
- Castrejón-González, I., and Ocampo-Díaz, Y.Z.E., 2003, Vergencias opuestas de estructuras menores en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano; sectores de Monterrey, Plataforma Guerrero-Morelos y Sierra de Chiapas, Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Volume 23: Puerto Vallarta, Jal, p. III.
- Collins, J.G., 1997, Characteristic and origin of the Cedar Hill bentonite bed, lower austin chalk, dallas country vicinity [M.Sc. thesis thesis].

- Coney, P.J., and Evenchick, C.A., 1994, Consolidation of the American Cordilleras: : Journal of South American Earth Sciences, v. 7, p. 241-262.
- Costa, A., Macedonio, G., and Folch, A., 2006, A three-dimensional Eulerian model for transport and deposition of volcanic ashes: Earth and Planetary Science Letters, v. 241, p. 634-647.
- Critelli, S., and Nilsen, T.H., 2000, Provenance and stratigraphy of the Eocene Tejon Formation, Western Tehachapi Mountains, San Emigdio Mountains, and southern San Joaquin Basin, California: Sedimentary Geology, v. 136 p. 7-27.
- Crowley, S.S., Stanton, R.W., and Ryer, T.A., 1989, The effects of volcanic ash on the maceral and chemical composition of the C coal bed, Emery Coal Field, Utah: Organic Geochemistry, v. 14, p. 315-331.
- Cushman, J.A., 1927, Some characteristic Mexican fossil foraminifera: Journal Paleontology, v. 1, p. 147-172.
- Charleston, S., 1981, A summary of the structural geology and tectonics of the State of Coahuila, Mexico, in Schmidt, C.I., and Katz, S.B., eds., Lower cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico: Texas, West Texas Geological Society Field Trip Guidebook, p. 81-74.
- Chávez-Cabello, G., Cossío-Torres, T., Peterson-Rodríguez, R.H., 2004, Change of the maximum principal stress during the Laramide Orogeny in the Monterrey salient, northeast México, En: Sussman, A.J., Weil, A.B. (Eds.), Orogenic Curvature: Integrating Paleomagnetic and Structural Analyses: Geological Society of America v. 383, p. 145-159.
- Christidis, G.E., 1998, Comparative study of the mobility of major and trace elements during alteration of an andesite and a rhyolite to bentonite, in the islands of Milos and Kimolos, Aegean, Greece: Clays and Clay Minerals v. 49, p. 204-215.
- Christidis, G.E., and Huff, W.D., 2009, Geological aspects and genesis of bentonites: Elements v. 5, p. 93-98.
- D'Orbigny, A., 1840, Mémoires sur les Foraminifères de la craie Blanche du Bassin de Paris: Mémoires de la Société Géologique de France, v. 4 p. 1-51.
- Dana, J.D., 1986, Manual of Geology: New York, N.Y., American Book.
- , 1987, Manual of Geology: New York, N.Y. .
- De Cserna, Z., 1956, Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey, Congreso Geológico Internacional, Monografía, p. 1-60
- Dean, W.E., and Arthur, M.A., 1998, Geochemical expression of cyclicity in Cretaceous pelagic limestone sequences: Niobrara Formation, Western Interior Seaway, in Dean, W.E.,

- Arthur, M.A., ed., Stratigraphy and Paleoenvironments of the Cretaceous Western Interior Seaway in USA
Volume 6, p. 227-255.
- DeCelles, P.G., 2004, Late Jurassic to Eocene evolution of the Cordilleran thrust belt and foreland basin system, western U.S.A: *American Journal of Science*, v. 304, p. 105-168.
- Dewey, J.F., and Bird, J.M., 1970, Mountain belts and the new global tectonics: *Journal of Geophysical Research*, v. 75, p. 2625-2647.
- Díaz-González, T., 1951, Sección Geológica a través de la Sierra Madre Oriental de México, entre Linares y Galeana, N. L.: Rep. Priv. PEMEX, v. 358, p. (No Pub.).
- Dickin, A.P., 1997, Radiogenic isotope geology: Cambridge University Press, p. 490
- Dickinson, W.R., 1970a, Interpreting detrital modes of graywacke and arkose: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 40, p. 695-707.
- , 1970b, Relations of andesites, granites, and derivative sandstones to arc-trench tectonics: *Reviews of Geophysics and Space Physics*, v. 8, p. 813-860.
- , 1985, interpreting provenance relations for detrital modes of sandstones, in Zuffa, G.G., ed., *Provenance of arenites*, p. 333-361.
- , 2004, Evolution of the North American Cordillera: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 32, p. 13-44.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjaves, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., and Ryberg, P.T., 1983, Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 222-235.
- Dickinson, W.R., Klute, M., Hayess, M.J., Janecke, S.U., Ludin, E.R., McKittrick, M.A., and Olivares, M.D., 1988, Paleographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basin in the central Rocky Mountain region: *Geol. Soc. Am. Bull.* , v. 100, p. 1023-1039.
- Dickinson, W.R., and Suczek, C.A., 1979, Plate tectonics and sandstone compositions: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 63, p. 2164-2182.
- Dowe, D.S., 2004, Deformational history of the Granjeno Schist near Ciudad Victoria, Mexico: Ohio, USA, Ohio University.
- Dumble, E.T., 1911, Tertiary deposits of northeastern Mexico: *Science*, v. 232-234.

- Dunham, R.J., . 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, *in* Ham, W.E., ed., Classification of carbonate rocks, Volume 1, A symposium, American Association of Petroleum Geologist Memories, p. 108-171.
- Echánove, E.O., 1976, Geología del Paleoceno-Eoceno, Cuenca de Burgos, Symposium de Geología del Subsuelo, Volume III, Zona Noreste, PEMEX, Reynosa, p. 254-271.
- Eguiluz de Antuñano, S., 2011, Secuencias estratigráficas del Berriasiano-Aptiano en la Cuenca de Sabinas: su significado en el entendimiento de la evolución geológica del noreste mexicano Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana: Sociedad Geológica Mexicana, v. 63, p. 285-311.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda, G.M., and Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. III, p. 1-26.
- Elder, W.P., 1988, Geometry of Upper Cretaceous bentonite beds: Implications about volcanic source areas and paleowind patterns, Western Interior United States: *Geology* v. 16, p. 835-838.
- Enos, P., 1974, Reefs, Platforms, and Basins of Middle Cretaceous in Northern México: American Association of Petroleum Geologist Bulletin, v. 5, p. 800-809.
- Fatovsky, D.E., Hermes, O.D., Strater, N.H., Bowring, S.A., Clark, J.M., Montellano, M., and Hernández, R., 2005, Pre-Late Jurassic, fossil-bearing volcanic and sedimentary red beds of Huizachal Canyon, Tamaulipas, Mexico. In: The Mojave-Sonora megashear hypothesis, *in* Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., and Steiner, M.B., eds., Development, assessment, and alternatives Volume Special Paper 393: Colorado, Geological Society of America Boulder, p. 401-426.
- Fisher, R.V., and Schminke, H.U., 1984, Pyroclastic rocks: New York, Springer-Verlag.
- Flügel, E., 2004, Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, . 976 p.
- Folk, R.L., 1959, Practical classification of limestones: American Association of Petroleum Geologist Bulletin, v. 43, p. 1-38.
- , 1962, Spectral subdivision of limestone types, *in* Ham, W.E., ed., A symposium, American Association of Petroleum Geologist Memories, Volume 1, p. 62-84.
- Foreman, B.Z., Rogers, R.R., Deino, A.L., Wirth, K.R., and 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*, v. 29, p. 373-385.

- Forsman, N.F., 1984, Durability and alteration of some Cretaceous and Paleocene pyroclastic glasses in North Dakota: *Journal of Non-Crystalline Solids*, v. 67, p. 449-461.
- Fortunato, K.S., and Ward, W.C., 1987, Upper Jurassic- Lower Cretaceous fan-delta complex: La Casita Formation of the Saltillo area, Coahuila, Mexico: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, v. 32, p. 473-482.
- Friedman, G.M., 1971, Staining, in Carver, R.E., ed., *Procedures in Sedimentary Petrology*, Wiley-Interscience, p. 511-530.
- Gale, A.S., Voigt, S., Sageman, B.B., and Kennedy, W.J., 2008, Eustatic sea-level record for the Cenomanian (Late Cretaceous)-Extension to the Western Interior Basin, USA *Geology* v. 36, p. 859 - 862.
- Gandolfi, R., 1942, Micropaleontologiche e Ricerche sulla stratigrafiche Scaglia e sul flysch Cretacici dei dintorni di Balerna (Cantón Ticino): *Rivista Italiana di Paleontologia*, p. 1-160.
- Garzanti, E., G., V., Ando, S., France-Lanord, C., Singh, S.K., and Foster, G., 2004a, Sediment composition and focused erosion in collision orogens: the Brahmaputra case: *Earth Planet. Sci. Lett.* , v. 220, p. 157-174.
- Garzanti, E., Vezolli, G., Lombardo, B., S., A., Mauri, E., Monguzzi, S., and Russo, M., 2004b, Collision-orogen provenance (western and central Alps): detrital signatures and unroofing trends: *J. Geol.*, v. 112, p. 145-164.
- Garzanti, E., and Vezolli, G.A., 2003, Classification Of Metamorphic Grains In Sands Based On Their Composition And Grade: *Journal Of Sedimentary Research*, v. 73, p. 830-837.
- Gill, J.R., and Cobban, W.A., 1973, Stratigraphy and geologic history of the Montana Group, and equivalent rocks, Montana, Wyoming, and North and South Dakota: U.S: *Geological Survey Professional Paper*, v. 776, p. 37.
- Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, En: Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Geological Society of America Special Paper* v. 340, p. 1-58.
- Gómez-Alejandro, A.G., and 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 [Tesis de Licenciatura thesis]: NL, UANL.
- González-García, R., 1976, Bosquejo geológico de la zona noreste, *Simposium de Geología del Subsuelo*, Volume III: Zona Noreste, PEMEX, Reynosa, p. 5-30.

- Götte, M., 1988, Estudio geológico y estructural de Galeana N. L. (México) y sus alrededores, Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Volume 3: Linares, México, Universidad Autónoma de Nuevo León, p. 61-87.
- Götte, M., and Michalzik, D., 1992, Stratigraphic relations and facies sequences of an Upper Jurassic evaporitic ramp in the Sierra Madre Oriental (Mexico): Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, p. 1445-1466.
- Grajales-Nishimura, J.M., Terrell, J.D., and Damon, P.E., 1992, Evidencias de la prolongación del arco cordillerano del Triásico Tardío-Jurásico en Chihuahua, Durango y Coahuila: Boletín de la asociación Mexicana de AMPG, v. XLII, Nos 2, p. 1-18.
- Grim, R.E., and Guven, N., 1978, Bentonites: geology, mineralogy, properties, and uses: Developments in Sedimentology v. 24, p. 1-256.
- Grimes, C.B., John, B.E., Kelemen, P.B., Mazdab, F.K., Wooden, J.L., Cheadle, M.J., Hanghøj, K., and Schwartz, J.J., 2007, Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance: *Geology*, v. 35, p. 643-646.
- Guilluly, J., 1965, Volcanism, tectonism, and plutonism in the western United States: Geological Society of America Special Paper, v. 80, p. 76.
- Guisande González, C., Barreiro Felpeto, A., Maneiro Estraviz, I., Riveiro Alarcón, I., Vergara Castaño, A., and Vaamonde Liste, A., 2006, Tratamiento de datos: Madrid, España, Ediciones Díaz de Santos, 323 p.
- Gutiérrez, R., González, A., Torres, F., and .., G.J.A., 1994, Técnicas de análisis de datos multivariados: Tratamiento computacional: Granada, España., Universidad de Granada, p. Reporte Interno
- Guzmán, E.J., and Z., D.C., 1963, Tectonic History of Mexico, Backbone of the Americas a Symposium, Memory, 2, p. 113-128.
- Haenggi, W.T., and Muehlberger, W.R., 2005, Chihuahua trough eA Jurassic pullapart basin, in Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., and Steiner, M.B., eds., The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives, Volume Special Paper 393, Geological Society of America
- Hallam, A., 1977, Secular changes in marine inundation of USSR and North America through the Phanerozoic: *Nature* v. 269, p. 769-772.
- Hancock, J.M., and Kauffman, E.G., 1979, The great transgressions of the Late Cretaceous: *Journal of the Geological Society of London*, v. 136, p. 175-186.

- Harris, N.B.W., Pearce, J.A., and Tindle, A.G., 1986, Geochemical characteristics of collision zone magmatism, in Coward, M.P., and Reis, A.C., eds., *Collision Tectonics*: Oxford, Blackwell Scientific, Volume 19, Geological Society Special Publication p. 67-81.
- Heim, A., 1926, Notes on the jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental): *Eclogae Geol. Helvetiae*, v. 20, p. 84-87.
- , 1940, The front Ranges of Sierra Madre Oriental, from Ciudad Victoria to Tamazunchale: *Eclogae Geol. Helvetiae*, v. 33, p. 313-352.
- Hennings, P.H., 1994, Structural transect of the southern Chihuahua Fold Belt between Ojinaga and Aldama, Chihuahua, Mexico: *Tectonics* v. 13, p. 1445-1460.
- Hicks, J.F., Obradovich, J.D., and Tauxe, L., 1995, A new calibration point for the Late Cretaceous time scale: the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotopic age of the C33r/C33n geomagnetic reversal from the Judith River Formation (Upper Cretaceous), Elk Basin, Wyoming, USA: *Journal of Geology*, v. 103, p. 243-256.
- Hoskin, P.W.O., and Schaltegger, U., 2003, The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: *Zircon*, in Hanchar, J.M., and Hoskin, P.W.O., eds., *Reviews in Mineralogy and Geochemistry Volume 53*: Washington, Mineralogical Society of America y Geochemical Society.
- Huang, T.C., 1980, A volcanic sedimentation model: implications of processes and responses of deep-sea ashes: *Marine Geology*, v. 38, p. 103-122.
- 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*, v. 60, p. 87-176.
- Humphrey, W.E., and Diaz, T., 1956, Correlation of the mesozoic strata of northeast México: *GCAGS, Trans* 6, p. 32-34.
- Humphrey, W.E., and Díaz, T., 1954, Reconnaissance geology and road log of the Monterrey-Salttillo-Monclova highway field trip guidebook: *South Texas Geological Society*, p. 1-35.
- Hussein, M.T., 2004, Hydrochemical evaluation of groundwater in the Blue Nile Basin, eastern Sudan, using conventional and multivariate techniques: *Hydrology Journal*, v. 12, p. 144-158.
- Imlay, R.W., 1936a, Geology of the western part of the Sierra de Parras, Coahuila: *Geology Society of America Bulletin*, v. 47, p. 1091-1152.
- , 1936b, Geology of the western part of the Sierra de Parras, Coahuila: *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 47, p. 1091-1152.

- , 1937, Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, México: Geology Society of America Bulletin, v. 48, p. 587 - 630.
- , 1938, Studies of the Mexican geosyncline: Geology Society of America Bulletin, v. 49, p. 51-94.
- , 1944, Cretaceous Formations of Central America and Mexico: American Association of Petroleum Geologist Bulletin, v. 28, p. 1077-1195.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D., and Sares, S.W., 1984, The effect of grain size on detrital modes: a test of Gazzi-Dickinson point-counting method: Journal of Sedimentary Petrology, v. 54, p. 0103-0116.
- Ingersoll, R.V., and Suczek, C.A., 1979, Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP sites 211 and 218: Journal of Sedimentary Research, v. 49, p. 1217 - 1228.
- Jones, N.W., Mckee, J.W., Anderson, T.H., and Silver, L.T., 1995, Jurassic volcanic rocks in northeastern Mexico, in Jackes-Ayala, C., Gonzáles-León, C.M., and Roldán-Quintanilla, J., eds., A possible remman of a Cordillera magmatic arc. In Stuidies on the Mesozoic of Sonora and adjacent Area: Boulder, Colorado Geological Society of America Special Paper 301, p. 179-190.
- Jordan, R.R., and Adams, J.K., 1962, Early Tertiary bentonite from the subsurface of central Delaware: geological Society of America Bulletin, v. 73 p. 395-398.
- Jordan, T.E., and Allmendinger, R.W., 1986, The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Laramide deformation: American Journal of Science, v. 286, p. 737-764.
- Kauffman, E.G., 1977, Geological and biological overview; Western Interior Cretaceous Basin: Mountain Geologist, v. 14, p. 75-99.
- , 1984, Paleogeography and evolutionary response dynamicin the Cretaceous Western Interior seaway of North America., in G.E.G., W., ed., Jurassic- Cretaceous Biochronology and Paleogeography of North America, Volume 27, Geological Association of Canada, Special Paper p. 273-306.
- Kauffman, E.G., and Caldwell, W.G.E., 1993, The Western Interior Basin in space and time, in Caldwell, W.G.E., and Kauffman, E.G., eds., Evolution of the Western Interior Basin, Volume 39, Geological Association of Canada, Special Paper p. 1-30.
- Keppie, J.D., 2004, Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 Billion Year Odyssey: International Geology Review, v. 46, p. 765-794.

- Knight, W.C., 1898, Bentonite: *Engineering Mineralogy Journal*, v. 66, p. 491.
- Krystinik, L.F., and De Jarnett, B.B., 2000, Sequence Stratigraphic Variability in Foreland Basins: An Example from the Cretaceous Western Interior Seaway of North America, AAPG
- Lawton, T.F., Bradford, I.A., Vega, F.J., Gehrels, G.E., and Amato, J.M., 2009, Provenance of Upper Cretaceous-Paleogene sandstones in the foreland basin system of the Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico, and its bearing on fluvial dispersal systems of the Sierra Madre Oriental of the Mexican Laramide Province: *Geological Society of America Bulletin*, v. 121, p. 820-836.
- Lehmann, C., Osleger, D.A., Montañez, I.P., Sliter, W., Arnaud-Vanneau, A., and Banner, J., 1999, Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, p. 1010-1029.
- Lerbekmo, J.F., 2002, The Dorothy bentonite: an extraordinary case of secondary thickening in a Late Campanian volcanic ashin central Alberta: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 39, p. 1745-1754.
- Longoria, J.F., 1984, Stratigraphy studies in the Jurassic of Northeastern Mexico: Evidence of the origin of the Sabinas basin, *in* Ventres, W.P.S., Bebout, D.G., Perkins, B.F., and Moore, C.H., eds., *The Jurassic of the Gulf Coast section*, Proceedings of the Third Annual Research Conference, p. 171-193
- López-Ramos, E., 1982, *Geología de México; Provincia VI Noreste de México*: México, D.F, p.244-290
- Lozano-Santa Cruz, R., Verma, S.P., Girón, P., Velasco, F., Morán, D., Viera, F., and Chávez, G., 1995, Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas, *INAGEQ, Volume 1*, p. 203-208.
- Ludwig, K.L., . 2008, *A Geochronological toolkit for microsoft excel: berkeley geochronology center special publication*, v. 4, p. 77.
- Mackenzie, N.S., and Guilford, C., 1996, *Atlas de petrografía: minerales formadores de rocas en lámina delgada*, Masson, S.A.
- Mackenzie, W.S., Donaldson, C.H., and Guilford, C., 1996, *Atlas de rocas ígneas y sus texturas*, Masson, S.A.
- Márquez, B.B., 1970, *Geología de la Sierra de San Carlos y Cruillas [Tesis de Licenciatura thesis]*, UANL.
- Marret, R., and Aranda-García, M., 1999, Structure and kinematic development of the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, Mexico. *En: Stratigraphy and structure of the Jurassic*

- and Cretaceous platform and basin system of the Sierra Madre Oriental: Geological Society of America; American Association of Petroleum Geology.
- Marsaglia, K.M., 1989, Petrography, provenance, and diagenesis of arc-related sands and sandstones recovered by the Deep Sea Drilling Project on circum-Pacific, Mediterranean and Caribbean legs: United States -California, University of California, Los Angeles.
- , 1991, Provenance of sand and sandstone from a rifted continental arc Gulf of California, Mexico, *in* R., F., and G.A., S., eds., *Sedimentation in Volcanic Settings*, Volume 45: Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, p. 237-248.
- Marsaglia, K.M., Ingersoll, R.V., and Pecker, B.M., 1992, Tectonic evolution of the Japanese islands as reflected in modal compositions of Cenozoic forearc and backarc sand and sandstone: *Tectonics*, v. 11, p. 1028-1044.
- Marsaglia, K.M., and Tazaki, K., 1992, Diagenetic trends in ODP Leg 126 sandstones, *in* B., T., and K., F., eds., *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific results*, Volume 126, College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 125-138.
- Martínez-Limas, N.A., and Gómez-Alejandro, A.G., 2009, Formación San Felipe: Caracterización Mineralógica y Geoquímica de Rocas Clásticas en la Parte Norte de la Sierra Madre Oriental, NE de México [Tesis de Licenciatura thesis]: Linares, NL, UANL.
- Martínez-Paco, M., Santana-Salas, L.A., Gutiérrez-Alejandro, A.G., and Ocampo-Díaz, Y.Z.E., 2012, Sedimentología y procedencia de la Formación San Felipe (Coniaciano Superior), Sierra Madre Oriental, Noreste de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. Sometido, p. (en revisión).
- McFarland, E., and S.W., S., 1977, Petroleum exploration potential of Lower Cretaceous sediments, U.S. Gulf Coas, Texas Exxon Production Research Company Report (unpublished), 56 p.
- McGookey, D., Haun, J.D., Hale, L.A., Goodell, H.G., McCubbin, D.G., Weimer, R.J., and Wulf, G.R., 1972, Cretaceous System, *in* *Geologic atlas of the Rocky Mountain region*: Denver, Colorado, Rocky Mountain: Association of Geologist p. 190-228.
- McKee, J.W., Jones, N.W., and Long, E.L., 1990, Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos Fault, central Coahuila, Mexico: *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 102, p. 593-614.
- McLennan, S.M., and Murray, R.W., 1999, Geochemistry of sediment, *in* Marshall, C.P., and R.W., F., eds., *Encyclopedia of Geochemistry*, Kluwer Academic Publishers, p. 282-292.

- Meiburg, p., Chapa-Guerrero, J.R., Grotehusmann, I., Kustusch, T., Lentzy, P., de León-Gómez, H., and Mansilla-Teran, M.A., 1987, El basamento Precretácico de Arramberri, estructura clave para comprender el decollement de la cubierta Jurásica / cretácica de la Sierra Madre Oriental, México: Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL., Linares, v. 2, p. 15-22.
- Michalzik, D., 1986, Stratigraphy and Paleogeographic of the Northeast Sierra Madre Oriental, Mexico (Triassic - Lowermost Cretaceous. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie): Geology Paleontology, v. 1, p. 11-19.
- , 1988, Trias bis tiefste Unter-Kreide der nordöstlichen Sierra Madre Oriental, Mexiko - Fazielle Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes - Tesis Doctoral Alemania, Universidad Técnica de Darmstadt.
- , 1991, Facies sequence of Triassic-Jurassic red beds in the Sierra Madre Oriental (NE Mexico) and its relations to the early opening of the Gulf of Mexico: Sedimentary Geology, v. 71, p. 243-259.
- Michalzik, D., and Schumann, D., 1994, Lithofacies relations and palaeology of a Late Jurassic to Early Cretaceous fan delta to shelf depositional system in the Sierra Madre Oriental of north-east Mexico: Sedimentology, v. 41, p. 463-477.
- Mixon, R.B., 1963, The Jurassic Formations of the Ciudad Victoria Region Tamaulipas Mex, Louisiana State University.
- Mixon, R.B., Murray, G.E., and Díaz, T., 1959, Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), state of Tamaulipas, Mexico.: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 43, p. 757-771.
- Monger, J.W.H., and Price, R.A., 1979, Geodynamic evolution of the Canadian Cordillera—progress and problems: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 770-791.
- Muir, J.M., 1936, Geology of the Tampico Region Mexico, American Association of Petroleum Geologists Bulletin: Tulsa, Oklahoma, p. 280
- Murillo-Muñetón, G., and Dorobek, S.L., 2003, Controls on the Evolution of Carbonate Mud Mounds in the Lower Cretaceous Cupido Formation, Northeastern Mexico: Journal of Sedimentary Research, v. 73, p. 869 - 886.
- Mutti, E., Tinterri, R., di Biase, D., Fava, L., Marvillia, N., Angella, S., and Calabrese, L., 2000, Delta-Front facies associations of ancient flood-dominated fluvio-deltaic systems: Revista de la Sociedad Geológica de España, v. 13, p. 165-190.

- Navarro-Gutiérrez, R., 2010, Formación San Felipe: Caracterización Mineralógica Y Geoquímica De Cenizas Volcánicas Alteradas: Sección Norte De La Sierra Madre Oriental, Ne De México [Tesis de Licenciatura thesis]: Linares, NL, UANL.
- Nesbitt, H.W., and Young, G.M., 1982, Early proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites: *nature* v. 299, p. 715 - 717.
- Newhall, C.G., and Self, S., 1982, The Volcanic Explosivity Index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism: *Journal of Geophysical Research*, v. 87, p. 1231-1238.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., 2007, Evolución sedimentológica y geoquímica del Miembro Arenoso Galeana [Tesis de Maestría thesis]: Linares, N.L., México, , Universidad Autónoma de Nuevo León.
- , 2012, Tectónica Sedimentaria del L Mite Jur Sico-Cret Cico, Eae Editorial Acad MIA Espa Ola.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Jenchen, U., and Guerrero-Suastegui, M., 2008, Facies y sistemas de depósito del Miembro Arenoso Galeana (Formación Taraises, Cretácico Inferior, NE de México): *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 25, p. 438-464.
- Otha, T., and Arai, H., 2007, Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering: *Chemical Geology*, v. 240, p. 280-297.
- Padilla y Sanchez, R.J., 1986, Post-Paleozoic tectonics of Northeast Mexico and its role evolution of the Gulf of Mexico: *Geofís*, v. 25, p. 157-207.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1978, Geología y estratigrafía (Cretácico Superior) del límite suroeste del estado de Nuevo León: *Revista del Instituto de Geología*, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, México,D.F, v. 2, p. 37-44.
- Payenberg, T.H.D., Braman, D.R., Davis, D.W., and Miall, A.D., 2002, Litho- and chronostratigraphic relationships of the Santonian-Campanian Milk River Formation in southern Alberta and Eagle Formation in Montana utilizing stratigraphy, U-Pb geochronology, and palynology: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 39, p. 1553-1577.
- Pearce, T.H., 1984, The analysis of zoning in magmatic crystals with emphasis on olivine: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 86, p. 149-154.
- Pesagno, E.A.J., 1967a, Upper Cretaceous Planktonic Foraminifera from the Western Gulf Coastal Plain: *Paleontographica Americana*, v. 5, p. 245-445.
- , 1967b, Upper Cretaceous Planktonic Foraminifera from the Western Gulf Coastal Plain: *Paleontographica Americana*, v. 5, p. 245-445.

- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., and Siever, R., 1987, Sand and Sandstone: Berlin, Springer-Verlag, 833 p.
- Pindell, J., and Kennan, L., 2002, Mexico and Gulf of Mexico, Exploration Framework Atlas Series, Volume 4: London, Tectonics Analysis.
- Pratt, L.M., M., A., Dean, W., and Scholle, P., 2003, Paleooceanographic cycles and events during the late Cretaceous in the Western Interior Seaway of North America, *in* Caldwell, W.G.E., and Kauffman, E.G., eds., The evolution of the Western Interior Basin, Volume 39, Geological Association of Canada Special Paper, p. 333-353.
- Rogers, R.R., 1998, Sequence analysis of the Upper cretaceous two Medicine and Judith River Formations, Montana: Nonmarine response to the Claggett and Bearpaw Marine Cycles: *Journal of Sedimentary Research*, v. 68, p. 615-631.
- Roser, B.P., and Korsch, R.J., 1986, Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio: *Journal of Geology*, v. 94, p. 635-650.
- Ross, C.S., 1955, Provenience of pyroclastic materials: *Geological Society of America Bulletin*, v. 66, p. 427-434.
- Ross, C.S., and Shannon, E.V., 1926, Minerals of bentonite and related clays and their physical properties: *Journal of American Ceramic Society*, v. 9, p. 77-96.
- Rubio-Cisneros, I.I., Ramírez-Fernández, J.A., and García-Obregón, R., 2011, Análisis preliminar de procedencia de rocas clásticas jurásicas del valle de Huizachal, Sierra Madre Oriental: Influencia del vulcanismo sinsedimentario y el basamento cristalino: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 63 (2), p. 137-156.
- Schmid, R., 1981, Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendation of de IUGS Subcomission on the systematic of igneous rocks: *Geology* v. 9, p. 41-43.
- Schoenher, P., 1988, Litho- und Mikrobiostratigraphie der Mittel- und Oberkreide Nordmexikos (Alb bis Campan) [Ph.D. thesis thesis], Universität Hannover.
- Seilacher, A., 1967, Bathymetry of trace fossils: *Marine Geology*, v. 5, p. 413-428.
- Senkayi, A.L., Dixon, J.B., Hossner, L.R., Abder-Ruhman, M., and Fanning, D.S., 1984, Mineralogy of genetic relationships of tonstein, bentonite, and lignite strata in the Eocene Yegua Formation of east-central Texas: *Clays and Clay Minerals*, v. 32, p. 259-271.
- Seton, M., Gaina, C., Müller, R.D., and Heine, C., 2009, Mid-Cretaceous seafloor spreading pulse: Fact or fiction?: *Geology* v. 37, p. 687-690.

- Siebertz, E., 1986, Paleogeography of the San Felipe Formation (MID- Cretaceous, NE Mexico) and facial effects upon the Inoceramids of the Turonian/Coniacian transition: *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 1985, v. 9/10, p. 1171-1181.
- , 1988, El desarrollo cretácico del Archipiélago de Tamaulipas: 1) Litogénesis, paleogeografía y datación bioestratigráfica de la Formación San Felipe por medio de Inocerámidos en el estado de Nuevo León (Turoniano, NE México), Reporte interno: Nuevo León, México, Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra.
- Sigal, J., 1966, Contribution á une monographie des Rosalines. I. Le genre *Ticinella* Reichel, souches des Roltalípores: *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. 59, p. 187-217.
- Slaughter, M., and Early, J.W., 1965, Mineralogy and geological significance of the Mowry bentonites, Wyoming: Geological Society of American, Special Paper, v. 83, p. 116
- Slaughter, M., and Hamil, M., 1970, Model for deposition of volcanic ash and resulting bentonite: geological Society of America Bulletin, v. 81, p. 961-968.
- Smith, C.I., 1981, Lower Cretaceous stratigraphy and structure, Northern Mexico. - West Texas Geol. Soc. Publ., University of Texas, v. 74-81
- Solari, L., Corona-Chávez A., P., and Martens, U., 2009a, Evolución mesozoica y cenozoica del sur de México, y sus conexiones con el bloque Chortís: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 26, p. 163-164.
- Solari, L., Gómez-tuena, A., Bernal, J., Pérez-Arvizu, O., and Tanner, M., 2009b, U-Pb zircon geochronology with an integrated LA-ICPMS microanalytical workstation: achievements in precision and accuracy. Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias: *Geostandards and Geoanalytical Research*.
- Sparks, R.S., and Walker, G.P.L., 1973, The ground surge deposits: a third type of pyroclastic rocks: *Nature Physic Sciences*, v. 241, p. 62-64.
- Stephenson, L.W., 1936, Bentonite in the Upper Cretaceous of New Jersey: *Science*, v. 84, p. 489-490.
- Sun, S.-S., and McDonough, W.F., 1989a, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, *in* Saunders, A.D., and Norry, M.J., eds., *Magmatism in the ocean basins*, Volume 42, Geological Society Special Publication, p. 313-345.
- Sun, S.S., and McDonough, W.F., 1989b, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implication for mantle composition and processes, *in*, A.D.S., and Norry, M.J., eds.,

- Magmatism in the ocean basins, Volume 42: Londres, Geological Society London Special Publication, p. 313-345.
- 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 Mexico: *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 95, p. 1387-1397.
- Tappan, H., 1943, Foraminifera from the Duck Creek formation of Oklahoma and Texas: *Journal of Paleontology*, v. 17, p. 476-517.
- Tardy, M., 1980, Contribution a' l'étude géologique de la Sierra Madre Oriental du Mexique [Thèse de Doctoral d'Etat thesis]: Paris, La France, Université Pierre et Marie Curie de Paris.
- Taylor, S.R., and McLennan, S.M., 1985a, The continental crust, Its composition and evolution: Blackwell, Oxford, p. 312
- , 1985b, The continental crust : Its composition and evolution: Blackwell, Oxford, p. 312
- Thomas, R.G., Eberth, D.A., Deino, A.L., and Robinson, D., 1990, Composition, radioisotopic ages, and potential significance of an altered volcanic ash (bentonite) from the Upper Cretaceous Judith River Formation, Dinosaur Provincial Park, southern Alberta, Canada: *Cretaceous Research*, v. 11, p. 125-162.
- Tinker, S.W., 1982, Lithostratigraphy and Biostratigraphy of the Aptian La Peña Formation, northeast Mexico and south Texas, and the depositional setting of the Aptian Pearsall-La Peña Formations, Texas subsurface and northeast Mexico: Why is there not another Fairway Field?: Ann Arbor, University of Michigan 80.
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P.J., and Grajales-Nishimura, J.M., 1999, Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America, in C. Bartolini, J.L., Wilson, and Lawton, T.F., eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*, Volume Special Paper, 340: Boulder, Colorado, Geological Society of America, p. 191-196.
- Verma, S.P., Lozano-Santa Cruz, R., and Girón P., V.F., 1996, Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos traza en rocas ígneas: , *INAGEQ*, Volume 2, p. 237-242.
- Visauta Vinacua, B., 1998, Análisis estadístico con SPSS para Windows, volumen II, in McGraw-Hill, ed., *Estadística multivariante*: Madrid, España.

-
- Weltje, G.J., 2002, Quantitative analysis of detrital modes: statistically rigorous confidence regions in ternary diagrams and their use in sedimentary petrology: *Earth-Science Review*, v. 57, p. 211-253.
- Wilson, J.L., 1975, *Carbonate facies in geologic history*: New York, Springer-Verlag, 471 p.
- Wilson, J.L., Ward, W.C., and Finneran, J., 1984, A field guide to Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonate platform and basin systems, Monterrey-Salttillo areas, northeast Mexico: Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, v. 76.
- Wilson, M., 1989, *Igneous petrogenesis*: Harper Collins Academic.
- Winchester, J.A., and Floyd, P.A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: *Chemical Geology*, v. 20, p. 325-343.
- Yan, X.-P., Kerrich, R., and Heudy, M.J., 2000, Trace element geochemistry of a thick till and clay-rich aquitard sequence, Saskatchewan, Canada: *Chemical Geology*, v. 164, p. 93-120.
- Ye, H., 1997, The arcuate Sierra Madre Oriental orogenic belt, NE México: Tectonic infilling of a recess along the Southwestern North America continental margin. - En: *Structure, stratigraphy and paleontology of Late Cretaceous-Early Tertiary Parras-La Popa foreland basin near Monterrey, northeast México.*: American Association of Petroleum Geologists, v. field trip #10.
- Young, S.W., 1976, Petrographic textures of detrital polycrystalline quartz as an aid to interpreting crystalline source rocks: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 46 p. 595-603.