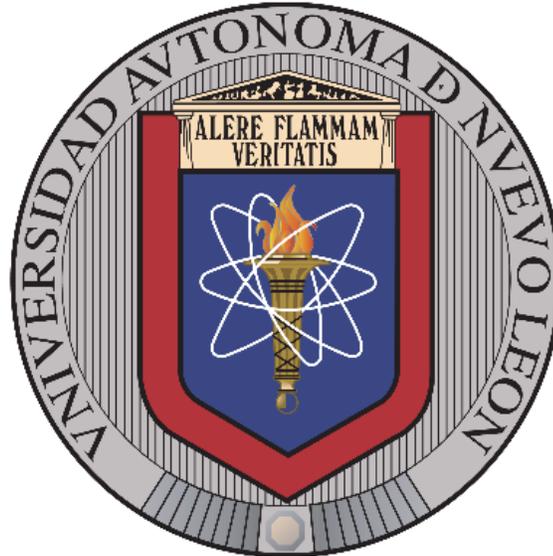


UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



**PETROLOGÍA DE ESTRATOS VOLCANICLÁSTICOS DE LA
FORMACIÓN SAN FELIPE (SIERRA MADRE ORIENTAL,
CRETÁCICO TARDÍO) EN EL NORESTE Y CENTRO DE MÉXICO**

TESIS

**QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

PRESENTA

JOSUÉ ELI DELGADO GARCÍA

LINARES, NUEVO LEÓN

SEPTIEMBRE 2021



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



LA TESIS

**PETROLOGÍA DE ESTRATOS VOLCANICLÁSTICOS DE LA
FORMACIÓN SAN FELIPE (SIERRA MADRE ORIENTAL,
CRETÁCICO TARDÍO) EN EL NORESTE Y CENTRO DE MÉXICO**

QUE PRESENTA

ING. JOSUÉ ELI DELGADO GARCÍA

**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

SEPTIEMBRE 2021



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



LA TESIS

**PETROLOGÍA DE ESTRATOS VOLCANICLÁSTICOS DE LA
FORMACIÓN SAN FELIPE (SIERRA MADRE ORIENTAL,
CRETÁCICO TARDÍO) EN EL NORESTE Y CENTRO DE MÉXICO**

QUE PRESENTA

ING. JOSUÉ ELI DELGADO GARCÍA

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
DIRECTOR DE TITULACIÓN

DRA. YOLANDA PICHARDO BARRÓN
CO-DIRECTOR DE TITULACIÓN

DR. JUAN ALONSO RAMÍREZ FERNÁNDEZ
CO-DIRECTOR DE TITULACIÓN

LINARES, NUEVO LEÓN

SEPTIEMBRE 2021

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

Atentamente:

Ing. Josué Eli Delgado García
Septiembre 2021

No que lo haya alcanzado ya, ni que ya sea perfecto; sino que prosigo, para ver si logro asir aquello para lo cual fui también asido por Cristo Jesús.

Hermanos, yo mismo no pretendo haberlo ya alcanzado; pero una cosa hago: olvidando ciertamente lo que queda atrás, y extendiéndome a lo que está delante...

Prosigo a la meta!!!

(Filipenses 3: 12-14)

Hasta acabar mí viaje...

DEDICATORIA

A mi padre **José Elías Delgado Ledezma (†)**, quien en vida siempre me aconsejó realizar una maestría. No me viste titularme como Ingeniero ni como Maestro en Ciencias, pero en gran parte fue por ti "pa". Eres mi ejemplo de vida a seguir. Gracias por enseñarme el mejor camino (el que lleva a la vida eterna).

A mi madre **María Lilia García Cortes**, por apoyarme siempre, por preocuparse por mí, por ser un ejemplo de fuerza y valentía en tiempos difíciles, y por mostrarme el verdadero significado de amor (te amo "vieja").

AGRADECIMIENTOS

Gracias a **DIOS**, por la vida y la salud que él me ha prestado hasta hoy, por haberme dado la oportunidad de concluir esta etapa académica, porque nunca me ha dejado solo en ella, porque siempre me mostraba de una u otra manera que él estaba conmigo durante todo el proceso.

A mis padres **Elías** “El Hermano” (†), y **Lilia**, quienes desde niño se preocupaban por darme lo mejor, quienes siempre estaban al pendiente de mis estudios, y quienes fueron el sustento para llegar hasta aquí. Son mi máximo ejemplo en todos los aspectos (sacar adelante a 9 hijos sé que no fue fácil, pero lo hicieron y lo hicieron bien), que orgullo ser su hijo. A todos mis hermanos **Neftalí, Gilberto, Ana, Samuel, Sarai, Enoc, Abigail, Ruth**, los amo por estar siempre cuando más los necesité, por enseñarme quizá sin darse cuenta como vivir una vida conforme a la voluntad de Dios (a depender de él). Muchas gracias familia.

A la **Universidad Autónoma de Nuevo León**, mi *Alma Mater*, por formarme académicamente.

A la **Facultad de Ciencias de la Tierra**, por permitirme ingresar a su programa de Maestría en Ciencias Geológicas.

A mi asesor, el **Dr. Fernando Velasco Tapia**, por su confianza para realizar esta tesis, por sus valiosos comentarios y regaños que fueron de gran ayuda, por estar al pendiente cada semana de los avances de la tesis, por permitirme conocerlo no solo como profesor sino como persona, por esas charlas de vida que tuvimos. ¡¡¡Muchas gracias por todo Doc!!!

A los **Dres. Yolanda Pichardo Barrón y Juan Alonso Ramírez Fernández** por haber aceptado ser parte de mi comité de tesis, por estar siempre dispuestos a ayudarme cuando lo necesité tanto en campo como en laboratorio, por compartir conmigo sus conocimientos académicos, por sus observaciones y comentarios hacia mi trabajo.

Al director de la Facultad de Ciencias de la Tierra, el **Dr. Sostenes Méndez Delgado**, por el apoyo brindado durante la Maestría, tanto en el descuento de cuotas escolares como en el uso del Laboratorio de Geopreparación (trituration y molienda).

A la Subdirección de Posgrado de la Facultad de Ciencias de la Tierra, a cargo del **Dr. Carlos Gilberto Aguilar Madera**, por la gran ayuda en todas las cuestiones administrativas.

A mis compañeros, **Armando Rodríguez y José Aguirre**, por el apoyo durante las clases que compartimos, por sus consejos, comentarios y observaciones hacia mi trabajo de tesis y por esos buenos momentos de risas que pasamos juntos. A mi amigo **Miguel Sepúlveda**, por suspender su trabajo con tal de acompañarme a campo.

A cada uno de los Profesores que me impartieron clases a lo largo de la maestría, por sus enseñanzas y consejos para aumentar mi conocimiento académico.

Al personal de mantenimiento y guardias de la Facultad, quienes me ayudaron para utilizar las instalaciones en horarios no establecidos (pero siempre autorizados).

A todas aquellas personas con las que conversé en algún momento mientras estaba en la maestría y que expresaron sus buenos deseos hacia mi persona y hacia mi trabajo de tesis.

¡¡¡Gracias a todos!!!

ÍNDICE

LISTA DE FIGURAS	Pág.
	I
LISTA DE TABLAS	IX
RESUMEN	X
ABSTRACT	XII

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

1.1 Periodo Cretácico	1
1.2 Cretácico Tardío en Norteamérica	3
1.3 Arco Continental Laramídico	5
1.4 Mar Interior Occidental (MIO)	7
1.5 Petrología de Rocas Volcanoclásticas	10
1.6 Propuesta de Tesis	12
1.6.1 Justificación	12
1.6.2 Hipótesis	12
1.6.3 Objetivos	13
1.6.3 Metas	13

CAPÍTULO II: REGISTRO VOLCANICLÁSTICO EN EL MAR INTERIOR

OCCIDENTAL DE NORTEAMÉRICA

2.1 Revisión Bibliográfica y Compilación de base de Datos	14
2.2 Modelos de Petrología para Rocas Volcanoclásticas	15
2.3 Registro Volcaniclástico del Cretácico Tardío en el Mar Interior Occidental de Norteamérica	16
2.3.1 Ártico Canadiense: descripción y geocronología	16
2.3.2 Ártico Canadiense: modelo petrológico	18
2.3.3 Alaska: descripción y geocronología	21
2.3.4 Alaska: modelo petrológico	22
2.3.5 Canadá: descripción y geocronología	23
2.3.6 Canadá: modelo petrológico	25
2.3.7 Norte de Estados Unidos: descripción y geocronología	28
2.3.8 Norte de Estados Unidos: modelo petrológico	31
2.3.9 Centro de Estados Unidos: descripción y geocronología	33
2.3.10 Centro de Estados Unidos: modelo petrológico	35
2.3.11 Suroeste de Estados Unidos: descripción y geocronología	37
2.3.12 Suroeste de Estados Unidos: modelo petrológico	38

2.3.13 Noreste de México: descripción y geocronología	40
2.3.14 Noreste de México: modelo petrológico	41

CAPÍTULO III: MARCO GEOLÓGICO

3.1 Basamento en el Noreste y Centro de México	45
3.2 Estratigrafía y Evento de Deformación - Cabalgamiento	48
3.2.1 Formación El Alamar (Triásico Tardío)	50
3.2.2 Formación La Boca (Triásico Tardío – Jurásico Temprano)	50
3.2.3 Formación La Joya (Jurásico Medio)	51
3.2.4 Formación Minas Viejas (Jurásico Medio - Tardío)	51
3.2.5 Formación Zuloaga (Jurásico Tardío)	52
3.2.6 Formación La Casita (Jurásico Tardío)	53
3.2.7 Formación Taraises (Cretácico Temprano)	53
3.2.8 Formación Cupido – Tamaulipas Inferior (Cretácico Temprano)	54
3.2.9 Formación La Peña (Cretácico Temprano)	54
3.2.10 Formación Tamaulipas Superior (Cretácico Temprano)	54
3.2.11 Formación Cuesta del Cura (Cretácico Temprano - Tardío)	55
3.2.12 Formación Agua Nueva (Cretácico Tardío)	55
3.2.13 Formación San Felipe (Cretácico Tardío)	55
3.2.14 Formación Méndez (Cretácico Tardío)	59
3.2.15 Patrones de sedimentación y evento orogénico durante el Cretácico Tardío	60
3.3 Geología Local	62
3.3.1 Cerro Prieto (Linares, Nuevo León)	62
3.3.2 Juan Capitán (Rumbo Nuevo, Tamaulipas)	67
3.3.3 Tlatempa (Zacatlán, Puebla)	71

CAPÍTULO IV: EXPERIMENTAL

4.1 Muestreo	76
4.2 Análisis petrográfico	76
4.3 Molienda	77
4.4 Análisis mineralógico por difracción de rayos-X	77
4.5 Análisis geoquímico	79

CAPÍTULO V: RESULTADOS

5.1 Textura y arreglo de minerales	80
5.1.1 Brechas Carbonatadas	80
5.1.2 Rocas Volcaniclásticas	82

5.2 Análisis por difracción de rayos-X	85
5.3 Geoquímica de elementos mayores y traza	92
CAPÍTULO VI: DISCUSIÓN	
6.1 Clasificación de rocas volcánicas	95
6.2 Procedencia de sedimentos	98
6.3 Transporte	102
6.4 Depósito	103
6.5 Diagénesis	105
6.6 Periodo de depósito de volcánicas en el Mar Interior Occidental de Norteamérica	106
CAPÍTULO VII: CONCLUSIONES	107
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	109

LISTA DE FIGURAS

	Descripción	Pág.
Figura 1.1	Curva del nivel del mar global, alcanzando un máximo en el Cretácico (Haq et al., 1988).	2
Figura 1.2	Clima desde el Carbonífero al Cuaternario, la curva indica las temperaturas globales medias estimadas. (Frakes, 1979).	3
Figura 1.3	Historia generalizada de plataformas carbonatadas durante el Cretácico en el océano Tetis/Atlántico, para el Nuevo Mundo (las Américas) y Viejo Mundo (las otras masas continentales). A la derecha se observan inferidos los eventos anóxicos oceánicos (OAEs) (Skelton et al., 2003).	3
Figura 1.4	Movimiento de la placa Farallón en el Cretácico Tardío (~70 Ma) (Liu et al. 2008): La viscosidad del manto inferior-superior es 15:1 (relativo a 10 ²¹ Pa s). Las secciones transversales muestran anomalías de temperatura, vectores de velocidad (hacia adelante), topografía dinámica (azul) y componente longitudinal del movimiento de la placa (rojo, hacia el este) a lo largo de este perfil. La línea discontinua azul marca la interfaz del manto superior-inferior.	4
Figura 1.5	Paleogeografía del suroeste de Norteamérica (~80 Ma) (Blakey & Ranney, 2018): se observa la presencia de una meseta oceánica en la parte frontal de la placa Farallón, que subducen bajo la placa de Norteamérica y además la presencia del mar interior.	5
Figura 1.6	Paleogeografía de Norteamérica / Mar Interior Occidental para diferentes edades del Cretácico Tardío (Blakey, 2011): Zona de subducción representada por línea roja.	7
Figura 1.7	Tabla de eventos tectónicos y geológicos para la región sur del MIO durante el Cretácico (Kauffman & Caldwell, 1993): (SS) = divisiones de etapas del Cretácico, (MA) = escala de tiempo, (MS) = perfil de magnetoestratigrafía, (Ciclos TR) = historia relativa del nivel del mar, trazada como una curva transgresiva-regresiva, (Velocidad de Dispersión) = tasas de expansión promedio del Atlántico y el Pacífico; (Cenizas Volcánicas) = niveles de vulcanismo explosivo del Cretácico Medio y Tardío, medidos por el porcentaje relativo de ceniza o bentonita en facies marinas, (Eventos de Cabalgamiento y Subsistencia) = eventos de cabalgamiento (flechas con letras) y subsistencia bien fechados (barras verticales con S en el centro), (Intrusiones y Levantamiento) = levantamiento vertical activo de los bloques del basamento (triángulos oscuros), (Tectónica activa vs inactiva) = intervalos alternados, tectónicamente y volcánicamente activos (A), e intervalos relativamente inactivos (I).	9

Figura 2.1	Ubicación de localidades del Cretácico Tardío que incluyen estratos volcaniclásticos a través del Mar Interior Occidental de Norteamérica. La imagen muestra la reconstrucción paleogeográfica para el Coniaciano – Santoniano (~85 Ma; Blakey & Ranney, 2018) y la ubicación de sitios con actividad volcánica en el Cretácico Tardío.	15
Figura 2.2	Localidades con registro volcaniclástico del Cretácico Tardío en el Ártico Canadiense (Fm. Kanguk; Islas Ellesmere y Axel Heiberg). La línea verde indica la delimitación aproximada de la cuenca Sverdrup (Davis et al., 2017, 2018; Pointon et al., 2019).	17
Figura 2.3	Modelo petrológico para volcaniclásticos del Ártico Canadiense: Diagramas de clasificación: (a) Zr/Ti – Ce (Winchester & Floyd, 1977). C-P = comendita-pantelerita, R-RD = riolita-riodacita, T-P = traquita-pantelerita, TA = traquiandesita, B = basalto, TB = traquibasalto, A-D = andesita-dacita; (b) Al ₂ O ₃ – SiO ₂ (Jenchen, 2018); CCS= corteza continental superior; (c) Na ₂ O-K ₂ O (Kiipli et al., 2010); (d) patrones de lantánidos normalizados a condrita (Rollinson, 1993).	18
Figura 2.4	Modelo petrológico para volcaniclásticos del Ártico Canadiense: (a) diagrama de procedencia (Eu/Eu*) _N – (Gd/Yb) _N (McLennan et al., 1993). CCS = corteza continental superior, CCI = corteza continental inferior, MORB= Basalto de Cresta Oceánica, OIB= Basalto de Isla Oceánica; (b) diagrama de afinidad tectónica Th/Ta – Yb (Gorton & Schandl, 2000); (c) diagrama de transporte Th/Sc – Zr/Sc (McLennan et al., 1993); d) diagrama de diagénesis A (Al ₂ O ₃) – CN (CaO* + Na ₂ O) – K (K ₂ O) (McLennan et al., 2003).	20
Figura 2.5	Registro volcaniclástico del Cretácico Tardío en Alaska (Parque Nacional Ártico: Fms. Nanushuk, Prince Creek, Schrader Bluff y Tuluwak; Parque Nacional Denali: Fm. Cantwell). La línea roja discontinua indica la delimitación aproximada de la cuenca Colville (Salazar-Jaramillo et al., 2015; Shimer et al., 2016).	22
Figura 2.6	Esquemas generados para la región de Alaska. (a) diagrama de Al ₂ O ₃ -SiO ₂ Jenchen (2018); CCS = corteza continental superior; (b) diagrama de Na ₂ O-K ₂ O Kiipli et al. (2010); (c) diagrama de afinidad tectónica Gorton & Schandl (2000).	23
Figura 2.7	Registro volcaniclástico del Cretácico Tardío en la Cuenca Sedimentaria Canadiense. Sector W: Fms. Moosebar, Belly River, Wapiti, Puskwaskau, Berpaw, Blackstone, Judith River, Pakowki y Frenchman River (Spears & Duff, 1984; Hicks et al., 1995; Lerbekmo, 2002; Payenberg et al., 2002; Eccles et al., 2008; Fanti, 2009); Sector E: Grupo Pierre Shale, Fms. Ashville, Carlile y Favel (Cadrin et al., 1995; Nielsen et al., 2003; Bamburak et al., 2013, 2016).	25

- Figura 2.8** Modelo petrológico para los depósitos volcániclasticos del Cretácico Tardío expuestos en Canadá: Diagramas de clasificación: (a) $Zr/Ti - Ce$ (Winchester & Floyd, 1977). C-P = comendita-pantelerita, R-RD = riolita-riodacita, T-P = traquita-pantelerita, TA = traquiandesita, B = basalto, TB = traquibasalto, A-D = andesita-dacita; (b) $Al_2O_3 - SiO_2$ (Jenchen, 2018); CCS = corteza continental superior; (c) $Na_2O - K_2O$ (Küpli et al., 2010); (d) diagrama de lantánidos normalizados a condrita (Rollinson, 1993). 26
- Figura 2.9** Modelo petrológico para rocas volcániclasticas del Cretácico Tardío expuestas en Canadá: (a) diagrama de procedencia $(Eu/Eu^*)_N - (Gd/Yb)_N$ (McLennan et al., 1993). CCS = corteza continental superior, CCI = corteza continental inferior, MORB = basalto de cresta oceánica, OIB = basalto de isla oceánica; (b) diagrama de afinidad tectónica $Th/Ta - Yb$ (Gorton & Schandl, 2000); (c) diagrama de transporte $Th/Sc - Zr/Sc$ (McLennan et al., 1993); y (d) diagrama de diagénesis $Al_2O_3 (A) - (CaO^* + Na_2O) (CN) - K_2O (K)$ (McLennan et al., 2003). 28
- Figura 2.10** Registro volcániclastico del Cretácico Tardío para el Norte de EE. UU. (Montana/Idaho/Dakota del Norte/Dakota del Sur; Formaciones Two Medicine, Judith River, Blackleaf, Golden Spike, Marias River, Cloverly, Telegraph Creek, Frontier, Mowry Shale, Themopolis, Mesaverde, Meeteetse y Sharon Springs) (Goodwin & Deino, 1989; Dyman et al., 1997; Hannon & Huff, 2019; Hannon et al., 2019). 30
- Figura 2.11** Modelo petrológico para depósitos volcániclasticos del Cretácico Tardío en el Norte de EE. UU. (a) Diagrama $Zr/Ti - Ce$ (Winchester & Floyd, 1977): C-P = comendita-pantelerita, R-RD = riolita-riodacita, T-P = traquita-pantelerita, TA = traquiandesita, B = basalto, TB = traquibasalto, A-D = andesita-dacita; (b) diagrama $Al_2O_3-SiO_2$ (Jenchen, 2018); CCS= corteza continental superior; (c) diagrama Na_2O-K_2O (Küpli et al., 2010); (d) patrones de lantánidos normalizados a condrita (Rollinson, 1993). 31
- Figura 2.12** Modelo petrológico para rocas volcániclasticas del Cretácico Tardío expuestas en el Norte de EE. UU. (a) diagrama $(Eu/Eu^*)_N - (Gd/Yb)_N$ (McLennan et al., 1993).). CCS = corteza continental superior, CCI = corteza continental inferior, MORB= Basalto de Cresta Oceánica, OIB= Basalto de Isla Oceánica; (b) diagrama de afinidad tectónica $Th/Ta-Yb$ (Gorton & Schandl, 2000); (c) diagrama de transporte $Th/Sc - Zr/Sc$ (McLennan et al., 1993); (d) diagrama A (Al_2O_3) - CN ($CaO^* + Na_2O$) - K (K_2O) (McLennan et al., 2003). 33

- Figura 2.13** Registro volcanoclástico del Cretácico Tardío reportado en el Centro de EE. UU. Formaciones Kaiparowits, Wahweap, Mancos Shale, Tropic Shale, Greenhorn y Niobrara (Crowley et al., 1989; Henry & Faulds, 2010; Roberts et al., 2013). 34
- Figura 2.14** Modelo petrológico para depósitos volcanoclásticos del Cretácico Tardío en el centro de EE. UU. (a) Diagrama Zr/Ti-Ce (Winchester & Floyd, 1977). (b) Diagrama Al₂O₃-SiO₂ (Jenchen, 2018); (c) Diagrama Na₂O-K₂O (Küpli et al., 2010); (d) Diagrama Th/Ta-Yb (Gorton & Schandl, 2000); (e) Diagrama Th/Sc-Zr/Sc (McLennan et al., 1993). 36
- Figura 2.15** Registro volcanoclástico reportado en el Suroeste de EE. UU., durante el Cretácico Tardío: Línea roja discontinua indica muestras de la Fm. Eagle Ford, línea verde discontinua, indica muestras de las formaciones Eagle Ford y Austin Chalk. 37
- Figura 2.16** Modelo petrológico para depósitos volcanoclásticos del Cretácico Tardío expuestos en el Suroeste de EE. UU. Diagramas de clasificación: (a) Zr/Ti-Ce (Winchester & Floyd, 1977). C-P = comendita-pantelerita, R-RD = riolita-riodacita, T-P = traquita-pantelerita, TA = traquiandesita, B = basalto, TB = traquibasalto, A-D = andesita-dacita; (b) Al₂O₃-SiO₂ (Jenchen, 2018). CCS = corteza continental superior; (c) Na₂O-K₂O (Küpli et al., 2010); (d) Patrones de REE normalizados a condrita (Rollinson, 1993). 39
- Figura 2.17** Modelo petrológico para depósitos volcanoclásticos del Cretácico Tardío en el suroeste de EE. UU. (a) diagrama de procedencia (Eu/Eu*)_N - (Gd/Yb)_N (McLennan et al., 1993). MORB = Basalto de Cresta Oceánica, OIB = Basalto de isla oceánica, CCI = corteza continental inferior, CCS = corteza continental superior; (b) diagrama de afinidad tectónica Th/Ta-Yb (Gorton & Schandl, 2000); (c) diagrama de transporte Th/Sc - Zr/Sc (McLennan et al., 1993). 40
- Figura 2.18** Registro volcanoclástico del Cretácico Tardío para el Noreste de México durante el Cretácico Tardío: Fm. San Felipe (Velasco-Tapia et al., 2016; Velasco-Tapia, 2017). 41
- Figura 2.19** Modelo petrológico para rocas volcanoclásticas del Cretácico Tardío expuestas en el noreste de México. (a) Diagrama de clasificación Zr/Ti-Ce (Winchester & Floyd, 1977). C-P = comendita-pantelerita, R-RD = riolita-riodacita, T-P = traquita-pantelerita, TA = traquiandesita, B = basalto, TB = traquibasalto, A-D = andesita-dacita; (b) Diagrama de clasificación Al₂O₃-SiO₂ (Jenchen, 2018); CCS = corteza continental superior; (c) Diagrama de clasificación Na₂O-K₂O (Küpli et al., 2010); (d) Diagrama de patrones de lantánidos normalizados a condrita (Rollinson, 1993). 42

Figura 2.20	Modelo petrológico para rocas volcanoclasticas del Cretácico Tardío expuestas en el noreste de México. (a) Diagrama de procedencia $(Eu/Eu^*)_N - (Gd/Yb)_N$ (McLennan et al., 1993). CCS = corteza continental superior, CCI = corteza continental inferior, MORB = Basalto de Cresta Oceánica, OIB = Basalto de Isla Oceánica; (b) Diagrama de afinidad tectónica Th/Ta-Yb (Gorton & Schandl, 2000); (c) Diagrama de evaluación de transporte Th/Sc – Zr/Sc (McLennan et al., 1993); (d) Diagrama de evaluación de diagénesis $Al_2O_3 - (CaO^* + Na_2O) - K_2O$ (McLennan et al., 2003).	44
Figura 3.1	Distribución de los tipos de basamento bajo el Noreste y el Centro de México (Torres-Sánchez, 2015): V: Vizcaíno; G: Guerrero; XO: Xolapa; A: Alisitos; CA: Caborca; Mixteca; CHI: Chihuahua; SM: Sierra Madre; COA: Coahuila; M: Maya; MI: J: Juárez; O: Oaxaca; TMV; Cinturón Volcánico Trans-Mexicano; S: Sonobari; SMO: Sierra Madre Oriental.	47
Figura 3.2	Columna estratigráfica para la región norte de la SMO (Michalzik, 1988; Jenchen, 2007).	49
Figura 3.3	Ubicación del área de estudio de la Formación San Felipe, en la localidad Cerro Prieto, Linares, N.L. Fragmento de la carta geológico-minera de Linares (G14-11) (Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2008).	63
Figura 3.4	Sección estratigráfica de la Formación San Felipe en la localidad Cerro Prieto (Linares, Nuevo León).	64
Figura 3.5	Afloramiento de la Formación San Felipe, en la localidad Cerro Prieto (Linares, N.L.). Estratos delgados a medianos de caliza arcillosa intercalados con horizontes delgados de lutita y toba alterada en una posición casi-horizontal.	65
Figura 3.6	Horizontes centimétricos de toba alterada verde olivo intercalados con margas de tonalidad café de la Formación San Felipe en la localidad Cerro Prieto (Linares, N.L.).	65
Figura 3.7	Horizonte de toba alterada de la Formación San Felipe con evidencia de icnofauna. Localidad: Cerro Prieto (Linares, N.L.).	66
Figura 3.8	Ubicación del área de estudio de la Formación San Felipe en la localidad Juan Capitán, Rumbo Nuevo, Tamps. Fragmento de la carta geológico-minera de Ciudad Victoria (F14-A29) (SGM, 2010).	67
Figura 3.9	Delimitación del contacto (línea amarilla discontinua) entre las formaciones Agua Nueva y San Felipe, en el afloramiento expuesto en la localidad Juan Capitán (Rumbo Nuevo, Tamaulipas).	68

Figura 3.10	Sección estratigráfica de la Formación San Felipe, en la localidad Juan Capitán (Rumbo Nuevo, Tamaulipas).	69
Figura 3.11	Afloramiento de la Formación San Felipe expuesto en la localidad Juan Capitán (Rumbo Nuevo, Tamaulipas): (a) Brecha carbonatada con clastos de pedernal; (b) Horizonte de pedernal con la misma orientación que el resto de las litologías; (c) Plegamiento de estratos de lutita y caliza; (d) Estructura tipo ripple; (e) Horizonte delgado de toba alterada; y (f) intercalaciones de lutita y arenisca en la parte superior de la sección.	70
Figura 3.12	Ubicación del área de estudio de la Formación San Felipe, en la localidad Tlatempa, Zacatlán, Pue. Fragmento de la carta geológico-minera de Zacatlán (E14-B14) (SGM, 1998).	71
Figura 3.13	Afloramiento 1 de la Formación San Felipe en la localidad Tlatempa (Zacatlán, Puebla): (a-d) Horizontes de toba alterada de tonalidad verde intercalados con estratos potentes de margas. En las imágenes (c-d) se aprecia presencia de calcita secundaria rellenando fracturas.	72
Figura 3.14	Sección estratigráfica de la Formación San Felipe para el afloramiento 1 (Camino a la 23) en la localidad Tlatempa (Zacatlán, Puebla).	73
Figura 3.15	Sección estratigráfica de la Formación San Felipe en el afloramiento 2 (San Miguel Tenango) en la localidad Tlatempa (Zacatlán, Puebla).	74
Figura 3.16	Afloramiento 2 de la Formación San Felipe en la localidad Tlatempa (Zacatlán, Puebla): (a) contacto de margas de diferente tonalidad de gris con tobas alteradas; (b) estratos laminares de lutita; (c) y (d) tobas alteradas en contacto con margas y lutitas.	75
Figura 4.1	Análisis petrográfico de láminas delgadas bajo el microscopio de luz polarizada Leica DM750P.	77
Figura 4.2	Tratamiento de molienda: (a) Pulverización a mano de rocas hasta un tamaño de ~ 50 mm; (b) Equipo de trituración tipo Siebtechnik EB 7/6; (c) Homogeneización de muestra; (d) Recipiente de ágata con el polvo resultante.	78
Figura 4.3	Difractómetro de Rayos-X Rigaku Mini Flex 600: (a) tubo generador de rayos-X, (b) goniómetro, (c) porta-muestra y (d) detector.	79

- Figura 5.1** Microfotografías de brecha carbonatada JCW-01: (a) textura calcítica arcillosa acompañada de componentes aloquímicos (bioclastos y litoclastos); (b) calciesferas con dos capas y abertura típica; (c) y (d) al centro, foraminíferos planctónicos (*Globotruncana arca*, Cushman, 1927); (c) concha biconvexa simétrica (nótese las quillas en ambos lados del organismo); (d) concha con forma plano-convexa; (e) al centro, foraminífero bentónico biserial de pared aglutinada; (f) restos de un radiolario y un bivalvo. 81
- Figura 5.2** Microfotografías de brecha carbonatada JCW-04: (a) sector dominado por bioclastos, acompañado de litoclastos. Se observan foraminíferos planctónicos, calciesferas y globigéridos; (b) ejemplares de heterohélidos (*Heterohelix globulosa*, Ehrenberg, 1834) bien formados (exponiendo de cuatro a seis cámaras globulares) y acompañados de globotruncánidos (*Globotruncana arca*, Cushman, 1927) y calciesferas; (c) heterohélido (*H globulosa*) al centro de la imagen, con un incremento gradual en el tamaño de sus cámaras, y globotruncánidos con forma de concha biconvexa simétrica; (d) heterohélido (*H globulosa*) de concha biseriada en sección axial; (e) y (f) distribución de globotruncánidos (*stuarti*, De Lapparent) bien desarrollados. 83
- Figura 5.3** Microfotografías de tobas alteradas de la Formación San Felipe. Localidad Cerro Prieto: (a) Muestra CCP-01, sector que muestra una aglomeración de plagioclasa, cuarzo y biotita y (b) Muestra CCP-11, sector con textura afanítica que incluye fenocristales de biotita, plagioclasa y cuarzo; Localidad Juan Capitán: (c) y (d) Muestra JCW-07, sector de textura afanítica con abundantes fenocristales de cuarzo y, en menor proporción, de plagioclasa y biotita; Localidad Tlatempa: (e) y (f) Muestra VS-03, sector que exhibe textura afanítica con microcristales de zircón, feldespatos potásicos, cuarzo, clorita y opacos. 84
- Figura 5.4** Patrón de difracción de rayos-X en polvo para toba alterada JCW-06, Formación San Felipe en la localidad Juan Capitán (Rumbo Nuevo, Tamps.). Abreviaturas: Qz = cuarzo, Ca = calcita, Or = Ortoclasa, Ab = albita, Il = illita. 85
- Figura 5.5** Patrones de difracción de rayos-X en polvo para tobas alteradas la Formación San Felipe: (a) JCW-09, localidad Juan Capitán (Rumbo Nuevo, Tamps.) y (b) VS-04, localidad “Túnel veintiséis”, Tlatempa (Zacatlán, Pue.) Abreviaturas: Qz = cuarzo, Ca = calcita, Or = Ortoclasa, Ab = albita, Il = illita. 87
- Figura 5.6** Patrón de difracción de rayos-X en polvo para toba alterada SMT-01, Formación San Felipe en el área “Barranca de San Miguel Tenango”, Tlatempa (Zacatlán, Pue.). Abreviaturas: Qz = cuarzo, Ca = calcita, Or = Ortoclasa, Ab = albita, Il = illita. 90

Figura 6.1	Diagrama de clasificación Zr/Ti-Ce (Winchester & Floyd, 1977) para horizontes volcániclasticos de la Formación San Felipe expuestos en las localidades Cerro Prieto, Juan Capitán y Tlatempa. C-P = comendita-pantelerita, R-RD = riolita-riodacita, T-P = traquita-pantelerita, TA = traquiandesita, B = basalto, TB = traquibasalto, A-D = andesita-dacita.	95
Figura 6.2	Diagramas de clasificación para horizontes volcániclasticos de la Formación San Felipe expuestos en las localidades Cerro Prieto, Juan Capitán y Tlatempa: (a) Al ₂ O ₃ -SiO ₂ (Jenchen, 2018). CCS = corteza continental superior; (b) Na ₂ O-K ₂ O (Küpli et al., 2010).	97
Figura 6.3	Patrones de lantánidos normalizados a condrita (Rollinson, 1993) para horizontes volcániclasticos de la Formación San Felipe: (a) Cerro Prieto; (b) Juan Capitán; y (c) Tlatempa.	98
Figura 6.4	Comparación de los parámetros (a) [La/Yb]N (su incremento implica un enriquecimiento de lantánidos ligeros) y (b) [Eu/Eu*]N (su disminución implica una anomalía negativa más marcada) para rocas volcániclasticas del Cretácico Tardío a través del Mar Interior Occidental de Norteamérica.	99
Figura 6.5	Diagrama de procedencia de sedimentos para las capas volcániclasticas de la Formación San Felipe en las áreas de estudio: (a) esquema Eu/Eu*-Gd/Yb (McLennan et al., 1993). CCS= corteza continental superior, CCI= corteza continental inferior, MOR= Basalto de Cresta Oceánica, OIB= Basalto de Isla Oceánica, (b) diagrama de afinidad tectónica Th/Ta-Yb (Gorton & Schandl, 2000).	100
Figura 6.6	Modelo de fusión parcial en lote (F = 0.02 – 0.5; Zou, 2007) de la corteza continental superior (CSS; Rudnick & Gao, 2003) y comparación con rocas volcániclasticas de la Formación San Felipe (Cretácico Tardío) de las localidades Cerro Prieto, Juan Capitán y Tlatempa.	102
Figura 6.7	Diagrama de transporte Th/SC-Zr/Sc para las capas volcániclasticas de la Formación San Felipe en las áreas de estudio (McLennan et al., 1993).	103
Figura 6.8	Diagrama de diagénesis Al ₂ O ₃ – (CaO* + Na ₂ O) – K ₂ O para las capas volcániclasticas de la Formación San Felipe en las áreas de estudio (McLennan et al., 2003).	105
Figura 6.9	Comparación de edades (Ma) – Zr/Ti para las capas volcániclasticas reportadas a lo largo del MIO y las reportadas en el noreste de México.	106

LISTA DE TABLAS

	Descripción	Pág.
Tabla 5.1	Identificación de fases presentes en la toba alterada JCW-06 / Formación San Felipe (Cretácico Superior) en la localidad Juan Capitán (Rumbo Nuevo, Tamaulipas).	86
Tabla 5.2	Identificación de fases presentes en la toba alterada JCW-09 / Formación San Felipe (Cretácico Superior) en la localidad Juan Capitán (Rumbo Nuevo, Tamaulipas).	88
Tabla 5.3	Identificación de fases presentes en la toba alterada VS-04 / Formación San Felipe (Cretácico Superior) en el área “túnel veintiséis”, Tlatempa (Zacatlán, Puebla).	89
Tabla 5.4	Identificación de fases presentes en la toba alterada SMT-01 / Formación San Felipe (Cretácico Superior) en el área “Barranca de San Miguel Tenango”, Tlatempa (Zacatlán, Puebla).	91
Tabla 5.5	Composición química en elementos mayores (% peso) y traza (ppm) para tobas alteradas de la Formación San Felipe (Cretácico Superior) de las localidades Cerro Prieto (Linares, Nuevo León), Juan Capitán (Rumbo Nuevo, Tamaulipas) y Tlatempa (Zacatlán, Puebla).	93
Tabla 5.5	(cont). Composición química en elementos mayores (% peso) y traza (ppm) para tobas alteradas de la Formación San Felipe (Cretácico Superior) de las localidades Cerro Prieto (Linares, Nuevo León), Juan Capitán (Rumbo Nuevo, Tamaulipas) y Tlatempa (Zacatlán, Puebla).	94
Tabla 6.1	Condiciones generales del modelo de fusión parcial de la corteza continental superior (CCS)	101

RESUMEN

Durante el Cretácico Tardío, en la región interior de Norteamérica se desarrolló una cuenca asimétrica y alargada, con dirección general aproximada N-S, la cual fue ocupada por un mar epicontinental de poca profundidad (Mar Interior Occidental, MIO). Su origen se ha relacionado a variaciones tectono-eustáticas, tectónicas y sedimentológicas. La principal fuente de sedimentos que fueron depositados en el MIO durante el Cretácico Tardío fue la Cordillera Occidental de Norteamérica. Esto provocó la acumulación de clásticos (carbonatos y arcillas) y materia orgánica de origen pelágico en un ambiente de aguas tranquilas y relativamente calientes. Los depósitos fueron acompañados por una limitada sedimentación de carbonatos. Adicionalmente, el registro estratigráfico en este tiempo en varias localidades a lo largo de la parte central de Norteamérica incluye estratos de toba volcánica alterada. Esta litología ha sido estudiada con el propósito de reconstruir el arco continental asociado a las fuentes de emisión en el margen occidental de Norteamérica en el Cretácico Tardío, así como un marcador temporal del proceso de sedimentación en el MIO.

Por otra parte, la sedimentación en la región noreste-centro de México (zona de transición entre el MIO y Golfo de México) entre el Turoniano y Campaniano se caracterizó por una transición desde carbonatos margosos a sedimentos clásticos de grano fino con intercalaciones de material volcaniclástico (Formación San Felipe). Esta unidad litológica representa un segmento del Cretácico Tardío (Coniaciano – Santoniano) en la columna estratigráfica de la Sierra Madre Oriental, y se encuentra en gran parte del noreste de México.

En el presente trabajo, se reportan modelos petrológicos (clasificación – procedencia – transporte – depósito – diagénesis), a partir del análisis de datos mineralógicos, geoquímicos y geocronológicos, para depósitos volcaniclásticos reportados a través del MIO (Ártico Canadiense hasta el Noreste de México) durante el Cretácico Tardío. El análisis indica un dominio de vulcanismo ácido asociado al denominado Arco Laramídico, un transporte relativamente rápido hacia los sitios de depósito y un proceso de alteración incipiente hacia illita.

Además, se reportan los resultados del estudio mineralógico y geoquímico para estratos de toba alterada pertenecientes a la Formación San Felipe en las localidades Cerro Prieto (Linares, Nuevo León), Juan Capitán (Rumbo Nuevo, Tamaulipas) y Tlatempa (Zacatlán, Puebla).

En relación con lo observado en petrografía, las rocas volcánicas se componen de microcristales subhedrales a anhedrales de cuarzo, feldespato-K, plagioclasa-Na, biotita y circón, embebidos en una matriz vítreo-arcillosa alterada que incluye illita, clorita y cuarzo.

De acuerdo con la geoquímica de elementos inmóviles, las tobas alteradas se pueden caracterizar como riolíticas y riodacíticas ($Zr/Ti > 0.03$), derivadas de eventos volcánicos cuyos magmas se generaron probablemente en la corteza superior (fuente enriquecida: $K_2O > 1.0$, $La/Yb = 4-12$) como un carácter ácido de arco continental ($Th/Ta = 7-18$). Las cenizas expulsadas de los aparatos volcánicos se transportaron y depositaron rápidamente en los mares tranquilos y relativamente calientes de la zona sur del MIO. En la localidad Cerro Prieto, el depósito posiblemente ocurrió en un ambiente de plataforma abierta en retroceso. En contraste, las características observadas en la localidad Juan Capitán, indican que la acumulación pudo ocurrir junto al borde de la plataforma Valles – San Luis Potosí. Para el área de Tlatempa, el ambiente de depósito fue probablemente de plataforma abierta. La geoquímica y la mineralogía de las tobas alteradas indican un proceso incipiente de diagénesis, que provocó condiciones de intemperismo hacia illita y clorita, la acumulación de K, y un reciclamiento menor ($Zr/Sc = 20-100$).

ABSTRACT

During the Late Cretaceous, an asymmetric and elongated basin was developed in the interior region of North America, with an approximate N-S direction, which was occupied by a shallow epicontinental sea (Western Interior Seaway, WIS). Its origin has been related to tectono-eustatic, tectonic, and sedimentological variations. Main source of sediments deposited in the WIS was the North America Western Cordillera. This process caused the accumulation, in a calm and relatively warm water environment, of clastic material (carbonates and clays) and organic matter of pelagic origin. Deposit was accompanied by limited carbonate sedimentation. Additionally, the stratigraphic record at this time at various locations throughout central North America includes layers of altered volcanic tuff. This lithology has been studied for the purpose of reconstructing the continental arc associated with emission sources on the western margin of North America during the Late Cretaceous, as well as a temporal marker of the sedimentation process in the WIS.

On the other hand, the sedimentation in the northeast-central region of Mexico (transition zone between the WIS and the Gulf of Mexico) between the Turonian and Campanian was characterized by a transition from marly carbonates to fine-grained clastic sediments with intercalations of volcanoclastic material (San Felipe Formation). This lithological unit represents part of the Late Cretaceous (Coniaciano - Santoniano) in the stratigraphic column of the Sierra Madre Oriental, and is widespread through northeastern Mexico.

In the present work, petrological models (classification - origin - transport - deposit - diagenesis) are reported, from the analysis of mineralogical, geochemical, and geochronological data, for volcanoclastic deposits reported through the WIS (from the Canadian Arctic to the northeastern Mexico) during the Late Cretaceous.

In addition, the results of a mineralogical and geochemical study are shown for altered tuff layers belonging to the San Felipe Formation in the localities Cerro Prieto (Linares, Nuevo León), Juan Capitán (Rumbo Nuevo, Tamaulipas), and Tlatempa (Zacatlán, Puebla).

In relation to petrography, the volcanoclastic rocks are constituted by subhedral to anhedral microcrystals of quartz, K-feldspar, plagioclase-Na, biotite, and zircon embedded in an altered vitreous-clay groundmass that includes illite, chlorite, and quartz.

According to immobile element geochemistry, altered tuffs can be classified as rhyolitic and rhyodacitic ($Zr/Ti > 0.03$), derived from volcanic events whose magmas were probably generated in the upper crust (enriched source: $K_2O > 1.0$, $La/Yb = 4-12$) with an acid continental arc character ($Th/Ta = 7-18$). Ash expelled from the volcanoes was rapidly transported and deposited in the calm and relatively warm seas of the WIS southern zone. In the Cerro Prieto locality, the deposit possibly occurred in a receding open platform environment. In contrast, features observed in the Juan Capitán site, indicate that the accumulation could have occurred along the edge of the Valles-San Luis Potosí platform. For the Tlatempa area, the deposit environment was probably an open platform. Geochemistry and mineralogy of the altered tuffs indicate an incipient diagenesis process, which caused weathering conditions towards illite and chlorite, the K accumulation, and least recycling ($Zr/Sc = 20-100$).

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 PERIODO CRETÁCICO

Este es un periodo geológico del Mesozoico que abarca entre 144.2 ± 2.6 y 65.0 ± 0.1 Ma (Skelton, 2003). El nombre proviene de la palabra en latín “creta” que fue sugerido a partir de un material calcáreo encontrado en Inglaterra y Francia. En estas regiones se escavaba una roca caliza de tonalidad blanca de grano fino y algo polvoriento, conocida como “chalk o tiza”. Estos sedimentos fueron depositados en cuencas que presentaban un ambiente de aguas poco profundas y relativamente cálidas (Haq, 2014).

El Cretácico representa a nivel global una etapa muy importante en la historia de la Tierra, debido a diversos eventos que se produjeron por interacciones geológicas y ambientales (climatológicas) que incluyen (Keller, 2008):

(a) un cambio continuo del nivel del mar. Relacionado al incremento en la tasa de generación de corteza oceánica y con el crecimiento de nuevos sistemas de dorsales oceánicas. Algunas estimaciones sugieren que cerca de 20% del área costera actual estuvo cubierta por los mares cretácicos, favoreciendo de esta manera la formación de amplios mares interiores (epicontinentales). La curva revisada para las variaciones del nivel durante el Cretácico (Haq et al., 1988) muestra que ocurrió una depresión durante el Valanginiano medio (~75 m sobre la media del nivel del mar actual), seguido de dos picos altos, el primero en el Barremiano temprano (~160-170 m sobre la media del nivel del mar actual) y el segundo que representa el pico más alto del Cretácico, en el Turoniano temprano (~240-250 m sobre la media del nivel del mar actual). La curva también muestra dos períodos donde se presentan niveles de mar relativamente altos y estables, el primero del Aptiano al Albiano temprano y el segundo del Coniaciano al Campaniano (Figura 1.1; Haq et al., 1988; Skelton et al., 2003; Haq, 2014).

(b) un ambiente de clima cálido en la mayor parte del planeta. Esto provocó que las regiones polares estuvieran libres de hielo. Además, en los océanos se promovió la precipitación de carbonatos con el incremento en la temperatura ambiental, generando plataformas carbonatadas extensas en las áreas ecuatoriales (Figura 1.2 y 1.3; Frakes, 1979; Larson, 1991; Huber et al., 2002; Schouten et al., 2003; Erba, 2004; Miller et al., 2005; Royer, 2006; Forster et al., 2007a, b; Friedrich et al., 2012).

(c) la ocurrencia de tres eventos anóxicos oceánicos (OAE) durante el periodo Cretácico (Figura 1.3; Schlanger & Jenkyns, 1976; Skelton, 2003; Hu et al., 2012): (a) Aptiano-Albiano (OAE1); (b) Cenomaniano-Turoniano (OAE2), y (c) Coniaciano-Santoniano (OAE3). Se ha documentado que los dos primeros eventos provocaron un agotamiento de oxígeno en las aguas del fondo oceánico a escala global (Jenkyns, 1980; de Gracianski et al., 1984; Schlanger et al., 1987; Sarmiento et al., 1988; Bralower et al., 2002; Erba, 2004). Varios mecanismos han sido propuestos para explicar los eventos anóxicos oceánicos: la disminución del suministro de oxígeno a las profundidades del océano debido a una circulación oceánica más lenta (Erbacher et al., 2001) y el aumento de la demanda de oxígeno debido a una mayor productividad del agua superficial (Handoh & Lenton, 2003).

(d) una actividad tectónica muy dinámica en zonas continentales y oceánicas, lo que propició la formación de islas oceánicas y arcos continentales, y una posterior extensión en ambientes continentales (Schlanger & Jenkyns, 1976; Fischer & Arthur, 1977; Skelton, 2003; Adams et al., 2010; Barclay et al., 2010).

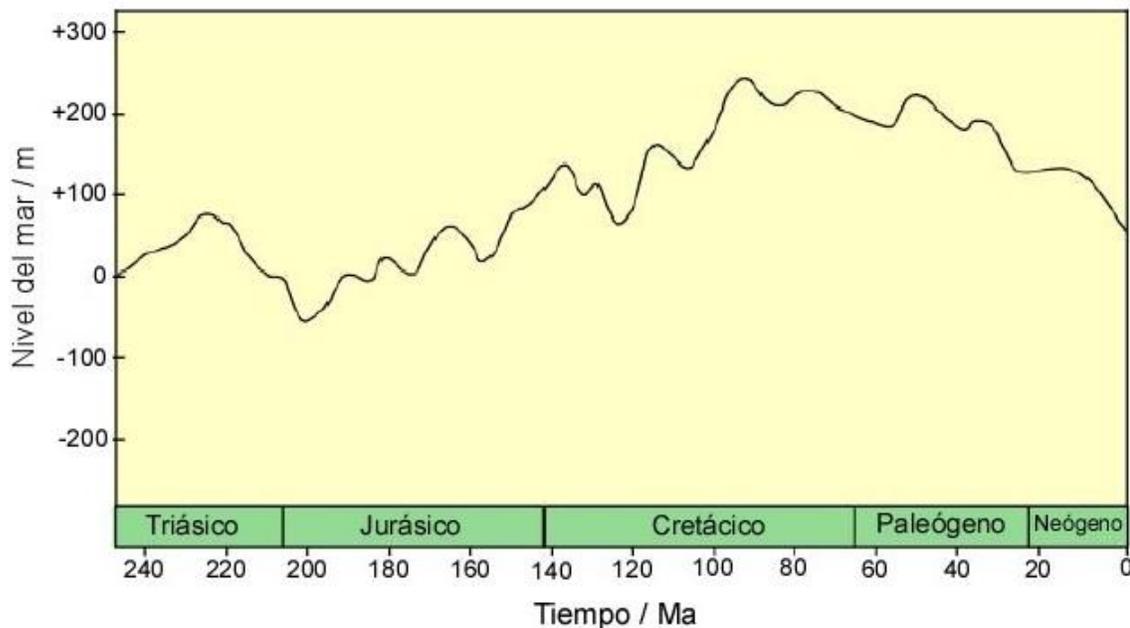


Figura 1.1. Curva del nivel del mar global, alcanzando un máximo en el Cretácico (Haq et al., 1988).

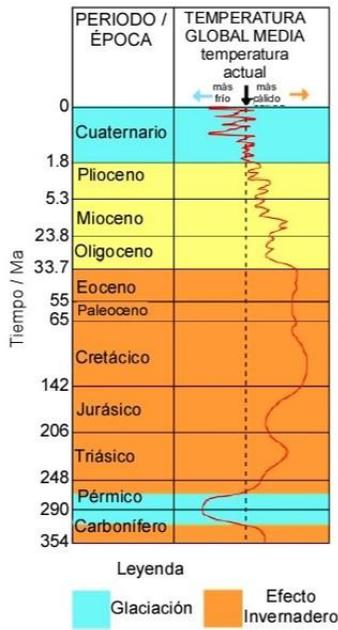


Figura 1.2. Clima desde el Carbonífero al Cuaternario, la curva indica las temperaturas globales medias estimadas. (Frakes, 1979).

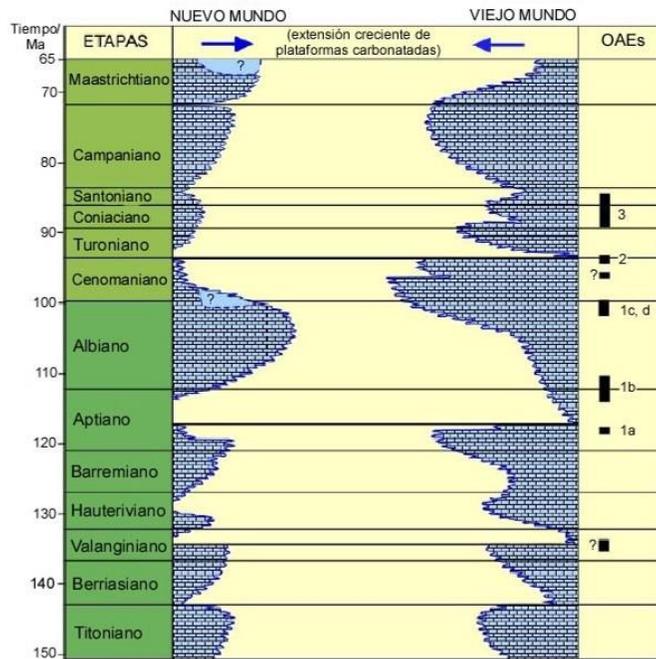


Figura 1.3. Historia generalizada de plataformas carbonatadas durante el Cretácico en el océano Tetis/Atlántico, para el Nuevo Mundo (las Américas) y Viejo Mundo (las otras masas continentales). A la derecha se observan inferidos los eventos anóxicos oceánicos (OAEs) (Skelton et al., 2003).

(e) el periodo Cretácico concluyó con un gran evento de extinción masiva hace ~65.5 Ma. La hipótesis más aceptada ha relacionado este evento con el impacto de un meteorito en la localidad Chicxulub, en el norte de la península de Yucatán (Schulte et al., 2010). Sin embargo, se han propuesto explicaciones alternativas relacionadas a un cambio climático provocado por la intensa actividad volcánica en el límite Cretácico-Paleógeno (Keller et al., 2009).

1.2 CRETÁCICO TARDÍO EN NORTEAMÉRICA

Durante el Cretácico Tardío, se encontraba activa una zona de subducción en esta región, que involucró la placa oceánica Farallón que subducía bajo la placa de Norteamérica. Debido a la actividad tectónica que provocó la interacción de estas dos placas, se generaron cambios paleogeográficos, como la separación y el levantamiento o hundimiento de las masas continentales, permitiendo de esta manera que algunas partes oceánicas se conectaran entre sí mediante mares interiores (Ziegler et al., 1982; Zonenshain et al., 1984; Barron, 1987; Scotese, 1991).

Esta zona de subducción ha sido ampliamente analizada, siendo uno de los principales descubrimientos el cambio de ángulo de la placa Farallón. Liu et al. (2008) reconstruyeron esta zona de subducción utilizando modelos de convección del manto. Los autores sugirieron que hace 70 Ma, a la altura de California, una placa de oceánica plana y poco profunda penetró ~2000 km tierra adentro desde la zona de trincheras. Este modelo también propone que un segmento de la placa Farallón evolucionó hasta convertirse en una parte aislada y engrosada de litosfera oceánica delimitada por una serie de fragmentos de inmersión poco profunda a profunda (Figura 1.4). Por otro lado, Blakey & Ranney (2018) mencionaron que, hace ~80 Ma, una gran meseta oceánica se aproximó a la parte frontal de la placa de Farallón para luego subducir bajo la placa continental (Figura 1.5). Estos autores reportaron que esta placa engrosada de material volcánico y oceánico proporcionó flotabilidad a la placa de Farallón, causando que su ángulo de subducción fuera menos pronunciado (menos de 30°). El cambio de ángulo probablemente provocó que el magmatismo de arco migrara hacia el Este lejos de la trincheras. Independientemente de su ubicación en el tiempo, ambos trabajos concuerdan en que se formó una placa plana y que esta provocó una deposición marina en la parte continental de Norteamérica. Cuando la placa plana se subdujo, la placa Farallón se dividió a lo largo de una cresta oceánica en desarrollo Este/Oeste. La placa Farallón se mantuvo hacia el sur mientras que se formó hacia el norte una nueva placa llamada placa Kula (Bunge & Grand, 2000; Spasojevic et al., 2009; Hawley & Allen, 2019).

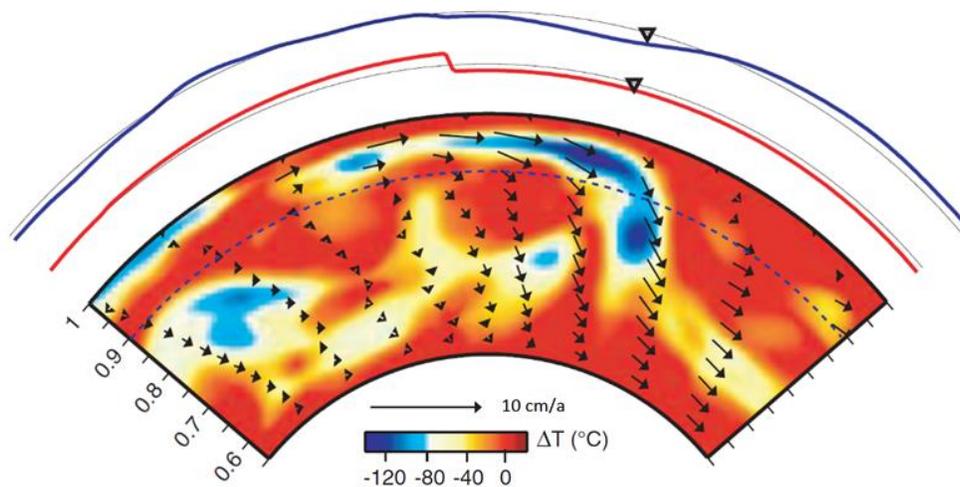


Figura 1.4. Movimiento de la placa Farallón en el Cretácico Tardío (~70 Ma) (Liu et al. 2008): La viscosidad del manto inferior-superior es 15:1 (relativo a 10^{21} Pa s). Las secciones transversales muestran anomalías de temperatura, vectores de velocidad (hacia adelante), topografía dinámica (azul) y componente longitudinal del movimiento de la placa (rojo, hacia el este) a lo largo de este perfil. La línea discontinua azul marca la interfaz del manto superior-inferior.

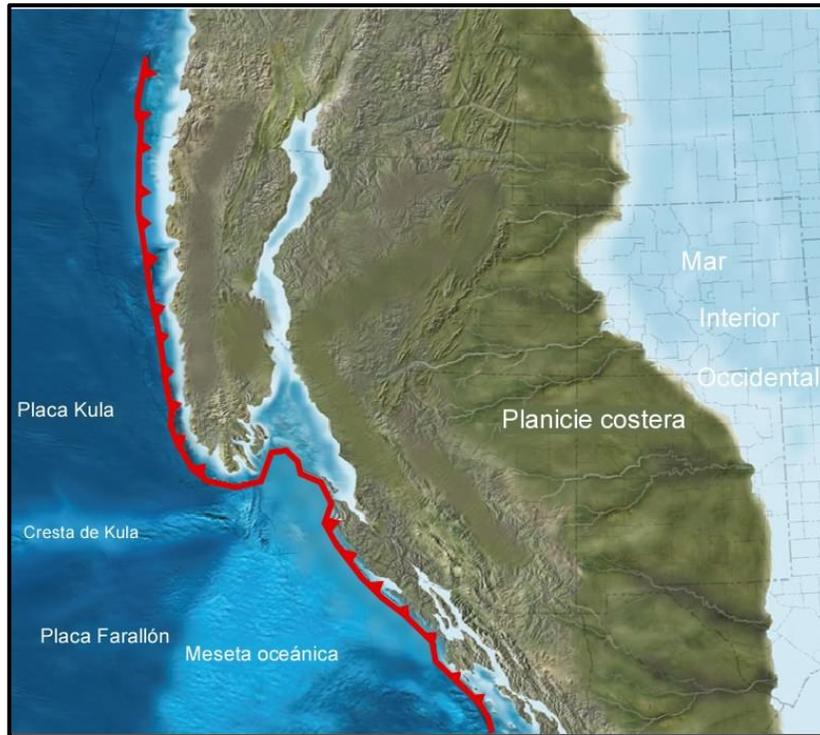


Figura 1.5. Paleogeografía del suroeste de Norteamérica (~80 Ma) (Blakey & Ranney, 2018): se observa la presencia de una meseta oceánica en la parte frontal de la placa Farallón, que subducen bajo la placa de Norteamérica y además la presencia del mar interior.

1.3 ARCO CONTINENTAL LARAMÍDICO

Una de las consecuencias de la subducción de bajo ángulo de la placa Farallón y la meseta oceánica que se colocó en su parte frontal, fue la formación de un arco continental en la parte occidental de Norteamérica, denominado arco Laramídico (Dickinson et al., 1988; Bird, 1998, 2002). Fue reconocido por primera vez en depósitos situados en la cuenca Laramide en el sur de Wyoming (Blakey & Ranney, 2018). Su formación generó grandes levantamientos corticales que involucraba el basamento en la región centro-occidental de Norteamérica, por ejemplo; la Meseta de Colorado, las Montañas Rocallosas y en algunas regiones de California, Arizona y Nuevo México (Nieto-Samaniego et al., 2005; Cuéllar-Cárdenas et al., 2012; Fitz-Díaz et al., 2012; Garduño-Martínez et al., 2015).

En Estados Unidos, el cinturón encuentra su límite al norte en la región de Yellowstone, donde se conectan las fronteras entre tres provincias tectónicas: (a) las Grandes Planicies de América del Norte al este; (b), el cinturón Sevier al oeste y (c) el cinturón Laramide al sur (Campa & Coney, 1983; Campa-Uranga, 1985; Coney & Evenchick, 1994).

En México, el cinturón Laramide incorpora al Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano. Este evento generó cadenas de montañas como la Sierra Madre Oriental, y los Cinturones de Pliegues y Cabalgaduras de Chihuahua y Coahuila (De Cserna, 1956; Tardy, 1980; Suter, 1984; Campa & Coney, 1983). Recientemente Fitz-Díaz et al. (2018) han indicado que los Cinturones de Pliegues y Cabalgaduras de Chihuahua y Coahuila en su etapa inicial presentan características estructurales de tipo Sevier pero evolucionan hacia características de tipo Laramide.

Dickinson et al. (1988) reportaron que durante el Maastrichtiano (~70-75 Ma), el inicio de la deformación fue aproximadamente sincrónico en la parte norte de México, mientras que desde el Eoceno Temprano (~50-55 Ma) hasta el Eoceno Tardío (~35-40 Ma) la finalización de la deformación fue diacrónica de norte a sur.

Copeland et al. (2011, 2017) reportaron específicamente en las zonas que se localizan al sur de la provincia geológica, que la deformación pudo alcanzar edades tan jóvenes como Oligoceno Temprano (~30 Ma). Las fallas en el cinturón Laramide son típicamente fallas inversas de ángulo alto que acomodan desplazamientos verticales significativos, involucran rocas del basamento y se asocian comúnmente con pliegues de cortinas (*drape folds*) a escala de kilómetros (Dickinson et al., 1988; DeCelles, 2004; Yonkee & Weil, 2015).

A estos levantamientos verticales también se les conoce como levantamientos de deformación de piel gruesa, y reemplazaron la deformación de piel delgada que era dirigida horizontalmente. En el estilo de deformación que involucra el basamento, las fallas más antiguas y otras zonas de debilidad se reactivan por esfuerzos de compresión para elevar los núcleos de montaña discretos (Campa, 1985; Gray et al., 2001; Henry et al., 2003; Fitz-Díaz et al., 2014, 2018).

1.4 MAR INTERIOR OCCIDENTAL (MIO)

La evolución de la zona de subducción en el oeste de Norteamérica favoreció a la generación de una extensa cuenca epicontinental y además condicionó la sedimentación en esta región. La cuenca fue ocupada por un océano extenso denominado Mar Interior Occidental (MIO), que tenía una extensión en dirección N a S de ~4,800 km, desde Alaska hasta el norte de México y en dirección W a E desde el centro de Utah a Minnesota presentaba una extensión de ~1,620 km. De esta manera, se conectaban el mar Boreal con el proto-Golfo de México (Figura 1.6; Kauffman, 1984; Roberts & Kirschbaum, 1995; Arthur & Sageman, 2004; Blakey, 2011).

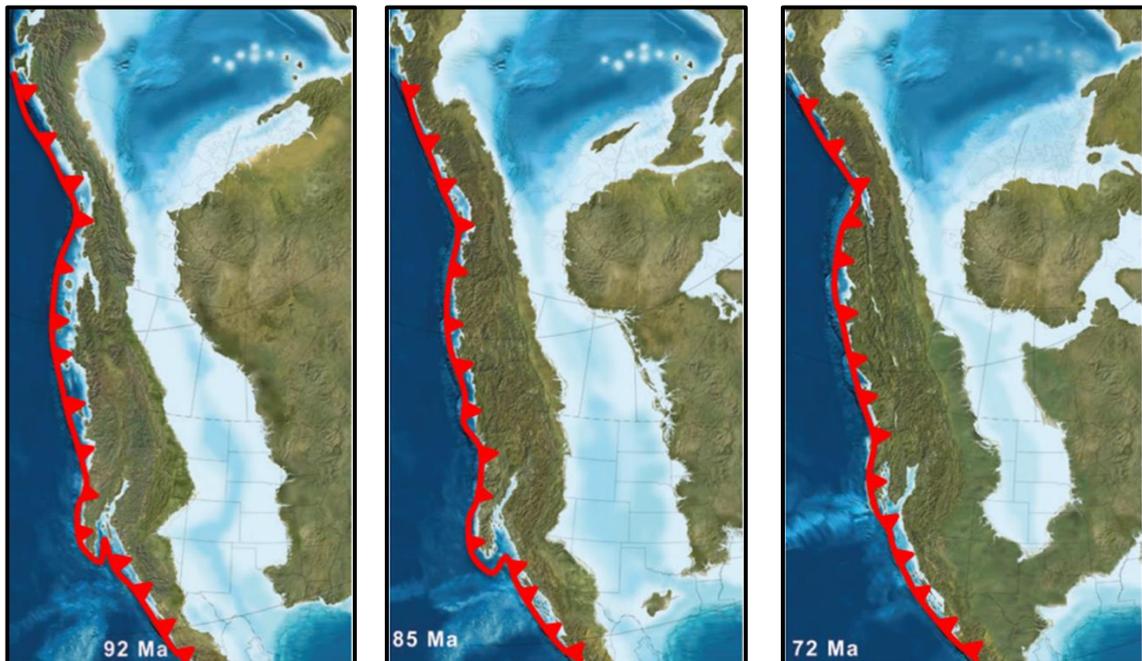


Figura 1.6. Paleogeografía de Norteamérica / Mar Interior Occidental para diferentes etapas del Cretácico Tardío (Blakey, 2011): Zona de subducción representada por línea roja.

La cuenca epicontinental incluía: (a) una zona de cuña con depósito local de depósitos de grano grueso separados por discordancias angulares; (b) una zona profunda con deposición de estratos gruesos, en su mayoría fluviales; (c) un abultamiento anterior de baja amplitud con depósito episódico de estratos más delgados, y (d) una amplia zona de protuberancias con deposición de estratos de grano fino, principalmente marinos (Slingerland et al., 1996; DeCelles & Giles, 1996).

La región se caracterizó por un clima subtropical cálido y húmedo sobre la base de indicadores geológicos y paleobiogeográficos. Un flujo significativo de agua dulce pudo haber llegado a la cuenca desde ambos márgenes y se mezcló con masas de agua salina del proto-Golfo de México y el mar Boreal para producir una hidrografía compleja (Kauffman & Caldwell, 1993; Cadrin et al., 1995).

La inundación inicial del MIO durante el Cretácico se produjo solo en el norte y avanzó a través de una serie de incursiones progresivas hacia el sur. Previo a este periodo, las aguas del sur no podían ingresar al MIO, debido a una serie de altos topográficos y al nivel relativamente bajo del mar global.

En resumen, el desarrollo del mar epicontinental estuvo controlado por cinco eventos o ciclos de transgresión-regresión que se registraron entre el Albiano Temprano y el Maastrichtiano Medio: (a) *Greenhorn* (Albiano Tardío – Turoniano Tardío); (b) *Niobrara* (Turoniano Tardío – Campaniano Temprano); (c) *Claggett* (Campaniano Temprano a Medio); (d) *Bearpaw* (Campaniano Medio – Maastrichtiano Temprano), y (e) *Fox Hills* (Maastrichtiano Temprano a Medio), siendo los más importantes los ciclos *Greenhorn* y *Claggett* (Figura 1.6; Hancock & Kauffman, 1979; Stelck y Koke, 1987; Stelck, 1991; Kauffman & Caldwell, 1993; Cadrin et al., 1995).

Hancock & Kauffman (1979) reportaron algunos picos transgresivos, los más importantes son: (a) Albiano tardío: los mares cretácicos cubrieron por primera vez a gran parte de los macizos antiguos durante el Mesozoico. Este pico transgresivo tuvo una duración de ~8.5 Ma, presentándose de manera inmediata hace 105 Ma a un incremento en la velocidad de dispersión de piso oceánico de 86 mm/a (Seton et al., 2009); (b) Turoniano Temprano; que representa al ciclo *Greenhorn*; más de un tercio de Norteamérica estuvo inundada producto de la transgresión más extensa presentada durante el periodo Cretácico (tasa promedio de transgresión ~585 km/Ma), y (c) Campaniano Temprano: que representa al ciclo *Claggett*, este último pico transgresivo generó una menor extensión de inundación, fue registrado ampliamente en Canadá y Estados Unidos. Este evento acontece de manera posterior a otro pico de velocidad de dispersión de piso oceánico de 70 mm/a hace 75 Ma (Seton et al., 2009),

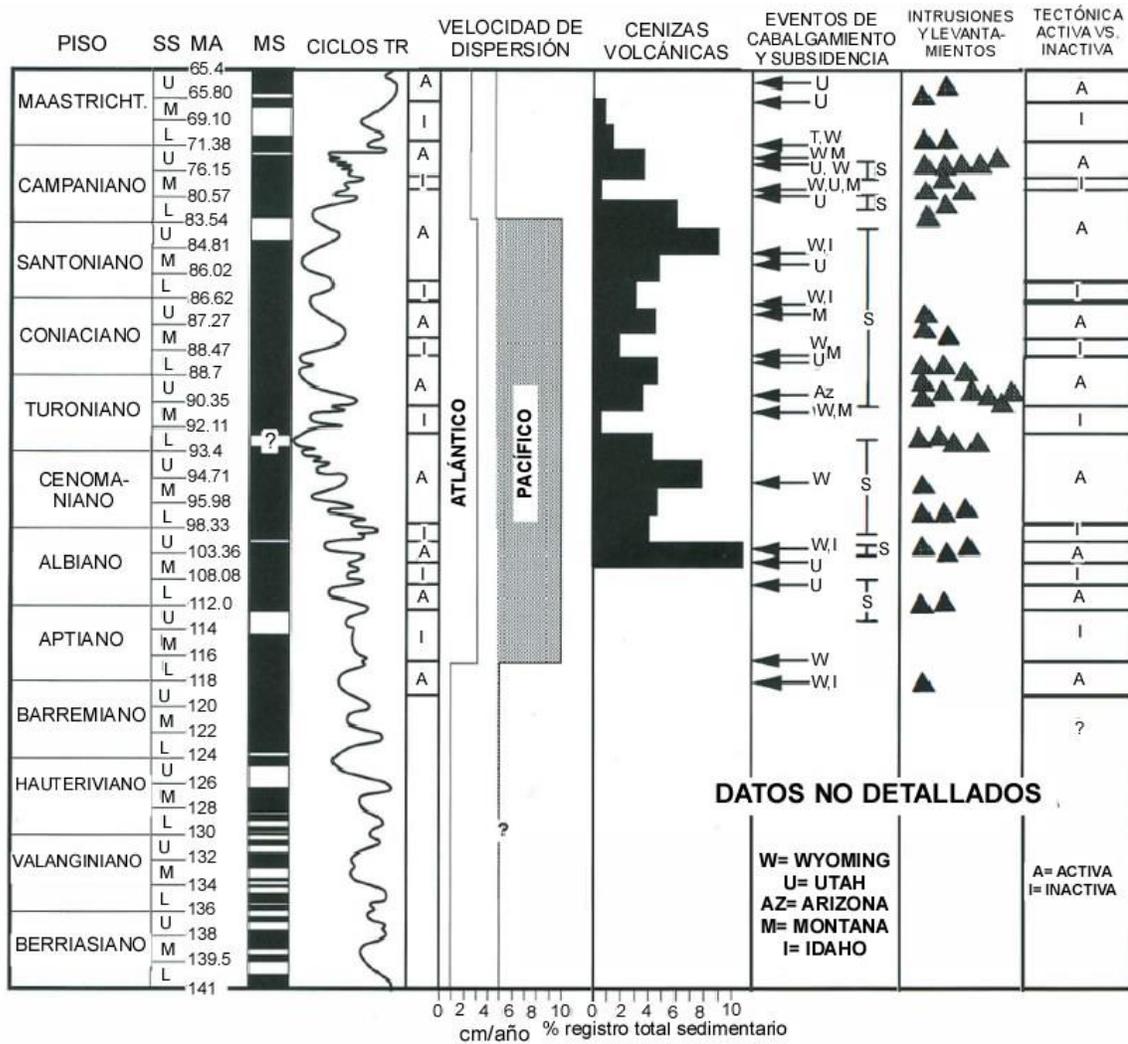


Figura 1.7. Tabla de eventos tectónicos y geológicos para la parte sur del MIO durante el Cretácico (Kauffman & Caldwell, 1993): (SS) = divisiones de etapas del Cretácico, (MA) = escala de tiempo, (MS) = perfil de magnetoestratigrafía, (Ciclos TR) = historia relativa del nivel del mar, trazada como una curva transgresiva-regresiva, (Velocidad de Dispersión) = tasas de expansión promedio del Atlántico y el Pacífico; (Cenizas Volcánicas) = niveles de vulcanismo explosivo del Cretácico Medio y Tardío, medidos por el porcentaje relativo de ceniza o bentonita en facies marinas, (Eventos de Cabalgamiento y Subsistencia) = eventos de cabalgamiento (flechas con letras) y subsidencia bien fechados (barras verticales con S en el centro), (Intrusiones y Levantamiento) = levantamiento vertical activo de los bloques del basamento (triángulos oscuros), (Tectónica activa vs inactiva) = intervalos alternados, tectónicamente y volcánicamente activos (A), e intervalos relativamente inactivos (I).

Los episodios alternos de transgresiones y regresiones en el MIO resultaron en un aumento o disminución del 25-40% en la inundación regional del Cratón de Norteamérica, y cambiaron drásticamente la paleogeografía y el clima del continente (Williams & Stelck, 1975; Haq et al., 1987, McDonough & Cross, 1991).

La Cordillera Occidental de Norteamérica, que marcaba la frontera occidental, fue la principal fuente siliciclástica del MIO. La acumulación de carbonato y materia orgánica de origen pelágico en un ambiente de aguas tranquilas y relativamente calientes complementó el sistema de sedimentación (Kauffman, 1984; Kauffman & Caldwell, 1993). Por otra parte, el registro estratigráfico del Cretácico Tardío para varias localidades a lo largo de la parte central de Norteamérica incluye además estratos de ceniza volcánica alterada, estos estratos se han considerado como un producto del denominado arco Laramídico, vinculado a la subducción de ángulo bajo. De manera general, el tipo de litofacies asociada al MIO varió desde arenisca de grano grueso, arenisca-lutita, lutita, creta, caliza y horizontes volcano-sedimentarios (Foreman et al., 2008; Riehle et al., 2010; Velasco-Tapia et al., 2016; Velasco-Tapia, 2017).

De esta manera la sedimentación dentro y en los márgenes de la cuenca fue controlada por varios factores: (a) el crecimiento tectónico tanto de la cordillera como de la cuenca, que afectó, por ejemplo, la fuente, la tasa de suministro y el sitio de depósito de los sedimentos clásticos predominantemente terrígenos que se acumularon; (b) cambios eustáticos, que se registran en una ciclicidad transgresiva-regresiva ampliamente correlativa y una respuesta estratigráfica secuencial, y (c) la dinámica de la masa de agua en el mar epicontinental, que influyó en la deposición de sedimentos de carbonato (principalmente en la cuenca sur) (Kauffman, 1984; Cant & Stockmal, 1989; Cadrin et al., 1995).

1.5 PETROLOGÍA DE ROCAS VOLCANICLÁSTICAS

Las rocas volcaniclásticas son muy susceptibles a las modificaciones diagenéticas, la pérdida de porosidad es muy elevada y su consolidación muy rápida. El material volcaniclástico puede ser dispersado por cualquier agente de transporte y depositado en cualquier ambiente, como consecuencia de la inestabilidad de sus componentes con respecto al medio en que se encuentran, puede ocurrir desvitrificación y alteración durante la meteorización y diagénesis, teniendo como resultado el desarrollo de minerales más estables (Fisher, 1961; Fisher & Schmincke, 1984; Rossi et al., 2021). Algunos de los objetivos que se tienen al realizar un estudio de petrología de rocas volcaniclásticas son: (a) identificar la fuente o procedencia, y (b) conocer la manera en que se dio el transporte y sedimentación del material (Rossi et al., 2021).

El material volcánico pudo haber tomado algunos trayectos antes de ser depositado y sedimentado, por ejemplo; pudo haber sido eyectado, más o menos verticalmente, y posteriormente formar parte de una columna eruptiva, donde se expande en función del viento y tiende a caer inercialmente depositándose debido a la atracción gravitatoria, a este proceso se le conoce como depósito de caída. También pudo desplazarse a ras del suelo en un flujo denso esencialmente laminar, en algo que se le conoce como transporte y/o depósito de flujo, o bien, el material pudo transportarse siguiendo la topografía, mediante una dispersión gas-sólido diluido (con baja concentración de partículas), en un proceso llamado depósito de oleada (Slaughter & Hamil, 1970; Philpotts, 1990; Costa et al., 2006).

Por otro lado, a partir de la petrografía de rocas volcánicas se ha logrado observar en general, una textura vítreo-arcillosa con calcita e illita que muestra algunos microcristales de plagioclasa, cuarzo, feldespato-K, opacos, circón y biotita, que presentan generalmente formas anhedrales. En ocasiones, algunas muestras presentan evidencia de clinocloro, donde el color verde observado cambia a amarillo ocre producto de la alteración, (Velasco-Tapia et al., 2016; Velasco-Tapia, 2017).

Dentro del estudio petrográfico de estas rocas, se ha hablado en algunos casos de petrofacies: (a) criptocristalina; se observa una mesostasis con indicios esporádicos de desvitrificación. Los cristales están conformados generalmente por cuarzo monocristalino anhedral representando menos del 40% en volumen; (b) cristalina; inmersos en una mesostasis microcristalina con poca desvitrificación, se muestran principalmente cristales de plagioclasa, cuarzo y feldespato, y (c) lítocristalina; incluye fenocristales de cuarzo, feldespato K, plagioclasa y líticos que pueden proporcionar información acerca de las rocas existentes en el conducto, el sistema volcánico y las litologías que son cortadas por el material volcánico (Grim & Guven; 1978; Christidis & Huff, 2009).

1.6 PROPUESTA DE TESIS

1.6.1 Justificación

La revisión bibliográfica ha revelado los siguientes hechos:

- 1) A partir de cartografía geológica, se conoce aproximadamente cual es la distribución geográfica de la Formación San Felipe en el NE de México.
- 2) La estratigrafía en el área de Rayones/Galeana refleja un cambio de un dominio carbonatado arcilloso a uno arcilloso y de forma concordante a la influencia de un fenómeno de vulcanismo.
- 3) Existe información mineralógica, geoquímica y geocronológica detallada únicamente para todas las litologías que conforman a la unidad en el perfil Puerto Pastores (Galeana, N.L.).
- 4) La revisión preliminar de secciones en Linares, Tamaulipas y Puebla, indica que existen variaciones estratigráficas en la unidad.
- 5) No se ha efectuado una comparación de las rocas volcanoclásticas de la Formación San Felipe con las reportadas en unidades similares del Cretácico Tardío a lo largo del MIO de Norteamérica (Ártico Canadiense a Texas).

1.6.2 Hipótesis

El escenario tectónico y paleogeográfico para el sur de Norteamérica en el Cretácico Tardío fue favorable para la transición de un sistema sedimentario de margas a uno clástico fino, aproximadamente en la zona de transición del MIO y el Golfo de México, proceso contemporáneo a la influencia de eventos volcánicos.

Respecto a lo observado en Linares, Nuevo León, y Zacatlán, Puebla, la Formación San Felipe en Rumbo Nuevo, Tamaulipas presenta diferencias en sus litologías, como resultado de la influencia de la Plataforma Valles – San Luis Potosí en el proceso de sedimentación.

1.6.3 Objetivos

A fin de profundizar en el modelo de evolución geológica para el NE de México durante el Cretácico Tardío, en el presente trabajo de Tesis de Maestría se plantearon los siguientes objetivos: (a) La búsqueda exhaustiva y el análisis de la información geoquímica y geocronológica de los registros de ceniza volcánica alterada (bentonita), reportados a través del MIO de Norteamérica, y (b) El análisis mineralógico y geoquímico de depósitos de bentonita, en localidades clave en el Norte y Centro de México en donde se encuentra expuesta la Formación San Felipe, a fin de tener la posibilidad de comparar la información entre estos puntos.

1.6.4 Metas

Para poder alcanzar los objetivos propuestos, se consideraron las siguientes metas:

- (1) Efectuar una revisión exhaustiva de literatura de depósitos volcanoclásticos a través del MIO, que son comparables con los de la Formación San Felipe. y generar una base de datos mineralógicos, geoquímicos y geocronológicos.
- (2) Desarrollar modelos petrológicos de los sistemas volcanoclásticos (clasificación – procedencia – transporte – depósito – diagénesis) del Cretácico Tardío a lo largo del MIO.
- (3) Contar con perfiles estratigráficos en las localidades del Noreste y Centro de México bajo estudio (Cerro Prieto, Linares, Nuevo León / Juan Capitán, Rumbo Nuevo, Tamaulipas / Tlatempa, Zacatlán, Puebla).
- (4) Llevar a cabo el estudio microfacial del material carbonatado expuesto en el área de Juan Capitán.
- (5) Efectuar el análisis mineralógico y geoquímico de rocas volcanoclásticas de la Formación San Felipe en las áreas de estudio.
- (6) Desarrollar un modelo petrológico de un sistema volcanoclástico del Cretácico Tardío (Formación San Felipe) expuesto en las áreas de estudio.
- (7) Llevar a cabo una comparación de los depósitos volcanoclásticos del Noreste-Centro de México con los distribuidos a través del MIO.

CAPÍTULO II

REGISTRO VOLCANICLÁSTICO EN EL MAR INTERIOR OCCIDENTAL DE NORTEAMÉRICA

2.1 REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA Y COMPILACIÓN DE BASE DE DATOS

Los estratos de bentonita, que se han definido como los productos del depósito y alteración de cenizas volcánicas en la hidrósfera, son bastante comunes en ambientes marinos y terrestres del Cretácico Tardío (Campaniano - Maastrichtiano) en y junto al Mar Interior Occidental de Norteamérica. A lo largo del tiempo, se han reportado estudios de estratigrafía, sedimentología, geoquímica y mineralogía de estos estratos. Estas investigaciones tienen como principal objetivo el buscar relaciones cronoestratigráficas y discernir cambios en la procedencia de los depósitos. Estos depósitos han proporcionado información para ubicar eventos volcánicos que ocurrieron en el Cinturón Orogénico Cordillerano del occidente de Norteamérica (Elder, 1988; Kauffman & Caldwell, 1993; Roberts & Kirschbaum, 1995; Cadrin et al., 1995; Tyagi et al. 2007; Desmares et al., 2007; Varban & Plint, 2008; Fanti, 2009; Lockshin, 2017).

Durante el desarrollo de la presente Tesis, se realizó una búsqueda exhaustiva de literatura sobre estratos volcaniclásticos depositados a lo largo del MIO en el Cretácico Tardío. En esta revisión, se han incluido 69 trabajos donde se ha documentado la presencia de esta litología. Los reportes cubren el periodo de 1965 a 2021 y comprenden 65 artículos publicados en revistas con arbitraje, 1 tesis de licenciatura, 2 de maestría y 1 de doctorado (Anexo I).

A partir del análisis de los registros de material volcaniclástico, se construyó una base de datos que incluyó: (a) ubicación geográfica, (b) descripción general de la roca, (c) composición geoquímica y (d) geocronología. La información de cada muestra de roca compilada se incorporó en un archivo generado en el software Statistica for Windows 5.0 (Statsoft, Inc., Tulsa, OK). Este programa permitió ordenar los datos numéricos y generar diferentes gráficos de interés.

Por otra parte, las localidades registradas en la base de datos se distribuyeron en las siguientes regiones: (a) Ártico Canadiense, (b) Alaska, (c) Canadá, (d) Norte EEUU, (e) Centro EEUU, (f) Sureste EEUU y (g) Noreste de México.

Estas regiones fueron incluidas en un mapa georreferenciado, utilizando el software Quantum Geographic Information System (Qgis) (Figura 2.1). Al mapa se ha incorporado la reconstrucción paleogeográfica de Norteamérica (zona continental y MIO) entre el Coniaciano - Santoniano (~85 Ma) de acuerdo con Blakey & Ranney (2018).

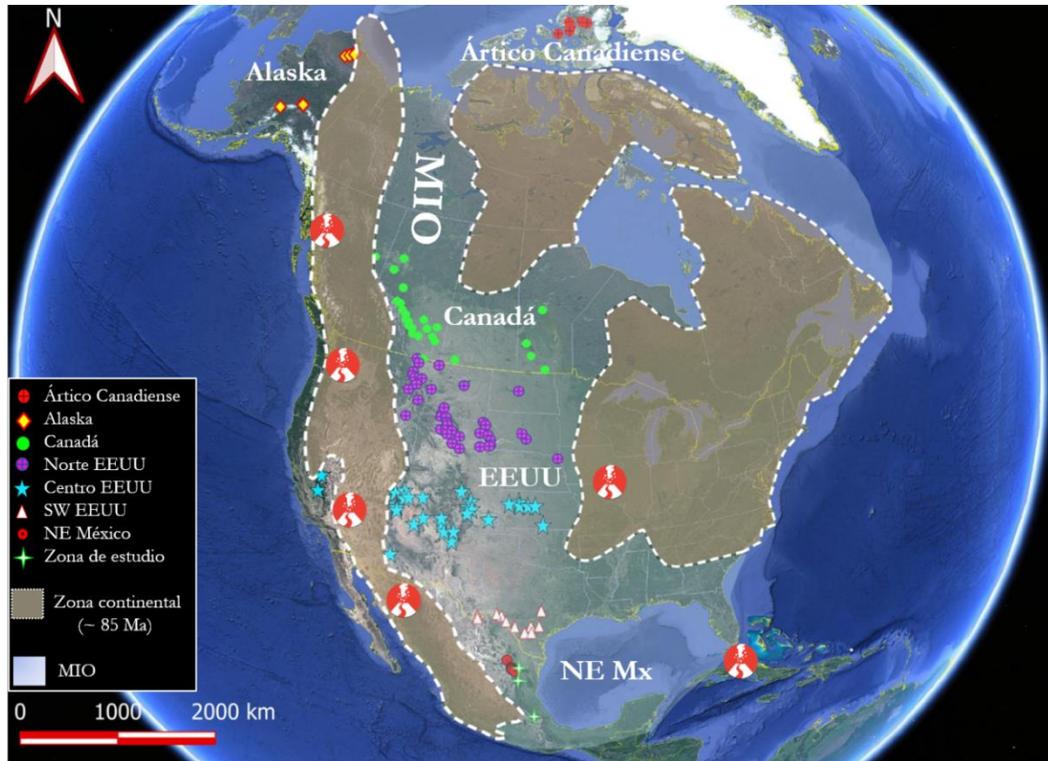


Figura 2.1. Ubicación de localidades del Cretácico Tardío que incluyen estratos volcaniclásticos a través del Mar Interior Occidental de Norteamérica. La imagen muestra la reconstrucción paleogeográfica para el Coniaciano – Santoniano (~85 Ma; Blakey & Ranney, 2018) y la ubicación de sitios con actividad volcánica en el Cretácico Tardío.

2.2 MODELOS DE PETROLOGÍA PARA ROCAS VOLCANICLÁSTICAS

El desarrollo de modelos petrológicos para rocas volcaniclásticas involucra la discusión de los siguientes puntos (McLennan et al., 1993): (a) clasificación, (b) procedencia, (c) transporte, (d) depósito y (e) diagénesis. De esta forma, la información compilada (mineralogía, elementos mayores y traza, y geocronología) para los depósitos volcaniclásticos distribuidos en las siete regiones a lo largo del Mar Interior Occidental de Norteamérica, fue utilizada para proponer un modelo petrológico preliminar, sustentado en diversas herramientas geoquímicas (diagramas de clasificación, diagramas de variación bivariados y ternarios y diagramas normalizados).

Para clasificar las tobas alteradas registradas en la base de datos, se utilizaron los siguientes diagramas: (a) [Winchester & Floyd \(1977\)](#), basado en relaciones de Zr/Ti y la concentración de Ce; (b) [Jenchen \(2018\)](#), el cual considera los contenidos de Al₂O₃ y de SiO₂ y (c) [Kiipli et al. \(2010\)](#), el cual utiliza los contenidos de Na₂O y K₂O. Además, la geoquímica de los lantánidos fue representada a través de diagramas normalizados a condrita ([Rollinson, 1993](#)), material que representa a la composición original de la Tierra.

Para establecer la procedencia y afinidad tectónica de los sedimentos se utilizaron diversos diagramas: (a) [McLennan et al. \(1993\)](#), quienes utilizaron relaciones de Eu/Eu* y de Gd/Yb normalizadas a manto primordial, para establecer la relación con alguna región fuente y (b) [Gorton & Schandl \(2000\)](#), quienes consideran la concentración de Yb y las relaciones de Th/Ta para inferir el ambiente tectónico.

Por otro lado, el diagrama de [McLennan et al. \(1993\)](#), basado en las relaciones de Zr/Sc y Th/Sc, se utilizó para evaluar cualitativamente las condiciones de transporte y retrabajamiento del material volcaniclástico. Finalmente, el diagrama ternario Al₂O₃ – [Na₂O + K₂O] – CaO de [McLennan et al. \(2008\)](#) se utilizó para inferir la evolución de los procesos de alteración durante la diagénesis.

2.3 REGISTRO VOLCANICLÁSTICO DEL CRETÁCICO TARDÍO EN EL MAR INTERIOR OCCIDENTAL DE NORTEAMÉRICA

2.3.1 Ártico Canadiense: descripción y geocronología

En esta región, los estratos volcaniclásticos se encuentran distribuidos en la parte noreste de la cuenca Sverdrup, incorporados a la Formación Kanguk, aunque también existen reportes en la Formación Bastion Ridge ([Figura 2.2](#); [Schröder-Adams et al., 2014](#); [Davis et al., 2017](#); [Pointon et al., 2019](#)). La cuenca Sverdrup se desarrolló durante el Carbonífero Temprano al Eoceno Tardío como una cuenca extensional tipo rift de tendencia noreste-suroeste.

El material depositado durante el Cretácico Tardío en la cuenca fue de: (a) secuencias clásticas; (b) material carbonatado; (c) capas de evaporitas, y (d) horizontes de ceniza volcánica ([Ricketts et al., 1985](#); [Embry & Osadetz, 1988](#); [Parsons, 1994](#); [Embry & Beauchamp, 2008](#); [Tullius et al., 2014](#); [Herrle et al., 2015](#)).

La Formación Kanguk se expone en las islas Ellesmere y Axel Heiberg. Su edad de depósito, basada en correlación estratigráfica, datos geocronológicos y paleontológicos, es del Cenomaniano Tardío hasta el Campaniano Tardío (Balkwill, 1978; Parsons, 1994; Davis et al., 2017). Se ha correlacionado con las formaciones Boundary Creek y Smoking Hills en el Delta del Mackenzie en Canadá, así como en el norte de Alaska con las formaciones Hue, Seabee y Canning.

La Formación Kanguk está dominada por lutita y, en menor proporción, limolita y arenisca, que se intercalan con numerosas capas de cenizas volcánicas diagenéticamente alteradas. Las bentonitas están dominadas por minerales arcillosos (esmectita) y fenocristales volcánicos, mostrando edades U-Pb en circón de 81.9 ± 1.6 a 95.4 ± 1.5 Ma (Embry, 1991; Hills & Strong, 2007; Galloway et al., 2012; Pugh et al., 2014; Schröder-Adams et al., 2014; Davies et al., 2018; Pointon et al., 2019).

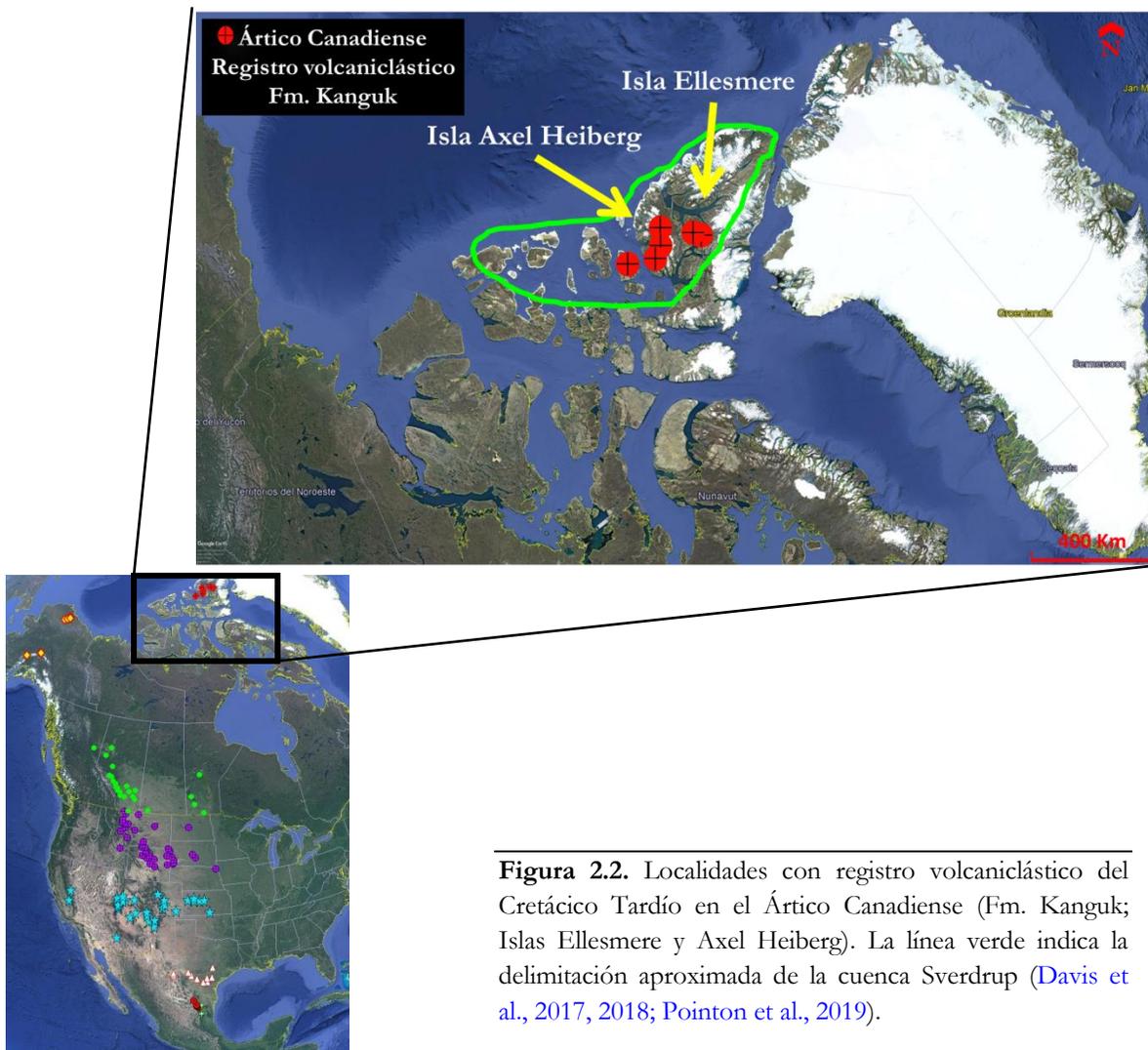


Figura 2.2. Localidades con registro volcanoclástico del Cretácico Tardío en el Ártico Canadiense (Fm. Kanguk; Islas Ellesmere y Axel Heiberg). La línea verde indica la delimitación aproximada de la cuenca Sverdrup (Davis et al., 2017, 2018; Pointon et al., 2019).

2.3.2 Ártico Canadiense: modelo petrológico

Clasificación

La composición en elementos inmóviles indica una clasificación de las rocas principalmente como tobas comendíticas – panteleríticas y algunas como traquíticas – fonolíticas (Figura 2.3a). Esto implica una roca madre de características alcalinas. Las rocas presentan contenidos de $\text{Al}_2\text{O}_3 = 8\text{-}13\%$ y de $\text{SiO}_2 > 40\%$, con características de rocas pelíticas (rocas de grano muy fino, compuestas de limo y arcilla) y psamíticas (rocas clásticas de grano medio constituidas por fragmentos redondeados a angulares del tamaño de la arena) (Figura 2.3b). De acuerdo con el diagrama $\% \text{Na}_2\text{O} - \% \text{K}_2\text{O}$, las rocas se concentran especialmente en el campo de las grauwacas sódicas (rocas que han experimentado corrientes de turbidez; Figura 2.3c). La geoquímica de lantánidos se caracteriza por patrones normalizados a condrita ($n = 10$) que están enriquecidos en ligeros ($[\text{La}/\text{Yb}]_N = 5\text{-}11$), con una anomalía negativa de Eu ($[\text{Eu}/\text{Eu}^*]_N = 0.21\text{-}0.50$) y un patrón plano de pesados (Figura 2.3d).

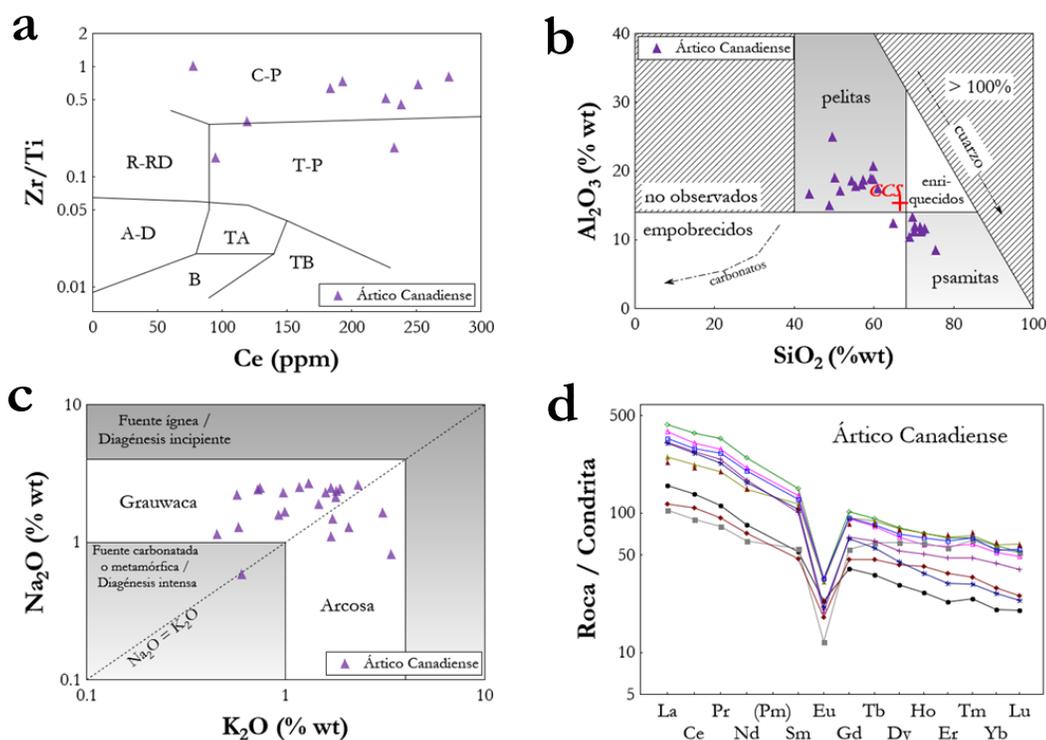


Figura 2.3. Modelo petrológico para volcanoclasticos del Ártico Canadiense: Diagramas de clasificación: (a) $\text{Zr}/\text{Ti} - \text{Ce}$ (Winchester & Floyd, 1977). C-P = comendita-pantelerita, R-RD = riolita-riodacita, T-P = traquita-pantelerita, TA = traquiandesita, B = basalto, TB = traquibasalto, A-D = andesita-dacita; (b) $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ (Jenchen, 2018); CCS= corteza continental superior; (c) $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ (Küpli et al., 2010); (d) patrones de lantánidos normalizados a condrita (Rollinson, 1993).

Procedencia

De acuerdo con el diagrama de relaciones Eu/Eu* y Gd/Yb (Figura 2.4a), la corteza continental superior sería la fuente potencial del vulcanismo que derivó en los depósitos volcaniclásticos del Ártico Canadiense. Por otra parte, la mayor parte de las rocas muestran una afinidad a vulcanismo intraplaca de acuerdo con el diagrama Th/Ta-Yb (Figura 2.4b). Se ha sugerido que el aporte de material volcaniclástico pudo provenir localmente de cuerpos ígneos alcalinos ubicados en el norte de la isla Ellesmere o aún desde el cinturón volcánico Okhotsk-Chukotka, Rusia, zonas con evidencia de condiciones de extensión (Parsons, 1994; Embry & Beauchamp, 2008; Davis et al., 2017). Sin embargo, algunas muestras se asocian a un margen continental activo. Esto podría explicarse como una influencia limitada del arco continental que se encontraba activo en el margen occidental de Canadá durante el Cretácico tardío.

Transporte

Es importante señalar que existe un número escaso de datos de Sc, indispensable para inferir condiciones de transporte de los sedimentos. Solo existe información para dos muestras que se caracterizan por relaciones de Zr/Sc = 738.33 y 938.20 y de Th/Sc = 15.33 y 19.48, valores que sugieren un transporte relativamente rápido y un reciclamiento incipiente (Figura 2.4c).

Depósito

Davies et al. (2018) y Pointon et al. (2019) propusieron, a partir del análisis microfacial de carbonatos, un ambiente de plataforma abierta poco profunda. El depósito fue producto de un ciclo transgresivo-regresivo que incluyó periodos de inundación, suministro de sedimentos clásticos y volcaniclásticos y cambios eustáticos.

Diagénesis

De acuerdo con el análisis petrográfico, plagioclasa-Na, cuarzo y clinopiroxeno son los principales fenocristales incluidos en las rocas volcaniclásticas. La mayor parte registra una alteración secundaria hacia clorita, piritita y calcita.

En el diagrama ternario $Al_2O_3 - (CaO^* + Na_2O) - K_2O$ (Figura 2.4d) las rocas se distribuyen a lo largo del eje CN – A, hasta alcanzar la composición promedio de plagioclasa. Esto podría ser indicativo de una composición alcalina dominada por Na_2O y un proceso de alteración incipiente con un incremento limitado en Al_2O_3 .

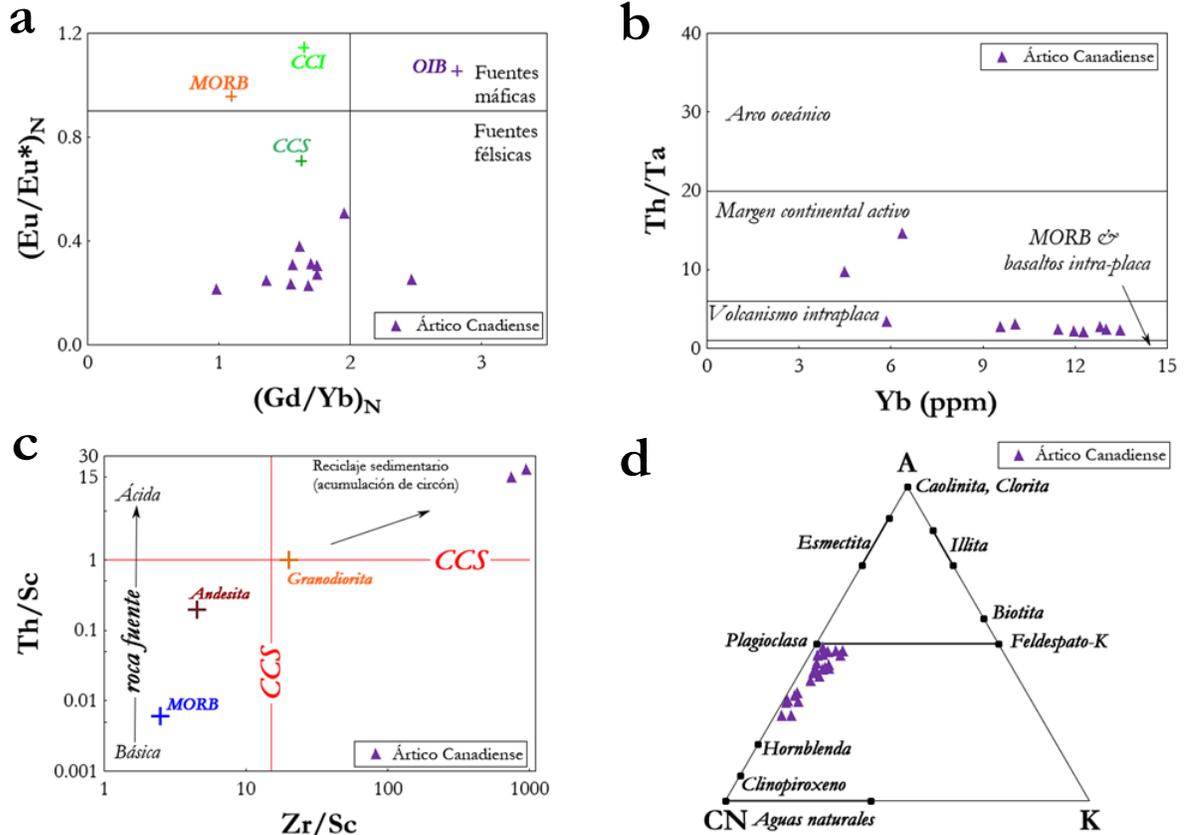


Figura 2.4. Modelo petrológico para volcanoclásticos del Ártico Canadiense: (a) diagrama de procedencia $(Eu/Eu^*)_N - (Gd/Yb)_N$ (McLennan et al., 1993). CCS = corteza continental superior, CCI = corteza continental inferior, MORB= Basalto de Cresta Oceánica, OIB= Basalto de Isla Oceánica; (b) diagrama de afinidad tectónica $Th/Ta - Yb$ (Gorton & Schandl, 2000); (c) diagrama de transporte $Th/Sc - Zr/Sc$ (McLennan et al., 1993); (d) diagrama de diagénesis A (Al_2O_3) – CN ($CaO^* + Na_2O$) – K (K_2O) (McLennan et al., 2008).

2.3.3 Alaska: descripción y geocronología

Los depósitos de ceniza volcánica alterada se distribuyen en varios afloramientos a lo largo de la cuenca Colville, al norte de la península (Figura 2.5). Esta cuenca de antepaís se formó en respuesta a una colisión arco-continente en el Jurásico Medio al Cretácico Temprano y tuvo un evento de deformación en el Cenozoico Temprano (Cole et al., 1997; Mull et al., 2003; Moore et al., 2004).

Los estratos de bentonita están incluidos en varias unidades que representan el límite Cretácico Temprano – Tardío y gran parte del Cretácico Tardío: (a) Formación Nanushuk: muestra depósitos fluviales y marinos poco profundos, con capas volcaniclasticas que tienen una edad U-Pb en circon de 102.6 ± 1.5 Ma (Albiano Tardío); (b) Formación Seabee: contiene lutitas arcillosas de plataforma distal a talud y cuenca, con bentonita que incluye circones de una edad U-Pb de 98.2 ± 0.8 Ma. (Cenomaniano Temprano); estas capas se han correlacionado con los estratos de la bentonita “Clay Spur” de Wyoming; (c) Formación Schrader Bluff: consiste en secuencias de origen marino aluvial deltaico, con estratos de bentonita datados en 89.3 ± 4.4 Ma (Turoniano - Coniaciano) por el método U-Pb en circon; (d) Formación Tuluvak: presenta depósitos fluviales, deltaicos y marinos poco profundos; la unidad incluye estratos volcaniclasticos de edad U-Pb en circon de 96.7 ± 0.7 a 94.2 ± 0.9 Ma (Cenomaniano), y (e) Formación Prince Creek: consta de capas de bentonitas intercalada con areniscas de grano muy fino a fino, conglomerado, limolita rica en materia orgánica. Los circones incluidos en los estratos volcanoclasticos muestran una edad U-Pb de 75.2 ± 4.0 Ma (Maastrichtiano), estos estratos son comparables con los estratos de bentonita de la Formación Cantwell expuesta al sur de Alaska (Anderson & Reynolds, 1966; Lanphere & TAILLEUR, 1983; LePain et al., 2009; Shimer et al., 2014; Salazar-Jaramillo et al., 2015).

Generalmente, las capas de bentonita a lo largo de la cuenca Colville se caracterizan por mostrar un espesor <50 cm, aunque se han localizado algunos estratos potentes de hasta 150 cm, lo que implica periodos de una intensa actividad volcánica. Los estratos presentan una coloración variable. En la Formación Nanushuk son de color blanco a gris, con fenocristales de biotita. En la Formación Seabee ocurren con un color verde oscuro, mientras que en las formaciones Tuluvak y Schrader Bluff son de color amarillo a ocre sin fases minerales visibles (Houseknecht & Schenk, 2005; Flores et al., 2007; Tomsich et al., 2014; Salazar-Jaramillo et al., 2015; Shimer et al., 2016).

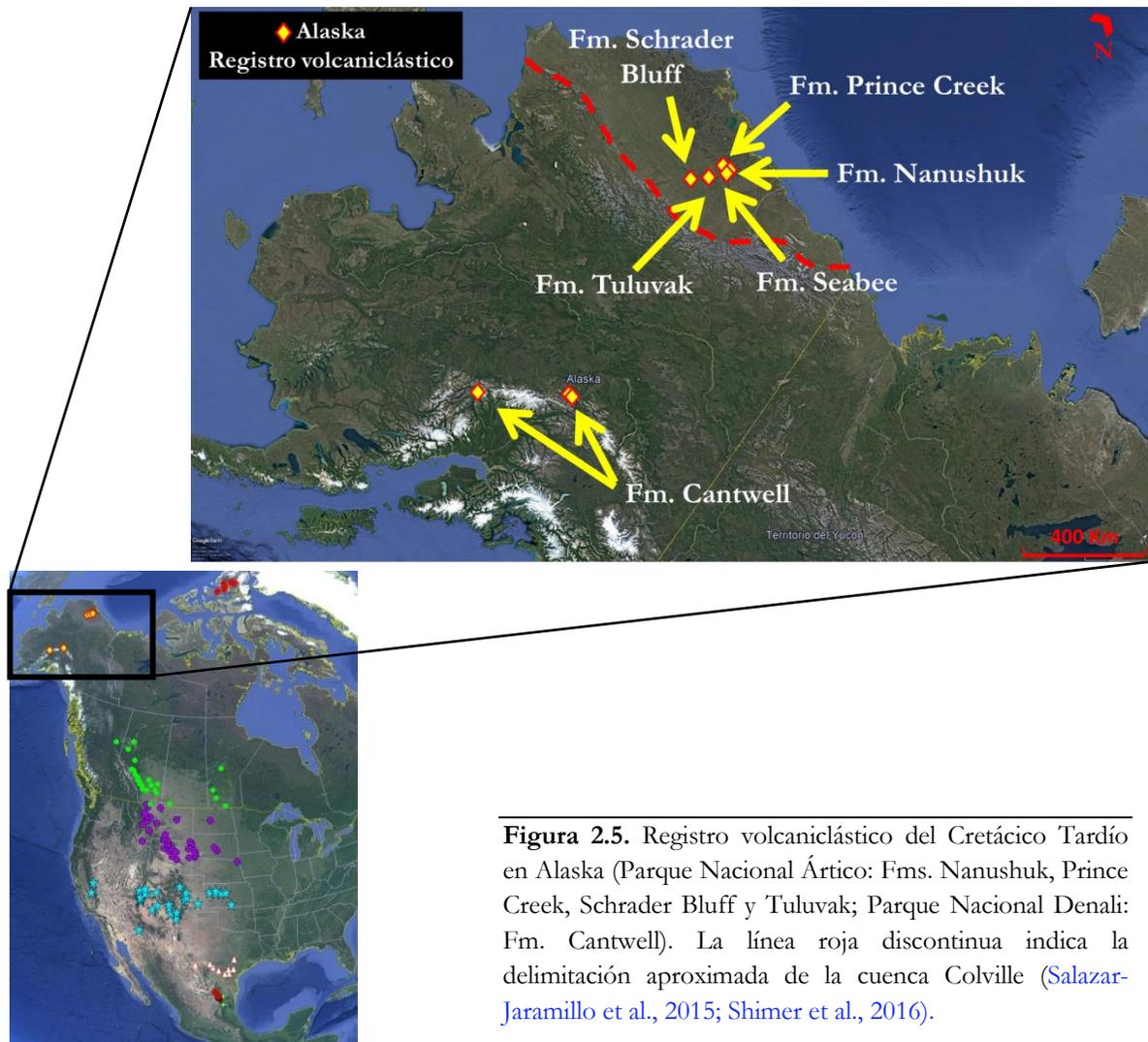


Figura 2.5. Registro volcanoclástico del Cretácico Tardío en Alaska (Parque Nacional Ártico: Fms. Nanushuk, Prince Creek, Schrader Bluff y Tuluvak; Parque Nacional Denali: Fm. Cantwell). La línea roja discontinua indica la delimitación aproximada de la cuenca Colville (Salazar-Jaramillo et al., 2015; Shimer et al., 2016).

2.3.4 Alaska: modelo petrológico

Debido al número limitado de datos geoquímicos disponibles para los depósitos de toba en esta área, no fue posible proponer un modelo petrológico detallado. Solo se logró construir algunos gráficos: (a) diagrama Al_2O_3 – SiO_2 (Jenchen, 2018), en donde el material volcanoclástico muestra $\text{Al}_2\text{O}_3 = 19\text{-}23\%$ y $\text{SiO}_2 > 50\%$, características comparables a las mostradas por las rocas pelíticas (Figura 2.6a); (b) diagrama $\%\text{Na}_2\text{O}$ – $\%\text{K}_2\text{O}$ (Küpli et al., 2010), en el que las rocas se concentran especialmente en el campo de grauwacas enriquecidas en Na (Figura 2.6b); y (c) diagrama Th/Ta-Yb (Gorton & Schandl, 2000), en el que se infiere una asociación a margen continental activo (Figura 2.6c).

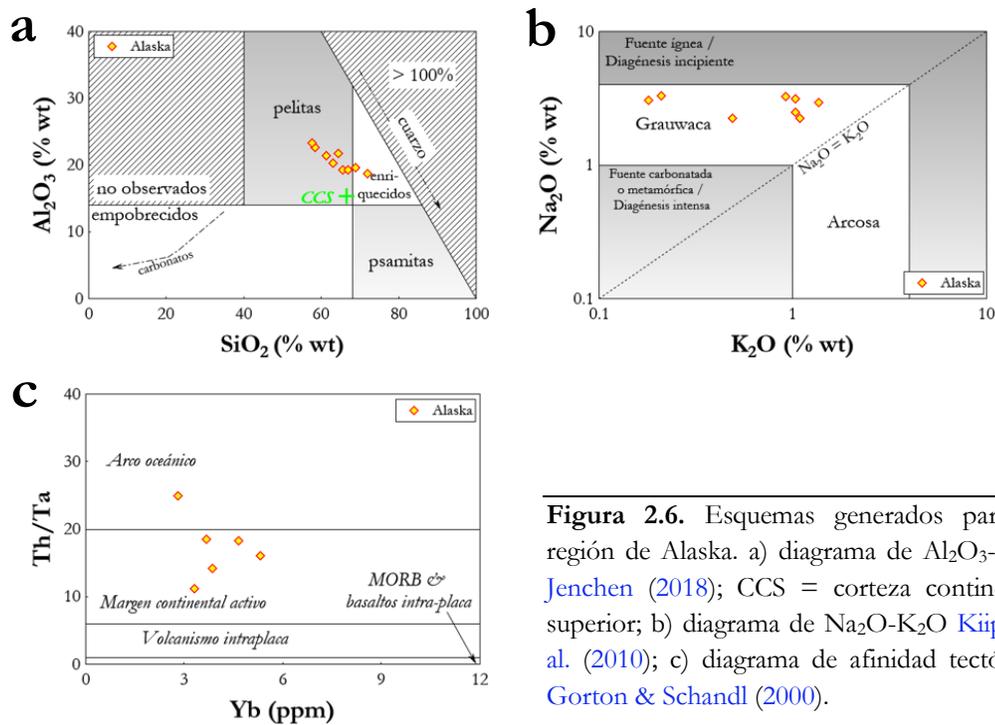


Figura 2.6. Esquemas generados para la región de Alaska. a) diagrama de Al₂O₃-SiO₂ Jenchen (2018); CCS = corteza continental superior; b) diagrama de Na₂O-K₂O Kiipli et al. (2010); c) diagrama de afinidad tectónica Gorton & Schandl (2000).

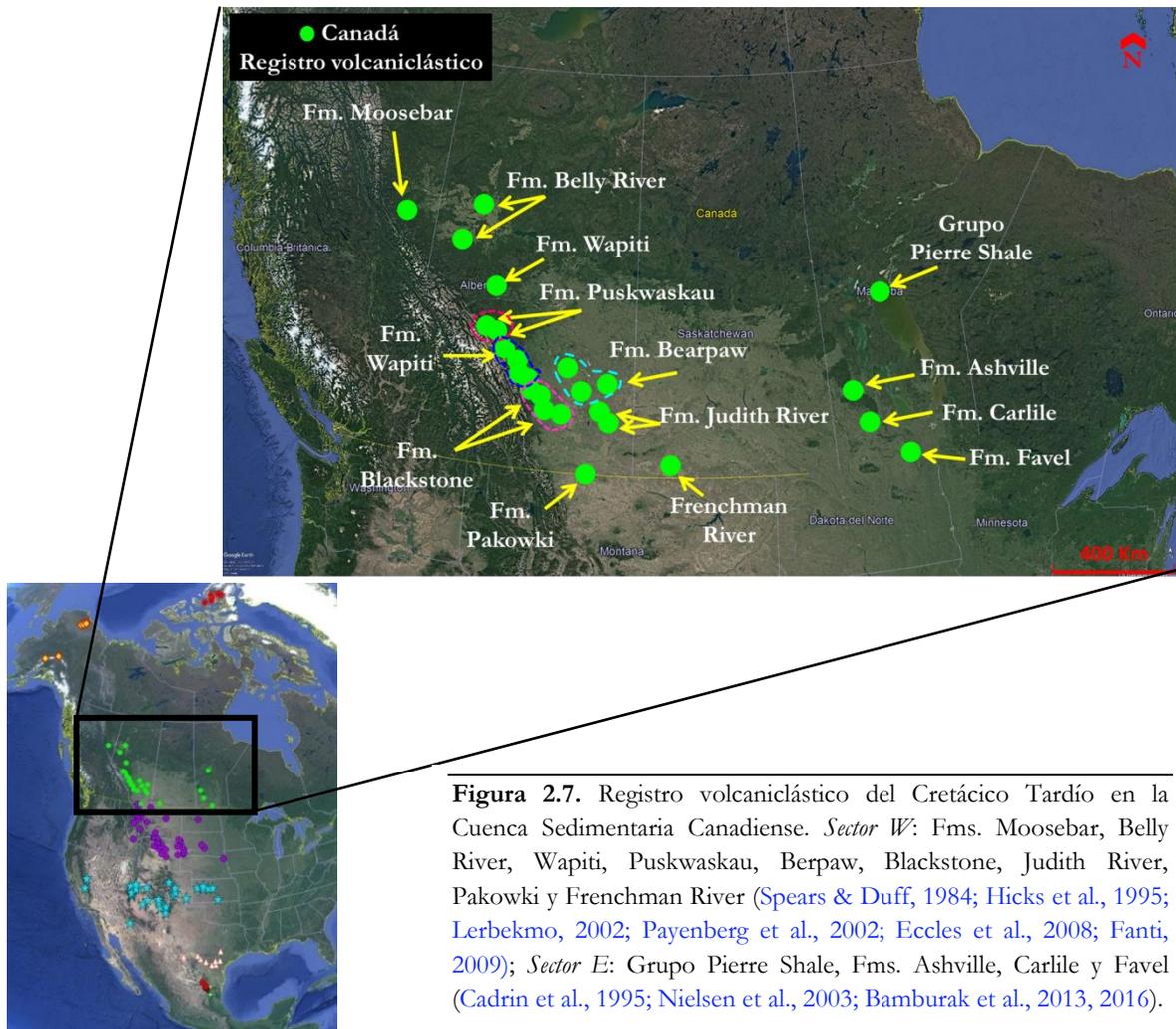
2.3.5 Canadá: descripción y geocronología

Los horizontes de bentonita se encuentran distribuidos principalmente dentro de la denominada Cuenca Sedimentaria Canadiense (Figura 2.7). En la Columbia Británica aparecen incluidos en la Formación Moosebar, que está constituida por depósitos de grano fino de origen marino aluvial deltaico (Spears & Duff, 1984). En Alberta, los estratos volcaniclásticos están integrados en las siguientes unidades litológicas: (a) Formación Belly River: aflora en la región noroeste y es correlacionable con las formaciones Brazeau y Edmonton. Contiene capas de bentonita, intercaladas con lutitas y areniscas, que se caracterizan por un espesor ~20 cm, las cuales posiblemente han sido derivadas de materiales con una composición de kimberlita (son ricas en elementos de afinidad ultramáfica e incompatibles); los circones de estas capas presentan edades U-Pb de 90 Ma (Maiklem & Campbell, 1965; Lerbekmo, 1968; Eccles et al., 2008); (b) Formación Puskwaskau: esta unidad tiene un origen marino poco profundo y aflora en el centro-oeste. Consiste de bentonitas de ~40 cm de espesor, intercaladas con lutitas y arcillas; (c) Formación Wapiti: tiene un origen no marino y es comparable con la Formación Belly River. Presenta capas de bentonita de color gris verdoso con espesores de ~90 cm, intercaladas con areniscas fluviales, limolitas, lutitas ricas en materia orgánica y, en ocasiones, con vetas de carbón de ~50 cm de espesor (Fanti, 2009);

(d) Formación Bearpaw: contiene capas de ceniza volcánica alterada del tamaño de la arena con fragmentos de vidrio. Ha sido reportada con el nombre de “bentonita Dorothy”, presenta intercalaciones de lutita y tiene un espesor de hasta 13.5 m (Lambert, 1971; Prokoph et al., 2001; Lerbekmo, 2002); (e) Formación Judith River: aflora al sureste de Alberta y se extiende hasta Montana y Wyoming (EEUU), contiene horizontes de cenizas volcánicas de ~40 cm de espesor, con edades U-Pb en circón de 72.8 ± 0.6 a 76.4 ± 0.3 Ma. Están intercaladas con areniscas y lutitas ricas en materia orgánica (Thomas et al., 1990; Hicks et al., 1995); (f) Formación Blackstone: contiene capas de bentonita de ~30 cm de espesor, intercalada con lutita marina oscura. Es comparable con la denominada bentonita “X” de la Formación Frontier en Wyoming (EEUU) (Barker et al., 2011); (g) Formación Pakowki: aflora al sur de Alberta, consisten en lutitas marinas oscuras, intercaladas capas de bentonita de ~50 cm de espesor. Estas capas de ceniza volcánica se correlacionan con aquellas incluidas en la Formación Claggett en Montana y con la bentonita Ardmore expuesta en Dakota del Sur (Payenberg et al., 2002).

Por otro lado, en ocasiones los horizontes de bentonita de las localidades canadienses aparecen asociados con vetas de carbón. La aparición de estas vetas es indicativa de un depósito en condiciones anóxicas. En el área de Frenchman River, Saskatchewan, las capas volcaniclasticas tienen ~15 cm de espesor y ocurren encima de una veta de carbón de 55 cm de espesor. En el área de Red Deer Valley, Alberta, estratos de bentonita con ~20 cm de espesor aparecen por encima de horizontes de carbón de ~35 cm de espesor. Estas capas se han correlacionado con estructuras similares expuestas en Hell Creek, Montana (EEUU), que incluye estratos volcaniclasticos de ~10 cm de espesor delimitados por capas de carbón (Baadsgaard & Lernekmo, 1988).

En Manitoba, las capas de bentonita se presentan con un espesor ~30 cm en las siguientes unidades: (a) miembro Belle Fourche de la Formación Ashville, (b) miembro Boyne de la Formación Carlile; (c) miembro Assiniboine de la Formación Favel; (d) miembros ferruginosos Gammon, Pembina (comparable con la formación Claggett) y Odanah del grupo Pierre Shale. En todas estas unidades litológicas se observa una intercalación general de arenisca y lutita orgánica (Cadrin et al., 1995; Nielsen et al., 2003; Bamburak et al., 2013, 2016).



2.3.6 Canadá: modelo petrológico

Clasificación

Las rocas de esta área se pueden clasificar como tobas riolíticas y riodacíticas subalcalinas y como traquíticas y fonolíticas alcalinas (Figura 2.8a). De acuerdo con el diagrama de Jenchen (2018), muestran características de pelitas hacia psamitas (Figura 2.8b). Las rocas presentan una composición variable en $\%Na_2O - \%K_2O$, la mayoría entre arcosa (rocas de granos mal redondeados de diámetro entre 0.02 y 2 mm) y grauwaca, aunque una parte podría tener influencia de una fuente carbonatada o ha experimentado una diagénesis intensa (Figura 2.8c).

Las rocas volcanoclásticas presentan patrones de REE normalizados a condrita ($n=5$) enriquecidos en elementos ligeros ($[La/Yb]_N = 13-15$), con una anomalía negativa de Eu ($[Eu/Eu^*]_N = 0.51-0.97$) y una tendencia plana para elementos pesados (Figura 2.8d).

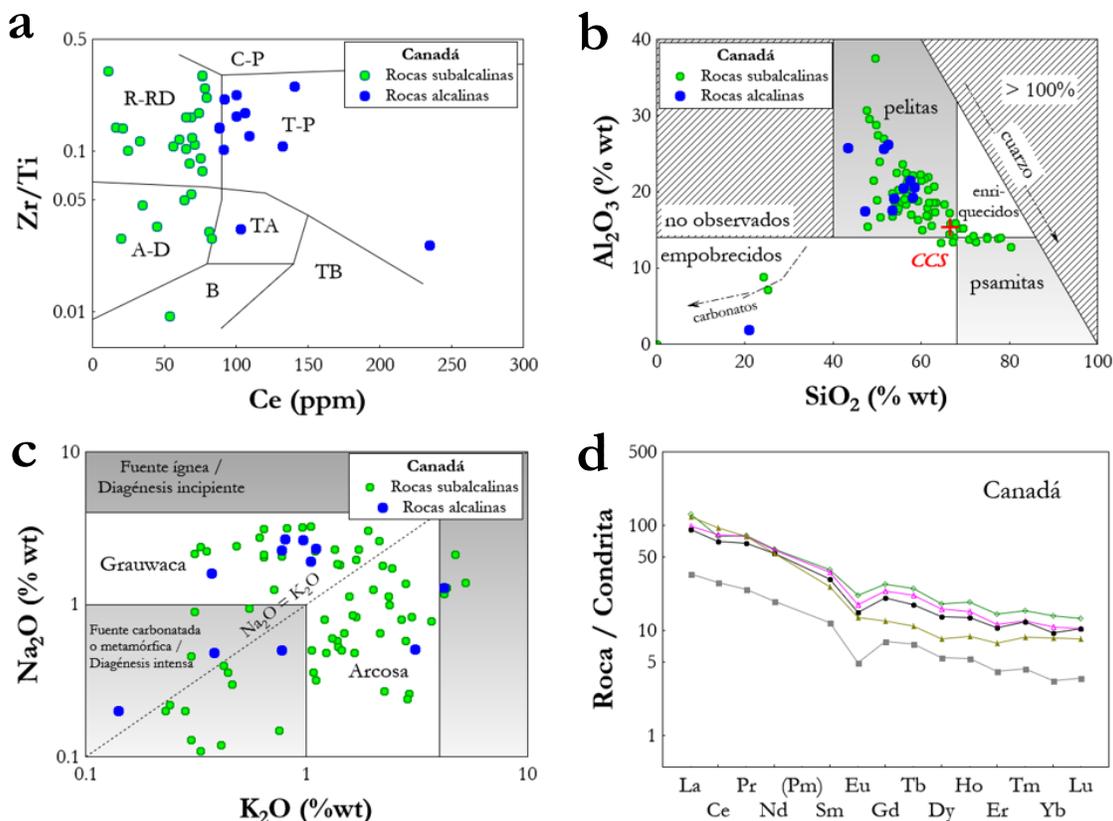


Figura 2.8. Modelo petrológico para los depósitos volcanoclásticos del Cretácico Tardío expuestos en Canadá: Diagramas de clasificación: (a) $Zr/Ti - Ce$ (Winchester & Floyd, 1977). C-P = comendita-pantelerita, R-RD = riolita-riodacita, T-P = traquita-pantelerita, TA = traquiandesita, B = basalto, TB = traquibasalto, A-D = andesita-dacita; (b) $Al_2O_3 - SiO_2$ (Jenchen, 2018); CCS = corteza continental superior; (c) $Na_2O - K_2O$ (Kiipli et al., 2010); (d) diagrama de lantánidos normalizados a condrita (Rollinson, 1993).

Procedencia

Un pequeño grupo de muestras se incluyó en el diagrama de McLennan et al. (1993), en el que se aprecia una afinidad a la corteza continental superior (Figura 2.9a). De acuerdo con el diagrama de Gorton & Schandl (2000), las muestras muestran una afinidad dual a ambientes de intraplaca y margen continental activo (Figura 2.9b). De acuerdo con su geoquímica, se ha indicado que la fuente más probable del material es el complejo volcánico de las montañas Elkhorn y la parte occidental de la Cordillera Canadiense (Scafe, 1975; Thomas et al., 1990; Lerbekmo, 2002).

Transporte

En función a lo observado en el diagrama de McLennan et al. (1993), los depósitos volcaniclásticos experimentaron un transporte relativamente rápido con un reciclamiento incipiente. Describen características intermedias a ácidas, que son comparables a las observadas en la corteza continental superior (Figura 2.9c).

Depósito

El ambiente de sedimentación de volcaniclásticos en Canadá durante el Cretácico tardío ha sido tema de un gran debate. Considerando un mar epicontinental bajo el efecto de variaciones eustáticas, las posibilidades incluyen ambientes: (a) terrestres, (b) marino junto a la costa y (c) marino de cuenca profunda (Spears & Duff, 1984; Payenberg et al., 2002; Barker et al., 2011).

Diagénesis

Las rocas volcaniclásticas de Canadá se distribuyen en el diagrama A-CN-K (McLennan et al., 2008) a lo largo de un arreglo paralelo al eje $(CaO^* + Na_2O) - Al_2O_3$. Este arreglo indica una evolución diagenética incipiente hacia esmectita – clorita con illita subordinada (Figura 2.9d). Este arreglo de minerales arcillosos fue confirmado por análisis de difracción de rayos-X (Cadrin et al., 1995; Bamburak et al., 2016).

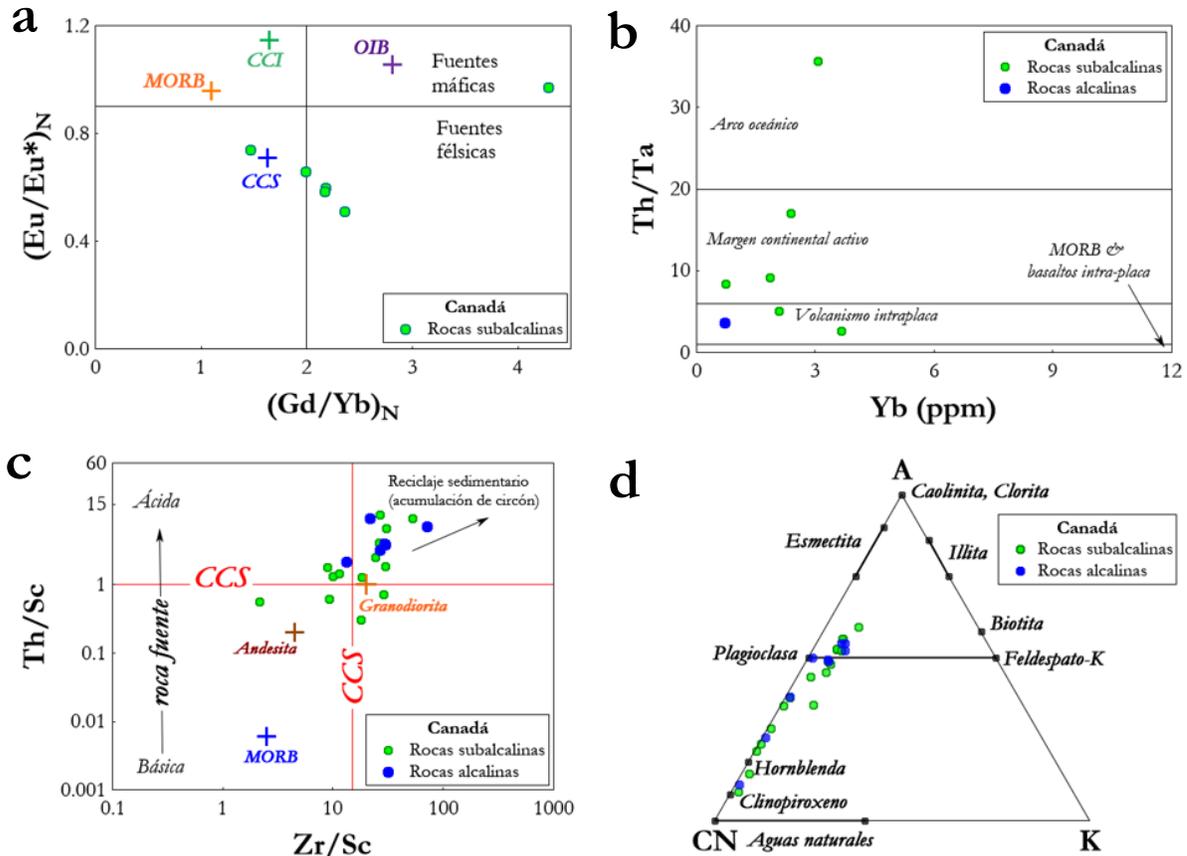


Figura 2.9. Modelo petrológico para rocas volcánicas del Cretácico Tardío expuestas en Canadá: (a) diagrama de procedencia $(Eu/Eu^*)_N - (Gd/Yb)_N$ (McLennan et al., 1993). CCS = corteza continental superior, CCI = corteza continental inferior, MORB = basalto de cresta oceánica, OIB = basalto de isla oceánica; (b) diagrama de afinidad tectónica $Th/Ta - Yb$ (Gorton & Schandl, 2000); (c) diagrama de transporte $Th/Sc - Zr/Sc$ (McLennan et al., 1993); y (d) diagrama de diagénesis $Al_2O_3 (A) - (CaO^* + Na_2O) (CN) - K_2O (K)$ (McLennan et al., 2008).

2.3.7 Norte de Estados Unidos: descripción y geocronología

En esta región, los registros de bentonita se distribuyen en Montana, Dakota y Wyoming (Figura 2.10). Al noreste de Montana, están expuestas como parte de la Formación Judith River. En comparación con lo observado en Alberta, Canadá, esta unidad se caracteriza por espesores delgados de volcánicas (~7 cm), intercalados con vetas de carbón, lutitas carbonosas, arcillas y limos. De acuerdo con su edad U-Pb en circon (78.2 ± 0.5 Ma) y su contenido fósil, se ha correlacionado con los horizontes de toba alterada de la Formación Mesa Verde en Wyoming (Stanton & Hatcher, 1905; McLean, 1971; Goodwin & Deino, 1989).

En la parte noroeste de Montana, las bentonitas se encuentran registradas en las siguientes unidades litológicas: (a) Formación Two Medicine: muestran hasta ~2 m de espesor con tonalidades variables de amarillo a gris verdoso, en contacto con areniscas de grano fino, lutitas y limolitas. Se caracterizan por mostrar edades U-Pb en circón entre 72.4 ± 0.4 a 83.5 ± 0.3 Ma. Esta unidad litológica se ha correlacionado con la Formación Milk River no marina de Alberta, Canadá (Rogers et al., 1993; Foreman et al., 2008); (b) Formación Golden Spike: contiene estratos volcaniclásticos de hasta 1 m de espesor alternados con lutita, conglomerados, areniscas, y limolita (Gwinn & Mutch, 1965; Robinson & Marvin, 1967); (c) Formación Telegraph Creek: contiene estratos de bentonita de ~70 cm de espesor; (d) miembros Taft Hill y Vaughn de la Formación Blackleaf: presentan horizontes volcaniclásticos en contacto con lutitas y areniscas; (e) miembros Cone Calcareous y Kevin Shale de la Formación Marias River: las bentonitas ocurren en general con espesores delgados de ~30 cm y están intercaladas con lutitas de color oscuro. Sin embargo, se han reportado algunos estratos de bentonita ricos en K con un espesor excepcional de hasta 2 m; (f) Grupo Colorado: contiene una alternancia de areniscas con bentonitas de espesores medianos ~50 cm; (g) Formación Frontier: muestra bentonitas de ~40 cm de espesor en contacto con areniscas y limolitas, y (h) Formación Mowry Shale: presenta una secuencia de lutitas síliceas y limolitas no marinas de color gris oscuro, con abundantes bentonitas. Esta unidad también aflora en Wyoming y Dakota del Sur. La edad de cristalización U-Pb de circón para estos estratos se ha inferido en 98.3 ± 0.1 Ma (Eslinger et al., 1979; Altaner et al., 1984; Dyman et al., 1997).

En Dakota, los estratos de bentonita se encuentran expuestos en la parte norte del estado, sobre la base de la Formación Fox Hills y en la cima de la Formación Hell Creek, mostrando grandes espesores que alcanzan hasta 7 m (Forsman, 1984). En la parte sur, existen reportes sobre capas de bentonita en las siguientes unidades: (a) miembro Belle Fourche de la Formación Frontier: contiene horizontes de bentonita de ~80 cm con edades U-Pb en circón de 95.8 ± 0.8 Ma (Rubey, 1928; Hannon & Huff, 2019); (b) miembro Crow Creek de Pierre Shale: incluye numerosas capas de bentonita de espesor delgado ~10 cm, con edades U-Pb en circón de 80.8 ± 1.1 Ma. En esta unidad, los horizontes volcanoclásticos se encuentran en contacto con lutitas oscuras y concreciones de carbonato (Izett et al., 1998; Lynds y Slattery, 2017), y (c) Formación Sharon Springs: aflora en Dakota, Wyoming y en algunas partes de Nebraska. Los estratos de bentonita presentan ~10 cm de espesor y representan a la denominada sucesión Ardmore (Robinson et al., 1964; Bertog et al., 2007).

En Wyoming, existe además un registro de estratos volcániclasticos en su región noroeste dentro de las siguientes unidades: (a) Formación Cloverly: consta de arenisca, lutita bentonítica, arcillas y conglomerado; (b) Formación Thermopolis: consta de lutitas marinas y limolitas de color gris oscuro, con capas material volcániclastico de 20 a 150 cm de espesor; (c) Cody Shale: contiene bentonitas de hasta 2 m de espesor en contacto con areniscas y lutitas; (d) Formación Mesaverde: consiste en bentonitas de ~200 cm de espesor, intercaladas con areniscas marinas marginales, limolitas, lutitas y carbón; (e) Formación Meeteetse: consta de arenisca, lutita y carbón en contacto con bentonitas de ~100 cm de espesor (Finn, 2010; Sutherland, 2014; Hannon et al., 2019); (f) Formación Frontier: los estratos son conocidos como bentonita “X”, de hasta 300 cm de espesor, y (g) Formación Mowry: son denominados como bentonita Clay Spur, contiene ~1 m de espesor y están intercaladas con arenisca y lutita (Davis, 1970; Byers & Larson 1979; Elzea & Murray, 1990; Kirschbaum & Roberts, 2005; Vakarelov et al., 2006; Hannon, 2020).

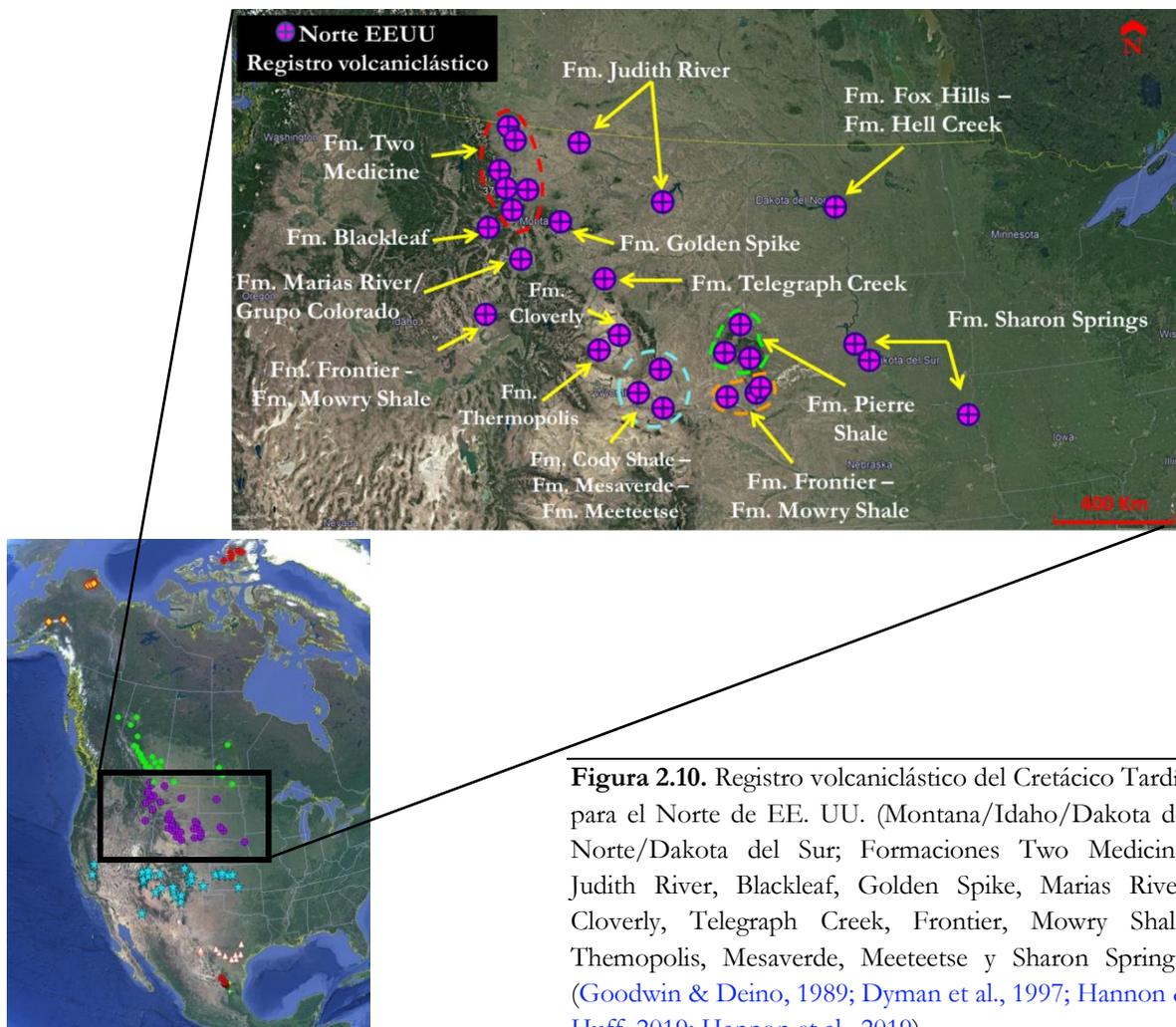


Figura 2.10. Registro volcániclastico del Cretácico Tardío para el Norte de EE. UU. (Montana/Idaho/Dakota del Norte/Dakota del Sur; Formaciones Two Medicine, Judith River, Blackleaf, Golden Spike, Marias River, Cloverly, Telegraph Creek, Frontier, Mowry Shale, Themopolis, Mesaverde, Meeteetse y Sharon Springs) (Goodwin & Deino, 1989; Dyman et al., 1997; Hannon & Huff, 2019; Hannon et al., 2019).

2.3.8 Norte de Estados Unidos: modelo petrológico

Clasificación

Las rocas volcaniclásticas de esta región se pueden clasificar como tobas andesíticas, dacíticas, riolíticas y riodacíticas sub-alcálinas y como traquíticas y fonolíticas alcalinas (Figura 2.11a). Se caracterizan por mostrar contenidos relativamente altos de $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10\text{-}30\%$ y de $\text{SiO}_2 > 40\%$, que indican una composición pelítica, aunque algunas rocas alcalinas tienden a comportarse como psamitas. Adicionalmente, un grupo pequeño de pelitas fueron probablemente influenciadas por material carbonatado (Figura 2.11b). De acuerdo con sus relaciones de $\% \text{Na}_2\text{O} - \% \text{K}_2\text{O}$, las rocas subalcalinas se pueden considerar como grauwacas de diagénesis incipiente, mientras que las alcalinas presentan características de grauwacas y arcosas (Figura 2.11c). Los patrones de lantánidos normalizados a condrita ($n = 28$) se encuentran enriquecidos en ligeros ($[\text{La}/\text{Yb}]_N = 7\text{-}25$), incluyen una pequeña anomalía negativa de Eu ($[\text{Eu}/\text{Eu}^*]_N = 0.18\text{-}0.79$) y muestran un patrón plano para pesados (Figura 2.11d).

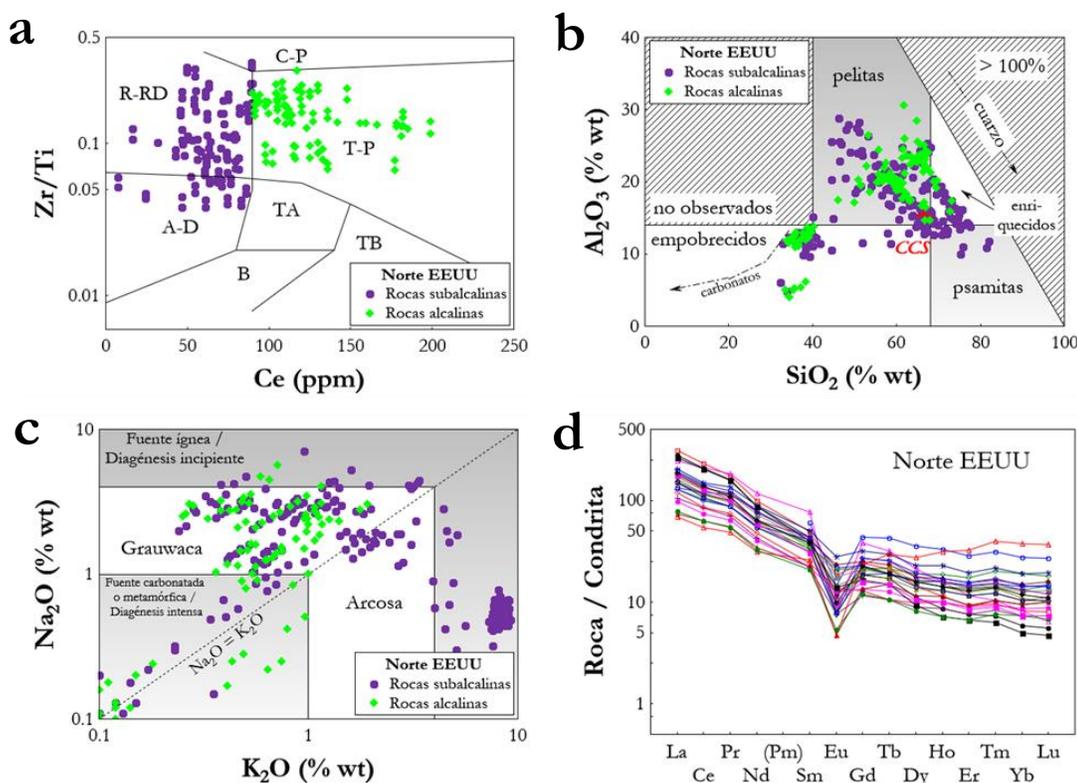


Figura 2.11. Modelo petrológico para depósitos volcaniclásticos del Cretácico Tardío en el Norte de EE. UU. (a) Diagrama $\text{Zr}/\text{Ti} - \text{Ce}$ (Winchester & Floyd, 1977): C-P = comendita-pantelerita, R-RD = riolita-riodacita, T-P = traquita-pantelerita, TA = traquiandesita, B = basalto, TB = traquibasalto, A-D = andesita-dacita; (b) diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ (Jenchen, 2018); CCS= corteza continental superior; (c) diagrama $\text{Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$ (Küpli et al., 2010); (d) patrones de lantánidos normalizados a condrita (Rollinson, 1993).

Procedencia

De acuerdo con su geoquímica de lantánidos, las rocas volcaniclásticas del Cretácico tardío expuestas en el Norte de EE. UU. presentan una afinidad a la corteza continental superior (Figura 2.12a) y generadas en un ambiente de margen continental activo (Figura 2.12b). Se han propuesto dos áreas fuentes ligadas a estos depósitos volcaniclásticos: (a) un vulcanismo asociado al Batolito de Idaho; y (b) una serie de volcanes ubicados en las montañas Elkhorn y Adel (Foreman et al., 2008; Bertog, 2013; Hannon & Huff, 2019; Hannon, 2020).

Transporte

En el diagrama de relaciones de lantánidos (Figura 2.12a) propuesto por McLennan et al. (1993), las rocas volcaniclásticas del norte de EE.UU. muestran una geoquímica comparable con que caracteriza a la corteza continental superior. Por otra parte, las relaciones Th/Sc y Zr/Sc (Figura 2.12c) indican un carácter ácido y un transporte relativamente rápido, acompañados de un reciclamiento incipiente.

Depósito

De acuerdo con lo reportado en la literatura (Dyman et al., 1997; Izett et al., 1998; Bertog et al., 2007), la mayoría del material volcaniclástico fue depositado en un ambiente de plataforma abierta. Sin embargo, las condiciones de depósito pudieron cambiar debido a los cambios eustáticos que experimentó la cuenca durante el Cretácico Tardío.

Diagénesis

Las rocas volcaniclásticas del Cretácico Tardío expuestas en el norte de EE.UU. se distribuyen en el diagrama ternario $Al_2O_3 - (CaO^* + Na_2O) - K_2O$ a lo largo del eje CN-A. El arreglo podría sugerir una evolución diagenética hacia esmectita e illita (Figura 2.12d). Es evidente que algunas de las rocas (principalmente subalcalinas) se encuentran cerca del vértice A, lo que es indicativo de una gran acumulación de minerales arcillosos.

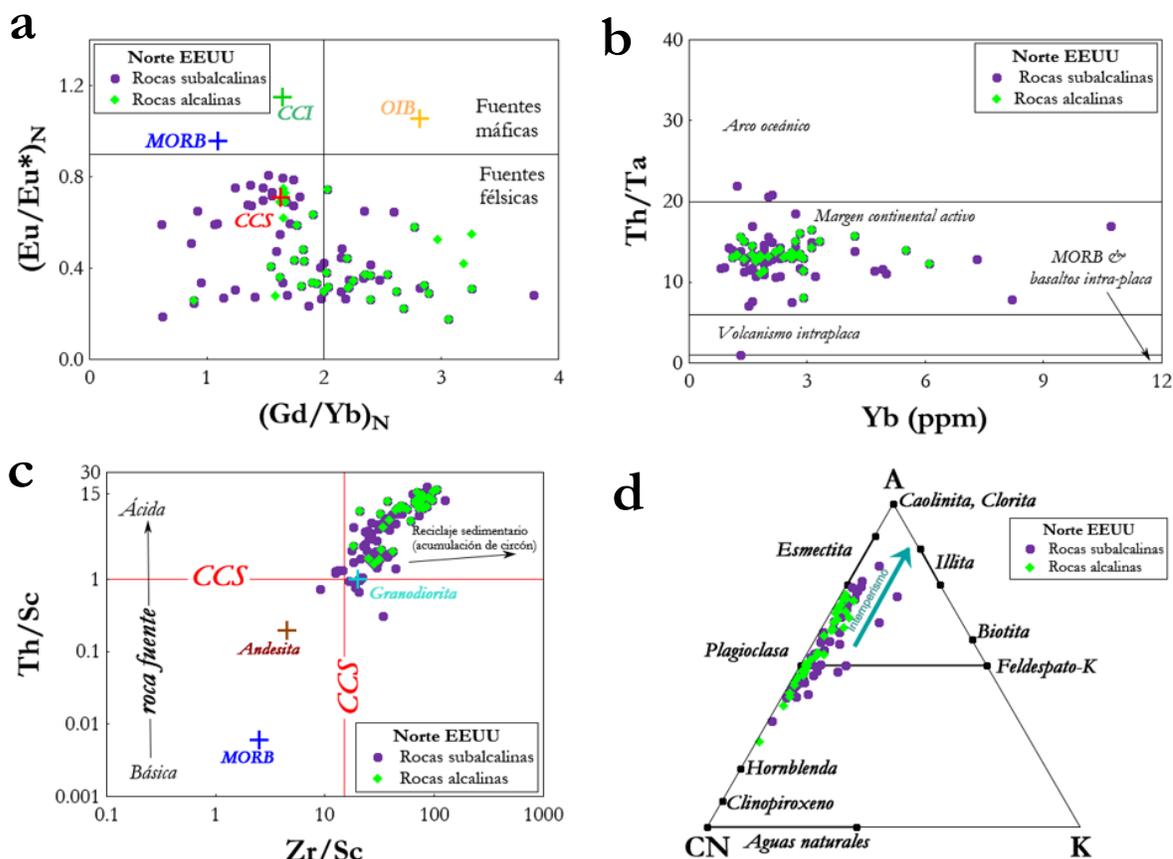


Figura 2.12. Modelo petrológico para rocas volcánicas del Cretácico Tardío expuestas en el Norte de EE. UU.: (a) diagrama $(Eu/Eu^*)_N - (Gd/Yb)_N$ (McLennan et al., 1993). CCS = corteza continental superior, CCI = corteza continental inferior, MORB= Basalto de Cresta Oceánica, OIB= Basalto de Isla Oceánica; (b) diagrama de afinidad tectónica $Th/Ta - Yb$ (Gorton & Schandl, 2000); (c) diagrama de transporte $Th/Sc - Zr/Sc$ (McLennan et al., 1993); (d) diagrama A (Al_2O_3) – CN ($CaO^* + Na_2O$) – K (K_2O) (McLennan et al., 2008).

2.3.9 Centro de Estados Unidos: descripción y geocronología

Los reportes de ceniza volcánicas indican una distribución en una orientación E-W a través del centro de los EE. UU. (Figura 2.13). En la parte oriental de California existe evidencia de tobas por flujo de cenizas de grandes espesores asociadas al colapso de una caldera (Chapin & Lowell, 1979; Fiske & Tobisch, 1994; Henry, 2008; Henry & Faulds, 2010). Al noroeste de Utah se han reportado depósitos de “tonsteins” (ceniza volcánica rica en caolinita y con alteración diagenética) de ~30 cm de espesor, asociadas con capas de carbón, ubicadas en el miembro arenoso Ferron de la Formación Mancos Shale (Ryer et al., 1980; Triplehorn & Bohor, 1981; Crowley et al., 1989).

Adicionalmente, se han reportado edades de bentonita en las siguientes unidades litológicas: (a) Formación Kaiparowits, con una edad U-Pb en circón de 75.96 ± 0.1 Ma; (b) Formación Wahweap, con una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sanidino de 80.1 ± 0.3 Ma, y (c) Formación Tropic Shale, con una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sanidino de 94.3 ± 0.3 Ma. En general tienen ~ 50 cm espesor, una coloración de verde oliva a ocre y están en contacto con areniscas, lutitas y conglomerados.

En Colorado, estratos de bentonita de ~ 70 cm de espesor están presentes en la Formación Greenhorn con una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sanidino de 94.7 ± 0.4 Ma. Se ha reportado que estos serían equivalentes a los incluidos en las formaciones Mancos Shale y Tropic Shale (Kowallis & Heaton, 1987; Kowallis et al., 1989; Roberts et al., 2005; Jinnah et al., 2009; Roberts et al., 2013). En el área de Kansas, la Formación Niobrara cuenta con horizontes de bentonita (~ 40 cm de espesor), en contacto con calizas y margas. Estos depósitos se han correlacionado con los observados en el Grupo Pierre Shale, Dakota (Bertog, 2013).

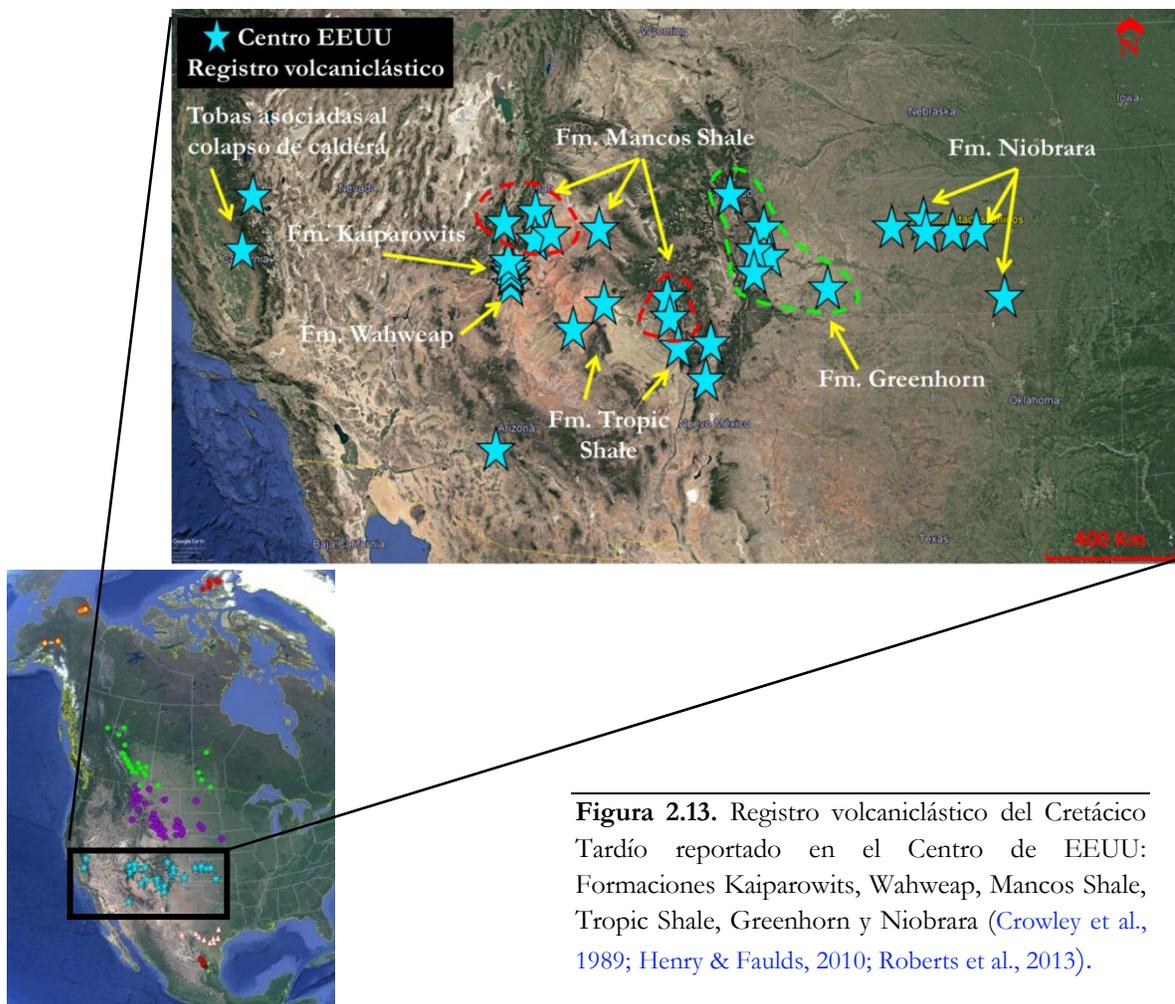


Figura 2.13. Registro volcanoclástico del Cretácico Tardío reportado en el Centro de EEUU: Formaciones Kaiparowits, Wahweap, Mancos Shale, Tropic Shale, Greenhorn y Niobrara (Crowley et al., 1989; Henry & Faulds, 2010; Roberts et al., 2013).

2.3.10 Centro de Estados Unidos: modelo petrológico

Clasificación

En el diagrama de clasificación Zr/Ti – Ce, los estratos volcaniclásticos expuestos en Utah y Colorado se clasifican como traquíticos – fonolíticos (Figura 2.14a). Estas rocas presentan características de rocas pelitas, con contenidos de $\text{Al}_2\text{O}_3 = 20\text{-}32\%$ y de $\text{SiO}_2 = 40\text{-}65\%$ (Figura 2.14b). De acuerdo con su composición en $\%\text{Na}_2\text{O}$ y en $\%\text{K}_2\text{O}$, las rocas procedentes de Utah tienen, en general, características de grauwaca, mientras que las de Colorado se podrían considerar arcosas (Figura 2.14c).

Procedencia

De acuerdo con la concentración y las relaciones de elementos inmóviles (Figura 2.14d; Gorton & Schandl, 2000), los volcaniclásticos del Cretácico Tardío en Utah y Colorado muestran una afinidad a un margen continental activo. Se ha propuesto que, debido a un espesor relativamente delgado y a un tamaño de grano medio a pequeño, los horizontes se derivaron de un área de origen bastante distante. Como fuentes posibles se han propuesto: (a) el arco magmático cordillerano en el sur de California o el oeste de Nevada; y (b) centros volcánicos mesozoicos en el sur de Arizona (Elder, 1988; Jinnah et al., 2009; Roberts et al., 2013).

Transporte

Al igual que se ha observado en otras áreas, relaciones relativamente altas de $\text{Th}/\text{Sc} \geq 1$ confirman la derivación de una fuente ácida de los depósitos volcaniclásticos de Utah y Colorado (Figura 2.14e). Además, relaciones $\text{Zr}/\text{Sc} > 10$ sugieren una composición comparable a la mostrada por la corteza continental superior, un transporte relativamente rápido y el inicio del reciclamiento.

Depósito

Kowallis et al. (1989) y Roberts et al. (2005) reportaron que el depósito de material volcaniclástico en Utah y Colorado durante el Cretácico Tardío ocurrió entre un sistema de llanura deltaica y un mar somero.

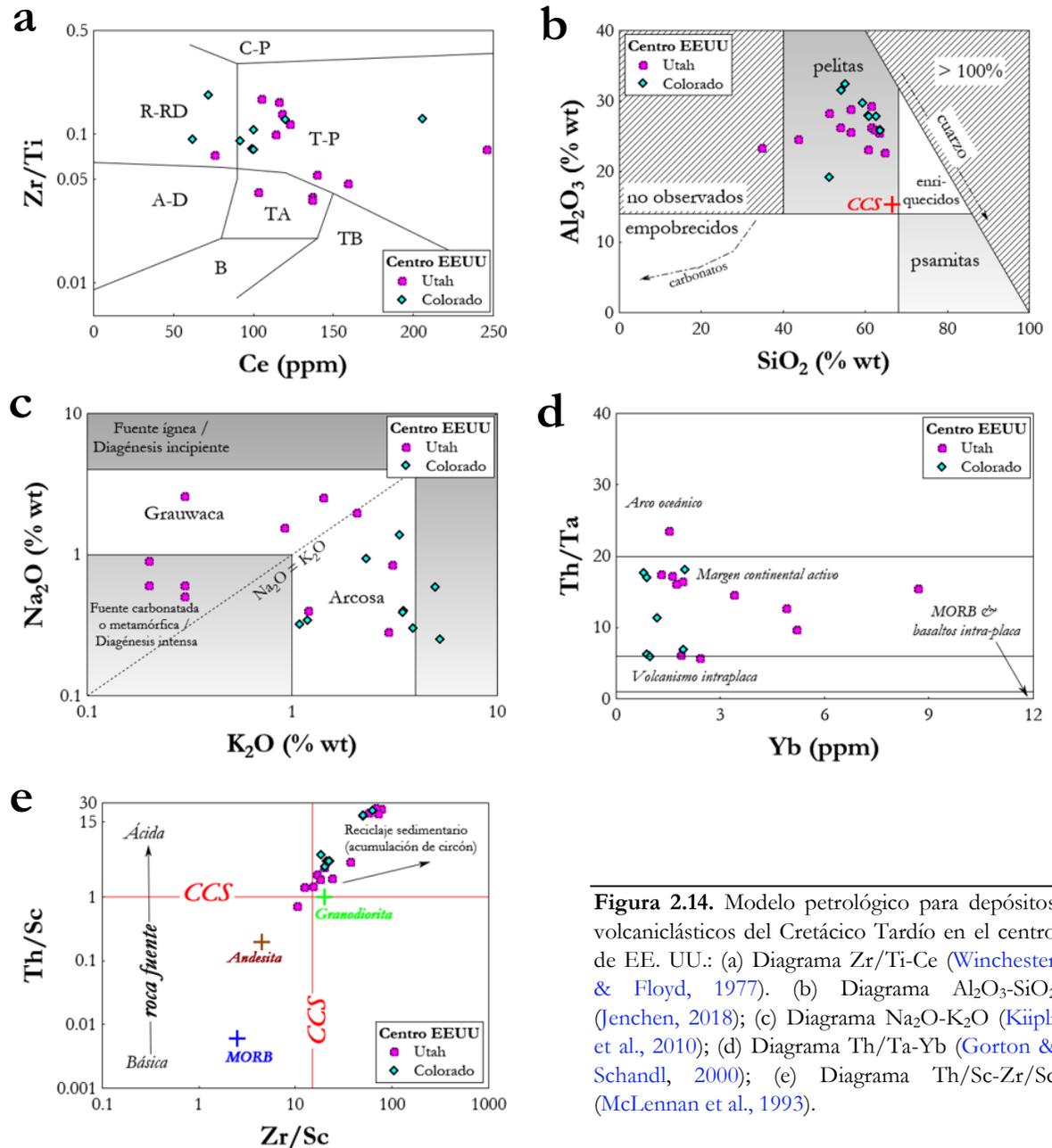


Figura 2.14. Modelo petrológico para depósitos volcaniclásticos del Cretácico Tardío en el centro de EE. UU.: (a) Diagrama Zr/Ti-Ce (Winchester & Floyd, 1977). (b) Diagrama Al₂O₃-SiO₂ (Jenchen, 2018); (c) Diagrama Na₂O-K₂O (Küpli et al., 2010); (d) Diagrama Th/Ta-Yb (Gorton & Schandl, 2000); (e) Diagrama Th/Sc-Zr/Sc (McLennan et al., 1993).

2.3.11 Suroeste de Estados Unidos: descripción y geocronología

Los estratos volcaniclásticos del Cretácico tardío se distribuyen entre Nuevo México y Texas. En el norte de Nuevo México se han reportado horizontes de bentonita dentro de la Formación Lewis Shale. La “Huerfanito Bentonite Bed” muestra varios espesores de ~10 cm y se ha determinado una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sanidino de 75.7 ± 0.3 Ma (Wolberg, 1985; Fassett et al., 1997). En el centro de Nuevo México están expuestos estratos bentoníticos, en contacto con areniscas y limolitas, en las formaciones Whitewater Arroyo Shale y Oak Canyon (Elliott et al., 1999). Además, Aronson & Lee (1986) reconocieron los estratos volcaniclásticos, con un espesor de ~ 10 cm, intercaladas con lutitas en la Formación Mancos Shale.



Figura 2.15. Registro volcaniclástico reportado en el Suroeste de EEUU durante el Cretácico Tardío: Línea roja discontinua indica muestras de la Fm. Eagle Ford, línea verde discontinua, indica muestras de las formaciones Eagle Ford y Austin Chalk.

En el centro de Texas, existe evidencia de estratos de toba alterada, en contacto con lutitas, basaltos y areniscas, en la Formación Javelina. Estos han sido datados a través del método U-Pb en circón en 69.0 ± 1.0 Ma (Breyer et al., 2007; Beffus et al., 2008). Al sureste de Texas, estratos de ceniza volcánica de ~ 10 cm de espesor se han identificado en la Formación Eagle Ford y en la Formación Austin Chalk. Las tobas se dataron aplicando el método U-Pb en circón en 93.2 ± 0.4 Ma (Figura 2.15; Pierce, 2014; Abdi, 2014; Eldrett et al., 2015; Pierce et al., 2016; Zeng et al., 2018; Lee et al., 2018).

2.3.12 Suroeste de Estados Unidos: modelo petrológico

Clasificación

Las rocas volcaniclasticas de Texas se clasifican como riolíticas - riodacíticas y andesíticas - dacíticas (Figura 2.16a). La mayoría presentan composiciones de elementos mayores comparables a la mostrada por las rocas pelitas, aunque algunas probablemente fueron influenciadas por material carbonatado (Figura 2.16b). De acuerdo con sus contenidos en %Na₂O y en %K₂O, es posible clasificarlas como arcosa, aunque algunas tienen evidencia de mezcla con carbonatos (Figura 2.16c). Los patrones de REE normalizados a condrita (n = 16) se encuentran enriquecidos en ligeros ([La/Yb]_N = 3-32), con una anomalía negativa de Eu ([Eu/Eu*]_N = 0.29-0.96) y un patrón plano para pesados (Figura 2.16d).

Procedencia

Las relaciones de lantánidos (Eu/Eu*)_N y (Gd/Yb)_N (Figura 2.17a) indican que los depósitos volcaniclasticos de Texas provienen eventos volcánicos cuyos magmas se generaron en la corteza superior. Las composiciones de elementos inmóviles sugieren una afinidad a un margen continental activo (Figura 2.17b). El aporte de material volcaniclastico posiblemente proviene (a) del magmatismo cordillerano del occidente de EE. UU., (b) de cuerpos volcánicos al sur de Arizona o (c) de un arco volcánico instalado en Sonora (Abdi, 2014; Pierce et al., 2016; Zeng et al., 2018). Se ha sugerido también una vinculación al vulcanismo Balcones del centro de Texas (Breyer et al., 2007). Sin embargo, este vulcanismo es de carácter básico y de afinidad a intraplaca, por lo que se le ha descartado como fuente.

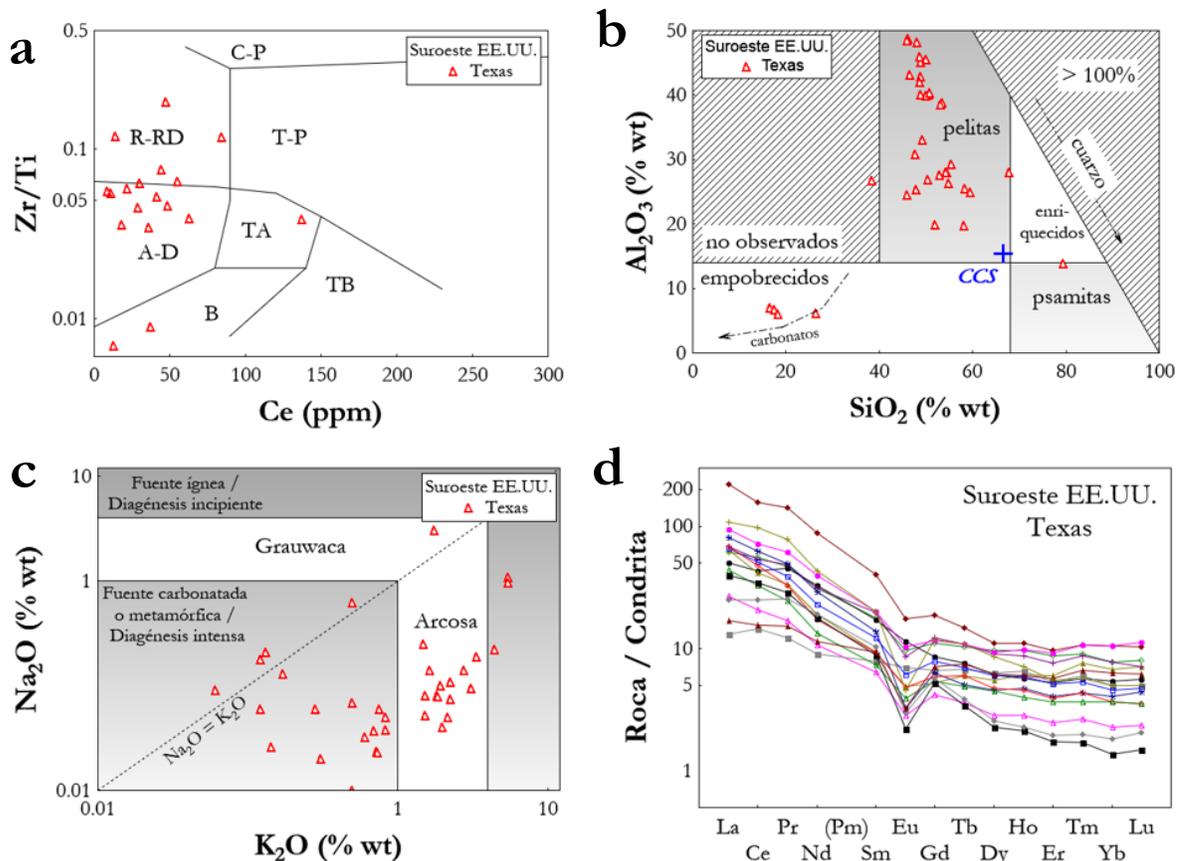


Figura 2.16. Modelo petrológico para depósitos volcanoclasticos del Cretácico Tardío expuestos en el Suroeste de EE. UU.: Diagramas de clasificación: (a) Zr/Ti-Ce (Winchester & Floyd, 1977). C-P = comendita-pantelerita, R-RD = riolita-riodacita, T-P = traquita-pantelerita, TA = traquiandesita, B = basalto, TB = traquibasalto, A-D = andesita-dacita; (b) Al₂O₃-SiO₂ (Jenchen, 2018). CCS = corteza continental superior; (c) Na₂O-K₂O (Küpli et al., 2010); (d) Patrones de REE normalizados a condrita (Rollinson, 1993).

Transporte

La mayoría de las rocas muestran relaciones de Th/Sc y Zr/Sc semejantes o superiores a las que caracterizan a la corteza continental superior. Esto puede ser indicativo de un transporte relativamente rápido y de un reciclamiento incipiente (Figura 2.17c).

Depósito

El depósito de material volcánico en Texas ocurrió por procesos de caída piroclástica y oleada. La mayoría de los afloramientos carecen de estructuras sedimentarias de tracción y se infiere que se formaron por sedimentación en suspensión en condiciones de rápida desaceleración. El ambiente probablemente varió entre una llanura aluvial y una cuenca profunda (Befus et al., 2008; Pierce, 2014; Lee et al., 2018).

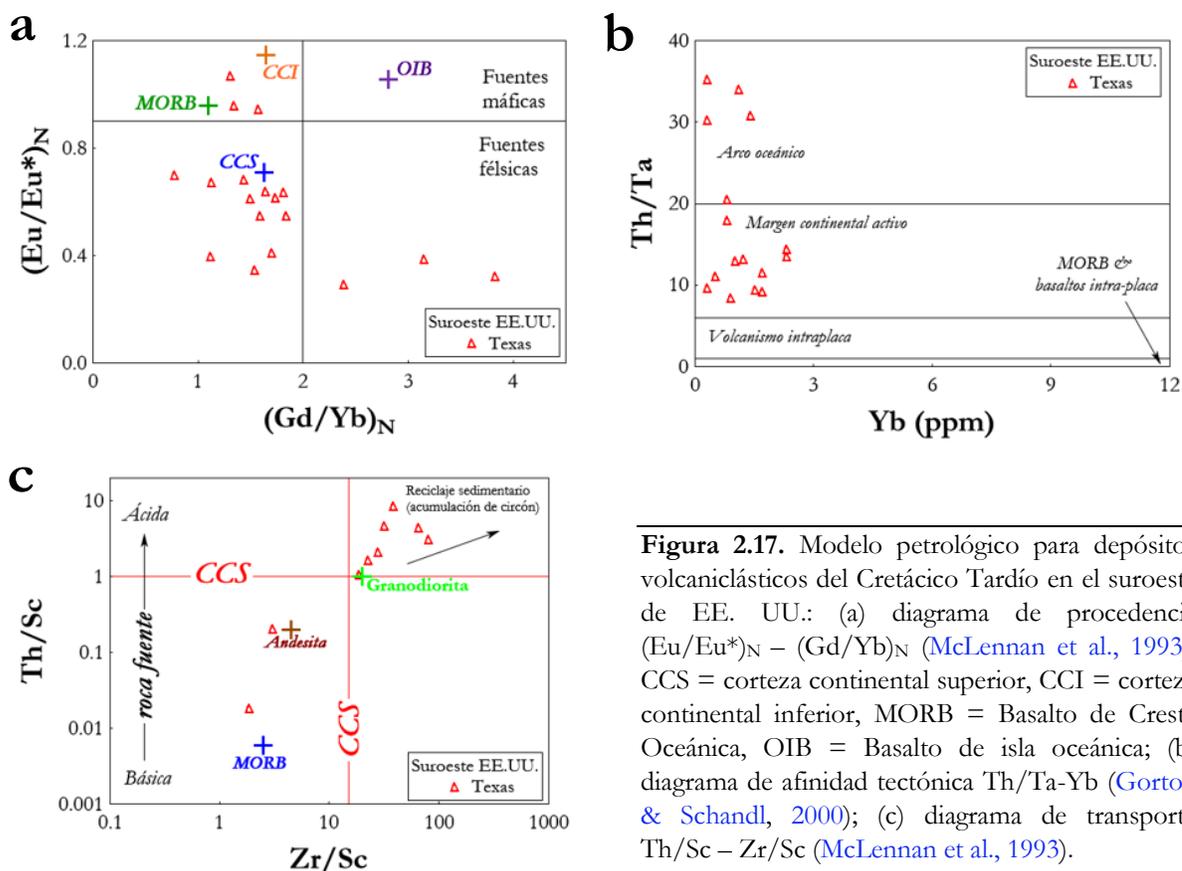


Figura 2.17. Modelo petrológico para depósitos volcanoclasticos del Cretácico Tardío en el suroeste de EE. UU.: (a) diagrama de procedencia $(Eu/Eu^*)_N - (Gd/Yb)_N$ (McLennan et al., 1993). CCS = corteza continental superior, CCI = corteza continental inferior, MORB = Basalto de Cresta Oceánica, OIB = Basalto de isla oceánica; (b) diagrama de afinidad tectónica Th/Ta-Yb (Gorton & Schandl, 2000); (c) diagrama de transporte Th/Sc – Zr/Sc (McLennan et al., 1993).

2.3.13 Noreste de México: descripción y geocronología

Para esta región se han realizado diversos estudios de petrografía, geoquímica y geocronología para estratos de ceniza volcánica alterada presentes en la Formación San Felipe. Esta unidad litológica ha sido reportada en varias localidades de Nuevo León y Tamaulipas (Figura 2.18). De acuerdo con observaciones de campo, las secciones contienen entre ocho y cuarenta horizontes de toba verde a ocre amarillo, cuyo número y espesor (~3 a 40 cm) disminuye conforme se asciende estratigráficamente. Los estratos bentoníticos se encuentran intercalados con margas, areniscas y lutitas. El intervalo de edad U-Pb en circon que cubren las localidades va de 84.6 a 73.7 Ma (Velasco-Tapia et al., 2016; Velasco-Tapia, 2017).

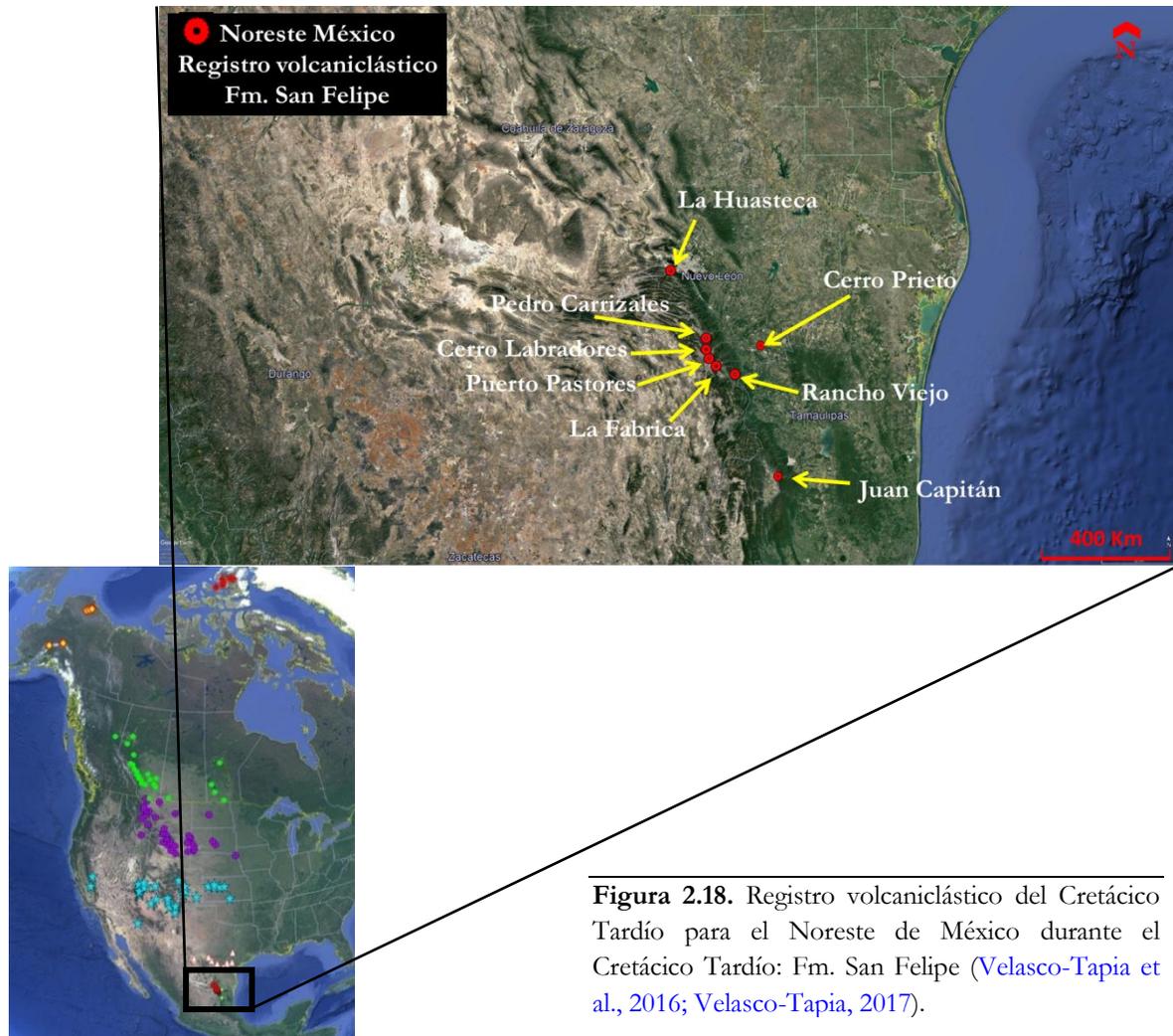


Figura 2.18. Registro volcaniclástico del Cretácico Tardío para el Noreste de México durante el Cretácico Tardío: Fm. San Felipe (Velasco-Tapia et al., 2016; Velasco-Tapia, 2017).

2.3.14 Noreste de México: modelo petrológico

Clasificación

De acuerdo con el diagrama de Winchester & Floyd (1977), las rocas volcaniclásticas se clasifican como tobas riolíticas - riódacíticas (Figura 2.19a). Muestran características de rocas pelíticas con tendencia hacia psamitas, aunque algunas tienen influencia de material carbonatado (Figura 2.19b; Jenchen, 2018). La composición en %Na₂O y %K₂O indica una derivación desde una fuente ígnea y un depósito que ha experimentado una diagénesis incipiente (Figura 2.19c). Los patrones de REE normalizados a condrita se caracterizan por: (a) un enriquecimiento en elementos ligeros ($[La/Yb]_N = 4-30$), anomalías negativas de Eu ($[Eu/Eu^*]_N = 0.16-0.77$) y un patrón plano para elementos pesados (Figura 2.19d).

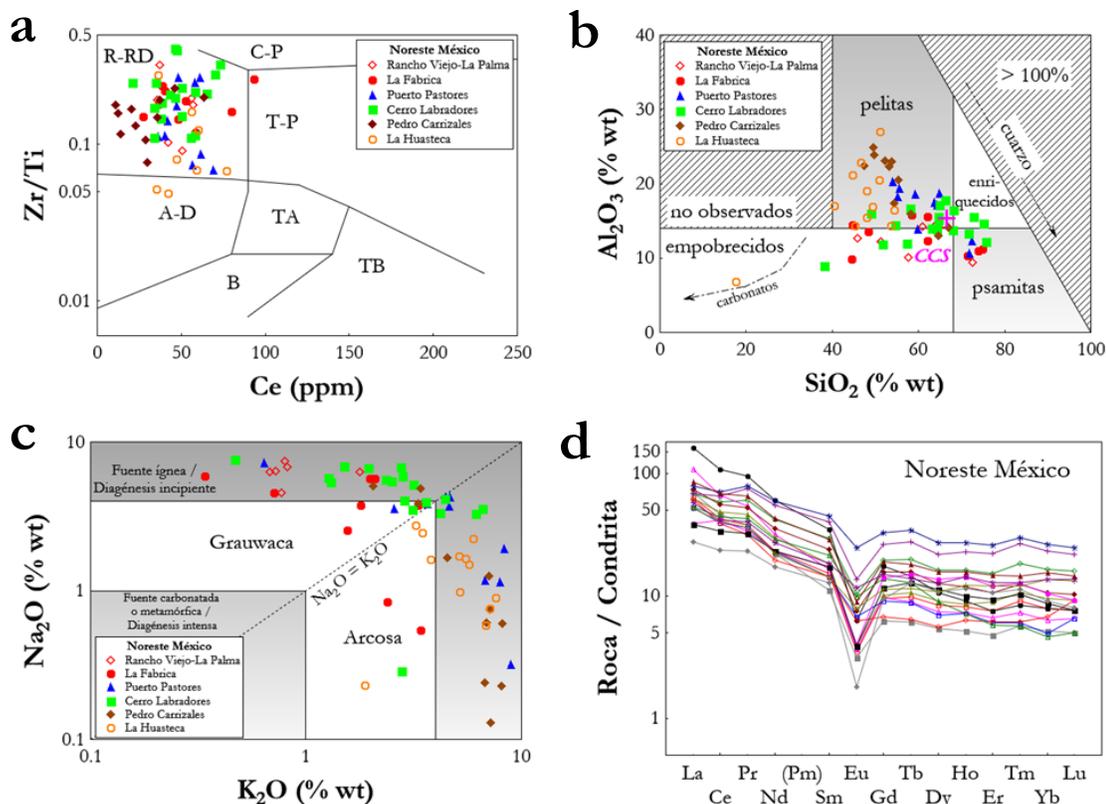


Figura 2.19. Modelo petrológico para rocas volcánicas del Cretácico Tardío expuestas en el noreste de México. (a) Diagrama de clasificación Zr/Ti-Ce (Winchester & Floyd, 1977). C-P = comendita-pantelerita, R-RD = riolita-riodacita, T-P = traquita-pantelerita, TA = traquiandesita, B = basalto, TB = traquibasalto, A-D = andesita-dacita; (b) Diagrama de clasificación Al_2O_3 - SiO_2 (Jenchen, 2018); CCS = corteza continental superior; (c) Diagrama de clasificación Na_2O - K_2O (Kiipli et al., 2010); (d) Diagrama de patrones de lantánidos normalizados a condrita (Rollinson, 1993).

Procedencia

Como se ha observado en el resto de las regiones, el material volcánicas se caracteriza por relaciones de $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N < 0.9$ y de $(\text{Gd}/\text{Yb})_N < 3$. Esto es indicativo de una afinidad a la corteza continental superior (Figura 2.20a). Por su parte, la geoquímica de elementos inmóviles (tal como Th/Ta y Yb; Figura 2.20b) confirma la asociación a un ambiente de margen continental activo. Su origen se ha relacionado con el Arco Laramídico instalado en el margen occidental mexicano (Velasco-Tapia et al., 2016).

Transporte

Como lo observado en casos previos, los depósitos volcaniclásticos se caracterizan por relaciones $\text{Th/Sc} > 0.8$ y $\text{Zr/Sc} > 10$. Estas observaciones confirman el carácter félsico del vulcanismo y un transporte relativamente rápido de las cenizas, que evolucionan desde la composición promedio de la corteza continental superior hacia sedimentos con mayor reciclamiento (Figura 2.20c).

Depósito

El estudio de los sedimentos carbonatados ha revelado características que sugieren a una plataforma abierta en transición a margen como medio para el depósito (Velasco-Tapia et al., 2016; Tienda-Garza, 2018).

Diagénesis

De acuerdo con la composición en $[\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O}]$, K_2O y Al_2O_3 y siguiendo el esquema propuesto por McLennan et al. (2003), el material volcaniclástico expuesto en el Noreste de México muestra una evolución de alteración diagenética en dirección a illita y clorita (Figura 2.20d). Esta condición ha sido confirmada por análisis de difracción de rayos X.

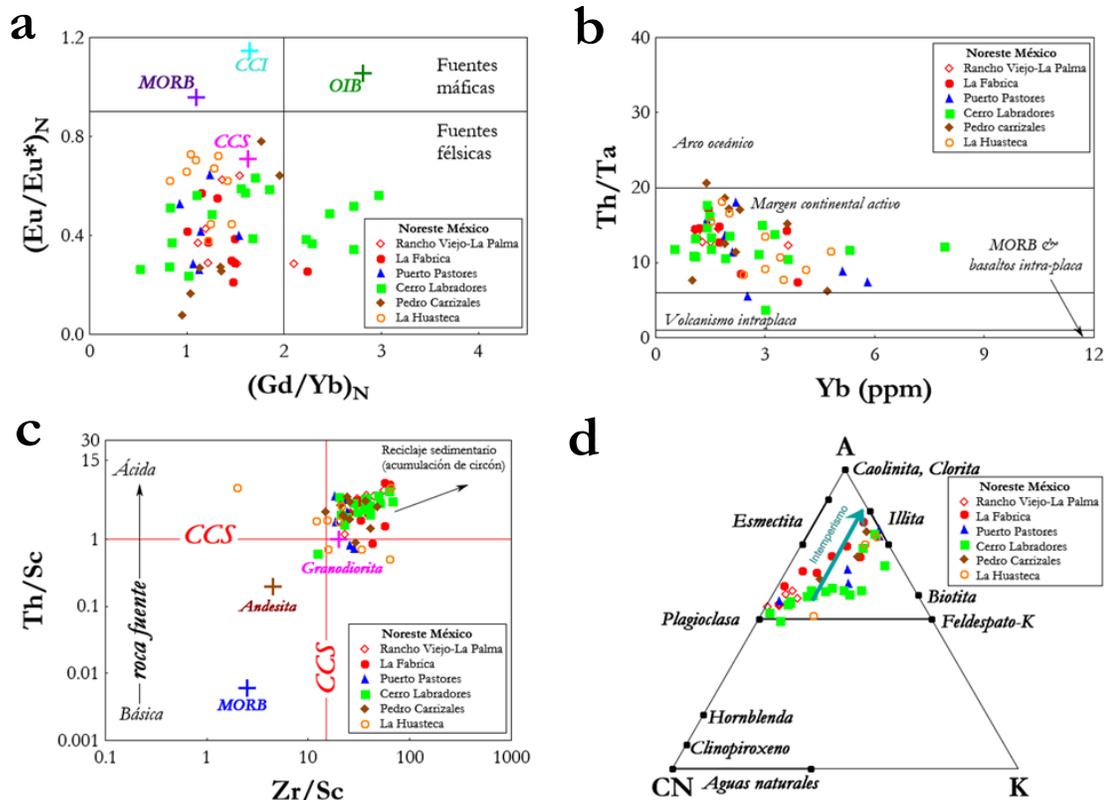


Figura 2.20. Modelo petrológico para rocas volcanoclásticas del Cretácico Tardío expuestas en el noreste de México. (a) Diagrama de procedencia $(Eu/Eu^*)_N$ – $(Gd/Yb)_N$ (McLennan et al., 1993). CCS = corteza continental superior, CCI = corteza continental inferior, MORB = Basalto de Cresta Oceánica, OIB = Basalto de Isla Oceánica; (b) Diagrama de afinidad tectónica Th/Ta–Yb (Gorton & Schandl, 2000); (c) Diagrama de evaluación de transporte Th/Sc – Zr/Sc (McLennan et al., 1993); (d) Diagrama de evaluación de diagénesis Al_2O_3 – $(CaO^* + Na_2O)$ – K_2O (McLennan et al., 2008).

CAPÍTULO III

MARCO GEOLÓGICO

En este capítulo se presenta una descripción del marco geológico en el que se desarrolla el tema de tesis y que incluye: (a) el basamento geológico bajo el noreste y centro de México, (b) la columna estratigrafía y el evento orogénico asociados a la Sierra Madre Oriental y (c) la descripción de los afloramientos de la Formación San Felipe (Cretácico Tardío) bajo estudio durante este trabajo.

3.1 BASAMENTO EN EL NORTE Y CENTRO DE MÉXICO

El basamento en estas zonas se compone de una diversidad de rocas metamórficas, derivadas de rocas magmáticas y siliciclásticas, del Precámbrico al Paleozoico (Alemán-Gallardo et al., 2019). Se ha clasificado en tres grupos considerando su posición geográfica actual, las diferencias composicionales, geocronológicas y estructurales: (a) Noreste, conformado por los terrenos Sierra Madre y Coahuila; (b) Oeste-Centro-Sur, compuesto por los terrenos Mixteca, Juárez, Oaxaca, Sonobari, Guerrero, Maya, Xolapa, Vizcaíno y Alisitos; (c) Noroeste, que incluye al terreno Chihuahua y Caborca (Figura 3.1; Campa & Coney 1983; Centeno-García, et al., 1993; Torres-Sánchez, 2015).

En los grupos del noreste y del oeste-centro-sur, las rocas que forman parte del basamento presentan firmas isotópicas juveniles. En la región noreste las unidades del basamento se agrupan en: (a) Complejo Novillo: representa la unidad geológica más antigua de la zona (1.1 a 1.2 Ga) aflorando únicamente en el Anticlinorio Huizachal Peregrina (AHP). Está constituido por una serie de estratos fuertemente metamorfizados bajo condiciones de facies de granulita. Presenta variaciones en su estructura de acuerdo a su protolito (ortogneis o paragneis) y al grado de deformación (gneis cataclástico o augengneis), siendo correlacionado con el cinturón grenvilliano de Norteamérica (Orozco-Esquivel, 1990; Wilson, 1990; Nance et al., 2007; Barboza-Gudiño et al., 2010; Casas-García, 2014); (b) Complejo Granjeno: se compone de secuencias metamórficas fuertemente deformadas de protolitos sedimentarios (turbidita, psammita, pelita, lutita negra, conglomerado) e ígneos (flujos de lava, toba, lava almohadillada), además de cuerpos con una composición ultramáfica que se presentan en forma de rocas meta-volcánicas y meta-sedimentarias esquistosas.

Se presenta en algunas localidades de Aramberri, Miquihuana y el AHP. Interpretaciones recientes (Alemán-Gallardo et al., 2019) indican que representa la culminación al norte del Cinturón Granjeno-Acatlán, apoyado en parte por edades reportadas, principalmente grenvillianas (1250 a 920 Ma) y panafricanas (730 a 530 Ma), lo que permite la correlación con la parte noroeste de Gondwana (ahora Sudamérica; Keppie, 2004; Dowe et al., 2005; Miller et al., 2007; Torres-Sánchez, 2010; Barboza-Gudiño et al., 2011); (c) Tonalita Peregrina: representa un cuerpo ígneo de composición granítica sin efectos de metamorfismo, que se emplazó en el Complejo Novillo. Muestra una edad de cristalización U-Pb en circón de 448 ± 2.9 Ma (Ordovícico Tardío). Su geoquímica indica una afinidad a un margen continental activo, que podría representar la extensión en México del Arco Famatiniano sudamericano (De León-Barragán, 2012; Alemán-Gallardo et al., 2019); y (d) Secuencia Sedimentaria y Volcánica Paleozoica: aflora en el AHP y no presenta evidencia de metamorfismo. De acuerdo con criterios litológicos y de geocronología las unidades sedimentarias que cubren del Silúrico al Pérmico (Formaciones Cañón de Caballeros, Vicente Guerrero, Del Monte y Guacamaya) se han integrado en Grupo Tamatán (Gursky & Ramírez-Ramírez, 1986; Stewart et al., 1999; Ramírez-Fernández & Jenchen, 2016). Un estudio reciente de petrología sedimentaria, desarrollado por Casas-Peña et al. (2021), indica que el Grupo Tamatán representa una sucesión clástica depositada en ambientes marino somero a profundo de características (a) feldespatolítica-cuarzosas y lito-feldespatolíticas-cuarzosas (Formaciones Cañón de Caballeros y Vicente Guerrero) y (b) feldespatolíticas-cuarzosas y lito-cuarzolíticas-feldespatolíticas (Formaciones Del Monte y Guacamaya). El material clástico derivó de rocas básicas, intermedias y ácidas, mostrando un intemperismo moderado a intenso y un reciclaje alto a moderado. La datación radiométrica de U-Pb en circón ha permitido distinguir tres grupos: (a) Meso-Neoproterozoico, derivado de Oaxaquia y el Bloque Maya, que contiene granos de circón de 1.5-1.6 Ga, (b) Ordovícico-Silúrico, que probablemente contiene restos de las intrusiones ígneas del Bloque Maya o de la Tonalita Peregrina, y (c) Pensilvánico-Pérmico, derivado de intrusiones relacionadas a un arco magmático asociado al cierre diacrónico del océano Rheico. La geoquímica de elementos traza indica la evolución tectónica desde un margen pasivo hacia un arco magmático, en la que los clastos fueron depositados de una cuenca tras-arco ubicada en el extremo norte de Oaxaquia, cerca del Bloque Maya y a lo largo de margen noroeste de Gondawana durante el cierre del océano Rheico.

Entre los depósitos siliciclásticos de la Formación Vicente Guerrero (Missisípico Temprano) y la Formación Del Monte (Pensilvánico) se ha reportado la presencia de material volcánico denominado Riolita Aserradero (Ramírez-Fernández et al., 2021). Este presenta características comparables a las rocas graníticas de alto K, bajo Sr y tipo S, cuyo origen podría explicarse por fusión parcial de la corteza superior a partir de una fuente parecida a aquella relacionada al Complejo Novillo. La cristalización de la Riolita Aserradero ha sido datada por el método U-Pb en circón en 347.8 ± 2.7 y 340.7 ± 3.6 Ma, lo que indica que se encuentra en su posición estratigráfica original e independiente de la deformación incipiente del Grupo Tamatán. Este evento volcánico podría representar una etapa temprana de un arco pre-colisional peri-Gondwánico del Carbonífero-Pérmico que fue integrado al basamento del Noreste de México.

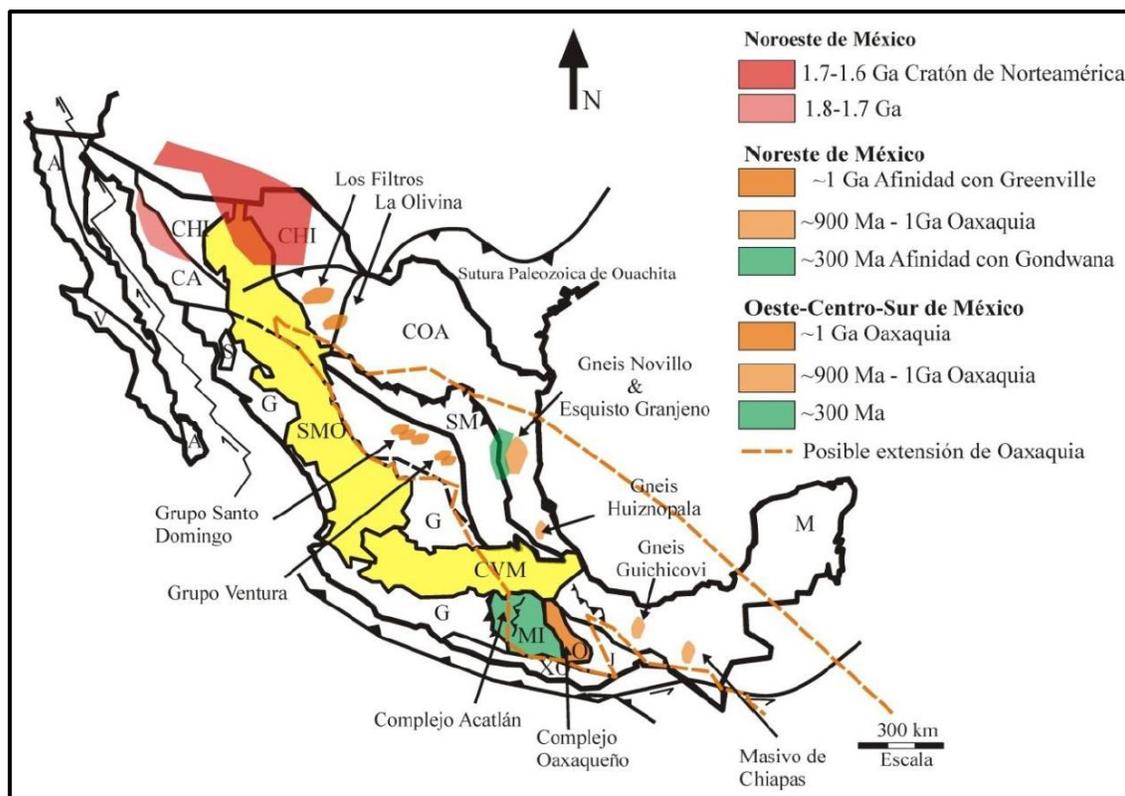


Figura 3.1. Distribución de los tipos de basamento bajo el Noreste y el Centro de México (Torres-Sánchez, 2015): V: Vizcaíno; G: Guerrero; XO: Xolapa; A: Alisitos; CA: Caborca; Mixteca; CHI: Chihuahua; SM: Sierra Madre; COA: Coahuila; M: Maya; MI: J: Juárez; O: Oaxaca; TMV; Cinturón Volcánico Trans-Mexicano; S: Sonobari; SMO: Sierra Madre Oriental.

Por otra parte, las rocas de basamento en el centro de México se agrupan en el Complejo Huiznopala (Torres-Sánchez, 2015): (a) ortogneises (compuesto principalmente de metatonalita y charnockita), (b) un complejo gabróico-anortosítico, y (c) una secuencia de paragneis (incluye la generación de foliación y bandeamiento, gneises de calcosilicatos y mármoles ricos en clinopiroxeno). Se han reportado edades para los protolitos de 1200 a 1500 Ma, con un origen relacionado a un arco magmático. En el Complejo Huiznopala se presentan eventos de deformación del metamorfismo de alto grado y magmáticos que son más jóvenes a los observados en la provincia Grenvilleana. Sin embargo, son correlacionables probablemente con el estado final de la deformación de este evento orogénico (Patchett & Ruiz, 1987; Lawlor et al., 1999; Cameron et al., 2004).

3.2 ESTRATIGRAFÍA Y EVENTO DE DEFORMACIÓN-CABALGAMIENTO

A continuación, se describen las características que distinguen a las unidades litológicas que conforman la estratigrafía en las áreas de estudio, tomando como base la columna estratigráfica propuesta para el sector norte de la Sierra Madre Oriental (SMO) (Figura 3.2; Michalzik, 1988; Jenchen, 2007) y se describe el evento orogénico que dio lugar a la deformación y cabalgamiento de la provincia geológica.

Las localidades de Juan Capitán, Rumbo Nuevo, Tamaulipas y Tlatempa, Zacatlán, Puebla, forman parte de la provincia de la Sierra Madre Oriental al E y SE respectivamente. La SMO definido estructuralmente como un cinturón de pliegues y cabalgaduras, conformado por sedimentos marinos clásticos y calcáreos del Mesozoico. Esta secuencia fue depositada sobre un basamento de edad precámbrica y paleozoica, descrito en el apartado anterior, siendo deformada y cabalgada durante un evento orogénico que tuvo lugar a fines del Cretácico. La provincia fisiográfica se extiende cerca de 1500 km de norte a sur a través del territorio mexicano con una orientación preferencial NNW-SSE. Sin embargo, cambia su dirección a E-W en una zona conocida como “Saliente de Monterrey” entre los estados de Nuevo León y Coahuila. La SMO colinda con la Plataforma de Texas al norte, con el Altiplano Central Mexicano al oeste y al suroeste, hacia al sur con el Cinturón Volcánico Trans-mexicano y con la Planicie Costera del Golfo de México al este (Tardy et al., 1975; Padilla & Sánchez, 1986; Suter, 1987; Marret & Aranda, 1999; Eguiluz de Antuñano et al., 2000).

Por su parte, la Planicie Costera del Golfo de México (donde está ubicada la localidad de Cerro Prieto, Linares, Nuevo León), se desarrolla de manera poco plegada a plana y ocupa una área de aproximadamente 183,000 km², extendiéndose desde el Río Bravo hasta el suroeste de la Península de Yucatán. A lo largo de la planicie se encuentran rocas sedimentarias del Cenozoico ya sea consolidadas o no consolidadas. Estas tienen un espesor que puede alcanzar más de 6,000 m en la zona costera, y descansan sobre las rocas del Mesozoico. Las unidades cenozoicas derivadas de la erosión de las regiones continentales altas, consisten en su mayoría en arena, limo y arcilla. Las rocas más antiguas de la Planicie Costera son de origen marino y tienen una edad cretácica (Velázquez-Aguirre & Ordaz-Ayala, 1992).

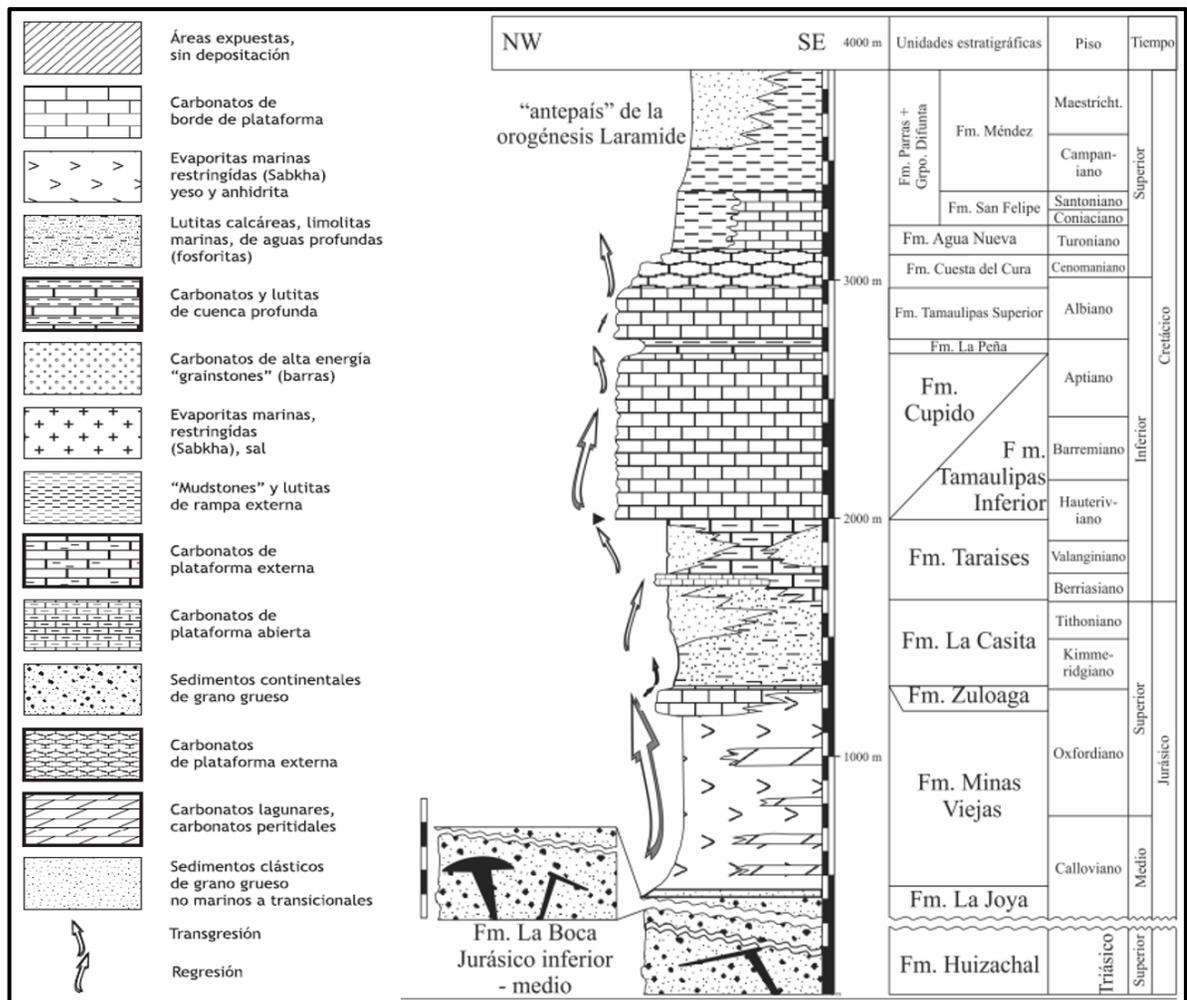


Figura 3.2. Columna estratigráfica para la región norte de la SMO (Michalzik, 1988; Jenchen, 2007).

La estratigrafía del sector norte de la SMO inicia con la Formación Huizachal (Michalzik, 1988; Jenchen, 2007). Este término se dejó de utilizar al considerar la edad de depósito máxima del Triásico por Barboza-Gudiño et al., 2010. Estos autores encontraron poblaciones de edad Grenville, Panafricano-Brasileño y Pérmico-Triásico, mediante el método U-Pb en circones detríticos para muestras de rocas del cañón de El Alamar, San Marcos (sur de Galeana), y en la parte occidental del AHP. En su lugar se ha tomado la división de los Lechos Rojos en tres formaciones (El Alamar, La Boca y La Joya). Estas capas clásticas continentales de coloración rojiza, consisten en conglomerados, areniscas, limolitas y arcillas. Representan sistemas fluviales y lacustres en ambientes de abanico aluvial, en ocasiones cortados por diques y sills de composición entre basáltica y riolítica (Corpstein, 1974; Padilla & Sánchez, 1982; Salvador, 1987; Michalzik, 1988).

3.2.1 Formación El Alamar (Triásico Tardío)

La localidad tipo está en el Cañón El Alamar en la Sierra de Pablillo en Nuevo León, donde la base de la secuencia no está expuesta. En el AHP, la sección incompleta de la unidad se superpone a rocas del basamento Precámbrico-Paleozoico, y está cubierta por lechos rojos y rocas volcánicas del Jurásico (Mixon et al., 1959). La Formación El Alamar está correlacionada en edad con la Formación Zacatecas, que es el sistema de facies de contraparte marina (Barboza-Gudiño et al., 2010). Con base en las litologías y facies de la Formación El Alamar, se pueden encontrar características similares en San Marcos-Lomas de San Paulo Tranquitas en Galeana, y con las vistas en el núcleo o el flanco occidental del AHP. (Stone, 1975; Todd & Mitchum, 1977; Salvador, 1987; Wilson, 1990).

3.2.2 Formación La Boca (Triásico Tardío – Jurásico Temprano)

En algunas ocasiones fue denominada Grupo Huizachal (Mixon et al., 1959). Consiste en flujos volcánicos, capas rojas no marinas, diques y sills que presentan una composición entre riolita y andesita. Las capas rojas no marinas, son asociadas a un ambiente de depósito de extensión cortical, relacionado con la actividad magmática inicial del arco Jurásico. De acuerdo con datos geocronológicos de U-Pb en circón separados del material clástico se le ha asignado una edad de 189 ± 0.2 Ma en el Valle Huizachal y 193 ± 0.2 Ma en Aramberri (Corpstein, 1974; Padilla & Sánchez, 1982; Fastovsky et al., 2005; Barboza-Gudiño et al., 2008, 2010).

La Formación La Boca se correlaciona en edad con la Formación Huayacocotla en la región de Zacatlán. Esta unidad del Jurásico Temprano presenta en una intercalación de lutitas y limolitas negras bituminosas, en contacto con areniscas cuarcíferas de grano fino de color gris verdoso, que hacia la cima gradúan a conglomerados polimícriticos con clastos de areniscas y de calizas arenosas. La Formación Huayacocotla muestra una secuencia depositada dentro de un ambiente costero somero y reductor con aporte de materia orgánica ([Servicio Geológico Mexicano, 1998](#)).

3.2.3 Formación La Joya (Jurásico Medio)

Esta unidad está representada en su base por conglomerados que gradualmente cambian a sedimentos clásticos finos y arenosos de tonalidades rojizas. En la cima de la formación existe evidencia de evaporitas (contemporáneas a las del Calloviano) y carbonatos. Se han reportado afloramientos de espesor variable (55 a 120 m) en Aramberri y Ciudad Victoria (Cañón La Boca, Cañón Caballeros) ([Mixon, 1963](#), [Belcher, 1979](#); [Michalzik, 1988, 1991](#); [Goldhammer, 1999](#)). Según [PEMEX \(1988\)](#), esta formación está relacionada a ambientes de facies continental, lacustre, planicie costera y marina ([Corpstein, 1974](#); [Padilla & Sánchez, 1982](#)).

En el área de Zacatlán la Formación la Joya se correlaciona en edad con la Formación Cahuadas. Esta unidad presenta en su base conglomerados polimícriticos con clastos de rocas ígneas, gneises, y areniscas que gradúan a sub-arcosas y grauwas de distintas tonalidades verdes en estratos de ~4 m de espesor, hasta mostrar una secuencia considerable de limolitas intercaladas con derrames andesíticos alterados ([Servicio Geológico Mexicano, 1998](#)).

3.2.4 Formación Minas Viejas (Jurásico Medio - Tardío)

Este término es usado en la columna estratigráfica para la región norte de la SMO. Esta unidad se depositó durante el Calloviano y Oxfordiano temprano. Se presenta como una secuencia de evaporitas y carbonatos con intercalaciones de terrígenos finos. Representa un depósito marginal que marca la primera incursión marina en cuencas restringidas tipo rift. ([Weidie & Wolleben, 1969](#); [Winker & Buffler, 1988](#); [Goldhammer, 1999](#)). Su espesor es variable y puede alcanzar los 1000 m. En algunas regiones incluye dolomías macizas y masas de yeso. Por lo general, la unidad sobreyace discordantemente a las capas rojas y/o al basamento paleozoico ([Weidie & Martínez, 1970](#); [Oivanki, 1974](#); [Laudon, 1984](#)).

La base de esta unidad se correlaciona con la Formación Novillo en el área del Valle de Huizachal. La Formación Novillo que presenta calizas grises en su litología, fue descrita por [Heim \(1926\)](#), quien consideró su localidad tipo en el Cañón Novillo al oeste de Ciudad Victoria, Tamaulipas. El contacto con la Formación que le subyace (Fm. La Joya) presenta generalmente estratos de calizas de ~30 cm de espesor intercalados con horizontes arcillosos. En el área del Valle de Huizachal la Formación Novillo, se presenta sobre calizas dolomitizadas de color gris oscuro a gris claro, presentando espesores delgados a medianos de 5 a 30 cm, que están en contacto con lutitas de color café claro de espesores pequeños de 1 cm ([Armas-Zagoya, 2004](#)). Por otro lado, la cima de la Formación Minas Viejas se correlaciona en el Valle de Huizachal con la Formación Olvido. Esta unidad tiene su localidad tipo en el rancho El Olvido al sureste del Valle del Huizachal. Consiste en una secuencia estratigráfica formada por areniscas, lutitas, margas y calizas de colores claros. De acuerdo con [Armas-Zagoya, 2004](#) la base de la Formación Olvido generalmente presenta intercalaciones de lutitas de color rojo y calizas de grano fino de color crema que intemperizan a rosado. Seguido de una secuencia de 10 a 20 cm de espesor que corresponde a lutitas de colores verdes, amarillas y rosadas, además de areniscas de gran fino de color amarillo con un espesor de 20 cm, margas de colores verdes de espesores entre 10 a 30 cm, y calizas de color crema con estratos en forma de "*boudinage*" de 40 cm de ancho. Para la cima de la unidad se presenta una disminución de rocas clásticas, permanecen las calizas que muestran una transición hacia la Formación Zuloaga.

Para la región de Zacatlán La Formación Minas Viejas se correlaciona en edad con la Formación Tepexic. Esta unidad consiste de calizas arenosas con bioclastos de color gris oscuro que se intercala con horizontes de coquinas de ostrea y areniscas calcáreas, características de un medio marino de alta energía y que señala el inicio de una trasgresión marina asociada con la apertura del Golfo de México ([Servicio Geológico Mexicano, 1998](#)).

3.2.5 Formación Zuloaga (Jurásico Tardío)

Consiste en general de caliza oolítica en estratos gruesos y medianos, acompañada de evaporitas que remplazan la calcita por anhidrita y/o yeso. Las calizas muestran una textura muy variable desde mudstone-wackestone con peloides hasta packestone y grainstone con ooides y pellets.

Esta unidad presenta un espesor entre 150 a 500 m, depositándose en un ambiente de mar abierto con transición de “rift” a “drift”, dentro del desarrollo de un margen pasivo entre el Oxfordiano Medio – Kimmeridgiano temprano (Imlay, 1936; Oivanki, 1974; González-García, 1976; Padilla & Sánchez, 1986; Michalzik, 1988; Johnson, 1991; Goldhammer & Johnson, 2001).

3.2.6 Formación La Casita (Jurásico Tardío)

Está constituida en la parte norte de la SMO por intercalaciones de caliza arcillosa gris oscuro en estratos delgados de ~40 cm, lutita gris oscuro a negro que puede contener materia orgánica y, en ocasiones, conglomerados. La unidad fue depositada durante el Kimmeridgiano – Tithoniano sobre plataformas epicontinentales con espesores variables de 650 a 800 m, en función de su proximidad con el Bloque Coahuila quien aporta el material detrítico (Imlay, 1944; Stone, 1975; Fortunato, 1982; Fortunato & Ward, 1982; Smith, 1987; Salvador, 1987; Michalzik & Schumann, 1994).

La base de esta unidad se correlaciona en edad con la Formación Santiago en la región de Zacatlán, que contiene lutitas y limolitas bituminosas de color oscuro a negro, que se intercalan con lentes de caliza arcillosa ocasionalmente piritizados y con amonites característicos de aguas marinas tranquilas y reductoras. Por su parte, la cima de La Formación La Casita se correlaciona en edad con La Formación Tamatán que contiene una secuencia de calizas negras y grises intercaladas con lutitas y margas (Servicio Geológico Mexicano, 1998).

3.2.7 Formación Taraises (Cretácico Temprano)

Consiste en intercalaciones de caliza (~30 a 50 cm) con tonalidades oscuras y lutita (~10 a 20 cm) de color gris oscuro, alcanzando un espesor entre 135 a 500 m. Su depósito ocurrió durante el periodo Berriasiano – Hauteriviano y refleja una sedimentación en aguas profundas, alejadas de la línea de costa. Esta formación se ha dividido en: (a) miembro inferior, conformado por estratos gruesos de caliza; (b) miembro arenoso Galeana, constituido por areniscas gris claro de grano fino a grueso, que ha sido interpretado como un depósito de frente prodelta y deltáico, y (c) miembro superior, constituido por calizas arcillosas y nodulares (Michalzik, 1988; Eguiluz de Antuñano, 2001; Ocampo-Díaz et al., 2012).

3.2.8 Formación Cupido – Tamaulipas Inferior (Cretácico Temprano)

Estas unidades se depositaron entre el Hauteriviano Medio – Aptiano. La Formación Cupido está constituida por calizas de color gris, con rudistas y puede alcanzar espesores de hasta 400 m, teniendo su depósito en condiciones neríticas en el borde del Bloque Coahuila. Las litofacies de esta formación son: (a) mudstone pelágico en estratos delgados; (b) wackstone a packstone con bioclastos en estratos masivos; (c) packstone a grainstone masivos con rudista y corales, así como boundstone con estromatoporoides; (d) packstone a grainstone esqueletales a grainstone con ooides y oncolitos; (e) mudstone a packstone delgados con criptoalgas intercalado con evaporitas, y (f) wackstone a packstone con peloides, foraminíferos, pelecípodos y algas verdes (Imlay, 1936; McFarlan & Stone, 1977; Conklin & Moore, 1977; Wilson & Selvius, 1984; Ekdale et al., 1976; Loucks, 1977). La Formación Tamaulipas Inferior es el equivalente profundo hacia la cuenca de la unidad antes mencionada. Su ambiente de depósito es de carácter pelágico de mar abierto. Presenta una secuencia homogénea de calizas (wackestone/packstone) de espesores medianos (máximo de ~600 m) con presencia de nódulos de pedernal (Muir, 1936; Smith, 1981; Ross, 1981; Wilson, 1969).

3.2.9 Formación La Peña (Cretácico Temprano)

Su depósito tuvo lugar durante el Aptiano Tardío, siendo constituida por intercalaciones de marga, caliza y lutita, con algunos lentes de pedernal. Fue dividida por Imlay (1936) en un miembro inferior que consiste en estratos de caliza y uno superior conformado por caliza margosa y lutita. Humphrey (1949) propuso que el nombre de esta formación se utilice únicamente asociado al miembro superior. La unidad representa un evento de depósito durante un evento transgresivo regional (Burckhardt, 1925; Goldhammer et al., 1991; Ramírez-Díaz, 2012).

3.2.10 Formación Tamaulipas Superior (Cretácico Temprano)

Está representada por una secuencia de calizas (mudstone a wackestone) de espesor mediano a grueso, con una prominente capa de conglomerados hacia la cima. Fue depositada durante el Albiano, con un espesor que varía de 100 a 200 m. Ha sido interpretada como un depósito en un ambiente externo de rampa, en aguas profundas anaeróbicas a disaeróbicas (Ross, 1981).

3.2.11 Formación Cuesta del Cura (Cretácico Temprano - Tardío)

Se ha propuesto que su depósito ocurrió durante el Albiano Tardío y el Cenomaniano sobre bordes de plataforma que presentaban poca profundidad. La unidad muestra un espesor general de 300 a 400 m y se distingue por contener estratos ondulados de caliza de 30 a 50 cm, intercalados con capas delgadas de marga gris y lutita. En algunas localidades en el NE de México se ha documentado la presencia de radiolarios, foraminíferos planctónicos y equinoideos (Imlay, 1936; Smith, 1981; Ice, 1981).

3.2.12 Formación Agua Nueva (Cretácico Tardío)

Esta formación fue depositada en condiciones de baja energía durante el Cenomaniano Tardío al Turoniano. Se ha sugerido que su sedimentación ocurrió en la parte externa de una plataforma somera, aunque en ocasiones también se le ha asociado a un ambiente de cuenca. Muestra un espesor que puede alcanzar los 90 m y se compone por estratos de caliza arcillosa de ~40 cm, alternados con lutitas y margas de estructura laminar. Existe evidencia de foraminíferos planctónicos y microfósiles dispersos (Muir, 1936; Padilla & Sánchez, 1978; López-Ramos, 1982; Sohl et al., 1991; Blanco-Piñón et al., 2002; Ángeles-Villeda et al., 2005).

3.2.13 Formación San Felipe (Cretácico Tardío)

Esta unidad, objeto de estudio en esta tesis, fue reportada informalmente por G. Jeffreys en 1910 (Muir, 1936). Se describió en una sección ubicada en el Rancho San Felipe, a 3 km al este de Ciudad Valles, San Luis Potosí, como una alternancia de calizas y lutitas grises del Coniaciano – Santoniano Inferior.

Posteriormente, Imlay (1936) reportó que la unidad presenta calizas de tonalidades gris claro, con espesores delgados y hacia el techo de la Formación se presentan lutitas con pedernal y capas bentónicas. En estos primeros estudios se reportaron espesores entre 120 y 158 m. Sin embargo, Padilla & Sánchez (1978, 1986) reportó que la Formación San Felipe presenta espesores variables de 140 hasta 330 m, que incluyen marga de tonalidad gris y verde, caliza arcillosa, lutita con intercalaciones de bentonita, escasos nódulos de pedernal, con contenido macrofaunístico que incluye a *Incoceramus sp.*, *Balancrinus mexicanus* y *Ostrea plumosa*. Además, propuso un ambiente de depósito en mar abierto y de baja energía con aporte de material terrígeno.

Posteriormente, debido a que la localidad tipo de ésta Formación fue removida durante el desarrollo de obras civiles, [Seibertz \(1988, 1998\)](#) definió a partir de diversos perfiles ubicados en Nuevo León (El Carmen, Rayones, El Álamo y La Boca) una localidad neotipo. Se propuso un espesor total de 127 m para la unidad, y una división en dos miembros: (a) Miembro Inferior La Boca (32 m de espesor), constituido por intercalaciones de limolita, lutita verde claro a oscuro y caliza de gris oscuro a verde en contacto con arenisca verde que gradúa en tamaño de grano, y (b) Miembro Superior Solís (95 m de espesor), presenta una alternancia de limolita de color oscuro con capas glauconíticas, arenisca verde y estructuras sedimentarias, lutita, caliza con fisuras arcillosas y creta porcelanítica de color blanco con bioturbación y alternancias de caliza. Se señaló que la unidad muestra un mayor carácter clástico conforme se asciende estratigráficamente. Finalmente, [Seibertz \(1988, 1998\)](#) reportó la distribución espacial de la unidad en el Noreste de México.

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

De acuerdo con [Rocha-Rocha \(2008\)](#), la Formación San Felipe en la margen oriental de la Plataforma Valles – San Luis Potosí, está constituida de caliza y caliza arcillosa bien estratificada, de capas delgadas a medianas, de color gris clara a verdoso. El intemperismo da lugar a que estas rocas se presenten en color amarillo ocre. Los carbonatos están intercalados por lutita de color gris claro a gris verdoso, además son frecuentes los estratos de bentonita de color verde. La unidad litoestratigráfica descansa discordantemente sobre la Formación El Abra, aunque en algunos sitios sobryace concordantemente a la Formación Agua Nueva. Se ha reportado además que la unidad subyace transicional y concordantemente a la Formación Méndez. Por otra parte, [Becerra-González \(2006\)](#) y [Martínez-Limas & Gómez Alejandro \(2008\)](#) proporcionaron información mineralógica – geoquímica para los estratos limolíticos de color verde de la Formación San Felipe en Linares, Galeana y Rayones, N.L. De acuerdo con sus características mineralógicas y químicas, se propuso que estos horizontes representaban cenizas volcánicas alteradas de composición félsica.

Por otro lado, [Navarro-Gutiérrez \(2010\)](#) amplió el muestreo hacia localidades de Iturbide, N.L. y determinó la edad de depósito, aplicando un método U-Pb en circón que sugiere un periodo de depósito de 78.6 – 73 Ma para la sección Iturbide. [Serna-Pedraza \(2011\)](#) reportó información mineralógica – geoquímica para horizontes limolíticos en la localidad Juan Capitán, al sur de Tamaulipas. La aplicación de técnicas estadísticas multivariadas a la concentración de elementos inmóviles permitió deducir variaciones composicionales de la ceniza volcánica alterada dentro del perfil, posiblemente como resultado de varios eventos volcánicos. [Martínez-Paco \(2012\)](#) levantó y analizó una sección de la Formación San Felipe en Cerro Labradores, Galeana, N.L. En este trabajo de tesis, se efectuó el estudio microfacial de carbonatos (wackestone y packestone con biomicrita/micrita) que se asociaron a un ambiente de plataforma (facies SFM 7; [Wilson, 1975](#)). La presencia de icnofósiles tipo *Zoophicus* y *Cruziana* confirmó una facies somera de rampa externa. Además, se efectuó el análisis petrográfico y geoquímico de los horizontes limolíticos, que fueron clasificados como riódacitas y riolitas. Las cenizas fueron asociadas a eventos volcánicos de arco continental que ocurrieron entre 83 y 84 Ma de acuerdo a edades U-Pb en circones detríticos.

[Velasco-Tapia et al. \(2016\)](#) y [Velasco-Tapia \(2017\)](#) reportaron un estudio detallado de las cenizas alteradas de la Formación San Felipe, considerando ocho localidades distribuidas en el NE de México. Estos autores establecieron el tipo y afinidad tectónica de la fuente, la edad del vulcanismo (método U-Pb en circones detríticos), transporte-depósito y diagénesis. De acuerdo a la información reportada, los estratos de ceniza volcánica alterada están constituidos por cuarzo, feldespato potásico (sanidino), plagioclasa sódica, anfíbol y biotita embebidos en una matriz conformada por vidrio, vidrio alterado, sericita, illita, cuarzo y clorita. De acuerdo a diferentes líneas de evidencia mineralógica y química, cenizas de composición félsica fueron eyectadas desde volcanes, desarrollados en un margen convergente, durante el periodo 84 – 73 Ma. Sin embargo, la posición de los centros de emisión es un problema aún no resuelto, aunque es probable que se encuentren ubicados en el margen occidental de Norteamérica. El transporte aéreo de las cenizas fue relativamente rápido, depositándose en plataformas abiertas someras, sin mostrar un reciclamiento significativo. La interacción con el agua marina, con una relación Mg/Ca < 1.0, propició la alteración del material (devitrificación y destrucción de cristales) dando lugar a la formación de sericita, ópalo-CT, cristobalita, illita y clorita. Este último mineral arcilloso (en su forma de clinocloro) es quien proporciona el color verde que es característico para esta litología.

[Almanza-García \(2018\)](#) reportó información mineralógica – geoquímica para cenizas volcánicas alteradas en la localidad Puerto Pastores, Galeana, N.L. De acuerdo con esquemas de clasificación de rocas volcánicas alteradas, se pueden considerar como bentonitas de alto K y lutitas. El vulcanismo se generó a partir de un proceso de fusión parcial de corteza continental superior.

[Tienda-Garza \(2018\)](#) efectuó un estudio microfacial, mineralógico, geoquímico e isotópico de Sm-Nd en el perfil Puerto Pastores, Galeana, N.L. que contempló a todas las litologías que conforman la unidad. Se estableció que, a través de 90 m, se observa un cambio de packstone-wackestone calcáreo a wackestone margoso a mudstone margoso, con intercalaciones de lutita. La parte inferior y media del perfil incluyen además horizontes de toba alterada. El estudio indicó que los carbonatos se depositaron en un ambiente de plataforma abierta cerca de la transición a mar abierto. La lutita procede de la intemperización, transporte y depósito del basamento y/o de rocas félsicas asociadas a los arcos pre-cretácicos de la región SW de EEUU y NW de México. Se confirmó además el modelo ya propuesto para las tobas alteradas como material volcánico generado por estructuras ligadas al arco laramídico en el margen occidental de Norteamérica entre 85 y 75 Ma.

[Saldierna-Alarcón \(2019\)](#) realizó un estudio mineralógico y geoquímico en la localidad la Huasteca, Santa Catarina, N.L. Las tobas alteradas muestran una composición dacítica, riódacítica y riolítica con una afinidad a arco continental. En ese trabajo se efectuó una amplia caracterización de la química mineral de los microcristales de feldespato, plagioclasa y biotita incluidos en las tobas. El transporte de las cenizas ocurrió en un periodo relativamente rápido, seguido de una alteración moderada hacia illita y clorita durante la diagénesis.

Recientemente, [Cossío-Dülmer & Cossío-Dülmer \(2020\)](#) llevaron a cabo una caracterización mineralógica y geoquímica en un afloramiento localizado en Pedro Carrizales, Rayones, N.L. para todas las litologías incluidas en la unidad. Las rocas carbonatadas margosas se clasificaron como wackestone – mudstone de borde de plataforma. Las lutitas muestran afinidad geoquímica a la corteza continental superior. Las tobas alteradas muestran una composición de riolita a riódacita con una firma de arco continental. Su transporte fue relativamente rápido y, como en el resto de las localidades estudiadas, la alteración fue moderada dando lugar a una matriz constituida de illita, clorita y cuarzo.

3.2.14 Formación Méndez (Cretácico Tardío)

Fue descrita inicialmente por [Dumble \(1911\)](#) y [Muir \(1936\)](#), quienes la denominaron como lutita Papagayo. Su localidad tipo se ubica a 300 m al Este de la estación de ferrocarril Méndez (Tampico-San Luis Potosí). Su depósito ocurrió entre el Campaniano - Maastrichtiano ([Padilla & Sánchez, 1978](#); [Meiburg et al., 1987](#)). Consiste en una alternancia de lutita y lutita calcárea, alcanzando un espesor de hasta 300 m.

Se han reportado diferentes ambientes de depósito para esta formación: (a) [Carrillo-Bravo \(1971\)](#) postuló un ambiente de mar abierto a una profundidad considerable; (b) [López-Ramos \(1979\)](#) argumentó que el ambiente correspondería a mar somero y regresivo debido a características litológicas; (c) [Seibertz \(1988\)](#) propuso que el ambiente de depósito es un complejo deltáico, relacionado con el levantamiento orogénico Laramide, y (d) [Ifrim et al. \(2005\)](#) propusieron que esta unidad fue depositada en un mar abierto partir de la abundancia de foraminíferos planctónicos.

De acuerdo con la carta geológico-minera de Zacatlán (E14-B14), la Formación Atotonilco el Grande se presenta sobre la Formación Méndez en el área de Tlatempa. Esta unidad tiene un espesor de ~600 m, recibe su nombre a partir de unos afloramientos descubiertos en el Estado de Hidalgo, en un pueblo con el mismo nombre. Consiste en algunas secuencias volcánicas y depósitos clásticos no consolidados del Paleógeno. Las rocas volcánicas tienen una composición variable entre dacítica, riolítica y andesítica. El espesor máximo de los basaltos que se presentan en la unidad es de ~200 m ([Segerstrom, 1961](#); [SGM, 1998](#)).

3.2.15 Patrones de sedimentación y evento orogénico durante el Cretácico Tardío

Finalmente, las unidades sedimentarias que representan al Cretácico Tardío en el Noreste y Centro de México reflejan una evolución en el patrón de sedimentación. Esta zona representa la transición entre la parte sur del Mar Interior Occidental y el proto-Golfo de México (Velasco-Tapia et al., 2016).

Durante el Cenomaniano (98.9 – 93.5 Ma), la estratigrafía estuvo dominada por carbonatos pelágicos y lutita de facies de cuenca profunda, en algunos casos con horizontes de pedernal y estructuras de boudinage, que fueron acumulados en los bordes de plataformas (Imlay, 1944; Michalzik, 1988; Ocampo-Díaz et al., 2008). La sedimentación de carbonatos, aunque con menor espesor, continuó durante el Turoniano (93.5 a 89.0 Ma), alternada con margas y lutitas (Enos, 1974; Smith, 1981).

Entre el Coniaciano (89.0 a 85.8 Ma) y el Santoniano (85.8 a 83.5 Ma), el régimen de depósito se caracterizó por un incremento paulatino de material clástico arcilloso y carbonatado: las calizas se transformaron en margas y se incrementó la presencia de lutita (López-Ramos, 1979). En la zona central de México se presentan depósitos de arenisca y lutita, intercalados con carbonatos arcillosos (Wilson & Selvius, 1984; Padilla & Sánchez, 1986; Blanco-Piñón et al., 2002). Es en este periodo donde inicia la incorporación del material volcánico en la zona de depósito y su intercalación con margas y lutitas (Velasco-Tapia et al., 2016).

En la parte final del periodo Cretácico (Campaniano, 83.5 – 71.3 Ma; Maastrichtiano, 71.3 – 65.0 Ma) se estableció una condición de regresión marina. La incorporación de cenizas volcánicas disminuyó hasta cesar a fines del Campaniano (Velasco-Tapia et al., 2016). El transporte y la sedimentación de tipo terrígeno dieron lugar a un depósito progresivo de lutitas gris a azul, con algunas intercalaciones de arenisca y margas. La fuente de detritos posiblemente procedía desde regiones del Occidente y Sur de México, asociado al evento orogénico que dio lugar a la SMO (Ross, 1981; De Cserna, 1989; Goldhammer, 1999).

Durante el Cretácico Tardío, las zonas norte y central de México experimentaron un acortamiento tectónico debido a un pulso de deformación que ocurrió de entre 115 a 40 Ma (Fitz-Díaz et al., 2018). Este evento tectónico generó cadenas montañosas formadas por estructuras que, en algunos casos, involucraron la deformación del basamento dentro del antepaís.

En México, el término orogenia Laramide ha sido utilizado para representar al evento que generó cadenas montañosas como la Sierra Madre Oriental y el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de Chihuahua y Coahuila (Suter, 1984). Sin embargo, estudios recientes han propuesto que la deformación en el norte de México mostró características tipo Sevier de forma inicial, las cuales se modificaron hacia tipo Laramide (Fitz-Díaz et al., 2018).

El evento orogénico se ha asociado a: (1) la interacción de una litósfera oceánica, que fue consumida bajo el borde oeste de América del Norte con un ángulo muy somero, durante el Cretácico Superior-Paleógeno Inferior (Atwater & Severinghaus, 1989); (2) a la trayectoria de desplazamiento entre las placas Farallón y Norteamérica; y (3) a la velocidad de dispersión entre las placas Pacífico y Farallón, que provocó entre 75 y 35 Ma una disminución en el ángulo de subducción y un incremento en el empuje horizontal sobre la corteza (Dickinson et al., 1988).

Otra posible causa se ha relacionado con el levantamiento en el Oeste de México y al incremento de la actividad magmática, como producto de adición de magmas en la base de la corteza en la Sierra Madre Occidental durante el Cretácico Tardío (Coney & Reynolds, 1977). Lo anterior causó la migración del arco magmático hacia la parte interna del continente, esto sería controlado por la disminución del ángulo de subducción de la placa Farallón durante el Cretácico Tardío. Este fenómeno causó contracción en la corteza continental, *décollement* y transporte tectónico hacia el Este de la secuencia sedimentaria marina del Mesozoico Medio-Tardío sobre las plataformas de Coahuila, Tamaulipas y Valles-San Luis Potosí (Eguilúz de Antuñano et al., 2000).

3.3 GEOLOGÍA LOCAL

En este apartado se reporta una descripción concisa de tres localidades en donde se encuentran expuestas secciones de la Formación San Felipe y en donde se efectuó el muestreo de los horizontes volcániclasticos.

3.3.1 Cerro Prieto (Linares, Nuevo León)

El afloramiento se ubica dentro de la Planicie Costera Del Golfo de México, a 18 km de la cabecera municipal de Linares, N.L. en la localidad Cerro Prieto, junto a la presa del mismo nombre (Figura 3.3). El acceso al sitio se puede realizar a través de la carretera No. 36 Linares – Cerro Prieto. En él se encuentran una serie de levantamientos topográficos de dimensiones pequeñas, que exponen gracias a trabajos de construcción de la presa, a las formaciones San Felipe y Méndez con una escasa cubierta de material cuaternario. El material de estas dos unidades se presenta en capas de espesores similares con una orientación casi horizontal presentando ángulos de buzamiento que oscilan entre los 10° al Este.

La sección estratigráfica fue levantada en las coordenadas UTM 14R460545E y 2757240N, con un espesor total de 35.3 m (Figura 3.4). Se caracteriza por mostrar estratos de caliza arcillosa gris a gris claro de espesor mediano (~40 cm), intercalados con horizontes de lutita café claro a oscuro de ~20 cm de espesor, margas de tonalidad café a ocre, con un espesor similar al observado en las calizas (Figura 3.5), y horizontes de toba alterada con un espesor ≤ 50 cm (Figura 3.6a-d). Ocasionalmente, los estratos volcániclasticos muestran evidencia de icnofauna (Figura 3.7). Cabe mencionar, que en esta sección no fue posible observar los contactos litológicos de la Formación San Felipe con las unidades que le subyace y sobryace (Agua Nueva y Méndez, respectivamente).

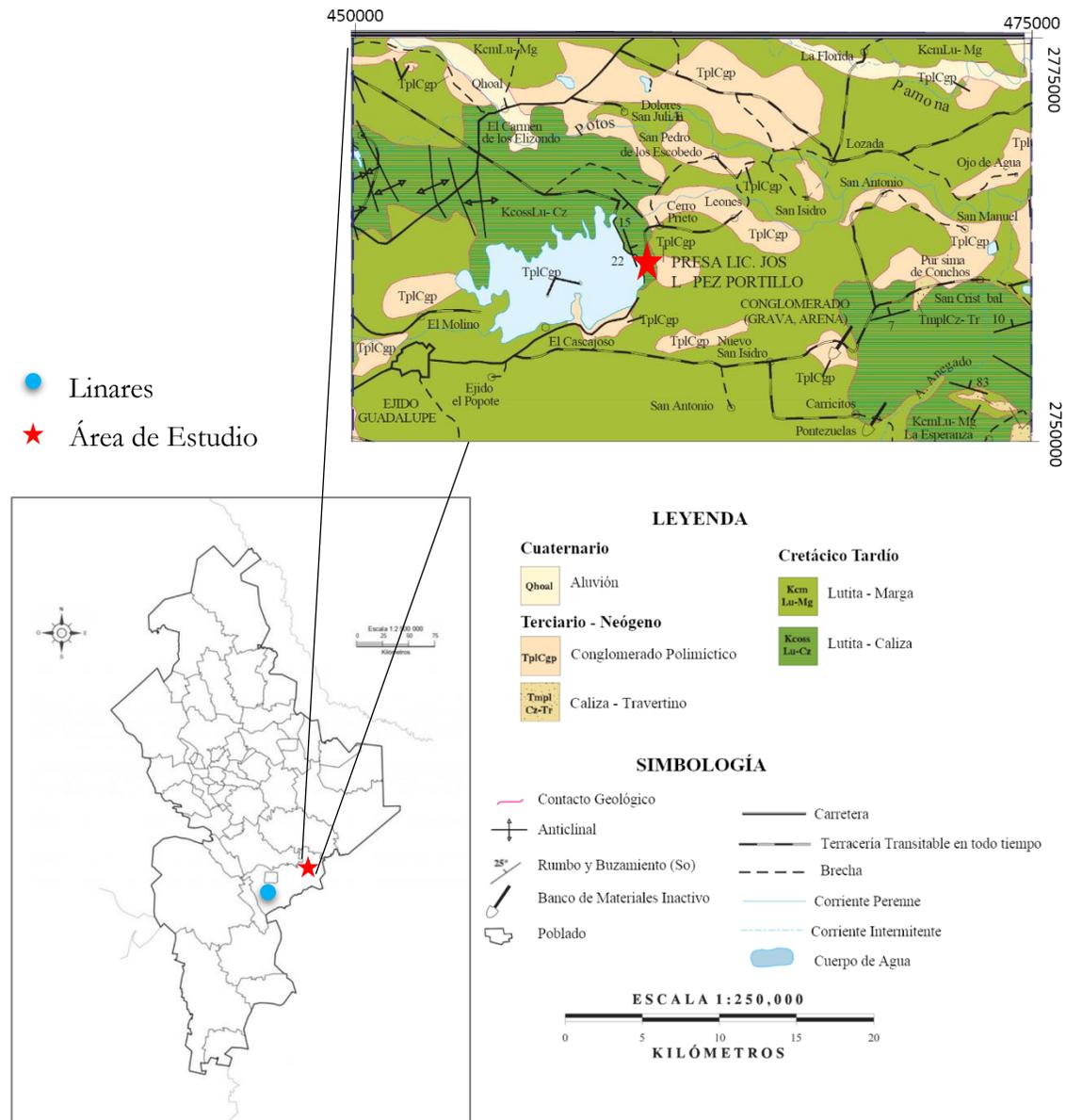


Figura 3.3. Ubicación del área de estudio de la Formación San Felipe, en la localidad Cerro Prieto, Linares, N.L. Fragmento de la carta geológico-minera de Linares (G14-11) (Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2008).

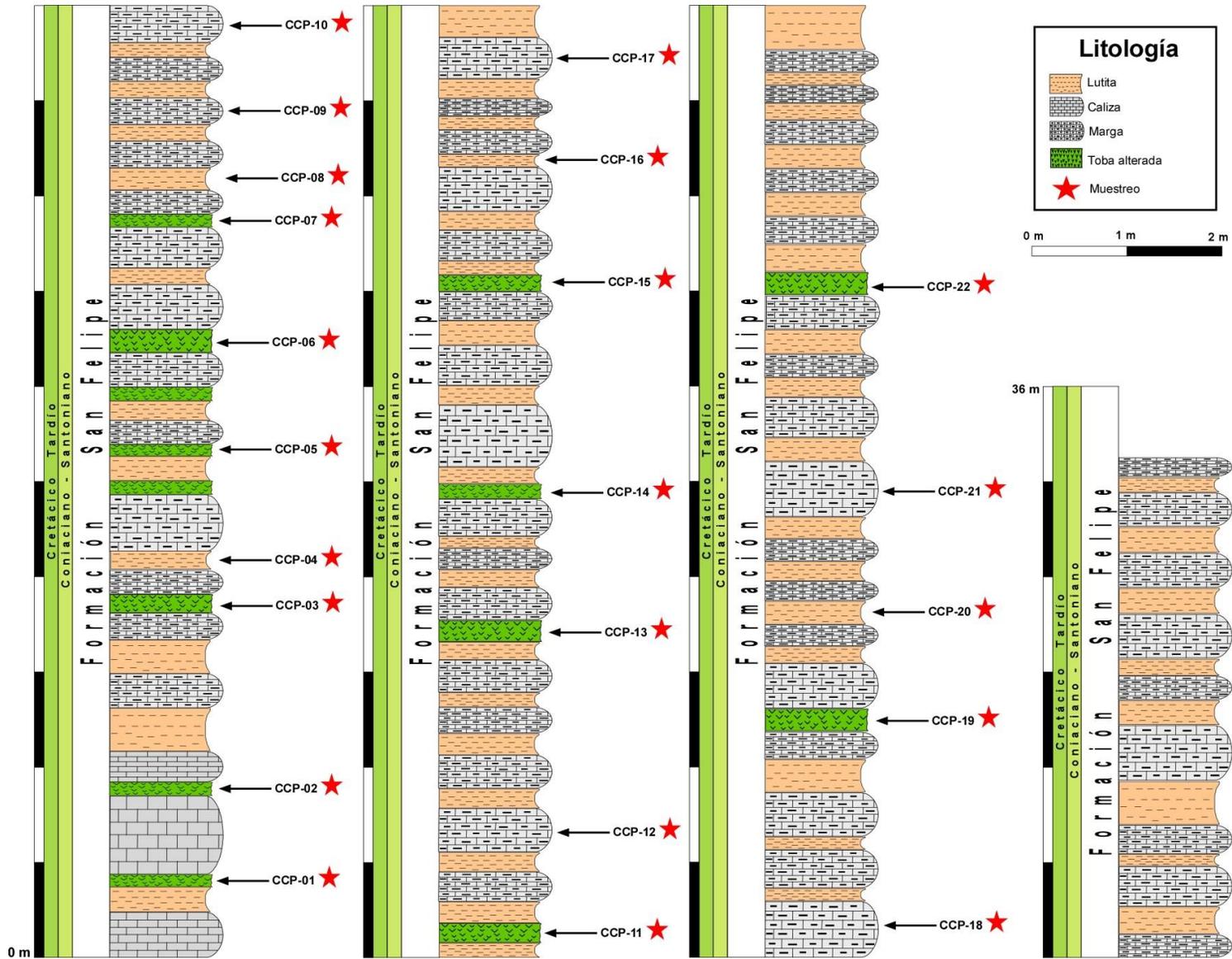


Figura 3.4. Sección estratigráfica de la Formación San Felipe en la localidad Cerro Prieto (Linares, Nuevo León).

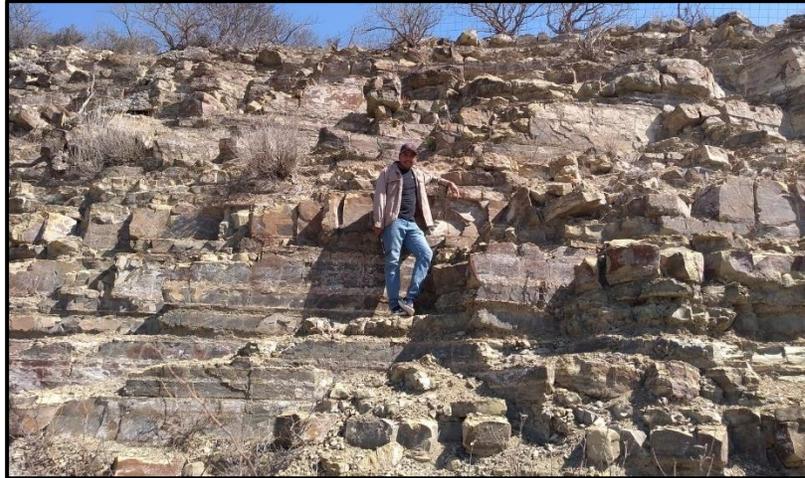


Figura 3.5. Afloramiento de la Formación San Felipe, en la localidad Cerro Prieto (Linares, N.L.). Estratos delgados a medianos de caliza arcillosa intercalados con horizontes delgados de lutita y toba alterada en una posición casi-horizontal.

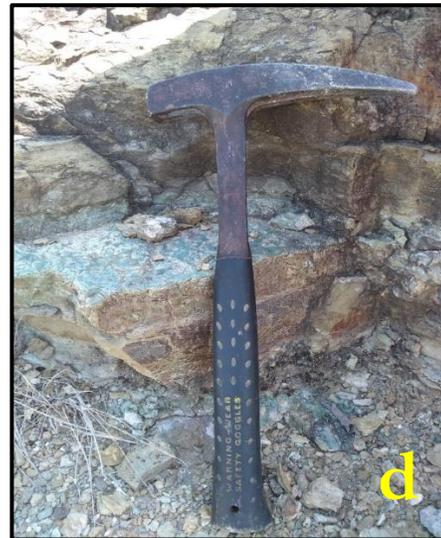


Figura 3.6. Horizontes centimétricos de toba alterada verde olivo intercalados con margas de tonalidad café de la Formación San Felipe en la localidad Cerro Prieto (Linares, N.L.).

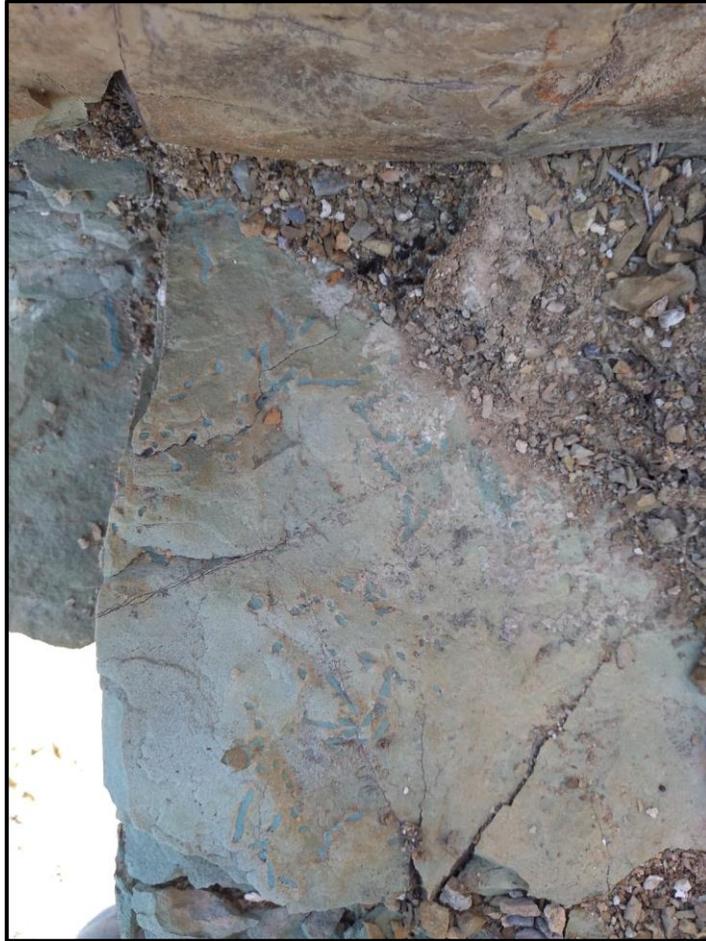


Figura 3.7. Horizonte de toba alterada de la Formación San Felipe con evidencia de icnofauna. Localidad: Cerro Prieto (Linares, N.L.).

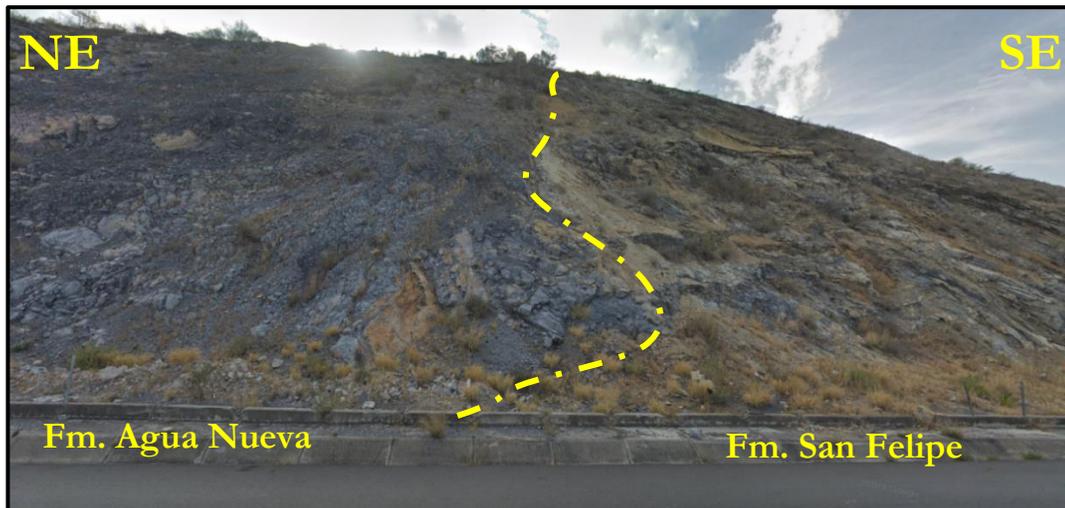


Figura 3.9. Delimitación del contacto (línea amarilla discontinua) entre las formaciones Agua Nueva y San Felipe, en el afloramiento expuesto en la localidad Juan Capitán (Rumbo Nuevo, Tamaulipas).

La sección estratigráfica de la Formación San Felipe, que se levantó a partir del contacto con la unidad Agua Nueva, tiene un espesor de 31.5 m (Figura 3.10). El afloramiento forma parte del flanco oeste del Anticlinorio Huizachal Peregrina (AHP). De manera general, el anticlinorio inicia con la Formación La Boca del Jurásico Temprano, seguido por domos volcánicos de composición riolítica y por rocas detríticas del Jurásico Medio, además de rocas carbonatadas y siliciclásticas que cubren del Jurásico Tardío hasta el Cretácico Tardío. En el área de estudio, la Formación San Felipe se presenta como una intercalación de brechas carbonatadas, calizas, calizas arenosas, lutitas y horizontes de tobas alteradas. La sección muestra en su base una secuencia de brechas carbonatadas de coloración gris oscuro con clastos de pedernal (Figura 3.11a), con espesores medianos (~60 cm), intercaladas con calizas gris a gris claro con un espesor de ~50 cm, y horizontes de lutita café claro a oscuro de ~20 cm. La presencia de las brechas carbonatadas está probablemente relacionada a la influencia de la plataforma Valles – San Luis Potosí durante su existencia. Además, se observó un estrato de pedernal orientado en la misma dirección que los bloques de caliza (Figura 3.11b), evidencia de plegamiento (Figura 3.11c) y estructuras de tipo *ripple* en los estratos de caliza (Figura 3.11d). Conforme se asciende estratigráficamente, los carbonatos tienden a presentarse más arenosos con tonalidades gris claro y un espesor entre 30 y 50 cm. A partir de la parte central de la sección se presentan estratos delgados (< 40 cm) de toba alterada (Figura 3.11e). La parte superior del perfil se encuentra dominada por estratos delgados de lutita café claro intercaladas con calizas arenosas y toba alterada (Figura 3.11f).

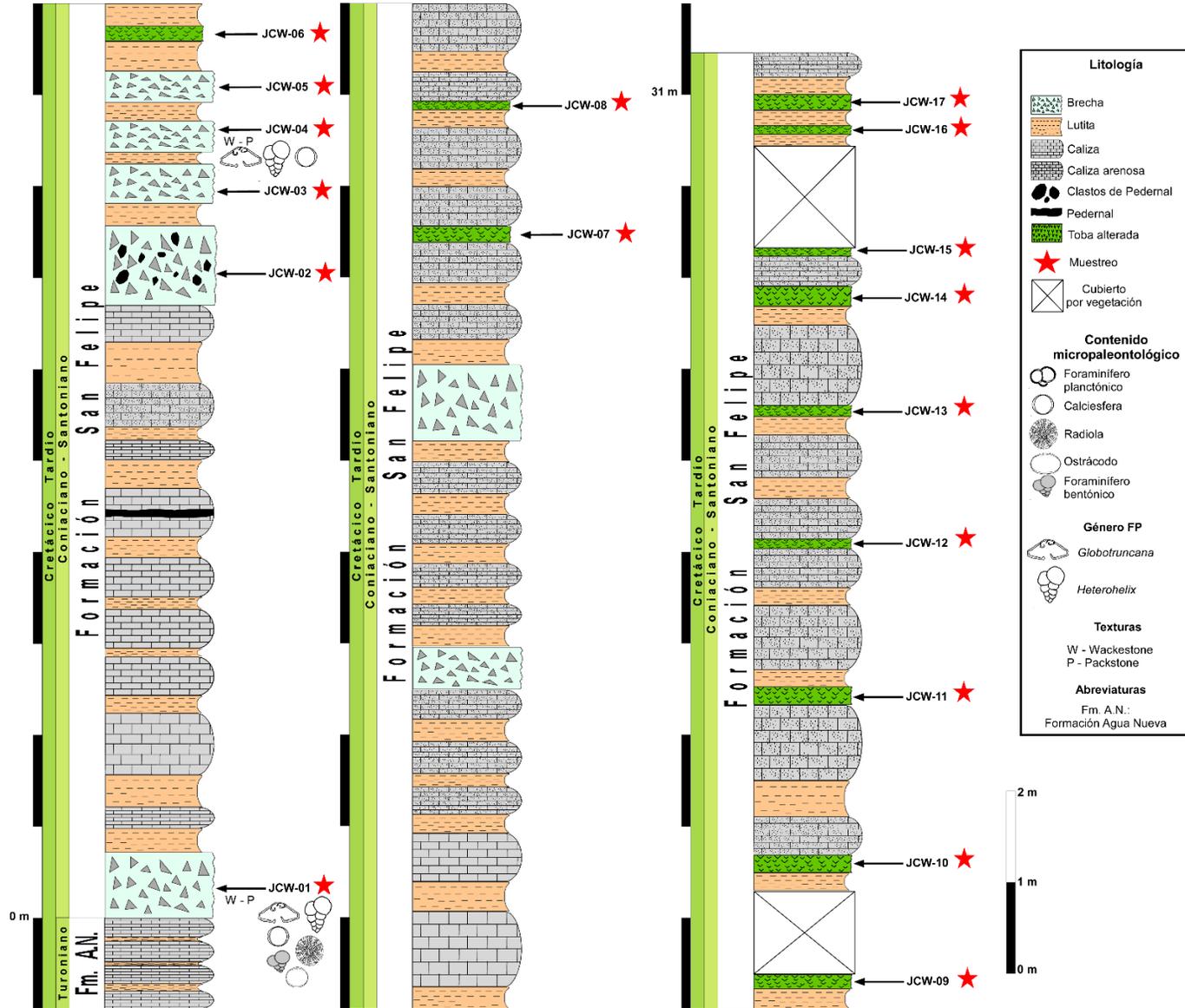


Figura 3.10. Sección estratigráfica de la Formación San Felipe, en la localidad Juan Capitán (Rumbo Nuevo, Tamaulipas).

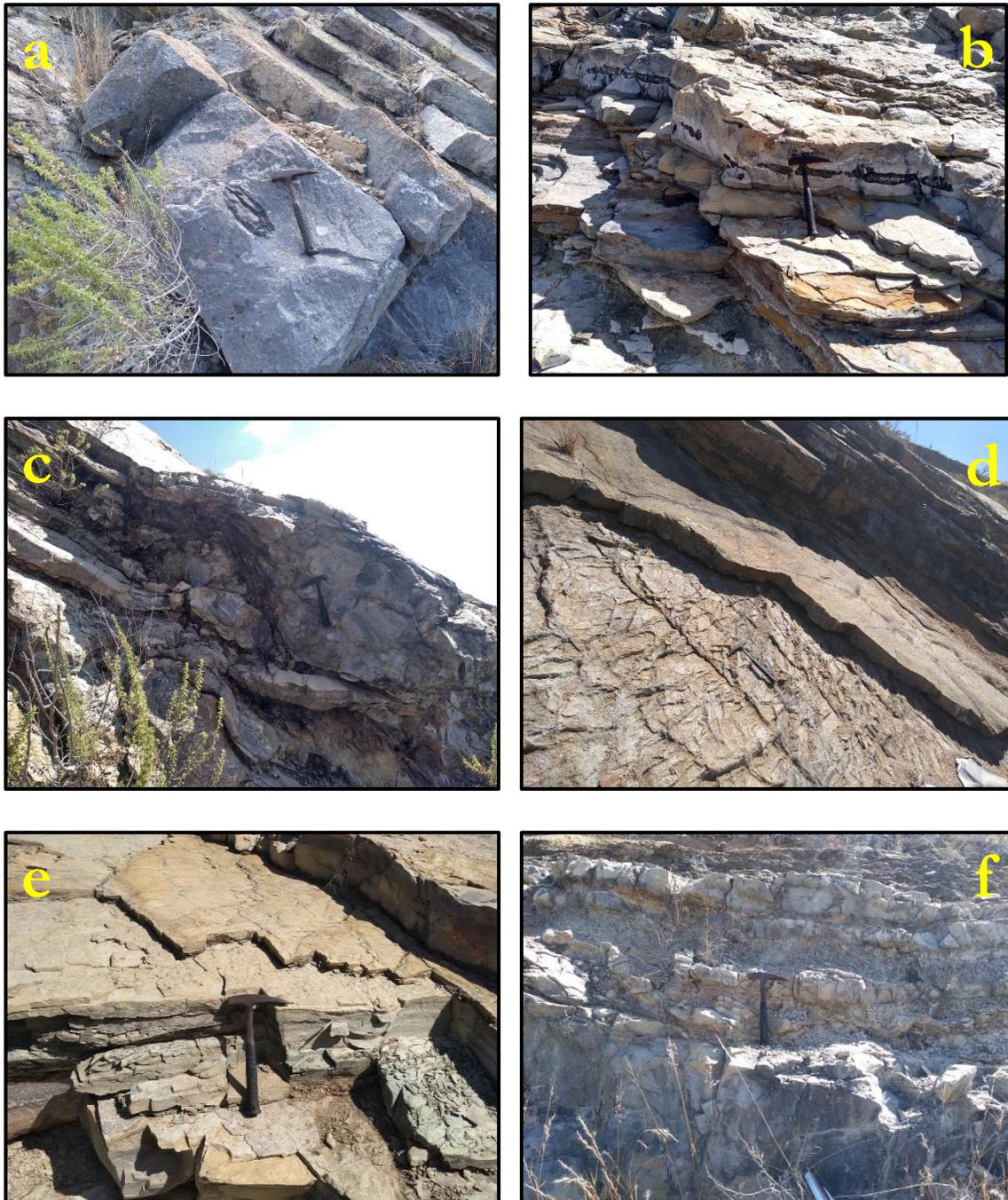
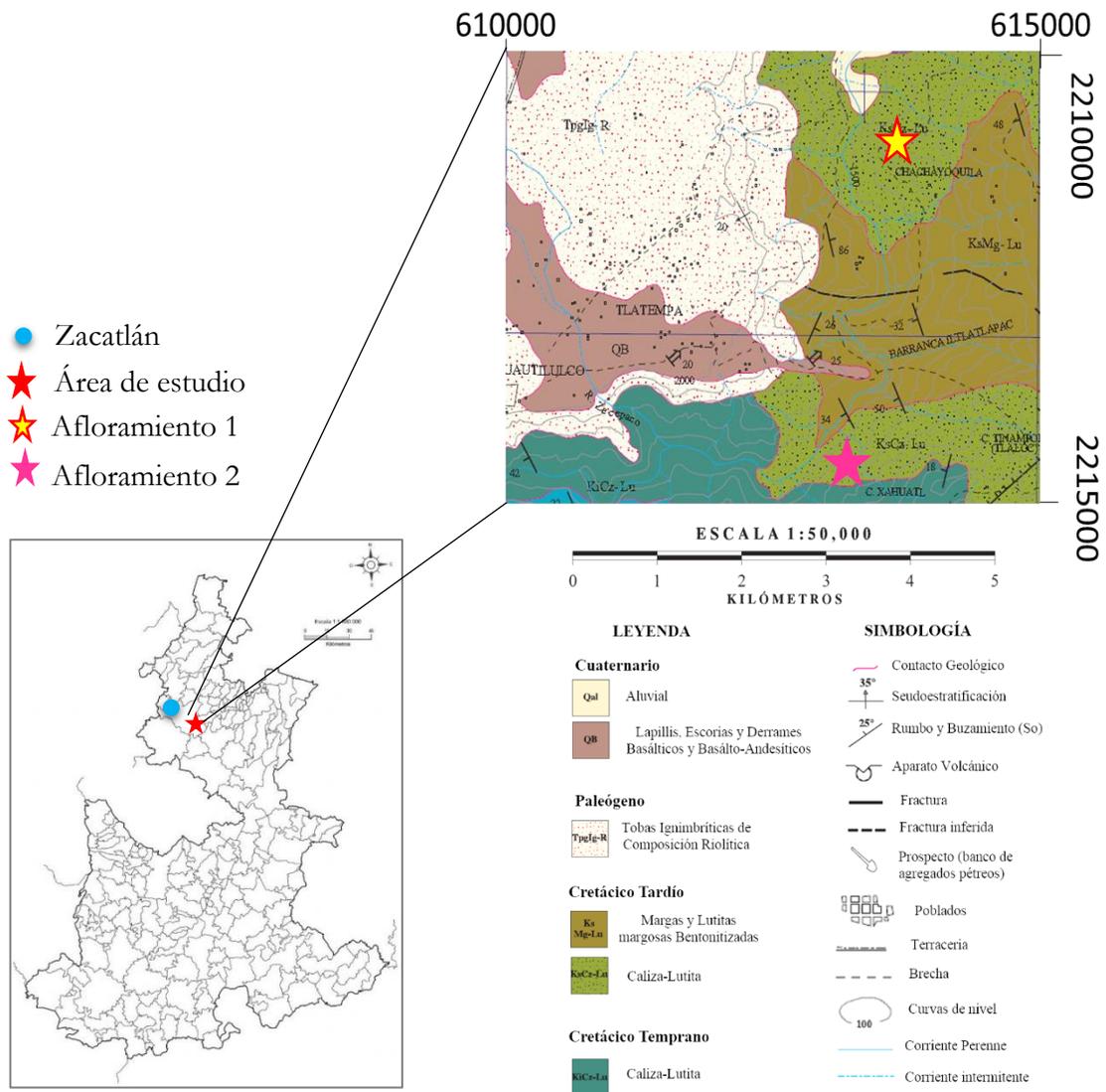


Figura 3.11: Afloramiento de la Formación San Felipe expuesto en la localidad Juan Capitán (Rumbo Nuevo, Tamaulipas): (a) Brecha carbonatada con clastos de pedernal; (b) Horizonte de pedernal con la misma orientación que el resto de las litologías; (c) Plegamiento de estratos de lutita y caliza; (d) Estructura tipo *ripple*; (e) Horizonte delgado de toba alterada; y (f) intercalaciones de lutita y arenisca en la parte superior de la sección.

3.3.3 Tlatempa (Zacatlán, Puebla)

Los afloramientos en esta área se ubican fisiográficamente en la Sierra Norte de Puebla, la cual se encuentra dentro de la provincia de la SMO. En esta región se observan pliegues anticlinales de orientación NW-SE con capas que presentan buzamientos alrededor de los 45° al Noroeste. En estos pliegues se muestran diferentes litologías del Cretácico Tardío que incluyen las de la Formación San Felipe. Un primer afloramiento de esta unidad se ubica en las coordenadas UTM 14Q613354E, 2204857N a 3.3 km de la cabecera municipal de Zacatlán, Puebla (Figura 3.12). El acceso al sitio se efectúa a través de un camino de terracería (“Camino a la 23”) que une Tlatempa con la comunidad Chachayoquila.



Gran parte de esta sección de la Formación San Felipe se encuentra constituida por estratos potentes de margas (espesor ~ 5 m) con una coloración café a café rojizo. Estos horizontes se encuentran intercalados por estratos delgados (~ 8 cm) de una toba alterada verde y en menor medida, por capas de lutita de ~ 70 cm (Figura 3.13a-d). La sección presenta un espesor total de 125.34 m, sin evidencia de contacto con las formaciones Agua Nueva y Méndez (Figura 3.14). Es importante señalar que a ~ 300 m hacia el norte de este afloramiento se encuentra una pequeña exposición de la lutita Méndez sumamente alterada.



Figura 3.13. Afloramiento 1 de la Formación San Felipe en la localidad Tlatempa (Zacatlán, Puebla): (a-d) Horizontes de toba alterada de tonalidad verde intercalados con estratos potentes de margas. En las imágenes (c-d) se aprecia presencia de calcita secundaria rellenando fracturas.

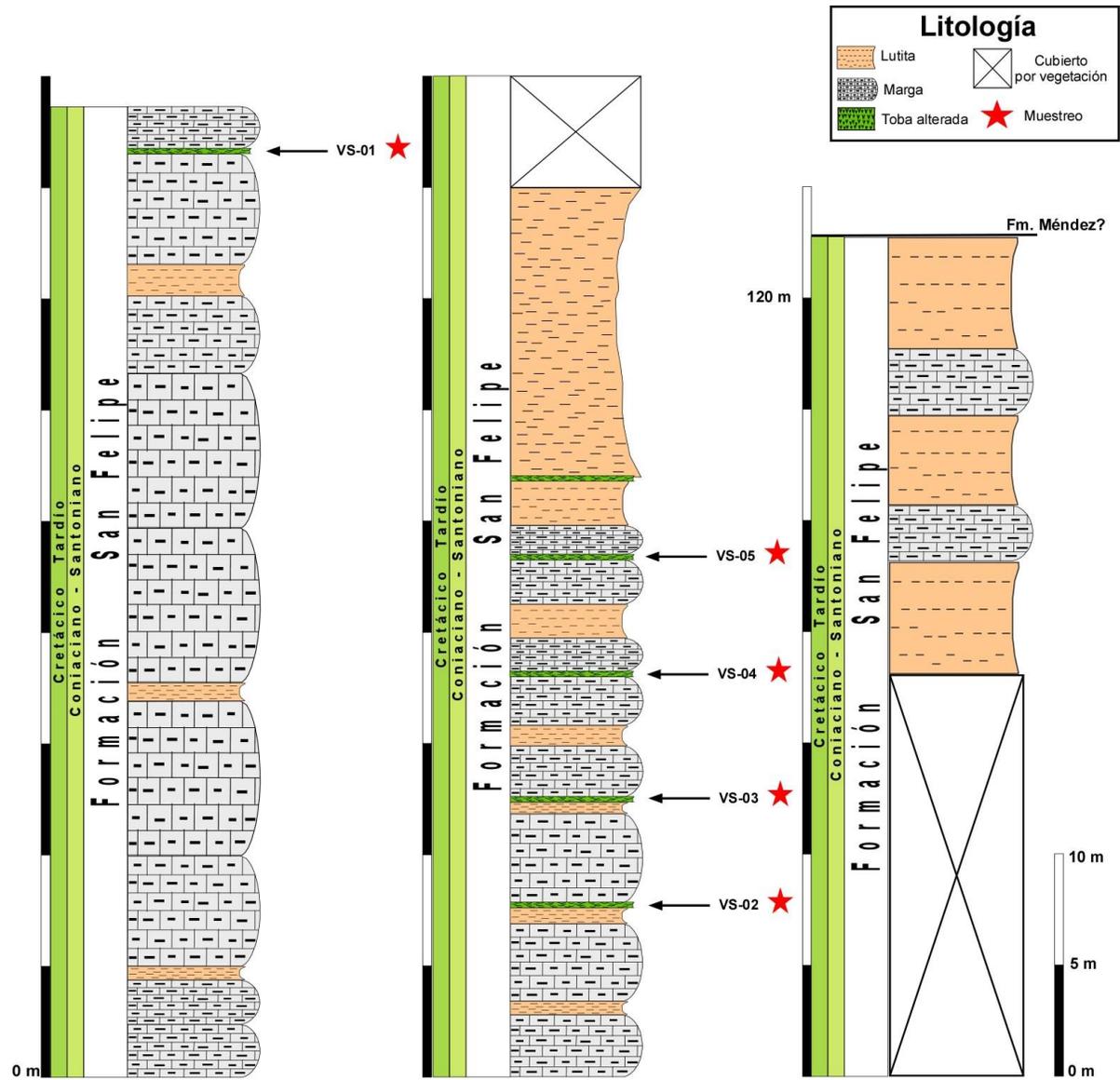


Figura 3.14. Sección estratigráfica de la Formación San Felipe para el afloramiento 1 (Camino a la 23) en la localidad Tlatempa (Zacatlán, Puebla).

Por otra parte, un segundo afloramiento de la Formación San Felipe se ubicó cerca del poblado San Miguel Tenango (coordenadas UTM: 14Q610114E, 2201354N). La sección estratigráfica se compone de solo 37.43 m (Figura 3.15) y está constituida principalmente por margas que muestran diferentes tonalidades de gris (Figura 3.16a) y un espesor variable de 2 a 7 m. Estos estratos están en contacto con horizontes de lutita café delgada (~1 m) (Figura 3.16b). Los horizontes de tobas alteradas de tonalidad verde a ocre ocurren en la parte central de la sección y se caracterizan por espesores delgados ~12 cm (Figura 3.16c-d). El afloramiento se encuentra cubierto en gran parte por vegetación y se encuentra fuertemente intemperizado. Sin embargo, es importante resaltar que los pequeños afloramientos de Tlatempa representan las exposiciones más australes de la Formación San Felipe.

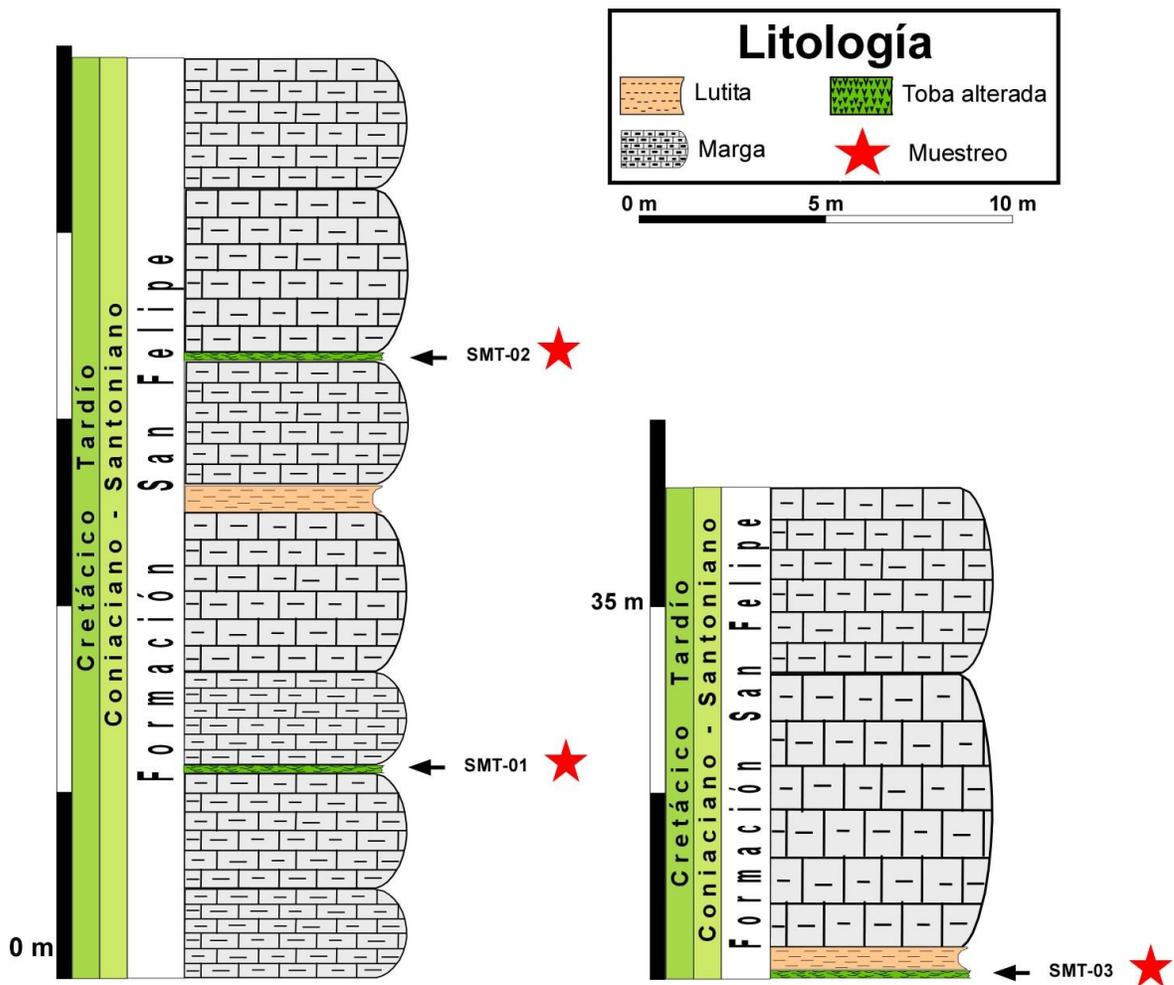


Figura 3.15. Sección estratigráfica de la Formación San Felipe en el afloramiento 2 (San Miguel Tenango) en la localidad Tlatempa (Zacatlán, Puebla).



Figura 3.16. Afloramiento 2 de la Formación San Felipe en la localidad Tlatempa (Zacatlán, Puebla): (a) contacto de margas de diferente tonalidad de gris con tobas alteradas; (b) estratos laminares de lutita; (c) y (d) tobas alteradas en contacto con margas y lutitas.

CAPÍTULO IV

EXPERIMENTAL

4.1 MUESTREO

Las muestras de roca de la Formación San Felipe (~3 kg/muestra) fueron tratadas como preparación a su análisis mineralógico y químico. En la localidad Cerro Prieto (Linares, N.L.) se colectaron 12 horizontes de toba alterada, 6 de marga y 4 de lutita. En el afloramiento de Juan Capitán (Rumbo Nuevo, Tamps.) se levantaron 12 muestras de toba alterada y 5 de brecha carbonatada. Finalmente, en las localidades Camino a la 23 y San Miguel Tenango de Tlatempa, Pue. se colectaron 5 muestras de toba alterada y 3 de marga.

4.2 ANÁLISIS PETROGRÁFICO

En primera instancia, se retiraron las cubiertas de intemperización y las áreas con fracturas rellenas de calcita. A partir de los fragmentos sin evidencia de alteración, se realizó la preparación de bloques de 3 cm × 2 cm × 2 cm con ayuda de una cortadora de disco diamantado en condiciones de humedad. Posteriormente, los bloques fueron secados con una pistola de aire y una de sus caras pulida en un disco giratorio utilizando agua y polvos abrasivos de carburo de silicio (SiC, No. 800).

Por medio de una resina epóxica, la cara pulida de los bloques fue adherida a un portaobjetos evitando la formación de burbujas. En una sierra de disco, los bloques fueron desbastados hasta alcanzar un espesor de ~ 1 mm. Finalmente, las láminas delgadas fueron pulidas utilizando un polvo abrasivo de SiC No. 240 y posteriormente con el No. 800 a fin de obtener un espesor de ~30 μm.

Las láminas delgadas de las litologías bajo estudio fueron analizadas utilizando un microscopio Leica DM750P que cuenta con una cámara Leica ICC50HD (Figura 4.1). Para cada una de ellas se determinaron sus características en: (a) textura, (b) arreglo de minerales, y (c) matriz.



Figura 4.1. Análisis petrográfico de láminas delgadas bajo el microscopio de luz polarizada Leica DM750P.

4.3 MOLIENDA

Cada muestra de roca, lo más libre de alteración, fue tratada para obtener un polvo homogéneo de utilidad para el análisis mineralógico y geoquímico. De forma inicial, cada muestra fue pulverizada hasta obtener fragmentos con < 50 mm (Figura 4.2a). Aproximadamente 400 g de este material se trituró en un triturador Siebtechnik EB 7/6 hasta obtener esquirlas de 6 a 10 mm. Estas fueron cuarteadas y mezcladas con el propósito de homogeneizar la muestra (Figura 4.2b,c). A partir de las esquirlas, utilizando un molino de ágata tipo Siebtechnik Ts 100^a operado a 1500 rpm, se obtuvieron ~ 150 g de polvo malla 400 (Figura 4.2d).

4.4 ANÁLISIS MINERALÓGICO POR DIFRACCIÓN DE RAYOS-X

El arreglo de minerales presente en las tobas alteradas se caracterizó aplicando un método de difracción de rayos-X (DifracLab, S.A.; Monterrey, N.L.). El método consiste en bombardear la muestra en polvo con un haz de rayos x de longitud de onda λ ($\sim 1 \text{ \AA}$) conocida, variando el ángulo de incidencia de los rayos (2θ) en la muestra. Los rayos x son difractados de manera constructiva por cada plano (hkl) de un cristal en la muestra cuando se cumple la ley de Bragg: $n\lambda = 2d\text{Sen}\theta$; en donde: n es un número entero que representa la repetición del evento, λ es la longitud de onda de los rayos x, d es la distancia interplanar de un plano hkl particular y θ el ángulo de incidencia de los rayos x (Klein & Hulburt, 1999).

Cuando los rayos difractados interfieren constructivamente, el detector captará una señal característica o pico energético para un plano particular de una especie mineral. El conjunto de estos picos constituye el patrón de difracción y es característico para cada estructura cristalina particular.

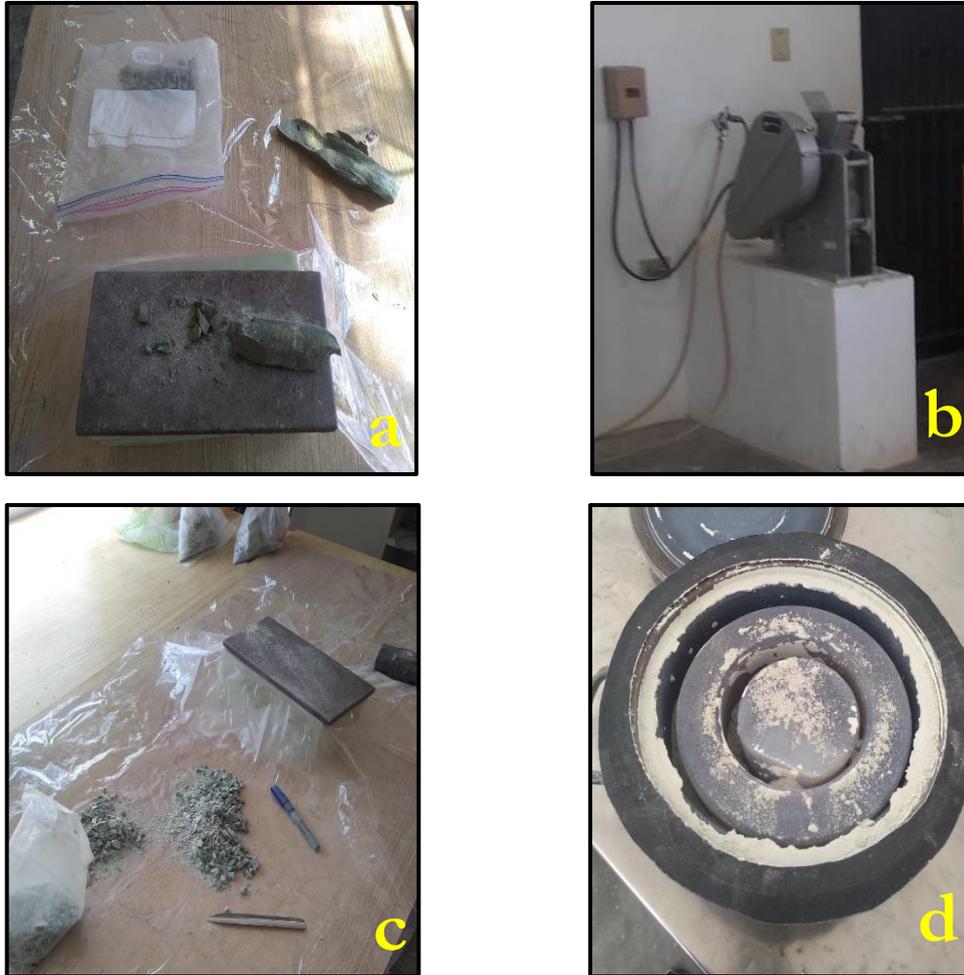


Figura 4.2. Tratamiento de molienda: (a) Pulverización a mano de rocas hasta un tamaño de ~ 50 mm; (b) Equipo de trituración tipo Siebtechnik EB 7/6; (c) Homogeneización de muestra; (d) Recipiente de ágata con el polvo resultante.

Durante este trabajo el análisis de difracción de rayos-X se efectuó en las muestras en polvo a malla 400 utilizando un difractómetro Rigaku Mini Flex 600 (Figura 4.3). Este sistema incluye un tubo de Cu (Radiación $\text{CuK}\alpha$, 1.5418 \AA), que fue operado a un voltaje 40 kV y a una corriente 15 mA. Los patrones se obtuvieron efectuando barridos de 2θ de 3 a 70° con una velocidad de barrido de $1^\circ/\text{min}$. La identificación de las especies minerales se efectuó utilizando el software PDLX, el cual compara las señales obtenidas con los patrones estándar del *Joint Committee of Powder Diffraction Standards* (JCPDS).



Figura 4.3. Difractómetro de Rayos-X Rigaku Mini Flex 600: (a) tubo generador de rayos-X, (b) goniómetro, (c) porta-muestra y (d) detector.

4.5 ANÁLISIS GEOQUÍMICO

La composición geoquímica de muestras en polvo malla 400 seleccionadas se estableció en los laboratorios Actlabs (Ancaster, Canadá), a través del esquema 4Litho. Las muestras fueron fundidas a $\sim 600-700^{\circ}\text{C}$ en crisoles de Pt utilizando una mezcla de metaborato – tetraborato de litio. El fundido generado fue disuelto completamente utilizando una solución de HNO_3 al 5%.

Los elementos mayores fueron determinados en la solución resultante por un método de espectrometría de emisión óptica acoplada inductivamente a plasma (ICP-OES, *Inductively Coupled Plasma – Optical Emission Spectrometry*; Potts, 1992) con una precisión analítica de 0.5-6%. En este método, la muestra en solución es calentada bajo el efecto de una corriente eléctrica para generar el plasma. Los iones son transportados al espectrómetro en donde son excitados por una chispa o arco eléctrico. Durante su desexcitación, los iones emiten radiaciones que son características en longitud de onda para cada elemento y cuya intensidad es directamente proporcional a su concentración en la muestra.

El análisis de elementos traza se efectuó por medio de espectrometría de masas acoplada inductivamente a plasma (ICP-MS, *Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*; Potts, 1992) con una precisión analítica de 0.5-13%. En este método, la solución se convierte en un plasma y el flujo de iones es transportado al espectrómetro. Durante su recorrido, bajo los efectos de campos eléctricos y magnéticos, los iones desarrollan trayectorias distintas en función de su relación carga/masa. El detector registra la corriente producida cuando un ion golpea una superficie generando un espectro de masa que incluye las señales de las especies presentes en la muestra.

CAPÍTULO V

RESULTADOS

5.1 TEXTURA Y ARREGLO DE MINERALES

5.1.1 Brechas Carbonatadas

Durante el presente estudio, se analizaron dos estratos de brechas carbonatadas pertenecientes a la Formación San Felipe en la localidad Juan Capitán, Rumbo Nuevo, Tamaulipas (Figura 3.10). Se obtuvieron muestras de roca para la elaboración de las láminas delgadas (JCW-01 y JCW-04), que fueron estudiadas bajo microscopio de luz polarizada.

La descripción se basó en el esquema de clasificación de Dunham (1962) para rocas carbonatadas, relacionada a la fábrica de la roca (textura), la presencia o ausencia de lodo, el porcentaje y disposición de los aloquímicos. Para la interpretación se consideraron los modelos de facies de Wilson (1975) y de microfacies de Flügel (1982).

Muestra JCW-01 (Figura 5.1)

Clasificación: *Wackestone a packstone* con bioclastos y litoclastos.

La muestra presenta una textura calcítica arcillosa formada por organismos completos de foraminíferos planctónicos (heterohélidos, globotruncánidos), calciesferas, y en menor cantidad radiolarios y foraminíferos bentónicos; otros bioclastos son restos de ostrácodos, radiolas y con una escasa presencia bivalvos. En su conjunto los bioclastos están bien preservados y las diversas secciones de estos organismos completos o en fragmentos permiten el reconocimiento de los caracteres diagnósticos para su identificación.

Los litoclastos son en su mayoría de aspecto subangular a angular, con tamaños menores a 2 mm. Las texturas se componen de micrita, que en algunos casos, tales granos tienen restos de microorganismos. De forma puntual, los litoclastos presentan contactos tangenciales y puntuales, pero la gran mayoría están sin contacto.

Interpretación: ZF-1-3 / SMF-3

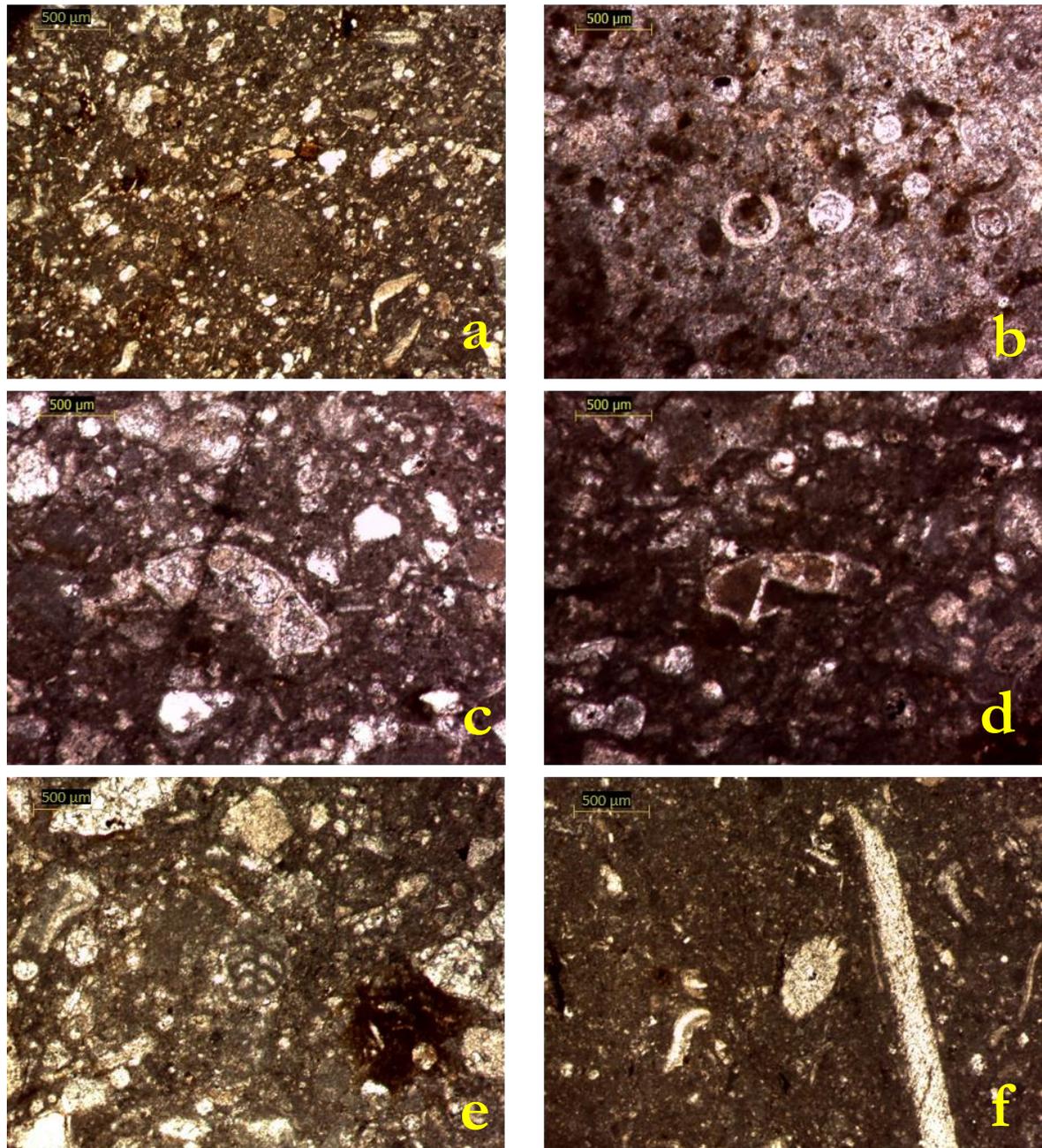


Figura 5.1. Microfotografías de brecha carbonatada JCW-01: (a) textura calcítica arcillosa acompañada de componentes aloquímicos (bioclastos y litoclastos); (b) calciesferas con dos capas y abertura típica; (c) y (d) al centro, foraminíferos planctónicos (*Globotruncana arca*, Cushman, 1927); (c) concha biconvexa simétrica (nótese las quillas en ambos lados del organismo); (d) concha con forma plano-convexa; (e) al centro, foraminífero bentónico biserial de pared aglutinada; (f) restos de un radiolario y un bivalvo.

Muestra JCW-04 (Figura 5.2)

Clasificación: *Wackestone a Packstone* con bioclastos y litoclastos.

El análisis micropaleontológico de esta muestra permitió observar una textura calcítica arcillosa formada por abundantes microfósiles. Se identificaron gran cantidad de foraminíferos planctónicos (heterohélidos, globotruncánidos), calciesferas, gasterópodos, y algunos radiolarios. También se observaron escasos restos de bioclastos como ostrácodos y bivalvos. Casi la totalidad de los litoclastos son de forma subangular a angular, no superan los 2 mm de tamaño. La mayoría están sin contacto, aunque hay evidencia de litoclastos en contacto tangencial o puntual. Presentan una textura micrítica, y pueden contener restos de microorganismos.

Interpretación: ZF-1-3 / SMF-3

Las muestras JCW-01 y JCW-04 se pueden considerar como brechas poligénicas, dominadas (>80%) por clastos angulares (guijarros con 4-64 mm y gránulos 2-4 mm) de un mismo tipo de caliza (*wackestone a packstone* de bioclastos y litoclastos), acompañadas de fragmentos angulares de pedernal (guijarros con 4-64 mm). Los clastos se encuentran cementados por un material calcítico arcilloso. El origen de las brechas estaría relacionado al levantamiento, intemperismo, erosión y transporte de un paleo-elemento positivo y relativamente cercano al sitio de depósito.

Las características microfaciales de los fragmentos carbonatados sugieren, de acuerdo con el esquema propuesto por Wilson (1975), un depósito en ambientes de cuenca (ZF-1, abisal), plataforma externa (ZF-2, batial) o margen profundo de plataforma (ZF-3, batial). Por otra parte, un ambiente de cuenca (SMF-3) de acuerdo con el esquema de Flügel (1982) se confirma debido a características de micrita pelágica.

5.1.2 Rocas Volcanoclásticas

Se efectuó el análisis petrográfico de siete muestras de toba alterada incluidas en los perfiles estratigráficos en Cerro Prieto, Juan Capitán y Tlatempa, con el objetivo de identificar textura, arreglo de minerales y matriz (Figura 5.3). En general, las rocas se caracterizan por mostrar una textura vítreo-arcillosa, que incluye microcristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa sódica, circón, opacos y biotita.

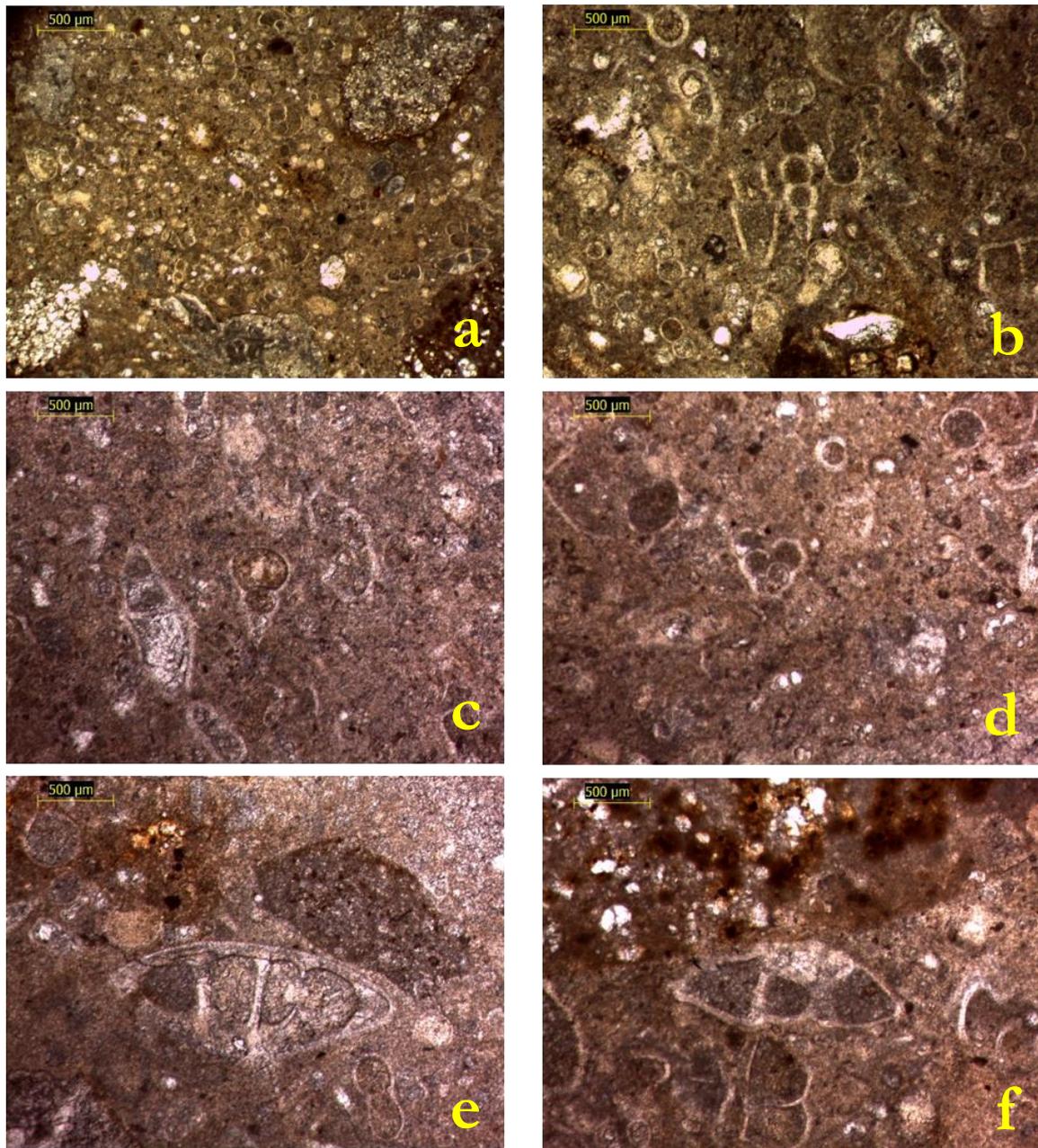


Figura 5.2. Microfotografías de brecha carbonatada JCW-04: (a) sector dominado por bioclastos, acompañado de litoclastos. Se observan foraminíferos planctónicos, calciesferas y globigéridos; (b) ejemplares de heterohélidos (*Heterobelix globulosa*, Ehrenberg, 1834) bien formados (exponiendo de cuatro a seis cámaras globulares) y acompañados de globotruncánidos (*Globotruncana arca*, Cushman, 1927) y calciesferas; (c) heterohélido (*H. globulosa*) al centro de la imagen, con un incremento gradual en el tamaño de sus cámaras, y globotruncánidos con forma de concha biconvexa simétrica; (d) heterohélido (*H. globulosa*) de concha biseriada en sección axial; (e) y (f) distribución de globotruncánidos (*stuarti*, De Lapparent) bien desarrollados.

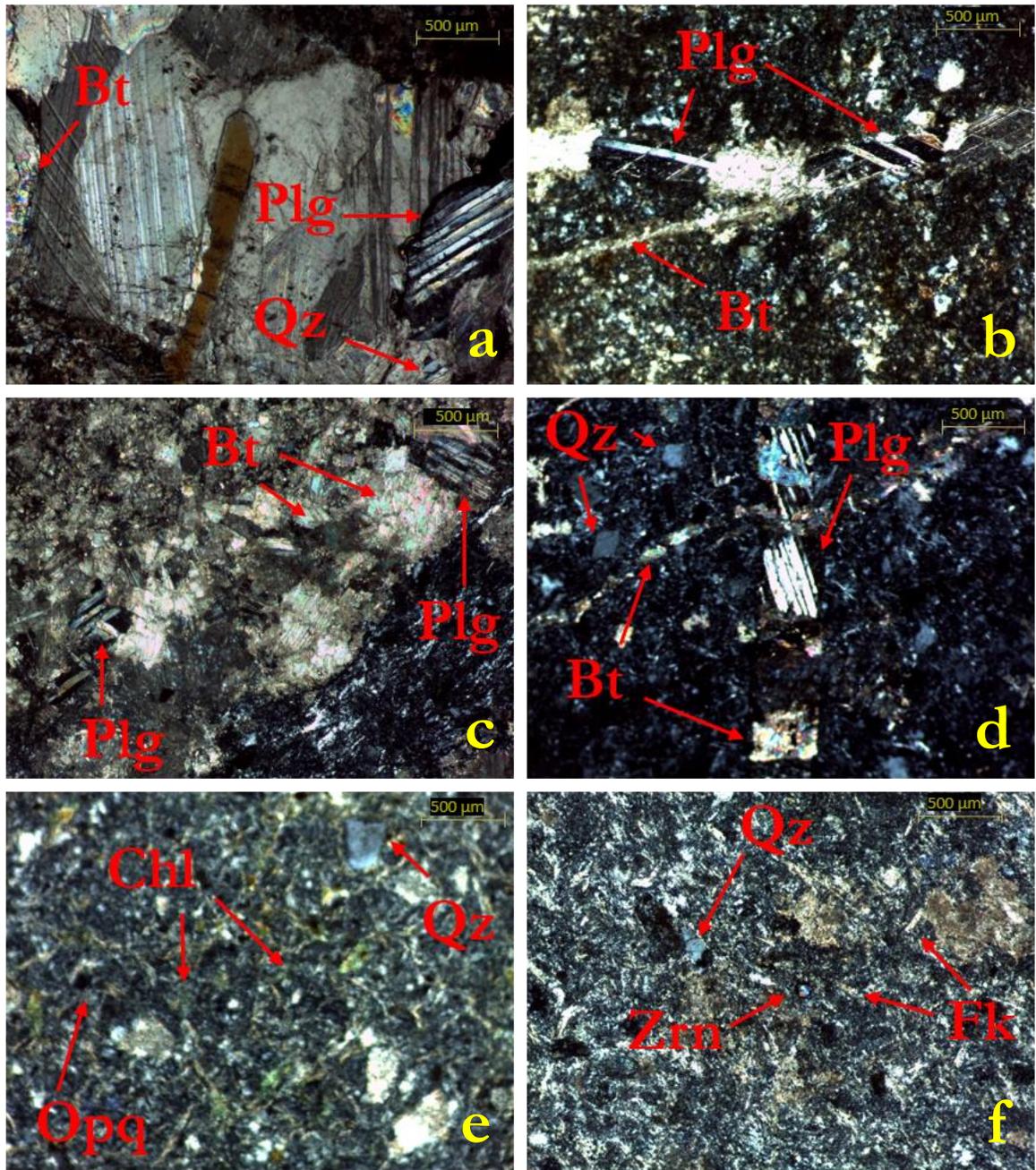


Figura 5.3. Microfotografías de tobas alteradas de la Formación San Felipe. Localidad Cerro Prieto: (a) Muestra CCP-01, sector que muestra una aglomeración de plagioclasa, cuarzo y biotita y (b) Muestra CCP-11, sector con textura afánítica que incluye fenocristales de biotita, plagioclasa y cuarzo; Localidad Juan Capitán: (c) y (d) Muestra JCW-07, sector de textura afánítica con abundantes fenocristales de cuarzo y, en menor proporción, de plagioclasa y biotita; Localidad Tlatempa: (e) y (f) Muestra VS-03, sector que exhibe textura afánítica con microcristales de zircón, feldespato potásico, cuarzo, clorita y opacos.

La mayoría de los especímenes presentan formas anhedrales con evidencia de alteración. En ocasiones, algunos microcristales ocurren formando pequeños aglomerados (Figura 5.3a). La illita y la clorita son los principales productos de la alteración que acompañan al vidrio en la matriz. Es común observar mesostasis vítrea con indicios de devitrificación.

5.2 ANÁLISIS POR DIFRACCIÓN DE RAYOS-X

Se efectuó el análisis de fases para cuatro tobas volcánicas alteradas (JCW-06, JCW-09, VS-04 y SMT-01) mediante difracción de rayos-X. En general, fue posible identificar un arreglo de minerales consistente en cuarzo (Qz, JCPDS 5-0490; reflexiones índices 2θ : 20.8°_{30} , 26.4°_{100} y 50.6°_{17}), calcita (Ca, JCPDS 5-586; reflexiones índices 2θ : 29.4°_{100} , 39.3°_{20} y 39.5°_{20}), ortoclasa (Or, JCPDS 19-2; reflexiones índices 2θ : 20.8°_{70} , 26.9°_{100} y 29.3°_{50}), plagioclasa sódica (Ab, JCPDS 19-1184; reflexiones índices 2θ : 22.0°_{100} , 24.2°_{60} y 27.9°_{65}) e illita (Il, JCPDS 2-402; reflexiones índices 2θ : 8.8°_{80} , 17.7°_{80} y 26.4°_{100}) (Figuras 5.4-5.6; Tablas 5.1-5.4). Es importante señalar que la difracción de rayos-X confirmó las observaciones del análisis petrográfico.

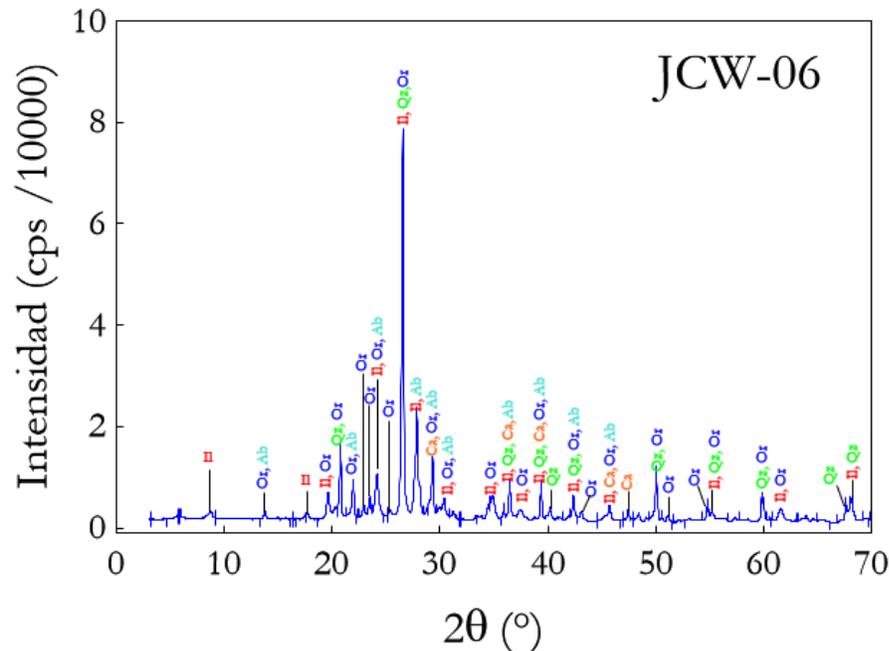


Figura 5.4. Patrón de difracción de rayos-X en polvo para toba alterada JCW-06, Formación San Felipe en la localidad Juan Capitán (Rumbo Nuevo, Tamps.). Abreviaturas: Qz = cuarzo, Ca = calcita, Or = Ortoclasa, Ab = albita, Il = illita.

Tabla 5.1: Identificación de fases presentes en la toba alterada JCW-06 / Formación San Felipe (Cretácico Superior) en la localidad Juan Capitán (Rumbo Nuevo, Tamaulipas).

JCW-06			Cuarzo [5-0490]		Calcita [5-586]		Albita [19-1184]		Ortoclasa [19-2]?		Illita [2-402]	
2θ (°)	d (Å)	I/I _o	d (Å)	I/I _o	d (Å)	I/I _o	d (Å)	I/I _o	d (Å)	I/I _o	d (Å)	I/I _o
8.8	10.00	4									10.00	80
13.8	6.42	4					6.37	12	6.5	16		
17.7	5.01	4									5.03	80
19.6	4.53	9							4.59	16	4.52	60
20.8	4.27	20	4.26	30					4.21	70		
22.0	4.00	12					4.03	100	3.96	6		
23.0	3.88	6							3.87	10		
23.5	3.79	8							3.79	50		
24.2	3.67	14					3.66	60	3.62	20	3.63	80
25.4	3.50	5							3.54	25		
26.4	3.36	100	3.34	100					3.31	100	3.35	100
27.9	3.19	29					3.22	65			3.19	80
29.3	3.05	18			3.04	100	3.15	50	3.01	50		
30.4	2.94	8					2.92	30	2.91	30	2.94	80
34.8	2.57	8							2.59	50	2.60	100
36.5	2.46	10	2.45	12	2.49	14	2.44	35			2.47	60
37.4	2.40	5							2.39	6	2.39	80
39.4	2.28	10	2.28	12	2.28	18	2.31	18	2.27	2	2.27	40
40.2	2.24	5	2.23	6								
42.4	2.13	8	2.12	9			2.12	16	2.12	6	2.14	80
43.1	2.10	4			2.09	18			2.09	6		
45.7	1.98	6							1.98	6	1.99	100
47.4	1.91	5			2.91	17						
50.6	1.80	3	2.81	17					1.80	30		
51.1	1.78	3							1.78	6		
54.8	1.68	6							1.67	6		
55.0	1.67	4	1.67	7					1.65	7	1.65	80
59.9	1.54	9	1.54	15					1.53	6		
61.6	1.50	5							1.50	20	1.51	80
68.0	1.38	8	1.38	7								
68.2	1.37	7	1.37	11							1.35	60

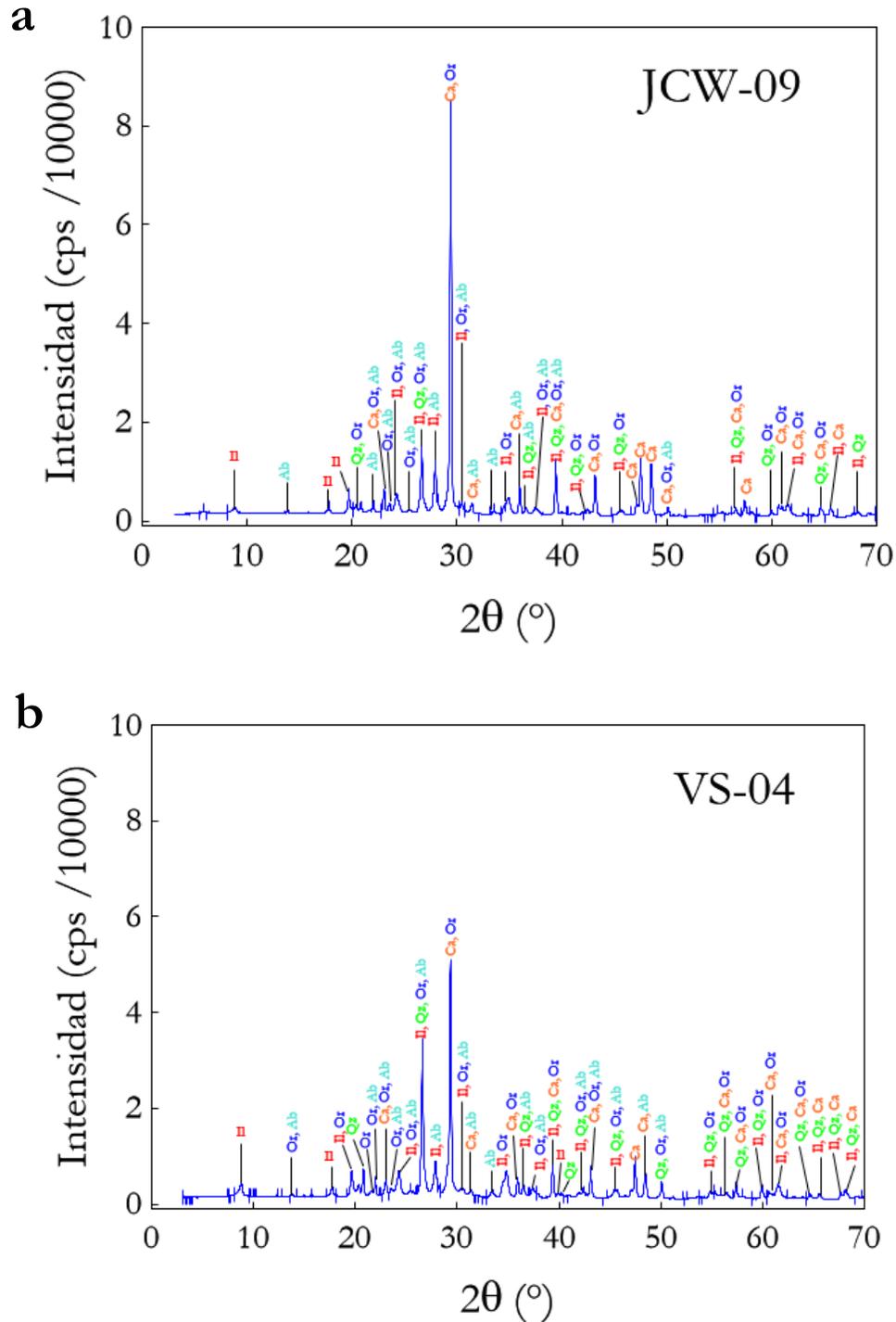


Figura 5.5. Patrones de difracción de rayos-X en polvo para tobac alteradas la Formación San Felipe: (a) JCW-09, localidad Juan Capitán (Rumbo Nuevo, Tamps.) y (b) VS-04, localidad “Túnel veintiséis”, Tlatempa (Zacatlán, Pue.) Abreviaturas: Qz = cuarzo, Ca = calcita, Or = Ortoclasa, Ab = albite, Il = illita.

Tabla 5.2: Identificación de fases presentes en la toba alterada JCW-09 / Formación San Felipe (Cretácico Superior) en la localidad Juan Capitán (Rumbo Nuevo, Tamaulipas).

JCW-09			Cuarzo [5-0490]		Calcita [5-586]		Albita [19-1184]		Ortoclasa [19-2]?		Illita [2-402]	
2θ (°)	d (Å)	I/I _o	d (Å)	I/I _o	d (Å)	I/I _o	d (Å)	I/I _o	d (Å)	I/I _o	d (Å)	I/I _o
8.9	9.93	3									10.00	80
13.9	6.37	3					6.37	12				
17.8	4.98	3									5.03	80
19.7	4.50	6									4.52	60
20.9	4.25	5	4.26	35					4.22	10		
22.0	4.04	5					4.03	100				
23.0	3.87	8			3.86	12	3.85	30	3.87	10		
23.6	3.77	4					3.77	25	3.79	50		
24.2	3.68	7					3.68	25	3.62	20	3.63	80
25.5	3.49	3					3.50	12	3.46	50		
26.6	3.35	18	3.35	100			3.37	14	3.33	100	3.35	100
28.0	3.19	14					3.19	50			3.19	80
29.4	3.04	100			3.04	100			3.01	50		
30.5	2.93	5					2.92	30	2.91	30	2.90	80
31.4	2.85	4			2.84	3	2.86	8				
33.5	2.67	2					2.66	2				
34.9	2.59	6							2.58	50	2.60	100
36.0	2.49	9			2.49	14	2.49	2				
36.5	2.46	3	2.45	12			2.44	35			2.47	60
37.5	2.40	3					2.40	8	2.42	10	2.39	80
39.4	2.27	13	2.28	12	2.28	18	2.27	2	2.27	2	2.27	40
42.5	2.13	3	2.12	9					2.12	6	2.14	80
43.2	2.09	11			2.0	18			2.08	6		
45.8	1.98	2	1.98	6					1.98	6	1.99	100
47.1	1.93	5			1.42	5						
47.5	1.91	15			1.91	17						
48.5	1.88	14			1.88	17						
50.1	1.82	3	1.81	17			1.82	10	1.80	30		
56.6	1.63	3	1.65	3	1.63	4			1.63	2	1.65	80
37.4	1.60	5			1.60	8						
59.9	1.54	3	1.54	15					1.53	6		
60.7	1.52	4			1.52	5			1.52	6		
61.6	1.51	4			1.51	4			1.50	20	1.51	80
64.7	1.44	4	1.44	3	1.44	5			1.45	6		
65.6	1.42	3			1.42	3					1.42	20
68.3	1.37	2	1.37	11							1.38	20

Tabla 5.3: Identificación de fases presentes en la toba alterada VS-04 / Formación San Felipe (Cretácico Superior) en el área “túnel veintiséis”, Tlatempa (Zacatlán, Puebla).

VS-04			Cuarzo [5-0490]		Calcita [5-586]		Albita [19-1184]		Ortoclasa [19-2]?		Illita [2-402]	
2θ (°)	d (Å)	I/I _o	d (Å)	I/I _o	d (Å)	I/I _o	d (Å)	I/I _o	d (Å)	I/I _o	d (Å)	I/I _o
8.8	10.00	9									10.00	80
13.8	6.42	4					6.37	12	6.5	16		
17.7	5.01	7									5.03	80
19.7	4.50	14							4.59	16	4.52	60
20.8	4.27	14	4.26	35								
21.2	4.19	4							4.22	10		
22.0	4.00	9					4.03	100	3.96	6		
23.0	3.88	10			3.86	12	3.85	30	3.87	10		
23.6	3.77	7					3.77	25	3.79	50		
24.3	3.66	14					3.66	60	3.62	20	3.63	80
26.6	3.35	65	3.34	100			3.37	14	3.33	100	3.35	100
27.9	31.9	18					3.19	50			3.19	80
29.4	3.03	100			3.03	100			3.01	50		
30.5	2.93	7					2.92	30	2.91	30	2.90	80
31.4	2.85	6			2.84	3	2.86	8				
33.5	2.67	6					2.66	2				
34.8	2.57	14							2.58	50	2.60	100
35.9	2.50	11			2.49	14			2.53	10		
36.5	2.46	8	2.45	12			2.48	2			2.47	60
37.4	2.40	7					2.44	35	2.42	10	2.39	80
39.4	2.28	16	2.28	12	2.28	18			2.27	2	2.27	40
39.9	2.26	5									2.27	40
40.2	2.24	5	2.23	6								
42.4	2.13	7	2.12	9			2.12	16	2.12	6	2.14	80
43.1	2.10	13			2.09	18	2.11	6	2.08	6		
45.7	1.98	6	1.98	6			1.98	4	1.98	6	1.99	100
47.5	1.91	17			1.91	17						
48.5	1.87	14			1.87	17	1.85	20				
50.1	1.82	9	1.81	17			1.82	12	1.80	30		
55.3	1.66	5	1.67	7					1.67	6	1.65	80
56.5	1.63	5	1.65	3	1.62	4			1.63	2		
57.4	1.60	6	1.60	<1	1.60	8			1.59	2		
59.9	1.54	7	1.54	15					1.53	6		
60.6	1.52	5			1.52	5					1.51	80
61.5	1.50	8			1.51	4			1.50	20		
64.6	1.44	4	1.45	3	1.44	5			1.45	6		
65.6	1.42	4	1.41	<1	1.42	3					1.42	20
67.7	1.38	5	1.38	7	1.35	1					1.38	20
68.2	1.37	6	1.37	11	1.33	2					1.35	60

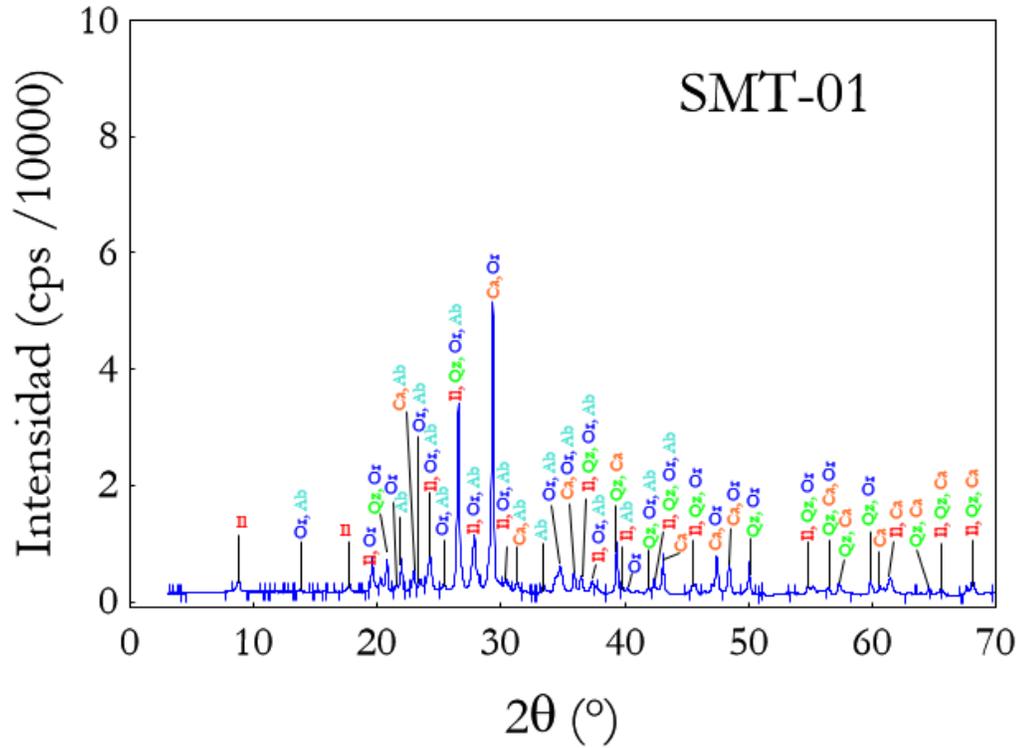


Figura 5.6. Patrón de difracción de rayos-X en polvo para toba alterada SMT-01, Formación San Felipe en el área “Barranca de San Miguel Tenango”, Tlatempa (Zacatlán, Pue.). Abreviaturas: Qz = cuarzo, Ca = calcita, Or = Ortoclasa, Ab = albita, Il = illita.

Tabla 5.4: Identificación de fases presentes en la toba alterada SMT-01 / Formación San Felipe (Cretácico Superior) en el área “Barranca de San Miguel Tenango”, Tlatempa (Zacatlán, Puebla).

SMT-01			Cuarzo [5-0490]		Calcita [5-586]		Albita [19-1184]		Ortoclasa [19-2]?		Illita [2-402]	
2θ (°)	d (Å)	I/I _o	d (Å)	I/I _o	d (Å)	I/I _o	d (Å)	I/I _o	d (Å)	I/I _o	d (Å)	I/I _o
8.8	10.00	7									10.00	80
13.8	6.42	4					6.37	12	6.5	10		
17.8	4.98	6									5.03	80
19.6	4.53	12							4.59	16	4.52	60
20.8	4.27	14	4.26	35					4.23	10		
21.1	4.21	4							4.20	8		
21.9	4.06	11					4.03	100				
23.0	3.88	10			3.86	12	3.85	10				
23.5	3.79	8					3.77	25	3.78	45		
24.3	3.66	15					3.68	25	3.62	16	3.63	80
25.3	3.52	6					3.50	12	3.53	8		
26.6	3.35	67	3.34	100			3.37	14	3.31	90	3.35	100
27.9	3.19	22					3.19	55	3.24	100	3.19	80
29.3	3.05	100			3.03	100			3.00	70		
30.4	2.94	8					2.95	10	2.91	40	2.90	80
31.3	2.86	6			2.84	3	2.86	8				
33.4	2.67	6					2.66	2				
34.8	2.56	12					2.56	25	2.57	45	2.60	100
35.9	2.50	10			2.49	14	2.49	2	2.52	6		
36.5	2.46	9	2.45	12			2.48	2	2.42	8	2.47	60
37.4	2.40	7					2.40	8	2.38	6	2.39	80
39.4	2.28	17	2.28	12	2.28	18						
39.7	2.27	4					2.27	2			2.27	40
39.9	2.26	5							2.26	6		
40.2	2.24	5	2.23	6			2.24	6	2.23	6		
42.4	2.13	7	2.12	9			2.12	16	2.13	10	2.14	80
43.1	2.10	13			2.09	18						
45.7	1.98	6	1.98	6					1.97	10	1.99	100
47.4	1.91	15			1.91	17			1.92	8		
48.7	1.88	13			1.87	17			1.88	2		
50.1	1.82	11	1.81	17					1.80	35		
55.2	1.66	5	1.67	7					1.67	8	1.65	80
56.5	1.63	5	1.65	3	1.62	4			1.63	10		
57.3	1.61	6	1.60	<1	1.60	8						
59.9	1.54	8	1.54	15					1.53	8		
60.6	1.50	5			1.51	4						
61.5	1.50	8			1.51	3					1.51	80
64.6	1.44	5	1.45	3	1.44	5						
65.6	1.42	4	1.41	<1	1.42	3					1.42	20
68.2	1.37	6	1.37	11	1.35	1					1.35	60

5.3 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA

En la [Tabla 5.5](#) se reporta la composición en elementos mayores y traza para quince muestras de los horizontes de toba alterada de la Formación San Felipe en las localidades bajo estudio. En el área de Cerro Prieto ($n = 3$), las rocas se caracterizan por mostrar los siguientes intervalos de composición en elementos mayores: $\%SiO_2 = 44.57 - 54.25$; $\%Al_2O_3 = 12.15 - 17.44$; $\%CaO = 5.46 - 16.65$; $\%Na_2O = 1.65 - 5.34$; $\%K_2O = 1.85 - 4.14$; $\%PPI = 6.81 - 15.78$. Adicionalmente, su composición en elementos traza representativos es: Ba = 914 – 2360 ppm, Sr = 740 – 873 ppm, Zr = 193 – 264 ppm, Nb = 8 – 11 ppm; La = 18.6 – 30.7 ppm; Eu = 0.88 – 1.03 ppm, Yb = 2.6 – 3.8 ppm.

Por otro lado, las muestras analizadas en la localidad de Juan Capitán ($n = 5$) se caracterizan por mostrar los siguientes intervalos en elementos mayores: $\%SiO_2 = 34.73 - 65.84$; $\%Al_2O_3 = 11.42 - 14.72$; $\%CaO = 3.88 - 24.00$; $\%Na_2O = 0.54 - 3.08$; $\%K_2O = 2.95 - 5.35$; $\%PPI = 6.32 - 22.07$. Estas rocas presentan una composición en elementos traza representativos de: Ba = 509 – 2283 ppm, Sr = 234 – 565 ppm, Zr = 107 – 324 ppm, Nb = 6 – 14 ppm; La = 19.3 – 25.4 ppm; Eu = 0.2 – 1.21 ppm, Yb = 1.7 – 4.3 ppm.

Para el área de Tlatempa, las rocas ($n = 7$) se caracterizan por los siguientes intervalos de composición en elementos mayores: $\%SiO_2 = 42.15 - 51.06$; $\%Al_2O_3 = 10.22 - 17.55$; $\%CaO = 10.13 - 19.45$; $\%Na_2O = 1.32 - 5.29$; $\%K_2O = 0.32 - 4.70$; $\%PPI = 9.72 - 17.15$. Las rocas de esta área muestran contenidos en elementos traza representativos de: Ba = 178 – 1427 ppm, Sr = 607 – 1508 ppm, Zr = 126 – 313 ppm, Nb = 4 – 20 ppm; La = 15.7 – 42.8 ppm; Eu = 0.3 – 1.28 ppm, Yb = 2.5 – 4.3 ppm.

Tabla 5.5: Composición química en elementos mayores (% peso) y traza (ppm) para tobas alteradas de la Formación San Felipe (Cretácico Superior) de las localidades Cerro Prieto (Linares, Nuevo León), Juan Capitán (Rumbo Nuevo, Tamaulipas) y Tlatempa (Zacatlán, Puebla).

Localidad Coord UTM	Cerro Prieto (Linares, Nuevo León) 2757240 N; 460545 E			Juan Capitán (Rumbo Nuevo, Tamaulipas) 2610416 N; 470140 E				
	CCP-02	CCP-06	CCP-07	JCW-06	JCW-07	JCW-08	JCW-09	JCW-10
<i>Elementos mayores (% peso)</i>								
SiO ₂	54.25	54.76	44.57	65.84	39.92	38.42	34.73	56.50
TiO ₂	0.48	0.85	0.31	0.08	0.09	0.14	0.06	0.63
Al ₂ O ₃	13.72	17.44	12.15	14.72	13.23	11.42	11.62	14.44
Fe ₂ O ₃ ^t	1.42	2.51	3.16	1.14	2.29	2.09	1.35	2.77
MnO	0.03	0.02	0.04	0.00	0.02	0.04	0.04	0.03
MgO	0.62	0.94	1.14	1.30	1.68	1.54	1.20	0.92
CaO	10.53	5.46	16.65	3.88	17.32	20.56	24.00	7.51
Na ₂ O	5.34	5.54	1.65	3.08	0.54	0.60	1.64	2.75
K ₂ O	1.85	3.74	4.14	2.95	4.98	3.86	3.11	5.35
P ₂ O ₅	0.12	0.24	0.24	0.02	0.04	0.06	0.02	0.19
PPI	9.75	6.81	15.78	6.32	17.91	19.88	22.07	8.41
Suma	98.12	98.31	99.84	99.33	98.03	98.61	99.85	99.50
<i>Elementos traza (ppm)</i>								
Ba	914	1428	2360	729	2283	1135	509	1383
Co	3	2	1			4		2
Cs	3.4	3.1	5.6	3.7	6.5	5.4	3.2	2
Cu	10	20				10		10
Ga	11	13	13	17	15	16	20	20
Hf	6.6	5.1	4.6	4.5	4.1	3.7	4.1	7.9
Nb	11	8	9	9	6	7	11	14
Pb	16	10	14	11	17	32	12	10
Rb	57	107	108	87	132	112	106	156
Sb	0.6				1.9			0.6
Sc	8	14	7	6	3	4	4	11
Sr	873	831	740	438	395	421	565	234
Ta	0.9	0.6	0.6	1	0.9	0.6	1	1
Tl	0.3	0.5	0.6	0.5	0.6	0.6	0.4	0.6
Th	8.3	4.9	4.7	18	15.7	10.3	16.6	9.6
U	8.8	2.1	1.9	2.9	1.9	3.8	3.8	3.8
V	30	70	20			25		49
Y	33	25	32	16	14	23	35	36
Zn	40	60	100	40	60	70	40	80
Zr	264	200	193	134	124	113	107	324
La	24.1	18.6	30.7	25.4	20.5	19.3	24.1	24.9
Ce	47.8	38.1	62.7	52.9	42	40	48.4	55.8
Pr	5.59	4.84	8.2	6.32	4.89	4.55	5.89	7.12
Nd	22.2	20.4	32.7	22.9	17.5	7.8	22.8	30
Sm	4.8	4.2	6.3	4.9	3.4	3.8	5.8	6.8
Eu	0.88	0.9	1.03	0.2	0.32	0.42	0.24	1.21
Gd	4.3	4.1	5.3	3.4	2.7	3.6	5.3	5.8
Tb	0.8	0.7	0.9	0.6	0.5	0.7	1	1
Dy	5.6	4.5	5.5	3.5	2.88	4.4	6.5	6.6
Ho	1.2	0.9	1.1	0.7	0.6	0.9	1.3	1.4
Er	3.6	2.8	3.5	2	1.6	2.7	3.9	4.1
Tm	0.51	0.41	0.54	0.32	0.25	0.43	0.63	0.63
Yb	3.3	2.6	3.8	2.2	1.7	3.2	4.3	4.3
Lu	0.52	0.38	0.64	0.35	0.27	0.5	0.69	0.7

Nota: Los espacios vacíos en la tabla indican valores debajo del límite de detección.

Tabla 5.5 (cont.). Composición química en elementos mayores (% peso) y traza (ppm) para tobas alteradas de la Formación San Felipe (Cretácico Superior) de las localidades Cerro Prieto (Linares, Nuevo León), Juan Capitán (Rumbo Nuevo, Tamaulipas) y Tlatempa (Zacatlán, Puebla).

Localidad Coord UTM	Tlatempa (Zacatlán, Puebla)						
	2204857 N; 613354 E y 2201354 N; 610114E						
	VS-01	VS-02	VS-03	VS-04	VS-05	SMT-01	SMT-02
<i>Elementos mayores (% peso)</i>							
SiO ₂	46.72	51.06	47.53	46.68	51.01	47.13	42.15
TiO ₂	0.14	0.19	0.16	0.16	0.18	0.32	0.41
Al ₂ O ₃	13.62	10.22	15.51	15.40	17.55	13.27	11.93
Fe ₂ O ₃ ^t	1.21	0.48	1.31	1.55	1.18	1.76	1.76
MnO	0.04	0.07	0.05	0.05	0.04	0.05	0.07
MgO	0.96	0.15	1.07	1.33	0.89	1.28	1.22
CaO	16.19	17.53	13.61	14.03	10.13	15.09	19.45
Na ₂ O	1.98	5.29	2.87	1.32	4.99	2.06	1.68
K ₂ O	3.49	0.32	3.77	4.70	3.10	3.56	3.36
P ₂ O ₅	0.02	0.08	0.03	0.02	0.04	0.06	0.11
PPI	15.05	13.86	12.98	13.78	9.72	14.24	17.15
Suma	99.43	99.25	98.89	99.03	98.84	98.82	99.30
<i>Elementos traza (ppm)</i>							
Ba	852	178	1062	1427	1111	826	560
Co						1	
Cs	1.6		3.3	5	2.8	3.5	3.8
Cu						10	20
Ga	13	6	16	16	13	15	12
Hf	6.4	3.8	9.1	8.1	5	7.9	8.2
Nb	13	4	20	20	9	14	7
Pb	13	11	16	14	10	15	13
Rb	100	10	136	160	100	126	104
Sb	0.5	0.6	0.5			0.8	0.5
Sc	4	4	4	4	3	10	8
Sr	686	962	1220	827	1508	636	607
Ta	1.3	0.6	1.9	1.7	1.1	1	0.6
Tl	0.4		0.7	0.7	0.5	0.6	0.5
Th	13.3	7.3	18.4	16.7	11.9	14.7	10.3
U	3.8	3.3	4.8	4.2	3	4.2	3.7
V	9	13	7		8	10	20
Y	25	21	31	31	19	34	34
Zn			40	40		50	40
Zr	220	126	256	260	169	300	313
La	28	15.7	42.4	42.8	18.7	34.2	18.7
Ce	56.5	33.3	88.1	89.6	38.8	76.1	43.2
Pr	6.56	4.24	10.6	10.9	4.45	9.56	5.92
Nd	24.7	17.1	39.2	40.1	16.5	37.8	24.6
Sm	4.3	3.7	7.6	7.8	3	8.9	6.1
Eu	0.3	0.47	0.58	0.54	0.33	1.28	0.83
Gd	3.3	3.3	6.1	5.6	2.6	7.3	5.8
Tb	0.6	0.6	1.1	1	0.5	1.3	1
Dy	4.4	3.8	7	6.7	3.2	7.7	6.3
Ho	1	0.8	1.4	1.3	0.7	1.5	1.3
Er	3	2.4	3.9	3.6	2.2	4.5	3.9
Tm	0.45	0.38	0.59	0.54	0.36	0.65	0.59
Yb	3.2	2.5	3.9	3.7	2.6	4.3	4.2
Lu	0.48	0.37	0.58	0.54	0.41	0.67	0.66

Nota: Los espacios vacíos en la tabla indican valores debajo del límite de detección.

CAPÍTULO VI

DISCUSIÓN

En el presente capítulo se reporta un modelo petrológico (clasificación – procedencia – transporte – depósito – diagénesis) para las rocas volcánicas incluidas en las columnas estratigráficas de la Formación San Felipe en las secciones Cerro Prieto (Linares, Nuevo León), Juan Capitán (Rumbo Nuevo, Tamaulipas) y Tlatempa (Zacatlán, Puebla). El análisis siguió una metodología similar a la aplicada a la base de datos de material volcánico del Cretácico Tardío a través del Mar Interior Occidental de Norteamérica y descrita en el Capítulo II de este documento. Se describe una breve comparación de los materiales bajo estudio y la base de datos.

6.1 CLASIFICACIÓN DE ROCAS VOLCANICLÁSTICAS

Las tobas alteradas expuestas en las localidades bajo estudio, con base a la química de elementos inmóviles ($Ce < 100$ ppm, $Zr/Ti = 0.03-0.27$; Winchester & Floyd, 1977), se clasifican como riolíticas (R) y riodacíticas (RD), con una andesítica-dacítica (A-D) (Figura 6.1).

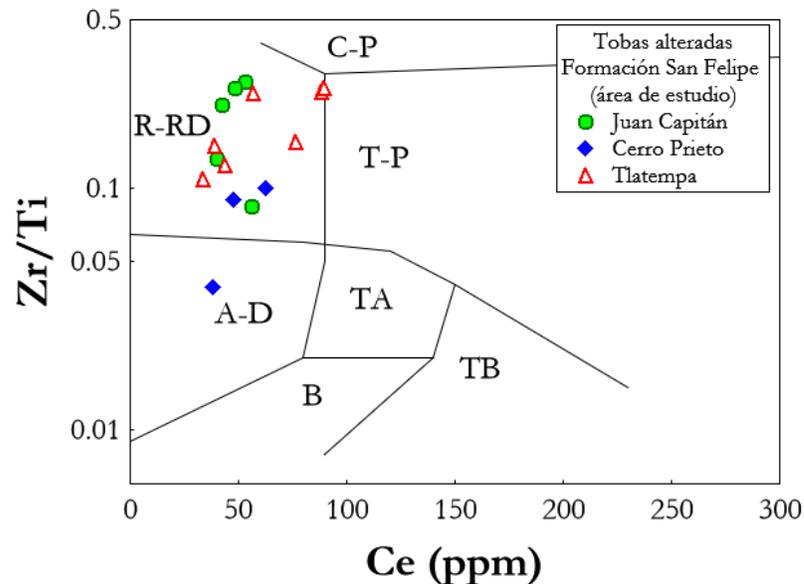


Figura 6.1. Diagrama de clasificación Zr/Ti - Ce (Winchester & Floyd, 1977) para horizontes volcánicos de la Formación San Felipe expuestos en las localidades Cerro Prieto, Juan Capitán y Tlatempa. C-P = comendita-pantelerita, R-RD = riolita-riodacita, T-P = traquita-pantelerita, TA = traquiandesita, B = basalto, TB = traquibasalto, A-D = andesita-dacita.

Estos tipos de rocas volcanoclásticas (riolíticas-riodacíticas principalmente; dacíticas-andesíticas en menor proporción; Figura 6.1) son comparables a los que integran los grupos sub-alcinos del Cretácico Tardío en Canadá (Figura 2.3a), Norte de EE. UU. (Figura 2.11a), Suroeste de EE. UU. (Figura 2.16a) y Noreste de México (Figura 2.19a). En contraste, material volcanoclástico alcalino se encuentra expuesto en el Ártico Canadiense (Figura 2.3a), Canadá (Figura 2.8a), Norte y Centro de EE. UU. (Figuras 2.11a y 2.14a). Esta observación pudiera explicarse relacionando el origen del vulcanismo sub-alcino al proceso de subducción de la placa Farallón, mientras que el alcalino se generaría con influencia de condiciones de extensión tras-arco.

Por otro lado, las tobas alteradas se caracterizan por contenidos de $Al_2O_3 = 10-20\%$ y de $SiO_2 > 30\%$, con características de rocas pelíticas, en algunos casos con influencia de material carbonatado (Figura 6.2a; Jenchen, 2018). Los depósitos volcanoclásticos del Ártico Canadiense (Figura 2.3b), Alaska (Figura 2.6a), Canadá (Figura 2.8b), Norte, Centro y Suroeste de EE. UU. (Figuras 2.11b, 2.14b y 2.16b) y del Noreste de México (Figura 2.19b) muestran características de pelitas y, de forma subordinada, de psamitas. Sin embargo, una influencia de carbonatos ha sido inferida en los depósitos de Canadá, Suroeste de EE. UU., Noreste de México y, sobre todo, en el Norte de EE. UU.

De acuerdo con los contenidos de álcalis ($\%Na_2O - \%K_2O$), el material alterado de las tres localidades bajo estudio procede de una fuente ígnea y ha experimentado una diagénesis incipiente (Figura 6.2b; Kiipli et al., 2010). Al igual que las rocas volcanoclásticas del Noreste de México (Figura 2.19c), las rocas se caracterizan por altos contenidos de álcalis. Esto contrasta con lo observado en el resto de las áreas con registro de cenizas del Cretácico Tardío a través del Mar Interior de Norteamérica (Figuras 2.3c, 2.6b, 2.8c, 2.11c, 2.14c y 2.16c), en donde dominan las grauwas y arcosas. Además, en las localidades de Canadá (Figura 2.8c), así como del Norte y Centro de EE. UU. (Figuras 2.11c y 2.14c) parte del material probablemente experimentó una diagénesis más intensa o recibió aporte de carbonatos.

De manera general, los patrones de lantánidos normalizados a condrita de las tobas alteradas en las localidades bajo estudio se encuentran: (a) enriquecidos en ligeros ($[La/Yb]_N$: Cerro Prieto, 7-8 ($n = 3$); Juan Capitán, 5-12 ($n = 5$); Tlatempa, 4-11 ($n = 7$); (b) con una anomalía negativa de Eu ($[Eu/Eu^*]_N$: Cerro Prieto, 0.54-0.66; Juan Capitán, 0.13-0.58; Tlatempa, 0.24-0.48); y (c) un patrón semi-horizontal para pesados (Figura 6.3).

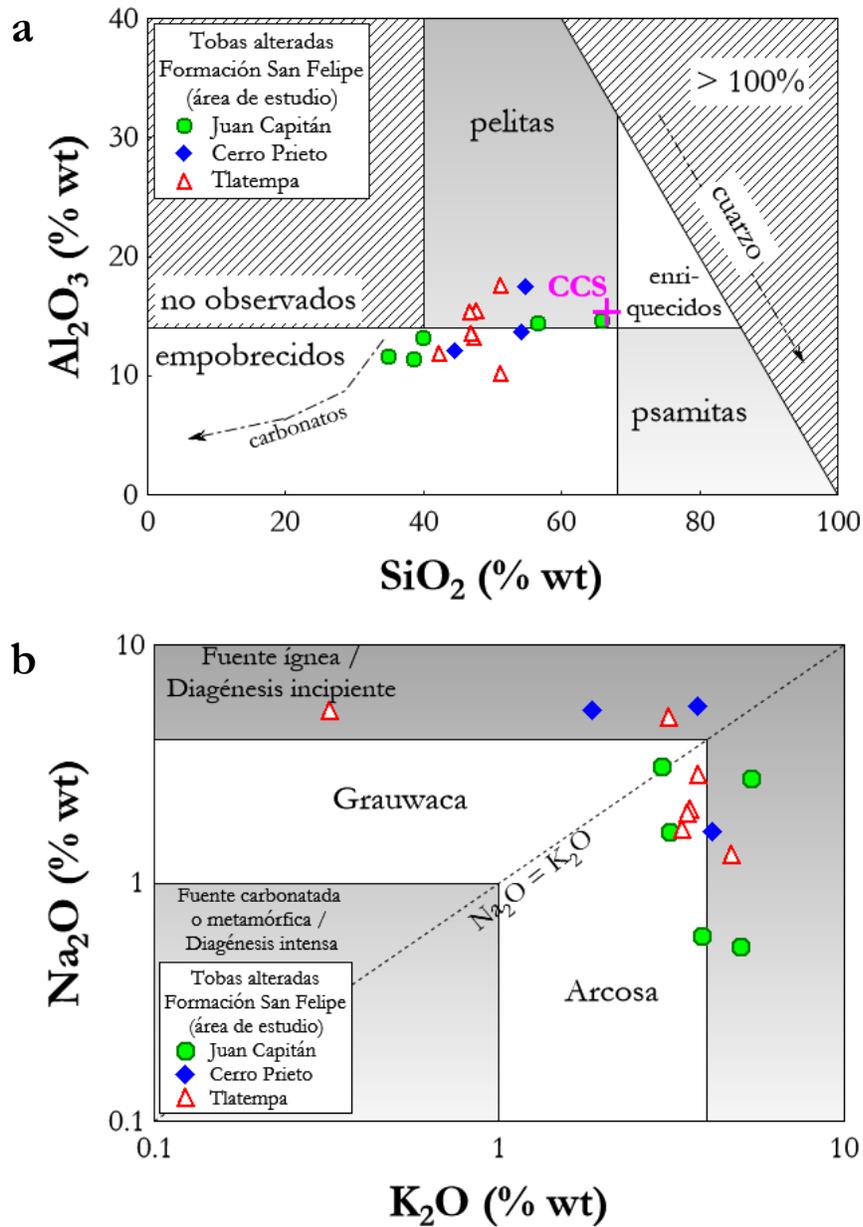


Figura 6.2. Diagramas de clasificación para horizontes volcanoclásticos de la Formación San Felipe expuestos en las localidades Cerro Prieto, Juan Capitán y Tlatempa: (a) Al_2O_3 - SiO_2 (Jenchen, 2018). CCS = corteza continental superior; (b) Na_2O - K_2O (Kipli et al., 2010).

El enriquecimiento de lantánidos ligeros ($[La/Yb]_N < 12$) respecto a pesados en las localidades Cerro Prieto, Juan Capitán y Tlatempa son relativamente restringidos en comparación a lo observado en el Noreste de México y EE. UU. (Figura 6.4a). Una anomalía negativa en Eu relativamente marcada está restringida a la localidad Juan Capitán y Tlatempa, como se ha observado en el Ártico Canadiense y en EE. UU. (Figura 6.4b).

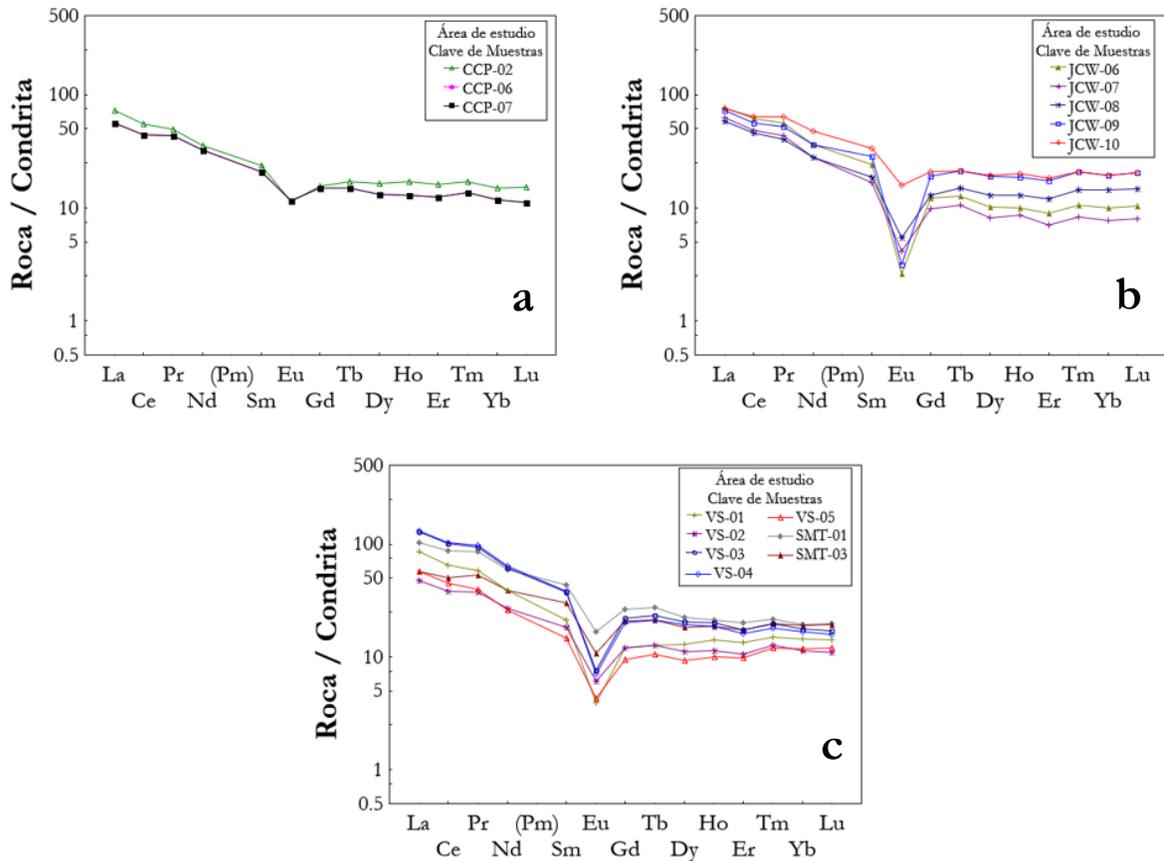


Figura 6.3. Patrones de lantánidos normalizados a condrita (Rollinson, 1993) para horizontes volcániclasticos de la Formación San Felipe: (a) Cerro Prieto; (b) Juan Capitán; y (c) Tlatempa.

6.2 PROCEDENCIA DE SEDIMENTOS

Las relaciones de elementos lantánidos, normalizadas a manto primordial (Figura 6.5a; McLennan et al., 1993) sugieren que el magma tuvo su origen en la corteza continental superior para las localidades bajo estudio. La mayoría de los depósitos volcániclasticos de las localidades en Canadá (Figuras 2.4a y 2.9a), EE. UU. (Figuras 2.12a y 2.17a) y el Noreste de México (Figura 2.20a) también muestran la afinidad a la corteza superior. Sin embargo, las rocas de carácter alcalino de México y EE. UU. se caracterizan por relaciones $(Gd/Yb)_N > 2$.

Por otro lado, la concentración de elementos inmóviles (Figura 6.5b; Gorton & Schandl, 2000) indica una afinidad a un margen continental activo ($Th/Ta = 7 - 18$) para los volcániclasticos de Cerro Prieto, Juan Capitán y Tlatempa.

Este comportamiento es también observado en la mayor parte del material expuesto en Alaska (Figura 2.6c), Canadá (Figura 2.9b), EE. UU. (Figuras 2.12b, 2.14d y 2.17b) y Noreste de México (Figura 2.20b). Evidencia de una afinidad a un ambiente de intraplaca se ha detectado en el Ártico Canadiense (Figura 2.4b) y Canadá (Figura 2.9b). Algunas muestras de Alaska (Figura 2.6c) y el Suroeste de EE. UU. (Figura 2.17b) presentan una asociación a arco oceánico.

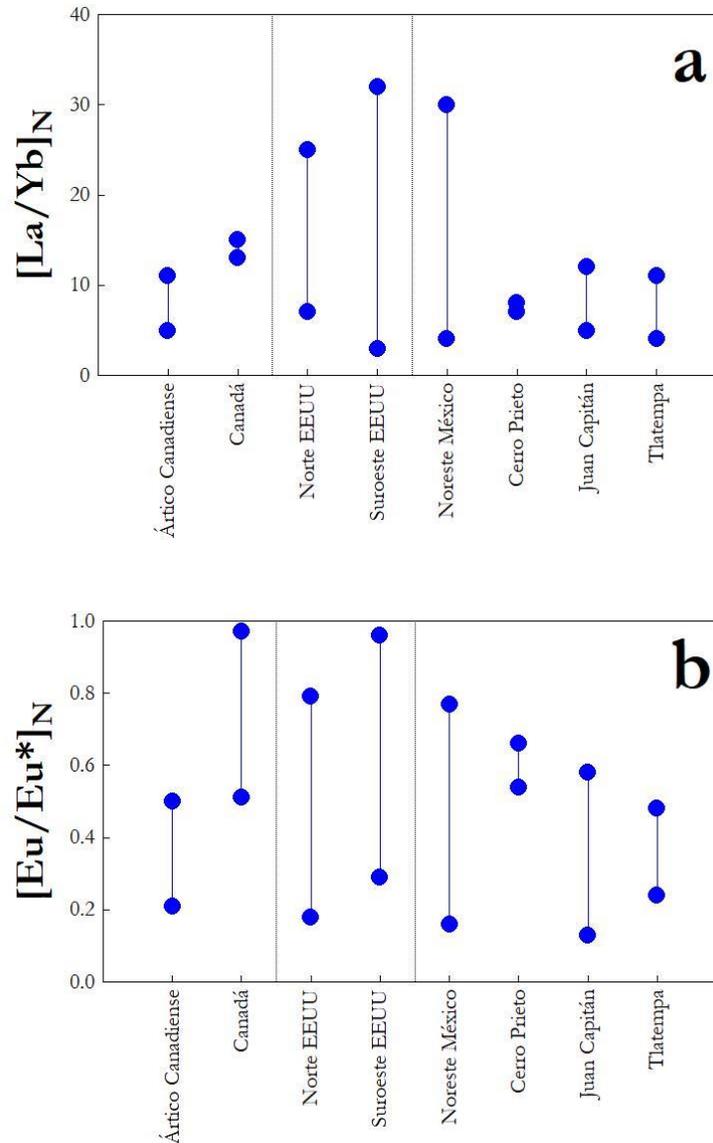


Figura 6.4. Comparación de los parámetros (a) $[La/Yb]_N$ (su incremento implica un enriquecimiento de lantánidos ligeros) y (b) $[Eu/Eu^*]_N$ (su disminución implica una anomalía negativa más marcada) para rocas volcánicas del Cretácico Tardío a través del Mar Interior Occidental de Norteamérica.

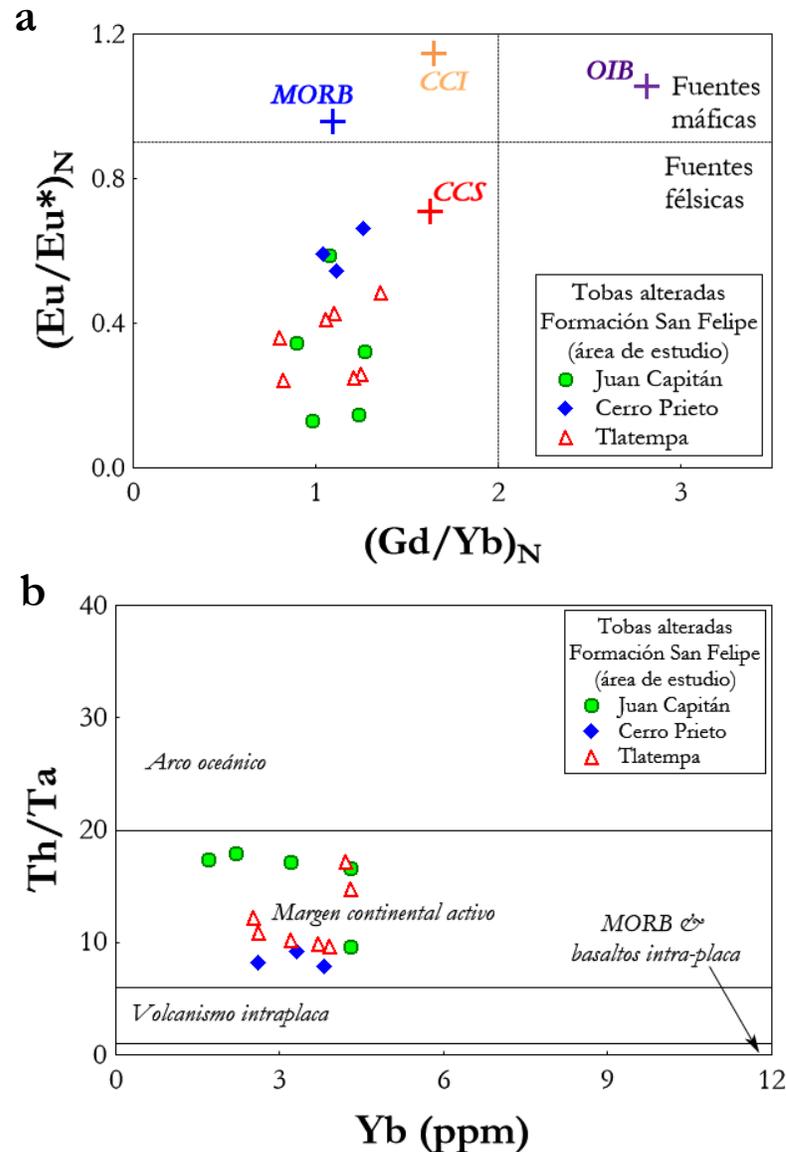


Figura 6.5. Diagrama de procedencia de sedimentos para las capas volcániclasticas de la Formación San Felipe en las áreas de estudio: (a) esquema Eu/Eu*-Gd/Yb (McLennan et al., 1993). CCS= corteza continental superior, CCI= corteza continental inferior, MOR= Basalto de Cresta Oceánica, OIB= Basalto de Isla Oceánica, (b) diagrama de afinidad tectónica Th/Ta-Yb (Gorton & Schandl, 2000).

Es importante señalar que la corteza continental mexicana está constituida principalmente por materiales magmáticos relacionados a los sistemas de arco continental que se instalaron de forma episódica, al menos desde el Ordovícico, en el margen occidental mexicano (Alemán-Gallardo et al., 2019). Durante el Cretácico Tardío, se encontraba en actividad el denominado Arco Laramídico, cuyos edificios en el margen occidental mexicano emitieron cenizas de composición ácida (Velasco-Tapia et al., 2016).

Por otra parte, considerando la composición félsica de las rocas volcánicas de la Formación San Felipe, se evaluó un escenario de fusión parcial de la corteza continental superior como posible mecanismo petrogenético. En este esquema, se utilizó la composición promedio en lantánidos de la fuente cortical propuesta por Rudnick & Gao (2003). Se consideró la ecuación de fusión parcial en lote (*batch-melting*; Zou, 2007). Los coeficientes de partición para magmas félsicos se obtuvieron de Rollinson (1993). Las condiciones generales del modelo de anatexis se reportan en la **Tabla 6.1**. La composición en lantánidos de las muestras CCP-06 (Cerro Prieto), JCW-09 (Juan Capitán), VS-02 (camino a la 23), SMT-01 (San Miguel Tenango) se comparó con los líquidos producto de la fusión parcial a grados de fusión $F = 0.2$ a 0.5 (**Figura 6.6**). Los patrones de las rocas presentan una similitud en morfología y en concentración con respecto a los líquidos modelados.

Tabla 6.1 Condiciones generales del modelo de fusión parcial de la corteza continental superior (CCS).

[A] Ecuación de fusión parcial en lote (batch-melting) (Zou, 2007):		
${}^i_L C = \frac{{}^i_0 C}{D^i + F(1 - D^i)}$		
${}^i_L C$ = concentración (ppm) del elemento i en el fundido		
${}^i_0 C$ = concentración (ppm) del elemento i en la fuente cortical		
D^i = coeficiente de partición global del elemento $i = \sum (x_j * {}_j D^i)$; x_j = proporción de mineral j ,		
${}_j D^i$ = coeficiente de partición del elemento i para el mineral j		
F = grado de fusión parcial (0.02 a 0.5)		
[B] Composición mineralógica de la fuente (CCS) (Rudnick & Gao, 2003):		
0.50Pl: 0.10Fsp: 0.15Bt: 0.05Amp: 0.30Qtz: 0.01Ap		
Abreviaturas de minerales (Whitney & Evans, 2010): Amp = anfíbol, Ap = apatito, Cpx = clinopiroxeno, Fsp = feldespato-K, Pl = plagioclasa, Qtz = cuarzo		
[C] Composición química (ppm) y coeficientes de partición global para lantánidos (REE) de la fuente cortical (Rudnick & Gao, 2003; Rollinson, 1993):		
REE	$[{}^i_0 C]_{UCC}$	$[D^i]_{UCC}$
La	31	0.9
Ce	63	0.8
Nd	27	1.0
Sm	4.7	1.2
Eu	1.0	3.6
Tb	0.7	1.2
Yb	1.9	0.7
Lu	0.31	0.6

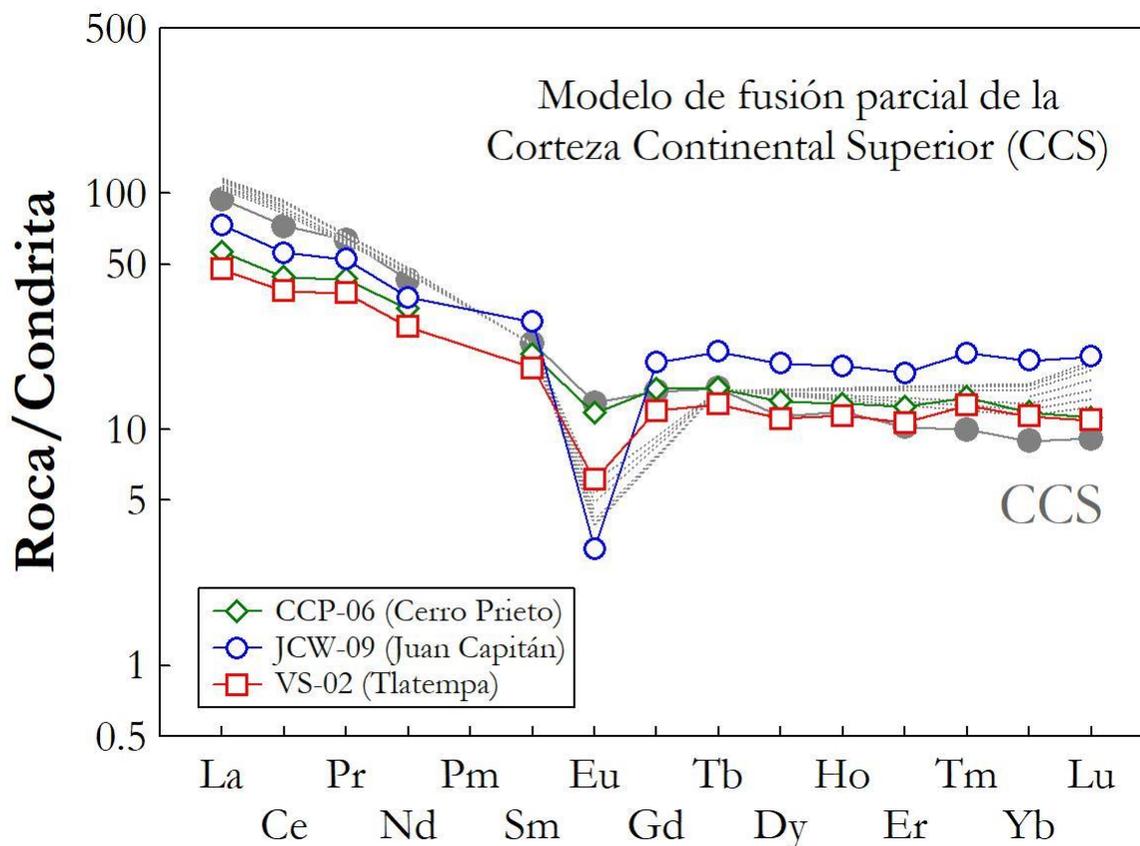


Figura 6.6. Modelo de fusión parcial en lote ($F = 0.02 - 0.5$; Zou, 2007) de la corteza continental superior (CSS; Rudnick & Gao, 2003) y comparación con rocas volcánicas de la Formación San Felipe (Cretácico Tardío) de las localidades Cerro Prieto, Juan Capitán y Tlatempa.

6.3 TRANSPORTE

Una relación $Th/Sc > 0.3$ confirma el carácter ácido de las muestras con relaciones de elementos inmóviles comparables a las de la corteza continental superior (Figura 6.7, McLennan et al., 1993), las muestras presentan un transporte relativamente rápido y reciclamiento incipiente ($Zr/Sc = 20 - 100$). Un comportamiento similar se ha observado en depósitos de Canadá (Figura 2.9c), EE. UU. (Figuras 2.12c, 2.14e y 2.17c) y Noreste de México (Figura 2.20c). El Ártico Canadiense es la única localidad en donde se ha registrado un reciclaje marcado ($Zr/Sc \sim 1000$; Figura 2.4c).

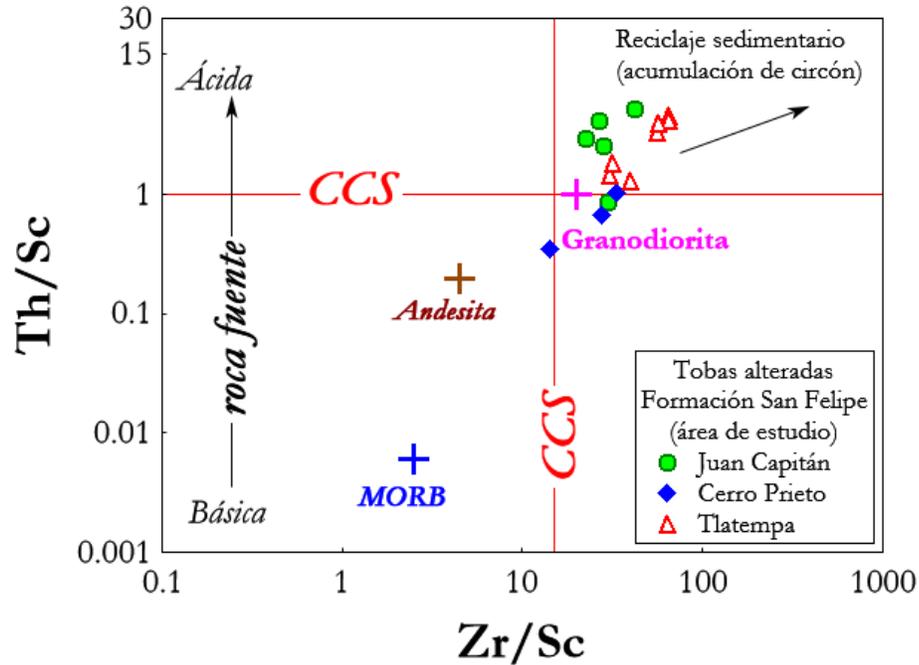


Figura 6.7. Diagrama de transporte Th/SC-Zr/SC para las capas volcanoclásticas de la Formación San Felipe en las áreas de estudio (McLennan et al., 1993).

6.4 DEPÓSITO

En la localidad de Cerro Prieto (Martínez-Limas y Gómez Alejandro, 2008) han reportado la presencia de wackstone transicional a packstone que incluye fragmentos de conchas de braquiópodos, briozoos y pellets. Las rocas incluyen gran abundancia de foraminíferos plantónicos. Con base en estas características se ha propuesto que la sedimentación durante el Cretácico Tardío en el área de Cerro Prieto tuvo lugar en un ambiente de plataforma de mar abierto a un margen profundo de plataforma.

Por otra parte, la presencia de la brecha carbonatada en el perfil de la localidad Juan Capitán implica una sedimentación influenciada por el levantamiento y la erosión de un paleo-elemento. Hacia el E de la localidad Juan Capitán se ubica la plataforma Valles-San Luis Potosí (López-Doncel, 2003). Esta estructura se ha definido como una plataforma carbonatada aislada del Cretácico medio, circundada por zonas de agua profunda. Incluye sedimentos de plataforma (Formación El Abra), talud (Formación Tamabra) y de cuenca (Formación Tamaulipas Superior).

La Formación El Abra (Albiano-Santoniano; [SGM, 2021a](#)) se ha subdividido en: (a) Miembro El Abra (interior de plataforma), que consta de mudstone y wackstone bien estratificados (< 5 m), ricos en miliolidos, gasterópodos, pelecípodos y ostrácodos y (b) Miembro Taninul (borde de plataforma) consistente en bancos de rudistas asociados con mudstone, wackstone y packstone.

La Formación Tamabra (Aptiano-Campaniano; [SGM, 2021b](#)) corresponde a grainstone y packstone con fragmentos de bioclastos, wackstone con rudistas, wackstone con microfósiles pelágicos y una brecha con clastos de grainstone, packstone, wackstone y dolomía. Se ha reportado un ambiente de transición entre plataforma y cuenca (talud).

La Formación Tamaulipas Superior (Albiano-Cenomaniano; [SGM, 2021c](#)) está constituida por mudstone-wackstone en capas medianas a gruesas, con estructura boudinada y pedernal gris a negro en nódulos o bandas. Puede alternar con calizas arcillosas de capas delgadas y margas laminares. Se ha propuesto que su depósito tuvo lugar en facies infraneríticas, con aguas de circulación libre en mar abierto y con un escaso aporte de terrígenos. Es importante señalar que [Suter \(1984\)](#) reportó que el margen oriental de la plataforma Valles-San Luis Potosí se activó durante la formación del orógeno mexicano entre el Cretácico Tardío y el Paleoceno. Esto provocó derrumbes y movilización de material hacia las cuencas situadas al Este de la plataforma.

Cabe recordar que los carbonatos expuestos en la sección Juan Capitán ([Figuras 5.1 y 5.2](#)) corresponden a brechas poligénicas, dominadas (>80%) por clastos angulares (guijarros con 4-64 mm y gránulos 2-4 mm) de un mismo tipo de caliza (wackstone a packstone de bioclastos y litoclastos), acompañadas de fragmentos angulares de pedernal (guijarros con 4-64 mm). Los clastos se encuentran cementados por un material calcítico arcilloso. Estas características son comparables a antes descritas para las unidades El Abra y Tamabra, que podrían ser los precursores de este depósito en el borde de la plataforma.

6.6 PERIODO DE DEPÓSITO DE VOLCANICLÁSTICOS EN EL MAR INTERIOR OCCIDENTAL DE NORTEAMÉRICA

Es importante señalar que, durante el presente estudio no fue posible generar nuevos datos geocronológicos para los estratos de toba alterada de la Formación San Felipe. Sin embargo, el desarrollo de la base de datos permite la comparación temporal de las capas volcánicas que han sido reportadas a través del MIO y aquellas que ocurren en el Noreste de México (Figura 6.9). En este esquema se aprecia una separación entre los datos que podría estar relacionada con diferentes pulsos de actividad volcánica. Entre 100 y 90 Ma existe evidencia de vulcanismo en el centro de EE. UU. y Canadá, seguida de otro pulso entre 80 y 70 Ma. El evento del Ártico Canadiense ocurrió entre 90 y 75 Ma. En contraste, en el Noreste de México podría haber un evento volcánico más o menos continuo entre 100 y 80 Ma.

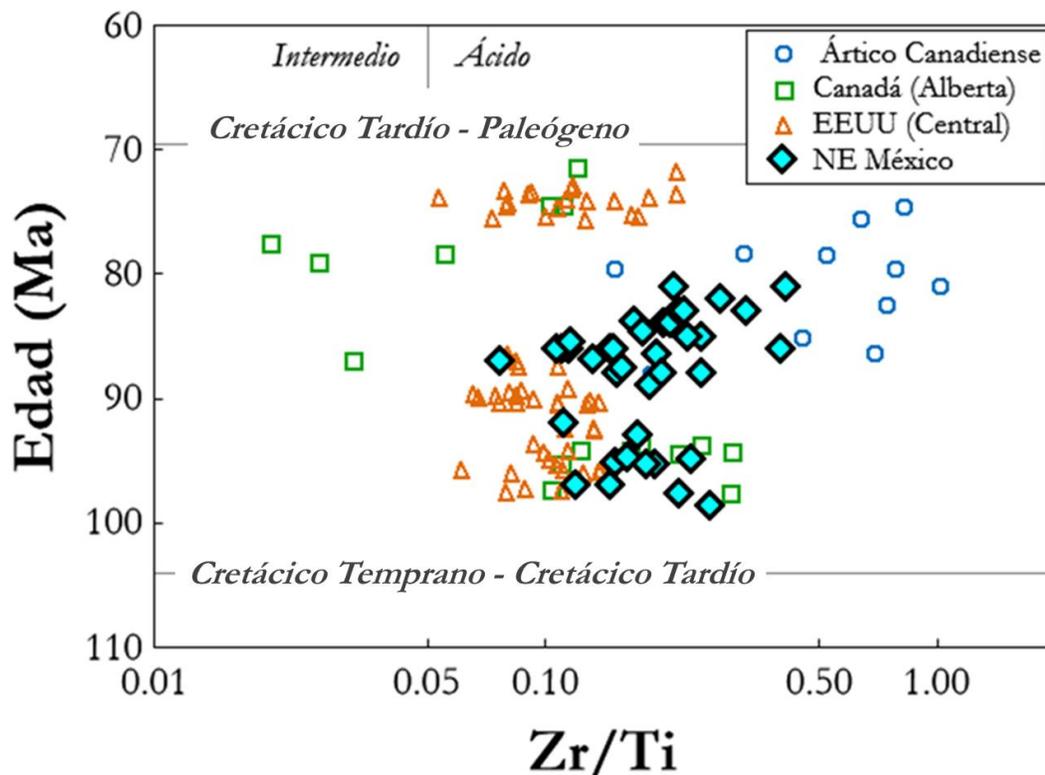


Figura 6.9. Comparación de edades (Ma) – Zr/Ti para las capas volcánicas reportadas a lo largo del MIO y las reportadas en el noreste de México.

CAPÍTULO VII

CONCLUSIONES

Durante el desarrollo de esta Tesis de Maestría, se llevó a cabo la identificación y muestreo de los estratos volcániclasticos incluidos en las secciones de la Formación San Felipe (Cretácico Tardío) de Cerro Prieto (Linares, Nuevo León), Juan Capitán (Rumbo Nuevo, Tamaulipas) y Tlatempa (Zacatlán, Puebla). Se desarrolló el análisis mineralógico y geoquímico del material colectado a fin de generar un modelo petrológico que explique su origen. Los resultados más relevantes del estudio se describen a continuación:

- (a) En el área de Cerro Prieto, la Formación San Felipe consiste en estratos de caliza arcillosa, marga y lutita de espesores medianos (~ 40 cm), que se intercalan con horizontes de tobas (con evidencia de icnofauna) de espesor delgado (~ 15 cm). En la localidad Juan Capitán, la unidad se caracteriza por una alternancia de brecha carbonatada, caliza arenosa, lutita y horizontes de toba alterada (espesor < 60 cm). En la localidad Tlatempa, la secuencia sedimentaria incluye espesores gruesos de marga (2 a 7 m) y lutita (~ 1 m), intercalados con toba alterada de ~ 12 cm.
- (b) La brecha carbonatada en la localidad Juan Capitán incluye fragmentos de wackestone a packstone, en una matriz calcítico arcillosa, con foraminíferos planctónicos (entre ellos globotruncánidos y heterohélidos), foraminíferos bentónicos, calciesferas y ostrácodos. Se interpretó su depósito en una zona de facies-1-3 y una de microfacies-3.
- (c) Las tobas alteradas de las tres localidades se caracterizan por mostrar una matriz vítreo-arcillosa (con una presencia dominante de illita y clorita), en la que están embebidos microcristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa sódica, circón, opacos y biotita.
- (d) Las capas volcániclasticas se clasificaron geoquímicamente como riolítica – riodacítica, con $\text{SiO}_2 > 50\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10\text{-}20\%$, $\text{Ce} < 100$ ppm y $\text{Zr}/\text{Ti} = 0.03\text{-}0.27$. Una influencia de material carbonatado se observó en las muestras colectadas en la localidad Juan Capitán.
- (e) Los patrones de lantánidos normalizados a condrita de las rocas volcániclasticas se caracterizan por un enriquecimiento en elementos ligeros ($[\text{La}/\text{Yb}]_N < 12$), una anomalía negativa de Eu ($[\text{Eu}/\text{Eu}^*]_N = 0.13 - 0.66$) y un patrón plano de pesados.

- (f) Las rocas volcánicas muestran una afinidad a margen continental activo. El material volcánico se asocia con la actividad volcánica explosiva generada por la subducción de la placa Farallón bajo la placa de Norteamérica (Arco Laramídico) durante el Cretácico Tardío. Las rocas intermedias a ácidas se habrían generado por fusión parcial ($F = 0.02 - 0.5$) de la corteza continental superior.
- (g) Probablemente, el transporte de las cenizas fue relativamente rápido desde los puntos de emisión, en el margen occidental mexicano, hacia los sitios de depósito ($Zr/Sc = 20 - 100$). De acuerdo con las características texturales del material calcáreo, intercalado con los horizontes de toba alterada, es probable que el depósito ocurrió en un ambiente de margen de plataforma en transición a uno de mar abierto. El material volcánico depositado en el ambiente marino se alteró hacia illita y clorita, como se ha corroborado por difracción de rayos-X.
- (h) Finalmente, se efectuó una comparación general de la geoquímica de los depósitos volcánicos colectados en las localidades Cerro Prieto, Juan Capitán y Tlaltempa con aquellos del Cretácico Tardío reportados a lo largo del Mar Interior Occidental de Norteamérica (Ártico Canadiense, Alaska, Norte, Centro y Suroeste de EE. UU. y Noreste de México).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdi, Z., 2014**, Chemostratigraphy of the Austin Chalk and Upper Eagle Ford Shale, South Central, Tx: Master's Thesis. University of Texas, Arlington.
- Adams, D.D., Hurtgen, M.T., Sageman, B.B., 2010**, Volcanic triggering of a biogeochemical cascade during oceanic anoxic event 2, *Nature Geoscience*, 3, 201-204.
- Alemán-Gallardo, E.A., 2016**, Arcos Magmáticos del Ordovícico y del Carbonífero en el Basamento de la Sierra Madre Oriental en el Anticlinorio Huizachal Peregrina: Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 195 pp.
- Alemán-Gallardo, E.A., Ramírez-Fernández, J.A., Rodríguez-Díaz, A.A., Velasco-Tapia, F., Jenchen, U., Cruz-Gámez, E.M., De León Barragán, L., Navarro De León, I., 2019**, Ordovician Continental Arc evidence in the Pre-Mesozoic basement of the Sierra Madre Oriental, Huizachal-Peregrina Anticlinorium, Mexico: *Peregrina Tonalite: Mineralogy and Petrology*, 113, 505-525.
- Almanza-García, C.E., 2018**, Mineralogía y geoquímica de las cenizas volcánicas alteradas de la Formación San Felipe, Sierra Madre Oriental, Galeana, N.L: Tesis de Licenciatura, Facultad Ciencias de la Tierra, UANL, 91 pp.
- Altaner, S.P., Hower, J., Whitney, G., Aronson, J.L., 1984**, Model of K-bentonite formation: Evidence from zoned K-bentonites in disturbed belt, Montana: *Geology*, 12, 412-415.
- Anderson, D.M., Reynolds, R.C., 1966**, Umiat Bentonite: An unusual Montmorillonite from Umiat, Alaska: *American Mineralogist*, 51, 1443-1456.
- Ángeles-Villeda, M.E., Hinojosa-Espinoza, J.J., López-Oliva, J.G., Valdés-González, A., Livas-Vera, M., 2005**, Estratigrafía y microfacies de la parte sur del Cañón La Boca, Santiago, Nuevo León, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22, 272-281.
- Aronson, J.L., Lee, M., 1986**, K-Ar systematics of bentonite and shale in a contact metamorphic zone, Cerrillos, New Mexico. *Clays and Clay Minerals*, 34, 483-487.
- Arthur, M.A., Sageman, B.B., 2004**, Sea-level control on source-rock development: perspectives from the Holocene Black Sea, the mid-Cretaceous Western Interior Basin of North America, and the Late Devonian Appalachian Basin, in Harris, N.B., ed., *The Deposition of Organic-Carbon-Rich Sediments: Models, Mechanisms, and consequences: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications*, 82, 35-59.
- Armas-Zagoya, J. M., 2004**, Cartografía geológica estructural del Valle de Huizachal, como base para el análisis de estabilidad de taludes de la carretera Rumbo Nuevo, Tamps., México: Tesis Doctoral, Facultad Ciencias de la Tierra, UANL, 134 pp.

- Atwater, T.M., Severinghaus, J., 1989**, Tectonic maps of the northeast Pacific, in Winterer, E.L., Hussong, D.M., Decker, R.W. (eds.), *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii: Geological Society of America*, Boulder CO, *The Geology of North America*, N, 15-20.
- Baadsgaard, H., Lerbekmo, J.F., McDougall, I., 1988**, A radiometric age for the Cretaceous–Tertiary boundary based upon K–Ar, Rb–Sr, and U–Pb ages of bentonites from Alberta, Saskatchewan, and Montana: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25, 1088-1097.
- Bamburak, J.D., Nicolas, M.P.B., Hatcher, J., 2013**, Radiometric dating of Late Cretaceous bentonite beds in southwestern Manitoba: In *Report of Activities 2013*, Manitoba Mineral Resources, Manitoba Geological Survey, 129-136.
- Bamburak, J.D., Hamilton, M., Heaman, L.M., 2016**, Geochronology of Late Cretaceous bentonite beds in southwestern Manitoba: 2016 update; in *Report of Activities 2016*, Manitoba Growth, Enterprise and Trade: Manitoba Geological Survey, 168-175.
- Barboza-Gudino, J.R., Orozco-Esquivel, M.T., Gómez-Anguiano, M., Zavala-Monsiváis, A., 2008**, The Early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 25, 49-63.
- Barboza-Gudiño, J.R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G., Barajas-Nigoche, L.D., 2010**, Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance: *Geosphere*, 6, 621-640.
- Barboza-Gudiño, J.R., Ramírez-Fernández, J.A., Torres-Sánchez, S.A., Valencia, V.A., 2011**, Geocronología de circones detríticos de diferentes localidades del Esquisto Granjeno en el noreste de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63, 201-216.
- Barclay, R.S., McElwain, J.C., Sageman, B.B., 2010**, Carbon sequestration activated by a volcanic CO₂ pulse during Ocean Anoxic Event 2: *Nature Geoscience*, 3, 205-208.
- Barker, I.R., Moser, D.E., Plint, A.G., Kamo, S.L., 2011**, High-precision U–Pb zircon ID–TIMS dating of two regionally extensive bentonites: Cenomanian Stage, Western Canada Foreland Basin: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 48, 543-556.
- Barron, E.J., 1987**, Cretaceous plate tectonic reconstructions: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 59, 3-29.
- Balkwill, H.R., 1978**, Evolution of Sverdrup Basin, Arctic Canada: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 62, 28-1004.
- Becerra González, C., 2006**, Estudio geoquímico y mineralógico de la Formación San Felipe, NE de México: Tesis de Licenciatura, Facultad Ciencias de la Tierra, UANL, 110 pp.
- Befus, K.S., Hanson, R.E., Lehman, T.M., Griffin, W.R., 2008**, Cretaceous basaltic phreatomagmatic volcanism in West Texas: Maar complex at Peña Mountain, Big Bend National Park: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 173, 245-264.

- Belcher, R.C., 1979**, Depositional environments, paleomagnetism, and tectonic significance of Huizachal red beds (lower Mesozoic), northeastern Mexico: Texas, USA. M.Sc. thesis, University of Texas at Austin, Austin, TX.
- Bertog, J., Huff, W., Martin, J.E., 2007**, Geochemical and mineralogical recognition of the bentonites in the lower Pierre Shale Group and their use in regional stratigraphic correlation: Geological Society of America Special Paper, 427, 23-50.
- Bertog, J.L., 2013**, Timing of Onset of Volcanic Centers in the Campanian of Western North America as Determined by Distal Ashfalls: Open Journal of Geology, 3, 121-133.
- Bird, P., 1998**, Kinematic history of the Laramide orogeny in latitudes 35°- 49°N, western United States: Tectonics, 17, 780-801.
- Bird, P., 2002**, Stress direction history of the western United States and México since 85 Ma: Tectonics, 21, 5-12.
- Bunge, H.P., Grand, S.P., 2000**, Mesozoic plate-motion history below the northeast Pacific Ocean from seismic images of the subducted Farallon slab: Nature, 405, 337-340.
- Burckhardt, C., 1925**. La faune Jurassique de Mazapil, avec un appendice sur les fossiles du Crétacique inférieur: Boletín del Instituto Geológico de México, 23, 216 pp.
- Bralower, T.J., Silva, I.P., Malone, M.J., 2002**, New evidence for abrupt climate change in the Cretaceous and Paleogene: An Ocean Drilling Program expedition to Shatsky Rise, northwest Pacific: GSA Today, 12, 4-10.
- Breyer, J.A., Busbey III, A.B., Hanson, R.E., Befus, K.E., Griffin, W.R., Hargrove, U.S., Bergman, S.C., 2007**, Evidence of Late Cretaceous Volcanism in Trans-Pecos, Texas: The Journal of Geology, 115, 243-251.
- Blakey, R., 2011**, Paleogeography and geologic evolution of North America. World Wide Web Address: <http://www2.nau.edu/rcb7/nam.html>.
- Blakey C.R., Ranney D.W., 2018**, Ancient Landscapes of Western North America; A Geologic History with Paleogeographic Maps: Springer, USA, 228pp.
- Blanco-Piñón, A., Frey, E., Stinnesbeck, W., López-Oliva, J.G., 2002**, Late Cretaceous (Turonian) fish assemblage from Vallecillo, Northeastern México: Neues Jahrsrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlung, 225, 39-54.
- Byers, C.W., Larson, D.W., 1979**, Paleoenvironments of the Mowry Shale (Lower Cretaceous), Western and Central Wyoming: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 63, 354-375.
- Cadrin, A.A.J., Kyser, T.K., Caldwell, W.G.E., Longstaffe, F.J., 1995**, Isotopic and chemical compositions of bentonites as paleoenvironmental indicators of the Cretaceous Western Interior Seaway: Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology, 119, 301-320.

- Cant, D.C., Stockmal, G.S., 1989**, The Alberta foreland basin-Relationship between stratigraphy and Cordilleran terrane- accretion events: *Canadian Journal of Earth Science*, 26, 1964-1975.
- Cameron, K.L., López, R., Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L.A., Keppie, J.D., Schulze, C., 2004**, U-Pb geochronology and Pb isotopic compositions of leached feldspars: Constraints on the origin and evolution of Grenville rocks from eastern and southern Mexico: *Geological Society of America Memoir*, 197, 755-768.
- Campa-Uranga, M.F., Coney, P.J., 1983**, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- Campa-Uranga, M.F., 1985**, The Mexican Thrust Belt, in Howell, D.G. (ed.), *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region*: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, TX: Earth Sciences Series, 1, 299-313.
- Carrillo-Bravo, J., 1971**, La Plataforma Valles-San Luis Potosí: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 23, 102 p.
- Casas-García R., 2014**, Caracterización petrológica de las nelsonitas precámbricas del complejo Gneis Novillo, NE de México, Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 183 pp.
- Casas-Peña, J.M., Ramírez-Fernández, J.A., Velasco-Tapia, F., Alemán-Gallardo, E.A., Augustsson, C., Weber, B., Frei, G., Jenchen, U., 2021**, Provenance and tectonic setting of the Paleozoic Tamatán Group, NE Mexico: Implications for the closure of the Rheic Ocean. *Gondwana Research*, 91, 205-230.
- Centeno-García, E., Ruíz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., 1993**, Guerrero terrane of Mexico: Its role in the Southern, Cordillera from new geochemical data: *Geology*, 21, 419-422.
- Cole, F., Bird, K.J., Toro, J., Roure, F., O'Sullivan, P.B., Pawlewicz, M., et al., 1997**, An integrated model for the tectonic development of the frontal Brooks Range and Colville Basin 250 km west of the Trans-Alaska Crustal Transect: *Journal of Geophysical Research*, 102, 20,685-20,708.
- Coney, P.J., Reynolds, S.J., 1977**, Cordilleran Benioff zones: *Nature*, 270, 403-406.
- Coney, P.J., Evenchick, C.A., 1994**, Consolidation of the American Cordilleras: *Journal of South American Earth Sciences*, 7, 241-262.
- Conklin, J., Moore, C.M., 1977**, Environmental analysis of the Lower Cretaceous Cupido Formation, northeast Mexico, in Bebout, D.G., Loucks, R.G. (eds.), *Cretaceous carbonates of Texas and Mexico*: University of Texas, Bureau of Economic Geology Reports, 89, 302-323.
- Copeland P., Murphy, M.A., Dupré, W.R., Japen, T.J., 2011**, Oligocene Laramide deformation in southern New Mexico and its implications for Farallón plate geodynamics: *Geosphere*, 7, 1209-1219.

- Copeland, P., Currie, C.A., Lawton, T.F., Murphy, M.A., 2017**, Location, location, location: The variable lifespan of the Laramide orogeny: *Geology*, 45, 223–226.
- Corpstein, P., 1974**, The La Joya and La Boca Formations, in Conklin, J. (ed.), *Geology of Huizachal-Peregrina anticlinorium*: Pan American Geological Society, Field Trip Guidebook, 81-90.
- Cossío-Dülmer, C., Cossío-Dülmer, I., 2020**, Caracterización mineralógica y geoquímica de la Formación San Felipe, Sierra Madre Oriental en el ejido Pedro Carrizales, Rayones, N.L. Tesis de Licenciatura, Facultad Ciencias de la Tierra, UANL, 188 pp.
- Costa, A., Macedonio, G., Folch, A., 2006**, A three-dimensional Eulerian model for transport and deposition of volcanic ashes: *Earth and Planetary Science Letters*, 241, 634-647.
- Cuéllar-Cárdenas, M.A., Nieto-Samaniego, A.F., Levresse, G., Alaniz-Álvarez, S.A., Solari, L., Ortega-Obregón, C., López-Martínez, M., 2012**, Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29, 179-203.
- Chapin, C.E., Lowell, G.R., 1979**, Primary and secondary flow structures in ash-flow tuffs of the Gribbles Run paleovalley, central Colorado: *Geological Society of America Special Paper*, 180, 137-154.
- Christidis, G.E., Huff, W.D., 2009**, Geological aspects and genesis of bentonites: *Elements*, 5, 93-98.
- Crowley, S.S., Stanton, R.W., 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*, 14, pp. 315-331.
- Davis, J.C., 1970**, Petrology of Cretaceous Mowry shale of Wyoming: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 54, 487-502.
- Davis, W.J., Schröder-Adams, C.J., Galloway, J.M., Herrle, J.O., Pugh, A.T., 2017**, U–Pb geochronology of bentonites from the Upper Cretaceous Kanguk Formation, Sverdrup Basin, Arctic Canada: constraints on sedimentation rates, biostratigraphic correlations and the late magmatic history of the High Arctic Large Igneous Province. *Geological Magazine*, 154, 757–776.
- Davies, M.A., Schröder-Adams, C.J., Herrle, J.O., Hülse, P., Schneider, S., Quesnel, A., Harwood, D.M., 2018**, Integrated biostratigraphy and carbon isotope stratigraphy for the Upper Cretaceous Kanguk Formation of the High Arctic Sverdrup Basin, Canada: *Geological Society of America Bulletin* 130, 61–1540.
- DeCelles, P.G. and Giles, K.A., 1996**, Foreland basin systems: *Basin Research*, 8(2), 105-123.
- 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*, 304, 105-168.
- De Cserna, Z., 1956**, Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey: *Publicaciones del XX Congreso Geológico Internacional*, 60 pp.

- De Cserna, Z., 1989**, An outline of the geology of Mexico. En: Bally, A.W., Palmer, A.R. (eds.), *The Geology of the North America - An overview*: Boulder, Colorado, Geological Society of America: *Geology of North America*, A, 233-264.
- De León Barragán, L., 2012**, Magmatismo ácido en el Basamento de la Sierra Madre Oriental, Anticlinorio – Huizachal - Peregrina, Tamaulipas, México, Tesis de Licenciatura, Facultad Ciencias de la Tierra, UANL, 153 pp.
- de Graciansky, P.C., Deroo, G., Herbin, J.P., Montadert, L., Muller, C., Schaaf, A., Sigal, J., 1984**, Ocean-wide stagnation episode in the late Cretaceous: *Nature*, 308, 346–349.
- Desmares, D., Grosheny, D., Beaudoin, B., Gardin, S., Gauthier-Lafaye, F., 2007**, High resolution stratigraphic record constrained by volcanic ash beds at the Cenomanian-Turonian boundary in the Western Interior Basin, USA: *Cretaceous Research*, 28, 561-582.
- Dickinson, W.R., Klute, M.A., Hayes, M.J., Janecke, S.U., Lundin, E.R., McKittrick, M.A., Olivares, M.D., 1988**, Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region: *Geological Society of American Bulletin*, 100, 1023-1039.
- Dowe, D.S., Nance, R.D., Keppie, J.D., Cameron, K.L., Ortega-Rivera, A., Ortega-Gutierrez, F., Lee, J.W.K., 2005**, Deformational history of the Granjeno schist, Ciudad Victoria, Mexico: constraints on the closure of the Rheic Ocean? *International Geology Review*, 47, 920–937.
- Dumble, E.T., 1911**, Tertiary deposits of northeastern Mexico: *Science*, 33, 232-234.
- Dunham, R.J., 1962**, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in Ham, W.E. (ed.), *Classification of carbonate rocks, A symposium*: American Association of Petroleum Geologist Mem. 1, 108-171.
- Dyman, T.S., Tysdal, R.G., Perry, Jr., W.J., Obradovich, J.D., Haley, J.C., Nichols, D.J., 1997**, Correlation of Upper Cretaceous strata from Lima Peaks area to Madison Range, southwestern Montana and southeastern Idaho, USA: *Cretaceous Research*, 18, 751-766.
- Eccles, D.R., Heaman, L.M., Sweet, A.R., 2008**, Kimberlite-sourced bentonite, its paleoenvironment and implications for the Late Cretaceous K14 kimberlite cluster, northern Alberta: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 45, 531-547.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marrett, R., 2000**, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 1-26.
- Eguiluz de Antuñano, S., 2001**, Geologic evolution and gas resources of the Sabinas Basin in northeastern Mexico, in Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A. (eds.), *The Western Gulf of Mexico Basin – Tectonics, sedimentary basins and petroleum systems*: American Association Petroleum Geologists Memoir, 75, 241-270.

- Ekdale, A., Ekdale, S. R., Wilson, J.L., 1976**, Numerical analysis of carbonate microfacies in the Cupido Limestone (Neocomian-Aptian), Coahuila, Mexico: *Journal of Sedimentary Petrology*, 46, 362-368.
- Elder, W.P., 1988**, Geometry of Upper Cretaceous bentonite beds: implications about volcanic source areas and paleowind patterns, western interior, United States: *Geology*, 16, 835-838.
- Eldrett, J.S., Ma, C., Bergman, S.C., Lutz, B., Gregory, F.J., Dodsworth, P., Phipps, M., Hardas, P., Minisini, D., Ozkan, A., Ramezani, J., Bowring, S.A., Kamo, S.L., Ferguson, K., Macaully, C., Kelly, A.E., 2015**, An astronomically calibrated stratigraphy of the Cenomanian, Turonian and earliest Coniacian from the Cretaceous Western Interior Seaway, USA: Implications for global chronostratigraphy: *Cretaceous Research*, 56, 316–344.
- Elliott, W.C., Edenfield, A.M., Wampler, J.M., Matisoff, G., Long, P.E., 1999**, The kinetics of the smectite to illite transformation in Cretaceous bentonites, Cerro Negro, New Mexico: *Clays and Clay Minerals*, 47, 286-296.
- Elzea, J.M., Murray, H.H., 1990**, Variation in the mineralogical chemical and physical properties of the Cretaceous Clay Spur bentonite in Wyoming and Montana (U.S.A.): *Applied Clay Science*, 5, 229-248.
- Embry, A.F., Osadetz, K.G., 1988**, Stratigraphy and tectonic significance of Cretaceous volcanism in the Queen Elizabeth Islands, Canadian Arctic Archipelago: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25, 1209-1219.
- Embry A.F., 1991**, Mesozoic history of the Arctic islands. In *Geology of the Innuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland* (ed HP Trettin). *Geology of Canada Series no. 3*. Ottawa: Geological Survey of Canada, 371–430.
- Embry, A.F. and Beauchamp, B., 2008**, Sverdrup Basin. In *Sedimentary Basins of the World* (ed. A. D. Miall), 5, 71–451.
- Enos, P., 1974**, Reefs, Platforms, and Basins of Middle Cretaceous in Northern México: *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 5, 800-809.
- Erba, E., 2004**, Calcareous nannofossils and Mesozoic oceanic anoxic events: *Marine Micropaleontology*, 52, 85–106.
- Erbacher, J., Huber, B.T., Norris, R.D. and Markey, M., 2001**, Increased thermohaline stratification as a possible cause for an ocean anoxic event in the Cretaceous period: *Nature*, 409, 325-327.
- Eslinger, E., Highsmith, P., Albers, D., deMayo, B., 1979**, Role of iron reduction in the conversion of smectite to illite in bentonites in the Disturbed Belt, Montana. *Clays and Clay Minerals*, 27, 327-338.

- Fastovsky, D.E., Hermes, O.D., Strater, N. H., Bowring, S. A., Clark, J. M., Montellano, M., Hernandez R, R., 2005**, Pre-Late Jurassic fossil-bearing volcanic and sedimentary red beds of Huizachal Canyon, Tamaulipas, Mexico: *Special Papers-Geological Society of America*, 393, 401 pp.
- Fassett, J.E., Cobban, W.A., Obradovich, J.D., 1997**, Biostratigraphic and isotopic age of the Huerfanito bentonite bed of the upper Cretaceous Lewis Shale at an outcrop near Regina, New Mexico. *New Mexico Geological Society Guidebook, Mesozoic Geology and Paleontology of the four corners region*, 229-232.
- Fanti, F., 2009**, Bentonite chemical features as proxy of late Cretaceous provenance changes: a case study from the Western Interior Basin of Canada: *Sedimentary Geology*, 112-127.
- Fischer, A.G., Arthur, M.A., 1977**, Secular variations in the pelagic realm: *The Society of Economic Paleontologist and Mineralogists Special Publication*, 25, 19-50.
- Fisher, R.V., 1961**, Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks: *Geological Society of America Bulletin*, 72(9), 1409-1414.
- Fisher, R.V., Schmincke, H.U., 1984**, *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, N.Y., 472 pp.
- Fiske, R.S., Tobisch, O.T., 1994**, Middle Cretaceous ash-flow tuff and caldera-collapse deposit in the Minarets Caldera, east-central Sierra Nevada, California: *Geological Society of America Bulletin*, 106, 582-593.
- Finn, T.M., 2010**, Subsurface stratigraphic cross sections of Cretaceous and Lower Tertiary rocks in the Wind River Basin, Central Wyoming, U.S. Geological Survey Digital Data Series DDS-69-V. U.S: Geological Survey, Denver 6, 1-10.
- Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Hudleston, P., Bolaños-Rodríguez, D., Ortega-Flores, B., Serrano, A.V. 2012**. The role of folding in the development of the Mexican fold-and-thrust belt: *Geosphere*, 8, 931-949.
- Fitz-Díaz, E., Camprubí-Cano, A., Cienfuegos-Alvarado, E., Morales-Puente, P., Schleicher, A., van der Pluijm, B.A., 2014**, Newly-formed illite preserves fluid sources during folding of shale and limestone rocks; an example from the Mexican Fold-Thrust Belt: *Earth Planetary Science Letters*, 391, 263-273.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T.F., Juárez-Arriaga, E., Chávez-Cabello, G., 2018**, The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism, and tectonics: *Earth-Science Reviews*, 183, 56-84.
- Flügel, E., 1982**, *Microfacies Analysis of Limestone*: Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag, 633 pp.
- Foreman, B.Z., Rogers, R.R., Deino, A.L., Wirth, K.R., Thole, J.T, 2008**, Geochemical characterization of bentonite in the Two Medicine Formation (Campanian, Montana), including a new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age: *Cretaceous Research*, 29, 373-385.

- Forsman, N.F., 1984**, Durability and Alteration of some Cretaceous and Paleocene pyroclastic glasses in North Dakota: *Journal of Non Crystalline Solids*, 67, 449-461.
- Forster, A., Schouten, S., Baas, M., Damsté, J.S.S., 2007a**, Mid-Cretaceous (Albian– Santonian) sea surface temperature record of the tropical Atlantic Ocean: *Geology*, 35, 919-922.
- Forster, A., Schouten, S., Moriya, K., Wilson, P.A., Damsté, J.S.S., 2007b**, Tropical warming and intermittent cooling during the Cenomanian/Turonian oceanic anoxic event 2 -Sea surface temperature records from the equatorial Atlantic: *Paleoceanography*, 22, 1-14.
- Fortunato, K.S., 1982**, Depositional framework of the La Casita Formation (Upper Jurassic– lowermost Cretaceous) near Saltillo, Coahuila, Mexico: University of New Orleans, Master's thesis, 198 pp.
- Fortunato, K.S., Ward, W.C., 1982**, Upper Jurassic–Lower Cretaceous fan-delta complex, La Casita Formation of the Saltillo area, Coahuila, Mexico: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 32, 473-482.
- Frakes, L.A., 1979**, *Climates throughout geologic time*, Elsevier, 322 pp.
- Friedrich, O., Norris, R.D., Erbacher, J., 2012**, Evolution of middle to Late Cretaceous oceans a 55 my record of Earth's temperature and carbon cycle: *Geology*, 40, 107-110.
- Galloway, J.M., Sweet, A.R., Pugh, A., Schröder-Adams, C.J., Swindles, G.T., Haggart, J.W. and Embry, A.F., 2012**, Correlating middle Cretaceous palynological records from the Canadian High Arctic based on a section from the Sverdrup Basin and samples from the Eclipse Trough: *Palynology*, 36, 277–302.
- Garduño-Martínez, D.E., Puig, T.P., Solé, J., Martini, M., Alcalá-Martínez, J.R., 2015**, K-Ar illite-mica age constraints on the formation and reactivation history of the El Doctor fault zone, central México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32, 306-322.
- Goldhammer, R.K., Lehmann, P.J., Todd, R.G., Wilson, J.L., Ward, W.C., Johnson, C.R., 1991**, Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico: *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Report*, 85 pp.
- Goldhammer, R.K., 1999**, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, in Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 340, 1-58.
- Goldhammer, R.K., Johnson, C.A., 2001**, Middle Jurassic–Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence–stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico rim. En: Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú–Chapa, A. (Eds.) *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems*: AAPG Memoir, 75, 45–81.
- González-García, R., 1976**, Bosquejo Geológico de la Zona Noreste: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 28, 1-50.

- Goodwin, M.B., Deino, A.L., 1989**, The first radiometric ages from the Judith River Formation (Upper Cretaceous), Hill County, Montana: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26, 1384-1391.
- Gorton, M.P., Schandl, E.S., 2000**, From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks: *The Canadian Mineralogist*, 38, 1065-1073.
- Gray, G.G., Pottorf, R.J., Yurewicz, D.A., Mahon, K.I., Pevear, D.R., Chuchla, R.J., 2001**, Thermal and chronological record of syn- to post-Laramide burial and exhumation, Sierra Madre Oriental, México, in Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A. (eds.), *The western Gulf of México Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 75, 159-181.
- Grim, R.E., Guven, N., 1978**, Bentonites: geology, mineralogy, properties, and uses: *Developments in Sedimentology*, 24, 1-256.
- Gursky, H.J., Ramirez-Ramírez, C., 1986**, Notas preliminares sobre el descubrimiento de volcanitas acidas en el Cañón de Caballeros (núcleo del Anticlinorio Huizachal-Peregrina, Tamaulipas, México). *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra. Universidad Autónoma de Nuevo León*, 1, 1-22.
- Gwinn, V.E., Mutch, T.A., 1965**, Intertongued Upper Cretaceous Volcanic and Nonvolcanic Rocks, Central-Western Montana: *Geological Society of America Bulletin*, 76, 1125-1144.
- Hancock, J.M., Kauffman, E.G., 1979**, The great transgressions of the Late Cretaceous: *Journal of Geological Society of London*, 136, 175-186.
- Handoh, I.C., Lenton, T.M., 2003**, Periodic mid-Cretaceous oceanic anoxic events linked by oscillations of the phosphorus and oxygen biogeochemical cycles. *Global Biogeochemical Cycles*, 17, 1-11.
- Hannon, J.S., Huff, W.D., 2019**, Assessing the preservation and provenance of Sr and Nd isotopic signatures in Cretaceous volcanic ash beds: *Lithos*, 346-347, 1-16.
- Hannon, J.S., Huff, W.D., Sturmer, D.M., 2019**, Geochemical relationships in Cretaceous bentonites as inferred from linear discriminant analysis: *Sedimentary Geology*, 390, 1-14.
- Hannon, J.S., 2020**, Reconstructing the Generation, Evolution, and Migration of Arc Magmatism using the Whole-rock Geochemistry of Bentonites: A Case Study from the Cretaceous Idaho-Farallon Arc System: *Doctoral Thesis. University of Cincinnati, Ohio*, 189 pp.
- Haq, B.U., Hardenbol, J.A.N., Vail, P.R., 1987**, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235(4793), 1156-1167.

- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1988**, Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change in Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (eds.), *Sea-Level Changes – An Integrated Approach*: SEPM Special Publication, Tulsa OK, 7-108.
- Haq, B.U., 2014**, Cretaceous eustasy revisited: *Global and Planetary Change* 113, 44-58.
- Hawley, W.B., Allen, R.M., 2019**, The fragmented death of the Farallon plate: *Geophysical Research Letters*, 46, 7386-7394.
- Heim, A., 1926**, Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, Mexico): *Ecologae Geol Helvetiae*, 63, 1201-1220.
- Henry, C.D., McDowell, F.W., Silver, L.T., 2003**, Geology and geochronology of the granitic batholithic complex, Sinaloa, México: Implications for Cordilleran magmatism and tectonics: *Geological Society of America Special Paper*, 374, 237-274.
- Henry, C.D., 2008**, Ash-flow tuffs and paleovalleys in northeastern Nevada: Implications for Eocene paleogeography and extension in the Sevier hinterland, northern Great Basin: *Geosphere*, 4, 1-35.
- Henry, C.D., Faulds, J.E., 2010**, Ash-flow tuffs in the Nine Hill, Nevada, paleovalley and implications for tectonism and volcanism of the western Great Basin, USA: *Geosphere*, 6, 339-369.
- Herrle J.O., Schröder-Adams C.J., Davis W., Pugh A.T., Galloway J.M., Fath J., 2015**, Mid-Cretaceous High Arctic stratigraphy, climate, and Oceanic Anoxic Events: *Geology*, 43, 6-403.
- Hicks, J.F., Obradovich, J.D., 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: *The Journal of Geology*, 103, 243-256.
- Hills, L.V., Strong, W.L., 2007**, **Multivariate** analysis of Late Cretaceous Kanguk Formation (Arctic Canada) palynomorph assemblages to identify nearshore to distal marine groupings: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 55, 72–160.
- Houseknecht, D.W., Schenk, C.J., 2005**, Sedimentology and sequence stratigraphy of the Cretaceous Nanushuk, Seabee, and Tuluvak formations exposed on Umiat Mountain, North-Central Alaska. U.S: *Geological Survey Professional Paper* 1709- B, 18 p.
- Hu, X., Scott R.W., Cai, Y., Wang, C., Melinte-Dobrinescu, M.C., 2012**, Cretaceous oceanic red beds (CORBs): Different time scales and models of origin: *Earth-Science Reviews*, 115, 217-248.
- Huber, B.T., Norris, R.D., MacLeod, K.G., 2002**, Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous: *Geology*, 30, 123-126.
- Humphery, W.E., 1949**, Geology of the Sierra de los Muertos area and paleontology of the La Peña Formation, Mexico: *Geology Society of America Bulletin*, 60, 87-176.

- Ice, R.G., 1981.**, The Cuesta del Cura Formation in North-Central Mexico, in C. I. Smith, ed., Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico: West Texas Geological Society Publication, 58-74.
- Ifrim, C., Stinnesbeck, W., Schafhauser, A., 2005**, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 22, 48-64.
- Imlay, R.W., 1936**, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico; pte. 4, Geology of the western part of the Sierra de Parras: Geological Society of America Bulletin, 47, 1091-1152.
- Imlay, R.W., 1944**, Cretaceous formations of Central America and Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 28, 1077-1195.
- Imlay, R.W., Cepeda, E., Álvarez, M., Díaz, T., 1948**, Stratigraphic relations of certain Jurassic formations in eastern Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 32, 1750-1761.
- Izett, G.A., Cobban, W.A., Dalrymple, G.B., Obradovich, J.D., 1998**, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of the Manson impact structure, Iowa, and correlative impact ejecta in the Crow Creek Member of the Pierre Shale (Upper Cretaceous), South Dakota and Nebraska: Geological Society of America Bulletin, 110, 361-376.
- Jenchen, U., 2007**, La Popa Basin, NE Mexico, an analog for near salt deformation and hydrocarbon trapping: Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Guide Book edited for Force Norway, 60 pp.
- Jenchen, U., 2018**, Petrography and geochemistry of the Triassic El Tranquilo Group, Deseado Massif, Patagonia, Argentina: Implications for provenance and tectonic setting: Journal South American Earth Sciences, 88, 530-550.
- Jenkyns, H.C., 1980**, Cretaceous anoxic events: from continents to oceans: Journal of the Geological Society, 137, 171-188.
- Jinnah, Z.A., Roberts, E.M., Deino, A.L., Larsen, J.S., Link, P.K., Fanning, C.M., 2009**, New ^{40}Ar - ^{39}Ar and detrital zircon U-Pb ages for the Upper Cretaceous Wahweap and Kaiparowits formations on the Kaiparowits Plateau, Utah: implications for regional correlation, provenance, and biostratigraphy: Cretaceous Research, 30, 287-299.
- Johnson, C.R., 1991**, Depositional cycles of the Zuloaga (Oxfordian-Kimmeridgian?) Formation, Sierra de Bunuelos, Coahuila, Mexico: University of New Orleans, Master's thesis, 242 pp.
- Kauffman, E.G., 1984**, Paleobiogeography and evolutionary response dynamic in the Cretaceous Western Interior Seaway of North America. Jurassic-Cretaceous biochronology and paleogeography of North America: Geological Association of Canada Special Paper, 27, 273-306.
- Kauffman, E.G., Caldwell, W.G.E., 1993**. The Western Interior Basin in space and time. En: Caldwell, W.G.E., Kauffman, E.G. (eds.), Evolution of the Western Interior Basin: Geological Association of Canada Special Paper, 39, 1-30.

- Keller, G., 2008**, Cretaceous climate, volcanism, impacts, and biotic effects: *Cretaceous Research*, 29, 754-771.
- Keller, G., Sahni, A., Bajpai, S., 2009**, Deccan volcanism, the KT mass extinction and dinosaurs: *Journal of biosciences*, 34(5), 709-728.
- Keppie, J.D., 2004**, Terranes of Mexico revisited: A 1.3 billion year odyssey: *International Geology Review*, 46, 76–794.
- Kiipli, T., Kallaste, T., Nestor, V., 2010**, Compositions and correlation of volcanic ash beds of Silurian age from the eastern Baltic: *Geological Magazine*, 147, 895-909.
- Kirschbaum, M.A., Roberts, L.N.R., 2005**, Stratigraphic framework of the Cretaceous Mowry Shale, Frontier Formation and adjacent units, southwestern Wyoming Province, Wyoming, Colorado, and Utah, in U.S: Geological Survey Digital Data Series DDS–69–D, 1–31.
- Klein, C., Hulburt, C.S., 1999**, *Manual de Mineralogía (basado en James D. Dana)*. Wiley, New York, 681 pp.
- Kowallis, B.J., Heaton, J.S., 1987**, Fission-track dating of bentonites and bentonitic mudstones from the Morrison Formation in Central Utah: *Geology*, 15, 1138-1142.
- Kowallis, B.J., Christiansen, E.H., Deino, A., 1989**, Multi-characteristic Correlation of Upper Cretaceous Volcanic Ash Beds from Southwestern Utah to Central Colorado: *Utah Geological and Mineral Survey*, 89-5, 1-22.
- Lambert, R.S.J., 1971**, The pre-Pleistocene Phanerozoic time-scale – a review. In: Harland, W.B., Francis, E.H. (eds.), *The Phanerozoic time-scale: a supplement*: Geological Society of London Special Publication, 5, 9-31.
- Lanphere, M.A., TAILLEUR, I.L., 1983**, K-Ar Ages of Bentonites in the Seabee Formation, Northern Alaska: A Late Cretaceous (Turonian) Time-scale Point: *Cretaceous Research*, 4, 361-370.
- Larson, R.L., 1991**, Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume: *Geology*, 19(6), 547-550.
- Laudon, R.C., 1984**, Evaporite diapirs in the La Popa basin, Nuevo Leon, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 95, 1219-1225.
- Lawlor, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K. L., Ochoa-Camarillo, H., Sampson, D.E., 1999**, U-Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of eastern Mexico: *Precambrian Research*, 94, 73-100.
- Lee, C.T.A., Jiang, H., Ronay, E., Minisini, D., Stiles, J., Neal, M., 2018**, Volcanic ash as a driver of enhanced organic carbon burial in the Cretaceous, *Scientific Reports*, 8, 1-9.
- LePain, D.L., McCarthy, P.J. and Kirkham, R., 2009**, Sedimentology, stacking patterns, and depositional systems in the middle Albian-Cenomanian Nanushuk Formation in outcrop, Central North Slope, Alaska: Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys Report on Investigations 2009-1, 86 pp.

- Lerbekmo, J.F., 1968**, Chemical and modal analyses of some Upper Cretaceous and Paleocene bentonites from western Alberta: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 5, 1505-1511.
- Lerbekmo, J.F., 2002**, The Dorothy bentonite: an extraordinary case of secondary thickening in a late Campanian volcanic ash fall in central Alberta: *Canadian Journal of Earth Sciences*; 39, 1745-1754.
- Liu, L., Spasojević, S., Gurnis, M., 2008**, Reconstructing Farallon plate subduction beneath North America back to the Late Cretaceous: *Science*, 322(5903), 934-938.
- Lockshin, S.N., Yacobucci, M.M., Gorsevski, P., Gregory, A., 2017**, Spatial characterization of cretaceous Western Interior Seaway paleoceanography using foraminifera, fuzzy sets and Dempster-Shafer theory: *GeoResJ*, 14, 98-120.
- López-Doncel, R., 2003**, La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles – San Luis Potosí, centro-noreste de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 20, 1-19.
- López-Ramos, E., 1979**, *Geología de México*, III: México, DF, 454 pp.
- López-Ramos, E., 1982**, *Geología de México*; Provincia VI Noreste de México: México, D.F, 244-290.
- Loucks, R.G., 1977**, Porosity development and distribution in shoalwater carbonate complexes—subsurface Pearsall Formation (Lower Cretaceous), south Texas, in Bebout, D.G., Loucks, R.G. (eds.), *Cretaceous carbonates of Texas and Mexico*: University of Texas, Bureau of Economic Geology Report of Investigations, 89, 97-126.
- Lynds, R.M., Slattery, J.S., 2017**, Correlation of the Upper Cretaceous Strata of Wyoming: Wyoming State Geological Survey (Open File Report 2017–3).
- Maiklem, W.R., Campbell, F.A., 1965**, A study of the clays from Upper Cretaceous bentonites and shales in Alberta: *Canadian Mineralogist*, 8, 354-371.
- Martínez-Limas, N.A., Gómez-Alejandro, A.G., 2008**, Formación San Felipe; caracterización mineralógica y geoquímica de rocas clásticas en la parte norte de la Sierra Madre Oriental, NE de México: Tesis de Licenciatura, Facultad Ciencias de la Tierra, UANL, 149 pp.
- Martínez-Paco, M., 2012**, Análisis petrográfico, geoquímico y geocronológico U-Pb de cenizas volcánicas alteradas de la Formación San Felipe (Cretácico Superior), en Cerro de Labradores, Galeana, N. L., Sierra Madre Oriental: Tesis de Maestría, Facultad Ciencias de la Tierra, UANL, 121 pp.
- Marret, R., 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, p. 69-98.

- McDonough, K.J., Cross, T.A., 1991**, Late Cretaceous sea level from a paleoshoreline: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B4), 6591-6607.
- McFarlan, E. Jr., Stone, S.W., 1977**, Petroleum exploration potential of Lower Cretaceous sediments, U.S. Gulf Coast: Exxon Production Research Company Report, 56 pp.
- McLean, J.R., 1971**, Stratigraphy of the Upper Cretaceous Judith River Formation of the Canadian Great Plains: Saskatchewan Research Council, Geology Division, Report 11, 1-96.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G.N., 1993**, Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics, in M.J. Johnsson, A. Basu (eds.) *Processes Controlling the Composition of Clastics Sediments: Geological Society of America Special Paper*, 284, 21-40.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., Hemming, S.R., 2008**, Composition, differentiation, and evolution of continental crust: Constrains from sedimentary rocks and heat flow. En: Brown, M., Rushmer, T., (eds.), *Evolution and differentiation of the continental crust: Cambridge University Press*, Cambridge, Reino Unido.
- Meiburg, P., 1987**, Paleogeografía y desarrollo estructural del Cretácico de la Sierra Madre Oriental septentrional, México, in Meiburg, P. (ed.), *El Cretácico de México y América Central. Simposio Internacional: Actas Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León*, 2, 197-199.
- Michalzik, D., 1988**, Trias bis tiefste Unter-Kreide der Nordostlichen Sierra Madre Oriental, Mexiko—Fazielle Entwicklung eines passiven Kontinental randes: *Technischen Hochschule Darmstadt, Ph.D. Thesis*, 247 pp.
- Michalzik, D., 1991**, Facies sequence of Triassic-Jurassic red beds in the Sierra Madre Oriental (NE Mexico) and its relation to the early opening of the Gulf of Mexico: *Sedimentary Geology*, 71, 243-259.
- Michalzik, D., Schumann, D., 1994**, Lithofacies relations and palaeoecology of a Late Jurassic to Early Cretaceous fan delta to shelf depositional system in the Sierra Madre Oriental of north-east Mexico: *Sedimentology*, 41, 463-477.
- Miller, K.G., Wright, J.D., Browning, J.V., 2005**, Visions of ice sheets in a greenhouse world: *Marine Geology*, 217, 215-231.
- Miller B.V., Dostal J., Keppie J.D., Nance R.D., Ortega-Rivera A., Lee J.K.W., 2007**, Ordovician calcalkaline granitoids in the Acatlán Complex, southern México: Geochemical and geochronologic data and implications or the tectonics of the Gondwanan margin of the Rheic Ocean: *Geological Society of America, Special Paper*, 423, 465-475 pp.
- Mixon, R.B., Murray, G.E., Díaz, T.G., 1959**, Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), State of Tamaulipas, Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 43, 757-771.

- Mixon, R.B., 1963**, The Jurassic Formations of the Ciudad Victoria Region, Tamaulipas, Mexico: M.Sc. Thesis, Louisiana State University, 70 pp.
- Moore, T.E., Potter, C.J., O'Sullivan, P.B., Shelton, K.L., Underwood, M.B., 2004**, Two stages of deformation and fluid migration in the west-central Brooks Range fold and thrust belt, northern Alaska. In R. Swenson, F. Roure, & J. W. Granath (Eds.), Deformation, fluid flow, and reservoir appraisal in foreland fold and thrust belts: AAPG Hedberg Series, no. 1, 157-186.
- Mull, C.G., Houseknecht, D.W., Bird, K.J., 2003**, Revised Cretaceous and Tertiary stratigraphic nomenclature in the Colville Basin, northern Alaska. U.S: Geological Survey Professional Paper, 173, 51 pp.
- Muir, J.M., 1936**, Geology of the Tampico region, Mexico: American Association of Petroleum Geologists Report, 1-280.
- Nance, R.D., Fernández-Suárez, J., Keppie, J.D., Storey, C., Jeffries, T.E., 2007**, Provenance of the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, Mexico: Detrital zircon U-Pb age constraints and implication for the Paleozoic paleogeography of the Rheic Ocean, in Linnemann, U., Nance, R.D., Kraft, P., Zulauf, G. (eds.), The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian Variscan collision: Geological Society of America Special Paper, 423, 453-464.
- 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, Facultad Ciencias de la Tierra, UANL.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., Camprubí, A., 2005**, La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57, 285-317.
- Nielsen, K.S., Schröder-Adams, C.J., Leckie, D.A., 2003**, A new stratigraphic framework for the Upper Colorado Group (Cretaceous) in Southern Alberta and Southwestern Saskatchewan, Canada: Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 51, 304-346.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Jenchen, U., Guerrero-Suategui, M., 2008**, Facies y sistemas de depósito del Miembro Arenoso Galeana (Formación Taraises, Cretácico Inferior, NE de México): Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 25, 438-464.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Guerrero-Suástegui, M., Jenchen, U., 2012**, Petrografía y procedencia del miembro arenoso galeana (Formación Taraises, Valanginiano-Hauteriviano Temprano), Sierra Madre Oriental, NE México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 64, 335-352.
- Oivanki, S.M., 1974**, Paleodepositional environments in the Upper Jurassic Zuloaga Formation (Smackover), northeast Mexico: Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, 24, 258-278.

- Orozco-Esquivel, M.T., 1990**, Zur Petrologie des Kristallins im Huizachal-Peregrina-Fenster, Sierra Madre Oriental, Mexiko, Tesis de Maestría, Institut für Petrographie und Geochemie der Universität Karlsruhe, 133 pp.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1978**, Geología y estratigrafía (Cretácico Superior) del límite suroeste del estado de Nuevo León: Revista del Instituto de Geología, UNAM, 2, 37-44.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1982.**, Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepcion del Oro, Saltillo, and Monterrey, Mexico: Texas, University of Texas at Austin, Tesis Doctoral, 217 pp.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1986**, Post Paleozoic tectonics of northeast Mexico and it's role in the evolution of the Gulf of Mexico: Geofísica Internacional, 25, 157-206.
- Philpotts, A.R., 1990**, Principles of Igneous and Metamorphic Petrology: Prentice Hall, NJ, 498 p.
- Parsons, M.B., 1994**, Geochemistry and Petrogenesis of Late Cretaceous Bentonites from the Kanguk Formation, Axel Heiberg and Ellesmere Islands, Canadian High Arctic: Bachelor's Thesis. Dalhousie University, Nova Scotia.
- Patchett, P.J., Ruiz, J., 1987**, Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico, Contributions to Mineralogy and Petrology, 96, 523-528.
- Payenberg, T.H.D., Braman, D.R., Davis, D.W., 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, 39, 1553-1577.
- Pemex, 1988**, Estratigrafía de la República Mexicana-Mesozoico: Subdirección de Producción Primaria, Coordinación Ejecutiva de Exploración, Informe Inédito.
- Pierce, J.D., 2014**, U-Pb Geochronology of the Late Cretaceous Eagle Ford Shale, Texas; Defining Chronostratigraphic Boundaries and Volcanic Ash Source: M.Sc. Thesis. University of Texas, Austin.
- Pierce, J.D., Ruppel, S.C., Rowe, H., Stockli, D., 2016**, Zircon U–Pb Geochronology and Sources of Volcanic Ash Beds in the Upper Cretaceous Eagle Ford Shale, South Texas: Gulf Coast Association of Geological Societies Journal, 5, 253–274.
- Pointon, M.A., Flowerdew, M.J., Hülse, P., Schneider, S., Whitehouse, M.J., 2019**, Mixed local and ultra-distal volcanic ash deposition within the Upper Cretaceous Kanguk Formation, Sverdrup Basin, Canadian Arctic Islands. Geological Magazine, 156, 2067-2084.
- Potts, P.J., 1992**, A Handbook of Silicate Rock Analyses, Blackie (Glasgow), 622pp.
- Philpotts, A. R., 1990**, Principles of Igneous and Metamorphic Petrology: Prentice Hall, NJ, 498 pp.
- Prokoph, A., Villeneuve, M., Agterberg, F.P., Rachold, V., 2001**, Geochronology and calibration of global Milankovitchcyclicity at the Cenomanian-Turonian boundary: Geology, 29, 523-526.

- Pugh, A.T., Schröder-Adams, C.J., Carter, E.S., Herrle, J.O., Galloway, J., Haggart, J.W., Andrews, J.L., Hatsukano, K., 2014**, Cenomanian to Santonian radiolarian biostratigraphy, carbon isotope stratigraphy and paleoenvironments of the Sverdrup Basin, Ellef Ringnes Island, Nunavut, Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 413, 101–22.
- Ramírez-Díaz, A., 2012**, Estudio geológico-estructural del anticlinal la Caja (área Bonanza-Providencia), Sierra Madre Oriental, NE de Zacatecas: Tesis de Maestría, Facultad Ciencias de la Tierra, UANL, 157 pp.
- Ramírez-Fernández, J.A., Jenchen, U., 2016**, Cinturones orogénicos sepultados bajo la Sierra Madre Oriental: basamento precámbrico y paleozoico: *Ciencia UANL/año19*, 80, 47-53.
- Ramírez-Fernández, J.A., Alemán-Gallardo, E.A., Cruz-Castillo, D., Velasco-Tapia, F., Jenchen, U., Becchio, R., De León-Barragán, L., Casas-Peña, J.M., 2021**, Early Mississippian precollisional, peri-Gondwanan volcanic arc in NE-Mexico: Aserradero Rhyolite from Ciudad Victoria, Tamaulipas: *International Journal Earth Sciences*, <https://doi.org/10.1007/s00531-021-01992-3>.
- Riehle, J.R., Miller, T.F., Paquereau-Lebti, P., 2010**, Compaction profiles of ash-flow tuffs: modeling versus reality: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 195, 106-120.
- Roberts, L.N.R., Kirschbaum, M.A., 1995**, Paleogeography of the Late Cretaceous of the Western Interior of middle North America-coal distribution and sediment accumulation: United States Geological Survey, Professional Paper, 1561, 1-49.
- Roberts, E.M., Deino, A.L., Chan, M.A., 2005**, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of the Kaiparowits Formation, southern Utah, and correlation of contemporaneous Campanian strata and vertebrate faunas along the margin of the Western Interior Basin: *Cretaceous Research*, 26, 307-318.
- Roberts, E.M., Sampson, S.D., Deino, A.L., Bowring, S.A., Buchwaldt, R., 2013**, The Kaiparowits Formation: a remarkable record of late Cretaceous terrestrial environments, ecosystems, and evolution in western North America. In: *At the Top of the Grand Staircase: the late Cretaceous of Southern Utah*. Titus, A.L., Loewen, M.A. (eds.) Indiana University Press, Bloomington, IN, USA, Chapter 6, 85-106.
- Robinson, C.S., Mapel, W.J., Bergendahl, M.H., 1964**, Stratigraphy and structure of the northern and western flanks of the Black Hills uplift, Wyoming, Montana, and South Dakota: U.S. Geological Survey Professional Paper, 404, 134 pp.
- Robinson, G.D., Marvin, R.F., 1967**, Upper Cretaceous volcanic glass from Western Montana: *Geological Society of America Bulletin*, 78, 601-608.
- Rocha-Rocha, M., 2008**, Yacimientos de celestina en la Plataforma Valles-San Luis Potosí: Tesis de Maestría, Instituto de Geología, UASLP, 185 pp.

- Rogers, R.R., Swisher III, C.C., Horner, J.R., 1993**, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age and correlation of the nonmarine Two Medicine Formation (Upper Cretaceous), northwestern Montana, U.S.A: Canadian Journal of Earth Sciences, 30, 1066-1075.
- Rollinson, H.R., 1993**, Discriminating between tectonic environments using geochemical data. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific & Technical, Essex, UK, 171-214.
- Ross, M.A., 1981**, Stratigraphy of the Tamaulipas Limestone, Lower Cretaceous, Mexico, in C. I. Smith, (ed.), Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico: West Texas Geological Society Publication, 43–54.
- Rossi, E., Bagheri, G., Beckett, F., Bonadonna, C., 2021**, The fate of volcanic ash: premature or delayed sedimentation? Nature Communications, 12, 1-9.
- Royer, D.L., 2006**, CO₂-forced climate thresholds during the Phanerozoic: Geochimica et Cosmochimica Acta 70, 5665-5675.
- Ricketts, B., Osadetz, K.G., Embry, A.F., 1985**, Volcanic style in the Strand Fiord Formation (Upper Cretaceous), Axel Heiberg Island, Canadian Arctic Archipelago. Polar Research, 3, 107-122.
- Rubey, W., 1928**, Origin of the siliceous Mowry Shale of the Black Hills region: United State Geological Survey Professional Paper, 154, 153–170.
- Rudnick, R., Gao, S., 2003**, Composition of the Continental Crust, in Holland, H.D.; Turekian, K.K., eds., Treatise of Geochemistry, Volume 3: The Crust, Elsevier, Amsterdam, p. 1-64.
- Ryer, T.A., Phillis, R.E., Bohor, B.F., Pollastro, R.M., 1980**, Use of altered volcanic ash falls in stratigraphic studies of coal-bearing sequences: An example from the Upper Cretaceous Ferron Sandstone Member of the Mancos Shale in central Utah: Geological Society of America Bulletin, 91, 579-586.
- Salazar-Jaramillo, S., McCarthy, P.J., Trainor, T.P., Fowell, S.J., Fiorillo, A.R., 2015**, Origin of Clay Minerals in Alluvial Paleosols, Prince Creek Formation, North Slope, Alaska, U.S.A: Influence of Volcanic Ash on Pedogenesis in the Late Cretaceous Arctic: Journal of Sedimentary Research, 85, 192-208.
- Saldierna-Alarcón, S.G., 2019**, Estudio mineralógico y geoquímico de la Formación San Felipe en la localidad la Huasteca, Santa Catarina, N.L. Tesis de Licenciatura, Facultad Ciencias de la Tierra, UANL, 83 pp.
- Salvador, A., 1987**, Late Triassic–Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 71, 419–451.
- Sarmiento, J.L., Herbert, T.D., Toggweiler, J.R., 1988**, Causes of anoxia in the world ocean: Global Biogeochemical Cycles, 2, 115-128.

- Scafe, D.W., 1975**, Alberta bentonites: Economic Geology Report of the Alberta Research Council 2, 19 pp.
- Scotese, C.R., 1991**, Jurassic and Cretaceous plate tectonic reconstructions: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87, 493-501.
- Schröder-Adams, C.J., Herrle, J.O., Embry, A.F., Haggart, J.W., Galloway, J.M., Pugh, A.T., and Harwood, D.M., 2014**, Aptian to Santonian foraminiferal biostratigraphy and paleoenvironmental change in the Sverdrup Basin as revealed at Glacier Fiord, Axel Heiberg Island, Canadian Arctic Archipelago: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 413, 81–100.
- Schlanger, S.O. and Jenkyns, H.C., 1976**, Cretaceous Oceanic Anoxic Events: Causes and Consequences: *Geologie in Mijnbouw*, 55, 179-184.
- Schlanger, S.O., Arthur, M.A., Jenkyns, H.C., Scholle, P.A., 1987**, The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event, I. Stratigraphy and distribution of organic rich beds and the marine $\delta^{13}\text{C}$ excursion. In: Brooks, J. & Fleet, A.J. (eds) *Marine Petroleum Source Rocks: Geological Society*, London, Special Publications, 26, 371-399.
- Schouten, S., Hopmans, E.C., Forster, A., van Breugel, Y., Kuypers, M.M., Sinninghe Damsté, J.S., 2003**, Extremely high sea-surface temperatures at low latitudes during the middle Cretaceous as revealed by archaeal membrane lipids: *Geology*, 31, 1069–1072.
- Schulte, P., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Barton, P.J., Bown, P.R., Bralower, T.J., Christeson, G.L., Claeys, P., Cockell, C.S., Collins, G.S., Deutsch, A., Goldin, T.J., Goto, K., Grajales-Nishimura, J.M., Grieve, R.A., Gulick, S.P., Johnson, K.R., Kiessling, W., Koeberl, C., Kring, D.A., MacLeod, K.G., Matsui, T., Melosh, J., Montanari, A., Morgan, J.V., Neal, C.R., Nichols, D.J., Norris, R.D., Pierazzo, E., Ravizza, G., Rebolledo-Vieyra, M., Reimold, W.U., Robin, E., Salge, T., Speijer, R.P., Sweet, A.R., Urrutia-Fucugauchi, J., Vajda, V., Whalen, M.T., Willumsen, P.S., 2010**, The Chicxulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceous-Paleogene boundary: *Science*, 327, 1214-1218.
- Segerstrom, K., 1961**, Geología del Sureste del Estado de Hidalgo y del Noreste del Estado de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros: United States Geological Survey*, 147-168
- Seibertz, E., 1988**, El desarrollo cretácico del Archipiélago de Tamaulipas. I. Litogénesis, paleogeografía y datación bioestratigráfica de la Formación San Felipe por medio de inoceramidos en el estado de Nuevo León [The Cretaceous development of the Archipelago of Tamaulipas. I. Lithogenesis, paleogeography and biostratigraphic dating of the San Felipe Formation by means of inoceramides in the state of Nuevo León] (*Turoniano, NE México*): *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares*, 3, 9-29.

- Seibertz, E., 1998**, Evolution of the Mid-Cretaceous in Northern Mexico under paleogeographic aspects: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15, 87-90.
- Servicio Geológico Mexicano, 1998**, Carta Geológico-Minera Zacatlán E14-B14 (mapa), 1:50,000, México, SGM.
- Servicio Geológico Mexicano, 2008**, Carta Geológico-Minera Linares G14-11 (mapa), 1:250,000, México, SGM.
- Servicio Geológico Mexicano, 2010**, Carta Geológico-Minera Ciudad Victoria F14-A29 (mapa), 1:50,000, México, SGM.
- Servicio Geológico Mexicano, 2021a**, Formación El Abra. Léxico Estratigráfico Mexicano. <https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/ElAbra.pdf>.
- Servicio Geológico Mexicano, 2021b**, Formación Tamabra. Léxico Estratigráfico Mexicano. <https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Tamabra.pdf>.
- Servicio Geológico Mexicano, 2021c**, Formación Tamaulipas Superior. Léxico Estratigráfico Mexicano. <https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/TamaulipasSuperior.pdf>.
- Serna-Pedraza, A.A., 2011**, Estudio mineralógico y geoquímico de tobas alteradas de la Formación San Felipe (Cretácico Superior) en la localidad Juan Capitán, Rumbo Nuevo, Tamaulipas, México: Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL.
- Seton, M., Gaina, C., Müller, R.D., Heine, C., 2009**, Mid-Cretaceous seafloor spreading pulse: Factor fiction? *Geology*, 37, 687-690.
- Shimer, G.T., McCarthy, P.J. and Hanks, C.L., 2014**, Sedimentology, stratigraphy, and reservoir properties of an unconventional reservoir in the Cretaceous Nanushuk Formation at Umiat Field, North Slope, Alaska: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 98, 631-661.
- Shimer, G.T., Benowitz, J.A., Layer, P.W. McCarthy, P.J. Hanks, C.L., Wartes, M., 2016**, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and geochemical characterization of Cretaceous bentonites in the Nanushuk, Seabee, Tuluvak, and Schrader Bluff formations, North Slope, Alaska: *Cretaceous Research*, 57, 325-341.
- Skelton, P.W., Spicer, R.A., Kelley, S.P., Gilmour, I., 2003**, *The Cretaceous World*: Cambridge University Press, 360 pp.
- Slaughter, M., Hamil, M., 1970**, Model for deposition of volcanic ash and resulting bentonite: *Geological Society of America Bulletin*, 81, 961-968.
- Slingerland, R., Kump, L.R., Arthur, M.A., Fawcett, P.J., Sageman, B.B., Barron, E.J., 1996**, Estuarine circulation in the Turonian western interior seaway of North America: *Geological Society of America Bulletin*, 108(8), 941-952.
- Smith, C.I., 1981**, Lower Cretaceous stratigraphy and structure, Northern Mexico. - West Texas Geological Society Publications, University of Texas, 74-81.

- Smith, C.R., 1987**, Provenance and depositional environments of the La Casita Formation, Sierra Madre Oriental southwest of Monterrey, northeastern Mexico: Tesis de Maestría, University of New Orleans, Baton Rouge, 143 pp.
- Sohl, N. F., Martínez, E., Salmerón-Ureña, P., Soto-Jaramillo, F., 1991**, Upper Cretaceous, in Salvador, A. (ed.), The Gulf of Mexico Basin: The Geological Society of North America, Boulder CO, 204-244.
- Spasojevic, S., Liu, L., Gurnis, M., 2009**, Adjoint models of mantle convection with seismic, plate motion, and stratigraphic constraints: North America since the Late Cretaceous: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(5), 1-24.
- Spears, D.A. and Duff, P.McL., 1984**, Kaolinite and mixed-layer illite-smectite in Lower Cretaceous bentonites from the Peace River coalfield, British Columbia: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21, 465-476.
- Stanton, T.W. and Hatcher, J.B., 1905**, Geology and paleontology of the Judith River beds: United States Geological Survey, 257, 1-128.
- Stelck, C.R. and Koke, K.R., 1987**, Foraminiferal zonation of the Viking interval in the Hasler Shale (Albian), northeastern British Columbia: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 24(11), 2254-2278.
- Stewart, J. H., Blodgett, R. B., Boucot, A. J., Carter, J. L., López, R., 1999**, Exotic Paleozoic strata of Gondwanan provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, Mexico: *Geological Society of America Special Paper*, 336, 227-252.
- Stone, S.W., 1975**, The Jurassic of the Gulf Coast: Exxon Production Research Company Report (unpublished), 112 pp.
- Suter, M., 1984**, Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles–San Luis Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east-central México: *Geological Society of American Bulletin*, 95, 1387-1397.
- Suter, M., 1987**, Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in eastcentral Mexico: *Geological Society of American Bulletin*, 98, 249-264.
- Sutherland, W.M., 2014**, Wyoming Bentonite—Summary Report, Wyoming State: Geological Survey Summary. Report, Laramie.
- Tardy, M., 1975**, La nappe de Parras: un Traité Essential de la Structure Larammienne du Secteur transverse de la Sierra Madre Oriental, Mexique: *Bulletin of the Geological Society of France*, 17, 77-87.
- Tardy, M., 1980**, Contribution a l'étude geologique de la Sierra Madre Oriental du Mexique: Tesis doctoral, Université Pierre et Marie Curie de Paris, 445 pp.
- Tienda-Garza, J.A., 2018**, Estudio Microfacial, Mineralógico, Geoquímico e Isotópico de la Formación San Felipe (Cretácico Superior), Noreste de México. Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 139 pp.

- Tomsich, C.S., Mccarthy, P.J., Fiorillo, A.R., Stone, D.B., Benowitz, J.A., 2014**, New zircon UPb ages for the lower Cantwell Formation: implications for the Late Cretaceous paleoecology and paleoenvironment of the lower Cantwell Formation near Sable Mountain, Denali National Park and Preserve, central Alaska Range, USA: *Proceedings of the International Conference on Arctic Margins VI*, 19-60.
- Todd, R.G., Mitchum, R.M., 1977**, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 8: Identification of Upper Triassic, Jurassic, and Lower Cretaceous seismic sequences in Gulf of Mexico and offshore west Africa, in Payton, C.E. (ed.), *Seismic stratigraphy—Applications to hydrocarbon exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 26, 145-163.
- Torres-Sánchez, S.A., 2010**, Petrología e interpretación geodinámica del Esquistos Granjeno en el Cañón de Caballeros, Anticlinorio Huizachal-Peregrina, NE de México: Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 186 pp.
- Torres-Sánchez, S.A., 2015**, Implicaciones geodinámicas del complejo metamórfico paleozoico de la Sierra Madre Oriental en el Noreste de México: Tesis doctoral, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 236 pp.
- Tullius D.N., Leier A.L., Galloway J.M., Embry A.F., Pedersen P.K., 2014**, Sedimentology and stratigraphy of the Lower Cretaceous Isachsen Formation: Ellef Ringnes Island, Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. *Marine and Petroleum Geology* 57, 51–135.
- Thomas, R.G., Eberth, D.A., Deino, A.L., 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*, 11, 125-162.
- Triplehorn D.M., Bohor, B.F., 1981**, Altered volcanic ash partings in the C coal bed, Ferron Sandstone Member of the Mancos Shale, Emery Country, Utah: Open-File Rep. United States Geological Survey, 81-775, 43 pp.
- Tyagi, A., Plint, A.G., McNeil, D.H., 2007**, Correlation of physical surfaces, bentonites, and biozones in the Colorado Group from the Alberta Foothills to south-western Saskatchewan, and a revision of the Belle Fourche/Second White Specks formational boundary: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 44, 871–888.
- Varban, B.L., Plint, A.G., 2008**, Palaeoenvironments, palaeogeography, and physiography of a large, shallow, muddy ramp: Late Cenomanian-Turonian Kaskapau Formation, Western Canada foreland basin: *Sedimentology*, 55, 201-233.
- Vakarelov, B.K., Bhattacharya, J.P., Nebrigg, D.D., 2006**, Importance of high-frequency tectonic sequences during greenhouse times of Earth history: *Geology*, 34, 797-800.

- Velasco-Tapia, F., Chávez-Cabello, G., Martínez-Limas, N.A., Gómez-Alejandro, A.G., Becerra-González, C., Medina-Barrera, F., 2009**, Mineralogy and Geochemistry of Upper Cretaceous Volcanic Ash-Layers of the NE Mexico: San Felipe Formation. Gerhard Wörner, Stefan Möller-McNett (eds.) International Lateinamerika-Kolloquium 2009 Abstracts and Program, Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen. 293-295.
- Velasco-Tapia, F., Martínez-Paco, M., Iriondo, A., Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Cruz-Gámez, E.M., Ramos-Ledezma, A., Andaverde, J.A., Ostrooumov, M., Masuch, D., 2016**, Altered volcanic ash layers of the Late Cretaceous San Felipe Formation, Sierra Madre Oriental (Northeastern Mexico): U-Pb geochronology, provenance and tectonic setting: *Journal of South American Earth Sciences*, 70, 18-35.
- Velasco-Tapia, F., 2017**, Chapter 4: Volcanic ash-beds of the Upper Cretaceous San Felipe Formation, Sierra Madre Oriental (Northeastern Mexico): Provenance and petrogenesis based on conventional and statistical tools applied to geochemical data, in Veress, B., Szigethy, J. (eds.), *Horizons in Earth Science Research*, Nova Science Publishers, 16, 67-99.
- Weidie, A.E., Wolleben, J.A., 1969**, Upper Jurassic stratigraphic relations near Monterrey, Nuevo Leon, Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 53, 2418-2420.
- Weidie, A.E., Martínez, J.D., 1970**, Evidence for evaporite diapirism in northeastern Mexico: *AAPG Bulletin*, 54, 655-657.
- Williams, G.D., Stelck, C.R., 1975**, Speculations on the Cretaceous paleogeography of North America, in Caldwell, W.G.E. (ed.), *The Cretaceous System in the Western Interior of North America: Geological Association of Canada Special Paper 13*, 1-20.
- Wilson, J.L., 1969**, Microfacies and sedimentary structures in "deeper water" lime mudstones. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications*, 14, 4-19.
- Wilson, J.L., 1975**, *Carbonate facies in geologic history*: New York, Springer-Verlag, 471 pp.
- Wilson, J.L., Selvius, D.B., 1984**, Early Cretaceous in the Monterrey- Saltillo area of northern Mexico, in Wilson, J.L., Ward, W.C., Finneran, J. (eds.), *A field guide to Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonate platform and basin systems, Monterrey-Saltillo area, northeast Mexico: SEPM Gulf Coast Section Report*, 76 pp.
- Wilson, J.L., 1990**, Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in northeastern Mexico- A review, in Tucker, M., Wilson, J.L., Crevello, P.D., Sarg, J.F., Read, J.F. (eds.), *Carbonate platforms, facies, sequences and evolution: International Association of Sedimentologists Special Publication*, 9, 235-255.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977**, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: *Chemical Geology*, 20, 325-343.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010**, Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. Miner.* 95, 185-187.

- Winker, C.D., Buffler, R.T., 1988**, Paleogeographic evolution of early deep-water Gulf of Mexico and margins, Jurassic to middle Cretaceous (Comanchean): American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 53, 318-346.
- Wolberg, D.L., 1985**, Contributions to Late Cretaceous paleontology and stratigraphy of New Mexico Part I: New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Circular, 195, 1-79.
- Yonkee, W. A., Weil, A. B., 2015**. Tectonic evolution of the Sevier and Laramide belts within the North American Cordillera orogenic system. Earth Science Reviews, 150, 531-593.
- Zeng, Z., Pike, M., Tice, M.M., Kelly, C., Marcantonio, F., Xu, G., Maulana, I., 2018**, Iron fertilization of primary productivity by volcanic ash in the Late Cretaceous (Cenomanian) Western Interior Seaway: Geology, 46, 859-862.
- Ziegler, A.M., Scotese, C.R., Barrett, S.F., 1982**, Mesozoic and Cenozoic paleogeographic maps, in Brosche, P, Sundermann, P.J. (eds.), Tidal friction and the Earth's rotation II, Springer-Verlag, Berlin, 240-252.
- Zonenshain, L.P., Savostin, L.A., Sedova, P., 1984**, Globalnyye paleogeodinamicheskie rekonstruktsii dlya posledvich 160 mln let (Global paleogeodynamic reconstructions of the last 160 million years): Geotektonika, 3, 3-16.
- Zou, H., 2007**, Quantitative Geochemistry, Imperial College Press, London, UK, 304 p.

Anexo I

Depósitos Volcanoclásticos del Mar Interior Occidental de Norteamérica durante el Cretácico Tardío

Numero de reporte	Estado	Localidad	Latitud N (°)	Longitud W (°)	Descripción general	Tipo de roca (Winchester & Floyd, 1977)	Metodo radiométrico	Edad (Ma)	Referencia
C01	Alaska	North Slope	69°03'28''	-152°51'46''	Capas de bentonita / Formaciones Nanushuk, Seabee, Tuluvak, and Schrader Bluff	-	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar ien biotita	NF: 102.6 ± 1.5 102.2 ± 1.1 SF: 106.0 ± 0.9 98.2 ± 0.8 TF: 96.2 ± 2.0 96.6 ± 1.4 SBF: 89.3 ± 4.4	Shimer, G.T., Benowitz, J.A., Layer, P.W. McCarthy, P.J. Hanks, C.L., Wartes, M. 2016. ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar ages and geochemical characterization of Cretaceous bentonites in the Nanushuk, Seabee, Tuluvak, and Schrader Bluff formations, North Slope, Alaska. Cretaceous Research 57, 325-341.
C02	Alaska	Umiat Simpson	69°22'02'' 62°20'03''	-152°08'35'' -152°51'23''	Capas de bentonita / Formación Seabee	-	K-Ar en Biotita	92.4 ± 0.9 93.6 ± 1.2 93.3 ± 0.9 91.5 ± 0.9 93.0 ± 0.9	Lanphere, M.A., Tailleur, I.L. 1983. K-Ar Ages of Bentonites in the Seabee Formation, Northern Alaska: A Late Cretaceous (Turonian) Time-scale Point. Cretaceous Research 4, 361-370.
C03	Alaska	Parque Nacional Denali	63°43'37'' 63°44'05''	-149°32'07'' -149°19'28''	Capas de bentonita / Formación Cantwell	-	U-Pb en circón	74.5 ± 0.9 75.6 ± 0.9 71.5 ± 0.9 71.0 ± 1.1 74.33 ± 3.9 70.84 ± 4.0 72.12 ± 5.2 71.1 ± 3.2 71.6 ± 3.1	Tomsich, C.S., McCarthy, P.J., Fiorillo, A.R., Stone, D.B., Benowitz, J.A. 2014. New zircon UPb ages for the lower Cantwell Formation : implications for the Late Cretaceous paleoecology and paleoenvironment of the lower Cantwell Formation near Sable Mountain, Denali National Park and Preserve , central Alaska Range, USA. Proceedings of the International Conference on Arctic Margins VI, 19-60.

C04	Alaska	Umiat	69°48'58''	-151°29'42''	Capas de bentonita / Formación Seabee	-	-	-	Anderson, D.M., Reynolds, R.C. 1996. Umiat Bentonite: An Unusual Montmorillonite From Umiat, Alaska. American Mineralogist 51, 1443–1456.
C05	Alaska	North Slope	69°42'16'' 69°46'57''	-151°29'47'' -152°01'04''	Capas de ceniza volcánica / Formación Prince Creek	-	-	-	Salazar-Jaramillo, S., McCarthy, P.J., Trainor, T.P., Fowell, S.J., Fiorillo, A.R. 2015. Origin of Clay Minerals In Alluvial Paleosols, Prince Creek Formation, North Slope, Alaska, U.S.A: Influence of Volcanic Ash On Pedogenesis In the Late Cretaceous Arctic. Journal of Sedimentary Research 85, 192-208.
C06	Canadian Artic	Cuenca Sverdrup	78°25'46''	-96°26'13''	Capas de bentonita / Formación Kanguk	-	U-Pb en circón (²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)	90.30 ± 1.80 93.03 ± 0.21 91.94 ± 0.18 91.30 ± 0.15 91.02 ± 0.30 91.23 ± 0.22 93.80 ± 0.21 92.99 ± 0.30 88.47 ± 0.17 88.07 ± 0.12	Davis, W.J., Schröder-Adams, C.J., Galloway, J.M., Herrle, J.O., Pugh, A.T. 2017. U–Pb geochronology of bentonites from the Upper Cretaceous Kanguk Formation, Sverdrup Basin, Arctic Canada: constraints on sedimentation rates, biostratigraphic correlations and the late magmatic history of the High Arctic Large Igneous Province. Geological Magazine 154, 757–776.
C07	Canadian Artic	Isla Axel Heiberg	79°49'15''	-91°16'38''	Estratos volcánicos / Formación Strand Fiord	-	-	-	Ricketts, B., Osadetz, K.G., Embry, A.F. 1985. Volcanic style in the Strand Fiord Formation (Upper Cretaceous), Axel Heiberg Island, Canadian Arctic Archipelago. Polar Research 3, 107-122.
C08	Canadian Artic	Islas Queen Elizabeth	78°44'18''	-91°42'59''	Depósitos piroclásticos basálticos	-	-	-	Embry, A.F., Osadetz, K.G. 1988. Stratigraphy and tectonic significance of Cretaceous volcanism in the Queen Elizabeth Islands, Canadian Arctic Archipelago. Canadian Journal of Earth Sciences 25, 1209-1219.
C09	Canadian Artic	Sawtooth, Isla Ellesmere	79°34'59''	-83°15'02''	Capas de ceniza volcánica / Formación Kanguk	-	U-Pb en circón	83.1 +1.0/-2.1 88.5 +0.4/-1.5 91.3 +0.5/-1.0 90.4 +1.0/-0.8	Pointon, M.A., Flowerdew, M.J., Hülse, P., Schneider, S., Whitehouse, M.J. 2019. Mixed local and ultra-distal volcanic ash deposition within the Upper Cretaceous Kanguk Formation, Sverdrup Basin, Canadian Arctic Islands. Geological Magazine 156, 2067-2084.

C10	Canadian Arctic	Península Fosheim	79°35'40'' 79°52'02''	-83°33'47'' -85°20'02''	Capas de bentonita / Formación Kanguk	-	U-Pb en circón	93.03 ± 0.21 83.80 ± 0.21	Davies, M.A., Schröder-Adams, C.J., Herrle, J.O., Hülse, P., Chneider, S., Quesnel, A., Harwood, D.M. 2018. Integrated biostratigraphy and carbon isotope stratigraphy for the Upper Cretaceous Kanguk Formation of the High Arctic Sverdrup Basin, Canada. Geological Society of America Bulletin 130, 1540-1561.
C11	Canadian Arctic	Islas Axel Heiberg y Ellesmere	79°12'11'' 79°41'01''	-90°57'15'' -84°48'32''	Capas de bentonita / Formación Kanguk	Trachyandesite to Trachyte	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar en sanidino	91.5 ± 0.9 80.7 ± 1.2 65.7 ± 1.68 67.8 ± 3.1	Parsons, M.B. 1994. Geochemistry and Petrogenesis of Late Cretaceous Bentonites from the Kanguk Formation, Axel Heiberg and Ellesmere Islands, Canadian High Arctic: Bachelor's Thesis. Dalhousie University, Nova Scotia.
C12	British Columbia	Campo de carbon Peace River	55°36'59''	-121°35'11''	Capas de bentonita / Formaciones Gates, Moosebar y Gething	-	-	-	Spears, D.A., Duff, P.McL.D. 1984. Kaolinite and mixed-layer illite-smectite in Lower Cretaceous bentonites from the Peace River coalfield, British Columbia. Canadian Journal of Earth Sciences 21, 465-476.
C13	Alberta	Buffalo Head Hills	56°06'58''	-117°44'21''	Capa de bentonita de un núcleo de perforación sedimentario (30 m)	Foidite	U-Pb en circón	91.7 ± 2.9	Eccles, D.R., Heaman, L.M., Sweet, A.R. 2008. Kimberlite-sourced bentonite, its paleoenvironment and implications for the Late Cretaceous K14 kimberlite cluster, northern Alberta. Canadian Journal of Earth Sciences 45, 531-547.
C14	Alberta	Grande Prairie	55°04'48''	-118°59'16''	Capas de bentonita / Formaciones Puskwaskau y Wapiti	Mainly rhyolite and trachyandesite	-	-	Fanti, F. 2009. Bentonite chemical features as proxy of Late Cretaceous provenance changes: A case study from the Western Interior Basin of Canada. Sedimentary Geology 217, 112-127.
C15	Alberta	Foothills	50°41'49''	-113°52'59''	Capas de bentonita / Formaciones Belly River y Edmonton	-	-	-	Lerbekmo, J.F. 1968. Chemical and modal analyses of some Upper Cretaceous and Paleocene bentonites from western Alberta. Canadian Journal of Earth Sciences 5, 1505-1511.
C16	Alberta	Bow River, Alberta Foothills	51°05'00	-114°05'00''	Capas de bentonita / Formación Belly River	-	-	-	Maiklem, W.R., Campbell, F.A. 1965. A study of the clays from Upper Cretaceous bentonites and shales in Alberta. Canadian Mineralogist 8, 354-371.

C17	Alberta	Plateau tuff, Dinosaur Provincial Park	50°45'42''	-111°29'06''	Cenizas volcánicas alteradas / Formación Judith River	Andesite to Rhyolite (petrography)	K-Ar en biotita	72.64 ± 0.81 75.82 ± 0.69	Thomas, R.G., Eberth, D.A., Deino, A.L., 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. <i>Cretaceous Research</i> 11, 125-162.
C18	Alberta	Pembina, Coleman y Mill Creek	53°93'32''	-116°57'65''	Bentonita (Pembina)	-	K-Ar en sanidino	64 ± 1	Lambert, R.S.J. 1971. The pre-Pleistocene Phanerozoic time-scale – a review. In: Harland, W.B., Francis, E.H. (eds.), <i>The Phanerozoic time-scale: a supplement</i> . Geological Society of London Special Publication 5, 9-31.
				Bentonita (Bearpaw shale)			K-Ar en biotita y sanidino	74 ± 2 76.5 ± 3	
				Bentonita (Coleman)			K-Ar en sanidino	92 ± 3	
				Bentonita (Mill Creek)			K-Ar en biotita y sanidino	99 ± 5 101 ± 5	
C19	Alberta	Burnt Timber Creek	51°37'56''	-115°06'14''	Capas de bentonita / Formación Blackstone	-	U-Pb en circón ^(206Pb/238U)	XB: 95.81 ± 0.13 95.86 ± 0.18 95.74 ± 0.32 96.01 ± 0.13 BRB: 94.41 ± 0.17 94.13 ± 0.26 94.04 ± 0.24 94.53 ± 0.34	Barker, I.R., Moser, D.E., Plint, A.G., Kamo, S.L. 2011. High-precision U–Pb zircon ID–TIMS dating of two regionally extensive bentonites: Cenomanian Stage, Western Canada Foreland Basin. <i>Canadian Journal of Earth Sciences</i> 48, 543-556.
C20	Alberta Montana	Coutss Wolf Creek	50°47'93''	-110°33'29''	Capas de bentonita / Formación Pakowki y Upper Eagle Member	-	U-Pb en circón ^(206Pb/238U)	PF: 80.7 ± 0.3 80.7 ± 0.4 UEM: 87.6 ± 0.2 88.7 ± 0.2 88.9 ± 0.5 91.6 ± 0.3 86.2 ± 0.4	Payenberg, T.H.D., Braman, D.R., Davis, D.W., 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. <i>Canadian Journal of Earth Sciences</i> 39, 1553-1577.

C21	Alberta	Valle Red Deer River	51°17'00''	-112°19'00''	Capas de bentonita / Formación Bearpaw Shale	-	Rb/Sr en biotita	73.5 ± 0.4	Lerbeckmo, J.F. 2002. The Dorothy bentonite: an extraordinary case of secondary thickening in a late Campanian volcanic ash fall in central Alberta. Canadian Journal of Earth Sciences 39, 1745-1754.	
C22	Alberta	Youngstown	51°31'29''	-111°11'50''	Capas de bentonita / Formación Second White Specks	-	³⁹ Ar/ ⁴⁰ Ar en biotita	96.4 ± 1.0	Prokoph, A., Villeneuve, M., Agterberg, F.P., Rachold, V. 2001. Geochronology and calibration of global Milankovitchcyclicity at the Cenomanian-Turonian boundary. Geology 29, 523-526.	
C23	Alberta	Cañón Scollard, Valle Red Deer	51°54'00''	-112°58'00''	Bentonitas asociadas con vetas de carbón	-	K-Ar en biotita y sanidino	64.0 ± 0.7	Baadsgaard, H., Lerbeckmo, J.F., McDougall, I. 1988. A radiometric age for the Cretaceous – Tertiary boundary based upon K-Ar, Rb-Sr, and U-Pb ages of bentonites from Alberta, Saskatchewan, and Montana. Canadian Journal of Earth Sciences 25, 1088-1097.	
				67.3 ± 0.7						
				65.4 ± 0.7						
			66.8 ± 0.7							
			64.4 ± 0.7							
Saskatchewan	Frenchman River	49°21'00''	-108°25'00''			Rb-Sr en biotita	63.9 ± 0.2			
							65.6 ± 1.0			
							64.3 ± 0.7			
Montana	Hell Creek	47°32'00''	-106°56'00''			U-Pb en circón	63.9 ± 0.6			
							64.3 ± 0.7			
							64.4 ± 0.6			
C24	Alberta	Calgary	51°14'59''	-114°45'02''	Capas de bentonita / Formación Carlile	-	³⁹ Ar/ ⁴⁰ Ar en biotita	89.19 ± 0.51 89.40 ± 0.31	Nielsen, K.S., Schröder-Adams, C.J., Leckie, D.A. 2003. A new stratigraphic framework for the Upper Colorado Group (Cretaceous) in Southern Alberta and Southwestern Saskatchewan, Canada. Bulletin of Canadian Petroleum Geology 51, 304-346.	
C25	Manitoba	Pembina Hills	49°15'17''	-98°14'18''	Capas de bentonita / Formaciones Carlie and Pierre Shale	-	U-Pb en circón (²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)	CF:	Bamburak, J.D., Nicolas, M.P.B. and Hatcher, J. 2013. Radiometric dating of Late Cretaceous bentonite beds in southwestern Manitoba. In Report of Activities 2013, Manitoba Mineral Resources, Manitoba Geological Survey, p. 129–136.	
										83.4 ± 0.1
										86.8 ± 0.2
										85.2 ± 2.0
										78.8 ± 1.0
										PSF:
	90.1 ± 2.1									
	85.2 ± 1.1									
	96.9 ± 0.5									
	81.5 ± 0.5									

C26	Manitoba	Pembina Hills and Dauphin	49°15'11" 51°08'10"	-98°14'17" -100°04'43"	Capas de bentonita / Formaciones Upper Ashville, Favel, Carlie y Pierre Shale	-	U-Pb en circón	67.2 ± 0.4 80.04 ± 0.11 81.5 ± 0.5 92.54 ± 0.28 96.0 ± 0.2	Bamburak, J.D., Hamilton, M. and Heaman, L.M. 2016. Geochronology of Late Cretaceous bentonite beds in southwestern Manitoba: 2016 update; in Report of Activities 2016, Manitoba Growth, Enterprise and Trade, Manitoba Geological Survey, p. 168–175.
C27	Manitoba Wyoming Montana Dakota del Sur Colorado	Duck Mt. Billings Belle Fourche Pueblo	53°45'39'' 43°04'33'' 43°58'10'' 39°33'01''	-98°48'49'' -107°17'25'' -99°54'06'' -105°46'55''	Capas de bentonita en Canadá y Estados Unidos	-	-	-	Cadrin, A.A.J., Kyser, T.K., Caldwell, W.G.E., Longstaffe, F.J. 1995. Isotopic and chemical compositions of bentonites as paleoenvironmental indicators of the Cretaceous Western Interior Seaway. <i>Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology</i> 119, 301-320.
C28	Montana	Condado Hill	48°44'54''	-110°02'03''	Capas de bentonita / Formación Judith River	-	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar en biotita ⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar en sanidino	78.2 ± 0.2 79.5 ± 0.2 78.2 ± 0.2 78.5 ± 0.2	Goodwin, M.B., Deino, A.L. 1989. The first radiometric ages from the Judith River Formation (Upper Cretaceous), Hill County, Montana. <i>Canadian Journal of Earth Sciences</i> 26, 1384-1391.
C29	Montana	Disturbed Belt	47°29'27''	-112°23'39''	Capas de bentonita / Formaciones Two Medicine, Virgelle Sandstone, y Telegraph Creek	-	-	-	Eslinger, E., Highsmith, P., Albers, D., deMayo, B. 1979. Role of iron reduction in the conversion of smectite to illite in bentonites in the Disturbed Belt, Montana. <i>Clays and Clay Minerals</i> 27, 327-338.
C30	Montana	Cañón Sun River	47°37'00''	-112°43'00''	bentonite-K / Formación Marias River	-	K-Ar en illita / esmectita (área sedimentológica a reelaborada)	54-56	Altaner, S.P., Hower, J., Whitney, G., Aronson, J.L. 1984. Model of K-bentonite formation: Evidence from zoned K-bentonites in disturbed belt, Montana. <i>Geology</i> 12, 412-415.
C31	Montana	Garrison	46°31'23''	-112°48'42''	Rocas volcánicas y no volcánicas / Formación Golden Spike	-	-	-	Gwinn, V.E., Mutch, T.A. 1965. Intertongued Upper Cretaceous Volcanic and Nonvolcanic Rocks, Central-Western Montana. <i>Geological Society of America Bulletin</i> 76, 1125-1144.

C32	Montana	Cut Bank Creek	48°38'05''	-112°19'52''	Capas de bentonita / Formación Two Medicine	-	³⁹ Ar/ ⁴⁰ Ar en biotita y plagioclasa	79.6 ± 0.3 74.1 ± 0.7	Rogers, R.R., Swisher III, C.C., Horner, J.R. 1993. ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar age and correlation of the nonmarine Two Medicine Formation (Upper Cretaceous), northwestern Montana, U.S.A. Canadian Journal of Earth Sciences 30, 1066-1075.
C33	Montana	Seven Mile Hills, Rock City, Flag Butte, and Landslide Butte	48°55'59''	-112°39'08''	Capas de bentonita / Formación Two Medicine	Rhyodacite and trachyandesite	³⁹ Ar- ⁴⁰ Ar en sanidino ³⁹ Ar- ⁴⁰ Ar en plagioclasa	77.52 ± 0.19 75.8 ± 0.7	Foreman, B.Z., Rogers, R.R., Deino, A.L., Wirth, K.R., Thole, J.T. 2008. Geochemical characterization of bentonite beds in the Two Medicine Formation (Campanian, Montana), including a new ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar age. Cretaceous Research 29, 373-385.
C34	Montana	Three Forks	45°53'29''	-111°33'06''	Tobas riódacíticas	Rhyodacite	K-Ar en biotita K-Ar en plagioclasa	74 ± 4 73 ± 2 83 ± 2 74 ± 4 72 ± 7 71 ± 7	Robinson, G.D., Marvin, R.F. 1967. Upper Cretaceous volcanic glass from Western Montana. Geological Society of America Bulletin 78, 601-608.
C35	Montana	Lima Peaks	44°30'00''	-112°30'00''	Capa de porcellanita volcánica / Formación Frontier	-	³⁹ Ar- ⁴⁰ Ar en sanidino	85.81 ± 0.22 85.98 ± 0.27 85.74 ± 0.40 85.83 ± 0.29 85.73 ± 0.27 85.79 ± 0.39	Dyman, T.S., Tysdal, R.G., Perry, Jr., W.J., Obradovich, J.D., Haley, J.C., Nichols, D.J. 1997. Correlation of Upper Cretaceous strata from Lima Peaks area to Madison Range, southwestern Montana and southeastern Idaho, USA. Cretaceous Research 18, 751-766.
C36	Dakota	Black Hills	44°01'03''	-103°47'26''	Caps de ceniza volcánica / Formaciones Mowry Shale y Frontier	Rhyodacite / dacite to trachyandesite	Rb/Sr en biotita U-Pb en circón	98.3 ± 1 97.19 ± 0.9 95.8 ± 1.1 83 ± 1.1 80.6 ± 1.1 98.3 ± 1.1 95.8 ± 1.1	Hannon, J.S., Huff, W.D. 2019. Assessing the preservation and provenance of Sr and Nd isotopic signatures in Cretaceous volcanic ash beds. Lithos 346–347, 1-16.

C39	Dakota	Oacoma, Fort Pierre and Rousseau	44°21'32''	-100°22'33''	Capas de bentonita / Formación Pierre Shale	-	³⁹ Ar/ ⁴⁰ Ar en sanidino	73.64 ± 0.12 73.80 ± 0.11 74.22 ± 0.12 74.13 ± 0.21 74.15 ± 0.20 74.47 ± 0.15	Izett, G.A., Cobban, W.A., Dalrymple, G.B., Obradovich, J.D. 1998. 40Ar/39Ar age of the Manson impact structure, Iowa, and correlative impact ejecta in the Crow Creek Member of the Pierre Shale (Upper Cretaceous), South Dakota and Nebraska. Geological Society of America Bulletin 110, 361-376.
	Colorado	Colorado Springs y Trinidad	38°51'48''	-104°47'31''			³⁹ Ar/ ⁴⁰ Ar en biotita	73.64 ± 0.21 73.79 ± 0.20 73.38 ± 0.27 75.02 ± 0.06	
C37	Dakota	Condado Emmons	46°11'24''	-100°19'41''	Depósito de cenizas volcánicas ricas en vidrio /	-	-	-	Forsman, N.F. 1984. Durability and Alteration of some Cretaceous and Paleocene pyroclastic glasses in North Dakota. Journal of Non Crystalline Solids 67, 449-461.
		Condado Slope	46°24'56''	-103°30'01''	Formaciones Pierre Shale, Fox Hills, Hell Creek y				
		Condado McKenzie	47°33'05''	-101°00'07''	Sentinel Butte				
C38	Dakota	Condado Fall River	38°57'00''	-101°10'00''	Capas de bentonita/ Formación	-	-	-	Bertog, J.L. 2013. Timing of Onset of Volcanic Centers in the Campanian of Western North America as Determined by Distal Ashfalls. Open Journal of Geology 3, 121-133.
	Kansas	Condado Logan	43°13'27''	-103°27'03''	Niobrara y Grupo inferior Pierre Shale				
C40	Wyoming	Upton	44°05'05''	-104°38'22''	Capas de bentonita / Bentonita "Clay Spur"	-	-	-	Elzea, J.M., Murray, H.H. 1990. Variation in the mineralogical chemical and physical properties of the Cretaceous Clay Spur bentonite in Wyoming and Montana (U.S.A.). Applied Clay Science 5, 229-248.
	Montana	Alzada	44°59'17''	-104°24'13''					
C41	Wyoming	Cuenca Bighorn	44°22'47''	-108°02'20''	Capas de bentonita / Formaciones Cloverly, Thermopolis, Mowry, Frontier, Cody, Mesaverde, Pierre y Meetetse	-	-	-	Hannon, J.S., Huff, W.D., Sturmer, D.M. 2019. Geochemical relationships in Cretaceous bentonites as inferred from linear discriminant analysis. Sedimentary Geology 390, 1-14.

C42	Wyoming Montana	Thermopolis Billings	44°33'45'' 45°11'55''	-108°05'18'' -108°47'13''	Capas de bentonita / Formaciones Cloverly, Thermopolis Shale, Mowry, Frontier, Cody Shale, Pierre Shale, Mesa Verde y Meeteetse	-	U-Pb en circón	96.3 ± 0.7 98.0 ± 0.7 97.0 ± 0.7 96.0 ± 1.1 95.8 ± 0.9 97.0 ± 0.7 70.2 ± 0.7 72.2 ± 0.9 70.1 ± 0.7 82.0 ± 1.1 83.0 ± 1.0	Hannon, J.S. 2020. Reconstructing the Generation, Evolution, and Migration of Arc Magmatism using the Whole-rock Geochemistry of Bentonites: A Case Study from the Cretaceous Idaho-Farallon Arc System: Doctoral Thesis. University of Cincinnati, Ohio.
C43	Wyoming	Cuenca Elk	44°57'01''	-108°50'45''	Capas de bentonita / Formación Judith River	-	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar en sanidino	79.34 ± 0.1 80.71 ± 0.55 79.52 ± 0.61	Hicks, J.F., Obradovich, J.D., Tauxe, L. 1995. A New Calibration Point for the Late Cretaceous Time Scale: The ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar Isotopic Age of the C33r/C33n Geomagnetic Reversal from the Judith River Formation (Upper Cretaceous), Elk Basin, Wyoming, USA. The Journal of Geology 103, 243-256.
C44	Wyoming	Cuenca Powder River	43°13'46''	-106°45'14''	Capas de bentonita / Formación Frontier	-	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar en sanidino	97.17 ± 0.69 95.86 ± 0.45 94.93 ± 0.53	Vakarelov, B.K., Bhattacharya, J.P., Nebragic, D.D. 2006. Importance of high-frequency tectonic sequences during greenhouse times of Earth history. Geology 34, 797-800.
C45	Kansas Colorado Nebraska Wyoming Dakota	Condados, Logan Niobrara Fall River Custer	38°57'00'' 43°01'16'' 43°13'27'' 43°40'31''	-101°10'00'' -104°28'20'' -103°27'03'' -103°28'05''	Capas de bentonita / Grupo inferior Pierre Shale	-	³⁹ Ar/ ⁴⁰ Ar en sanidino	80.04 ± 0.4 80.54 ± 0.55	Bertog, J., Huff, W., Martin, J.E. 2007. Geochemical and mineralogical recognition of the bentonites in the lower Pierre Shale Group and their use in regional stratigraphic correlation. Geological Society of America Special Paper 427, 23-50.
C46	Utah	Notom	38°14'00''	-111°07'04''	Capas de bentonita / Formación Morrison	-	Trazas de fisión en circón	99 ± 5	Kowallis, B.J., Heaton, J.S. 1987. Fission-track dating of bentonites and bentonitic mudstones from the Morrison Formation in Central Utah. Geology 15, 1138-1142.
C47	Utah	Campo de carbon Emery	38°50'28''	-111°11'30''	Ceniza volcánica asociada con capas de carbon / Formación Mancos Shale	-	-	-	Crowley, S.S., Stanton, R.W., 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 14, pp. 315-331.

C48	Utah	Grand Staircase–Escalante National Monument	37°24'17''	-111°41'02''	Capas de bentonita / Formación Kaiparowits	-	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar en sanidino	76.19 ± 0.2 75.69 ± 0.1 75.63 ± 0.1 75.96 ± 0.2 75.54 ± 0.1 76.47 ± 0.1 75.85 ± 0.1 75.98 ± 0.2	Roberts, E.M., Sampson, S.D., Deino, A.L., Bowring, S.A., Buchwaldt, R. 2013. The Kaiparowits Formation: a remarkable record of late Cretaceous terrestrial environments, ecosystems, and evolution in western North America. In: At the Top of the Grand Staircase: the late Cretaceous of Southern Utah. Titus, A.L., Loewen, M.A. (eds.) Indiana University Press, Bloomington, IN, USA, Chapter 6, 85-106.
C49	Utah	Kaiparowits Plateau	37°41'46''	-111°47'38''	Capas de bentonita / Formación Wahweap	-	³⁹ Ar- ⁴⁰ Ar en sanidino	80.1 ± 0.3 75.96 ± 0.14 84.5 ± 0.2 83.5 ± 0.3 80.04 ± 0.45 80.71 ± 0.55	Jinnah, Z.A., Roberts, E.M., Deino, A.L., Larsen, J.S., Link, P.K., Fanning, C.M. 2009. New ⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar and detrital zircon U-Pb ages for the Upper Cretaceous Wahweap and Kaiparowits formations on the Kaiparowits Plateau, Utah: implications for regional correlation, provenance, and biostartigraphy. Cretaceous Research 30, 287-299.
C50	Utah	Death Ridge and Valley Quadrangles, Kaiparowits Basin	37°34'36'' 37°26'51''	-111°41'54'' -111°41'49''	Capas de bentonita / Formación Kaiparowits	-	³⁹ Ar/ ⁴⁰ Ar en sanidino	75.02 ± 0.05 75.02 ± 0.04 74.21 ± 0.11 75.96 ± 0.02	Roberts, E.M., Deino, A.L., Chan, M.A. 2005. ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar age of the Kaiparowits Formation, southern Utah, and correlation of contemporaneous Campanian strata and vertebrate faunas along the margin of the Western Interior Basin. Cretaceous Research 26, 307-318.
C51	Utah Colorado	Muddy Creek, Nipple Butte Four Corners, Pueblo	38°24'9'' 37°11'27'' 37°00'06'' 38°15'16''	-110°41'34'' -111°38'47'' -109°03'07'' -104°36'32''	Capas de ceniza volcánica / Formación Greenhorn	-	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar en sanidino ⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar en sanidino Edades de las trazas de fisión en circones y apatitos	96.1 ± 0.2 94.7 ± 0.2 94.5 ± 0.1 95.5 ± 0.2 95.9 ± 0.3 94 ± 8 90 ± 8 96 ± 8 90 ± 10	Kowallis, B.J., Christiansen, E.H., Deino, A. 1989. Multi-characteristic Correlation of Upper Cretaceous Volcanic Ash Beds From Southwestern Utah to Central Colorado. Utah Geological and Mineral Survey 89-5, 1-22.

C52	Utah	Wahweap Wash	37° 01' 30''	-111°34'18''	Capas de bentonita / Interior Occidental, Estados Unidos	-	K-Ar en biotita	90.9 ± 3.4 89.2 ± 3.3 88.2 ± 3.3 72.5 ± 2.5	Elder, W.P., 1988. Geometry of Upper Cretaceous bentonite beds: Implications about volcanic source areas and paleowind patterns, western interior, United States. <i>Geology</i> 16, 835-838.
	Arizona	Blue Point	33°33'28''	-111°34'51''					
		Yale Point	36°22'50''	-109°49'11''					
	New Mexico	Red Wash	36°53'31''	-108°54'55''					
	Colorado	Lower Piedra	37°14'16''	-107°20'36''					
		Pueblo	38°14'02''	-104°41'17''					
			37°35'44''	-102°57'27''					
Kansas	Deora	38°52'44''	-98°41'02''						
Nebraska	Bunker Hill Ponca	42°33'33''	-96°40'34''						
C53	Utah	Emery Coal Field and Castle Valley	38°51'10'' 38°35'57''	-109°21'57'' -111°14'53''	Uso de cenizas en estudios estratigráficos / Miembro Ferron Sandston - Formación Mancos Shale	-	-	-	Ryer, T.A., Phillis, R.E., Bohor, B.F., Pollastro, R.M., 1980. Use of altered volcanic ash falls in stratigraphic studies of coal-bearing sequences: An example from the Upper Cretaceous Ferron Sandstone Member of the Mancos Shale in central Utah. <i>Geological Society of America Bulletin</i> 91, 579-586.
C54	California	Sierra Nevada	38°16'07''	-119°34'25''	Toba de flujo de ceniza y depósito asociado de colapso de caldera	-	U-Pb en circón (²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)	98.3 101.1 99.2	Fiske, R.S., Tobisch, O.T. 1994. Middle Cretaceous ash-flow tuff and caldera-collapse deposit in the Minarets Caldera, east-central Sierra Nevada, California. <i>Geological Society of America Bulletin</i> 106, 582-593.
C55	New Mexico	Cerrillos Mining District	35°30'00''	-106°10'00''	Capas de bentonita / Formación Mancos Shale	-	K-Ar en fracción 1-2 µm	97.8 ± 4.6	Aronson, J.L., Lee, M. 1986. K-Ar systematics of bentonite and shale in a contact metamorphic zone, Cerrillos, New Mexico. <i>Clays and Clay Minerals</i> 34, 483-487.
C56	New Mexico	Cerro Negro	36°18'25''	-106°05'32''	La transformación de esmectita a illita en bentonitas	-	K-Ar en illita/esmectita	CNAR: 100 ± 2 77 ± 1 44 ± 1 CNV: 36 ± 2 43 ± 1 CNVR 41 ± 1 40 ± 1	Elliott, W.C., Edenfield, A.M., Wampler, J.M., Matisoff, G., Long, P.E. 1999. The kinetics of the smectite to illite transformation in Cretaceous bentonites, Cerro Negro, New Mexico. <i>Clays and Clay Minerals</i> 47, 286-296.

C57	New Mexico	Regina	36°11'03''	-106°57'24''	Capas de bentonita / Formación Lewis Shale	-	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar en sanidino	75.74 75.54 75.84 76.17 75.50	Fassett, J.E., Cobban, W.A., Obradovich, J.D. 1997. Biostratigraphic and isotopic age of the Huerfanito bentonite bed of the upper Cretaceous Lewis Shale at an outcrop near Regina, New Mexico. New Mexico Geological Society Guidebook, Mesozoic Geology and Paleontology of the four corners region, pp. 229-232.
C58	New Mexico	San Juan Basin	36°48'11''	-107°14'15''	Capas de bentonita / Miembros Lewis Shale, Naashoibito de Kirtland Shale	-	-	-	Wolberg, D.L., 1985. Contributions to Late Cretaceous paleontology and stratigraphy of New Mexico Part I. New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Circular 195, 1-79.
C59	Texas	Peña Mountain, Big Bend National Park	29°17'21''	-103°12'45''	Depósitos piroclásticos basálticos / Formación Aguja	Basalt Alk-Basalt	U-Pb en circón	76.9 ± 1.2	Befus, K.S., Hanson, R.E., Lehman, T.M., Griffin, W.R. 2008. Cretaceous basaltic phreatomagmatic volcanism in West Texas: Maar complex at Peña Mountain, Big Bend National Park. Journal of Volcanology and Geothermal Research 173, 245-264.
C60	Texas	Rosillos Mountains, Big Bend National Park	29°31'36''	-103°14'36''	Estratos piroclásticos basálticos / Formación Aguja	-	U-Pb en circón	72.6 ± 1.5	Breyer, J.A., Busbey III, A.B., Hanson, R.E., Befus, K.E., Griffin, W.R., Hargrove, U.S., Bergman, S.C. 2007. Evidence of Late Cretaceous Volcanism in Trans-Pecos, Texas. The Journal of Geology 115, 243-251.
C61	Texas	Comstock Austin Karnes Condado Atascosa Condado South Texas	29°41'04'' 30°16'01'' 28°54'32'' 28°51'58''	-101°10'24'' -97°44'35'' -97°52'19'' -98°34'19''	Capas de ceniza volcánica / Eagle Ford Shale	-	U-Pb en circón (²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)	96.8 +1.2/-0.7 96.4 +1.4/-1.0 94.66 ± 0.55 91.95 ± 0.37 89.5 +0.4/-0.8 93.7 ± 0.4 96.3 ± 1.1	Pierce, J.D., Ruppel, S.C., Rowe, H., Stockli, D., 2016. Zircon U-Pb Geochronology and Sources of Volcanic Ash Beds in the Upper Cretaceous Eagle Ford Shale, South Texas. Gulf Coast Association of Geological Societies Journal 5, 253-274.
C62	Texas	Condado McMullen	28°18'36''	-98°29'51''	Ceniza volcánica asociada a la fertilización con hierro / Grupo Eagle Ford	-	-	-	Zeng, Z., Pike, M., Tice, M.M., Kelly, C., Marcantonio, F., Xu, G., Maulana, I., 2018. Iron fertilization of primary productivity by volcanic ash in the Late Cretaceous (Cenomanian) Western Interior Seaway. Geology 46, 859-862.

C63	Texas	Condado La Salle	28°16'38''	-99°05'48''	Estudio de datos geoquímicos / Austin Chalk y Eagle Ford Shale	-	-	-	Abdi, Z., 2014. Chemostratigraphy of the Austin Chalk and Upper Eagle Ford Shale, South Central, Tx: Master's Thesis. University of Texas, Arlington.
C64	Texas Colorado	Maverick Basin Pueblo	29°13'30'' 28°46'33''	-100°44'29'' -99°57'30''	Modelos de edad integrados y ajustados astronómicamente / Grupo Eagle Ford	-	U-Pb en circón (²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)	90.9 ± 0.05 93.66 ± 0.09 97.70 ± 0.18 93.83 ± 0.04 92.90 ± 0.14 94.33 ± 0.15 95.80 ± 0.09	Eldrett, J.S., Ma, C., Bergman, S.C., Lutz, B., Gregory, F.J., Dodsworth, P., Phipps, M., Hardas, P., Minisini, D., Ozkan, A., Ramezani, J., Bowring, S.A., kamo, S.L., Ferguson, K., Macaulay, C., Kelly, A.E. 2015. An astronomically calibrated stratigraphy of the Cenomanian, Turonian and earliest Coniacian from the Cretaceous Western Interior Seaway, USA: Implications for global chronostratigraphy. <i>Cretaceous Research</i> 56, 316–344.
C65	Texas	Osman Canyon	29°47'60''	-101°36'00''	Ceniza volcánica asociada con capas de carbón / Formación Eagle Ford	-	U-Pb en circón (²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)	90.8 ± 0.5 90.7 ± 0.7 90.7 ± 0.8 91.0 ± 0.1	Lee, C.T.A., Jiang, H., Ronay, E., Minisini, D., Stiles, J., Neal, M. 2018. Volcanic ash as a driver of enhanced organic carbon burial in the Cretaceous. <i>Scientific Reports</i> 8, 1-9.
C66	Texas	Comstock Atascosa Karnes Downtown Austin	29°41'04'' 30°16'01'' 28°54'32'' 28°51'58''	-101°10'24'' -97°44'35'' -97°52'19'' -98°34'19''	Capas de ceniza volcánica / Eagle Ford Shale	-	U-Pb en circón (²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)	95.2 ± 2.7 94.6 ± 2.4 89.5 ± 1.7 85.6 ± 1.4 90.2 ± 1.5 92.6 ± 2.1 90.5 ± 1.4 87.1 ± 1.1	Pierce, J.D., 2014. U-Pb Geochronology of the Late Cretaceous Eagle Ford Shale, Texas; Defining Chronostratigraphic Boundaries and Volcanic Ash Source: Master's Thesis. University of Texas, Austin.
C67	Nuevo León Tamaulipas	Linares Iturbide Galeana Rayones Monterrey Jaumave	25°38'57'' 24°58'48'' 24°52'00'' 24°46'42'' 24°37'10'' 24°55'47''	-100°27'3'' -100°3'52'' -100°3'59'' -100°2'01'' -99°45'10'' -99°23'26''	Capas de ceniza volcánica alterada / Formación San Felipe	-	U-Pb en circón (²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)	84.6 ± 0.8 83.4 ± 0.7 84.6 ± 0.6 84.5 ± 0.4 83.2 ± 0.6 78.6 ± 0.5 73.7 ± 0.3	Velasco-Tapia, F., Martínez-Paco, M., Iriando, A., Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Cruz-Gómez, E.M., Ramos-Ledezma, A., Andaverde, J.A., Ostrooumov, M., Masuch, D. 2016. Altered volcanic ash layers of the Late Cretaceous San Felipe Formation, Sierra Madre Oriental (Northeastern Mexico): UPb geochronology, provenance and tectonic setting. <i>Journal of South American Earth Sciences</i> 70, 18-35.

C68	Nuevo León	Linares Galeana Rayones	25°38'57'' 24°52'00'' 24°46'42''	-100°27'3'' -100°3'59'' -100°2'01''	Capas de ceniza volcánica alterada / Formación San Felipe	-	-	-	Velasco-Tapia, F., Chávez-Cabello, G., Martínez-Limas, N.A., Gómez-Alejandro, A.G., Becerra-González, C., Medina-Barrera, F. 2009. Mineralogy and Geochemistry of Upper Cretaceous Volcanic Ash-Layers of the NE Mexico: San Felipe Formation. Gerhard Wörner, Stefan Möller-McNett (eds.) International Lateinamerika-Kolloquium 2009 Abstracts and Program, Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen. pp. 293-295.
C69	Colombia	Altamira	06°12'36''	-75°52'48''	Actividad volcánica subaérea	-	U-Pb en circón	90 ± 2	Buchs, D.M., Kerr, A.C., Brims, J.C., Zapata-Villada, J.P., Correa-Restrepo, T., Rodríguez, G. 2018. Evidence for subaerial development of the Caribbean oceanic plateau in the Late Cretaceous and palaeo-environmental implications. Earth and Planetary Science Letters 499, 62–73.