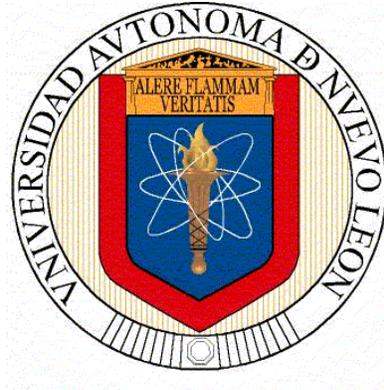


**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



TESIS

**“ESTRATIGRAFÍA Y ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LA
FORMACIÓN AHUICHILA EN LA ZONA SUROESTE DEL SECTOR
TRANSVERSAL DE PARRAS (BAJÍO DE AHUICHILA, COAHUILA)”**

**PRESENTADA POR
EDGAR MEDINA PÉREZ**

**PARA OBTENER EL GRADO DE
MAestrÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

LINARES, NUEVO LEÓN

NOVIEMBRE, 2023



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

La Tesis

**“ESTRATIGRAFÍA Y ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LA FORMACIÓN
AHUICHILA EN LA ZONA SUROESTE DEL SECTOR TRANSVERSAL DE
PARRAS (BAJÍO DE AHUICHILA, COAHUILA)”**

Que presenta

EDGAR MEDINA PÉREZ

Ha sido aceptada como requisito parcial para obtener el grado de

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.

Director de Tesis

**DR. CÉSAR FRANCISCO RAMÍREZ
PEÑA**

LINARES, NUEVO LEÓN

NOVIEMBRE, 2023



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

La Tesis

**“ESTRATIGRAFÍA Y ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LA FORMACIÓN
AHUICHILA EN LA ZONA SUROESTE DEL SECTOR TRANSVERSAL DE
PARRAS (BAJÍO DE AHUICHILA, COAHUILA)”**

Que presenta

EDGAR MEDINA PÉREZ

Ha sido aceptada como requisito parcial para obtener el grado de

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.

Comité de Titulación

Dr. César Francisco Ramírez Peña
Director de Titulación

Dra. Elizabeth Chacón Baca
Co-Directora de Titulación

Dr. Gabriel Chávez Cabello
Co-Director de Titulación

Dr. José Jorge Aranda Gómez
Director Externo de Titulación

LINARES, NUEVO LEÓN

NOVIEMBRE, 2023

DEDICATORIA

Mi tesis la dedico con todo mi amor y cariño a mi esposa **Bettsi Nadxielly García Escobedo**, por todo su tiempo, apoyo y comprensión, por ser mi compañera en el posgrado, y por siempre proponerme cumplir mis metas y seguir adelante.

A mis amados padres, **Irma Idalia Pérez Cardona** y **Gabriel Medina Quezada**, por haberme dado tanto en la vida, por ser mi ejemplo de dedicación, compromiso y honestidad, y por motivarme a cumplir mis metas.

A mis hermanos, **Nallely Guadalupe Medina Pérez** y **Carlos Gabriel Medina Pérez**, por darme ánimos y por estar ahí cuando los momentos más difíciles y por su comprensión ante la ausencia.

AGRADECIMIENTOS

A mi *alma máter* la Universidad Autónoma de Nuevo León (UANL) y a la Facultad de Ciencias de la Tierra (FCT) por permitirme formarme y apoyarme durante la realización del posgrado, y por darme la facilidad de estar en sus instalaciones.

A mi asesor, el **Dr. César Francisco Ramírez Peña**, por sus consejos y apoyo como Director de Tesis y por ser mi Maestro desde mi tesis de licenciatura hasta el posgrado, y gracias por su tiempo en las salidas a campo y apoyo en la elaboración de la presente tesis.

Al Dr. **Gabriel Chávez Cabello**, por haber formado parte del comité de revisión; así como sus consejos, por su tiempo en las salidas a campo y por el conocimiento que compartió conmigo.

A la **Dra. Elizabeth Chacón Baca**, por haber aceptado ser parte del comité que revisó este trabajo de tesis. Agradezco enormemente su disposición y por todo su apoyo e interés, y por el apoyo económico parcial del Proyecto CONAHCyT clave: CF-2023-I-2439 “**El Papel de Biofilmes Microbianos en la Fosilización: Autopsia de Fósiles Mexicanos**” del cual es responsable.

Al **Dr. José Jorge Aranda Gómez**, del Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México, por sus comentarios y observaciones y por el apoyo económico para las salidas al campo y análisis de laboratorio por medio del Proyecto CONACyT clave: IG0101523 “**Acortamiento Tectónico Tardío, Oligoceno Tardío – Mioceno Temprano (?), en el Norte de México: Plegamiento y Cabalgaduras en la Transversal de Parras (Coah) y en la Sierra La Giganta (BCS)**” del cual es responsable.

Al personal docente, administrativo y de intendencia de la Facultad de Ciencias de la Tierra, así como a los profesores que fueron mis maestros y compartieron sus conocimientos durante las clases del posgrado: Dr. Juan Carlos Montalvo, Dr. Fernando Velasco, Dr. Gabriel Chávez y al Dr. Juan Alonso Ramírez.

Al M.P. Victoriano Beraza de la Facultad de Ciencias de la Tierra, por el apoyo brindando en la preparación de las láminas delgadas.

A mis compañeros y amigos de posgrado Roberto Pedraza Villa, Katty Grisel Cano Gonzalez, Roberto Carlos Gomez Torres y Gabriela Arizpe Ruiz por apoyarme en las salidas a campo y en el laboratorio, y por todo el tiempo compartido en el posgrado.

ÍNDICE

	Pág.
LISTA DE FIGURAS	I
RESUMEN	VI
ABSTRACT	VII
CAPÍTULO I: GENERALIDADES	1
1.1 INTRODUCCIÓN	1
1.2 LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO	2
1.3 TRABAJOS PREVIOS	3
1.4 JUSTIFICACIÓN	6
1.5 OBJETIVOS	7
1.6 HIPÓTESIS	8
1.7 METODOLOGÍA	8
1.7.1 Recopilación bibliográfica	8
1.7.2 Trabajo de campo	8
1.7.3 Laboratorio	8
1.7.4 Gabinete	9
CAPÍTULO II: GEOLOGÍA REGIONAL	10
2.1 INTRODUCCIÓN	10
2.2 EL ORÓGENO MEXICANO	10
2.2.1 El Súper Terreno Guerrero	12
2.2.2 Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano	12
2.2.3 Cuencas de antepaís	14
2.3 SECUENCIAS CLÁSTICAS DEL PALEÓGENO	16
CAPÍTULO III: METODOLOGÍA	21
3.1 INTRODUCCIÓN	21
3.2 ANÁLISIS PETROGRÁFICO	21
3.2.1 Generalidades	21
3.2.2 Preparación de las muestras	22
3.2.3 Criterios de análisis	23

3.3 FECHAMIENTO U-PB EN CIRCONES	24
3.3.1 Geocronología U-Pb en circones	24
3.3.2 Principio del método	25
3.3.3 Análisis U-Pb en circones detríticos	27
3.3.3.1 LA-ICP-MS (<i>Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry</i>)	27
3.3.4 Diagramas de Concordia y Edades Máximas de Depósito	28
3.3.5 Metodología de separación de circones	30
CAPÍTULO IV: GEOLOGÍA LOCAL	33
4.1 INTRODUCCIÓN	33
4.2 ESTRATIGRAFÍA DEL CRETÁCICO	33
4.2.1 Formación Taraises	33
4.2.2 Formación Cupido	36
4.2.3 Formación La Peña	38
4.2.4 Formación Aurora	39
4.2.5 Formación Cuesta del Cura	41
4.2.6 Formación Indidura	43
4.2 ESTRATIGRAFÍA DEL PALEÓGENO	44
4.2.1 Formación Ahuichila	44
4.3 ESTRATIGRAFÍA POST-AHUCHILA	48
4.3.1 Rocas ígneas extrusivas	48
4.3.2 Depósitos coluviales y aluviales	49
CAPÍTULO V: RESULTADOS	51
5.1 ANÁLISIS DE LITOFACIES	51
5.1.1 LITOFACIES I-Conglomerado polimíctico inferior	52
5.1.2 LITOFACIES II-Sucesión clástica-vulcanoclástica	53
5.1.3 LITOFACIES III-Evaporitas	55
5.1.4 LITOFACIES IV Sucesión clástica-vulcanoclástica y calizas lacustres	57
5.1.5 Litofacies V-Conglomerado polimíctico superior	59
5.2 ANÁLISIS ESTRUCTURAL	62
5.2.1 Estructuras geológicas	62

5.2.1.1 Descripción de pliegues y estructuras asociadas	63
5.2.1.2 Deformación sin-sedimentaria	67
5.2.1.3 Fallas normales	68
5.2.2 Secciones geológicas	71
5.2.2.1 Sección geológica A-A'	71
5.2.2.2 Sección geológica B-B'	73
5.2.2.3 Sección geológica C-C'	74
5.3 GEOCRONOLOGÍA U-PB EN CIRCONES	75
5.3.1 Parte Inferior de la Fm. Ahuichila (LITOFACIES I)	76
5.3.2 Parte Media de la Fm. Ahuichila (LITOFACIES II-III-IV)	78
5.3.3 Parte Superior de la Fm. Ahuichila (Litofacies V)	81
CAPÍTULO VI: RESULTADOS	83
6.1 INTRODUCCIÓN	83
6.2 AMBIENTE DE DEPÓSITO DE LAS UNIDADES LITOLÓGICAS	84
6.3 INTERPRETACIÓN DE LAS EDADES DETRÍTICAS U-PB	86
6.3.1 Procedencia de los circones detríticos	90
6.4 INTERPRETACIÓN DE LA DEFORMACIÓN TECTÓNICA	92
6.4.1 Sedimentación sin-orogénica de la Fm. Ahuichila	93
6.4.2 Recapitulación de edades de deformación en la zona del Sector Transversal de Parras	94
6.5 MODELO DE EVOLUCIÓN GEOLÓGICA	96
CAPÍTULO VII: CONCLUSIONES	100
7.1 CONCLUSIONES	100
7.2 RECOMENDACIONES	101
BIBLIOGRAFÍA	102
ANEXOS	113

LISTA DE FIGURAS

	Descripción	Pág.
Figura 1.1	Ubicación geográfica del área de estudio.	3
Figura 2.1	Distribución de las principales provincias fisiográficas del Orógeno Mexicano.	11
Figura 2.2	Distribución geográfica de las facies de conglomerado del Paleógeno-Neógeno en México (Imagen Satelital tomada de Bing). La ubicación de los conglomerados se tomó de Imlay (1936; Fm. Mayrán), Rogers <i>et al.</i> (1961; Fm. Ahuichila), Edwards (1955; Conglomerado Zacatecas), Edwards (1995; Conglomerado Guanajuato), Aranda-Gómez y McDowell; Conglomerado Duarte), Fries (1960; Grupo Balsas-Guerrero, Simons y Mapes (1956); Conglomerado El Morro), Erben (1956; Fm. Huajuapán).	18
Figura 3.1	Equipo utilizado en la separación de circones en el Laboratorio de la Facultad de Ciencias de la Tierra: a) Triturador de quijadas Siebtechnik 7/6 utilizado para reducir la muestra; b) Tamizadora; c) Batea de plástico usada para separar minerales pesados; d) Embudo con bromoformo utilizado para la separación gravimétrica; e) Horno Heratherm empleado para el secado de muestras; f) Estufa Nuova utilizada para secar el concentrado separado con líquidos pesados; g) Imán de Neodimio usado para los minerales ferromagnéticos; h) Microscopio óptico LEICA ES2 con el que se seleccionaron los minerales de interés.	32
Figura 4.1	Columna estratigráfica del área de estudio, con énfasis en la litología del Fm. Ahuichila.	34
Figura 4.2	Fotografía panorámica y de afloramiento donde se observa las relaciones de contacto entre las calizas de la Fm. Taraises y los conglomerados de la Fm. Ahuichila; localidad Sierra El Chino al noreste de la zona de estudio; b) <i>Packstone</i> de Foraminíferos Planctónicos (<i>Globigerinoides</i>), Radiolarios y Calpionélidos; c) <i>Calpionella Oblonga</i> ; d) <i>Colomiella recta</i> y <i>Microcalamoides diversus</i> . Abreviaturas: FP: Foraminífero Planctónico; RIOS: Radiolarios; CALP: Calpionélido; MICRO: Microcalamoides.	36
Figura 4.3	a) Calizas de la Fm. Cupido en la Sierra El Chino donde se observa un color gris oscuro y estratificación mediana a gruesa; b) brecha calcarea en calizas masivas color gris claro; c) fragmentos de caliza con fósiles de posibles rudistas encontrados en la Sierra El Chino.	38
Figura 4.4	a) Vista panorámica donde se observa el contacto discordante entre la Fm. La Peña y la Fm. Ahuichila en el flanco oeste de la Sierra El Yeso; b) detalle de (a) donde se muestra pliéguela litología típica de la Fm La Peña en el área de estudio; c) fósiles de amonites encontrados en esta unidad. El recuadro blanco representa el acercamiento y el lugar donde se tomaron las fotografías.	39
Figura 4.5	a) Afloramiento de calizas de la Fm. Aurora en contacto con los conglomerados de la Fm. Ahuichila; localidad Sierra Las Carolinas; b) Calizas de estratificación mediana a gruesa con un color gris claro a rojizo al intemperismo con bandas de pedernal; c) Calizas masivas en capas muy fracturadas en la Sierra El Yeso; d) Calizas gruesas color gris claro con pequeñas vetas y estilolitas.	41
Figura 4.6	a) Afloramiento de la Fm. Cuesta del Cura en la porción occidente del anticlinal El Yeso; b) Calizas de estratificación ondulosa intercaladas con pequeñas capas de lutita	42

rojiza; **c)** Capas de calizas con estratificación ondulosa muy marcada; **d)** bandas y lente de pedernal negro característico de la Fm. Cuesta del Cura.

- Figura 4.7** **a)** Intercalación de calizas, lutitas y limolitas con delgadas capas de yeso de la Fm. Indidura en el Sinclinal de la Sierra del Yeso; **b)** Laminas de yeso intercalado por lutitas, limolitas y areniscas de grano fino; **c)** Afloramiento masivo de lutitas calcáreas y areniscas color ocre en láminas; **d)** Fósil característico de *Inoceramus Labiatus* de la Fm. Indura. 44
- Figura 4.8** Fotografías de las facies más representativas de la Fm. Ahuichila, donde se observa: **a)** y **b)** Facies de conglomerado polimíctico masivo en la base de la unidad; porción occidental de la Sierra del Yeso; **c)** y **d)** Sucesión clástica-vulcanoclástica de areniscas, limolitas, calizas y tobas; localidad Cerros Güeros; **e)** y **f)** Depósitos masivos de evaporitas y terrígenos como lutitas en la localidad Cerros Güeros; **g)** y **h)** Conglomerado masivo de la parte superior de la formación; localidad Frontón de Ahuichila. 47
- Figura 4.9** **a)** Fotografía panorámica del cuerpo basáltico ubicado al occidente del pueblo San Juan de los Charcos; **b)** Afloramiento de basaltos rodeado por depósitos aluviales; **c)** basalto de estructura hexagonal con un color gris oscuro; **d)** Xenolito de olivino y piroxeno, embebido en el basalto de grano fino; **e)** Xenocristal de olivino con un borde de reacción compuesto de ortopiroxeno y clinopiroxeno en una matriz de plagioclasa y clinopiroxeno. 49
- Figura 4.10** Fotografía panorámica tomada en la localidad Cerros Güeros que ilustra la relación de contacto entre los depósitos de gravas intercaladas con arenas de la unidad conformada por abanicos aluviales y la sucesión clástica y vulcanoclástica de la Fm. Ahuichila; el contacto es por discordancia angular. 50
- Figura 5.1** Mapa de facies sedimentarias para la Fm. Ahuichila. Las estrellas representan muestras geocronológicas: en amarillo las muestras de esta tesis, en azul la muestra analizada por Aranda-Gómez en 2022 y en verde las estudiadas por Eguiluz de Antuñano *et al.*, (2022). 51
- Figura 5.2** Imágenes donde se muestran las características de la LITOFACIES I en la Sierra del Yeso, en donde se observa: **a)** capas subverticales de conglomerado polimíctico; **b)** discordancia angular entre los conglomerados y las calizas cretácicas; **c)** conglomerado masivo mal clasificado; **d)** afloramiento de conglomerado rojo en la zona sur del anticlinal de la Sierra del Yeso; **e)** conglomerado con matriz amarillo ocre; **f)** conglomerado con matriz rojiza. 53
- Figura 5.3** Vista panorámica que exhibe las relaciones de contacto entre las diferentes litofacies, la transición es normal en la localidad Cerros Güeros, Sierra del Yeso. 54
- Figura 5.4** Fotografías de la sucesión clástica-vulcanoclástica de la Fm. Ahuichila; localidad Sierra del Yeso, donde se observan: **a)** intercalación entre conglomerados y tobas verdes; **b)** tobas retrabajadas de grano medio color verde; **c)** areniscas de grano grueso con estratificación paralela y laminada; **d)** areniscas rojas con estratificación cruzada; **e)** fotomicrografía de un lítico sedimentario terrígeno (Lst) en una arenisca de la parte media de la litofacies; **f)** ejemplo de un lítico volcánico félsico (Lvfv). 55
- Figura 5.5** **a)** Fotografía panorámica de las evaporitas de la Fm. Ahuichila donde se muestra las relaciones de contacto con las facies I y II; localidad Cerros Güeros (al oeste de la Sierra del Yeso); **b)** afloramiento masivo de yesos intercalados con pequeñas capas de lutitas; **c)** intercalación de laminas de yesos cristalinos color blanco con yesos 56

arcillosos color ocre; **d**) yesos con capas de estratificación delgada a masiva intercalada por lutitas.

- Figura 5.6** Microbialitas en la Fm. Ahuichila donde se observa: **a-c**) calizas con texturas corrugadas y laminación ondulada irregular, que en lámina delgada presenta ostrácodos y peloides; **d-f**) biolaminitas milimétricas constituidos por alternaciones de micrita y óxidos; **g-i**) estructura botroidal de distribución irregular, con formas esferoidales, amorfas y en almohadas; **j-l**) estructura microbiana con textura estromatolítica. 59
- Figura 5.7** **a**) Fotografía panorámica de la sucesión de conglomerados masivos de la LITOFACIES IV; localidad Frontón de Ahuichila; **b**) afloramiento masivo de conglomerados cortados por fallas normales en el Frontón de Ahuichila; **c**) fotografía que ilustra las relaciones de contacto entre la litofacies V y IV; en el Frontón de Ahuichila donde el contacto es por falla normal; **d**) conglomerado clasto-soportado con imbricación en sus clastos; localidad el Cerro del Águila; **e**) conglomerado polimítico con clastos del conglomerado de la LITOFACIES I; localidad El Quemado. 61
- Figura 5.8** Mapa geológico del área de estudio y ubicación de las secciones geológicas (líneas color rojo). 63
- Figura 5.9** Localización de los elementos tectónicos de la Sierra del Yeso (Imagen satelital tomada de Google Earth). Abreviaturas: **AEY**: Anticlinal El Yeso; **SEY**: Sinclinal El Yeso; **AEC**: Anticlinal El Cerillo. Nótese la disposición y geometría de la Fm. Ahuichila. 64
- Figura 5.10** **a**) Flanco occidental del Anticlinal El Yeso donde se observa una discordancia erosiva/subparalela entre las unidades cretácicas y la Fm. Ahuichila; **b**) plegamiento en forma de Z y zonas de cizalla inversa en las calizas Cuesta del Cura en el flanco occidental del anticlinal; **c**) Red Schmidt donde se muestran la actitud estructural general del pliegue de la Sierra del Yeso ($\beta = 168/40$ SE). 65
- Figura 5.11** **a**) Anticlinal con su flanco frontal invertido; **b**) Detalle de (a) donde se observa un pliegue muy cerrado en la zona más nuclear del anticlinal del Yeso; **c**) Red de Schmidt donde se muestra los datos de estratificación de cada flanco del pliegue ($\beta = 144/25$ SE). 66
- Figura 5.12** **a**) Vista panorámica del anticlinal El Cerrillo, sector oriental de la Sierra del Yeso. Nótese como los conglomerados rojos de la Fm. Ahuichila forman parte de sus flancos. **b**) Detalle de (a) donde se observa el flanco occidental del pliegue (Flanco 1); **c**) Red estereográfica donde se grafican los datos estructurales del anticlinal ($\beta = 182^\circ/15^\circ$ SSW). 67
- Figura 5.13** Ejemplos de deformación sin-sedimentaria donde se observa: **a**) pliegues en forma de bolsas; **b**) Pliegues volcados; **c**) Pliegues milimétricos; **d**) Pliegues asimétricos con dirección hacia el SW. 68
- Figura 5.14** **a**) Fotografía panorámica de una falla normal localizada en los conglomerados del Frontón de Ahuichila con fallas oblicuas tipo riedel; **b**) Detalle de (a) donde se observa la falla normal entre los conglomerados la litofacies 5 y las sucesiones clásticas-vulcanoclásticas de la litofacies 4; **c**) Red estereográfica de Schmidt donde se grafica la actitud estructural de la falla (CMD: $145^\circ/40^\circ$ y *pitch* de 86° SW). 69
- Figura 5.15** **a**) Zona de falla normal en areniscas, limolitas, tobas y conglomerados en la localidad Cerro Julio; **b**) Areniscas alternadas con limolitas y tobas afectadas por fallas 70

normales complejas con un componente de desplazamiento de centímetros; **c)** Red de Schmidt donde se muestra la actitud de la falla (a) (CMD: 213°/80° y *pitch* de 65° NW).

Figura 5.16	Falla normal localizada entre la Sierra Las Carolinas y Loma verde que pone en contacto a los conglomerados polimíticos de la base (LFI) de la Fm. Ahuichila con los conglomerados de la parte superior de la misma unidad (LFIV). En la red estereográfica se representa el plano principal de la falla en color rojo con un desplazamiento NE-SW y una falla secundaria en color naranja NW-SW.	71
Figura 5.17	Sección geológica A-A' donde se observan las estructuras que afloran en la parte SW del Anticlinal El Yeso, y columna estratigráfica A.	72
Figura 5.18	Sección geológica B-B' para las estructuras que afloran entre la Sierra del Yeso y el Frontón de Ahuichila.	74
Figura 5.19	Sección geológica C-C' que muestra las estructuras presentes desde el SW en Salitrillo (Sa) hasta la Sierra El Chino	75
Figura 5.20	Relación Th/U vs Edad (Ma).	76
Figura 5.21	Histograma de densidad de probabilidad.	77
Figura 5.22	a-b) Diagramas de concordia tipo Wetherill, para un grupo de 97 y 49 edades concordantes donde se muestra la edad obtenida de la muestra SY-9 (M-1); c-d) Diagrama Tuff-Zirc y Tuff-zirc6+ para la muestra SY-9 (M-1).	78
Figura 5.23	a) Diagramas de concordia tipo Wetherill de la muestra SY-17; b) Diagrama Tuff-Zirc para la muestra SY-17; c) Diagramas de concordia tipo Wetherill de la muestra BA-7; d) Diagrama Tuff-Zirc para un grupo de 56 circones de la muestra BA-7; e) Diagramas de concordia tipo Wetherill de la toba BA-6; Diagrama Tuff-Zirc de un grupo de 12 circones extraídos de la muestra BA-6.	80
Figura 5.24	a) Histograma de densidad de probabilidad para la muestra CA-2; b) Diagramas de concordia tipo Wetherill de la muestra CA-2; c) Diagrama Tuff-Zirc para un grupo de 6 circones de la muestra CA-2; d) Histograma de densidad de probabilidad para la muestra CA-1; e) Diagramas de concordia tipo Wetherill de la muestra CA-1; f) Diagrama Tuff-Zirc para un grupo de 6 circones de la muestra CA-1.	82
Figura 6.1	Diagramas triangulares de Dickinson <i>et al.</i> (1983) utilizados para discriminar el ambiente tectónico de proveniencia de sedimentos terrígenos-clásticos.	85
Figura 6.2	En esta figura se ilustra todas las edades calculadas para cada muestra utilizando diversos métodos estadísticos: El Circón Detrítico más Joven (YDZ, del inglés: <i>Youngest Detrital Zircon</i> ; Ludwig, 2003); Los Tres Circones Más Jóvenes (Y3Z, del inglés: <i>Youngest three zircons</i> ; Ross <i>et al.</i> , 2017); Edad Máxima Probable (MLA, del inglés: <i>Maximum Likelihood Age</i> ; Galibraith and Laslett, 1993; Vermeesch, 2021); El Promedio Ponderada (WA, del inglés: <i>Weighted Average</i> , Ludwig, 2009); El algoritmo <i>TuffZirc6+</i> (TZ6+; Ludwig y Mundil, 2002) y <i>TuffZirc</i> (TZ; Ludwig y Mundil, 2002), y la mejor edad de cada muestra (<i>Best Age</i>). La línea roja representa la edad más probable con su respectivo error.	89
Figura 6.3	Histogramas de densidad de probabilidad de los circones detríticos de 6 muestras de la Fm. Ahuichila, en la zona sur del Sector Transversal de Parras, donde se ilustra en rojo las curvas de probabilidad y sus picos de edades más importantes. Las barras	91

verticales y las etiquetas representan posibles procedencias para los picos de edad (Adaptado de Lawton *et al.*, 2015).

- Figura 6.4** Mapa geológico-estructural para la región sur del Sector Transversal de Parras. CO: Concepción del Oro; CA: Caopas; LI: Los Indios; BA: Bajío de Ahuichila; M: Mayrán; BCO: Bloque de Concepción del Oro; VdC: Valle de Cedros; S-BEC: Sub-Bloque El Cardito; S-BT: Sub-Bloque de Teyra; S-BC: Sub-Bloque de Caopas; SR: Sierra Ramírez; VN: Ventana del Número; SdJ: Sierra de Jimulco; SP: Sierra de Parras; FFA: Falla Frontón de Ahuchila; FC: Falla el Caballo. Para más detalle de las estructuras en el área de estudio revisar la figura 5.8. Los datos geológicos se extrajeron del SGM de las cartas 1:250,000: Torreón (G13-9); Monterrey (G14-7); Juan Aldama (G13-12); Concepción del Oro (G14-10), y procesados en QGIS 3.24.3. 93
- Figura 6.5** Gráfico de edad de la deformación de piel delgada y piel gruesa para la zona sur del Sector Transversal de Parras y Saliente de Concepción del Oro según Ramírez-Peña (2017), donde se muestran las Edades Máximas de Deposito (EMP) de la Fm. Ahuichila en la región del Bajío de Ahuichila, además de datos del magmatismo sin-orogénico y sedimentación sin-orogénica, así como de edades Ar-Ar y U-Pb para la región de San Julián. 1.- Vega-Vera *et al.* (1989); 2.-Delgado-García y Morales-Acosta (2010); 3.-Sosa-Valdés (2011); 4.- Ocampo-Díaz *et al.* (2016); 5.- Ramírez-Peña (2017). 96
- Figura 6.6** Modelo esquemático (sin escala) de la evolución geológica del área de estudio, en donde se ilustra la deformación de piel delgada en la Sierra de Parras y la deformación tardía del Orógeno Mexicano en la Sierra del Yeso donde se depositó la Fm. Ahuichila. 99

RESUMEN

El análisis estratigráfico, estructural y geocronológico de depósitos sin-orogénicos en cuencas de antepaís asociadas a cinturones de pliegues y cabalgaduras en el antepaís de los cinturones orogénicos, es de gran importancia para: (a) determinar su influencia en el desarrollo de la geometría final de las estructuras dentro de los cinturones de pliegues y cabalgaduras; (b) establecer conexiones entre el comportamiento de los cinturones y los procesos superficiales (erosión y sedimentación), y (c) entender el desarrollo de estructuras dentro de las cuales pueden emplazarse los hidrocarburos.

Los depósitos sin-orogénicos de la Formación Ahuichila afloran ampliamente en la zona sur del Sector Transversal de Parras, dentro del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM), en una franja geográfica que limita los estados de Coahuila, Durango y Zacatecas. Específicamente estos depósitos se localizan entre la Sierra del Yeso y el Frontón de Ahuichila, cerca de Viesca Coahuila. Dicha unidad corresponde a una molasa continental con características sin-orogénicas, constituida por cinco litofacies principales: (I) Conglomerado polimíctico clasto-soportado en la base de la unidad; (II) Secuencias de areniscas, conglomerados, tobas y esporádicas capas de calizas; (III) Intercalación de evaporitas masivas con pequeñas capas de lutita y limolita; (IV) Areniscas masivas, pequeñas capas de conglomerado, y frecuentes tobas de grano fino y calizas lacustres con microbialitas, para la parte media; y (V) Conglomerado polimíctico masivo restringido a la cima de la unidad.

Los análisis estratigráficos sugieren que esta unidad consta de más de 1,000 m de espesor de rocas depositadas en una cuenca cerrada de ambiente continental-transicional con sub-ambiente principalmente fluvio-lacustre, que presenta variaciones locales a condiciones de evaporación intensa y un aporte importante de tobas de origen de extracuenca. Esta unidad exhibe características típicas de estratos de crecimiento asociados a pliegues, por lo que se interpreta que debió depositarse de manera sincrónica con el desarrollo de los anticlinales de la Sierra del Yeso. El análisis geocronológico de U-Pb de circones de areniscas y tobas, permitieron determinar que esta unidad se depositó durante el Eoceno Tardío-Oligoceno, con un periodo de tiempo de entre ~33.93 Ma a ~23.9 Ma, lo que indica que en la zona sur del Sector Transversal de Parras existe una deformación tectónica contraccional que llega a ser

más joven que la reportada para el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano en esta zona.

ABSTRACT

The stratigraphic, structural and geochronological analysis of syn-orogenic deposits in foreland basins associated with fold and thrust belts in the foreland of orogenic belts is of great importance to: (a) determining their influence on the development of the final geometry of structures within the fold and dipping-overriding belts; (b) establishing connections between the behavior of the belts and surface processes (erosion and sedimentation), and (c) understanding the development of structures within which hydrocarbons can be emplaced.

The syn-orogenic deposits of the Ahuichila Formation outcrop extensively in the southern part of the Parras Transverse Sector, within the Mexican Fold and Thrust Belt (MFTB), in a geographic belt bordering the states of Coahuila, Durango and Zacatecas. Specifically, these deposits are located between Sierra del Yeso and Frontón de Ahuichila, near Viesca Coahuila. This unit corresponds to a continental molasse with syn-orogenic characteristics, consisting of five main lithofacies: (I) Clastic-supported polymict conglomerate at the base of the unit; (II) Sequences of sandstones, conglomerates, tuffs and sporadic limestone layers; (III) Intercalation of massive evaporites with small layers of shale and siltstone; (IV) Massive sandstones, small conglomerate layers, and frequent fine-grained tuffs and lacustrine limestones with microbialites, for the middle part; and (V) Massive polymict conglomerate restricted to the top of the unit.

Stratigraphic analyses suggest that this unit consists of more than 1,000 m thick rocks deposited in a closed basin of continental-transitional environment with mainly fluvio-lacustrine sub-environment, which presents local variations to conditions of intense evaporation and an important contribution of tuffs of extra-basin origin. This unit exhibits typical characteristics of growth strata associated with folds, so it is interpreted that it must have been deposited synchronously with the development of the anticlines of the Sierra del Yeso. The geochronological U-Pb analysis of sandstone zircons and tuffs, allowed determining that this unit was deposited during the Late Eocene-Oligocene, with a time period of ~33.93 Ma to ~23.9 Ma, which indicates that in the southern part of the Parras Transverse Sector there is a contractional tectonic deformation that is younger than the one reported for the Mexican Fold and Thrust Belt in this area.

CAPÍTULO I

GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

Los depósitos sin-orogénicos se forman como producto de la erosión de cinturones de pliegues y cabalgaduras en el antepaís (*foreland*) de los cinturones orogénicos. Estos depósitos suelen depositarse en cuencas de antepaís (*foreland*) desarrolladas entre el frente del cinturón orogénico y el cratón donde se producen flexuras (subsistencia) en litosfera ligadas a cadenas en subducción o en colisión (De Celles y Giles, 1996). El estudio de estos depósitos representa una confiable fuente de información que es utilizada para definir la temporalidad de los procesos tectónicos que dan lugar a la formación de Cinturones Plegados y Cabalgados (Cruz-Orosa, 2012). Además, el análisis de estos depósitos son una herramienta importante para comprender las relaciones genéticas entre capas asociadas con el crecimiento de pliegues y cabalgaduras durante la sedimentación. Por otro lado, el estudio preciso de la geometría, edad y características sedimentológicas de los depósitos sedimentarios sin-orogénicos es de gran importancia, ya que son clave para entender el desarrollo de cuencas relacionadas con la exhumación de estructuras tectónicas, lo cual es crucial para entender los procesos de deformación; así como, la generación/entrapamiento de hidrocarburos en cuencas de antepaís (*p.ej.*, Suppe *et al.*, 1992, DeCelles *et al.*, 1995, Lawton *et al.*, 2009).

Los depósitos sin-orogénicos son comunes en orógenos de diferentes regiones del mundo y, generalmente están conformados por conglomerados y una intercalación de areniscas y lutitas de naturaleza turbidítica (*p.ej.*, Mutti, 1979; Ori y Friend, 1984; Ricci Luci; Lawton y Trexler, 1991). Según Ortner (2007), los más conocidos son los depósitos siliciclásticos del cinturón Sevier (DeCelles, 1994); los sedimentos clásticos en La Cadena Andina (Zapata y Allmendiger, 1996), y aquellos en los Pirineos (Riba, 1976; Puigdefabgras *et al.*, 1992), sin embargo, también se han encontrado sucesiones carbonatadas importantes (*p.ej.*, Calizas y dolomías; Masaferró *et al.*, 2002; Eichenseer y Luterbacher, 1992).

En el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM), existen excelentes afloramientos para el análisis de la deformación y la mecánica de depósitos sin-orogénicos,

sin embargo, a pesar de que existe información importante respecto al análisis de sedimentos sinorogénicos, esta se concentra en el evento de deformación más antiguo (piel delgada) (*p.ej.*, Pinzón-Sotelo, 2012, Ocampo-Díaz *et al.*, 2016), por lo que la información concerniente a el análisis de lo de las cuencas relacionadas con la deformación más joven (piel gruesa) es escasa (*p.ej.*; Trujillo, 1977; Ramírez-Peña, 2017).

El presente trabajo de tesis consistió en caracterizar las litologías, estructura y edad de las de las rocas de la Formación Ahuichila en la región sur del Sector Transversal de Parras (Sierra del Yeso), dentro del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM). La descripción e interpretaron asociaciones de facies permitió determinar el ambiente de depósito y las áreas de procedencia. El análisis estratigráfico combinado con el estructural y la geocronología permitió establecer que los depósitos de la Fm. Ahuchila presenta características sin-orogénicas y, la aplicación de estas técnicas perimitió establecer la edad de la deformación para las estructuras tectónicas que afloran en el área de estudio. En esta tesis también se abordan temas como la distribución geográfica de las facies ya reconocidas por Eguiluz *et. al.* (*op. cit.*) y su relación con estructuras locales.

1.2 LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El área de estudio está localizada en la zona sur del Sector Transversal de Parras, específicamente se situa en el Bajío de Ahuichila, a unos 40 km al SE de Viesca, Coahuila (Fig.1). La principal vía de acceso a esta zona, partiendo de la Ciudad de Saltillo, Coahuila es la carretera Federal No. 40, Saltillo-Matamoros, por donde se conduce durante 215 km para después tomar la carretera No. 82, que va de la localidad Emiliano Zapata a Viesca por 23 km. Posteriormente, para llegar al Bajío de Ahuichila se sigue la carretera Viesca-Ahuichila durante 38 km hacia el sureste hasta llegar a la comunidad del Bajío de Ahuichila.

El Bajío de Ahuichila se encuentra en la parte suroeste de Coahuila, cerca del punto donde convergen las líneas divisorias entre Coahuila, Durango y Zacatecas. El Bajío se ubica dentro un área limitada por las coordenadas geográficas: 25° 10' a 24° 25' N y 102° 43' a 102° 26' W.

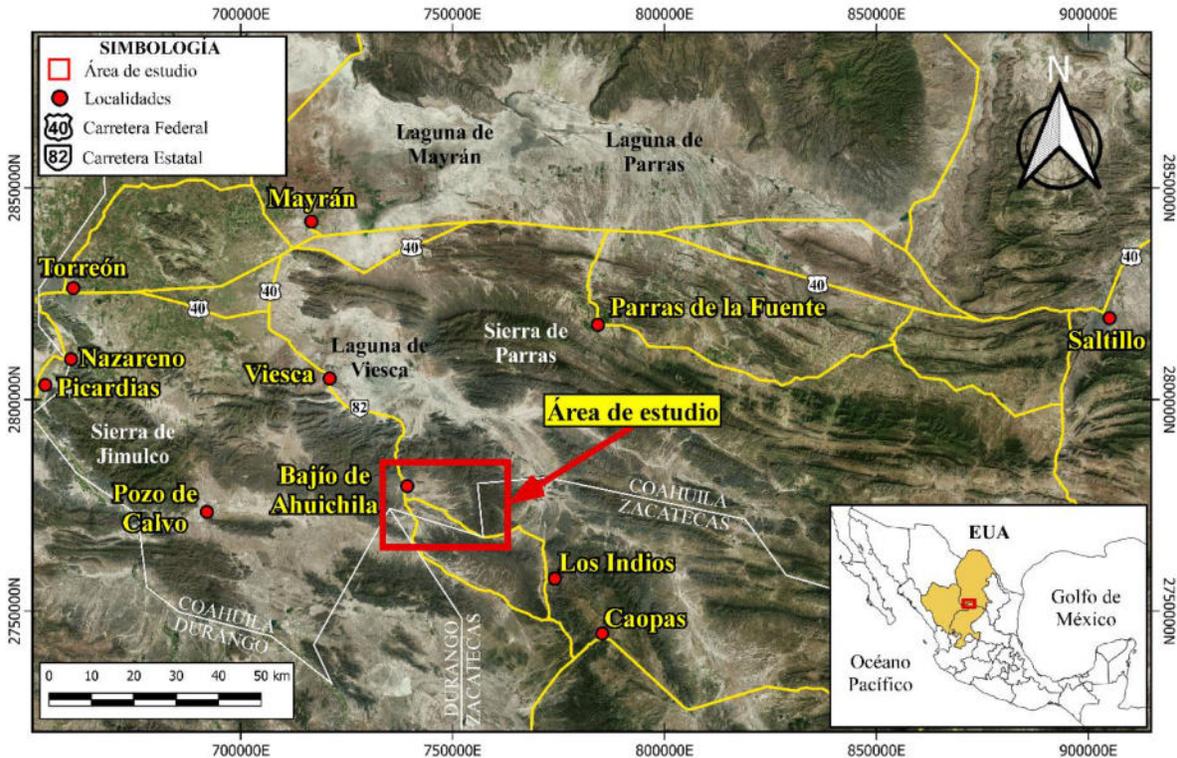


Figura 1.1 Ubicación geográfica del área de estudio donde se ilustran las vías de acceso a ella. Imagen satelital de Bing (2023).

1.3 TRABAJOS PREVIOS

Kellum (1932) fue el primer investigador que informó acerca de la existencia de una sucesión clástica-volcanoclástica de conglomerado, ceniza blanca, lutita y *tufa* (caliza lacustre impura) expuesta en varias localidades de Coahuila, Zacatecas y Durango (*p.ej.*, en el Bajío de Ahuichila y en las sierras de Jimulco y España; Fig. 1.1). Este mismo autor en su trabajo de 1936 describió a la unidad como “Conglomerados del Cretácico Superior o del Terciario”; en el cual menciona que los conglomerados descansan discordantemente sobre las rocas más antiguas (rocas sedimentarias marinas, principalmente capas de caliza) y que están inclinados hasta una posición cercana a la vertical, esto como resultado de algún un período importante de levantamiento y erosión. Por su parte, Imlay (1936, 1937, 1938) definió como Fm. Mayrán a una sucesión estratigráfica de capas de conglomerado bien cementado, *tufa* y toba expuesta en la Sierra de Parras (Fig. 1.1), entre Saltillo y Torreón; él mencionó que la sucesión reportada por Kellum (1932, 1936) es correlacionable con dicha unidad y sugiere que su edad

podría ser “más joven”. Actualmente se sabe que la Fm. Mayrán es del Pleistoceno (Amezcuca *et al.*, 2012 y Eguiluz de Antuñano y Carranza-Castañeda, 2013).

Rogers *et al.* (1956) describieron como Conglomerado Mazapil a una sucesión de conglomerado rojo, arenisca, lutita, *tufa* y ceniza volcánica re TRABAJADA expuesto en Concepción del Oro y Mazapil, Zacatecas. Ellos sugirieron una edad Eoceno Tardío a partir de una correlación con el Conglomerado Rojo de Guanajuato estudiado por Edwards (1955) y por Fries *et al.* (1955). De Cserna (1956) nombró como “Serie Clástica Ahuichila” a la sucesión reportada por Kellum (1936), la Fm. Mayrán de Imlay (1938) junto con la Conglomerado Mazapil (Rogers *et al.*, 1956) y los depósitos continentales del Paleógeno del oriente de Durango (Schulze, 1953). En trabajos posteriores, Rogers *et al.* (1961) propusieron el nombre “Fm. Ahuichila” para la secuencia siliciclástica que varía en su granulometría desde conglomerado a lutita, caliza lacustre y toba que afloran desde la Sierra de Jimulco, Coah., a Concepción del Oro, Zac., y asignaron al Bajío de Ahuichila en Viesca, Coahuila como su localidad tipo (Fig.1.1).

A pesar de lo anterior, Clemons y McLeroy (1962) se refirieron a esta unidad como “Conglomerado Ahuichila”, que describieron como una sucesión de conglomerado con clastos subredondeados de caliza gris, dentro de una matriz areno-calcárea y de cuarzo, que descansa en discordancia angular sobre rocas marinas más antiguas. Hacia la parte Norte de Picardias (Fig. 1.1), estos mismos autores, reportaron que la parte inferior de la unidad está constituida por capas de caliza lacustre, arenisca, lutita y toba blanca

Pantoja-Alor (1962) reportó que cerca de 5 de mayo, Durango, la parte superior de la unidad presenta conglomerado con fragmentos angulosos y subredondeados de caliza, con cantidades menores de fragmentos de pedernal, arenisca y toba riolítica, todo cementado con lodo y arena calcárea color gris; mientras que, la parte basal está compuesta por lutita, limolita y arenisca de color rosado intercalados por arenisca calcárea y caliza arenosa con fósiles.

Pérez-Rul (1967) describió una sección en El Pozo de Calvo, cerca de Viesca, Coahuila (Fig.1.1), reportando un espesor de 240 m, constituido por un miembro inferior de limolita intercalada con arenisca tobácea, que hacia la parte media se intercala con conglomerado dentro de una matriz gris. Los estratos en ese lugar tienen con inclinaciones de 15° a 25°. El

miembro superior en ese sitio cubre en discordancia al miembro inferior y consiste de conglomerado bien cementado, con clastos subredondeados de caliza, arenisca y pedernal, mal clasificados y con un diámetro que varía de 2 a 15 cm.

Tardy (1980) propuso que, cerca de su localidad tipo, los pliegues de la Fm. Ahuichila se asocian con una deformación compresiva tardía, la cual produjo pliegues abiertos que él llamo "*Plis du fond*". El estudio del Frente de La Napa de Parras, al poniente del cañón Ahuichila y al sur de Viesca, Coahuila, reveló que la Fm. Ahuichila descansa en discordancia angular sobre la Fm. El Brillante. Ahí la Fm. Ahuichila está asociada con una deformación tardía post-laramídica, de edad miocénica. Se presenta en pliegues abiertos, con ejes orientados NNW-SS. La deformación tardía afectó tanto a la Fm. Ahuichila como a su substrato (Martínez-Reyes, 1989).

Arriaga-Meléndez (2012) también describió dos miembros en la Fm. Ahuichila expuesta en General Simón Bolívar, Durango y Viesca, Coahuila, en donde yace en discordancia sobre las formaciones Rodeo, La Gloria y Aurora. En su base se encuentra el miembro inferior compuesto por capas de limolita, arenisca tobácea, arenisca conglomerática y estratos de caliza, mientras que hacia la cima el miembro superior consta de conglomerado con clastos sub-redondeados de caliza, arenisca y pedernal en una matriz de arena y carbonato de calcio.

En las regiones del Sector Transversal de Parras (STP) y la Mesa Central, existen algunos intrusivos (La Velardeña y Peñón Blanco), cerca de los que aflora la Fm. Ahuichila. Ahí está descrita como conglomerado de clastos de origen sedimentario, con una granulometría que varía desde guijarros a bloques dentro de una matriz limo-arenosa, además, presenta cuerpos intercalados lenticulares de material epiclástico de color claro, compuestos de cuarzo y líticos en una matriz volcánica (Ramírez-Peña, 2014). Más tarde, este mismo autor, le asignó una edad Eoceno Tardío-Oligoceno temprano para la región del Bloque de San Julián, mediante la datación radiométrica U-Pb en zircones de esta unidad. Posteriormente, Pedraza-Villa (2019) reportó que, en el límite oriental del Bloque de San Julián, la Fm. Ahuichila es un conglomerado compuesto por fragmentos de rocas sedimentarias marinas. Sin embargo, él señaló que hacia la cima ocurren depósitos arenosos y conglomeráticos con clastos derivados de meta-volcanosedimentarias y fragmentos de barita, que indican la erosión de bloques del

basamento exhumados por acortamiento tectónico posterior a la generación de la cadena plegada adyacente a dicha región.

Eguiluz de Antuñano *et al.* (2022), además de recopilar estudios previos de la Fm. Ahuichila describen cuatro litofacies para la Fm. Ahuichila expuesta entre el Bajío de Ahuichila y el Valle Nazareno (Fig. 1.1): (1) Ortoconglomerado; (2) Arensica, limolita y lutita; (3) Yeso, dolomía, limolita y lutita, y (4) Caliza con fósiles. Mencionan que es una secuencia sin-tectónica, depositada en una cuenca tipo *piggy-back* sobre la Napa de Parras, en el STP. Eguiluz de Antuñano (2022) asignó una edad Oligoceno para la unidad a partir de edades U-Pb en areniscas y tobas, lo que sugiere que, por lo menos en el STP, la deformación por acortamiento tectónico del Orogeno Mexicano terminó en una etapa más tardía que las reportadas en otros sitios del CPCM. Por otro lado, Hernández-Maldonado (2022), presenta un análisis estructural de la formación en la región de los Indios Romualdo, Zac. Ahí describió una sucesión de capas de conglomerado, calcarenita y toba que descansan en discordancia angular sobre las rocas más antiguas. Ella interpretó a ese afloramiento como una molasa continental, formada en un ambiente continental como relleno de una cuenca controlada por fallas normales (Fig. 1.1).

1.4 JUSTIFICACIÓN

Como se mencionó en la parte introductoria a este capítulo, investigar los depósitos sin-orogénicos en cinturones de pliegues y cabalgaduras es de gran importancia para analizar cómo se acomoda la deformación por acortamiento en la corteza terrestre (Vásquez-Serrano, 2018). Además, entender los procesos que ocurrieron durante la formación de este tipo de estructuras es importante para obtener información valiosa para la identificación de sitios potenciales para exploración de yacimientos petroleros (Dixon, 2004). Por otro lado, el análisis estratigráfico y estructural de los depósitos conglomeráticos expuestos en cuencas orogénicas permite interpretar la evolución del sistema orogénico; mediante el análisis de facies de sucesiones clásticas y estructuras características generadas durante la deformación regional (Corrales-Zarauza *et al.*, 1977).

En el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM) existen excelentes afloramientos para el análisis de la deformación y la mecánica de depósitos sin-orogénicos, sin embargo, a pesar de que existe información importante respecto al análisis de sedimentos sin-orogénicos relacionados con el evento de deformación más antiguo (piel delgada) (*p.ej.*, Pinzón-Sotelo, 2012; Ocampo-Díaz *et al.*, 2016), la información concerniente al análisis de lo de las cuencas relacionadas con la deformación más joven (piel gruesa) son escasos (*p.ej.*, Trujillo, 1977; Ramírez-Peña, 2017).

Debido a lo anterior, se realizó la presente investigación en la zona sur del Sector Transversal de Parras, dentro del CPCM, en los depósitos con características sin-orogénicas de la Formación Ahuichila mediante un análisis estratigráfico, estructural y geocronológico de dichos depósitos, con el objetivo de establecer las facies, edad y estilos de deformación para entender la evolución geológico-tectónica de la zona sur de STP y responder a la incognita: ¿Cómo y cuando se formó la Fm. Ahuichila? ¿Cuál es su papel en el desarrollo del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano?

1.5 OBJETIVOS

El objetivo principal de esta investigación fue la caracterización de las distintas litofacies de la Fm. Ahuichila, así como determinación de su edad y su posible relación con la deformación del CPCM en la zona sur del STP. Los objetivos particulares fueron:

- ❖ Cartografía general de la geología de la zona, para poder identificar las diferentes litologías presentes, así como las estructuras geológicas presentes.
- ❖ Caracterizar las litofacies y establecer las relaciones de contacto de la Fm. Ahuichila con las rocas más antiguas.
- ❖ Determinar la edad máxima de depósito de muestras de arenisca por medio de fechamiento de granos de circones detríticos separados de ellas. En caso de reconocer tobas de caída intercaladas con los sedimentos, obtener edades de enfriamiento de circones y edades numéricas en los sitios de muestreo. Cabe señalarse que en un depósito sedimentario es necesario fechar muestras en la base y en la cima de la unidad para obtener el “alcance estratigráfico” del depósito.

- ❖ Proponer un modelo geológico que explique la relación que existe entre la deformación tectónica y el depósito de la Fm. Ahuichila en la zona sur del STP de la Sierra Madre Oriental.

1.6 HIPÓTESIS

En la zona sur del Sector Transversal de Parras, en la región conocida como la Sierra del yeso, donde aflora la Fm. Ahuichila, se depositó en discordancia angular sobre las rocas intensamente plegadas del CPCM una sucesión sedimentaria clástica tipo molasa continental con características sin-orogénicas. Esta probablemente se generó a partir de la erosión de rocas marinas como resultado de una deformación tectónica tardía.

1.7 METODOLOGÍA

Para alcanzar los objetivos planteados se siguió la siguiente metodología.

1.7.1 Recopilación bibliográfica

Se realizó un análisis de los trabajos previos disponibles en la región, así como de la información geográfica-topográfica de imágenes satelitales (Google Earth y Bing Aerial). Las cartas topográficas, los pares de fotos aéreas verticales y las imágenes de satélite fueron empleados para compilar un mapa fotogeológico preliminar que se empleó de base para asentar los datos estratigráficos y estructurales obtenidos en el campo.

1.7.2 Trabajo de campo

Durante esta etapa, se realizaron caminamientos perpendiculares a los contactos litológicos y estructuras tectónicas y se midieron datos estructurales. También se colectaron muestras representativas de roca que se emplearon durante los estudios petrográficos y geocronológicos.

1.7.3 Laboratorio

Se elaboraron secciones delgadas de las muestras de roca recolectadas en campo. Se estudiaron en un microscopio petrográfico para identificar las fases minerales presentes y su

composición modal. Con esta información se clasificaron empleando los criterios Zuffa (1980, 1985), Dickinson (1985) y Critelli e Ingersoll (1995) para areniscas. Además, se seleccionaron seis muestras de arenisca y de toba para fechar granos de circón mediante U-Pb en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias de la UNAM. Con esto se determinó las edades máximas de depósito de los sedimentos y se hizo un análisis de procedencia de las distintas poblaciones de circones en las muestras de arenisca. En las tobas de caída se obtuvieron edades de enfriamiento/deposición que ponen límites a la edad de las capas muestreadas. Se trató de obtener muestras cercanas a la base y cima de la Fm. Ahuichila para obtener un valor numérico de su alcance estratigráfico.

1.7.4 Gabinete

En esta etapa se elaboraron mapas geológicos, se analizaron e interpretaron todos los datos generados en la etapa de petrografía y geocronología, seguidos de la integración de todos los resultados para responder a la hipótesis o el problema geológico abordado en esta investigación.

CAPÍTULO II

GEOLOGÍA REGIONAL

2.1 INTRODUCCIÓN

Geológicamente, el área de estudio se encuentra en la zona sur del STP de la Sierra Madre Oriental (SMO), en la región Centro-Norte del CPCM. El STP se sitúa entre Torreón y Saltillo, Coahuila. En general, este sector presenta pliegues con una orientación estructural WNW-ESE dominados por fallas de vergencias opuestas, que en algunas regiones causaron el levantamiento de toda la secuencia marina y continental, dejando expuestas unidades tan antiguas como el basamento cristalino (Padilla y Sánchez, 1985; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000). Dicha deformación está asociada con el Orógeno Mexicano del Cretácico-Paleógeno, del cual se presenta una breve descripción.

Para poder entender si el desarrollo de la cuenca y el depósito de la Fm. Ahuichila forma parte de una deformación tardía, así como su relevancia en la evolución geológica para esta región y su implicación en transición de la compresión a extensión del CPCM, a continuación, se presenta una descripción de las principales estructuras tectónicas de la región, las que forman parte de la teoría del Orógeno Mexicano (Fitz-Díaz *et al.*, 2017) y/o de la provincia de Cuencas y Sierras de México (Henry y Aranda-Gómez, 1992).

2.2 EL ORÓGENO MEXICANO

El concepto de Orógeno Mexicano (OM) de Fitz-Díaz *et al.* (2018) es la propuesta más actual que trata de explicar la evolución tectónica de México durante el Cretácico-Paleógeno. Esta estructura tectónica se extiende por más de 2,000 km desde el noroeste en el estado de Sonora hasta el sur en el estado de Oaxaca (Fig.2.1). El OM es la continuación del sistema orogénico Cordillerano, debido a que tiene características cinemáticas similares a los orógenos estadounidenses Sevier y Laramide. En general, consiste en pliegues y fallas inversas que deformaron a la sucesión de rocas marinas depositadas durante el Mesozoico y Paleógeno en la mayor parte de México (De Cserna, 1956; Suter, 1984, 1987; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Gray y Lawton, 2011; Fitz *et al.*, 2014), mientras que, en algunos lugares la

deformación es tan intensa que involucra a las rocas del basamento cristalino (Chávez-Cabello *et al.*, 2005; Zhou *et al.*, 2006; Mauel *et al.*, 2011). Fitz-Díaz *et al.* (2018) sugieron que el mecanismo principal que contribuyó al desarrollo del Orógeno Mexicano es la subducción de la Placa Farallón por debajo de Norteamérica durante el Cretácico Superior al Eoceno.

Los dominios tectónicos más importantes que constituyen al OM son: (1) El Súper Terreno Guerrero (STG); (2) CPCM y (3) las cuencas de antepaís del Cretácico Tardío al Eoceno. Dichas estructuras se explicarán con mayor detalle a continuación.

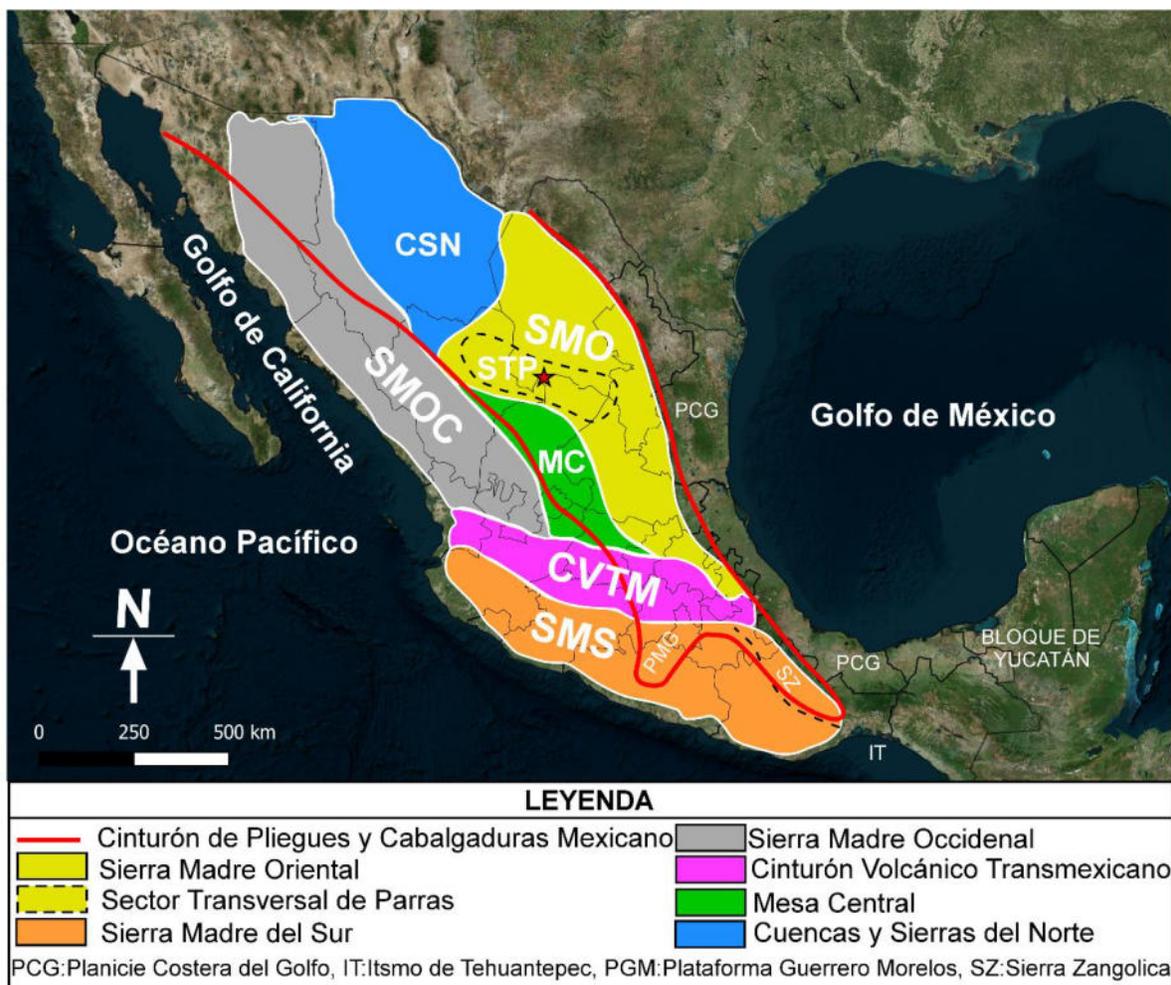


Figura 2.1 Distribución de las principales provincias fisiográficas del Orógeno Mexicano, donde se observa la ubicación del área de estudio con una estrella de color rojo. Imagen modificada de Fitz-Díaz *et al.*, 2017; Imagen Satelital de México, Bing (2023).

2.2.1 El Súper Terreno Guerrero

El Super Terreno Guerrero (STG) es una provincia geológica compleja, localizada en el occidente de México. Se extiende por más de ~1,500 km con una orientación general NW-SE (Coney, 1980; Campa y Coney, 1983). En el STG afloran una secuencia de rocas de arco submarino y sedimentos acumulados en cuencas trasarco. La región está caracterizada principalmente por rocas marinas (sedimentarias y volcánicas), volcanoclásticas y sedimentarias continentales de edad Jurásico-Cretácico. La mayoría de los autores dividen al terreno en cinco subterrenos: Teloloapan, Arcelia, Huetamo y Zihuatanejo y Papanoa (*p.ej.*, Ramírez-Espinoza *et al.*, 1991). En general, los subterrenos Arcelia y Teloloapan se han descrito como rocas volcánicas andesíticas, intercaladas con cuerpos de caliza de plataforma, conglomerado, arenisca y lutita. El subterreno Huetamo está formado por depósitos volcánicos, lutitas, calizas, turbiditas y capas rojas. En los subterrenos Zihuatanejo y Papanoa se han identificados una secuencia de flysch, lavas-andesítico-basálticas y rocas ultrabásicas y básicas (González-Partida y Torres-Rodríguez, 1988).

Desde el Jurásico Medio al Cenomaniano Tardío se formó una cuenca tras-arco en la parte oriental de lo que ahora se conoce como STG, denominada Cuenca de Arperos, la cual consiste en una secuencia de evaporitas, sedimentos pelíticos y derrames de lava andesítica, así como sedimentos reciclados, provenientes de un continente cercano (Freydier *et al.*, 1996; Martini *et al.*, 2011; 2013; Martini *et al.*, 2016).

Martini *et al.* (2016) siguieron que después del cierre de la Cuenca de Arperos y la posterior acreción del STG dicha estructura experimentó una intensa etapa de deformación compresiva que inició en el Cenomaniano Tardío, provocando en la parte occidental del terreno acrecionado la exhumación de las rocas marinas de arco y de agua somera depositadas durante el Aptiano-Cenomaniano Temprano, mientras que hacia dentro del continente la deformación se propagó desarrollando las estructuras que conforman el CPCM.

2.2.2 Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano

El CPCM es el antepaís del Orógeno Mexicano, y se distribuye desde la región sur en Oaxaca hasta la porción norte en el estado de Sonora (Fitz-Díaz *et al.*, 2018). Es una provincia

geológica que incluye a todas las estructuras de tipo compresivo formadas del Cretácico Tardío al Paleógeno por la acreción del STG, y que involucra principalmente a la cubierta sedimentaria marina mesozoica y, en algunos sitios, a rocas del basamento (*p. ej.*, Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2018). En general, las estructuras del CPCM exhiben dos estilos de deformación compresiva: piel delgada y piel gruesa (*thin and thick skinned*, respectivamente). De acuerdo con Chávez-Cabello (2016), en su trabajo de la SMOr, la primera abarca solamente a pliegues asociados con cabalgaduras, y que incluye a la cubierta sedimentaria marina del Jurásico Medio-Eoceno. Por otro lado, la segunda, presenta una deformación que consiste en la reactivación de fallas de basamento generadas durante el Triásico-Jurásico, durante la apertura del Golfo de México (Chávez-Cabello *et al.*, 2007).

Dentro de las estructuras que conforman al CPCM se incluyen a los cinturones plegados de Chihuahua y Coahuila, el Cinturón Plegado y Cabalgado de la SMOr, así como el Cinturón Plegado de Chiapas y la Sierra de Juárez (Suter, 1984; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000). En el norte, se localiza el Cinturón Plegado de Chihuahua, que es una estructura tectónica constituida por grandes pliegues y fallas inversas de orientación NNW que deformaron los sedimentos mesozoicos de la Cuenca de Chihuahua (Hennings, 1994). De acuerdo con Oviedo-Padrón (2010) ese cinturón es el producto de la inversión tectónica de la cuenca de Chihuahua durante la Orogeno Mexicano. La edad de la deformación ha sido propuesta por Denison *et al.* (1970), sugieren una edad de entre 84 a 78 Ma para el inicio de la actividad compresiva, mientras que Haenggi (2002) interpretó, para esta región, que la deformación terminó entre 52 y 46 Ma.

El Cinturón Plegado de Coahuila se localiza en la Cuenca de Sabinas, lo constituyen anticlinales y sinclinales con una dirección general NW-SW los que, a menudo están cortados por fallas inversas y presenta características típicas de la Orogenia Laramide (Charleston, 1981). La Falla San Marcos (FSM) es el límite meridional del Bloque de Coahuila, esta estructura es una falla multireactivada con dirección WNW con inclinación a el NNW; se estima que su edad de actividad de la falla es de por lo menos Jurásico Tardío hasta el Plioceno-Cuaternario (Chávez-Cabello, 2005).

El Cinturón Plegado y Cabalgado de la SMOr, es una estructura tectónica que exhibe los dos estilos de deformación: deformación de la secuencia marina mesozoica y su basamento; la

dirección estructural regional y la amplitud de los pliegues es variada (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000). La orientación regional cambia a lo largo de todo el cinturón: pasa de NW-SE en Parral, Chih., y Torreón, Coah., a WNW-ESE entre Torreón y Saltillo, Coah., NE-SW entre Saltillo y Monterrey, N.L., y NNW-SSE entre Monterrey y la región de Zongolica, Veracruz (Padilla y Sánchez, 1982; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000). La deformación de piel delgada se representa perfectamente en las cercanías a Torreón, Coahuila, Monterrey, N.L y Ciudad Victoria, Tamps; dicha deformación presenta características similares con las del Orógeno Sevier de Estados Unidos y Canadá de edad Jurásico Medio-Cretácico Inferior (Gray y Lawton, 2011; Fitz Díaz *et al.*, 2014). Mientras que, la deformación de piel gruesa se expone en San Marcos, Coahuila, Aramberri, Nuevo León y en Ciudad Victoria, Tamaulipas (Chávez-Cabello *et al.*, 2016; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Zhou *et al.*, 2006). Este último exhibe características comunes que ocurren en el Orógeno Laramide en Estados Unidos (Chávez-Cabello, 2005; Chávez-Cabello *et al.*, 2007).

En la porción sur del orógeno entre los estados de Chiapas, Veracruz y Oaxaca se encuentra el Cinturón Plegado de Chiapas, el cual está representado por una serie de pliegues con orientación NW-SE con una historia de deformación compleja. Algunos autores sugieren que la compresión comenzó ahí en el Cretácico-Paleógeno (*p.ej.*, Dengo y Bohnenberger, 1969; Burkart *et al.*, 1987; Meneses-Rocha, 2001). Por otro parte, algunos sugieren que se debe a la Orogenia Chiapaneca, en el Mioceno Medio; Mandujano y Keppie (2009) proponen una edad de entre 16 y 11 Ma a partir de relaciones estratigráficas.

2.2.3 Cuencas de antepaís

Las Cuencas de Antepaís (*foreland basins*) están ligadas directamente a los frentes tectónicos de pliegues y cabalgaduras, por lo que el análisis de su estratigrafía y su evolución nos brinda información sobre los tiempos de actividad tectónica para el orógeno (*p.ej.*, Burbank, 1996; DeCelles y Giles, 1996; Sinclair, 1997). Como ya se ha mencionado, dentro del registro estratigráfico del Orógeno Mexicano se encuentran un conjunto de rocas marinas, continentales y volcánicas máficas depositadas en grandes cuencas antes de la acreción del Super Terreno Guerrero. Sin embargo, el concepto también se ha empleado para referirse a cuencas en donde se acumularon sedimentos sin-tectónicos en áreas cercanas al frente de la

deformación. En ese sentido, las cuencas de antepaís cercanas a la Planicie Costera del Golfo de México serían las registrarían la actividad tectónica más tardía (asociada al Orógeno Mexicano) en México. Fitz-Díaz *et al.* (2018), divide a las cuencas de antepaís dentro del CPCM en: (1) Cuencas adyacentes al CPCM con depósitos generados durante cabalgamientos tempranos los que posteriormente se incorporan en la cuña orogénica; (2) Cuencas de antepaís con secuencias menos deformadas: Cuenca de Sabinas, Parras, La Popa, Tampico-Misantla y Veracruz. Las primeras sucesiones forman un cinturón de turbiditas, ahora plegadas, que se distribuyen desde el norte en la Mesa Central y continúan hasta el sur por debajo de las rocas asociadas al Cinturón Volcánico Transmexicano. Esas cuencas están rellenas por turbiditas siliciclásticas y carbonatadas plegadas con edades de la parte más temprana del Cretácico Tardío (Cenomaniano-Santoniano), representadas por las formaciones Mineral de Pozos (Ortega-Flores *et al.*, 2014), Soyatal (Jauregui, 1997) y Concepción del Oro (Ocampo-Díaz *et al.*, 2016). Fitz-Díaz *et al.* (2017) mencionan que la fuente de los clastos de las capas de arenisca expuestas cerca del Mineral de Pozos (Guanajuato) provienen, al menos en parte, de la erosión del basamento proterozoico, porque sus circones detríticos más antiguos tienen edades de ~1.7, 1.4, 1.1 Ga, mientras que los granos de circón más jóvenes son del Jurásico-Cretácico (~100-92 Ma) y son compatibles con las edades de rocas en el Súper Terreno Guerrero.

Por otro lado, las cuencas Parras (Coahuila), La Popa (Coahuila y Nuevo León) y Tampico-Misantla (Tamaulipas), que se encuentran en la parte norte y oeste del CPCM se encuentran, en general, acortadas e topográficamente invertidas por la deformación del Paleógeno. Sin embargo, conservan las sucesiones estratigráficas más completas (Fitz-Díaz *et al.*, 2018). Están constituidas por depósitos carbonatados de aguas profundas (i.e., las formaciones Cuesta del Cura, Indidura, Agua Nueva, Caracol y San Felipe), sedimentos siliciclásticos de aguas profundas (i.e., las formaciones Parras y Méndez) y depósitos continentales y de aguas poco profundas más jóvenes del Grupo Difunta de edad Cretácico Tardío-Paleógeno.

Gray y Lawton (2011) sugieren que las Cuencas de Parras y La Popa estuvieron activas desde el Maastrichtiano hasta el Eoceno. Ellos reportan en La Popa anticlinales E-W despegados a partir de la lutita Parras del Campaniano y anticlinales grandes con rumbos NW-SE, despegados de capas de sal del Jurásico, mientras que estructuras E-W también se pueden

encontrar en la Cuenca de Parras, sin embargo, está cuenca exhibe estratos de crecimiento del Maastrichtino Superior y del Paleoceno. Por otro lado, las rocas más antiguas dentro de la Cuenca Tampico-Misantla son del Triásico, Jurásico, Cretácico y Paleógeno (Álvarez, 1961). Carrillo-Bravo (1980) menciona que en la cuenca existen unidades sedimentarias marinas tan jóvenes del Oligoceno-Mioceno representados por las formaciones Palma Real, Mesón y Tuxpan. Él además sugiere que durante este tiempo se produjo un evento distensivo que produjo fallas regionales W-E que actuaron como conductos para la salida de rocas volcánicas.

2.3 SECUENCIAS CLÁSTICAS DEL PALEÓGENO-NEÓGENO

Una interpretación existente es que durante el Paleógeno (Eoceno) culminó la etapa final del Orógeno Mexicano, dando lugar al desarrollo de múltiples cuencas continentales que se rellenaron parcialmente por depósitos clásticos, también conocidos genéricamente como capas rojas por su color. Simultáneamente, en lugares cercanos a la Sierra Madre Occidental, fueron extravasadas rocas volcánicas que se intercalaron con los sedimentos detríticos. Estas sucesiones continentales y sedimentos marinos descansan en discordancia angular o erosional sobre las rocas mesozoicas marinas. En algunos sitios, como en el distrito minero de Guanajuato, al parecer existieron rocas volcánicas del Eoceno Temprano sobre rocas mesozoicas del STG (Edwards, 1955; Aranda-Gómez y McDowell, 1998). Dichas rocas distribuyen ampliamente en la Planicie Costera del Golfo de México, en la Sierra Madre Oriental, así como en la Provincia de Baja California, Coahuila y Chihuahua entre otros. Las rocas más antiguas son del Paleoceno y se encuentran hacia la región del occidente y las más recientes son del Eoceno y Oligoceno depositadas hacia el oriente (Sánchez-Ríos y Salmerón-Ureña, 1995).

Una de los mayores vestigios es la “Cuenca Terciaria”, denominada así por algunos autores (*p.ej.*, Trujillo-Candelaria, 1977; Sánchez-Ríos y Salmerón-Ureña, 1995), la cual estaba delimitada al Oeste por lo que ahora es la Península de Baja California y el borde oeste de la Sierra Madre Occidental, al Sur por la Sierra Madre del Sur y al Este por la Sierra Madre Oriental, mientras que hacia el Norte la cuenca se prolonga hasta la Sierra Nevada y las Montañas Rocosas en Estados Unidos de Norteamérica. Por otro lado, hacia la parte sur la

cuenca se encuentra cubierta por rocas, producto de la intensa actividad volcánica del CVTM durante el Mioceno al Holoceno. En esta región, la “Cuenca Terciaria” la secuencia estratigráfica más joven está formada por rocas sedimentarias clásticas (gravas, arenas y arcillas) tipo *molasa* continental que en lugares están asociados a materiales volcánicos, y ocasionalmente, se depositaron secuencias de yesos y calizas lacustres (Trujillo-Candelaria, 1977).

Una de la facies más representativa de la cuenca son los conglomerados rojos del Eoceno-Oligoceno. Generalmente esos conglomerados sobreyacen discordantemente a las formaciones del Cretácico Superior y a las unidades del Jurásico y están formadas por clastos derivados de las unidades mesozoicas (Fig. 2.2).

La Fm. Ahuichila se distribuye ampliamente en Coahuila, Zacatecas y Durango. Consiste en una intercalación de capas de conglomerado, arenisca, lutita y, en menor proporción de ceniza volcánica blanca y *tufa* (Kellum, 1932). Rogers *et al.* (1956) definieron la unidad y asignaron al Bajío de Ahuichila en Viesca, Coah., como su localidad tipo. Tardy (1980) propuso que la Fm. Ahuichila se encuentra deformada y propuso la existencia de un pulso Tardío (Mioceno) de deformación compresiva, el cual produjo pliegues abiertos en dicha unidad. A estas estructuras las llamó “*Plis du fond*”. La descripción más detallada de la Fm. Ahuichila es la de Eguiluz de Antuñano *et al.* (2022), quienes describieron cuatro litofacies, le asignaron una edad del Oligoceno con base en edades U-Pb de circones separados de muestras de arenisca o toba.



Figura 2.2 Distribución geográfica de las facies de conglomerados del Paleógeno-Neógeno en México (Imagen Satelital tomada de Bing Aerial, 2023). La ubicación de los conglomerados se tomó de Imlay (1936; Fm. Mayrán), Rogers *et al.* (1961; Fm. Ahuichila), Edwards (1955; Conglomerado Zacatecas), Edwards (1955; Conglomerado Guanajuato), Aranda-Gómez y McDowell (1998; Conglomerado Duarte), Fries (1960; Grupo Balsas-Guerrero, Simons y Mapes (1956); Conglomerado El Morro), Erben (1956; Fm. Huajuapán).

El Conglomerado Zacatecas aflora principalmente en Zacatecas, Zac. Según Edwards (1955) el conglomerado está constituido por clastos de rocas marinas, granito, rocas volcánicas y tiene un espesor máximo de ~400 m. Este mismo autor menciona que el contacto con el basamento mesozoico es por una falla NW-SE, lo que sugiere que su depósito fue en una fosa tectónica (graben). Él le asigna una edad Eoceno temprano para la parte superior, a partir de relaciones estratigráficas y una correlación con el Conglomerado Rojo de Guanajuato. Escalona-Alcázar (2009) subdividió a la unidad, de la base a la cima, en: 1) conglomerado y arenisca; 2) conglomerado con clastos de granitoide; 3) tobas pumicíticas; 4) conglomerado con clastos de basalto y riolita. Además, este autor le asigna una edad Paleoceno-Eoceno, a partir de edades U-Pb en circones detríticos.

En Guanajuato están expuestos el Conglomerado Guanajuato (CG) y el Conglomerado Duarte (CD). Estas unidades descansan en discordancia angular o erosiva sobre las rocas plutónicas y marinas del Mesozoico. Los dos conglomerados subyacen a rocas volcánicas

del Eoceno Tardío al Oligoceno (Edwards, 1955; Aranda-Gómez y McDowell, 1998). Edwards (1995) dividió al CG en dos miembros: (1) el inferior está constituido por capas de arenisca roja o café, intercaladas con derrames de lava intermedia a máfica, y (2) el superior es en una sucesión de capas de conglomerado y brecha. A diferencia del miembro inferior, los clastos derivados de rocas plutónicas son relativamente abundantes. Aranda-Gómez y McDowell (1998) reportan que generalmente el contacto del CG con el complejo basal es por falla y por discordancia angular (Edwards, 1955), además, de que las capas se encuentran basculadas debido a un fallamiento distensivo post-Laramide del Eoceno-Oligoceno. El CD también fue dividido en dos miembros, el inferior es dominado por una sucesión de conglomerados y areniscas rojas; el miembro superior se compone de areniscas y lutitas (Aranda-Gómez y McDowell, 1998).

El Grupo Balsas – Guerrero, fue definido por Fries (1960). Es una sucesión de capas de conglomerado, arenisca, limolita, caliza lacustre, flujos de lava y depósitos piroclásticos. Se distribuyen ampliamente en la región centro sur y suroeste de México, desde el oeste de Michoacán y sur del Estado de México hasta el centro de Guerrero y Morelos. Dentro del Grupo Balsas se han incluido diversas unidades como las formaciones Pie de Vaca y Cuayuca (Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 1999, 2006), y las formaciones Chontalcoatlán y Atzala (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002). Morán-Zenteno *et al.* (2007) también incluye a las formaciones Tepetlan, Huajintlán, la Toba Teacalco y la Toba Piedras Altas. La edad del Grupo Balsas – Guerrero no es conocida con precisión por la escasez de datos paleontológicos y geocronológicos, sin embargo, actualmente existen algunas edades: Moran-Centeno (2007), fechó una de las andesitas intercaladas del Grupo Balsas en el área de Amacuzcac, sur de México, y obtuvo una edad K-Ar de 44.5 ± 0.7 Ma para la parte inferior del Grupo Balsas, por lo que el inicio de la acumulación sucedió en el Eoceno.

En la región de Zimapán, Hidalgo, Simons y Mapes (1956) describen una sucesión de conglomerados de color gris y rojos con clastos de caliza y con menor cantidad de clastos de rocas volcánicas. Ellos llamaron a esta unidad el Conglomerado El Morro o Fanglomerado El Morro. Segerstrom (1961) menciona que el conglomerado suele estar acompañado de tobas, flujos de tobas y/o lavas andesíticas. Carrasco-Velázquez *et al.* (2009) dividieron a la unidad en cuatro litofacies: 1) Megabrechas; 2) Conglomerado soportado por matriz; 3)

Calclitarudita con bloques redondeados; 4) Calclitarudita gruesa intercalada con calclitarudita con bloques redondeados. Simons y Mapes (1956, 1957) y Segestrom (1962) infirieron que la edad varía de entre Eoceno Tardío y Oligoceno Temprano para la base de la unidad. Yta y Moreno-Tovar (1997) sugieren que la edad debe ser más antigua del Eoceno debido a un análisis K-Ar en una andesita (38 Ma) que yace concordantemente sobre el conglomerado. Sin embargo, Carrasco-Velázquez *et al.* (2009) estimó una edad Paleoceno Medio-Eoceno Medio mediante geocronología K-Ar en rocas volcánicas suprayacentes e illita formada en la cabalgadura Jiliapán-El Volantín.

La Fm. Huajuapan aflora en Huajuapan de León, Oaxaca. Erben (1956) dividió esta unidad en tres unidades litológicas: 1) Conglomerado basal; 2) Caliza lacustre; 3) Margas y lutitas con yeso. Salas (1949) incluyó también capas de arenisca, ceniza volcánica, lutita y conglomerado y brechas interestratificadas. Él menciona que la base está formada por un conglomerado rojo con fragmentos de las rocas sedimentarias mesozoicas e ígneas. Erben (1956) propuso una edad Eoceno Tardío a Oligoceno Temprano para la base y cima, respectivamente.

Después de la acumulación de los conglomerados rojos se depositaron sucesiones clásticas continentales de ambientes aluviales de edad Neógeno-Cuaternario en todo México. Por ejemplo, la Fm. Mayrán es una unidad expuesta en la región de Parras de la Fuente, Coahuila, fue originalmente descrita por Imlay (1936). Él la interpretó como una sucesión de conglomerados y tufas con moldes de plantas y huesos de elefante. Wensens (1974) y Tardy (1980) dividieron a dicha formación en dos partes: un miembro superior formado por travertino y caliche, y un miembro inferior de calizas de agua dulce. Eguiluz de Antuñano y Carranza-Castañeda (2013) encontraron fósiles de vertebrados del Pleistoceno y, mencionan que la Fm. Mayrán descansa en discordancia angular sobre las rocas plegadas del mesozoico, mientras que su cima subyace con discordancia erosiva a suelos del Holoceno. Ellos también describieron dos miembros: la sucesión inferior compuesta por estratos de calizas y de rocas siliciclásticas, y la sucesión superior constituida por capas de *tufa* y caliza arcillosa. Rogers *et al.* (1961) asignaron una edad Pleistoceno para la parte superior de la formación, mientras que Amezcua-Torres (2012) propuso una edad Plioceno (3.6 Ma) para la parte inferior, obtenida mediante el análisis de isótopos U-Pb en los carbonatos.

CAPÍTULO III

METODOLOGÍA

3.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se describen a detalle los métodos empleados para caracterizar e interpretar la procedencia de los sedimentos detríticos de la Fm. Ahuichila en el área de estudio. En parte, esto se basa en las edades U-Pb de los circones detríticos separados rocas de grano fino colectadas en el área estudiada. Esta información fue clave para entender la evolución geológica de la región y su relevancia con relación a las etapas tardías de formación del CPCM del Orógeno Mexicano. Se recolectaron invariablemente muestras de rocas sedimentarias clásticas (areniscas) y volcánicas (tobas), las que fueron sometidas a varios procedimientos de laboratorio para establecer su composición mineralógica, estructura y clasificación, con la finalidad de seleccionar y separar los minerales de interés.

Para determinar la procedencia de los clastos de las rocas sedimentarias detríticas se seleccionaron muestras representativas de la secuencia estratigráfica de la Fm. Ahuichila (*p. ej.*, base y cima de la formación) para un análisis petrográfico. Esas se clasificaron utilizando los criterios de Gazzi-Dickinson (en Ingersoll *et al.*, 1984) y Garzanti (2019). Por otro lado, se separaron minerales pesados de las muestras de rocas sedimentarias detríticas y volcánicas para obtener sus edades isotópicas aplicando el método U-Pb en granos de circón. La metodología analítica empleada para la clasificación de rocas clásticas y datación U-Pb en circones se describe a continuación.

3.2 ANÁLISIS PETROGRÁFICO

3.2.1 Generalidades

El análisis petrográfico es una herramienta muy útil para describir y clasificar rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas. Los análisis de petro-facies de areniscas definidas a mediante modas detríticas de los granos de secuencias sin-tectónicas ha demostrado ser una herramienta poderosa para inferir la procedencia de los clastos (*p. ej.*, Dickinson y Rich, 1972; Stanley, 1976; Ingersoll, 1979, 1983, 1987; Dickinson y Suczek, 1979, etc.).

Las rocas sedimentarias siliciclásticas están constituidas por clastos transportados, resultantes de la alteración de rocas ígneas, sedimentarias y/o metamórficas previamente existentes. De acuerdo con Adams *et al.* (1997), los sedimentos de granulometría intermedia como las limolitas gruesas, las areniscas y los conglomerados y brecha de grano más fino, son las litologías donde mejor se puede aplicar el estudio petrográfico mediante el microscopio. Sin embargo, en esta investigación también se analizaron láminas de rocas volcánicas y de rocas carbonatadas, marinas y lacustres, siguiendo otros criterios (*p.ej.*, Folk (1958) y Dunham (1962).

Generalmente los principales componentes de los granos son los fragmentos de cuarzo, feldespato y líticos de otras rocas. Los espacios entre estos granos pueden estar ocupados por una matriz original, generada por alteración de los granos finos de las rocas fuentes (*p.ej.*, minerales arcillosos), una matriz diagenética o por cemento (Adams *et al.*, 1997).

Las arcillas tienen una granulometría demasiado fina para estudiarse con el microscopio petrográfico, por lo que se suelen estudiar con el microscopio electrónico o mediante Difracción de Rayos X. Por otro lado, los componentes de los conglomerados y brecha se pueden identificar a simple vista, debido a su granulometría, o mediante un estudio microscópico. La descripción de las rocas sedimentarias detríticas se realiza tomando en cuenta la forma de los granos, su redondez, selección y composición (si son granos monominerales o fragmentos líticos)

A continuación, se describe el procedimiento empleado para la selección y preparación de las muestras, así como algunos de los criterios de su análisis.

3.2.2 Preparación de las muestras

Para el análisis petrográfico se seleccionaron 28 muestras representativas con la finalidad de clasificarlas a partir de su composición modal y las características texturales. Las muestras consisten de rocas volcánicas (tobas retrabajadas o de basalto), y rocas sedimentarias (areniscas y calizas lacustres). Adicionalmente se tomaron algunas muestras de las rocas marinas mesozoicas para estimar su posición en la columna estratigráfica de la región. Por otro lado, también fue necesario obtener muestras de sedimentos pobremente litificados para su estudio.

La preparación de láminas delgadas se realizó en el Laboratorio de Preparación de Láminas Delgadas de la Facultad de Ciencias de la Tierra (FCT) de la UANL. Las muestras se cortaron para formar un prisma rectangular de aproximadamente 3 cm x 2 cm x 2 cm, con ayuda de una cortadora de disco diamantado. Se seleccionó una de las caras del bloque para su pulido en un disco giratorio con agua y polvo abrasivo de carburo de silicio (malla 240, 400 y 800), con la finalidad eliminar las marcas producidas por el disco. Para pegar la cara pulida de la muestra, fue necesario pulir la superficie del portaobjetos, para generar una superficie en la que se pueda adherir la cara pulida. Posteriormente, se aplicó resina epóxica sobre la muestra y se colocó el portaobjetos sobre la resina, oprimiendo para eliminar las burbujas de aire. Finalmente, el bloque se cortó con una sierra de diamante dejando un espesor de roca de ~1 mm adherido al portaobjetos. El espesor de ese fragmento adherido se rebajó hasta obtener un espesor de 30 μm . El espesor fue controlado empleando los colores de interferencias de fases conocidas como cuarzo, feldespatos o calcita.

En algunas muestras de arenisca fue necesario aplicar un tinte de azul de metileno para teñir de manera selectiva al feldespatos potásico y así facilitar el conteo modal y la identificación de los feldespatos con respecto al cuarzo. Estas muestras fueron teñidas con Azul de Metileno en el Laboratorio de Preparación de muestras geológicas de la Facultad de Ciencias de la Tierra.

3.2.3 Criterios de análisis

El análisis petrográfico se realizó utilizando un microscopio de luz polarizada Leica DM750P. En las rocas carbonatadas se determinaron texturas y el contenido fósil utilizando los criterios de clasificación de Folk (1959, 1962) y Dunham (1962), mientras que en las tobas se determinó la textura dominante y las especies minerales. El análisis modal de las muestras de arenisca se llevó a cabo utilizando el método de Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984).

La clasificación de Folk (1962) en calizas toma en cuenta las proporciones relativas de los tres constituyentes básicos: granos (aloquímicos), matriz micrítica y cemento esparítico (ortoquímicos), mientras que la clasificación de Dunham (1962) clasifica a las rocas en

función de la cantidad de partículas con respecto a la matriz (mícrita), sin tomar en cuenta el cemento (esparita). Los porcentajes relativos de granos y lodo se usan para generar los cuatro nombres principales: *Mudstone*, *Wackestone*, *Packstone* y *Grainstone*.

Por otro lado, para las areniscas se realizó un conteo modal según el método Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984), donde se recomienda un conteo de por lo menos 300 puntos por lámina, separados cada 1 mm, sin embargo, en este trabajo se contaron hasta 500 puntos por lámina, además el espaciado se determinó a partir del tamaño promedio de los granos en la muestra. En general el procedimiento consiste en trazar una cuadrícula imaginaria en la que, con apoyo de un soporte para lámina delgada, el conteo se realiza de E-W y luego N-S. Esto se repite en promedio 10 veces o hasta cubrir toda la lámina, al final se promedian los conteos para determinar la abundancia de cada componente o fase mineralógica en la muestra.

Para clasificar y asignar el nombre y/o tipo de arenisca se utilizó el diagrama de Garzanti (2019), que es un diagrama ternario en el cual en cada vértice se localiza un componente mayoritario (Cuarzo (Q), Feldespato (F) y Líticos (L)). De acuerdo con su clasificación Garzanti (2019) nombra a las rocas en función de la abundancia de cada uno de los componentes (*p.ej.*, arenisca formada por cantidades similares de los tres componentes sería una arenisca cuarzo-feldespato-lítica). Cabe mencionar que si la abundancia de uno de los componentes no rebasa el 10 vol.% del total, este componente se omite en el nombre de la muestra.

3.3 FECHAMIENTO U-Pb EN CIRCONES

3.3.1 Geocronología U-Pb en circones

El circón ($ZrSiO_4$) es un mineral accesorio en muchos tipos de roca. Los granos de circón se pueden encontrar en una amplia variedad de rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas. En las rocas sedimentarias se les interpreta como de origen detrítico. En rocas ígneas cristalizan al enfriarse el magma o lava y proporcionan “edades de enfriamiento”. En algunas rocas metamórficas de grado alto, como las granulitas, pueden registrar la edad de un pulso de metamorfismo de temperatura elevada.

El circón es un mineral muy utilizado por su capacidad de incorporar una gran variedad de elementos menores y trazas, así como la capacidad de retener información química e isotópica por lo que comúnmente se utiliza en investigaciones geoquímicas e isotópicas. Su resistencia física y química y la temperatura de cierre del sistema isotópico U-Pb ($> 800\text{ }^{\circ}\text{C}$) ha permitido fechar muchas de las rocas más antiguas de la Tierra (*p.ej.*, Bowring *et al.*, 1989, Maas *et al.*, 1992, Buick *et al.*, 1995, Bowring y Williams, 1999, Wilde *et al.*, 2001).

La geocronología U-Pb en circones es una técnica ampliamente utilizada en rocas sedimentarias detríticas, metamórficas, ígneas plutónicas alcalinas y volcánicas. Dentro de sus múltiples aplicaciones se encuentra el fechamiento de eventos geológicos (*p.ej.*, emplazamiento de intrusivos, vulcanismo, metamorfismo, entre otros), cartografía, petrogénesis, fechamiento de sistemas orogénicos, exploración de recursos naturales (Putirka, 2015). Cabe señalarse que en rocas detríticas la edad que se obtiene no es la edad de formación sino una edad máxima de depósito. Es decir, solo se obtiene la edad de los granos derivados de la fuente de sedimentos más joven.

Los circones detríticos forman parte del sedimento derivado de la meteorización y erosión de rocas preexistentes. Debido a su dureza, durabilidad y resistencia química, el circón persiste en depósitos sedimentarios y es un componente común de la mayoría de las arenas y areniscas (Rojas-Rojas, 2019). La geocronología de circones detríticos se ha desarrollada rápidamente en las últimas dos décadas y con los avances técnicos ha permitido determinar edades de U-Pb confiables a partir de cristales individuales, revelando información sobre una amplia gama de procesos geológicos.

En esta investigación se implementó la geocronología de circón detrítico para establecer edades máximas de depósito, determinar la procedencia, y reconstruir y la configuración tectónica a escala regional (Rojas-Rojas, 2019; Košler y Sylverster, 2003; Košler, 2007; Putirka, 2015).

3.3.2 Principio del método

El método U-Pb utiliza el sistema U-Th-Pb, el cual consiste en la medición de isótopos que decaen radiactivamente, como es el caso del ^{238}U (isótopo padre), que decae a un isótopo

radiogénico como el ^{206}Pb (isótopo hijo). La estimación de dicha relación isotópica nos permite obtener la edad de temperatura de cierre del sistema isotópico dentro del circón (Schoene, 2014). El U y el Th se pueden encontrar dentro de muchos minerales como los circones, aunque también se pueden presentar en otros minerales como baddeleyita, monacita y apatito, entre otros. Las concentraciones de U, Th y Pb varían entre los tres diferentes tipos de rocas, sin embargo, se ha observado que las concentraciones (ppm) se incrementan de rocas volcánicas basálticas a plutónicas de composición granítica, mientras que en las rocas sedimentarias (*p.ej.*, areniscas) los valores son similares a las de las encontradas en rocas ígneas (Faure y Mensig, 2005).

De acuerdo con Faure y Mensig (2005), los isótopos U y Th comporten las mismas propiedades químicas al formar parte de la serie química de los actínidos, por ejemplo, alto número atómico y número similar de protones (Th = 90, U = 92); radio similar ($\text{U}^{4+} = 1.05 \text{ \AA}$, $\text{Th}^{4+} = 1.10 \text{ \AA}$), y tiempos de vida media cortos, entre otros. El U tiene tres isótopos radiactivos: ^{238}U , ^{235}U , ^{237}U , y el Th decae solamente a ^{232}Th . El ^{238}U se convierte a ^{206}Pb en un tiempo de vida media de 4.468×10^9 años, durante este proceso se emiten ocho partículas alfa y seis betas, y el ^{235}U decae a ^{207}Pb en un tiempo de vida media de 0.7038×10^9 años, mediante la emisión de siete partículas alfa y cuatro betas, mientras que ^{237}U forma parte de la serie de desintegración del ^{238}U y tiene un tiempo de vida media de 2.47×10^5 años. Por otro lado, el ^{232}Th se convierte en el isotopo estable ^{208}Pb con una vida media de 14.010×10^9 años emitiendo durante este proceso seis partículas alfa y cuatro betas. El cálculo de la edad, según Faure y Mensig (2005), se hace mediante la ecuación siguiente:

$$t = \left(\frac{1}{\lambda}\right) * \ln\left(1 + \frac{D}{P}\right)$$

Dónde: t es la edad de sistema isotópico, λ es la constante de decaimiento del sistema isotópico, y la relación $D/P = e^{-\lambda t}$ es la relación atómica padre-hijo del sistema isotópico utilizado.

3.3.3 Análisis U-Pb en circones detríticos

Existen dos tipos principales de análisis de circón detrítico: análisis cualitativo y análisis cuantitativo. En el análisis cualitativo se analiza un número elevado de granos disponibles individualmente, independientemente de sus abundancias, esto permite determinar todas las posibles fuentes de la unidad sedimentaria (Dickinson *et al.* (1983)). En esta tesis se emplearon análisis cuantitativos usando LA-ICPMS, los que se describen a detalle a continuación.

3.3.3.1 LA-ICP-MS (*Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*)

Para el análisis de procedencia de los circones se utilizó el método de datación U-Pb en circones detríticos mediante Ablación Laser. Se utilizó la técnica conocida como Espectrometría de Masas de Plasma Acoplado Inductivamente por Ablación Láser (LA-ICP-MS), la que consiste en utilizar un rayo láser para excavar (ablación) material (cientos de nanogramos) de una superficie de muestra pulida y posteriormente un análisis de isótopos con un espectrómetro de masas (Fryer *et al.*, 1993, Košler *et al.*, 2001; Košler y Sylvester, 2003). La precisión y exactitud del método es de 1-2%, y una tasa de análisis de aproximadamente un análisis por minuto. Esta técnica utiliza equipo analítico que debe calibrarse antes de su uso, comúnmente suelen utilizar estándares de circones con edades similares y comparables a los circones analizados.

Los análisis se realizaron en el Centro de Geociencias de la UNAM siguiendo la técnica descrita por Solari *et al.* (2011). Durante el análisis se midió la señal de los isótopos ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th y ^{238}U . Las concentraciones de U y Th y las incertidumbres dos sigmas se calcularon empleando un estándar externo de circón de acuerdo con Paton *et al.* (2010), mientras que las edades, relación y errores analíticos de los isótopos $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ se calcularon de acuerdo con Petrus y Kamber (2012). Las señales fueron reducidas y corregidas en el laboratorio utilizando el *software U/Pb age* (Tanner, 1991), para obtener relaciones isotópicas. Los datos reducidos y corregido se procesaron utilizando el *software Isoplot 4.15*, donde se generaron todos los diagramas para estimar las edades de cada muestra. Los tipos de diagramas utilizados en esta tesis se describen a continuación.

3.3.4 Diagramas de Concordia y Edades Máximas de Depósito

Una forma clásica de representar los resultados obtenidos del análisis U-Pb de circones es a través de los diagramas de concordia-discordia tipo Wetherill (Wetherill, 1956). Este diagrama se construye a partir de graficar las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, lo que genera una curva, denominada *curva de concordia*, sobre la que se sitúan todas las edades concordantes ^{207}Pb y ^{206}Pb . Su curvatura corresponde a las diferencias que hay entre sus vidas medias, debido a que ambos sistemas isotópicos (^{238}U y ^{235}U) evolucionan con diferentes tasas de decaimiento. Las edades que se grafiquen sobre la curva de concordia representan a todas las muestras que hayan permanecido en un sistema cerrado. Por otro lado, los puntos con edades concordantes que se localicen a lo largo de una línea recta indica que ocurrió una pérdida de Pb o un sobrecrecimiento de cristales, a esta línea se le denomina *línea de discordia*. La intersección superior de la línea de discordia con la curva de concordia (t_0) corresponde a la edad de cristalización de la roca y la intersección inferior (t_1) refleja la edad del evento que perturbo el sistema (*p.ej.*, metamorfismo).

Por otro lado, se han propuesto numerosos algoritmos de estimación de edades máximas de depósito para rocas siliciclásticas (*p.ej.*, Nelson, 2001; Barbeau *et al.*, 2009; Dickinson y Gehrels, 2009; Tucker *et al.*, 2013; Chen *et al.*, 2016; Zhang *et al.*, 2016; Ross *et al.*, 2017; Herriot *et al.*, 2019; Copland, 2020). La edad máxima de depósito se basa en la idea de que el componente más joven de una unidad clástica proporciona la edad de depósito más temprana posible.

Algunos autores han tratado de determinar cuál es el método más eficiente para estimar la edad máxima de depósito (EMD o MDA) de rocas siliciclásticas mediante geocronología U-Pb, dentro de los cuales se puede resaltar la revisión publicada por Coutts *et al.* (2019) y Vermeesch (2021). Dichos autores sugieren que los algoritmos denominados “Población Estadística Más Joven o *Youngest Single Grain* (YSP)” y “Edad Máxima Probable (EMP) o *Maximum Likelihood Age* (MLA)” son los que tiene menor sesgo.

En el presente trabajo se compararon seis técnicas para estimar la edad máxima de depósito, las que se describen a continuación.

El Promedio Ponderado (*Weighted Average*, WA) se utiliza para estimar una edad promedio del grupo de fechas más joven adentro de la población analizada, mediante un promedio ponderado de la varianza inversa clásica, con dos enfoques para tratar el exceso de dispersión, más el algoritmo robusto de Tukey Biweight (Ludwig y Mundil, 2002).

El algoritmo *TuffZirc* y *TuffZirc6+(TZ, TZ6+)* de Ludwig y Mundil (Ludwig y Mundil, 2002) se implementó para extraer las edades más confiables y los errores de edad de conjuntos de fecha $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en poblaciones complejas de pocos circones, o en aquellos circones jóvenes en los que la señal de ^{207}Pb es baja y, por lo tanto, arroja resultados imprecisos. Este algoritmo utiliza edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para granos menores a 1,000 Ma debido a la incertidumbre envuelta en la determinación del isótopo, además se encarga de aislar la edad media de cada grupo junto con las mejores edades (*best age*). Esto último representa la mejor edad para las muestras estudiadas.

Los diagramas de Circón Detrítico Más Joven (*Youngest Detrital Zircon*, YDZ) determinan la edad y la incertidumbre de la edad del circón más joven en un conjunto de circones detríticos fechados, asumiendo que: 1) los errores de las fechas individuales del circón son precisos y están normalmente distribuidos, 2) ninguno de los circones fechados está alterado (Ludwig, 2009), es decir que los circones experimenten una disolución o recristalización parcial donde se alteren las distribuciones de elementos traza y las relaciones isotópicas (*p.ej.*, Mezger y Krogstad, 1997).

Con el algoritmo denominado Los Tres Circones Más Jóvenes (*Youngest three zircons*, Y3Z) es posible separar los tres circones más jóvenes que pertenecen al pico de edad más joven y estimar su edad a partir de un promedio ponderado de las tres fechas que se superponen dentro de la incertidumbre (generalmente de 2σ) (*p.ej.*, Ross *et al.*, 2017; Zhang *et al.*, 2016; Kowal-Linka *et al.*, 2019). La incertidumbre de la MDA calculada por este método es la incertidumbre del promedio ponderado.

La Edad Máxima Probable (EMP) o *Maximum Likelihood Age* (MLA) tiene la ventaja que se puede aplicar exitosamente tanto en rocas sedimentarias detríticas como en depósitos volcánicos, que sean analizados mediante termocronología de huellas de fisión (Galbraith y Laslett, 1993) o geocronología detrítica (Galbraith, 2005). Vermeesch (2021) sugiere que este método ha demostrado ser superior al de Coutts *et al.*, (2019), el cual consiste en utilizar

un mayor número de datos ($n > 300$), debido a que sus bases estadísticas son más sólidas y es el único método que puede obtener la solución correcta independientemente del tamaño de la muestra creciente. Además de que tampoco se ve afectado por las pérdidas de Pb recientes o valores atípicos jóvenes. En general, este modelo maximiza la función de probabilidad usando un modelo de errores puramente estadísticos apropiados para las incertidumbres analíticas.

3.3.5 Metodología de separación de circones

La metodología utilizada para la separación de los circones se llevó a cabo en las instalaciones de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. El procedimiento se describe a continuación:

- 1) **Trituración y molienda:** En primer lugar, las muestras fueron descostradas en el afloramiento con ayuda de un martillo geológico, con el fin de eliminar las superficies alteradas por meteorización, obteniéndose entre 10 y 15 Kg de roca sana por muestra. En el laboratorio de trituración, las muestras se trituran manualmente con ayuda de un martillo geológico hasta obtener fragmentos de alrededor de 10 cm³. Posteriormente los fragmentos de roca fueron introducidos y triturados en un triturador Siebtechnik EB 7/6 para reducirlos a un tamaño variable entre 1 y >0.5 mm (Fig. 3.1a)
- 2) **Tamizado:** Las muestras trituradas se sometieron a un tamizado para separar las fracciones de tamaño adecuado (entre las mallas 100 y 150), donde se concentran los circones (Fig. 3.1b). La elección de un tamizado adecuado fue en función del diámetro promedio de los circones, el cual fue determinado durante un análisis petrográfico previo de láminas delgadas de las muestras estudiadas. Se obtuvo un concentrado de la muestra con cantidades variables entre 500 a 1000 gramos por muestra.
- 3) **Separación Gravimétrica:** El material concentrado de la malla 100 y 150 se sometió a una separación gravimétrica utilizando el método de la batea y/o líquidos pesados, con la finalidad de separar y concentrar los minerales pesados de cada una de las muestras (Fig.3.1c). Para la separación con la batea se utilizó únicamente agua y para

la separación con líquidos pesados se utilizó Bromoformo, el cual fue manipulado en una campana de extracción de gases (Fig. 3.1d).

- 4) **Secado de las muestras:** El concentrado de minerales pesados se colocó en crisoles, se lavaron con agua bidestilada y acetona grado analítico, y posteriormente fueron secados en el horno Thermo Scientific HERATHERM a 50° (Fig. 3.1e), para el material concentrado en la batea, y para el concentrado obtenido en la separación con líquidos pesados se utilizó una estufa Thermolyne NUOVA Stirrer modelo S18525 debajo de una campana de extracción (Fig. 3.1f).
- 5) **Separación magnética:** Una vez obtenidos los concentrados de cada una de las muestras, se procedió a eliminar los minerales magnéticos, utilizando un imán de neodimio niquelado envuelto por papel para evitar la contaminación entre las muestras (Fig.3.1g).
- 6) **Análisis con el microscopio:** Una vez obtenidos los concentrados de minerales pesados no magnéticos, se procedió a realizar la separación y selección manual de los circones, para lo cual utilizó un microscopio binocular marca LEICA ES2 (Fig.3.1h)
- 7) **Montaje de circones:** Finalmente, los circones fueron montados en un portaobjeto de microscopio utilizando una cinta doble cara y posteriormente fueron empaquetados y enviados al laboratorio para su análisis (Fig. 3.h).

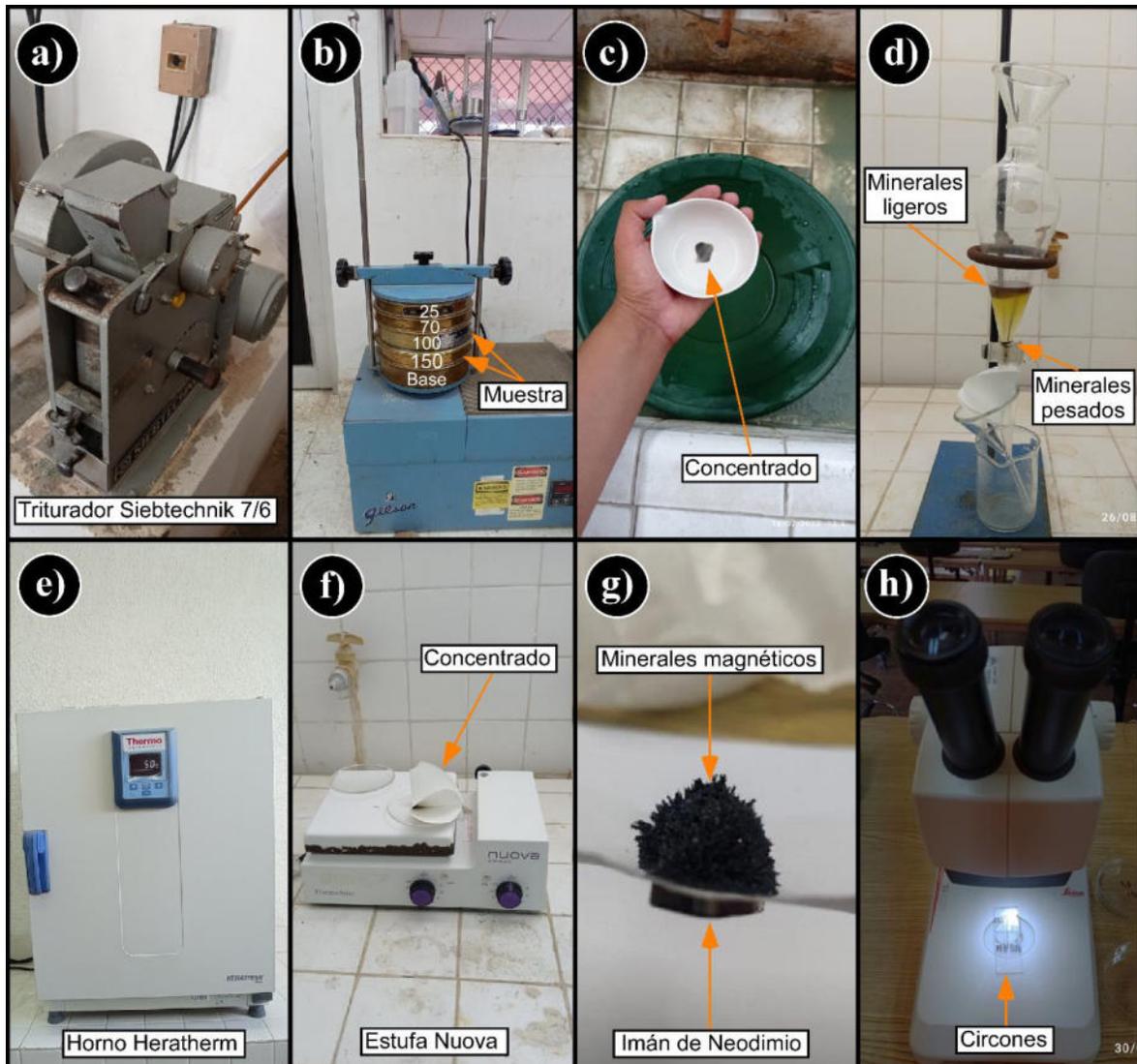


Figura 3.1 Equipo utilizado en la separación de circones en el Laboratorio de la Facultad de Ciencias de la Tierra: **a)** Triturador de quijadas Siebtechnik 7/6 utilizado para reducir la muestra; **b)** Tamizadora; **c)** Batea de plástico usada para separar minerales pesados; **d)** Embudo con bromoformo utilizado para la separación gravimétrica; **e)** Horno Heratherm empleado para el secado de muestras; **f)** Estufa Nuova utilizada para secar el concentrado separado con líquidos pesados; **g)** Imán de Neodimio usado para los minerales ferromagnéticos; **h)** Microscopio óptico LEICA ES2 con el que se seleccionaron los minerales de interés.

CAPÍTULO IV

GEOLOGÍA LOCAL

4.1 INTRODUCCIÓN

En el área de estudio aflora una sucesión litológica que está constituida por rocas sedimentarias marinas y continentales cuyas edades van desde el Cretácico Inferior hasta el reciente, las cuales son cortadas en algunas zonas por rocas ígneas extrusivas probablemente del Cuaternario. Considerando la composición litológica, edad y su ambiente de depósito, las unidades litológicas se dividen en: 1) rocas sedimentarias marinas cretácicas, representadas por las formaciones Taraises, Cupido, Peña, Aurora, Cuesta del Cura e Indidura, las cuales se distribuyen principalmente en el Cañón Ahuichila, Sierra Las Carolinas, Sierra El Chino y Sierra El Yeso (ver mapa Anexo I); 2) rocas neógenas de la Fm. Ahuichila representada por depósitos continentales areno-conglomeráticos, evaporitas-lutitas-limolitas y calizas de ambiente marino-marginales, distribuidas ampliamente en toda el área de estudio; 3) rocas ígneas extrusivas de composición basáltica; y 4) depósitos coluviales y aluviales del Cuaternario (Fig. 4.1).

A continuación, se describen a detalle las unidades litológicas que afloran en el área de estudio.

4.2 ESTRATIGRAFÍA DEL CRETÁCICO

4.2.1 Formación Taraises

La Fm. Taraises es la unidad más antigua cartografiada en el área de estudio (Fig. 4.1, 4.2). Esta unidad fue descrita inicialmente por Imlay (1936) en el Cañón Taraises, localizado en la parte occidental de la Sierra de Parras en Parras, Coahuila, donde se presenta como una secuencia de caliza gris claro a oscuro en muestra fresca y color crema a la intemperie. La unidad presenta dos miembros, uno inferior que consiste en caliza gris, frágil con un espesor de 74 m y con presencia de ammonoideos; y el superior es una caliza con estratos delgados a medianos y capas de caliza arcillosa con abundantes ammonoideos, pelecípodos,

braquiópodos, equinodermos y belemnites. Se han reportado espesores de 144 m en la Sierra de Parras y 250 m en la Sierra de Jimulco (Pérez-Rul, 1967). Adicionalmente se han reportado para esta unidad la presencia de capas de caliza con bandas delgadas y lentes de pedernal. También se han observado estilolitas paralelas a la estratificación. Hay lugares en donde las capas de caliza o marga están intercaladas con lutita, limolita y horizontes terrígenos. En algunas localidades se han encontrado concreciones de pirita (*p.ej.*, Santamaría-Orozco *et al.*, 1990; Tristán-González y Torres-Hernández, 1992, 1994, entre otros).

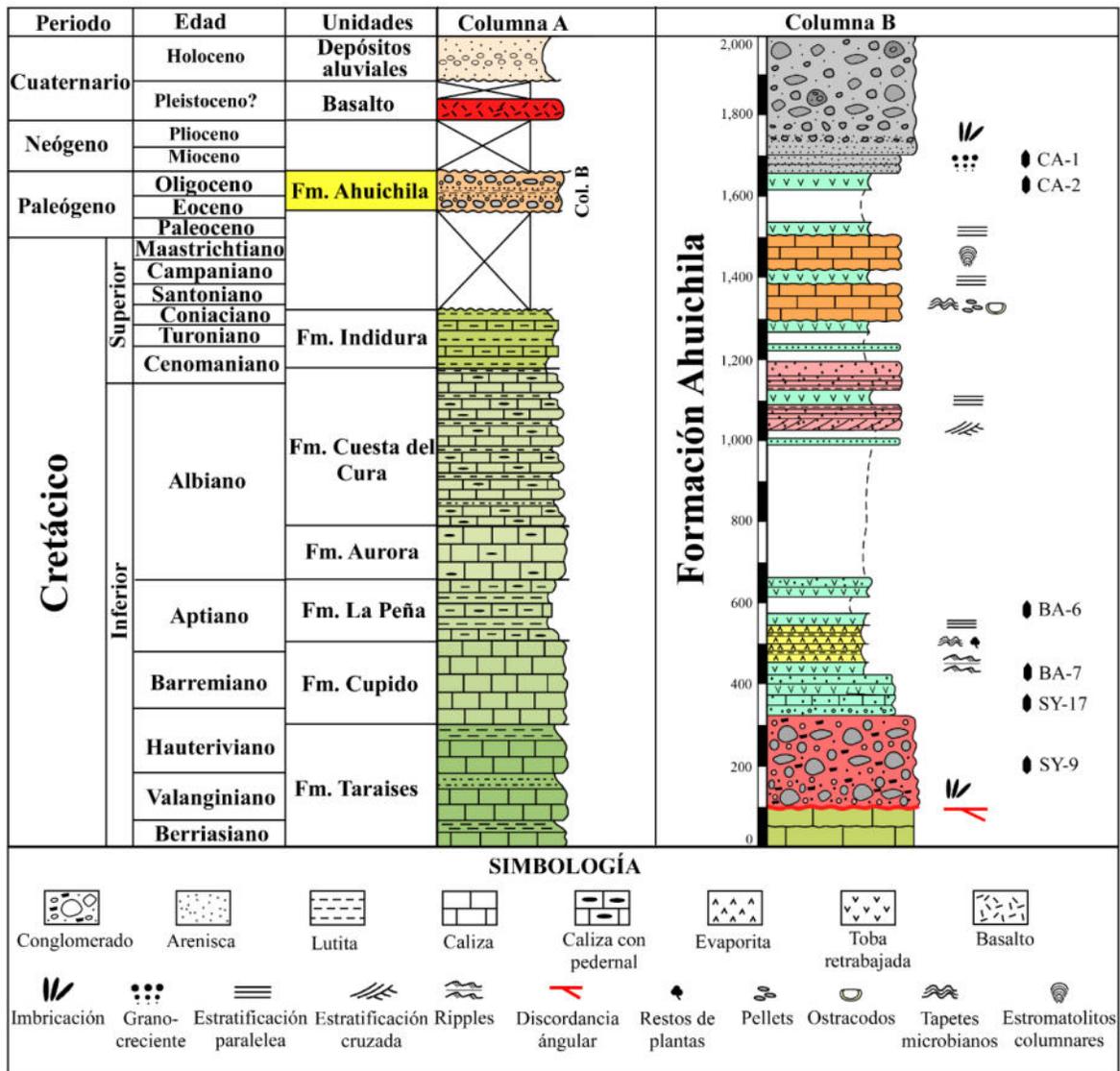


Figura 4.1 Columna estratigráfica del área de estudio, con énfasis en la litología del Fm. Ahuichila.

El contacto inferior de la Fm. Taraises en otras áreas es con la Fm. La Casita, el contacto en algunos sitios es normal y en otros transicional, pasando de caliza arcillosa negra a caliza con capas gruesas de grano fino, mientras que su contacto superior, con la Fm. Cupido, está marcado por la aparición de una brecha sin-sedimentaria calcárea lenticular, en donde desaparecen las intercalaciones de caliza con terrígenos y aparecen las capas de caliza masiva y pura de la Fm. Cupido (Tristán-González y Torres-Hernández, 1994). La edad de la Fm. Taraises es Berriasiano-medio a Valanginiano-Hauteriviano, estimada a partir de su posición estratigráfica y contenido faunístico por Imlay (1936).

En el mapa geológico realizado en este trabajo (Anexo II), esta unidad se distribuye principalmente en la Sierra El Chino, al noreste del área de estudio, y en la Sierra del Yeso, al oriente de la zona mapeada. En general se suele encontrar formando anticlinales de escala métrica y pliegues en forma de s y z, llegando a ser sobreyacida en discordancia angular o paralela por las capas de conglomerado de la Fm. Ahuichila (Fig. 4.2a).

De manera general, en el área de estudio, la Fm. Taraises es una caliza color gris oscuro que intemperiza a gris-amarillento a crema. Se presenta en estratos medianos a gruesos de 10 a 40 cm de espesor. Algunas capas de caliza exhiben pequeñas líneas estilolíticas aisladas, paralelas a la estratificación. También incluye nódulos y lentes de pedernal escasos. Asimismo, se observaron hacia su base, cerca del contacto con la Fm. Cupido, capas de caliza gruesa, color gris claro, con brechas sin-sedimentarias abundantes, color gris oscuro, compuestas por clastos angulosos. (Fig. 4.3b).

Las capas de caliza varían entre *wackestone* a *packestone*, con bioclastos de foraminíferos planctónicos, radiolarios, ostrácodos, calpionélidos y/o microcalamoides (Fig. 4.2b). La mayoría de los bioclastos se encuentran parcialmente recristalizados lo que dificulta su identificación a nivel de especie. Sin embargo, se reconocieron foraminíferos planctónicos de los géneros *Globigerinoides*, Calpionélidos Género *Collomiella recta* (Fig. 4.2c) y *Colomiella oblonga* (Fig. 4.2d), y *Microcalamoides diversus* (Fig. 4.2d).

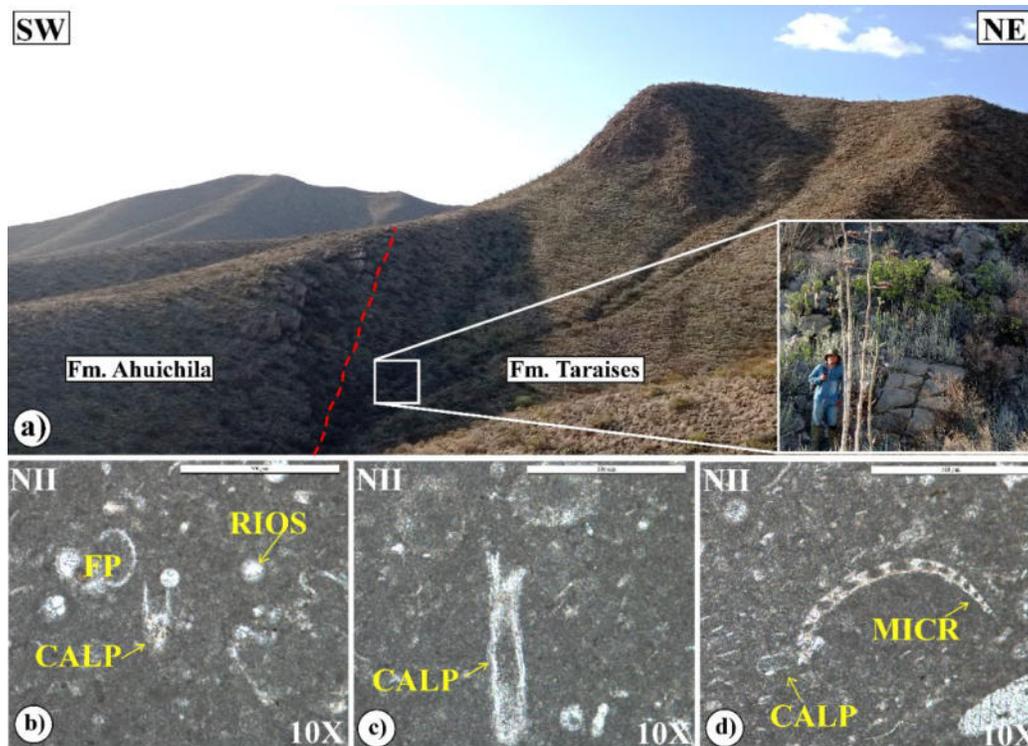


Figura 4.2 a) Fotografía panorámica y de afloramiento donde se observa las relaciones de contacto entre la caliza de la Fm. Taraises y el conglomerado basal de la Fm. Ahuichila; localidad Sierra El Chino al noreste de la zona de estudio (Anexo II); b) *Packstone* con foraminíferos planctónicos (*Globigerinoides*), radiolarios y calpionélidos; c) *Calpionella oblonga*; d) *Colomiella recta* y *Microcalamoides diversus*. Abreviaturas: FP: Foraminífero Planctónico; RIOS: Radiolarios; CALP: Calpionélido; MICRO: Microcalamoides.

4.2.2 Formación Cupido

Imlay (1937) definió a la Fm. Cupido en la parte norte del Cañón Mimbres en Parras, Coahuila, donde está formada por capas de caliza delgada a gruesa, de color gris oscuro, con concreciones de pedernal y pirita. Imlay (*op.cit.*) le asignó una edad Hauteriviano Tardío-Barremiano, con base en sus amonites. Tristán-González y Torres-Hernández (1994) presentan una descripción más detallada que la de Imlay para sus afloramientos en la Sierra de Charcas, S.L.P., ahí hacia su base la unidad, presenta capas de caliza microcristalina de 10 a 40 cm de espesor, intercaladas con lentes y bandas de pedernal negro y con capas delgadas y asiladas de limolita color violáceo. Adicionalmente, en la Sierra de Charcas, se suelen encontrar nódulos de hematita, y fósiles de belemnites y amonites. Hacia su cima el espesor de los estratos aumenta hasta 2 m que presentan estilolitas abundantes; los nódulos

de pedernal presentan formas irregulares, el color es pardo a negro de dimensiones máximas de 5 a 10 cm. También presenta nódulos de pirita y marcasita oxidados.

De acuerdo con Guzmán (1973), esta unidad se reconoce fácilmente por sus facies características: (1) facies de caliza de plataforma, clasificadas como *wackestone* y *packstone* de pellets y miliólidos; (2) facies de cuenca, constituida por capas gruesas de caliza *mudstone* con estilolitas, pedernal y pirita; y (3) facies marginal caracterizada por la presencia de arrecifes y bancos de rudistas y corales. Su edad es Hauteriviano-Aptiano (Fig. 4.1), esto con base en foraminíferos bentónicos (*Conorotalites*) y planctónicos (*Caucasella haterivica*) (p.ej., Imlay, 1936; Humphrey y Díaz, 2003; Eguiluz de Antuñano, 2001; Ángeles-Villeda *et al.*, 2005).

En el área de estudio, los afloramientos más importantes de la Fm. Cupido se encuentran en la Sierra El Chino (Anexo II), al noreste del área cartografiada (Ver Fig. 5.1). Esta unidad consiste en capas de caliza microcristalina con un color gris oscuro en muestra fresca y gris claro cuando esta intemperizada. Se presenta en estratos gruesos, de 20 a 60 cm, o como bancos masivos (>1 m). Incluye intercalaciones de capas delgadas de lutita calcárea. Generalmente son comunes los nódulos de pedernal color negro con formas irregulares y estilolitas paralelas a la estratificación (Fig. 4.3a).

En la región noreste del área de estudio, el contacto con la Fm. Taraises está marcado por una brecha sedimentaria calcárea (Fig. 4.3b); mientras que, hacia su cima, es sobreyacida por la Fm. La Peña. En esta zona, su contacto con la Fm. Ahuichila es por discordancia angular. El contenido fósil es escaso, sin embargo, en suelos residuales y coluviones es común encontrar fragmentos de caliza con macrofósiles de rudistas provenientes de la erosión de esta unidad (Fig. 4.3c).



Figura 4.3 a) Calizas de la Fm. Cupido en la Sierra El Chino donde tiene un color gris oscuro y estratificación mediana a gruesa (líneas amarillas); b) brecha calcarea en caliza masiva color gris claro; c) Canto rodado derivado de la Fm. Cupido, con fósiles de posibles rudistas encontrados en la Sierra El Chino. Las flechas rojas señalan las brechas calcareas y los fósiles de rudistas.

4.2.3 Formación La Peña

La Fm. La Peña es una secuencia calcáreo-arcillosa descrita por primera vez por Imlay (1936) en la Sierra de Parras, Coahuila, y posteriormente reportada por Humphrey (1949) en la Sierra de Los Muertos, al sureste de Monterrey, Nuevo León. Imlay (1936) describió dos miembros en esta unidad: (1) El miembro inferior, constituido por capas de caliza gris oscuro a gris claro, intercaladas con estratos de lutita que intemperiza a un color gris amarillento y contiene nódulos de pirita, y (2) el miembro superior, consiste en una intercalación de capas de caliza delgada y de lutita. Esta unidad suele contener líneas estilolíticas y concreciones de pedernal negro. Por otro lado, Humphrey (1949) mencionó que esta formación está formada por marga de color gris claro a gris oscuro, en estratos delgados, intercaladas con capas de lutita color gris oscuro. Comúnmente presenta vetillas y lentes de pedernal.

La edad de la unidad ha sido establecida como Aptiano (Fig. 4.1) a partir de su contenido fósil. Principalmente se suelen encontrar macrofósiles como amonites y bivalvos. Además, puede contener microfósiles de foraminíferos planctónicos, calpionélidos, calciesferas, ostrácodos y fragmentos de equinodermos (*p.ej.*, Lehmann *et al.*, 1999).

En el área de estudio dicha unidad aflora en el núcleo de pliegues en las sierras El Chino y El Yeso (Fig. 5.1), en donde además se encuentra parcialmente cubierta en discordancia

angular y erosiva por los conglomerados de la Fm. Ahuichila (Fig. 4.4a-b). Litológicamente, la Fm. La Peña en el área de estudio es una unidad formada por capas de caliza color gris claro en muestra fresca, que cambia a gris oscuro a amarillento con el intemperismo. Presenta una estratificación delgada a mediana, con estratos que van de 5 a 25 cm de espesor. Contiene lentes de pedernal esporádicos y pequeñas intercalaciones de capas de lutita calcárea. En general, el contenido faunístico es de microfósiles como amonites y bivalvos (Fig. 4.4c).

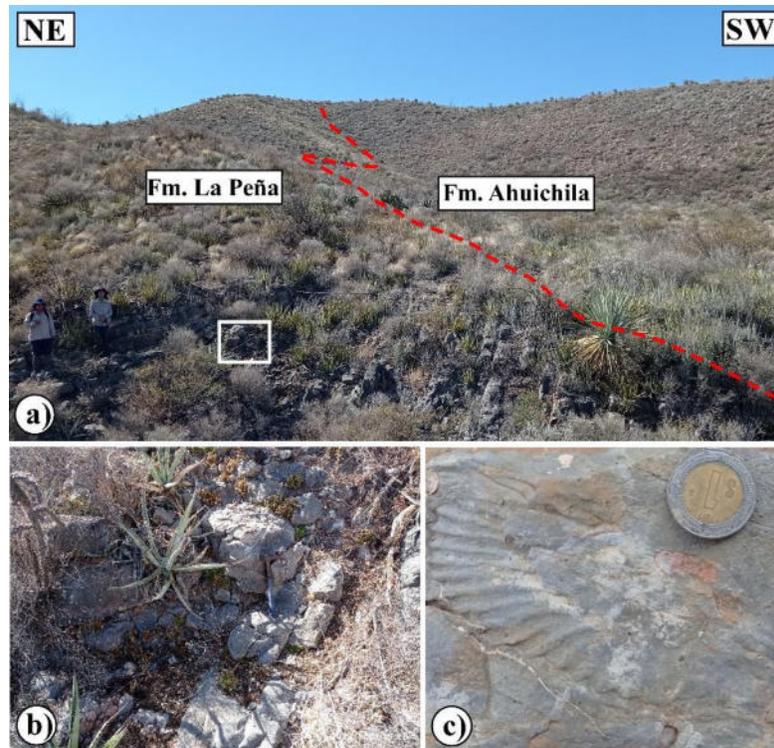


Figura 4.4 a) Vista panorámica en donde se observa el contacto discordante entre la Fm. La Peña y la Fm. Ahuichila en el flanco oeste de la sierra El Yeso; **b)** detalle de a) donde se muestra la litología típica de la Fm. La Peña en el área de estudio; **c)** fósiles de amonites encontrados en esta unidad. El recuadro blanco representa el acercamiento y el lugar donde se tomaron las fotografías b) y c).

4.2.4 Formación Aurora

Burrows (1910) le asignó el nombre de Fm. Aurora a una sucesión de capas gruesas de caliza fosilífera con nódulos de pedernal, que afloran en la Sierra de Cuchillo Parado, Chihuahua. Humphrey y Díaz (1956) hicieron una descripción similar para esta unidad, indicando que está constituida por caliza con estratificación delgada a masiva, con colores gris a ocre, con nódulos frecuentes de pedernal color gris a negro con formas irregulares y presenta intercalaciones esporádicas de capas de lutita calcárea color gris. Por otro lado, también ha

sido descrita como caliza *wackestone* a *packestone* y *grainstone* con capas masivas, macrofauna de rudistas y microfauna de miliólidos y fragmentos de algas (PEMEX, 1988a).

El término Fm. Aurora ha sido ampliamente utilizado en la Cuenca de Chihuahua. Sin embargo, es un término que se ha extrapolado hasta el Sector Transversal de la Sierra Madre Oriental y a la Cuenca de Sabinas, donde se ha llegado a confundir con la Fm. Tamaulipas Superior (PEMEX, 1988a). Se ha propuesto una edad Albiano Inferior a Albiano Superior con base en su contenido fósil y relaciones estratigráficas (Burrows, 1910; De Santiago, 2000)

Los mejores afloramientos de esta unidad en la zona mapeada se encuentran en las regiones noroeste y sureste (Anexo II), en las sierras Las Carolinas (al norte del poblado Bajío de Ahuichila) y El Yeso (noreste de la población Cinco de Mayo) (Fig. 5.1). Su contacto con las formaciones La Peña y Cuesta del Cura es concordante. En cambio, el contacto con la Fm. Ahuichila, que la sobreyace, es en discordancia erosional paralela o angular (Fig. 4.5a).

En el área de estudio la Fm. Aurora consiste en caliza gris oscuro en muestra fresca a gris claro al intemperismo, de estratificación delgada a gruesa (15 a 40 cm). Frecuentemente puede encontrarse en forma masiva. Presenta lentes ocasionales y bandas de pedernal color negro, líneas estiolíticas paralelas a la estratificación y intercalaciones esporádicas de estratos de lutita y limolita calcárea color rojizo (Fig. 4.5b). Es una unidad que suele presentar calizas ligeramente recristalizadas y dolomitizadas, también presenta fracturas irregulares y vetillas delgadas rellenas de calcita (Fig. 4.5c y d).

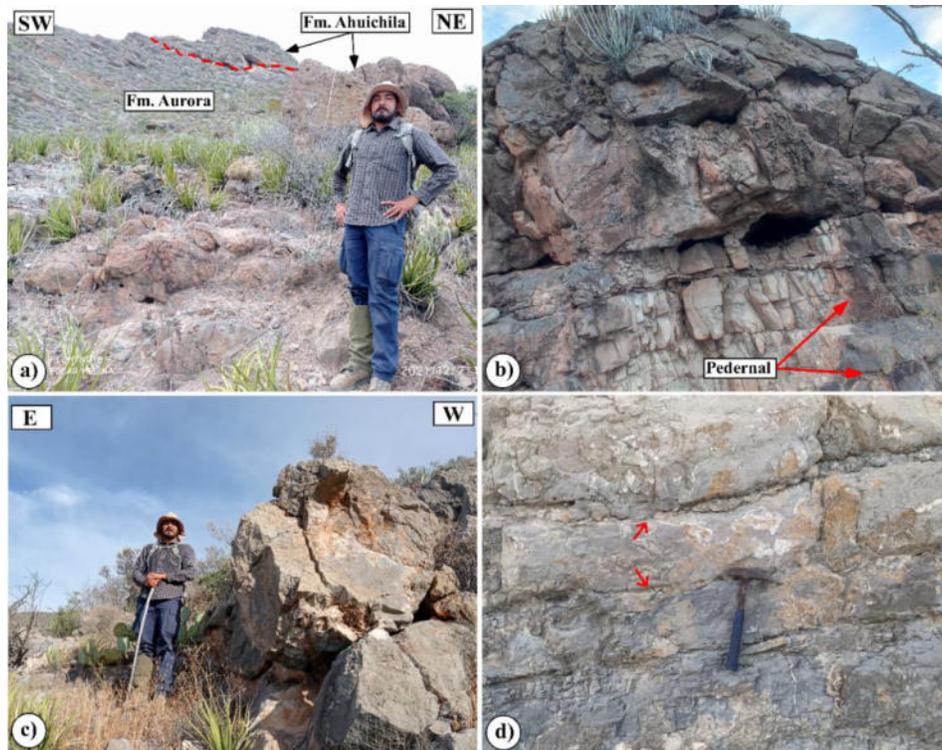


Figura 4.5 a) Afloramiento de calizas de la Fm. Aurora en contacto con los conglomerados de la Fm. Ahuchila; localidad Sierra Las Carolinas; b) Capas de caliza de estratificación mediana a gruesa, con un color gris claro a rojizo al intemperismo, con bandas de pedernal; c) Bancos de caliza masiva muy fracturadas en la Sierra El Yeso; d) Capas gruesas de caliza color gris claro con vetillas de calcita y estilolitas.

4.2.5 Formación Cuesta del Cura

Imlay (1936) propuso el término Caliza Cuesta del Cura y estableció su localidad tipo en la Cuesta del Cura, al oeste de la Sierra de Parras, Coahuila. En esa zona, este autor describió una sucesión de caliza en capas onduladas, color gris oscuro a negro, en estratos delgados a medios. La sucesión incluye capas de lutita gris y de limolita arcillosa. También presenta bandas y lentes de pedernal negro. Además, es común encontrar capas de caliza finamente laminadas, con bandas grises y negras intercaladas, además de caliza color gris claro a oscuro con capas laminadas y onduladas (*p.ej.*, Rogers *et al.*, 1957; Pérez-Rul, 1967, entre otros).

De acuerdo con Imlay (1936), la Fm. Cuesta del Cura en la Sierra de Parras descansa concordantemente sobre las capas de caliza de la Fm. Aurora y su contacto superior es concordante y transicional con la Fm. Indidura. Sin embargo, Enciso de la Vega (1963) mencionó que el contacto superior es una discordancia. Su edad se ha estimado a partir de fósiles y posición estratigráfica; Imlay (1937) propuso una edad Albiano Superior y Pérez-Rul (1967) sugirió que alcanza un rango Albiano-Cenomaniano. En general el contenido

fosilífero consiste en amonites, pelecípodos, foraminíferos planctónicos, equinodermos y algas (*p.ej.*, Pantoja-Alor, 1962; Clemons y McLeroy, 1962; Lehmann *et al.*, 1999, entre otros).

Dentro del área de estudio, los mejores afloramientos de la Fm. Cuesta del Cura se localizan en la Sierra El Yeso, al noreste del poblado Cinco de Mayo (Anexo II), donde forman parte de los anticlinales El Yeso y El Cerillo (Fig. 5.1). Su litología está constituida por caliza color gris claro a oscuro en muestra fresca y rojizo a amarillento cuando se meteoriza, los estratos son delgados a medianos, de 10 a 30 cm de espesor. Las capas de caliza se intercalan con estratos de lutita y limolita calcáreas, laminares de color amarillento (Fig. 4.6a y b). A esta unidad la caracteriza la estratificación ondulante y las abundantes capas y lentes de pedernal color negro (Fig. 4.6c y d).



Figura 4.6 a) Afloramiento de la Fm. Cuesta del Cura en la porción occidente del anticlinal El Yeso; b) Caliza con estratificación ondulosa, intercaladas con capas delgadas de lutita rojiza; c) Capas de calizas con estratificación ondulosa muy marcada; d) Bandas y lentes de pedernal negro característico de la Fm. Cuesta del Cura.

4.2.6 Formación Indidura

La Fm. Indidura fue descrita originalmente por Böse (1906). Después la estudió Imlay (1936) en la Sierra de Parras, Coahuila; su descripción fue breve y en general ambos autores reconocieron dos miembros: (1) capas de lutitas y de yeso que cubren a la Fm. Cuesta del Cura; y (2) Lutita muy frágil y fácil de erosionar. En una descripción más detallada, reportada por Imlay (1937), la Fm. Indidura es en una sucesión de estratos de lutita, capas aisladas de yeso, limolita, arenisca y capas de caliza negra y caliza lutítica de estratificación delgada. Enciso De La Vega (1967) y Rogers *et al.* (1957) mencionaron que la parte inferior de la unidad está constituida por lutita, caliza arcillosa y limolita calcárea en lascas o capas delgadas, y capas medianas a gruesas de caliza laminar; la unidad superior está formada por lutita y lutita calcárea muy fósil, de color café claro y estratificación delgada.

La edad reportada para esta unidad es Cenomaniano-Turoniano (Kelly, 1936; Imlay, 1936; Rogers *et al.*, 1957), que varía de Cenomaniano superior-Santoniano en la Cuenca Mesozoica del Centro de México expuesta en la Mesa Central. Se le considera del Cenomaniano Superior-Campaniano Inferior en la Sierra La Peña, Coahuila (Tardy, 1972). Las edades se infirieron a partir de su contenido fósil, el cual consiste principalmente de equinoideos, pelecípodos y cefalópodos (Kelly, 1936), además dentro de los fósiles característicos se encuentran los *Inoceramus labiatus* y *Globieroinoides* (Böse, 1906; Imlay, 1936).

En la Sierra El Yeso, la Fm. Indidura aflora en las terminaciones periclinales de los anticlinales El Yeso y El Cerillo, y en el núcleo del sinclinal entre estos, formando afloramientos escasos y aislados en la porción sureste del área (Anexo II). Dicha unidad se encuentra en contacto normal y transicional con la Fm. Cuesta del Cura, pasando de capas de caliza de medianas a estratos de caliza laminar (Fig. 5.1). Por otro lado, la unidad es sobreyacida discordantemente en prácticamente todos sus afloramientos por el conglomerado polimíctico de la base de la Fm. Ahuichila. Litológicamente está constituida en su base por estratos de caliza y de caliza arcillosa, laminares, color gris claro a ocre. El espesor de las capas varía de 15 a 30 cm. Con los estratos de caliza están intercalados paquetes potentes de capas de lutita y limolita calcárea que son delgadas a laminares (2 a 5 cm), color gris amarillento, y ocasionalmente presenta delgadas capas de yeso cristalino (~2 cm) color blanco con tonalidades blancas a gris oscuro (Fig. 4.7a y b). El miembro superior de la Fm.

Indidura lo componen, casi en su totalidad, estratos de lutita laminar intercalados con limolita y arenisca de grano fino, con tonalidades en gris amarillento (Fig. 4.7c), frecuentemente se encontraron capas de calizas arcillosas y microfósiles de conchas de bivalvos (*Inoceramus Labiatus?*) (Fig. 4.7d).

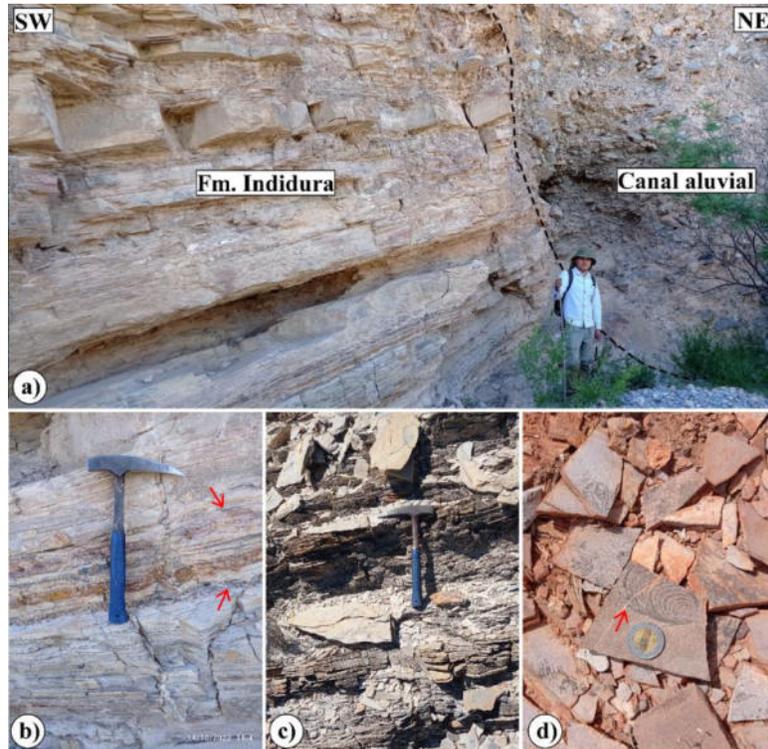


Figura 4.7 a) Intercalación de estratos de caliza, lutita y limolita con delgadas capas de yeso de la Fm. Indidura en el Sinclinal de la Sierra del Yeso; b) Láminas de yeso intercalado con capas de lutita, limolita y arenisca de grano fino; c) Horizonte grueso formado por láminas de lutita calcárea y arenisca color ocre; d) Fósil característico de *Inoceramus Labiatus* de la Fm. Indidura.

4.3 ESTRATIGRAFÍA DEL PALEOGENO

4.3.1 Formación Ahuichila

Como se mencionó en el capítulo uno, la Fm. Ahuichila es una secuencia clástica que ha sido ampliamente reportada pero no estudiada a detalle. Originalmente fue reportada por Kellum (1936) y nombrada formalmente por Rogers *et al.* (1956), quienes le asignaron su localidad tipo en el Frontón de Ahuichila, ubicado al suroeste de Viesca, Coahuila y en la margen occidental del área de estudio (Anexo II). Existen múltiples descripciones de la litología de esta unidad, las que en general coinciden en que es una sucesión predominantemente clástica, constituida por capas y bancos masivos de conglomerado masivo y estratos de arenisca,

limolita y lutita. En algunos sitios puede variar capas de arenisca conglomerática, toba, caliza de agua dulce y evaporita (*p. ej.*, Kellum, 1932, 1936; Rogers *et al.*, 1956, Tardy, 1980; Pérez-Rul, 1967; entre otros). Dicha sucesión ha sido interpretada por Pantoja-Alor (1962) como un depósito continental tipo “*molasa*”, formando durante la deformación regional del Cretácico-Paleógeno que permitió el desarrollo de pliegues y cabalgaduras en el Sector Transversal de Parras.

En la Sierra del Yeso, al oriente del área de estudio (Anexo II), la Fm. Ahuichila presenta en su base una sucesión masiva de conglomerado polimítico, mal clasificado, con clastos subangulosos a subredondeados de caliza, pedernal, arenisca y limolita. En algunos sitios los clastos del conglomerado están embebidos en una matriz arenosa y carbonatada (*p. ej.*, Sierra El Chino), que exhibe un color rojizo característico cerca de las rocas mesozoicas que varía a un color gris oscuro (Fig. 4.8a-b). Hacia la cima de la unidad, los cuerpos de conglomerado masivo se adelgazan y adquieren una estratificación mejor definida. Aún mas arriba se pasa gradualmente a una sucesión de capas arenisca conglomerática y/o caliza arenosa, que se intercalan con pequeñas capas de conglomerado y de tobas verdes, rojas y blancas (Fig. 4.8c-d). Posteriormente, estratigráficamente más arriba la litología cambia a facies más arenosas-arcillosas en una zona de transición antes de pasar a facies evaporíticas, representadas por capas delgadas a bancos de yeso intercalados con horizontes delgados de lutita y de caliza o, en menor proporción de dolomía (Fig. 4.8e-f). Más cerca de la cima los yesos se acúan y desaparecen rápidamente hasta convertirse de nuevo en una sucesión clástica-vulcaniclástica.

Además de las litologías mencionadas anteriormente, es común cuerpos de caliza lacustre, las cuales se presentan en afloramientos aislados que se acúan rápidamente. Los mejores afloramientos de estas rocas se encuentran en la localidad Cerros Güeros, Puerto Carmona y Lomas Prietas (Anexo II). En general, estas sucesiones calcáreas están constituidas por capas de caliza gris claro a ocre, intercaladas con conglomerados que cambian gradualmente a tobas verdes y blancas; dichos carbonatos sobreyacen concordantemente a los conglomerados polimíticos compuestos por clastos de rocas sedimentarias marinas. Esos conglomerados muestran estratificación paralela y están formados por capas medianas, de 20 a 30 cm de espesor, con estilolitas diagenéticas frecuentes. En esta caliza es notable la ausencia de pedernal. En estas facies de caliza lacustre es común observar estructuras sedimentarias

biogénicas como: bioturbación, tapetes microbianos laminares y la presencia ocasional de estromatolitos en la cima.

Hacia la cima de la Fm. Ahuichila, los cuerpos de caliza lacustre desaparecen, presentándose un cambio a una facies dominada por capas de arenisca, limolita, lutita y toba interestratificadas, que cambian su tamaño de grano de fino a grano grueso progresivamente hasta convertirse nuevamente en una facies conglomerática. Un apunte importante es que, en la localidad tipo (Frontón de Ahuichila), localizada en la zona occidental del área de estudio (Anexo II y Fig. 5.1). Se desconoce si este cambio es concordante, ya que el contacto entre la facies de arenisca – lutita y horizontes volcanoclásticos finos y el conglomerado superior es por falla normal. Esta relación puede constatarse en la esquina NE del Frontón (Fig. 5.1). El conglomerado de la cima de la Fm. Ahuichila está bien estratificados, en capas delgadas que pasan a capas masivas. Este conglomerado superior es un depósito con un espesor considerable, como puede observarse en la parte occidental de área de estudio, en el Frontón de Ahuichila y en la parte sur del área cartografiada, en el Cerro del Águila (Anexo II y Fig. 4.8g-h).

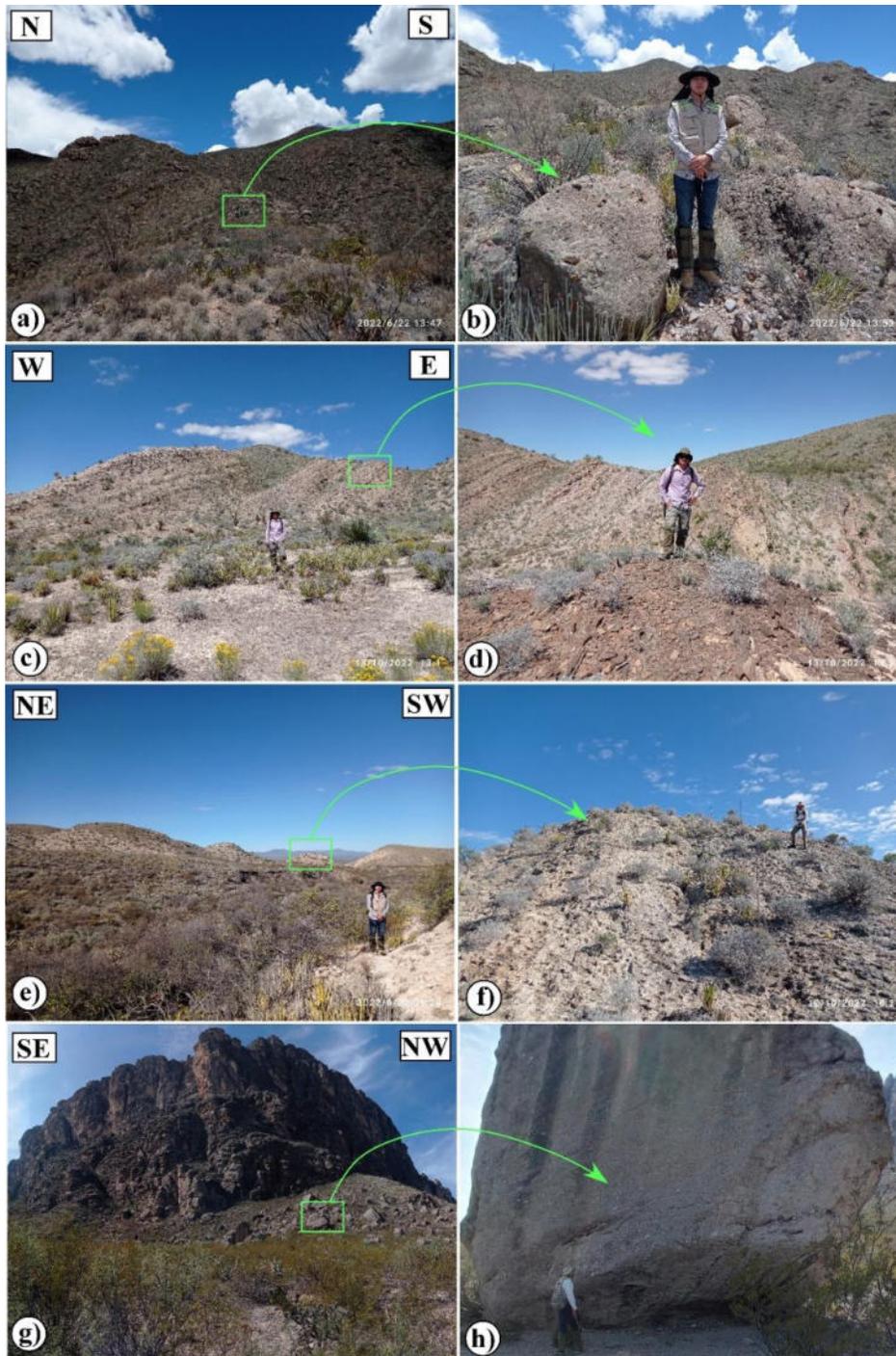


Figura 4.8 Fotografías de las facies más representativas de la Fm. Ahuichila en el área de estudio. Se ilustra en **a)** y **b)** la facies de conglomerado polimíctico masivo de la base de la unidad; porción occidental de la Sierra del Yeso. En **c)** y **d)** muestra la sucesión clástica-volcanoclástica de capas de arenisca, limolita, caliza y toba intercaladas en la localidad Cerros Güeros. En **e)** y **f)** se ilustran los depósitos masivos de evaporita y terrígenos como lutitas en la localidad Cerros Güeros. En **g)** y **h)** la facies de conglomerado masivo en la parte superior de la formación; localidad Frontón de Ahuichila.

4.4 ESTRATIGRAFÍA POST-AHUCHILA

4.4.1 Rocas ígneas subvolcánicas

En la localidad el Cerrito Prieto, hacia el suroeste del área mapeada (Anexo II), existe un afloramiento de basalto pequeño de decenas de metros de diámetro y altura. Existen pocos registros de dicha estructura, el Servicio Geológico Mexicano (2010) le asignó una edad del Cuaternario (Pleistoceno), con base a relaciones de campo, y lo describen como un “derrame basáltico de olivino y forsterita” (sic), con una foliación de flujo con orientación es N88°W e inclinación de 82° al NE. Esta unidad es una estructura asilada que aflora en forma de una loma con pendientes suave y forma circular (Fig. 4.9a). Su diámetro es ~150 metros y alcanza 30 metros de alto. Está ubicado aproximadamente a 2 km al occidente de San Juan de los Charcos (Anexo II). Aunque este afloramiento está rodeado de aluvi3n se cree que esta estructura puede cortar de manera discordante a las rocas de la Fm. Ahuichila, y se encuentra parcialmente cubierta por dep3sitos aluviales. Otra alternativa es que el volc3n sobreyacía a la Fm. Ahuichila y que el afloramiento es un cuello volc3nico que rellen3 el conducto de un cono de escoria. De cualquier forma, el afloramiento señaala la ubicaci3n de un conducto por el que lleg3 lava basáltica a la superficie (Fig. 4.9b).

A escala macrosc3pica el basalto presenta fracturamiento irregular, y en algunos casos exhibe juntas columnares hexagonales (Fig. 4.9c). La coloraci3n de la roca fresca es gris oscuro a negro que cambia a gris claro a amarillento en superficies intemperizadas. Las rocas son ligeramente vesiculares y tienen una textura microcristalina-porfídica, con fenocristales primarios euhedrales a subhedrales de olivino de unos milímetros de largo. En las rocas se observaron xenolitos de lherzolita de espinela, con diámetros entre 1 y 5 cm (Fig.4.9d). Así mismo, se observaron megacristales accidentales de anfíbol (¿kaersutita? Un anfíbol rico en Ti), hasta de 2 cm de largo. En lámina delgada, el basalto presenta una textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa con forma tabular, euhedrales a subhedrales de clinopiroxeno, olivino en una matriz afanítica que contiene abundantes minerales opacos. Los xenolitos de peridotita suelen estar rodeados por una corona de un anillo de reacci3n complejo (Fig. 4.9e). La roca se clasifica como un basalto alcalino con fragmentos accidentales provenientes del manto superior.

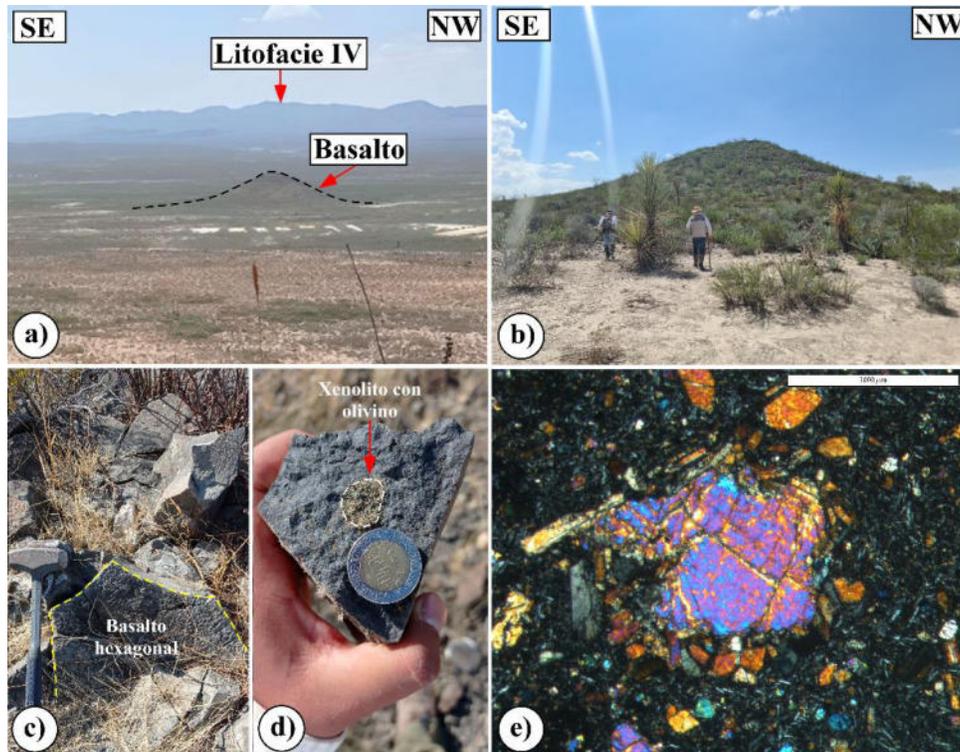


Figura 4.9 a) Fotografía panorámica del cuello basáltico ubicado al occidente del pueblo San Juan de los Charcos; b) Afloramiento de basaltos rodeado por depósitos aluviales; c) Sección basal de una columna hexagonal resaltada con líneas amarillas; d) Xenolito de Iherzolita de espinela proveniente del manto superior; e) Microxenolito de peridotita, compuesto principalmente por olivino y piroxenos.

4.4.2 Depósitos coluviales y aluviales

Los materiales geológicos más jóvenes en la zona estudiada corresponden a sedimentos sin consolidar, compuestos por gravas angulosas y subangulosas, en las cercanías de las sierras y cerros aislados (depósitos de talud). En la planicie que constituye el fondo del valle predominan la arcilla, y en el lecho de los arroyos gravas y arenas. Es importante mencionar que algunos de estos materiales, actualmente se encuentran rellenando parcialmente a un relieve invertido como se discute más adelante en el texto. Se interpreta que descansan de manera discordante sobre todas las rocas mesozoicas marinas, y las de la Fm. Ahuichila (Fig. 4.10).

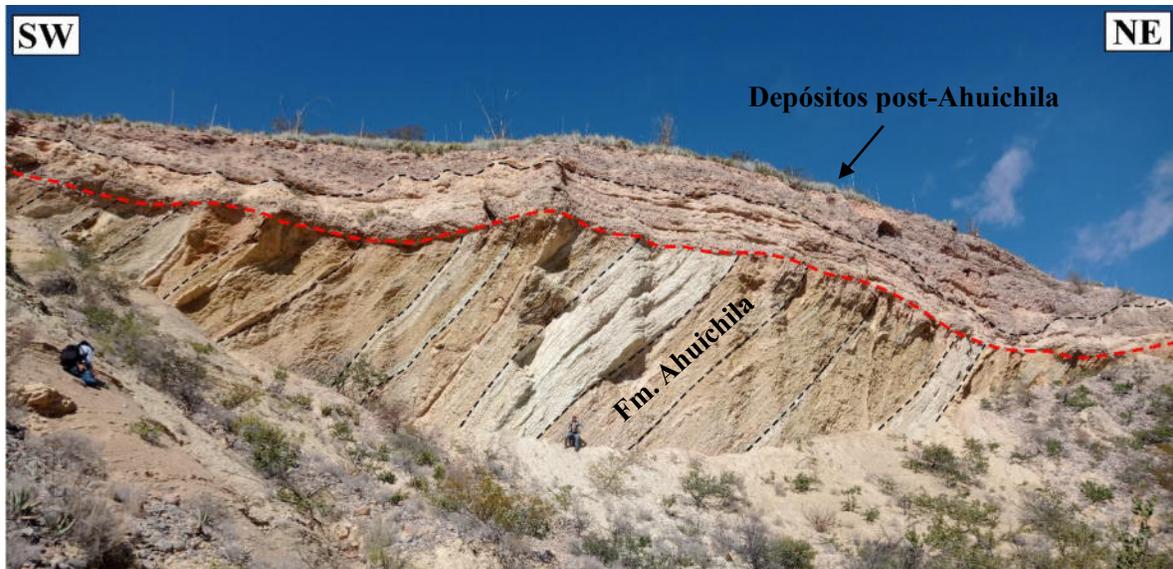


Figura 4.10 Fotografía panorámica tomada en la localidad Cerros Güeros. Ilustra la relación de contacto entre los depósitos de grava intercalada con arena de edad desconocida, pero relativamente joven. Se cree que esta secuencia clástica representa a sedimentos de abanicos aluviales que sepultaron discordantemente a la facies clástica y vulcaniclástica de la Fm. Ahuichila. El contacto es, claramente, por discordancia angular. Nótese la presencia de geólogo en el lado izquierdo de la foto a manera de escala.

CAPÍTULO V

RESULTADOS

5.1 ANÁLISIS DE LITOFACIES

En este apartado se describirán las características litológicas observadas en la Fm. Ahuichila. Para la región del Bajío de Ahuichila se identificó las litologías más diversas y completa de la Fm. Ahuichila, por lo que se dividió en cinco litofacies principales tomando en cuenta su litología. Las facies reconocidas son (LITOFACIES I): Conglomerado polimíctico expuesto en la base de la unidad, compuesto por clastos de rocas sedimentarias cretácicas; (LF2): Sucesión de capas clásticas y vulcaniclásticas. Las litologías dominantes son areniscas, limolita, lutita, toba retrabajada de grano grueso y bancos esporádicos de caliza de agua dulce; (LF3): Secuencia evaporítica compuesta por intercalación de capas de yeso con lutita; (LF4): Sucesiones masivas de capas de arenisca de grano grueso, intercaladas frecuentemente con capas de limolita. También tiene intercalaciones importantes de toba de grano fino, bancos frecuentes de caliza de agua dulce y delgadas capas de conglomerado; (LF5) Conglomerado polimíctico superior, masivo, formada por clastos derivada tanto de la secuencia cretácica marina como de la misma Fm. Ahuichila (Fig. 5.1).

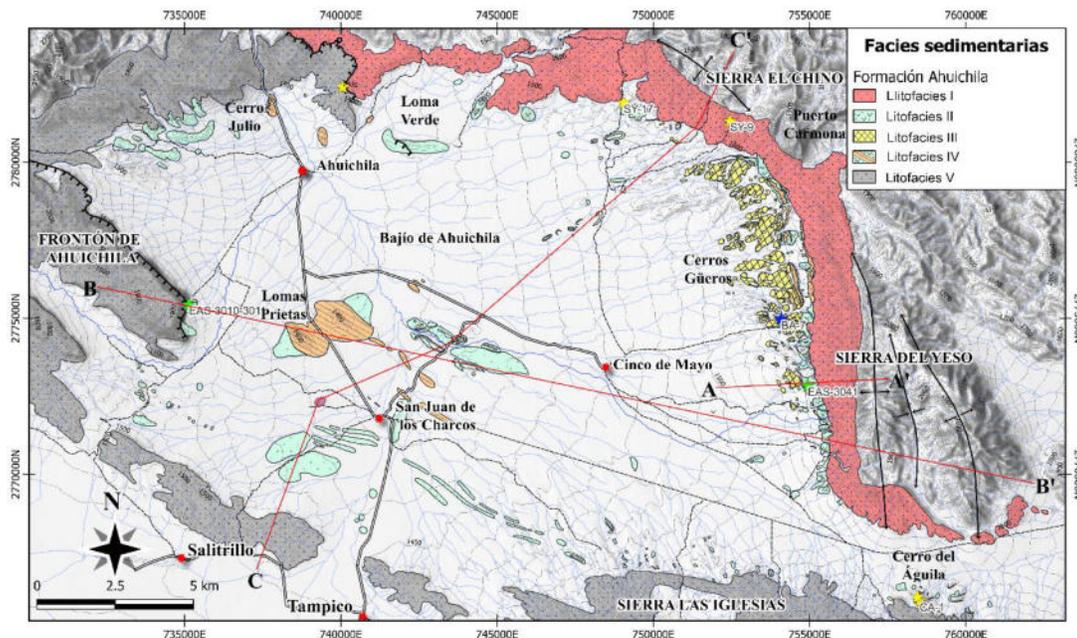


Figura 5.1 Mapa de facies sedimentarias para la Fm. Ahuichila, alrededor y en el Bajío del mismo nombre. Las estrellas representan sitios donde se colectaron muestras para geocronología: en amarillo las muestras de esta tesis, en azul la muestra inédita analizada por Aranda-Gómez (comunicación escrita, 2022) y en verde las rocas fechadas por Eguiluz de Antuñano *et al.*, (2022).

5.1.1 LITOFACIES I - Conglomerado polimíctico inferior

Esta litofacies forma la base de la Fm. Ahuichila en el área de estudio. La LITOFACIES I forma un afloramiento casi continuo cerca de las sierras compuestas por rocas sedimentarias marinas en las partes septentrional y oriental del área mapeada, principalmente en las sierras El Yeso y El Chino (Fig. 5.2a). Esta unidad cubre en discordancia erosiva (en algunos sitios angular y otras paralelas) a las formaciones mesozoicas (Fig. 4.9b); mientras que su contacto superior con la LITOFACIES II es gradual. La transición LITOFACIES I – LITOFACIES II consiste en intercalaciones de capas de arenisca de grano grueso, arenisca conglomerática y calizas lacustres.

La LITOFACIES I consiste en ~200 m de conglomerado polimíctico, clasto-soportado, mal clasificado y fuertemente cementado (Fig. 5.2c-d), conformado por clastos de caliza gris claro a gris oscuro, pedernal negro, pedernal gris claro, arenisca y limolita calcárea de color rojizo a amarillo ocre. El tamaño de los clastos varía desde 1 a 25 cm (Fig. 5.2e). El espacio entre los clastos está relleno por arenisca de grano grueso y cementado por carbonato de calcio. Como un todo, LITOFACIES I exhibe un color amarillo ocre con tonalidades rojizas (Fig. 5.2f). Ocasionalmente, el conglomerado presenta imbricación de sus clastos, la cual es errática, además en algunos sitios pueden verse estratos (bancos) que varían de 1 a 2 metros, en donde el tamaño de los clastos decrece hacia la cima.

Hacia la cima de LITOFACIES I, el espesor de los estratos de conglomerado disminuye. Así mismo la litología cambia gradualmente a areniscas y calizas lacustres.

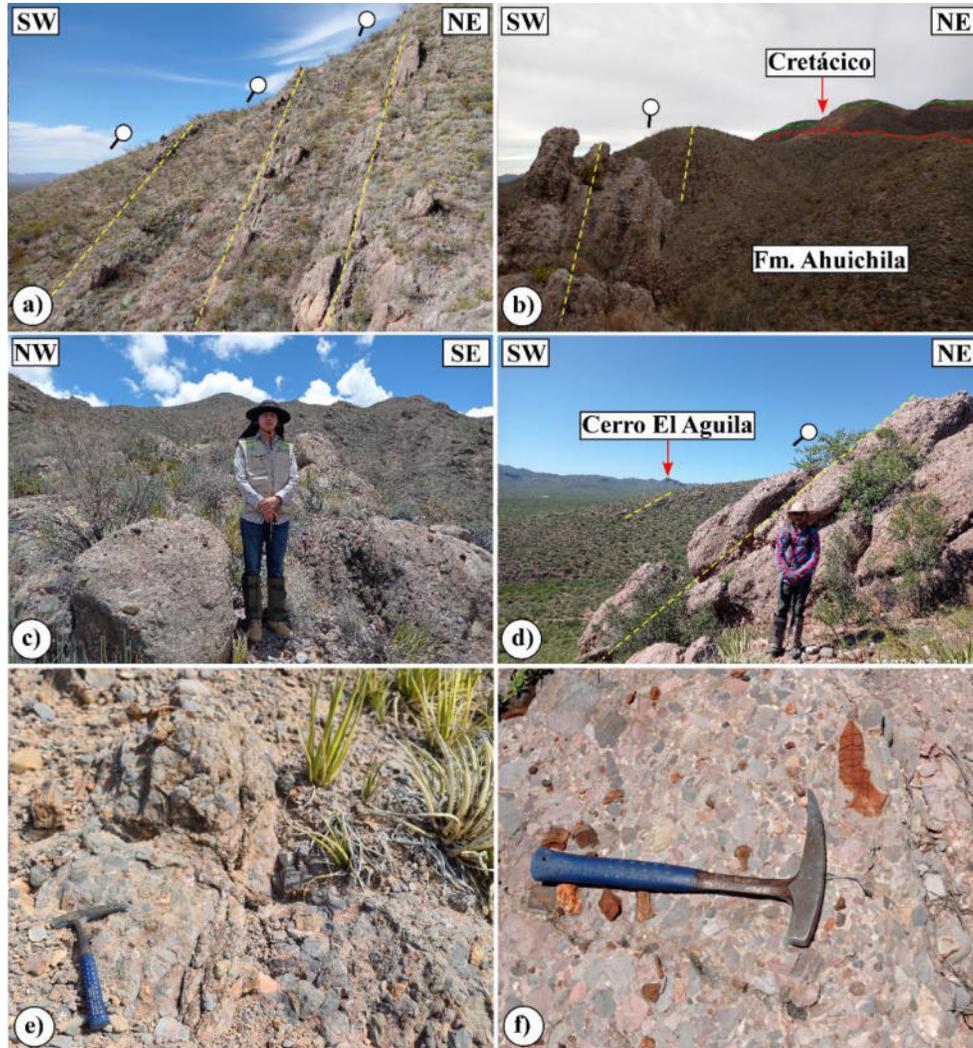


Figura 5.2 Imágenes donde se muestran las características de la LITOFACIES I en la Sierra del Yeso, en donde se observa: **a)** capas subverticales de conglomerado polimíctico; **b)** discordancia angular entre los conglomerados y la caliza cretácica; **c)** conglomerado masivo y mal clasificado; **d)** afloramiento de conglomerado rojo en la zona sur del anticlinal de la Sierra del Yeso; **e)** conglomerado con matriz amarillo ocre; **f)** conglomerado con matriz rojiza.

5.1.2 LITOFACIES II - Sucesión clástica-vulcanoclástica

La LITOFACIES II consiste en ~150 metros de una alternancia de depósitos clásticos, representados en la cima por capas de conglomerado clasto-soportado y mal clasificado, de arenisca masiva o laminada, de grano grueso a medio, arenisca conglomerática, limolita y lutita color ocre a tonalidades verdes, y tobas retrabajadas, color verde pistache, así como calizas lacustres acuñadas lateralmente, sin evidencias de ser producto de actividad biológica (Fig. 5.3).

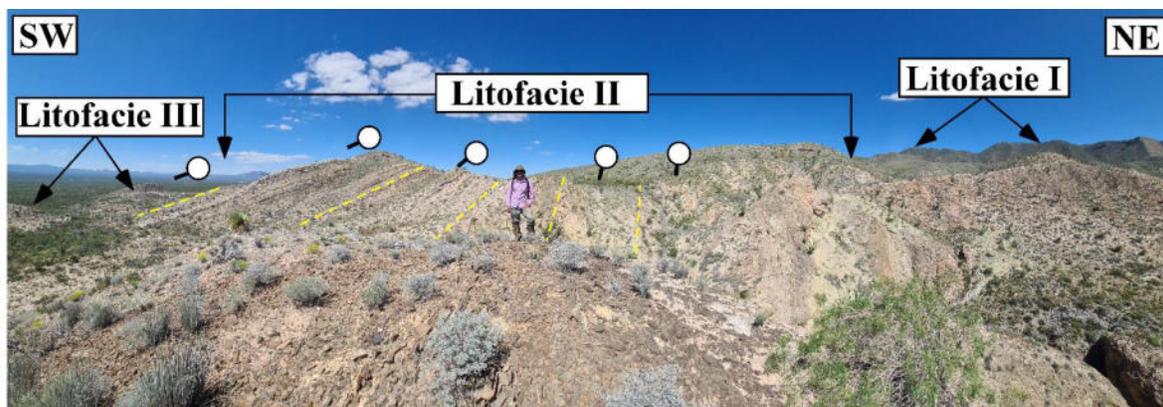


Figura 5.3 Vista panorámica que exhibe las relaciones de contacto entre las diferentes litofacies, la transición es normal en la localidad Cerros Güeros, Sierra del Yeso. Nótese la disposición en abanico en la sucesión de capas. Los símbolos blancos indican gráficamente la magnitud del echado.

Los estratos de conglomerado varían en espesor de 0.5 a 1 m y desaparecen progresivamente hacia la cima. Los estratos de conglomerado se presentan frecuentemente intercalados con capas de toba verde, arenisca y cuerpos aislados de caliza lacustre (Fig. 5.4a). El color de conglomerado es predominantemente gris y su cementante es carbonatado con tonalidades gris amarillento. Por otro lado, el tamaño de clastos en la LITOFACIES II es menor que el observado en la LITOFACIES I, mientras que la composición de los clastos es similar.

Las capas verdes son tobos de caída retrabajadas, que se presentan como capas delgadas, con tonalidades verde claro a oscuro, blancas o rojizas. Ellas están interestratificadas en la sucesión con los estratos de conglomerado y de arenisca (5.4a-b). El tamaño de grano en las tobos es generalmente de arena mediana a gruesa. Sin embargo, pueden contener clastos de hasta 1 cm. En lámina delgada, las tobos presentan cuarzo, feldespato, micas como biotita y clorita; así como circón y minerales opacos en una matriz compuesta por vidrio y fragmentos de caliza, cementadas por calcita.

Las areniscas, en general, son de grano medio a grueso, llegando en algunos casos a ser de grano fino. Las capas de arenisca pueden ser con estratificación cruzada o paralela. Su color varía de tonalidades gris claro, beige, verde y rojizas (5.4c-d). Además, cuando las areniscas son de grano muy fino, se intercalan con facies de grano más fino (limolitas y arcillas) y suelen presentar estructuras tipo “*ripple*” y “*convoluted*”. Estas últimas sugieren que pueden ser sismitas. Las areniscas estudiadas al microscopio se clasificaron como “arenisca lítico-cuarzosa-feldespáticas” (Garzanti, 2019), y están formadas por clastos subredondeados de

grano grueso de caliza y pedernal, cuarzo, feldespato, biotita, calcita, y circón en una matriz de carbonato de calcio. El cuarzo se presenta en tres variantes: cuarzo monocristalino (Qm), cuarzo policristalino (Qp) y cuarzo metamórfico (Qm). La mayor parte de los feldespatos se encuentran alterados, sin embargo, fue posible identificar microclina y plagioclasa por sus maclados característicos. Los líticos son predominantemente de origen sedimentario, llegándose a encontrar principalmente: los que son terrígenos (Lst) (Fig. 5.4e) y sedimentarios carbonatados (Lsc); así como volcánicos félsicos (Lvf) (Fig. 5.4f), metamórficos (Lm) los cuales a su vez representados por líticos metapelíticos (Lmp) y metafelsíticos (Lmf).

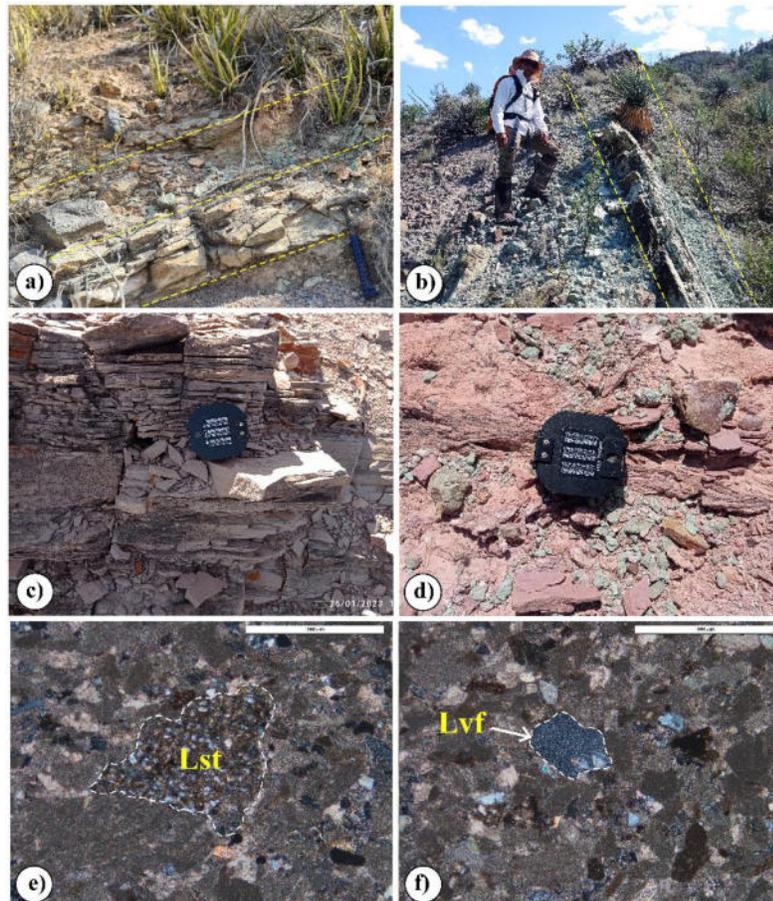


Figura 5.4 Fotografías de la sucesión clástica-vulcanoclástica de la LITOFACIES II de la Fm. Ahuichila; localidad Sierra del Yeso, donde se observan: **a)** intercalación de capas de conglomerado y de toba verde; **b)** toba re TRABAJADA de grano medio y color verde; **c)** arenisca de grano grueso, con estratificación paralela y laminada; **d)** arenisca roja con estratificación cruzada; **e)** fotomicrografía de un lítico sedimentario terrígeno (Lst) en una arenisca de la parte media de la LITOFACIES II; **f)** ejemplo de un lítico volcánico félsico (Lvf).

5.1.3 LITOFACIES III – Evaporitas

Esta litofacies de la Fm. Ahuichila frecuentemente presenta yeso fibroso y cristalino, formando vetillas y/o capas alargadas de espesor milimétrico, las que se intercalan

paralelamente con las facies clásticas de lutitas, limolitas, areniscas y calizas. Sin embargo, existen afloramientos masivos de más de 300 m de yesos cerca de la base de la LITOFACIES II y restringidas principalmente a la localidad denominada Cerros Güeros (al noreste del pueblo Cinco de Mayo) (Figs. 5.1, 5.5a y Anexo II).

Esta facies consiste de capas de yeso fibroso y anhidrita en estratos que varían en espesor desde un par de centímetros a varios metros. El yeso se encuentra intercalado con estratos delgados de lutita, limolita y dolomía (Fig. 5.5b). El yeso presenta coloraciones que van de blanco a crema, con textura sacaroide o laminada, paralela a la estratificación (Fig. 5.5c). También se observaron estructuras de tela de gallinero (*chicken wire*), así como estructuras o polígonos de desecación. Las sucesiones detríticas se presentan en capas delgadas, de milimétricas a centimétricas (Fig. 5.5d). En esta facies se presentan frecuentemente microbialitas asociadas a tapetes microbianos, que forman estructuras simples, en forma de láminas que se intercalan con las evaporitas, sin llegar a desarrollar estructuras con formas que sugieren estructuras biogénicas por su complejidad morfológica (*p.ej.*, estructuras algales o botroidales).

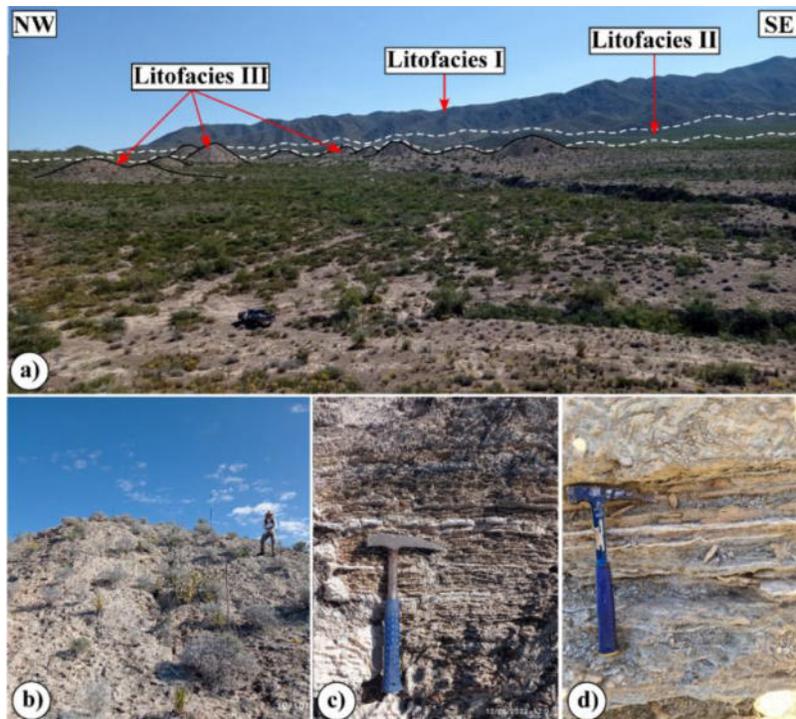


Figura 5.5 a) Fotografía panorámica de las litofacies de la Fm. Ahuichila en la parte oriental del Bajío de Ahuichila. Se muestra la relación de contacto con las FACIES I y FACIES II; localidad Cerros Gueros (al oeste de la Sierra del Yeso); b) afloramiento masivo de yeso con intercalaciones de capas de lutita; c) intercalación de láminas de yeso cristalino, color blanco, con yeso arcilloso, color ocre; d) estratos delgados de yeso intercalados con lutita.

5.1.4 LITOFACIES IV – Sucesión clástica - vulcanoclástica y calizas lacustres

Este miembro de la Fm. Ahuichila es en una segunda generación masiva de depósitos clásticos, vulcaniclásticos, intercalados con calizas fosilíferas. En general, las litologías clásticas son estratos de lutita, limolita, arenisca y conglomerado. La lutita y limolita aparecen como intercalaciones laminares de color beige, ocre y verde claro, son muy fisiles (principalmente las lutitas) y no desarrollan capas con espesor importante. La arenisca hacia la cima de la unidad, se presentan en afloramientos masivos, o en conjuntos de capas laminadas y grano-crecientes, Frecuentemente presentan canales pequeños rellenos por de conglomerado de grano fino. Las capas de arenisca presentan granulometría variada, que va de grano fino a grueso, hasta pasar a arenisca conglomerática, y muestran una coloración verde claro a rojo pálido. Los estratos de conglomerado aparecen esporádicamente, entre capas de arenisca, caliza y toba. Las rocas de grano grueso se concentran hacia la cima del miembro dominado por la LITOFACIES IV; ahí su espesor es mayor. Los horizontes de toba y de toba retrabajada tienen características semejantes a las reportadas para rocas similares en la LITOFACIES II. Sin embargo, muestran pequeñas variaciones locales como cambios a una granulometría más fina y color beige casi blanco cuando afloran cerca de los bancos de caliza. Las capas de arenisca tienen granulometría de grano grueso a medio y siguen presentando color verde claro.

Las calizas lacustres constituyen una de las rocas importantes de la LITOFACIES IV, ya que alcanzan espesores de decenas de metros, son arenosas, de coloración gris-oscuro y presentan laminación interna marcada, generalmente paralela a la estratificación. Se clasificaron como *wackestone* de ostrácodos y peloides (Fig. 5.6a-c). Generalmente presenta desarrollo de rocas organosedimentarias producidas por comunidades microbianas bentónicas conocidas como microbialitas. Aunque hay diversos tipos de microbialitas, en la Fm. Ahuichila se encontraron dos tipos dominantes: tapetes microbianos y estromatolitos. Los tapetes se distinguen por su estructura interna, laminación fina y cierto relieve topográfico; varían en coloración, textura y espesor de la base a la cima de la LITOFACIES IV. En general, cerca de la base estos tapetes microbianos muestran una coloración blanca a ocre en las calizas más puras. Su espesor es delgado y se componen de micrita. Su grado de preservación es pobre, mientras que los tapetes de la parte media a la cima de la LITOFACIES IV muestran una

coloración oscura, casi negra en la caliza y tiene laminaciones con contenidos altos de materia orgánica. También muestran bandas con colores rojizos a amarillos, con estructuras más grandes y con mayor intercalamiento lámina a lámina y su distribución es más heterogénea (Fig. 5.6d-f).

En algunos sectores de las rocas interpretadas como producto de la presencia de tapetes bacterianos, las laminaciones muestran tonalidades muy rojizas, ricas en hierro, que por efecto de la erosión diferencial dan origen a un patrón muy característico en las superficies intemperizadas de la caliza. Se identificaron alrededor de ocho texturas reconocidas como producto de la actividad microbiana, son las marcas de arrugas (*wrinkle marks*) o de piel de elefante, ondulitas o ripples multidireccionales, texturas reticuladas con variaciones en el tamaño y forma de los polígonos, y perforaciones o bioerosión, así como fracturas o grietas de desecación con recolonización.

En algunas capas de caliza, las microbialitas desarrollaron morfologías más complejas hasta convertirse en estromatolitos, con estructuras cóncavas y/o botroidales y la característica laminación alternada. En general, son estructuras pequeñas, que oscilan entre 1 y 2 cm de diámetro, con formas esferoidales, ovales y amorfas con márgenes circundantes de varios milímetros de espesor. Su distribución de los estromatolitos es irregular y las diferencias de tamaño y forma sugieren condiciones muy locales de estabilización de estructuras biogénicas en el sustrato. En algunos sectores se desarrollaron comunidades microbianas pequeñas con un relieve muy pronunciado, que en corte transversal exhiben láminas concéntricas de colores blanco, negro y rojo, desarrolladas alrededor de un núcleo y envueltas por una capa externa color negro (Fig. 5.6g-i).

Los afloramientos con texturas estromatolíticas clásicas son escasos y están distribuidos de manera puntual en la localidad Cerros Prietos (Anexo II), exhibiendo una mesoestructura que varía de estratiforme planar a estratos ondulados con desarrollos internos, tridimensionales de la macroestructura del estromatolito. Además, su distribución no es homogénea, sino que los estromatolitos se encuentran en una sola zona en forma de fragmentos de tamaño regular (no mayor a 50 cm de largo). La laminación interna en los estromatolitos muestra un patrón regular y está conformada por alternancias rítmicas de una lámina clara de calcita, que alterna con una lámina oscura, micrítica y rica en materia

orgánica, también de calcita. Estos estromatolitos expuestos a la atmósfera muestran en superficie alteraciones oscuras que cubren a la estructura (Fig. 5.6j-l).

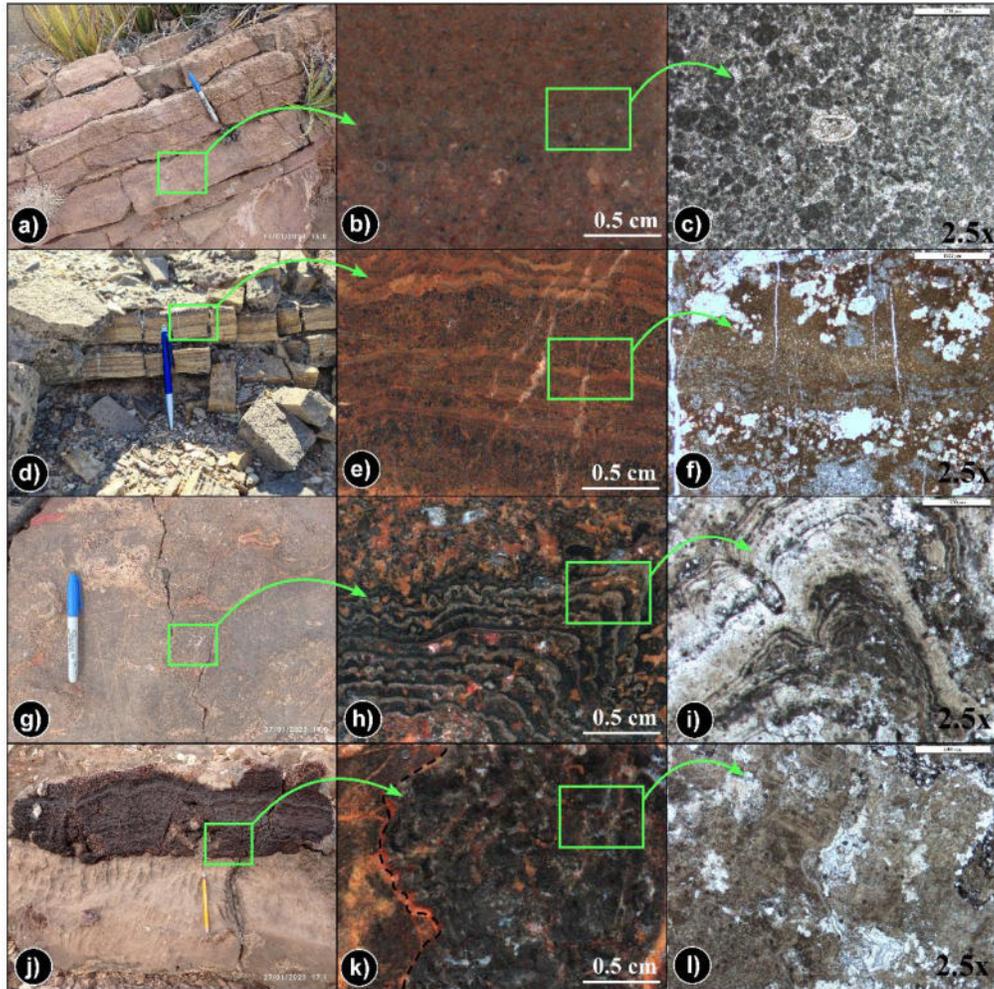


Figura 5.6 Microbialitas de la Fm. Ahuichila donde se observa: **a)** caliza con textura corrugada y laminación ondulada irregular. **b) y c)** en lámina delgada las rocas ilustradas en **a)**. Se observan ostrácodos y peloides; **d- f)** biolaminitas milimétricas constituidas por alternaciones de micrita y óxidos de Fe; **g-i)** estructura botroidal de distribución irregular, con formas esferoidales, amorfas y en almohadas; **j-l)** estructura microbiana con textura estromatolítica.

5.1.5 Litofacies V - Conglomerado polimíctico superior

Esta facies representa se observa en la parte estratigráficamente superior de los afloramientos de la Fm. Ahuichila en el área de estudio. Está dominada por una segunda generación de conglomerado polimíctico que se restringe principalmente a la parte noroeste del área de estudio, en el Frontón de Ahuichila, lugar en donde que alcanza su mayor espesor. También se presenta en la parte suroeste, en la Sierra Las Iglesias y en el sur, en el Cerro del

Águila (Figs. 5.1 y 5.7a). En general, la LITOFACIES V descansa concordantemente sobre la LITOFACIES IV, y pasa transicionalmente de capas de tobas verdes a capas de arenisca y de arenisca de grano grueso a arenisca conglomerática, hasta convertirse en el distintivo conglomerado masivo (*p.ej.*, El Cerro del Águila). Sin embargo, en algunas localidades el contacto con la LITOFACIES IV es a través de una falla normal (*p.ej.*, El Frontón de Ahuichila), lo que originó la morfología característica del Frontón con grandes paredes casi verticales y afloramientos cruzados por fisuras oblicuas a la falla normal (Fig. 5.7b-c).

La LITOFACIES V, alcanza un espesor de al menos 500 m, y está formada por conglomerado polimíctico masivo, bien cementado y mal clasificado. El diámetro de los clastos varía de 1 a 15 cm. Sin embargo, en algunos sitios puede llegar a hasta 25 cm. Los clastos son subangulosos a subredondeados, en una matriz arenosa y cementada por carbonato. Generalmente las capas de conglomerado son clasto-soportados. Sin embargo, en algunas localidades presenta capas con dos sectores: un sector con clastos gruesos clasto-soportados y sectores con granos más finos matriz-soportados. Adicionalmente, es común encontrar imbricación en los clastos, que indican una dirección de transporte hacia el suroeste, que coincide frecuentemente con la dirección de buzamiento de las capas (Fig. 5.7d).

La litología de los clastos consta de fragmentos de caliza, pedernal, cuarzo lechoso y arenisca derivados de las rocas de las áreas circundantes, y clastos del conglomerado en la base de la Fm. Ahuchila (LITOFACIES I, Fig. 5.7e).

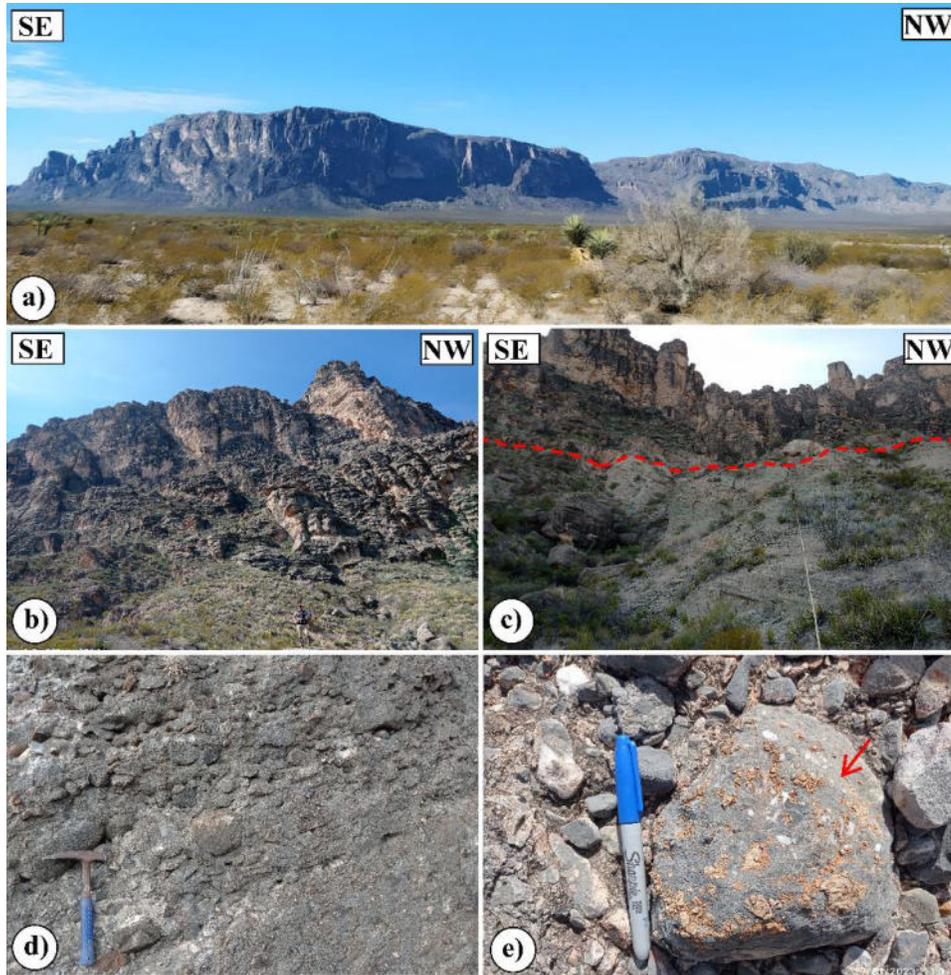


Figura 5.7 a) Panorámica del Frontón de Ahuichila, visto desde el oriente en donde está expuesta la sucesión de capas de conglomerado masivos de la LITOFACIES V. b) un acercamiento a la pared del Frontón de Ahuichila que muestra el afloramiento masivo de conglomerado cortado por fallas normales y fracturas asociadas; c) contacto tectónico (línea roja) entre la litofacies IV y V en el Frontón de Ahuichila. La línea roja es la traza de una falla normal importante, documentada en el campo; d) conglomerado clasto-soportado con imbricación en sus clastos; localidad el Cerro del Águila; e) conglomerado polimíctico con clastos del conglomerado de la LITOFACIES I (flecha roja) en la localidad El Quemado.

5.2 ANÁLISIS ESTRUCTURAL

El análisis estructural de sucesiones clásticas tipo molasa y las estructuras involucradas en su desarrollo (*p.ej.*, pliegues y fallas) es de gran importancia para determinar cuáles son los mecanismos de deformación que operaron para generar la cuenca en la que se acumuló la molasa (Fm. Ahuichila) y las estructuras en ella desarrolladas. Además, si estos depósitos ocupan regiones donde existe evidencia de deformación a escala regional (*p.ej.*, La Sierra del Yeso, Sector Transversal de Parras), el análisis estructural y geocronológico, son una herramienta de gran valor para establecer los tiempos de operación de la actividad tectónica regional.

En esta sección se describe a detalle la información estructural colectada mediante la interpretación de imágenes de satélite y verificada en el trabajo de campo. El trabajo estructural de campo consistió en la medición de datos de estratificación, fallas y pliegues. La información se interpretó y se empleó para la construcción del modelo geológico del área de estudio.

5.2.1 Estructuras geológicas

Para la región del Bajío de Ahuichila, en la zona sur del Sector Transversal de Parras, la deformación de la sucesión sedimentaria marina del Mesozoico está representada por el desarrollo de grandes pliegues de diferentes escalas. Por otro lado, se identificaron fallas normales asociadas a una deformación frágil que afectaron a las rocas mesozoicas y a la Fm. Ahuichila.

El desarrollo de pliegues regionales de aproximadamente 10 km de largo está bien representado en la parte sureste del área de estudio, en la Sierra del Yeso, (Fig. 5.8). Los pliegues involucran principalmente a las formaciones Indidura, Cuesta del Cura y Aurora. Sin embargo, en algunas zonas también fue posible observar afloramientos de otras unidades como la Fm. Taraises, que generalmente se encuentran erosionadas y siempre están cubiertas discordantemente por los conglomerados de la base de la Fm. Ahuichila.

Por otro lado, el fallamiento normal posterior a la Fm. Ahuichila está principalmente localizados en la zona noroeste y suroeste del área cartografiada. En general, son fallas normales que cortan a las litofacies superiores de la Fm. Ahuichila, las de mayor magnitud

de desplazamiento afloran en la parte occidental, cortando a los conglomerados del Frontón de Ahuichila. En la parte norte en los conglomerados de la Sierra Las Carolinas (cerca de Loma Verde) también se documentaron fallas normales. Las fallas normales con desplazamientos menores (centímetros a metros) se localizan en el Cerro de Julio, al norte del poblado de Ahuichila (Fig. 5.1 y Anexo II). Además, Eguiluz de Antuñano *et al.* (2022) reportan fallas en la localidad Loma Verde, la Cuesta Blanca (al noroeste del Frontón de Ahuichila) y en la Sierra El Chino (ver Figura 5.8 y mapa ANEXOS I y II).

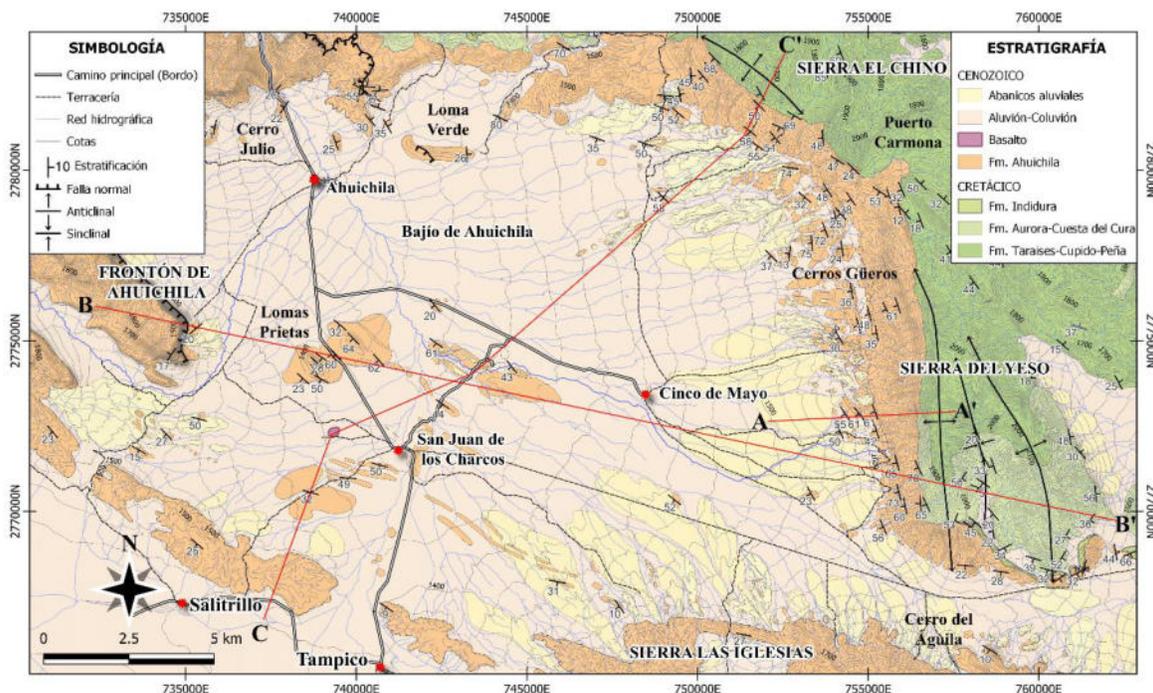


Figura 5.8 Mapa geológico del área de estudio y ubicación de las secciones geológicas (líneas color rojo).

5.2.1.1 Descripción de pliegues y estructuras asociadas

Se reconocieron pliegues a distintas escalas en la zona sureste del área de estudio, a ~7 km al oriente del poblado Cinco de Mayo, en la Sierra del Yeso. Es un conjunto de estructuras anticlinales y sinclinales de escala kilométrica, los cuales en su terminación periclinal sur, involucran a las rocas clásticas de la Fm. Ahuichila. Este sistema de pliegues está constituido en la zona occidental por el Anticlinal El Yeso, en la parte centro el Sinclinal El Yeso y al oriente por el Anticlinal El Cerillo (Fig. 5.9). El conjunto mantiene predominantemente ejes

con una orientación NNW-SSE. Estos pliegues son altamente oblicuos a la orientación WNW-ESE de las estructuras de la Transversal de Parras (Figs. 1.1, 5.1 y 6.4).

El anticlinal El Yeso es un pliegue abierto (ángulo interlimbo entre 70° a 120°). Se extiende por alrededor de 7 km. La traza del eje del anticlinal sigue un rumbo preferencial $N10^\circ W$ en su parte sur y $N20^\circ W$ en su parte norte. En la porción norte del anticlinal, se expone en su núcleo la caliza de la Fm. Cupido y en sus flancos las de las formaciones La Peña, Aurora, Cuesta del Cura e Indidura. En su extremo meridional, en su núcleo y flancos, respectivamente afloran las formaciones Aurora, Cuesta del Cura e Indidura. Como en todas las demás zonas dentro del área de estudio, la Fm. Ahuichila cubre en discordancia erosiva a las formaciones que constituyen el anticlinal. Sin embargo, en la zona sur, es evidente que ésta también está involucrada en el desarrollo del pliegue, ya que sus estratos siguen la morfología periclinal del mismo (Fig. 5.9).

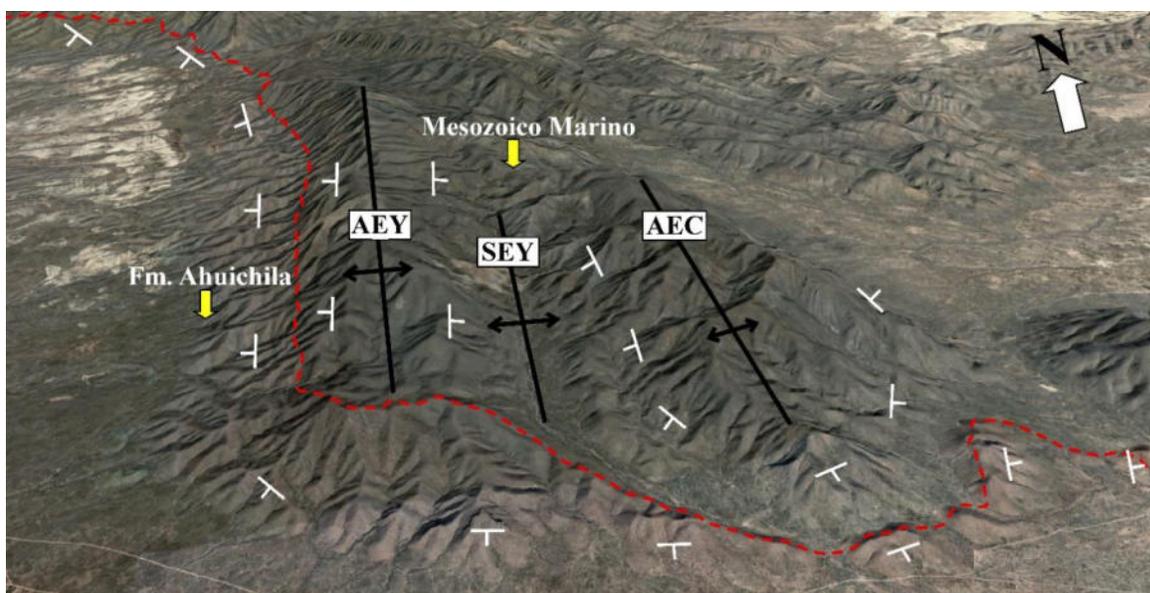


Figura 5.9 Localización de los elementos tectónicos de la Sierra del Yeso (Imagen satelital tomada de Google Earth, 2023). Abreviaturas: **AEY**: Anticlinal El Yeso; **SEY**: Sinclinal El Yeso; **AEC**: Anticlinal El Cerillo. Nótese la disposición y geometría del contacto (línea roja) de la Fm. Ahuichila con las unidades marinas.

En la porción centro a sur-sureste del anticlinal, se presentan pliegues verticales con buzamiento hacia el SSE. Las capas de la Fm. Ahuichila en el flanco occidental de la Sierra El Yeso presentan inclinaciones de 65° a 78° hacia el poniente, mientras que en su flanco oriental tiene valores de alrededor de 24° a 49° al oriente (Fig. 5.10a). En lo que respecta a las rocas de la Fm. Ahuichila, como se mencionó anteriormente, éstas cubren en discordancia

erosiva, que en ocasiones es angular y otras paralelas a las unidades cretácicas. La LITOFACIES I (conglomerados rojos) muestran echados sub-verticales de 65° a 78° , comparables con la inclinación de las capas de sedimentos marinos en ese flanco del Anticlinal del Yeso. Los buzamientos son cada vez más bajos hacia las facies más jóvenes y en donde hay evaporitas son entre 30° a 40° . Como un todo, los estratos de la Fm. Ahuichila en la parte centro y al oriente del Bajío exhiben un arreglo en abanico.

En la porción más sur del Anticlinal El Yeso, la Fm. Cuesta del Cura presenta mesopliegues en forma de “Z” y zonas de cizalla con dirección de transporte tectónico al SW (Fig. 5.10b). Este tipo de estructuras forman parte de una estructura mayor del Anticlinal de la Sierra del Yeso. De acuerdo con los valores promedio de datos de estratificación ($n=30$), el Anticlinal del Yeso presenta un buzamiento de su plano axial alto y el cabeceo de su eje es suave ($\beta = 160^\circ/40^\circ$) con una dirección transporte tectónico inferido hacia el SE (Fig. 5.10c).

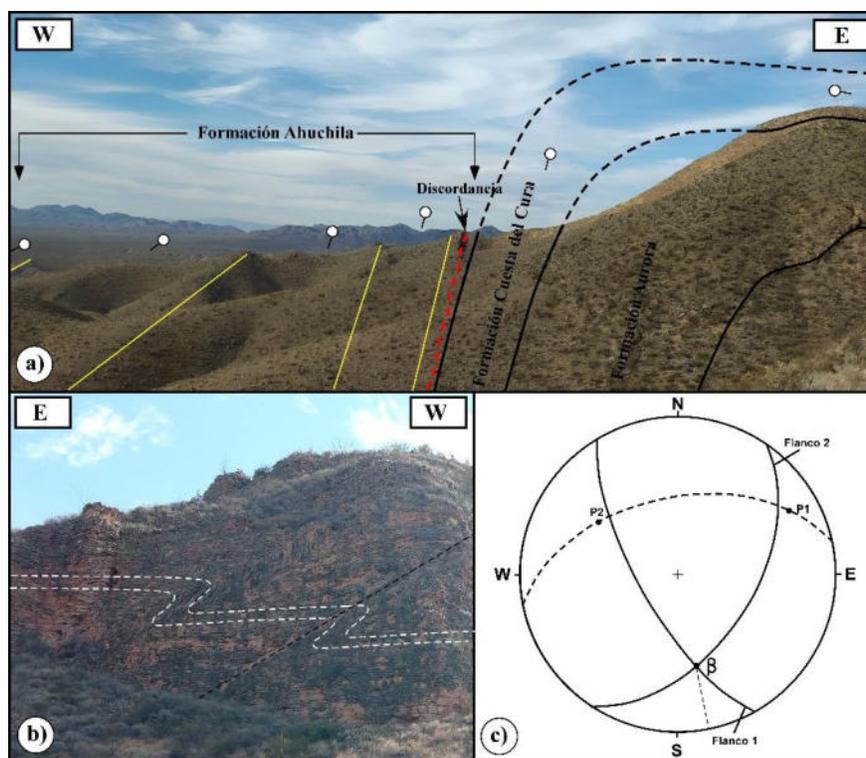


Figura 5.10 a) Flanco occidental del Anticlinal El Yeso donde se observa una discordancia erosiva/subparalela entre las unidades cretácicas y la Fm. Ahuichila; b) plegamiento en forma de Z y zonas de cizalla inversa en las calizas Cuesta del Cura en el flanco occidental del anticlinal; c) Red Schmidt donde se muestra la actitud estructural general del pliegue de la Sierra del Yeso ($\beta = 168/40$ SE).

En la zona norte del Anticlinal del Yeso, cerca del Puerto Carmona, aflora el núcleo del pliegue, en esta zona el flanco frontal está invertido y presenta echados de $\sim 70^\circ$ al NE,

mientras que su flanco trasero se inclina $\sim 20-30^\circ$ al SE (Fig. 5.11a) Como es común en toda el área de estudio, en esta zona las capas de la Fm. Ahuichila se depositaron por encima en una discordancia angular (Fig. 5.11a-c).

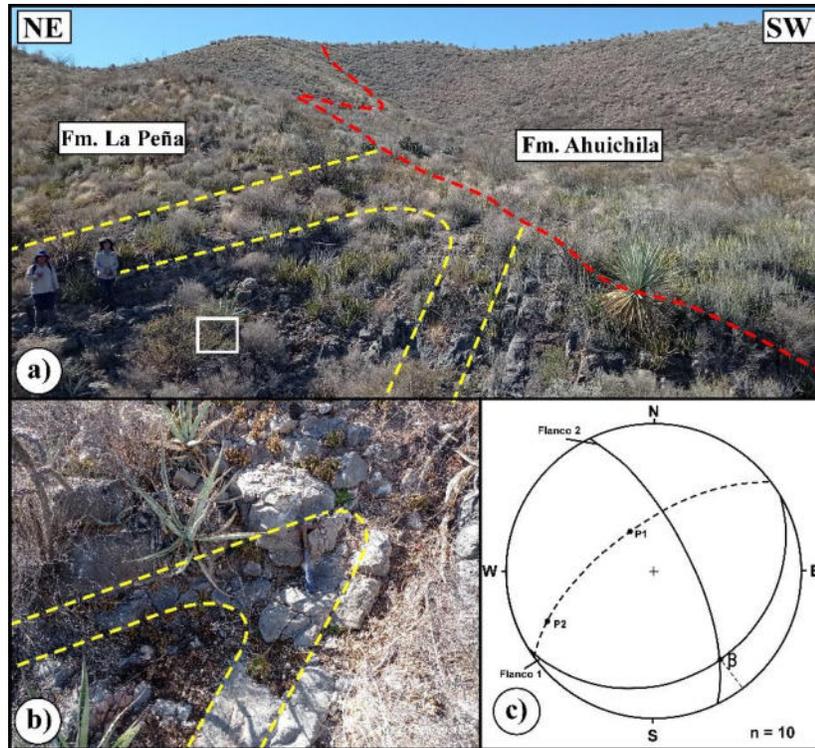


Figura 5.11 a) Anticlinal con su flanco frontal invertido; b) Detalle de (a) donde se observa un pliegue muy cerrado en la zona cercana al núcleo del Anticlinal del Yeso; c) Red de Schmidt donde se muestra los datos de estratificación de cada flanco del mesopliegue ($\beta = 144/25$ SE).

Otra estructura importante en la Sierra del Yeso es “Sinclinal El Yeso” (Fig. 5.9). El eje de este sinclinal tiene una longitudinal de ~ 7 km. En la estructura las unidades marinas más jóvenes Aurora, Cuesta del Cura afloran en sus flancos y en el núcleo la Fm. Indidura. En general, su eje es paralelo al de sus anticlinales vecinos, exhibiendo una dirección aproximada $\beta = 190^\circ/24^\circ$ con plano axial sub-vertical.

En el sector oriental de la SDY se encuentra el “Anticlinal El Cerillo” que se expone por alrededor de 7 km. La traza del eje del pliegue tiene un rumbo $N30^\circ W$ en su parte más norte, la cual, hacia el sur, cambia su orientación a casi N-S. El núcleo del Anticlinal El Cerillo está constituido por las formaciones Cupido, La Peña y Aurora; mientras que en sus flancos afloran capas de lutita violáceas, caliza y calcarenita de las formaciones Cuesta del Cura e

Indidura, así como rocas de la LITOFACIES I, formada por conglomerado rojo, de la Fm. Ahuichila (Fig. 5.12 a, b). De acuerdo con su ángulo interlimbo (según Fossen, 2010) corresponde a un pliegue abierto (70° a 120°), además con el análisis de los datos estructurales en la red estereográfica Schmidth, se calculó que el eje del pliegue presenta una dirección $\beta = 182^\circ/15^\circ$ (Fig. 5.12).

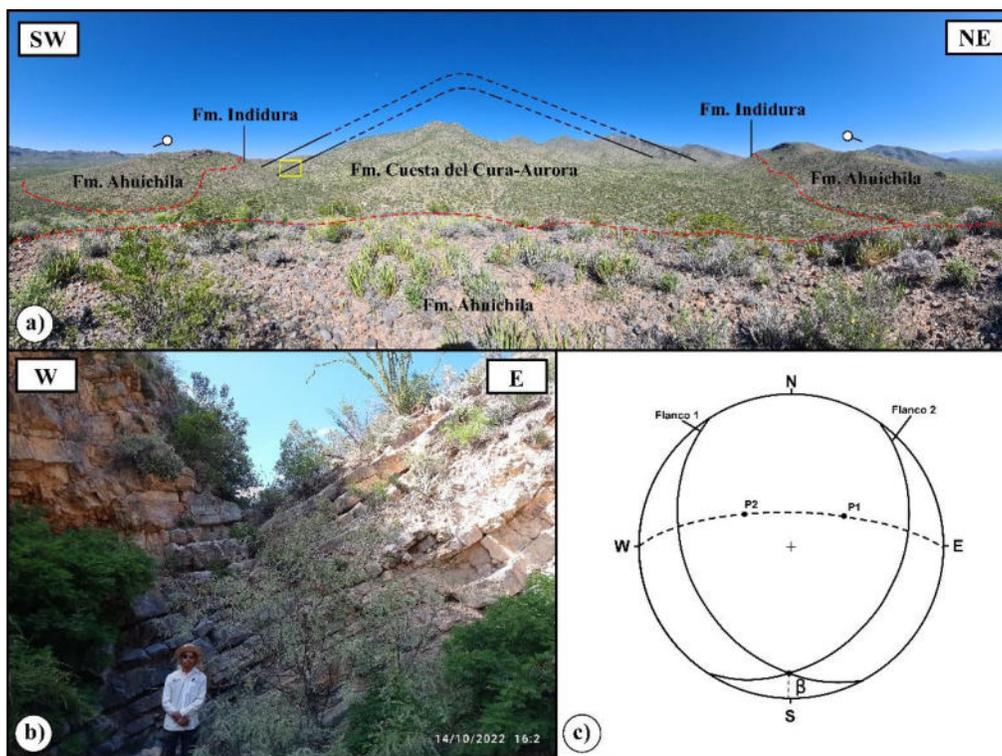


Figura 5.12 a) Vista panorámica del anticlinal El Cerrillo, sector oriental de la Sierra del Yeso. Nótese como los conglomerados rojos de la Fm. Ahuichila forman parte de sus flancos. b) Detalle de (a) donde se observa el flanco occidental del pliegue (Flanco 1); c) Red estereográfica donde se grafican los datos estructurales del anticlinal ($\beta = 182^\circ/15^\circ$ SSW).

5.2.1.2 Deformación sin-sedimentaria

Además del plegamiento regional, se identificaron pliegues de escala centimétrica, sin-sedimentarios y asimétricos, que muestran una amplia variedad de formas y tamaños. Esta deformación está restringida a capas en la LITOFACIES III, cercanas a la base de la Fm. Ahuichila. Los pliegues se desarrollaron en capas de arenisca de grano fino a medio intercaladas con lutita y limolita. Las estructuras desarrolladas son complejas y van desde capas reclinadas y volcadas, pliegues en forma de bolsas, entre otras (Fig. 5.13a-b). El tamaño de las capas deformadas varía desde varios milímetros hasta algunos centímetros de espesor

y se extienden lateralmente varios metros (Fig. 5.13c). Los ejes de los pliegues asimétricos presentan orientaciones muy dispersas, sin una dirección dominante aparente. Sin embargo, pueden observarse que las capas están basculadas hacia el centro del valle. En general, el plano axial de la mayoría de los pliegues es oblicuo a la estratificación con una dirección hacia el SW, que coincide con la dirección de las capas de esta unidad (Fig. 5.13d).

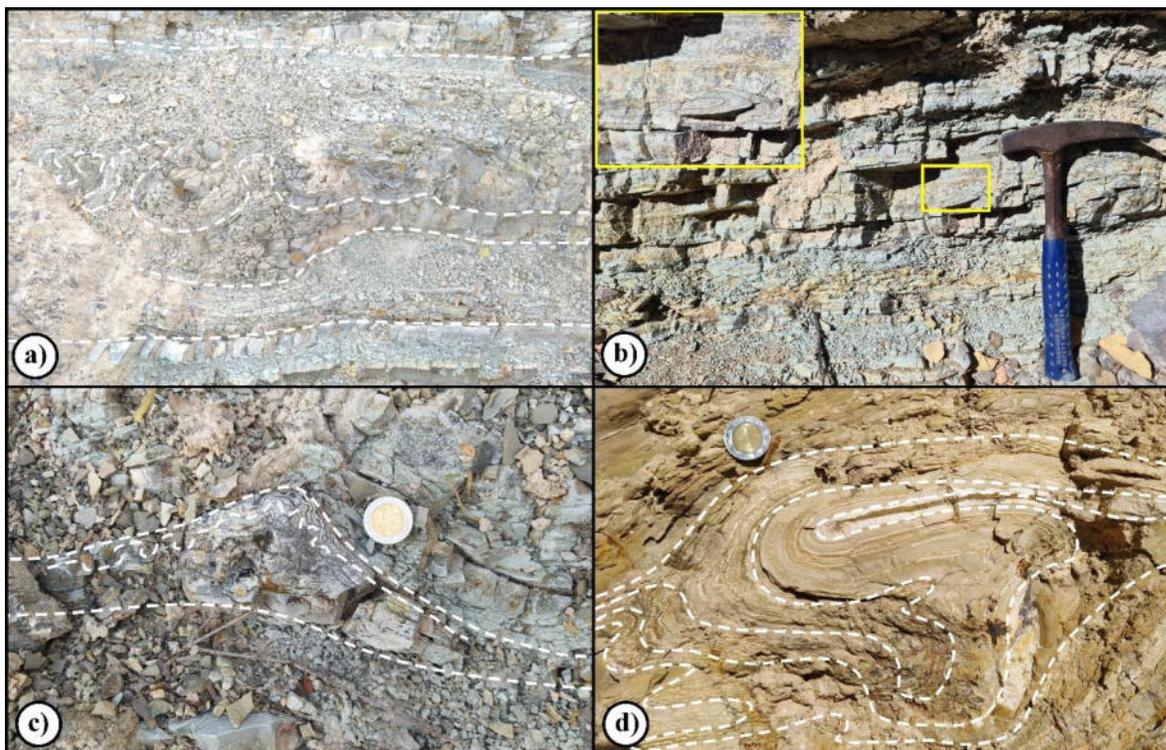


Figura 5.13 Ejemplos de deformación sin-sedimentaria donde se observa: **a)** pliegues en forma de bolsas; **b)** Pliegues volcados; **c)** Pliegues milimétricos; **d)** Deformación de sedimentos suaves con dirección hacia el SW.

5.2.1.3 Fallas normales

Además de la zona de cizalla descrita en el apartado anterior (pliegues en Z en la Fm. Cuesta del Cura), en la zona de estudio ocurren algunas fallas normales, las cuales aparecen de forma esporádica afectando principalmente a las rocas de la Fm. Ahuichila. Su mayor expresión se encuentra en el sector oeste en el Frontón de Ahuichila, en la zona noroeste en el Cerro Julio y en la parte norte entre el Cerro El Quemado y Loma Verde (véase ANEXO I).

La falla del Frontón de Ahuichila, es la estructura con mayor dimensión, tomando en cuenta su longitud reconocida en el área de estudio es de más de 8 km. Tiene un rumbo N45°W. Es una falla normal con un bloque de techo desplazado hacia el suroeste, que pone en contacto

tectónico al conglomerado masivo de la LITOFACIES V con capas de arenisca y de toba de la LITOFACIES IV. Cabe mencionarse que cuando no hay falla el contacto entre estas facies es normal. El rumbo general de la falla principal es CMD: $145^{\circ}/40^{\circ}$ y *pitch* 86° SW. En la pared del Frontón se observan además fallas secundarias tipo *Riedel* (R), con la misma cinemática que la falla principal. Los *riedel* forman un arreglo escalonado o de dominó a lo largo del Frontón (Fig. 5.14a-c).

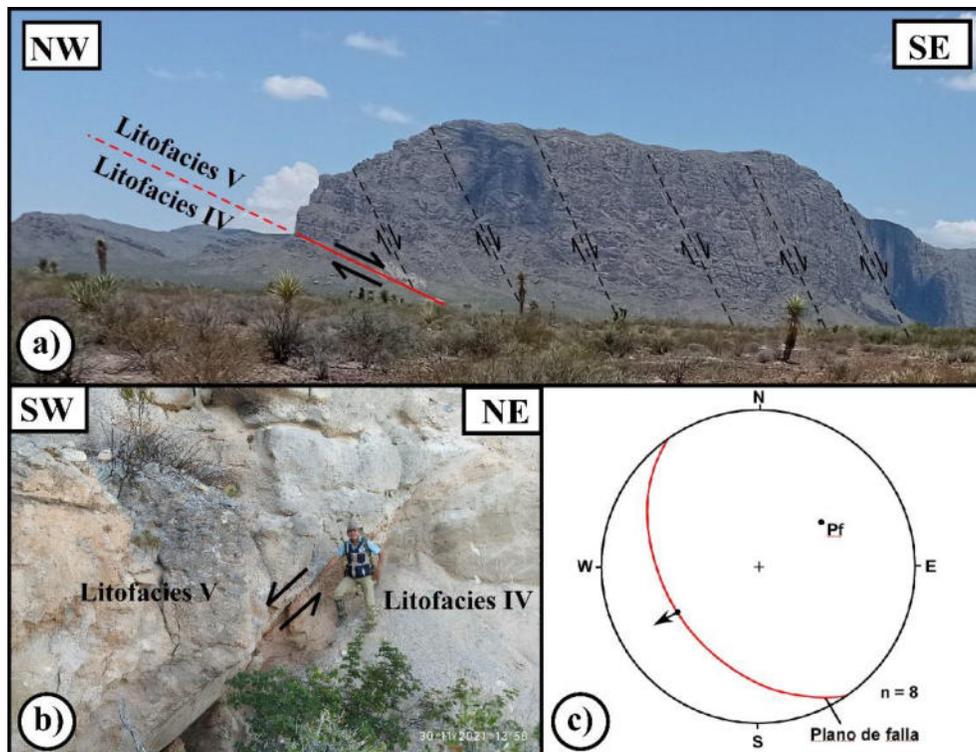


Figura 5.14 a) Fotografía panorámica de la falla normal principal. Afecta al conglomerado de la LITOFACIES V EN el Frontón de Ahuichila, con la presencia de fallas oblicuas tipo *riedel*; b) Detalle de a) donde se observa la falla normal entre el conglomerado de la LITOFACIES V y las sucesiones clásticas-vulcanoclásticas de la LITOFACIES IV; c) Red estereográfica de Schmidt donde se graficó la actitud estructural de la falla principal (CMD: $145^{\circ}/40^{\circ}$ y *pitch* de 86° SW).

Además de la falla del Frontón, en la porción noroeste del área de estudio se identificó una zona de falla normal con un bloque de techo con movimiento hacia el NW, así como un conjunto de fallas secundarias complejas antitéticas a la falla maestra, con un desplazamiento menor en su bloque de techo hacia el SE (Fig. 5.15a). Las fallas afectaron a capas de arenisca, toba y horizontes pequeños de conglomerado y brecha, además de capas de lutita, limolita y yeso fibroso (Fig. 5.15b). La zona de falla principal es una brecha tectónica de 1-2 m de espesor, muy alterada y posiblemente por actividad hidrotermal. Su actitud estructural es

CMD: $213^{\circ}/80$ y *pitch* 65° NW (Fig. 5.15c). Las fallas secundarias son conjugadas con una dirección CMD: $010^{\circ}/65^{\circ}$ y *pitch* 60° SE. En un corte de la carretera ubicado en el Cerro Julio (Fig. 5.15 y Anexo II) también hay arreglos de planos que sugieren que son sintéticos, otros planos con un desplazamiento lateral y fallas con poco desplazamiento, con planos cubiertos por estratos continuos sin desplazar, lo que sugiere que existió deformación sin sedimentaria.

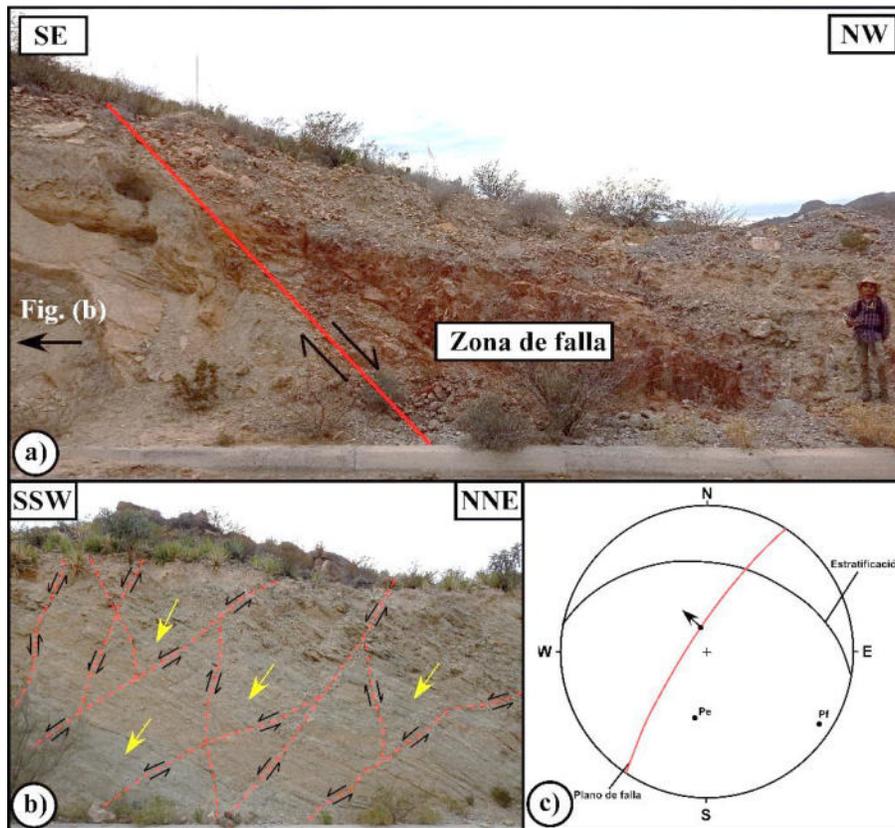


Figura 5.15 a) Zona de falla normal que afectó a capas de arenisca, limolita, toba y conglomerado en la localidad Cerro Julio; b) Areniscas alternadas con limolitas y tobas afectadas por fallas normales complejas con un componente de desplazamiento de centímetros; c) Red de Schmidt donde se muestra la actitud de la falla (CMD: $213^{\circ}/80^{\circ}$ y *pitch* de 65° NW).

En la zona NNW del Bajío (Anexo II) existe una falla normal importante, con componente lateral derecho. Esa falla desplazó a la sucesión de capas de conglomerado de la LITOFACIES I (bloque techo) y los puso en contacto con el conglomerado de la LITOFACIES V (bloque piso; véase Anexo I). La actitud del bloque de falla en el sitio marcado marcado con una estrella amarilla en el Anexo II es CMD: $265^{\circ}/37^{\circ}$ y *pitch* 42° NE y, el bloque hundido es hacia el SW. Cerca de esta zona, también se identificó un conjunto de fallas normales secundarias con una dirección CMD: $207^{\circ}/66$ y *pitch* 86° NW (Fig. 5.16

y Anexo II). En general, estas estructuras se caracterizan por presentar una dirección $N13^{\circ}W$ representadas siempre por una brecha tectónica y por poner en contacto a las litofacies I y V más joven de la Fm. Ahuichila con la más antigua, lo que sugiere un desplazamiento importante, dado el grosor de ellas (Fig. 4.1).

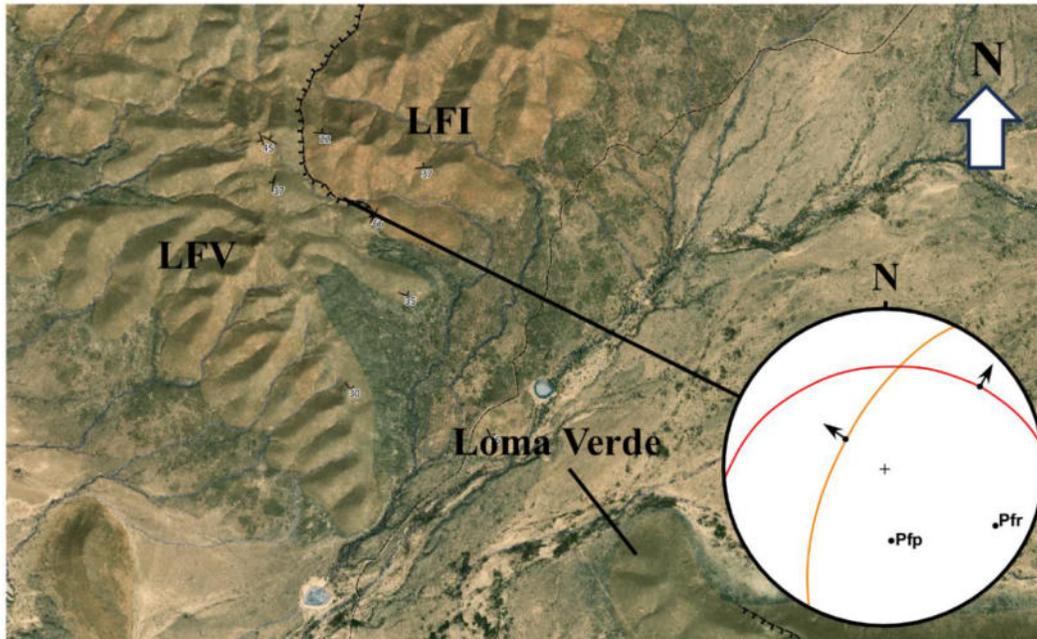


Figura 5.16 Falla normal localizada entre la Sierra Las Carolinas y Loma Verde y que pone en contacto a los conglomerados polimíticos de la base (LFI) de la Fm. Ahuichila con los de la parte superior de la misma unidad (LFV). En la red estereográfica se representa el plano principal de la falla en color rojo con un desplazamiento NE-SW y una falla secundaria en color naranja NW-SW.

5.2.2 Secciones geológicas

Para la región del Bajío de Ahuichila se realizaron tres secciones geológico-estructurales, con la finalidad de interpretar a las estructuras que afloran en el área, así como entender la relación geométrica que guardan las estructuras (pliegues y fallas) con la Fm. Ahuichila.

5.2.2.1 Sección geológica A-A'

En la sección geológica A-A', de 5 km de longitud en dirección WSW-ENE (Anexo II), se ilustra la actitud estructural de rocas que afloran en la Sierra del Yeso, desde la porción SW del "Anticlinal El Yeso" hasta la parte más sur de la localidad conocida como "Cerros Güeros" (Fig. 5.17). En la parte WSW se observa una cubierta aluvial constituida por abanicos aluviales que cubren en discordancia angular (Fig. 4.10) a los depósitos de la Fm.

Ahuichila (LITOFACIES I, II y III). Los depósitos clásticos, vulcanoclásticos y evaporíticos de las litofacies mencionadas se encuentran basculados hacia el SW. Las capas tienen un arreglo de abaico, que se atribuye al crecimiento del Anticlinal El Yeso, cuyo desarrollo afecto también a las rocas cretácicas de las formaciones Taraises, Cupido, La Peña, Aurora, Cuesta del Cura e Indidura. Esta estructura presenta un plegamiento con plano axial subvertical (ligeramente vergente al SW), con un flanco frontal de ángulo alto (buzamiento de 65-70°) y flanco trasero bajo (buzamiento de 45°-50°), y una vergencia hacia el W-SW. En la parte central de la estructura el eje del pliegue tiene rumbo NW-SW. Las capas de la Fm. Ahuichila presenta traslapes, acuñamientos y ángulos de inclinación altos cerca de su base (buzamientos de 60°-70°). Las inclinaciones cambian gradualmente a valores más bajos hacia la cima estratigráfica de la formación en donde tienen buzamientos de 50°-25°.

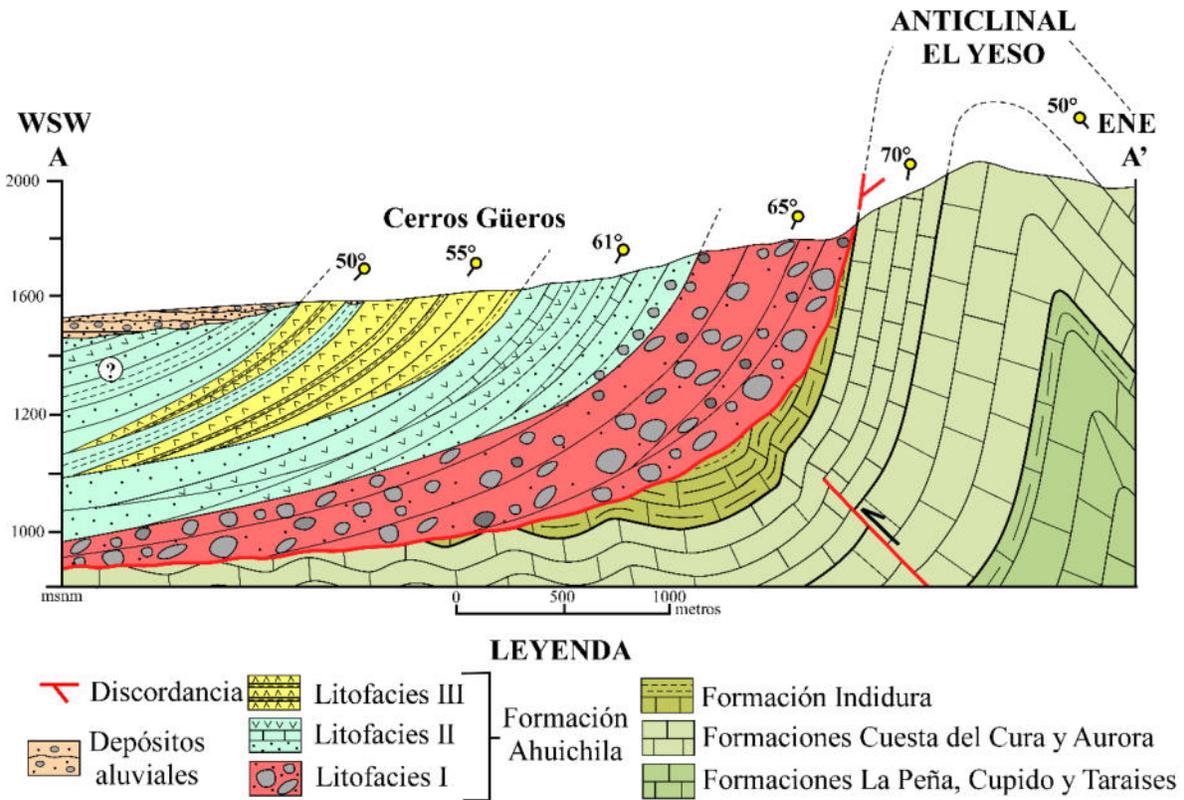


Figura 5.17 Sección geológica A-A' donde se observan las estructuras que afloran en la parte SW del Anticlinal El Yeso (véase ubicación en Anexo II).

5.2.2.2 Sección B-B'

La sección B-B' mide 30 km de longitud en dirección WNW-ESE y cruza al Bajío (Anexo II). En ella se muestran las estructuras más importantes que afloran desde la Sierra del Yeso y en el Frontón de Ahuichila, así como las relaciones estructurales observadas en los lomeríos adentro del Bajío (Fig. 5.18). En el extremo NW, en el Frontón de Ahuichila, se dibujaron dos fallas normales (la falla Frontón de Ahuichila, FFA, y una falla inferida) cuyo desarrollo afectó principalmente a las rocas de la Fm. Ahuichila. Esta falla basculó la secuencia hacia el WNW y puso en contacto a la sucesión de capas de conglomerado de la LITOFACIES V (bloque techo) con la sucesión clástica-vulcanoclástica de la LITOFACIES IV (bloque piso). Más al ESE, en la parte central de la sección, afloran rocas que corresponden a la parte media de la Fm. Ahuichila (LITOFACIES II, III y IV). El relieve en el Bajío se atribuye a la erosión de las litofacies menos competentes dominadas por lutita, limolita, tobas arcillosas, entre otras. Los lomeríos adentro del valle se interpretan como “cerros testigo”, vestigios de la erosión. Debido a la geometría de los depósitos sedimentarios de crecimiento se cree que las sucesiones de capas de arenisca y caliza que se acuñan lateralmente, conforme la distancia a la Sierra del Yeso aumenta. En la parte ESE de la sección, la mayor parte de la Fm. Ahuichila está cubierta en discordancia angular por al menos dos depósitos de abanico aluvial. Más cerca del extremo ESE de la sección geológica vuelven a aflorar rocas más competentes, como el conglomerado polimíctico de la LITOFACIES I que cubren a las rocas cretácicas. En el extremo SE de la sección se ilustran las estructuras expuestas en la Sierra del Yeso. Estas son el Anticlinal El Yeso, El Sinclinal El Yeso y el Anticlinal el Cerrillo. Como se ha señalado ellas se desarrollaron en las rocas de las formaciones Taraises, Cupido, La Peña, Aurora, Cuesta del Cura e Indidura. Esas estructuras tienen vergencia hacia el W-SW y una dirección general en sus ejes de NNW-SSE.

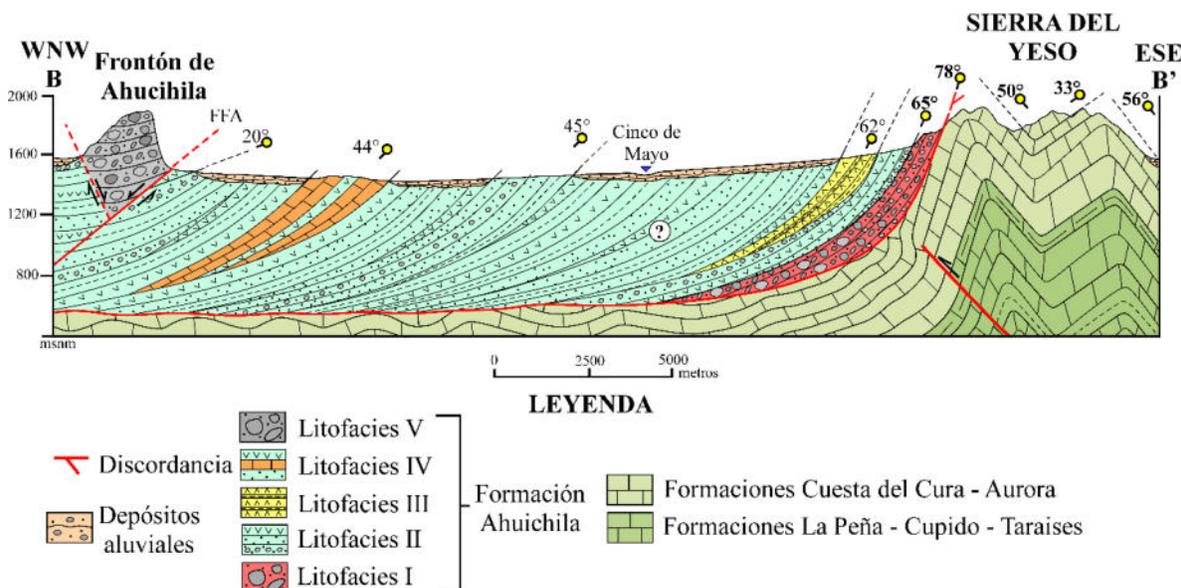


Figura 18 Sección geológica B-B'. Muestra las estructuras que afloran entre la Sierra del Yeso y el Frontón de Ahuichila.

5.2.2.3 Sección C-C'

La sección C-C' tiene una longitud de 27 km y muestra las estructuras presentes desde la región SW de la sierra cercana al poblado de Salitrillo hasta el NW, en la Sierra El Chino (Anexo II y Fig. 5.19). En la zona SW se ilustran un par de fallas normales inferidas en la Fm. Ahuichila que representan la continuación de la Falla Frontón de Ahuichila y que pone en contacto los conglomerados de la LITOFACIES V con las sucesiones vulcanoclástica de la LITOFACIES IV. Aquí se especula que la continuación de la falla normal NW expuesta en el Frontón pudo favorecer el ascenso de magma que alimentó al volcán al W del poblado de San Juan de los Charcos (Anexo II). En esta sección C-C' se infiere, con base en lo observado en lomas aisladas en el valle, la presencia de las cinco litofacies de la Fm. Ahuichila desde el SW hasta el NE. Nótese que la LITOFACIS III está cubierta y la LITOFACIES I vuelve a estar expuesta en el Sierra El Chini. En el extremo NE, en la Sierra el Chino, se ilustra un anticlinal con su flanco SW fuertemente inclinado (70°-78°). Comparativamente, el flanco SE del Anticlinal El Chino tiene un ángulo de inclinación bajo (45° a 50°). El pliegue se desarrolló en las formaciones La Peña, Cupido y Taraises y su crecimiento también controló, localmente la actitud estructural de la Fm. Ahuichila.

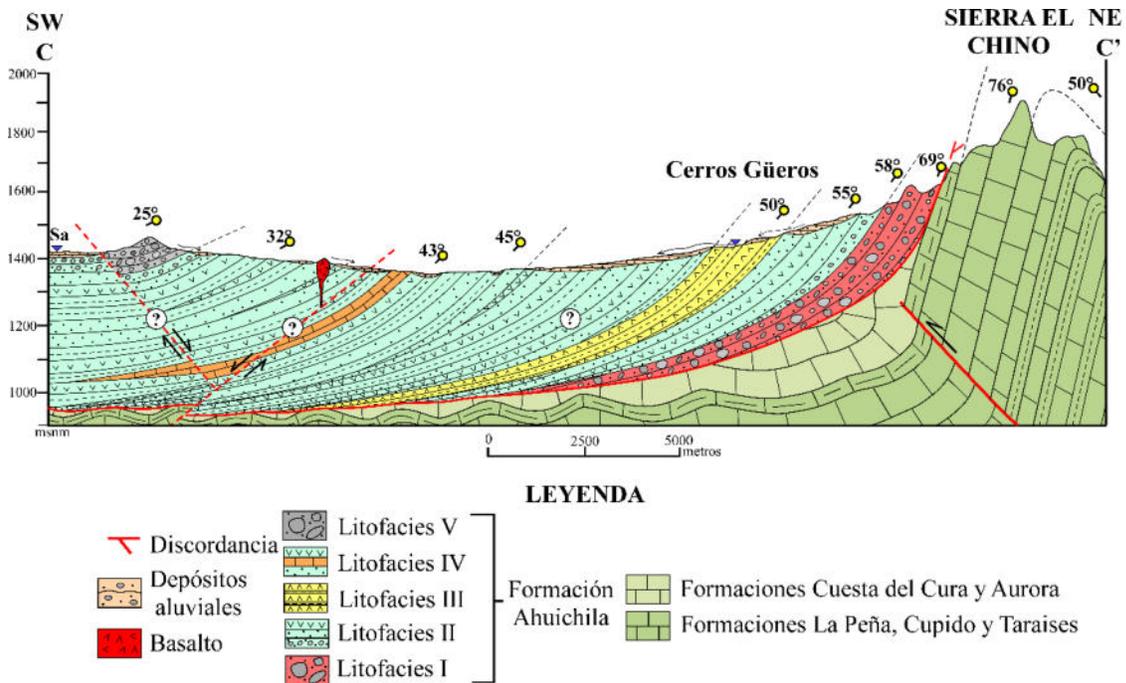


Figura 5.19 Sección geológica C-C'. Muestra las estructuras entre Salitrillo (Sa) y la Sierra El Chino.

5.3 GEOCRONOLOGÍA U-Pb EN CIRCONES

En el presente trabajo se llevaron a cabo dataciones radiométricas de circones utilizando el sistema isotópico U-Pb en areniscas y tobas. Para poder estimar edades confiables se utilizó el cociente Th/U vs La Mejor Edad (Ma), y para estimar el origen de estos, estando la mayoría de los valores de la relación Th/U en alrededor de 1, lo que sugiere un origen ígneo de acuerdo con Weber *et al.* (2008) (Fig. 5.20).

Con base en lo anterior, se muestran los resultados de los análisis U-Pb, además de que en el capítulo posterior (Discusión) se discute cual fue tomada como la mejor edad (*the best age*).

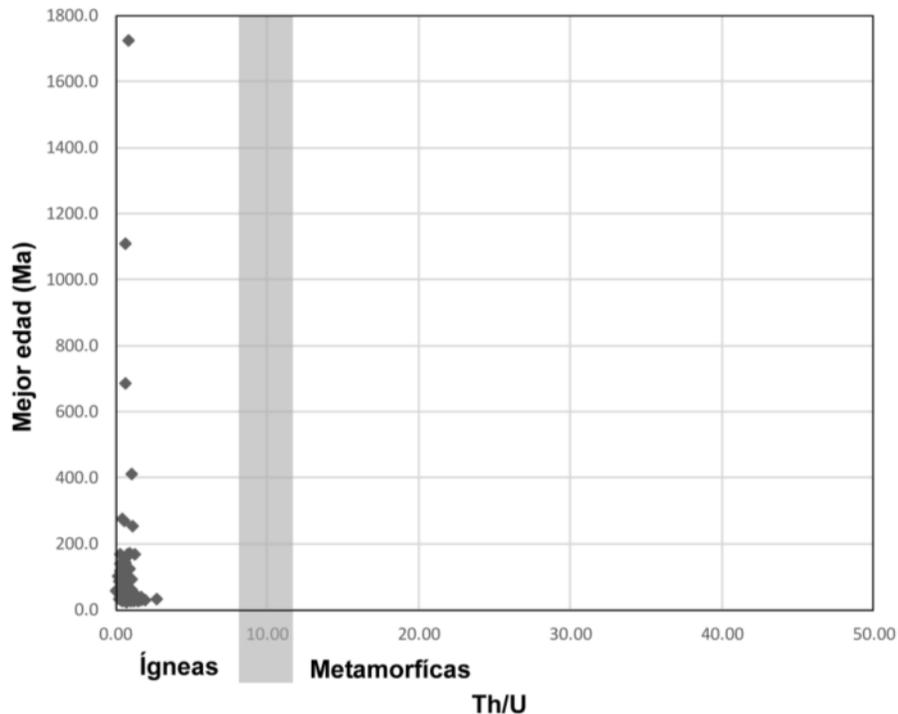


Figura 5.20 Relación Th/U vs Edad (Ma).

5.3.1 Parte Inferior de la Formación Ahuichila (LITOFACIES I)

Se colectó una muestra cercana a la base de la LITOFACIES I, para determinar la edad más antigua de la Fm. Ahuichila en el área de estudio. Se utilizaron los circones detríticos extraídos de la matriz del conglomerado de la muestra SY-9 (M-1; véase ubicación en la Fig. 5.1). Se analizaron un total de 97 granos de circón. Solo 89 indican proporcionaron edades concordantes. Además, el rango de las edades de estos granos detríticos de circón es muy amplio, donde el cristal más joven tiene una edad de 32.1 ± 0.81 Ma, correspondiente al Oligoceno (Rupeliense). La edad del circón más antiguo analizado es de $1,108.1 \pm 13.20$ Ma, del Mesoproterozoico (Esténico). Los circones de la base de la Fm. Ahuichila estadísticamente en cuatro edades principales: Eoceno, Paleoceno, Cretácico y Jurásico. Los granos de circón son del Cretácico ($n = 17$ circones), del Paleoceno ($n = 13$ circones) y del Eoceno ($n = 56$ circones). Además, la muestra SY-9 (M-1) presenta unos pocos granos del Triásico, Devónico y Mesoproterozoico (Fig. 5.21).

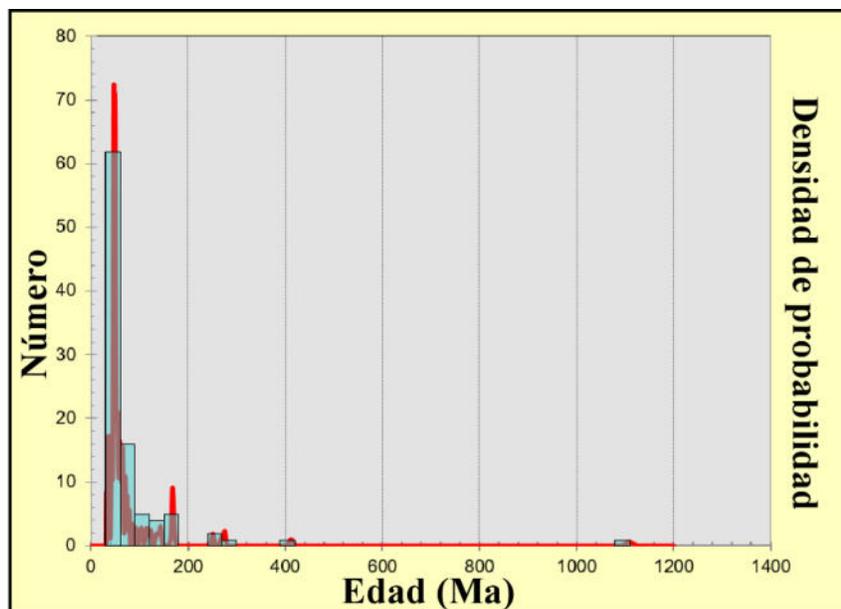


Figura 5.21 Histograma de densidad de probabilidad.

Los resultados obtenidos de las edades de la muestra SY-9 (M-1) se graficaron en el diagrama de concordia tipo Wetherill, en donde aparece el total de granos analizados (Fig. 5.22a). En este diagrama se observa que la mayoría de los circones de la base de la Fm. Ahuichila corresponden a edades principalmente del Cretácico (Inferior: 100.9 Ma - 143.0 Ma; Superior: 69.6 Ma - 91.4 Ma), Paleoceno (57.4 Ma - 65.1 Ma), Eoceno (34.3 Ma - 55.6 Ma). También se tienen edades en menor porción del Jurásico Medio (167.8 Ma - 169.3 Ma), Permo-Triásico (250.9 Ma - 275.5 Ma), Devónico Inferior: (411.6 Ma) y Mesoproterozoico (Esténico: 1,108.1 Ma). Se graficaron las edades del grupo de circones más jóvenes en un segundo diagrama de concordia (49 edades concordantes) y se estimó la intersección inferior de 40.8 ± 4.4 Ma (Fig. 5.22b). Además, se analizó la muestra por el método Tuff-Zirc arrojando una edad de $47.40 + 1.02 - 0.88$ Ma de un grupo coherente de 22 análisis (Fig. 5.22c), y a su vez se obtuvo una edad Tuff-Zirc6+ de $35.91 + 1.13 - 1.60$ Ma para grupo coherente de los 6 circones más jóvenes (Fig. 5.22d).

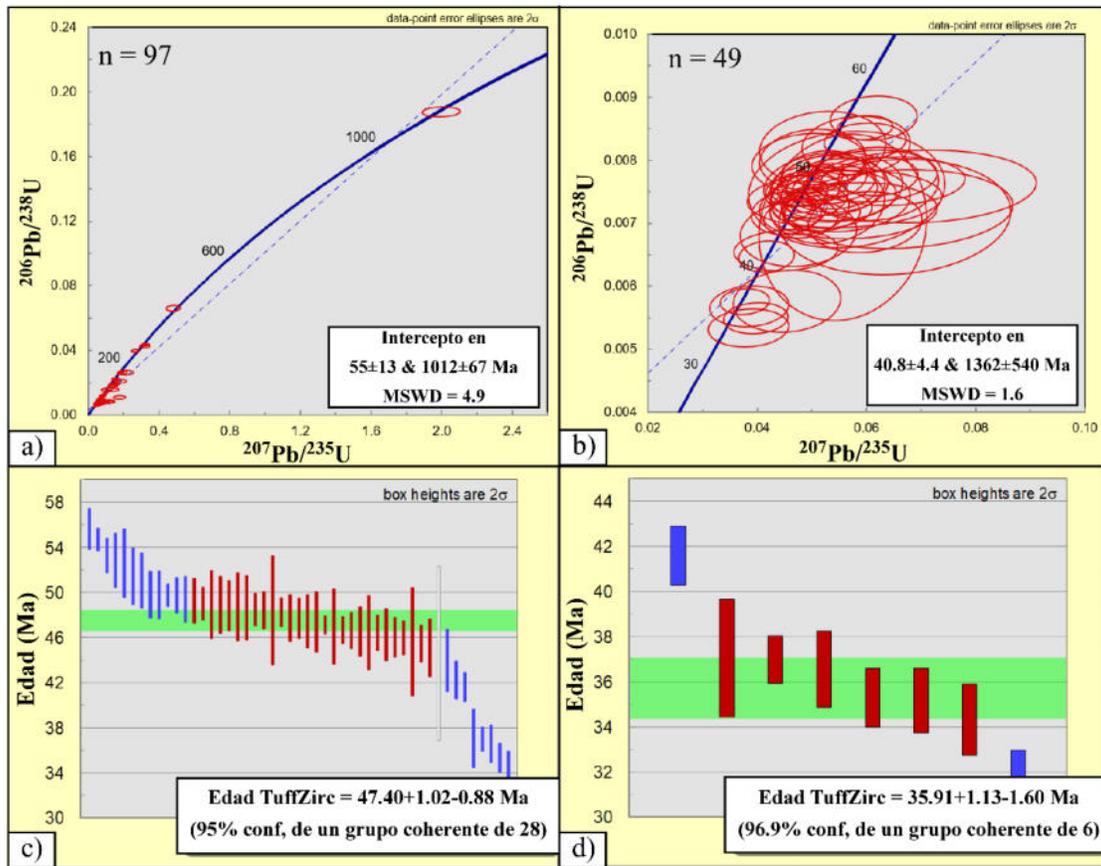


Figura 5.22 a-b) Diagramas de concordia tipo Wetherill, para un grupo de edades concordantes, 97 y 49 respectivamente, de donde se infirió la edad máxima de la muestra SY-9 (M-1); c-d) Diagrama Tuff-Zirc y Tuff-zirc6+ para la muestra SY-9 (M-1).

5.3.2 Parte Media de la Formación Ahuichila (LITOFACIES II-III-IV)

Para identificar las edades de las rocas de la parte media de la Fm. Ahuichila se colectaron tres muestras SY-17, BA-7 y BA-6 (véase ubicación en Fig. 5.1). La muestra SY-17, corresponde a una toba retrabajada de grano medio, color verde pistache. De esa muestra se analizaron un total de 30 granos de circón, donde 28 granos dentro de ese conjunto dieron edades concordantes. Las edades de los granos oscilan del Oligoceno (28.1 ± 3.67 Ma) hasta el Cretácico Tardío (Cenomaniano: 93.0 ± 3.29 Ma). Los circones de esta muestra se dividen en tres poblaciones con edades Cretácico (un grano), Eoceno (3 granos) y Oligoceno (26 granos). Los granos de circón de esta muestra tienen edades del Oligoceno; esto es evidente en el diagrama de concordia (Fig. 5.23a), donde mayoría de los circones se ajustan en la curva

de concordia con una intersección inferior de 30.9 ± 1.1 Ma (MSWD = 0.28). Los diagramas Tuff-Zirc arrojaron una edad de $31.53 + 1.03 - 0.64$ Ma (Oligoceno Temprano) para un grupo coherente de 24 granos de circón en esta muestra (Fig. 5.23b).

Para el obtener la edad máxima de depósito de la muestra BA-7, se analizaron un total de 76 granos de circón detríticos. Todos grafican sobre la línea de concordia. En el diagrama de concordia U-Pb (Fig. 5.23c) se muestra que la mayoría de los circones tienen edades del Oligoceno (22.6 Ma-33.4 Ma), Eoceno (34.3 Ma – 49.5 Ma) y Paleoceno (57.2 Ma – 66.4 Ma). Sin embargo, la edad del circón más joven es de 22.6 ± 2.25 Ma, que corresponde al Mioceno (Aquitaniense). El grano de circón más viejo es del Cretácico Tardío (Maastrichtiense) y tiene una edad de 66.4 ± 6.40 Ma. Los granos de circón del Cenozoico son del Paleoceno (n = 3), Eoceno (n = 14) y Oligoceno (n = 59). La mayoría de los circones se ajustan en la línea de concordia que tiene una intersección inferior de 29.02 ± 2.8 Ma (MSWD = 1.06) (Fig. 5.23c). De la muestra se obtuvo un grupo de 56 circones concordantes que indican una edad Tuff-Zirc de $31.87 + 0.68 - 0.86$ Ma, lo cual es consistente con el Oligoceno Temprano (Fig. 5.23d).

Por otro lado, el análisis U-Pb de los granos de cirón separados la muestra arenisca tobácea con la clave BA-6 se realizó a partir de 22 granos de circón detrítico concordantes, donde la edad más joven es de 25.5 ± 1.97 Ma (Oligoceno Tardío), la edad del grano más antiguo es de $1,722.8 \pm 40.98$ Ma. Existen cuatro “picos” bien definidos de edades en esta muestra: Oligoceno, Eoceno, Cretácico y Mesoproterozoico. Las principales fuentes de granos detríticos son del Oligoceno (n = 15), Eoceno (n = 4) y Cretácico (n = 2). Además, se encontró un circón con una edad Paleoproterozoico. De acuerdo con los diagramas de concordia las edades principales corresponden Oligoceno (25.7 Ma – 32.6 Ma), Eoceno (36.7 Ma – 45.4 Ma), en menor medida Cretácico (94.4 Ma – 119.3 Ma) y Paleoproterozoico (1,722.8 Ma). La intersección inferior (Fig. 5.23e) es 24.9 ± 5.4 Ma (MSDW = 0.59), mientras que las edades Tuff-Zirc arrojan una edad máxima de depósito de $29.96 + 0.74 - 1.27$ Ma para un grupo coherente de 12 circones (Fig. 5.23f).

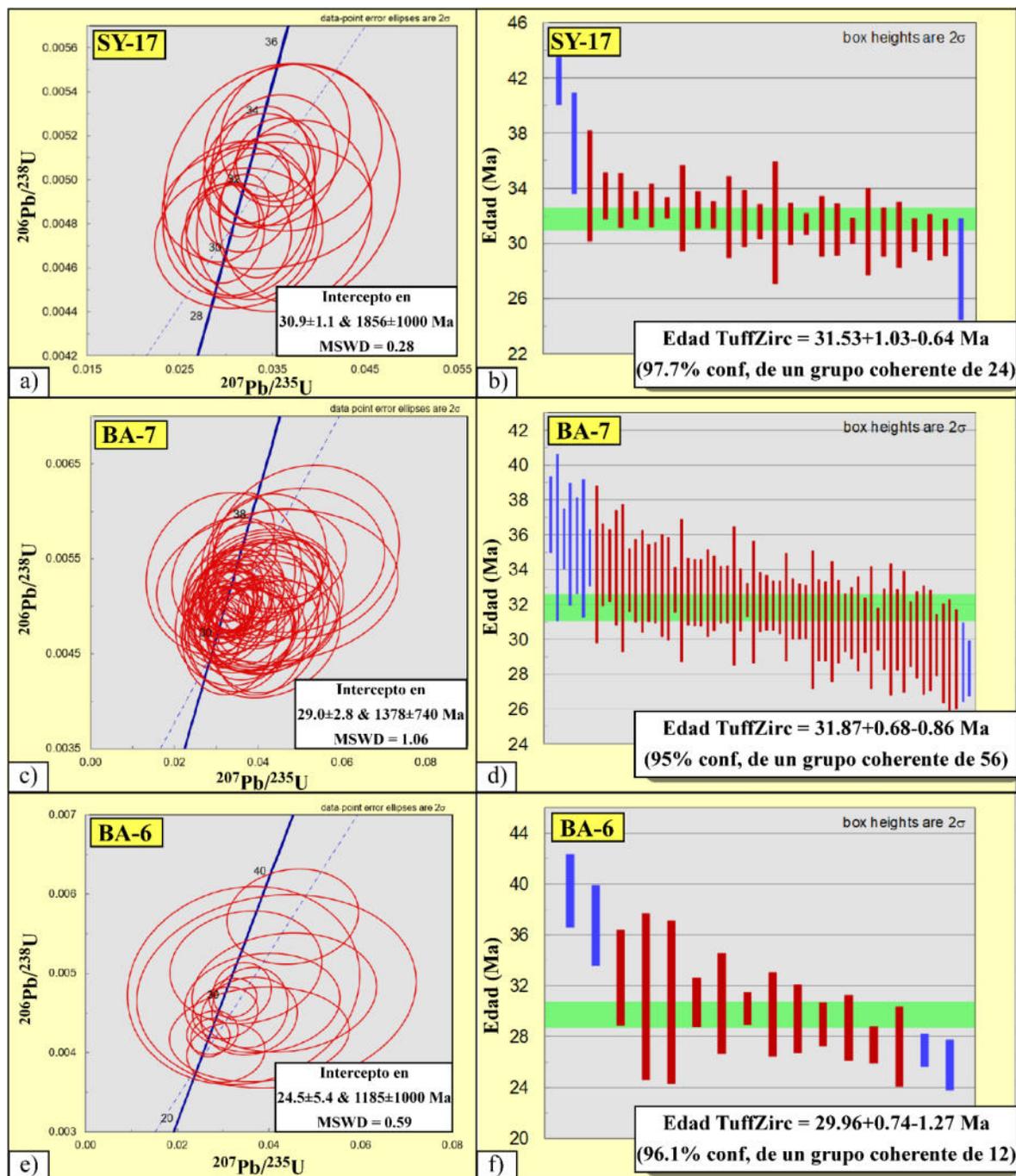


Figura 5.23 a) Diagrama de concordia tipo Wetherill para la muestra SY-17; b) Diagrama Tuff-Zirc para la muestra SY-17; c) Diagramas de concordia tipo Wetherill para la muestra BA-7; d) Diagrama Tuff-Zirc para un grupo de 56 granos de circón de la muestra BA-7; e) Diagramas de concordia tipo Wetherill de la arenisca tobácea BA-6; Diagrama Tuff-Zirc de un grupo de 12 circones extraídos de la muestra BA-6.

5.3.3 Parte Superior de la Formación Ahuichila (Litofacies V)

Para establecer la edad de las rocas más cercanas a la cima de la Fm. Ahuichila se analizaron dos muestras. Una es una toba retrabajada y la otra es una arenisca: CA-2 y CA-1 (véase ubicación en Fig. 5.1), recolcatadas en la base del conglomerado en la LITOFACIES V. En total se analizaron 87 granos de circón detrítico de la muestra CA-2 y CA-1. El análisis de los datos estimó que 71 edades son concordantes, y que presentan un rango amplio de edades, donde el circón más joven tiene una edad de 23.8 ± 2.52 Ma, correspondiente al Oligoceno Tardío. La edad más antigua es de 684 ± 12.30 Ma, del Neoproterozoico (Criogénico). Los granos de circón de CA-1, colectada en la cima de una roca de la LITOFACIES IV se dividen en cuatro poblaciones con edades: Oligoceno, Eoceno, Cretácico y Neoproterozoico (Fig. 5.24a y d). Las principales fuentes de granos de circón tienen edades que oscilan de 25.0 Ma hasta 684 Ma, teniendo como fuente principal de circones al Oligoceno ($n = 40$), además presenta edades en un rango de 23.8 Ma hasta 42.4 Ma, teniendo también al Oligoceno como fuente principal ($n = 27$ circones).

La muestra CA-2 arrojó en el diagrama de concordia Wetherill una intersección inferior de 28.7 ± 1.6 Ma (MSWD = 2.4) (Fig. 5.24b), una edad Tuff-Zirc de $30.35 + 0.60 - 0.53$ Ma, y una edad Tuff-Zirc6+ de $27.62 + 0.98 - 0.26$ Ma, lo que sigue una edad Oligoceno Temprano para esta muestra (Fig. 5.24c). Por otro lado, el diagrama de concordia Wetherill de la muestra CA-1 muestra que las edades de los granos de circón se concentran en el Oligoceno Tardío (24 Ma – 31 Ma), con una intersección inferior en 27.5 ± 3.2 Ma (MSWD = 1.9) (Fig. 5.24e), una edad Tuff-Zirc de $27.60 + 1.13 - 0.83$ Ma para un grupo coherente de 15 circones, y una edad Tuff-Zirc6+ de $25.46 + 1.79 - 1.65$ Ma para un grupo coherente de 6 circones analizados (Fig. 5.24f).

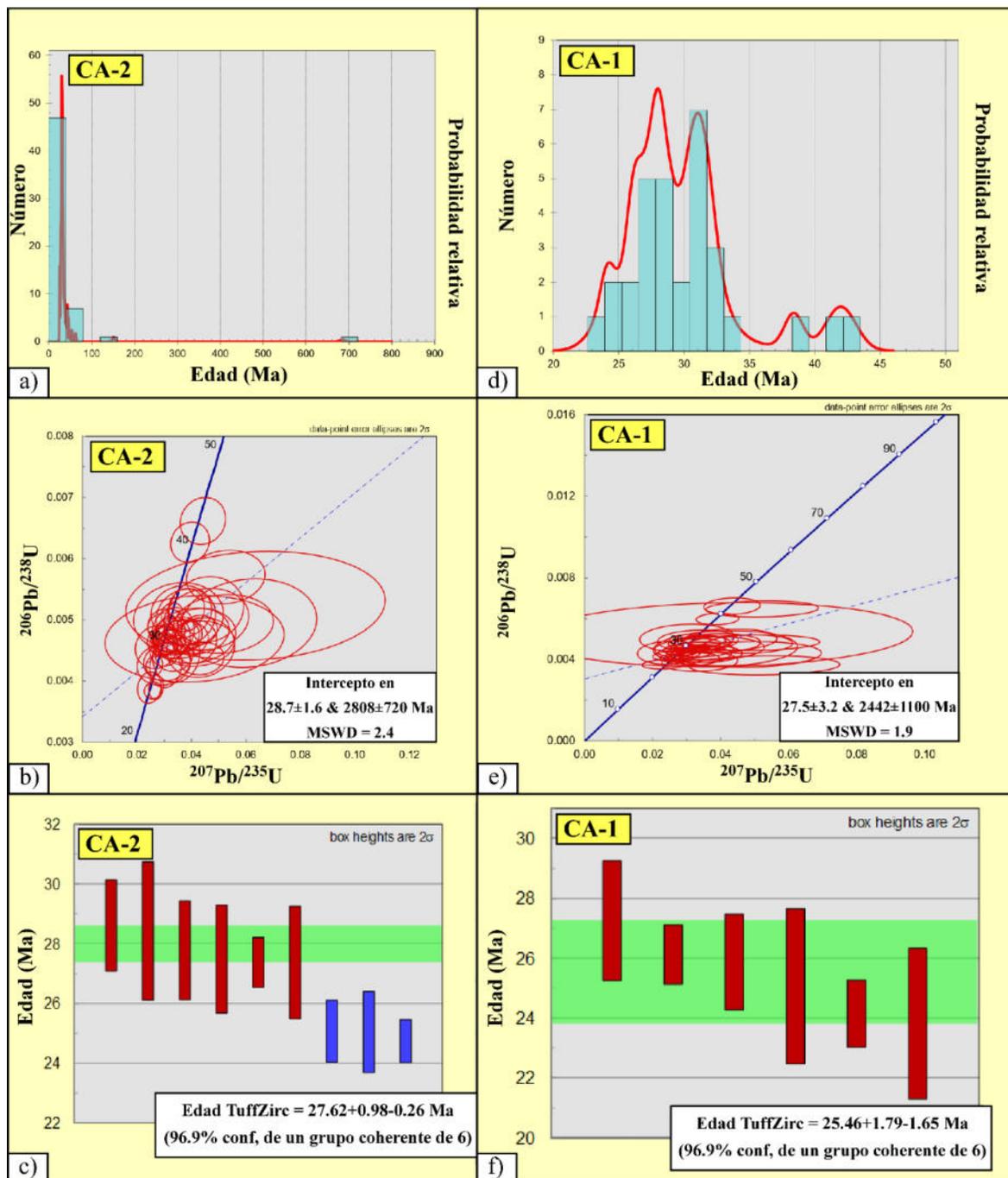


Figura 5.24 a) Histograma de densidad de probabilidad para la muestra de toba CA-2; b) Diagramas de concordia tipo Wetherill de la muestra de una toba retrabajada CA-2; c) Diagrama Tuff-Zirc para un grupo de 6 circones de la muestra CA-2; d) Histograma de densidad de probabilidad para la muestra CA-1; e) Diagramas de concordia tipo Wetherill de la muestra CA-1; f) Diagrama Tuff-Zirc para un grupo de 6 circones de la muestra CA-1.

CAPÍTULO VI

DISCUSIÓN

6.1 INTRODUCCIÓN

El análisis estratigráfico y estructural de sucesiones sedimentarias tipo molasa continental es de gran importancia para establecer los mecanismos de erosión, depósito y plegamiento de sedimentos clásticos en cuencas de antepaís (Corrales-Zarauza *et al.*, 1977). Cuando estas cuencas se desarrollan en zonas con evidencia de deformación contraccional (*p.ej.*, Sierra del Yeso, Sector Transversal de Parras), la combinación de análisis estructural y geocronológico es una herramienta importante para entender la relación que existe entre la acumulación de sedimentos en la cuenca y el crecimiento de pliegues y/o cabalgaduras. La datación de estos depósitos sin-tectónicos es una herramienta clásica para inferir la edad de la actividad tectónica durante la construcción de un orógeno (Burbank y Reynolds, 1988); además, es fundamental para entender la relación entre tectónica, exhumación, aporte de sedimentos y espacio para acomodo durante el acortamiento en cinturones de pliegues y cabalgaduras (DeCelles y Giles, 1996). A nivel global, este tipo de depósitos está relativamente poco estudiado.

En esta investigación se documentaron las características litológicas y estructurales de la Fm. Ahuichila, así como las estructuras geológicas más representativas en el Bajío de Ahuichila y su entorno inmediato, al sur del STP. Esto se hizo específicamente entre el límite occidental de la Sierra del Yeso y el Frontón de Ahuichila (Anexo II). Además, por primera vez se llevó a cabo un muestreo sistemático de las unidades litológicas con características sin-tectónicas, para realizar geocronología U-Pb en granos de circonio. Esto se hizo en rocas cercanas a la base, y a la cima de la LITOFACIES IV de la Fm. Ahuichila en su localidad tipo. Así mismo, se fecharon rocas de la parte media (LITOFACIES II y III) de la unidad. Lo anterior permitió establecer que la evolución sedimentaria de parte de la Fm. Ahuichila sucedió entre el Eoceno Tardío y el Oligoceno Tardío. De igual manera, se documentó que la erosión de sus componentes y su depósito estuvo relacionado a levantamiento tectónico, primero por acortamiento durante la formación de pliegues y cabalgaduras “ciegas” en la Sierra del Yeso (Figs. 5.17 a 5.19). Adicionalmente, con base en los datos geológicos y geocronológicos

obtenidos en esta investigación, se propone en esta tesis un modelo de evolución geológica para la región de estudio.

A continuación, se discuten con mayor detalle los procesos geológicos y sedimentológicos que actuaron en la región, con base en los datos expuestos en las secciones anteriores de esta disertación.

6.2 AMBIENTE DE DEPÓSITO DE LAS UNIDADES LITOLÓGICAS

Los resultados del análisis estratigráfico de la Formación Ahuichila en el área bajo estudio, y mediante descripciones litológicas de secciones de más de 1,000 m de espesor (LITOFACIES I a la base de la LITOFACIES V), permiten reconocer por lo menos cinco facies principales, algunas de las cuales fueron reconocidas previamente por Eguiluz de Antuñano *et al.*, (2022): (I) conglomerado polimíctico clasto-soportado; (II) secuencia de capas de arenisca, conglomerado, toba y caliza esporádica; (III) intercalación de capas de yeso masivo con capas delgadas de lutita y limolita; (IV) estratos de arenisca masiva, conglomerado, toba y caliza lacustre con microbialitas; (V) conglomerado polimíctico masivo. Las litologías y la distribución de las facies sugieren que esta unidad se depositó en una cuenca cerrada, de ambiente continental, con sub-ambientes fluviales y lacustres. En la cuenca también hubo un aporte significativo de ceniza volcánica de extracuenca, tal como sugieren Eguiluz de Antuñano *et al.* (2022). Por la proximidad relativa con la Sierra Madre Occidental, que se ubica al occidente del área, aquí se supone que las tobas provenían de esta fuente.

Las capas de conglomerado polimíctico de la base de la Fm. Ahuichila están formadas por clastos angulosos a sub-angulosos de litologías similares a las que presentan las formaciones Zuloaga, Taraises, Cupido, Aurora y Cuesta del Cura, y que afloran en la Sierra del Yeso y El Chino. El tamaño de grano y la ausencia de capas intercaladas de arenisca sugieren un ambiente de alta energía con una fuente de aporte cercano a la cuenca. Eguiluz de Antuñano y colaboradores (2022) propusieron dos ambientes de depósito para los cuerpos de conglomerado: (1) un modelo de corriente fluvial trenzada, y (2) un modelo de abanico aluvial más cercano a la fuente de los sedimentos. En este trabajo se coincide con la idea del modelo de abanicos aluviales sujetos a una tectónica activa asociados a un levantamiento

asociado a plegamiento (LITOFACIES I A IV) y, posteriormente a extensión cortical (LITOFACIES V)

El cambio, en una distancia relativamente corta, de conglomerado a facies de arenisca conglomerática y, más adelante a arenisca de grano grueso con estratificación laminada y cruzada, sugieren una variación en la energía de flujo de las corrientes que transportaron a los sedimentos clásticos. Esta pasó de un régimen de turbulento, cerca de las sierras El Yeso y El Chino, a flujo laminar en la parte oriental del Bajío. En las partes central y occidental del Bajío hubo un ambiente fluvio-lacustre, como lo atestiguan los cuerpos de caliza lacustre (microbialitas) y depósitos de limo y arcilla asociados. Por otro lado, la presencia de detritos sedimentarios de grano fino, principalmente limos y arcillas, fragmentos líticos volcánicos, predominantemente félsicos principalmente, y clastos derivados de rocas metamórficas de grado bajo (metapelitas), identificadas en lámina delgada, sugieren fuentes cercanas, principalmente de las formaciones mesozoicas marinas circundantes, desde la Fm. Zuloaga hasta Cuesta del Cura. Se cree que los clastos de origen metamórfico pueden provenir de las rocas de la Fm. Nazas, que está expuesta en la Ventana del Número, inmediatamente al norte del Bajío. De acuerdo con Dickinson *et al.* (1983; diagramas QFL), los sedimentos de la Fm. Ahuichila fueron depositados dentro de un ambiente de orógeno reciclado y zonas mixtas. El aporte de material volcánico de caída es consistente con un arco disectado (Fig. 6.1).

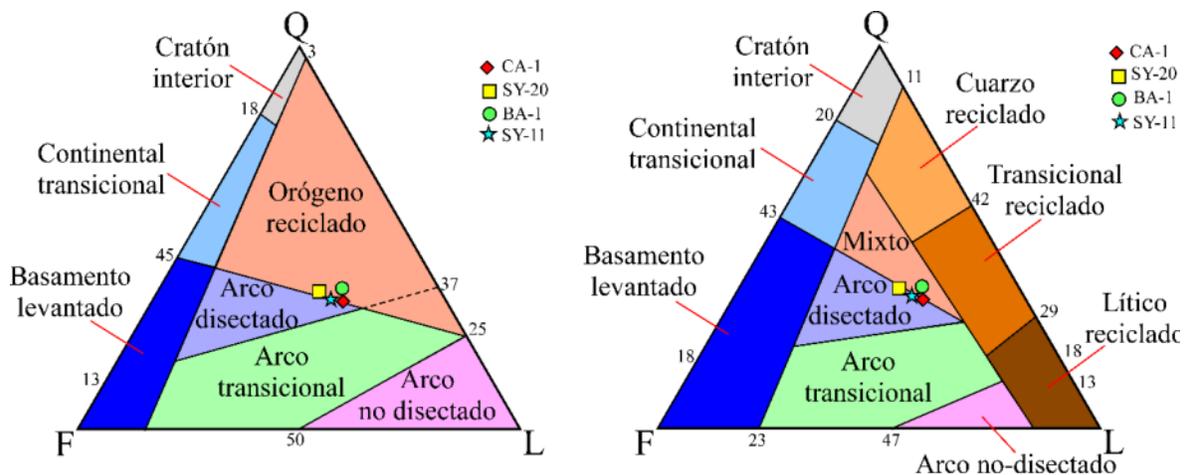


Figura 6.1 Diagramas triangulares de Dickinson *et al.* (1983) utilizados para discriminar los ambientes tectónicos de proveniencia de sedimentos terrígenos-clásticos.

Las capas de rocas vulcaniclásticas de la parte media de la Fm. Ahuichila son tobos de caída o tobos reabajadas de coloración verde, blanca y roja, asociadas posiblemente a una actividad efusiva distal de extracuenca, como se ha descrito en trabajos previos (*p.ej.*, Rogers *et al.*, 1956, Eguiluz *et al.*, 2022). La presencia de arenisca calcárea (Calcarenita), con laminaciones finas e irregulares, lutita y dolomía, que están intercaladas con horizontes de yeso, representan condiciones importantes de evaporación en ambiente lacustre transicional somero de baja energía, mientras que la existencia de arenisca finamente laminadas, con ondulaciones (*ripples*); en cuyos márgenes y cretas es posible identificar microbialitas asociadas, indicaron ambientes de depósito lagunar-lacustre. La colonización gradual por tapetes microbianos en sucesiones clásticas, evaporíticas y carbonatadas, así como la presencia de estructuras más complejas (*p.ej.*, biolaminitas, estructuras botroidales y/o coliflor, estructuras algas y estromatolitos), sugieren ambientes someros cercanos a la costa de un lago. El yeso, una evaporita, sugiere evaporación intensa para crear soluciones sobresaturadas.

Hacia la cima de la unidad existe un cambio de asociación de facies, pasando de condiciones tranquilas de aguas someras en un lago interior, que cambian gradualmente hasta pasar a condiciones de energía alta, en ambientes aluviales y fluviales representados por arenisca de grano grueso y arenisca conglomerática, hasta convertirse en un conglomerado masivo de más de 400 metros de espesor. Esto ha sido interpretado como resultado de pulsos repetitivos de corta duración asociados a subsidencia durante la sedimentación, lo que creaba el espacio para acomodar los espesores tan potentes de estos conglomerados (Eguiluz *et al.*, 2022).

6.3 INTERPRETACIÓN DE LAS EDADES DETRÍTICAS U-PB

Como se mencionó en el capítulo de resultados, se fecharon seis muestras por geocronología U-Pb en granos de circón detríticos para estimar la edad de la Fm. Ahuichila y su alcance estratigráfico en la zona de estudio. Los granos individuales de circón analizados para cada muestra arrojaron un rango amplio de edades que oscila entre 23.8 ± 2.52 Ma hasta $1,722.8 \pm 40.98$ Ma. En las muestras de arenisca se pudieron identificar fuentes múltiples para el desarrollo de esta unidad litológica.

A continuación, se proponen las mejores edades (*the best age*) para la base (LITOFACIES I), la parte media (LITOFACIES II, III, IV) y la cima de la Fm. Ahuichila (Litofacies V). Cabe mencionar que para definir las mejores edades fue necesario realizar un análisis estadístico de los datos, tomando en cuenta los picos de las poblaciones de edades más jóvenes en cada muestra, así como su posición estratigráfica. Para definir la mejor edad, se estimó la edad máxima de depósito de cada una de las muestras utilizando diversos algoritmos de estimación de edad (Coutts *et al.*, 2019; Vermeesch, 2021; ver capítulo III).

Como puede observarse en la figura 6.2, la edad máxima de depositación para la base de la Fm. Ahuichila (LITOFACIES I) es de $\sim 33.93 \pm 0.21$ Ma (Muestra SY-9 (M-1)). Esta edad es coincidente con la edad calculada Y3Z de 33.2 ± 4.2 Ma, y también es concordante con la edad MLA de 33.93 ± 0.50 Ma, así como con la edad WA de 34.6 ± 2.0 Ma. Lo anterior indica que, en el área de estudio, la Fm. Ahuichila posiblemente inició su depósito en el límite Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano

Para definir la edad de la parte media de la unidad (LITOFACIES II, III y IV), se utilizaron tres muestras: la mejor edad para la muestra SY-17 es de 30.26 ± 0.94 Ma (Fig. 6.2), la que, es concordante con tres edades más, calculadas para esta misma muestra por otros métodos: edad YDZ de $28.5 + 1.5 / - 4.5$ Ma; edad Y3Z de 30.50 ± 0.77 Ma, y una edad MLA de 29.64 ± 0.43 Ma. Se estimó que la edad máxima de depósito para la muestra BA-7 es de 28.5 ± 0.53 Ma a partir de una ligera concordancia con la edad YDZ ($27.37 + 1.1 / - 2.5$ Ma), Y3Z (28.5 ± 1.2 Ma), así como con la edad TZ6+ ($28.97 + 0.69 / - 0.67$ Ma). Mientras que la muestra BA-6 exhibe una edad máxima de depositación de por lo menos 27.1 ± 1.3 Ma, la que coincide perfectamente con cinco edades MDA: una edad YDZ de $25.5 + 1.4 / - 3$ Ma; edad Y3Z de 26.85 ± 0.84 Ma; edad MLA de 27.23 ± 0.40 ; edad WA de 28.0 ± 1.1 Ma, y con una edad TZ6+ de $28.02 + 1.36 / - 1.09$ Ma. Estas edades sugieren una edad Oligoceno Temprano a Oligoceno Tardío para la parte media de la Fm. Ahuichila.

Por otro lado, el cálculo de la mejor edad para la cima de la LITOFACIES IV de la Fm. Ahuichila se realizó a partir de dos muestras: CA-2 y CA-1 (Fig. 6.2). La primera arrojó una edad máxima de depósito de 24.9 ± 1.1 Ma, la cual es concordante con por lo menos con cuatro edades MDA, tales como la edad del circon más joven de $24.58 + 0.65 / - 1.1$ Ma, coincidente con la media ponderada de los tres circones más jóvenes de 24.87 ± 0.53 Ma y

con la edad máxima probable de 24.60 ± 0.36 Ma, así como con la media ponderada del grupo más joven de circones de una edad de 25.8 ± 1.4 Ma. La mejor edad calculada para la segunda muestra (CA-1) es de 23.9 ± 1.6 Ma, la que es similar con la edad YDZ de $23.5 + 1.3 / - 2.6$ Ma, coincide con la edad Y3Z de 24.22 ± 0.93 Ma, y parcialmente concordante con las edades MLA de 23.16 ± 0.34 Ma y con la edad WA 25.5 ± 1.2 Ma. Estas edades indican que la base de la litofacies V, en la cima de la Fm. Ahuichila se depositó durante el Oligoceno Tardío.

De la edad de la LITOFACIES V solo se puede afirmar que es más joven que la edad de las muestras CA-1 y CA-2. Cabe señalarse que el espesor estimado de esta litofacies es considerable, por lo que las rocas en su cima pueden ser significativamente más jóvenes que el Mioceno Temprano.

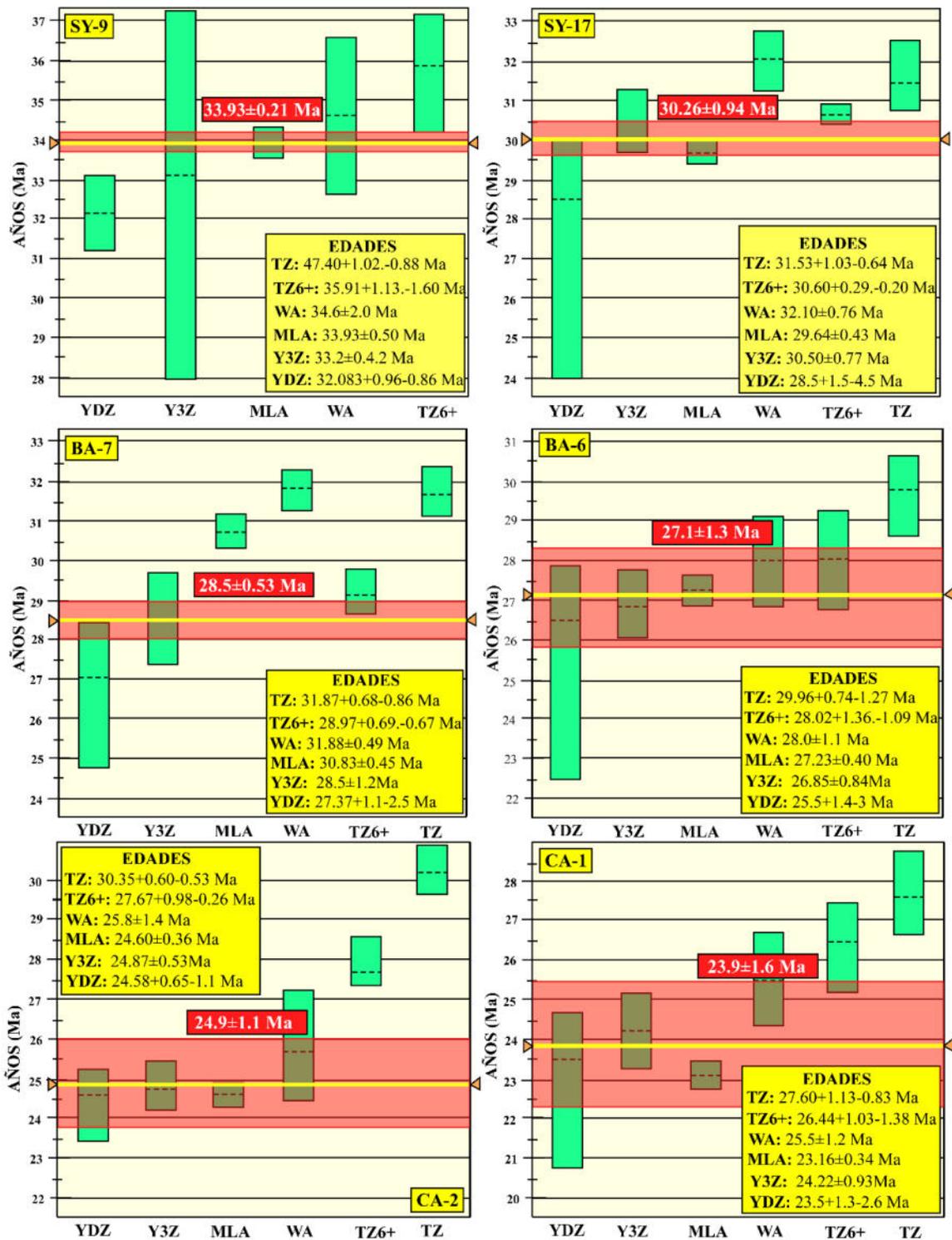


Figura 6.2 En esta figura se ilustra todas las edades calculadas para cada muestra utilizando diversos métodos estadísticos: El Círculo Detrítico más Joven (YDZ, del inglés: *Youngest Detrital Zircon*; Ludwig, 2003); Los Tres Circones Más Jóvenes (Y3Z, del inglés: *Youngest three zircons*; Ross et al., 2017); Edad Máxima Probable (MLA, del inglés: *Maximum Likelihood Age*; Galbraith and Laslett, 1993; Vermeesch, 2021); El Promedio Ponderado (WA, del inglés: *Weighted Average*, Ludwig, 2009); El algoritmo *TuffZirc6+* (TZ6+; Ludwig y Mundil, 2002) y *TuffZirc* (TZ; Ludwig y Mundil, 2002), y la mejor edad de cada muestra (*Best Age*). La línea roja representa la edad más probable con su error respectivo.

6.3.1 Procedencia de los circones detríticos

Los circones analizados por U-Pb en las muestras del área de estudio presentan cinco edades principales: Oligoceno, Eoceno, Paleoceno, Cretácico, Jurásico, Trásico, Devónico y Proterozoico con picos de edades desde 23.8 Ma hasta 1,722.8 Ma. En la Figura 6.3 se observa que, la mayor parte de los circones provienen de rocas de la Sierra Madre Occidental, intrusivos del Eoceno Oligoceno del Este de México, rocas del Arco Laramide y Arcos Cordilleranos como Alisitos y Nazas (Lawton *et al.*, 2015). Sin embargo, por la interpretación que se está dando para las LITOFACIES I y LITOFACIES V en el área de estudio, es más probable que una parte importante de los circones provienen de la erosión de una fuente más cercana, como lo son todas las rocas clásticas marinas mesozoicas, e incluso de la misma Fm. Nazas, que aflora a escasos kilómetros del área (*p.ej.*, Ventana del Número). Los circones más antiguos (paleozoicos y precámbricos) indican procesos complejos de reciclado de circones en alguna(s) de la(s) unidad(es) clásticas de la sucesión sedimentaria del Mesozoico.

En la LITOFACIES I, se identificó un pico un circón de ~ 1,100 Ma (Muestra SY-9), que, de acuerdo con la evolución tectónica del norte de México, debe provenir del Orógeno Grenvilliano (Lawton *et al.*, 2015). Es importante mencionar que, esta afirmación no necesariamente indica que sea el Orógeno Grenvilliano sea la fuente directa, sino que, tal como se mencionó anteriormente, es probable que rocas más jóvenes (*p.ej.*, volcánicas de Nazas o clásticas marinas) deben contener zircones heredados de esa fuente, y que éstos posteriormente fueron incorporados a los depósitos clásticos de la Fm. Ahuichila.

Un caso similar sucede en la parte media de la sucesión, donde se identificó un circón de ~ 1,700 Ma (Muestra BA-6), que puede ser interpretado como proveniente originalmente de la Provincia Yavapai-Mazatzal en Estados Unidos (Lawton *et al.*, 2015). Sin embargo, en este caso al tratarse de una toba de caída retrabajada, es más probable que se trate de un xenocristal arrastrado, y expulsado a la superficie a través de una actividad piroclástica en un volcán de extracuenca, para posteriormente ser transportado e incorporado eventualmente a los depósitos de la Fm. Ahuichila.

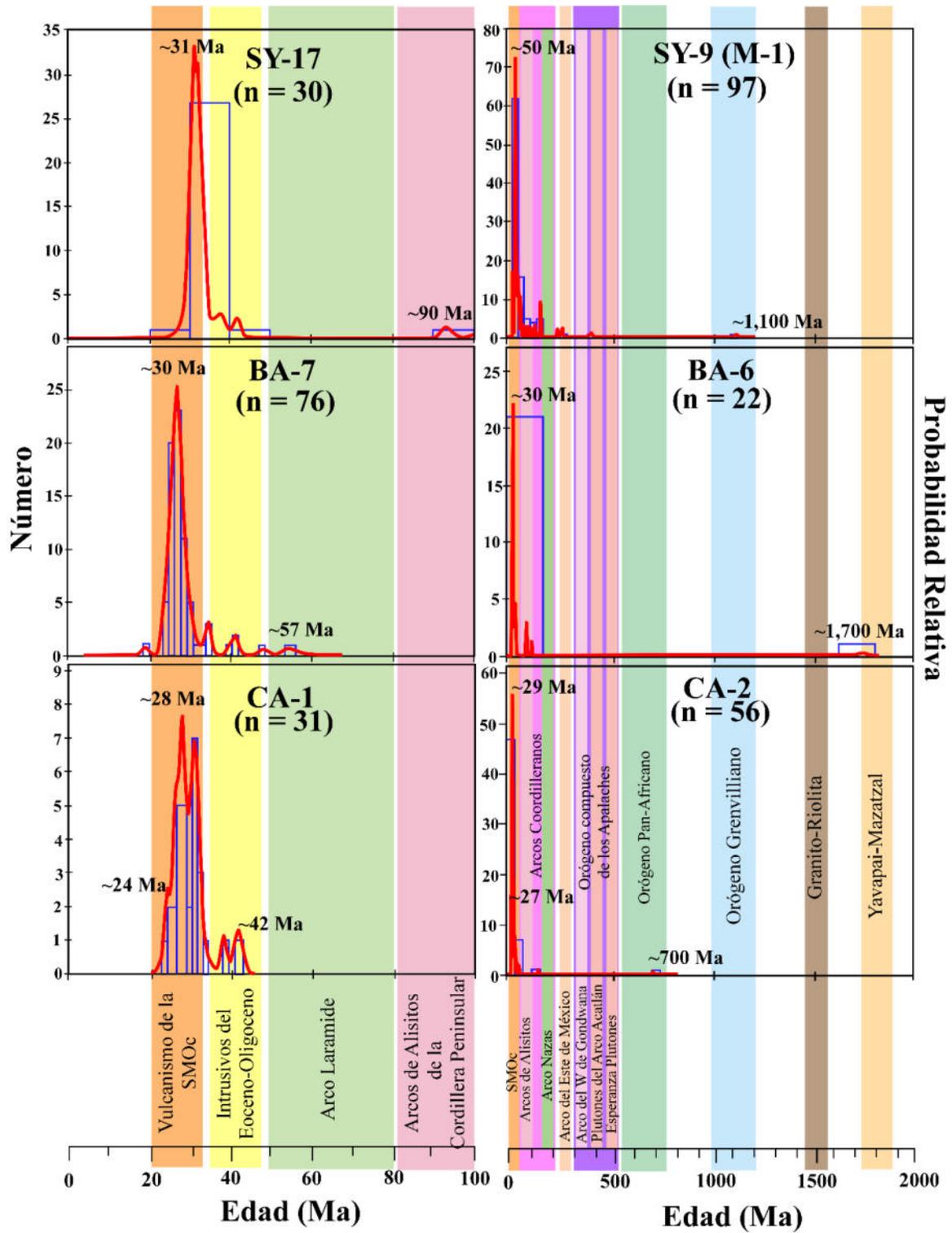


Figura 6.3 Histogramas de densidad de probabilidad de los circones detríticos de 6 muestras de la Fm. Ahuichila, colectadas en la zona sur del STP, donde se ilustra en rojo las curvas de probabilidad y sus picos de edades más importantes. Las barras verticales y las etiquetas representan posibles procedencias para los picos de edad (Adaptado de Lawton *et al.*, 2015).

6.4 INTERPRETACIÓN DE LA DEFORMACIÓN TECTÓNICA

Como ya se mencionó en el capítulo de resultados, en el área de estudio (zona sur del STP) existe un sistema de pliegues (Anticlinal El Yeso, Sinclinal El Yeso y Anticlinal El Cerillo) expuesto en la Sierra del Yeso, los que tienen ejes con rumbo NNW-SSE. Este sistema de pliegues tiene un alto grado de oblicuidad con relación a la orientación WNW-ESE de las estructuras del STP (Fig. 6.4).

El STP ha experimentado por lo menos dos pulsos de deformación compresiva: uno de piel delgada y otro, más joven, de piel gruesa (Ocampo-Díaz *et al.* 2016; Ramírez-Peña, 2017; Chávez-Cabello, 2017). Estos autores sugieren que la deformación de piel delgada es la más antigua en la región y se caracteriza por pliegues y fallas con orientación WNW-ESE, generados a partir de una zona de despegue regional sobre litologías variadas (rocas volcánicas y volcanosedimentarias en la porción sur y evaporitas en la región norte). Ramírez-Peña (2017) propuso que esa deformación ocurrió diacrónicamente, de occidente a oriente, iniciando en el Cretácico Tardío (~92 - 90 Ma) en la zona sur del STP y culminando en el Eoceno medio (~46 Ma) en el frente tectónico de la Saliente de Monterrey. Dentro del pulso se formaron los pliegues con dirección casi E-W, desde la región de Saltillo a Parras y al sur de Viesca, Coahuila (ver figura 6.4).

De acuerdo con Ramírez-Peña (2017) y Ramírez-Peña *et al.* (2019), la deformación de piel gruesa es más joven, y está representada por pliegues tipo “*drape fold*” desarrollados en los bordes de bloques levantados a lo largo de las fallas inversas de alto ángulo, con dirección NW-SE. Estos autores proponen que los bloques de San Julián y Concepción del Oro son ejemplos de este tipo de estructuras (ver Figura 6.4). Los pliegues asociados a este pulso tienen rumbo NW-SE, y son altamente oblicuos con relación a los pliegues del STP, y que se desarrollaron como producto de una deformación contraccional que sucedió entre el Eoceno medio (~43 Ma) y el Oligoceno temprano (~32 Ma).

Con base en lo anterior, es posible interpretar que las orientaciones de los pliegues de la Sierra del Yeso reflejan un importante paralelismo con la orientación de las estructuras de deformación tardía reportadas por Ramírez-Peña (2017) y Ramírez-Peña *et al.* (2019), lo que indica que probablemente son asociadas al mismo evento de deformación tardía.

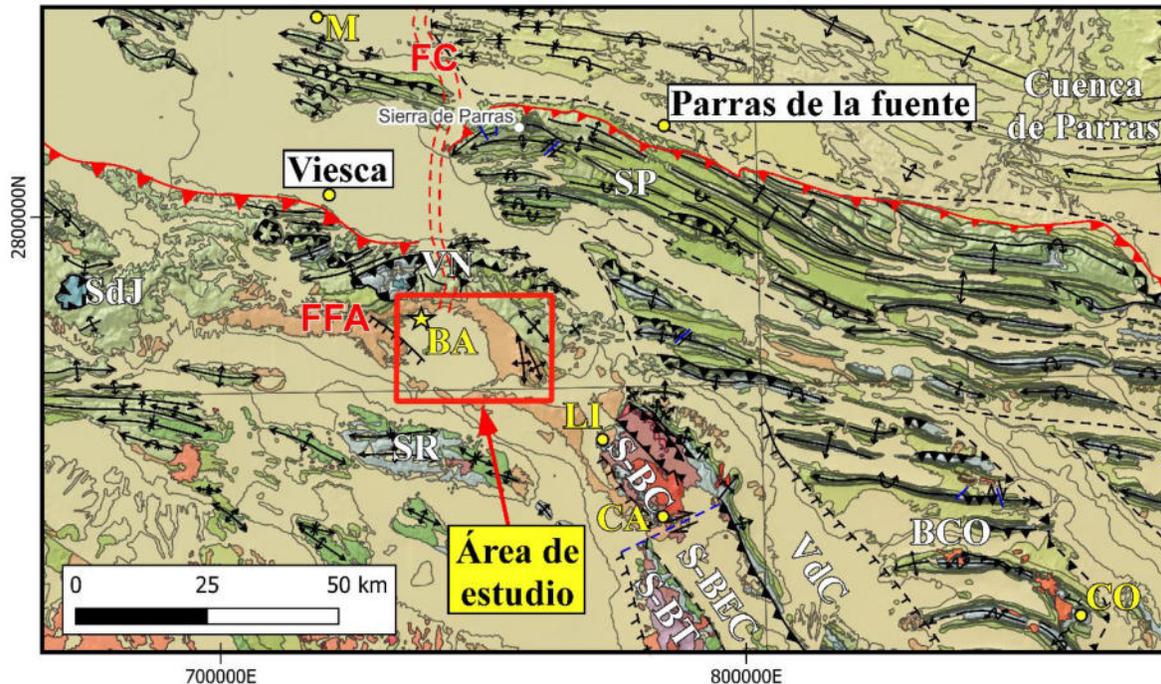


Figura 6.4 Mapa geológico-estructural para la región sur del STP. CO: Concepción del Oro; CA: Caopas; LI: Los Indios; BA: Bajío de Ahuichila; M: Mayrán; BCO: Bloque de Concepción del Oro; VdC: Valle de Cedros; S-BEC: Sub-Bloque El Cardito; S-BT: Sub-Bloque de Teyra; S-BC: Sub-Bloque de Caopas; SR: Sierra Ramírez; VN: Ventana del Número; SdJ: Sierra de Jimulco; SP: Sierra de Parras; FFA: Falla Frontón de Ahuichila; FC: Falla el Caballo (Eguiluz, xxxx). Para más detalle de las estructuras en el área de estudio revisar la figura 5.8. Los datos geológicos se extrajeron del SGM de las cartas 1:250,000: Torreón (G13-9); Monterrey (G14-7); Juan Aldama (G13-12); Concepción del Oro (G14-10), y procesados en QGIS 3.24.3.

6.4.1 Sedimentación sin-orogénica de la Formación Ahuichila

Las características litológicas, estructurales y sedimentológicas de la Fm. Ahuichila, identificadas durante el desarrollo de la presente investigación, tales como: 1) la disposición estructural en abanico de las rocas que constituyen a las distintas litofacies, que exhiben inclinaciones altas ($65-78^\circ$) en la base, que se va reduciendo gradualmente hasta alcanzar $\sim 20^\circ$ o menos en la cima; 2) presencia de relaciones *onlap* y acuñamientos estratigráficos internos en las diferentes litofacies; 3) presencia de deformación sin-sedimentaria intensa (*p.ej.*, *slumps* en la LITOFACIES II) en capas de sedimentos de grano fino; 4) disposición estructural concordante de la Fm. Ahuichila con las estructuras plegadas de la Sierra del Yeso, permiten interpretar que el depósito de la unidad se dio de manera sincrónica con el evento de deformación contraccional que provocó el desarrollo de los pliegues de la Sierra del Yeso.

Las edades U-Pb y las características composicionales de las facies sugieren que las facies I a IV de la Fm. Ahuichila se depositó durante el Eoceno Tardío al Oligoceno Tardío. Lo anterior sugiere que, en el área de estudio, el pulso de deformación contraccional Tardío reportado por Ramírez-Peña (2017) debió estar activo entre el Eoceno Tardío a Oligoceno Tardío, aproximadamente entre ~34 y 24 Ma. Las facies conglomeráticas más antiguas representan los primeros arribos de la cuña sedimentaria clástica asociada con el crecimiento de los pliegues de la Sierra del Yeso, mientras que la segunda, tercera y cuarta indican una profundización en la cuenca y un cambio a facies más distales con variaciones laterales a evaporitas y condiciones lacustres. Por otro lado, es probable que la LITOFACIES V, formada por conglomerado y que se ubica cerca de la cima de la Fm. Ahuichila, representa un evento tectónico posterior que generó fallas normales importantes, y que posiblemente esté relacionado con la extensión tectónica asociada a la Provincia de Cuencas y Sierra del norte de México.

6.4.2 Recapitulación de edades de deformación contraccional en la zona sur del Sector Transversal de Parras

Con base en los reportes de tesis inéditas, artículos científicos y las edades U-Pb en circones detríticos de rocas clásticas y volcanoclásticas de la Fm. Ahuichila obtenidas en este trabajo, se presenta el gráfico de la Figura 6.5, donde se resumen las edades reportadas para distintos métodos de fechamiento realizados en el Sector Transversal de Parras. La deformación de piel delgada se constriñe utilizando los reportes de edades $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ obtenidas de illita colectada en zonas de cizalla generadas durante plegamiento, edades U-Pb de magmatismo sin-tectónico y edades paleontológicas de sedimentos sinorogénicos; por otro lado, la deformación tardía de piel gruesa, se constriñe con edades U-Pb de intrusivos y una lava sintectónicas, $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de una pseudotaquilita generada en una falla inversa del Bloque de San Julián y edades U-Pb de sedimentos sinorogénicos de la Fm. Ahuichila reportados en este trabajo y en la literatura. Como puede observarse, en conjunto, las edades de los circones detríticos indican que en la Fm. Ahuichila (Sierra del Yeso) existen evidencias de deformación tardía entre 33.93 – 23.9 Ma, lo cual está en concordancia con la deformación de piel gruesa de la zona sur del Sector Transversal de Parras. Además, en dicho gráfico se

puede observar también la concordancia entre las edades U-Pb de la Fm. Ahuichila en el área de estudio, con las edades de los depósitos de la Fm. Ahuichila (32 Ma) y la de la pseudotaquilita (34-32 Ma) reportadas en la región del Bloque de San Julián (32 Ma), lo cual a su vez está en concordancia con las edades más jóvenes de los intrusivos de Concepción del Oro.

Con base en lo anterior, es posible interpretar que en la región de estudio y en general en la zona sur del Sector Transversal de Parras, existe evidencia de una deformación contraccional tardía que generó pliegues y fallas inversas con dirección NNW-SSE, altamente oblicuas con las estructuras de deformación de piel delgada (WNW-ESE), y que estuvo activa entre el Eoceno y Oligoceno Tardío. Cabe mencionar que, de acuerdo con los reportes de edad regionales para el CPCM y para el propio Orógeno Mexicano, este pulso de acortamiento tectónico es por lo menos ~15 Ma más antiguo que las edades reportadas para el fin del acortamiento tectónico regional en el Noreste de México, las cuales oscilan entre 42 y 39.5 Ma (Fitz-Díaz *et al.*, 2018 y sus referencias).

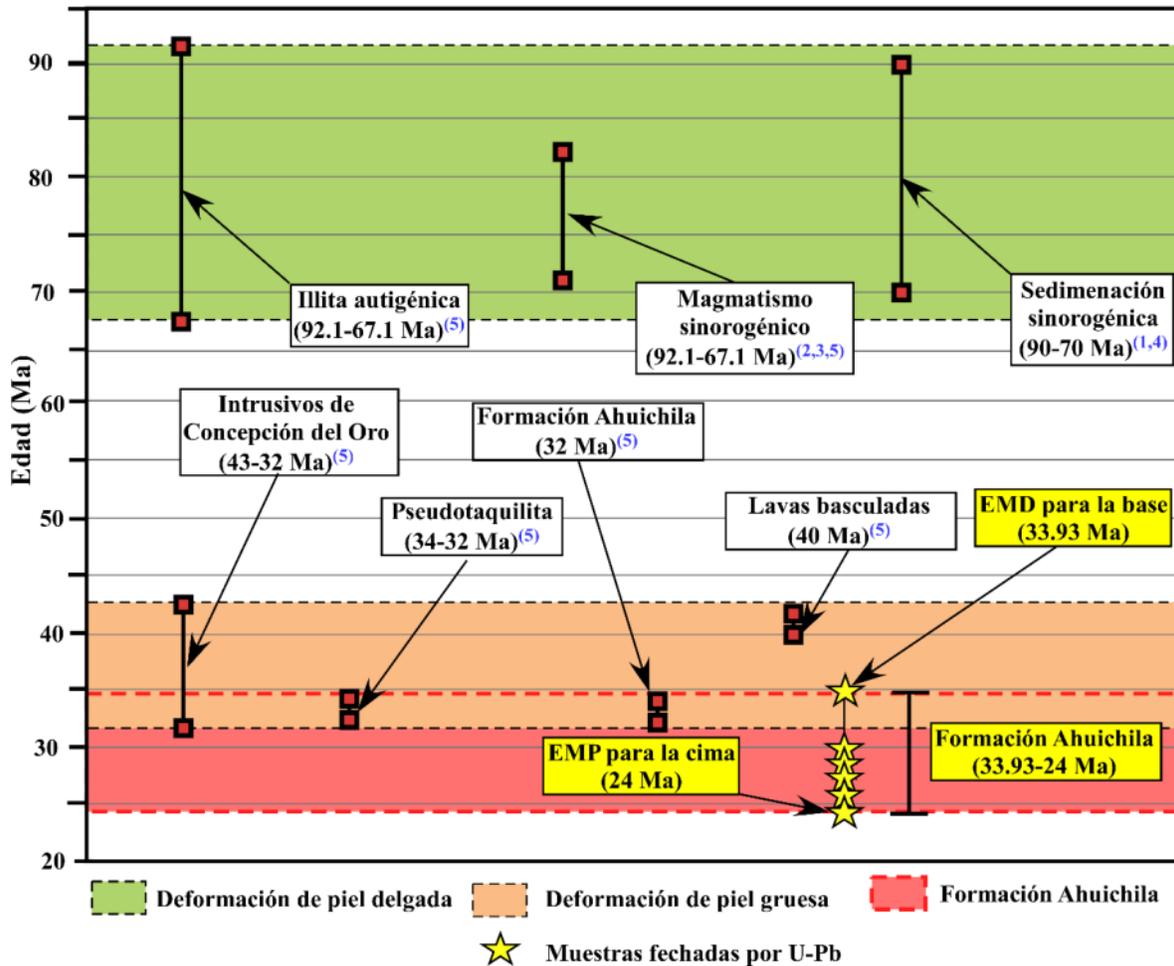


Figura 6.5 Gráfico de edad de la deformación de piel delgada y piel gruesa para la zona sur del Sector Transversal de Parras y Saliente de Concepción del Oro según Ramírez-Peña (2017), donde se muestran las Edades Máximas de Deposito (EMD) de la Fm. Ahuichila en la región del Bajío de Ahuichila, además de datos del magmatismo sin-orogénico y sedimentación sin-orogénica, así como de edades Ar-Ar y U-Pb para la región de San Julián. 1.- Vega-Vera *et al.* (1989); 2.- Delgado-García y Morales-Acosta (2010); 3.- Sosa-Valdés (2011); 4.- Ocampo-Díaz *et al.* (2016); 5.- Ramírez-Peña (2017).

6.5 MODELO DE EVOLUCIÓN GEOLÓGICA

Con base en la información reportada en la literatura y la generada e interpretada en este trabajo, se realizó un modelo esquemático de evolución geológica para el desarrollo de las estructuras tectónicas y sedimentarias del área comprendida entre la Sierra del Yeso y el Frontón de Ahuichila, el cual consta de siete etapas (Fig. 6.3).

- a) **Etapa 1:** De acuerdo con lo reportado por Tardy (1980), Ramírez Peña (2017), Ramírez-Peña y Chávez-Cabello (2017); Fitz-Díaz *et al.* (2018) y otros, entre el Cretácico Tardío (92 – 90 Ma), se desarrolló el pulso de deformación de piel delgada,

generándose sistemas de pliegues y cabalgaduras con dirección WNW-ESE en el Sector Transversal de Parras. Esta deformación afectó a las rocas del Jurásico Superior al Cretácico Superior desarrollándose estructuras de plegadas y zonas de cizalla complejas, las cuales incluso afectan a las rocas Mesozoicas del área de estudio (Fig. 6.6a) (Ramírez-Peña, 2017).

- b) **Etapa 2:** Alrededor del Eoceno Tardío, se activó la deformación contraccional que generó a los pliegues de dirección NNW-SSE que constriñen a la Sierra del Yeso, además en esta etapa se produjo un intenso levantamiento al tiempo que se incrementaba la tasa de erosión de la estructura, lo que potencializó el depósito de rocas clásticas continentales de la base de la Fm. Ahuichila (LITOFACIES I), en un ambiente de corrientes fluviales trenzadas, y abanicos aluviales que presentan una edad máxima de depósito de ~ 34 Ma (Fig. 6.6b).
- c) **Etapa 3:** En el Oligoceno Temprano (31.53 Ma – 30.26 Ma), continuaba el crecimiento de los pliegues de la SDY y por consiguiente la intensa erosión, sin embargo, se produjo un cambio drástico en la sedimentación al pasar de conglomerados masivos a facies de areniscas, limolitas y tobas con esporádicos horizontes de calizas (LITOFACIES II), lo que sugiere que la fuente de aporte para este tiempo era más distal, además la ocurrencia de depósitos de cenizas volcánicas indica una fuente volcánica efusiva extracuenca que de acuerdo con la edad de los circones podría estar relacionada al vulcanismo de la Sierra Madre Occidental (Fig. 6.6c).
- d) **Etapa 4:** En el Oligoceno temprano (~30 Ma – 28.5 Ma) la sedimentación de la Fm. Ahuichila continua, durante este tiempo se produjeron condiciones de lagunas hipersalinas los que dieron lugar al depósito de evaporitas masivas, dolomía y sedimentos terrígenos de grano fino (LITOFACIES III). La presencia de evaporitas laminadas con superficies con polígonos de desecación sugiere ciclos de corta duración de evaporación y deshidratación, mientras que las superficies irregulares contorsionadas y las sismitas (horizontes deformados por acortamiento sin-sedimentario) reflejan inestabilidad en la cuenca debido al continuo levantamiento de la SY (Fig. 6.6d).

- e) **Etapa 5:** Entre el periodo del Oligoceno Temprano-Oligoceno Tardío (27.1 Ma), las evaporitas masivas se acuan y desaparecen de la unidad, pasando a facies clásticas, vulcaniclásticas y calizas lacustres (LITOFACIES IV), sin embargo, las calizas se vuelven masivas se hacen más terrígenas y desarrollan una biota microbiana importante con desarrollo laminar, crecimiento botroidal y estramatolítico, lo que apoya la idea de un ambiente de aguas tranquilas lacustres para este tiempo, con aporte importante de tobas de caída provenientes probablemente de la SMOcc (Fig. 6.6e).
- f) **Etapa 6:** En el Oligoceno Tardío (24.9 Ma – 23.9 Ma) las condiciones de estabilidad en la cuenca cambian drásticamente a ambientes aluviales-fluviales de alta energía, lo que propició el depósito de capas de conglomerados masivos que representan la parte superior de la Fm. Ahuichila (Litofacies V). Esto probablemente como resultado de extensión tectónica posterior al desarrollo de la SY. (Fig. 6.6g).
- g) **Etapa 7:** Después de los 24 Ma, las rocas clásticas de la Litofacies V, experimentaron actividad tectónica extensional, la cual está representada por fallas normales de dirección NW-SE. Dichas fallas desplazan a los conglomerados y es probable que hayan funcionado como canales para el ascenso de los basaltos alcalinos con xenolitos mantelicos descritos en el capítulo de geología local. Posteriormente con la continua erosión de la SDY se generaron depósitos de abanicos y terrazas aluviales sin consolidar que, cubren en discordancia angular a la Fm. Ahuichila dando lugar al aspecto actual del Bajío de Ahuichila (Fig. 6.6f).

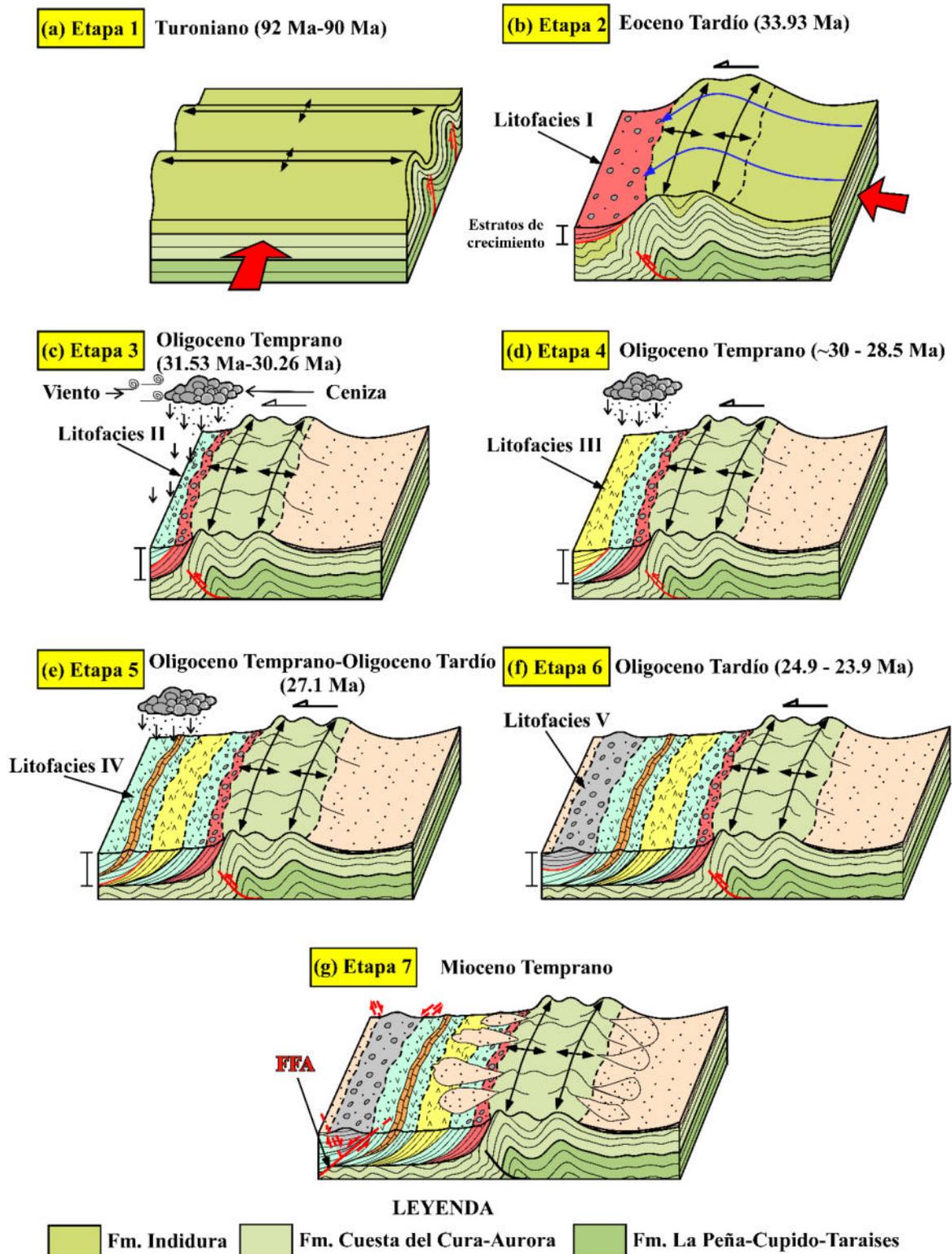


Figura 6.6 Modelo esquemático (sin escala) de la evolución geológica del área de estudio, en donde se ilustra la deformación de piel delgada en la Sierra de Parras y la deformación tardía del Orógeno Mexicano en la Sierra del Yeso donde se depositó la Fm. Ahuichila.

CAPÍTULO VII

7.1 CONCLUSIONES

Los análisis estratigráficos realizados en este estudio demuestran que entre la región de la Sierra del Yeso y el Frontón de Ahuichila al sur del Sector Transversal de Parras, la Fm. Ahuichila está conformada por cinco litofacies principales: (I) Conglomerado polimíctico clasto-soportado en la base de la unidad; (II) Secuencias de areniscas, conglomerados, tobas y esporádicas capas de calizas; (III) Intercalación de evaporitas masivas con pequeñas capas de lutita y limolita; (IV) Areniscas masivas, pequeñas capas de conglomerado, y frecuentes tobas de grano fino y calizas lacustres con microbialitas, para la parte media; y (V) Conglomerado polimíctico masivo restringido a la cima de la unidad. La asociación de litofacies, su distribución y las estructuras sedimentarias y/o paleontológicas encontradas en la Fm. Ahuichila, sugiere que la unidad consta de más de 1,000 m de espesor de rocas depositadas en una cuenca cerrada de ambiente continental-transicional con sub-ambiente principalmente fluvio-lacustre, que presenta variaciones locales a condiciones de evaporación intensa y un aporte importante de tobas de origen de extracuenca.

Los análisis estructurales realizados en la Sierra del Yeso (zona sur del Sector Transversal de Parras), permitieron concluir que existe un sistema de pliegues que, en su conjunto mantienen una orientación NNW-SSE con un alto grado de oblicuidad a la orientación WNW-ESE de las estructuras de la Transversal de Parras. Además, con base en un análisis sedimentológico y estructural en los depósitos de la Fm. Ahuichila, se concluye también que esta unidad presenta estructuras y relaciones geométricas que evidencian la sedimentación es sin-orogénica asociada con la deformación de los pliegues de la Sierra del Yeso.

Los análisis geocronológicos U-Pb de circones detríticos en los sedimentos con características sin-orogénicas de la Fm. Ahuichila, permitieron determinar que esta unidad se depositó durante el Eoceno Tardío-Oligoceno, con un periodo de tiempo de entre ~33.93 Ma a ~23.9 Ma. Además, estos análisis permiten concluir que las fuentes de los siliciclásticos abarcan desde el Paleoproterozoico hasta el Oligoceno; con un importante aporte de circones que concuerdan con la edad del vulcanismo de la Sierra Madre Occidental.

Lo anterior, permite concluir que, en el área de estudio, existe evidencia de deformación contraccional del Orógeno Mexicano, la cual es por lo menos 15 Ma más joven que lo propuesto originalmente para esta importante estructura tectónica.

7.2 RECOMENDACIONES

Se recomienda análisis geoquímico de las areniscas y tobas que conforman la Fm. Ahuichila, además del cuello volcánico erosionado, con el fin de proponer modelos petrogenéticos y determinar relaciones genéticas.

Se recomienda también geoquímica de circones detríticos de cada una de las muestras que afloran en el área de estudio, para establecer relaciones directas con sus posibles fuentes de aporte de granos de circones.

También se recomienda realizar cartografía de detalle de los afloramientos del sector NW y SW del Bajío de Ahuichila, además de estudiar otras localidades con reportes de la Fm. Ahuichila para establecer sus dimensiones exactas, así como sus facies y actitud tectónica, lo cual podría ser de interés para la evolución geológica durante el Eoceno - Oligoceno en esta región del CPCM.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adams, A. E., MacKenzie, W. S., Guilford, C., San José, M. L., Yagüe, E. A., 1997, Atlas de rocas sedimentarias. Masson, p. 112.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L., 2002, Rhyolitic volcanism in extensión zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 118, p. 1-14.
- Álvarez, M., 1961, Provincias fisiográficas de la República Mexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 24 (2), p. 3-20.
- Amezcuca, T.M., Gawthorpe, R.L., Macquaker, J.H.S., 2012, Cascadian carbonate lakes of the Mayrán Basin System, Northeast Mexico: The interplay of inherited structural geometry, bedrock lithology and climate. *Geological Society of America Bulletin*, v. 124 (5-6), p. 975-988.
- Ángeles-Villeda, M.A., Hinojosa-Espinosa, 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*, v. 22 (2), p. 272-281.
- Aranda-Gómez, J.J., Mcdowell, F.W., 1998. Paleogene extension in the southern Basin and Range province of Mexico: syndepositional tilting of Eocene red beds and Oligocene volcanic rocks in the Guanajuato Mining District. *International Geology Review*, v. 40, p. 116-134.
- Arriaga-Meléndez, 2012, Inventario Minero de la Carta La Flor de Jimulco: C13-D46, Escala 1: 50 000, General Simón Bolívar, Durango, Torreón y Viesca, Coahuila. Servicio Geológico Mexicano, p. 98.
- Barbeau Jr, D. L., Olivero, E. B., Swanson-Hysell, N. L., Zahid, K. M., Murray, K. E., Gehrels, G. E., 2009, Detrital-zircon geochronology of the eastern Magallanes foreland basin: Implications for Eocene kinematics of the northern Scotia Arc and Drake Passage. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 284 (3-4), p. 489-503.
- Böse E., 1906, Excursions dans les environs de Parras (Mexico), 10 th. *International Geological Congress of Mexico, Guidebook*, v. 23.
- Bowring, S. A., Williams, I. S., 1999, Priscoan (4.00-4.03 Ga) orthogneisses from northwestern Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 134 (1), p. 3-16.
- Bowring, S. A., Williams, I. S., Compston, W., 1989, 3.96 Ga gneisses from the slave province, Northwest Territories, Canada. *Geology*, v. 17 (11), p. 971-975.
- Buick, R., Thornett, J. R., McNaughton, N. J., Smith, J. B., Barley, M. E., Savage, M., 1995, Record of emergent continental crust ~3.5 billion years ago in the Pilbara Craton of Australia. *Nature*, v. 375 (6532), p. 574-577.
- Burbank, D., Meigs, A., Brozović, N., 1996, Interactions of growing folds and coeval depositional systems. *Basin research*, v. 8 (3), p. 199-223.
- Burbank, D. W., Reynolds, R. G., 1988, *Stratigraphic keys to the timing of thrusting in terrestrial foreland basins: Applications to the northwestern Himalaya*. Springer New York, p. 331-351.
- Burkart, B., Deaton, B. C., Dengo, C., Moreno, G., 1987, Tectonic wedges and offset Laramide structures along the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico: reaffirmation of large Neogene displacement. *Tectonics*, v. 6 (4), p. 411-422.
- Burrows, R.H., 1910, *Geology of Northern México*. Geological Society of America Bulletin, Tomo VII, 1ra. Parte, p. 85-103.

- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Science*, v. 20, p. 1040–1051.
- Carrasco-Velázquez, B. E., Martínez-Hernández, E., Ramírez-Arriaga, E., 2009, Estratigrafía de la Formación El Morro del Paleoceno-Eoceno en Zimapán, Hidalgo. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 61 (3), p. 403-417.
- Carrillo-Bravo, J., 1980, Paleocañones Terciarios de las Planicie Costera del Golfo de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 31, P. 27-55.
- Charleston, S., 1981, A summary of the structural geology and tectonics of the state of Coahuila, Mexico. In: Smith, C.I., Brown, L.F. (Eds.), *Lower Cretaceous Stratigraphy and Structure, Northern Mexico*. Field Trip Guidebook, West Texas Geological Society, Publication v. 81-74, p. 28–36.
- Chávez Cabello, G., 2016, La Sierra Madre Oriental de México, un cinturón orogénico de pliegues y cabalgaduras de la cordillera de norteamericana. *Ciencia UANL*, v. 19 (82), p. 70-78.
- Chávez-Cabello, G., 2005, Deformación y magmatismo Cenozoico en el sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Doctorado, p. 226.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R.S., Cossío-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I.R., González-Naranjo, G.A., 2007, The San Marcos fault: a Jurassic multireactivated basement structure in northeastern México. *Geological Society of America Special Paper*, v. 422, p. 261–286.
- Chen, W. S., Huang, Y. C., Liu, C. H., Feng, H. T., Chung, S. L., Lee, Y. H., 2016, U-Pb zircon geochronology constraints on the ages of the Tananao Schist Belt and timing of orogenic events in Taiwan: Implications for a new tectonic evolution of the South China Block during the Mesozoic. *Tectonophysics*, p. 686, 68-81.
- Clemons, R. E., McLeroy, D.F., 1962, *Geology of Torreon and Pedriceñas quadrangles, Coahuila and Durango, Mexico*. The University of New Mexico, Master of Science, p. 171.
- Coney, P. J., 1980, Cordilleran metamorphic core complexes: an overview. *Geological Society of America Memoir*, v. 153, p. 7-31.
- Corrales-Zarauza, I., Rossel-Sanuy, J., Sanchez de la Torre, L. M., Vera-Torres, J. A., Vilas-Midondo, L., 1977, *Estratigrafía*, Editorial Rueda, Madrid, p. 734.
- Copeland, P., 2020, On the use of geochronology of detrital grains in determining the time of deposition of clastic sedimentary strata. *Basin Research*, v. 32 (6), p. 1532-1546.
- Coutts, D. S., Matthews, W. A., Hubbard, S. M., 2019, Assessment of widely used methods to derive depositional ages from detrital zircon populations. *Geoscience Frontiers*, v. 10 (4), p. 1421–1435.
- Crittelli, S., Ingersoll, R. V., 1995, Interpretation of neovolcanic versus palaeovolcanic sand grains: An example from Miocene deep-marine sandstone of the Topanga Group (Southern California). *Sedimentology*, v. 42 (5), p. 783-804.
- <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1995.tb00409.x>
- De Cserna, Z., 1956, Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México, entre Torreón y Monterrey: Contribución del Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales de México. *XX Congreso Geológico Internacional*, p. 87.
- DeCelles, P. G., 1994, Late Cretaceous-Paleocene synorogenic sedimentation and kinematic history of the Sevier thrust belt, northeast Utah and southwest Wyoming. *Geological Society of America Bulletin*, v. 106 (1), p. 32-56.

- DeCelles, P.G., Giles, K.A., 1996, Foreland basin systems. *Basin Research*, v. 8, p. 105–123.
- Delgado-García, S., Morales-Acosta, G. 2010, Cartografía y análisis estructural del intrusivo Rocamontes, Coahuila y Zacatecas, México. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis Profesional, p. 151.
- Dengo, G., Bohnenberger, O., 1969, Structural development of northern Central America. *The American Association of Petroleum Geologists.*, v. 11, p. 203-220.
- Denison, R. E., Burke, W. H., Jr., Hetherington, E. A., Otto, J. B., 1970, Basement rock framework of parts of Texas, southern New Mexico and northern Mexico: in *The geologic framework of the Chihuahua Tectonic Belt*. The Geological Society, p. 3-14.
- De Santiago-C., J., Torre-B. T.de J., Payan E.B., 2000, Carta Geológico-Minera Torreón, G13-9, Escala 1: 250,000, Estados de Coahuila, Durango y Zacatecas, Informe técnico (inédito).
- Dickinson, W. R., Rich, E. I., 1972, Petrologic intervals and petrofacies in the Great Valley sequence, Sacramento Valley, California. *Geological Society of America Bulletin*, v. 83 (10), p. 3007-3024.
- Dickinson, W. R., 1985, *Interpreting Provenance Relations from Detrital Modes of Sandstones*. Provenance of Arenites, Springer Netherlands, p. 333-361. https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6_15.
- Dickinson, W.R., Suczek, C.A., 1979, Plate tectonics and sandstone composition. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 63, p. 2164–2172.
- Dickinson, W. R., Beard, L. S., Brakenridge, G. R., Erjavec, J. L., Ferguson, R. C., Inman, K. F., Ryberg, P. T., 1983, Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, v. 94 (2), p. 222-235.
- Dickinson, W. R., Gehrels, G. E., 2009, Use of U–Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: a test against a Colorado Plateau Mesozoic database. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 288 (1-2), p. 115-125.
- Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Classification of Carbonate Rocks*, AAPG Memoir, v. 1, p. 108-121.
- Edwards, J.D., 1955, Studies of some early Tertiary red conglomerates of Central Mexico. *U.S. Geology Survey Professional*, v. 264, p. 153–185.
- Eguiluz, S., 2001, Geologic evolution and gas resources of the Sabinas Basin in Northeastern Mexico, in Bartolini. *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum system*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir, v. 75, p. 241-270.
- Eguiluz de Antuñano, S., 2022, Evolución geodinámica del Eoceno Tardío-Mioceno Temprano en el Noreste de México. *Revista Maya de Geociencias*, v. 29, p. 57-63.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 53 (1), p. 1-26.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-Gómez, J. J., Juárez-Arriaga, E., 2022, Estratigrafía y ambientes de depósito de la Formación Ahuichila en el Sector Transversal de Parras, Sierra Madre Oriental. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 74 (1). https://www.scielo.org.mx/scielo.php?pid=S1405-33222022000100106&script=sci_arttext.
- Eguiluz de Antuñano, S., Carranza-Castañeda, O., 2013, Revisión estratigráfica y edad de la Formación (Aloformación) Mayrán en el área de Parras, Coahuila, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 65 (2), p. 397-404.

- Eichenseer, H., Luterbacher, H., 1992, The marine paleogene of the tremp region (NE Spain)-depositional sequences, facies history, biostratigraphy and controlling factors. *Facies*, v. 27 (1), p. 119-151. <https://doi.org/10.1007/BF02536808>.
- Enciso de La Vega, S., 1963, Hoja Nazas 13R-k (6), Resumen de la Geología de la Hoja Nazas, Estado de Durango: México, D.F. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas de México serie 1: 100,000, 1 mapa con texto.
- Erben, H.K., 1956b, Estratigrafía a lo largo de la carretera entre México, D.F. y Tlaxiaco, Oaxaca, con particular referencia a ciertas áreas de los estados de Puebla, Guerrero y Oaxaca en Maldonado-Koerdell (ed.), *Estratigrafía y Paleontología del Mesozoico de la Cuenca Sedimentaria de Oaxaca y Guerrero, especialmente del Jurásico Inferior y Medio, XX Congreso Geológico Internacional, Excursión A-12, México, D.F.*, p. 11-36.
- Escalona-Alcázar, F.J., L.A. Delgado-Argote, B. Weber, E.P. Núñez-Peña, V.A. Valencia, O. Ortiz-Acevedo, 2009, Kinematics and U-Pb dating of detrital zircons from the Sierra de Zacatecas, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 26 (1), p. 48-64.
- Faure, G., Mensing, T. M., 2005, *Isotopes-Principles and Applications*. Tercera edición, Hoboken, NJ: Wiley, p. 897.
- Fitz-Díaz, E., van der Pluijm, B., Hudleston, P., Tolson, G., 2014b, Progressive, episodic deformation in the Mexican Fold-Thrust Belt (Central Mexico): evidence from isotopic dating of folds and faults. *International Geology Review*, v. 56, p. 734–755.
- Fitz-Díaz, E., Lawton T. F., Juárez-Arriaga, E., Chávez-Cabello, G., 2017, The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: structure basin development, magmatism and tectonics. *Earth Science reviews*, en prensa.
- 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*, v. 183, p. 56-84.
- Folk, R. L., 1959, Practical Petrographic classification of limestones. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, v. 43, p. 1-38.
- Folk, R. L., 1962, Spectral Subdivision of Limestones. *Classification of Carbonates Rocks*, American Association of Petroleum Geologist Memoirs, p. 62-84.
- Freydier, C., Martinez, R.J., Lapierre, H., Tardy, M., Coulon, C., 1996, The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico) geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center. *Tectonophysics*, v. 259, p 343–367.
- Fries, C. Jr., 1960, Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, Región central Meridional de México: *Boletín del Instituto de Geología*, v. 60, p. 236.
- Fries, C., Jr., Hibbard, C.W. Dunkle, D.H., 1955, Early Cenozoic vertebrates in the red conglomerate at Guanajuato, Mexico. *Smithsonian Miscellaneous Collections*, v. 123 (7), p. 1-25.
- Fryer, B. J., Jackson, S. E., Longerich, H. P., 1993, The application of laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LAM-ICP-MS) to in situ (U)- Pb geochronology. *Chemical Geology*, v. 109 (1-4), p. 1-8.
- Galbraith, R. F., 2005, *Statistics for fission track analysis*. CRC Press, p. 201.
- Galbraith, R., Laslett, G., 1993, Statistical models for mixed fission track ages. *Nuclear tracks and radiation measurements*, v. 21 (4), p. 459-470.

- Garzanti, E., Ghassemi, M.R., Limonta, M., Resentini, A., 2019, Provenance of Karakum desert sand (Turkmenistan): lithic-rich orogenic signature of central Asian dune fields. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 125, p. 77–89.
- González-Partida, E., Torres-Rodríguez, V., 1988, Evolución tectónica de la porción centro-occidental de México y su relación con los yacimientos minerales asociados. *Geofísica Internacional*, v. 27 (4), p. 543-581.
- Gray, G.G., y Lawton, T.F., 2011, New constraints on timing of Hidalgoan (Laramide) deformation in the Parras and La Popa basins, NE Mexico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 63, p. 333–343.
- Guzmán, A.E., 1973, Carbonated diagenesis of the Cupido Formation, Lower Cretaceous, Coahuila, Mexico. Faculty of Texas Tech University, Tesis de Maestría, 59 p.
- Haenggi, W.T., 2002. Tectonic history of the Chihuahua trough, Mexico and adjacent USA, part II: Mesozoic and Cenozoic. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v.55, p. 38–94.
- Hennings, P.H., 1994, Structural transect of the southern Chihuahua Fold Belt between Ojinaga and Aldama, Chihuahua, Mexico. *Tectonics*, v. 13, p. 1445–1460.
- Herriott, T. M., Crowley, J. L., Schmitz, M. D., Wartes, M. A., Gillis, R. J., 2019, Exploring the law of detrital zircon: LA-ICP-MS and CA-TIMS geochronology of Jurassic forearc strata, Cook Inlet, Alaska, USA. *Geology*, v. 47 (11), p. 1044-1048.
- Humphrey, W.E., 1949, Geology of the Sierra de los Muertos area, Mexico (with description of Aptian cephalopods from La Peña Formation). *Geological Society of America Bulletin*, v. 60, p. 89-176.
- Humphrey, W. E. Diaz, G. T., 1956, Jurassic and lower Cretaceous stratigraphy and tectonics of northeast Mexico. Informe geológico NE-M-799 (Inédito).
- Humphrey, W.E., Díaz, T., 2003, Jurassic and Lower Cretaceous Stratigraphic and Tectonics of Northeast of Mexico. Bureau of Economic Geology, Report of Investigations No. 267, p. 152.
- Imlay, R.W. 1938, Studies of the Mexican Geosyncline. *Geological Society of America Bulletin*, v. 49, p. 1651-1694.
- Imlay, W.R., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico. Part IV Geology of the Western part of the Sierra de Parras. *Geological Society of America Bulletin*, v. 47, p. 1091-1152.
- Imlay, W.R., 1937, Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, México. *Geological Society of America Bulletin*, v. 48, p. 587-630.
- Ingersoll, R.V., Suczek, C.A., 1979, Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP Sites 211 and 218. *Journal of Sedimentary Research*, v. 49, p. 1217–1228.
- Ingersoll, R.V., 1983, Petrofacies and provenance of Late Mesozoic forearc basin, northern and central California. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, v. 67, p. 1125–1142.
- Ingersoll, R.V., 1987, Cavazza, W., Graham, S.A., Indiana University Graduate Field Seminar Participants, Provenance of impure calcilithites in the Laramide foreland of southwestern Montana. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 57, p. 995–1003.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D., Sares, S.W., 1984, The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 54, p. 103–116.
- Hernández-Jáuregui, R., 1997, Sedimentación sintectónica de la Formación Soyatal (Turoniano Medio-Campaniano) y modelado cinemático de la cuenca de flexura de Maconí, Querétaro: México DF,

- México, Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Tesis de Maestría (inédita).
- Kellum, L. B., 1932, Reconnaissance studies in the Sierra de Jimulco, Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 43 (3), p. 541-564.
- Kellum, L.B., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, Part III, Geology of the mountains west of the Laguna District. *Geological Society of America Bulletin*, v. 47, p. 1039-1090.
- Kelly W. A. 1936, Geology of the mountains bordering the Valleys of Acatita and Las Delicias. *Geological Society of America Bulletin*, v. 47, p. 1019-1047.
- Košler, J., Tubrett, M. N., Sylvester, P. J., 2001, Application of laser ablation ICP-MS to U-Th-Pb dating of monazite. *Geostandards Newsletter*, v. 25 (2-3), p. 375-386.
- Košler, J., Sylvester, P. J., 2003, Present trends and the future of zircon in geochronology: laser ablation ICPMS. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, v. 53 (1), p. 243-275.
- Košler, J., 2007, Laser ablation ICP—MS—a new dating tool in Earth science. *Proceedings of the Geologists' Association*, v. 118 (1), p. 19-24.
- Kowal-Linka, M., Krzemińska, E., Czupyt, Z., 2019, The youngest detrital zircons from the Upper Triassic Lipie Śląskie (Lisowice) continental deposits (Poland): Implications for the maximum depositional age of the Lisowice bone-bearing horizon. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 514, p. 487-501.
- Lehmann, C., Osleger, D.A., Montañez, I.P., Sliter, W., Arnaud-Vanneau, A., Banner, J., 1999, Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 111 (7), p. 1010–1029.
- Lawton, T. F., Pindell, J., Beltran-Triviño, A., Juárez-Arriaga, E., Molina-Garza, R., Stockli, D., 2015, Late Cretaceous–Paleogene foreland sediment-dispersal systems in northern and eastern Mexico: Interpretations from preliminary detrital-zircon analysis. *American Association of Petroleum Geologists Search and Discovery*, article 30423, p. 37.
- Ludwig, K., Mundil, R., 2002, Extracting reliable U-Pb ages and errors from complex populations of zircons from Phanerozoic tuffs. In *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 66, p. 463–463.
- Ludwig, K. R., 2003, User's manual for isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel, v. 4. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, p. 74.
- Ludwig, K. R., 2009, A User's Manual for Isoplot 3.70: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, p. 76.
- Maas, R., Kinny, P. D., Williams, I. S., Froude, D. O., Compston, W., 1992, The Earth's oldest known crust: a geochronological and geochemical study of 3900–4200 Ma old detrital zircons from Mt. Narryer and Jack Hills, Western Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 56 (3), p. 1281-1300.
- Maldonado, A., Stanley, D. J., 1976, The Nile Cone: submarine fan development by cyclic sedimentation. *Marine Geology*, v. 20 (1), p. 27-40.
- Mandujano-Velazquez, J. J., Keppie, J. D., 2009, Middle Miocene Chiapas fold and thrust belt of Mexico: a result of collision of the Tehuantepec Transform/Ridge with the Middle America Trench. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 327 (1), p. 55-69.
- Martínez-Hernández, E., E. Ramírez-Arriaga. 1999, Palinostratigrafía de la región de Tepexi de Rodríguez, Puebla, México—Implicaciones cronoestratigráficas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 16, p. 187 – 207.

- Martínez-Hernández, E., Ramírez-Arriaga, E. 2006, Tertiary Palynofloristic correlations between Mexican Formations with emphasis in dating the Balsas Group. In *Studies on Mexican paleontology.*, p. 19-45.
- Martínez-Reyes, J., 1989, Interpretación estructural del frente de la napa de Parras en el área de Viescas, estado de Coahuila. *Revista-Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, v. 8 (2), p. 123-133.
- Martini, M., Mori, L., Solari, L., Centeno-García, E., 2011, Sandstone provenance of the Arperos Basin (Sierra de Guanajuato, Central Mexico): Late Jurassic–Early Cretaceous back-arc spreading as the foundation of the Guerrero terrane. *Journal of Geology*, v. 119, p. 597–617.
- Martini, M., Solari, L., Camprubí, A., 2013. Kinematics of the Guerrero terrane accretion in the Sierra de Guanajuato, central Mexico: new insights for the structural evolution of arc–continent collisional zones. *International Geology Review*, v. 55, p. 574–589.
- Martini, M., Solé, J., Garduño-Martínez, D.E., Pi Puig, T., Omaña, L., 2016, Evidence for two Cretaceous superposed orogenic belts in central Mexico based on paleontologic and K-Ar geochronologic data from the Sierra de los Cuarzos. *Geosphere*, v. 12, p. 1–14.
- Masaferro, J. L., Bulnes, M., Poblet, J., Eberli, G. P., 2002, Episodic folding inferred from syntectonic carbonate sedimentation: The Santaren anticline, Bahamas foreland. *Sedimentary Geology*, v. 146 (1-2), p. 11-24.
- Mauel, D.J., Lawton, T.F., González-León, C., Iriondo, A., Amato, J.M., 2011, Stratigraphy and age of Upper Jurassic strata in north-central Sonora, Mexico: southwestern Laurentian record of crustal extension and tectonic transition. *Geosphere*, v. 7, p. 390-414.
- Mezger, K., Krogstad, E. J., 1997, Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: An evaluation. *Journal of metamorphic Geology*, v. 15 (1), p. 127-140.
- Menesses-Rocha, J. J., 2001, Tectonic evolution of the Ixtapa Graben, an example of a strike-slip basin of southeastern Mexico: Implications, for regional petroleum systems, in *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins and Petroleum Systems*, v. 75, p. 183-216.
- Morán-Zenteno, D. J., Cerca, M., Keppie, J. D., 2007, The Cenozoic tectonic and magmatic evolution of southwestern Mexico: Advances and problems of interpretation. *Geological Society of America Special Papers*, v. 422, p. 71-91.
- Nelson, D. R., 2001, An assessment of the determination of depositional ages for Precambrian clastic sedimentary rocks by U–Pb dating of detrital zircons. *Sedimentary Geology*, v. 141, p. 37-60.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Pinzon-Sotelo, M.P., Chávez-Cabello, G., Ramírez-Díaz, A., Martínez- Paco, M., Velasco-Tapia, F., Guerrero-Suastegui, M., Barboza-Gudiño, J.R., 2016, Propuesta nomenclatural y análisis de procedencia de la Formación Concepción del Oro (antes Formación Caracol): implicaciones sobre la evolución tectónica del sur de Norte América durante el Cretácico Tardío. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 33, p. 3–33.
- Ortega-Flores, B., Solari, L., Lawton, T.F., Ortega-Obregón, C., 2014. Detrital-zircon record of major Middle Triassic–Early Cretaceous provenance shift, central Mexico: demise of Gondwanan continental fluvial systems and onset of back-arc volcanism and sedimentation. *International Geology Review*, v. 56, p. 237–261.
- Ortner, H., Gaupp, R., 2007, Synorogenic sediments of the western Northern Calcareous Alps. *Geology of the Alps*, v. 4, p. 133-148.
- Oviedo-Padrón, E. G., Aranda-Gómez, J. J., Chávez-Cabello, G., Molina-Garza, R. S., Iriondo, A., González Becerra, P. C., Solorio-Munguía, J. G., 2010, Tectónica de la Sierra Cuesta El Infierno y su posible

- relación con fallas reactivadas cerca del levantamiento de Plomosas, Chihuahua, México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, v. 27 (3), p. 389-411.
- Padilla y Sánchez, R., 1985, Las estructuras de la curvatura de Monterrey, Estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, v. 6, p. 1-20.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1982. Geologic Evolution of the Sierra Madre Oriental Between Linares, Concepcion del Oro, Saltillo, and Monterrey, Mexico. University of Texas at Austin, Unpublished Ph.D thesis, p. 217.
- Pantoja-Alor, J., 1962, Hoja San Pedro del Gallo 13R-k (3), Resumen de la Geología de la Hoja San Pedro del Gallo: México, D.F. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Cartas Geológicas de México serie 1: 100,000*, 1 mapa con texto.
- Pantoja-Alor, J., 1963, A geological reconnaissance of the San Pedro del Gallo area, Durango, Mexico: Tucson, Arizona. Department of Geology, The University of Arizona, Master of Science thesis, p. 151.
- Paton, C., Woodhead, J. D., Hellstrom, J. C., Hergt, J. M., Greig, A., Maas, R., 2010, Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 11 (3), p. 36.
- Pedraza-Villa, 2019, Estratigrafía y deformación de la Formación Ahuichila en el borde noreste del Bloque de San Julián, Zacatecas. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Licenciatura, p. 77.
- PEMEX, 1988a, Estratigrafía de la República Mexicana: Mesozoico. Subdirección de Producción Primaria, Coordinación Ejecutiva de Exploración, p. 229.
- Pérez-Rul, F. A. M., 1967, Resumen de la Geología de la Hoja Viesca 13R (5) escala 1:100 000, México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Carta Geológica de México Serie de 1:100 000*.
- Petrus, J. A., Kamber, B. S., 2012, Vizual Age: A novel approach to laser ablation ICP-MS U-Pb geochronology data reduction. *Geostandards and Geoanalytical Research*, v. 36(3), p. 247-270.
- Puigdefàbregas, C., Muñoz, J. A., Vergés, J., 1992, Thrusting and foreland basin evolution in the Southern Pyrenees. *Thrust Tectonics*, p. 247-254. https://doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0_22.
- Putirka, K., 2015, Data, ideas, and the nature of scientific progress. *American Mineralogist*, v. 100 (8-9), p. 1657-1658.
- Petrus, J. A., Kamber, B. S., 2012, VizualAge: A novel approach to laser ablation ICP-MS U-Pb geochronology data reduction. *Geostandards and Geoanalytical Research*, v. 36 (3), p. 247-270.
- Ramírez-Espinosa, J., Campa, M.F., Talavera, O., and Guerrero, M., 1991, Caracterización de los arcos insulares de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones tectónicas: Convención sobre la evolución Geológica Mexicana, 1er Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca. *Memoir*, p. 163-166
- Ramírez-Peña, C.S., 2014, Análisis del contexto tectónico del emplazamiento de intrusivos en el transpaís de la Sierra Madre Oriental. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Maestría en Ciencias Geológicas, p. 160.
- Ramírez-Peña, C. F., 2017, Análisis de la deformación progresiva en la zona sur del sector transversal de Parras y la saliente de Monterrey, México. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Doctorado, p. 185.

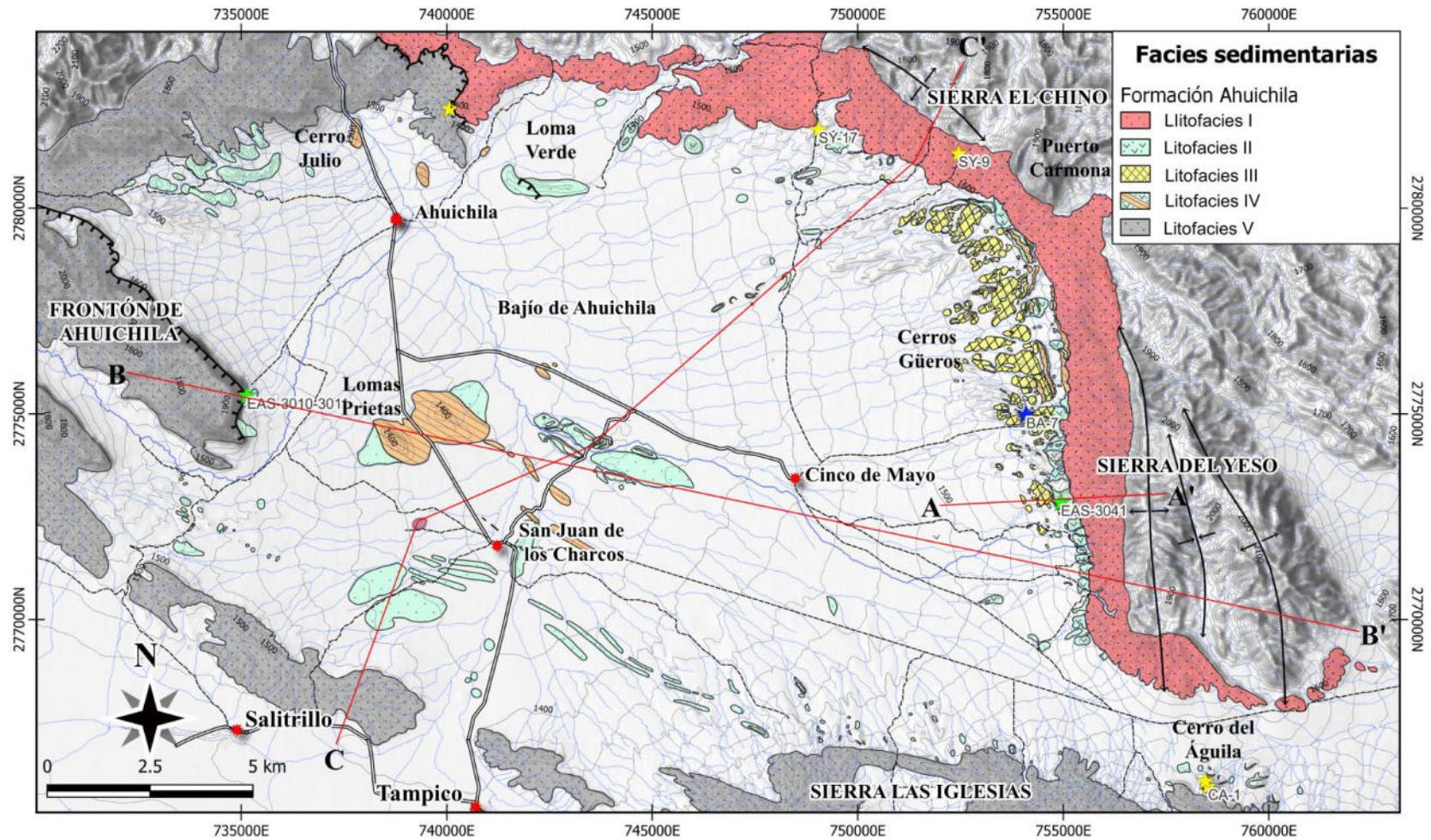
- Ramírez-Peña, C. F., Chávez-Cabello, G., 2017, Age and evolution of thin-skinned deformation in Zacatecas, Mexico: Sevier orogeny evidence in the Mexican Fold-Thrust Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 76, p. 101-114.
- Ramírez-Peña, C. F., Chávez-Cabello, G., Fitz-Díaz, E., Aranda-Gómez, J. J., Valdés, R. S., 2019, Uplift and syn-orogenic magmatism in the Concepción del Oro block: A thick-skinned (Laramide style?) contractional structure in the Mexican fold-thrust belt. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 93, p. 242-252.
- Riba, O., 1976, Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: A genetic interpretation. *Sedimentary Geology*, v. 15 (3), p. 213-233.
- Rogers, C. L., De Cserna, Z., Amezcua, E. T., 1961, "Reconocimiento Geológico del Norte de Zacatecas y Áreas Adyacentes en Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí". *Boletín* v. 56, p. 108-114.
- Rogers, C.L., Cserna, Z. de, Tavera-Amezcua, E. Ulloa, S., 1956, Geología general y depósitos de fosfatos del distrito de Concepción del Oro, Estado de Zacatecas. Instituto Nacional de Investigación de los Recursos Minerales, v. 38, p. 129.
- Rogers, C.L., De Cserna, Z., Tavera-Amezcua, E., Ulloa, S., 1957, Geología general y depósitos de fosfatos del Distrito de Concepción del Oro, Estado de Zacatecas. Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales, *Boletín* v. 38, p. 129.
- Rojas-Rojas, F. J., 2019, Métodos de datación de circones y su aplicación. *Ingeniería Geológica*, p. 38
- Ross, J. B., Ludvigson, G. A., Möller, A., Gonzalez, L. A., Walker, J. D., 2017, Stable isotope paleohydrology and chemostratigraphy of the Albian Wayan Formation from the wedge-top depozone, North American Western Interior Basin. *Science China Earth Sciences*, v. 60, p. 44-57.
- Salas, G. P., 1949, Geology and development of Poza Rica Oil Field, Veracruz, Mexico, *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, v. 33 (8), p. 385-1, 409.
- Sánchez-Ríos, M.A., Salmerón Ureña, P., 1995, El Paleógeno en México. *Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 3 Paleógeno de América del Sur*, p. 119.
- Santamaría-Orozco, D., Arenas-Partida, R., Escamilla-Herrera, A., 1990, Normalización de la nomenclatura estratigráfica en las Cuencas Mesozoicas de México, Etapa I: Zona norte (Cretácico), Proyecto CAO-3050. Instituto Mexicano del Petróleo, p. 140.
- Schoene, 2014b, U–Th–Pb Geochronology. *Treatise on geochemistry*, v. 4, p. 341-378.
- Schulze, G., 1953, Conglomerados terciarios continentales en la Comarca Lagunera de Durango y Coahuila y sus relaciones con fenómenos ígneos, geomorfológicos y climatológicos. Instituto Nacional Para la Investigación de Recursos Minerales, *Boletín* v. 30, p. 52.
- Seegerstrom, K., 1961, Geology of the Bernal-Jalpan area, estado de Queretaro, Mexico: *USGS Bulletin* v. 1104-B, p. 86.
- Seegerstrom, K., 1962, Geology of south-central Hidalgo and northeastern Mexico, Mexico. *USGS Bulletin* v. 1104-C, 162 p.
- Martínez-Ortíz V. R., 2010, Informe de la Carta geológico-minera del Bajío de Ahuichila Clave G-13 D-48, Escala 1: 50, 000. Servicio Geológico Mexicano, p. 84.
- Simons, F. S., Mapes, E., 1956, Geology and ore deposits of the Zimapán mining district, State of Hidalgo, Mexico. US Government Printing Office, p. 128.

- Simons, F.S., Mapes, E.V., 1957, Geología y yacimientos minerales del distrito minero de Zimapán, Hidalgo. Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales, Boletín, v. 40, p. 278.
- Sinclair, H.D., 1997a, Flysch tomolasse transition in peripheral foreland basins: the role of the passive margin versus slab breakoff. *Geology*, v. 25, p. 1123–1126.
- Solari, L. A., Tanner, M., 2011, U-Pb. age, a fast data reduction script for LA-ICP-MS U-Pb geochronology. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, v. 28 (1), v. 83-91.
- Sosa-Valdés, R., 2011, Geocronología U-Pb del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo Leon, Tesis de Licenciatura, p. 117.
- Suter, M., 1984, Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles–San Luis Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east-central Mexico. *Geology Society of America Bulletin*, v. 95, p. 1387–1397.
- Suter, M., 1987, Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico. *Geology Society of America Bulletin*, v. 98, p. 249–264.
- Tanner, W.F., 1991, Suite statistics: the hydrodynamic evolution of the sediment pool. Principles, methods and application of particle size analysis, Cambridge: Cambridge University Press, p. 225-36.
- Tardy, M., 1972, Sobre la Estratigrafía de la Sierra Madre Oriental en el Sector de Parras Coahuila: Distinción de las Series Coahuilense y Parrense. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 32 (2), p. 51-70.
- Tardy, M., 1980, Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre Orientale du Mexique: Paris, France, Université Pierre et Marie Curie, Tesis Doctoral, p. 459.
- Trujillo-Candelaria, J., 1977, Posibilidades acuíferas en sedimentos continentales terciarios de la República Mexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica*, v.38 (2), p. 34-51.
- Tristán-González. M., Torres-Hernández, J. R., 1992, Carta geológica 1 50, 000 de la Hoja de Charcas, Estado de San Luis Potosí. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico, p. 1-12.
- Tristán-González, M., Torres-Hernández, J. R., 1994, Geología de la Sierra de Charca, Estado de San Luis Potosí, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 11 (2), p. 117-138.
- Tucker, R. T., Roberts, E. M., Hu, Y., Kemp, A. I., Salisbury, S. W., 2013, Detrital zircon age constraints for the Winton Formation, Queensland: contextualizing Australia's Late Cretaceous dinosaur faunas. *Gondwana Research*, v. 24 (2), p. 767-779.
- Vega-Vera, F.J., Perrilliat, M.C., 1989, La presencia del Eoceno marino en la cuenca de La Popa (Grupo Difunta), Nuevo León: Universidad Nacional Autónoma de México. *Revista del Instituto de Geología*, v. 8, p. 67-70.
- Vermeesch, P., 2021, Maximum depositional age estimation revisited. *Geoscience Frontiers*, v. 12 (2), p. 843-850.
- Weber, B., Valencia, V. A., Schaaf, P., Pompa-Mera, V., Ruiz, J., 2008, Significance of provenance ages from the Chiapas Massif Complex (southeastern Mexico): redefining the Paleozoic basement of the Maya Block and its evolution in a peri-Gondwanan realm. *The Journal of Geology*, v. 116(6), p. 619-639.
- Wetherill, G. W., 1956, Discordant uranium-lead ages. *Transactions American Geophysical Union*, v. 37 (3), p. 320-326.

- Wenzens, G., 1974, Morphologische entwicklung auserwählter regionen nordmexikos, unter besonderer berücksichtigung des kalkkrusten, piedement- und poljeproblems: Düsseldorf Geographische Schriften, Heft 2, 330 p.
- Wilde, S. A., Valley, J. W., Peck, W. H., Graham, C. M., 2001, Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. *Nature*, v. 409 (6817), p. 175-178.
- Yta, M., Moreno-Tovar, R., 1997, La mineralización en los distritos mineros Pachuca-Real del Monte y Zimapán-su papel en la evolución metalogénica del Estado de Hidalgo. II Convención sobre la Evolución Geológica de México, Pachuca, Hidalgo, Libro-guía de las excursiones geológicas, Excursión, v. 3, p. 73-87.
- Zapata, T. Allmendinger, R. W., 1996, Growth stratal records of instantaneous and progressive limb rotation in the Precordillera thrust belt and Bermejo basin, Argentina. *Tectonics*, v. 15, p. 1065–1083.
- Zhang, X., Pease, V., Skogseid, J., Wohlgemuth-Ueberwasser, C., 2016, Reconstruction of tectonic events on the northern Eurasia margin of the Arctic, from U-Pb detrital zircon provenance investigations of late Paleozoic to Mesozoic sandstones in southern Taimyr Peninsula. *Bulletin*, v. 128 (1-2), p. 29-46.
- Zhou, Y., Murphy, M.A., Hamade, A., 2006, Structural development of the Peregrina–Huizachal anticlinorium, Mexico. *Journal of Structural Geology*, v. 28, p. 494–507.
- Zuffa, G. G., 1980, Hybrid arenites; their composition and classification. *Journal of Sedimentary Research*, v. 50 (1), p. 21-29.
- Zuffa, G. G., 1985, Optical Analyses of Arenites: Influence of Methodology on Compositional Results. Provenance of Arenites, Springer Netherlands, p. 165-189. https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6_8.

ANEXO I

Mapa de facies sedimentarias para la Fm. Ahuichila. Las estrellas representan muestras geocronológicas: en amarillo las muestras de esta tesis, en azul la muestra analizada por Aranda-Gómez en 2022 y en verde las estudiadas por Eguiluz de Antuñano *et al.*, (2022).



ANEXO II

Mapa geológico del área de estudio y ubicación de las secciones geológicas (líneas color rojo).

