



Universidad Autónoma de San Luis Potosí
Facultad de Ingeniería
Centro de Investigación y Estudios de Posgrado

“Discordancias del Jurásico Medio en el Centro-Norte de México”

T E S I S

Que para obtener el grado de:

MAESTRO EN CIENCIAS EN GEOLOGÍA APLICADA

Presenta:

Ing. Luis Uriel López Gallegos
Alumno becado por CONACYT
Registro de becario: 628123

Asesor:

Dr. José Rafael Barboza Gudiño

MIEMBROS DEL COMITÉ:

Dr. José Ramón Torres Hernández

Dr. Yam Zul Ernesto Ocampo Díaz





FACULTAD DE INGENIERÍA

20 de junio de 2019

**ING. LUIS URIEL LÓPEZ GALLEGOS
P R E S E N T E.**

En atención a su solicitud de Temario, presentada por el **Dr. José Rafael Barboza Gudiño** Asesor de la Tesis que desarrollará Usted, con el objeto de obtener el Grado de **Maestro en Ciencias en Geología Aplicada**. Me es grato comunicarle que en la Sesión del H. Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 20 de junio del presente, fue aprobado el Temario propuesto:

TEMARIO:

"Discordancias del Jurásico Medio en el Centro-Norte de México"

Introducción.

1. ESTRATIGRAFÍA Y PALEOGEOGRAFÍA DEL MESOZOICO TEMPRANO EN EL CENTRO-NORTE DE MÉXICO.
 2. DESCRIPCIÓN DE LAS SUCESIONES SEDIMENTARIAS DEL JURÁSICO MEDIO EXPUESTAS EN TRES LOCALIDADES EN LOS ESTADOS DE DURANGO, COAHUILA Y CHIHUAHUA.
 3. DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS EN ROCAS DEL JURÁSICO MEDIO EN EL CENTRO-NORTE DE MÉXICO.
 4. GEOCRONOLOGÍA U-Pb DE CIRCONES DETRÍTICOS DEL CENTRO-NORTE DE MÉXICO.
 5. EDAD, CORRELACIÓN Y PROCEDENCIA.
 6. DISCUSIÓN SOBRE EL REGISTRO REGIONAL DE DISCORDANCIAS DEL JURÁSICO MEDIO EN EL CENTRO-NORTE Y EL NORESTE DE MÉXICO.
- Conclusiones.
Referencias.

"MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO"

ATENTAMENTE

M. I. JORGE ALBERTO PÉREZ GONZÁLEZ
DIRECTOR.

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ
FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN

www.uaslp.mx

Av. Independencia 8
Zona Universitaria, CP 76500
San Luis Potosí, S.L.P.
Tel: 01 (52) 46 2440100
Fax: 01 (52) 46 2440100

Copia. Archivo
*etn.

"2019, aniversario 160 de la fundación del Instituto Científico y Literario de San Luis Potosí"

"...Las flores retoñan y mueren, las estrellas brillan,
pero eventualmente se apagan;
todo muere, la tierra el sol
y hasta algo tan inmenso como este universo no está excluido.

Comparado con eso, la vida del hombre es tan efímera
como un abrir y cerrar de ojos;
en ese instante un hombre nace,
en ese corto instante un hombre crece,
se ríe, llora, pelea, sufre, regocija, lamenta, odia y ama a otros.

TODO ES TRANSITORIO
y luego todos caemos en el sueño eterno llamado muerte.
Algún día nos volveremos a ver mi querido hermano (duy).

By shaka de virgo, Saint Seiya.

Agradecimientos

Primero, quiero agradecer a mis abuelos José Luis Gallegos Mireles y Amada Tovar Granados, por ser mi pilar en este trayecto que llamamos vida. Créanme, que soy lo que soy gracias a ustedes. Sus ejemplos y sus palabras que, si bien no eran de motivación, nunca fueron de desaliento. Agradezco cada momento que estoy con ustedes sea bueno o malo ¡Gracias! A mi madre, María Elva Gallegos Tovar, sé que no estuviste en muchos momentos de mi vida, pero gracias por seguir apoyándome hasta este momento ¡Gracias ma!

Agradezco a mis tíos: Bertha Alicia Gallegos Tovar, por ser mi segunda madre, siempre tengo presente cada abrazo que me das tía... ¡Gracias! A mi tío José Luis Gallegos Tovar, por siempre apoyarme y tratar de aconsejarme lo mejor posible. A mi tío, el Ing. José Alfredo Gallegos Tovar, por siempre apoyarme económicamente sin ser yo su hijo... ¡De todo corazón, ¡Gracias! Al chiqui bby de mi tío, el Ing. Juan Carlos Gallegos Tovar, porque gracias a él, fue que desperté mi curiosidad por el saber y el aprender por uno mismo. ¡¡Gracias a todos ustedes!!

¡A mis hermanos, Osvaldo López Gallegos, por ser mi primer amigo en la niñez, jamás olvido como nos metíamos en problemas los dos, espero algún día seas el hombre que quieres ser, yo sé que tú puedes serlo! A mi querido y difunto hermano Pablo Ismael Gallegos Tovar... No sabes las ganas que tenía de verte graduado, de cierta manera hice esta maestría con dedicatoria hacia ti. ¡Gracias mi duy, siempre te llevo en mi corazón! A mi hermano menor Joan Sebastián Gallegos Tovar, por siempre darme lata y sobre todo tratar de aguantar tanto peso encima que no merecías llevar ¡Animo mi chachan! A mis primos: La Lic. en Enfermería Nelliss Marlene Gallegos Tovar, por aguantarme tantoooo... ¡Te quiero flaquis! A mi primo y hermano Gustavo Adolfo Contreras Tovar, por siempre tratarme como su hermano y verme como un ejemplo a seguir... ¡Gracias Guti! Y no podía olvidar a mi adorada prima la Lic. en Trabajo Social Madelaine Alejandra Contreras Gallegos, alias "tete", por siempre preocuparse por mí como si fuera mi hermana mayor. A todos ustedes hermanos/primos, ¡Gracias!

Y como olvidar a mis súper amigas: La M.C. Irene Guadalupe Pérez Casillas, porque la mitad o más de esta tesis es gracias a tus consejos y enseñanzas. Siempre vamos a recordar cómo nos conocimos y hasta hoy en día como seguimos creciendo. ¡Gracias amiga, tu sabes lo mucho que te aprecio! A la Ing. Monserrat Vázquez Sánchez "yesis" mi gran amiga de casi toda la vida. ¡Gracias por darme consejos, hacerme platicas en las noches y sobre todo por siempre apoyarme!

No podía olvidar a mis grandes amigos, mi Befe el Ing. Carlos Jasso Rodríguez, el Lic. en Diseño Urbano Arturo Blanco Rodríguez y al Ing. Felipe Avalos Alviso. Amigos, gracias por tantos años de aventuras y risas recordadas, no hay momento más grato que el que paso con ustedes ¡Gracias por acompañarme hasta este momento!

Un especial agradecimiento a toda la familia Pérez Posadas, a la señora María Magdalena Posadas Lopez "Malenita" para los cuates. Señora, no tengo palabras para expresar mi agradecimiento por acogerme y apoyarme este tiempo en su familia, de verdad le agradezco cada detalle hacia mí persona, mi familia y mi pachis que tanto la quiere. ¡Muchas gracias!, al señor Francisco Pérez Beltrán "Don panchito", por acogerme y brindarme su amistad y sus consejos y una que otra cheve (ja ja ja). A la Lic. en Adm. América Karina Pérez Posadas, por ser tan buena cuñis y apapachar y querer tanto a mi pachis, al Lic. en Adm. Pedro Luis Pérez Posadas por brindarme su amistad y brindarme apoyo sin ser su familiar. ¡Gracias a todos ustedes! Y que dijeron ya me olvide de la fastidiosa y las más chaneke de toda la familia, mi amor y mi acompañante desde hace ya 5 años. Amor, te agradezco cada minuto, hora y días que me haces feliz, de verdad eres muy importante para mí y mi pachis, espero sigamos creciendo juntos muchísimo más tiempo. ¡Te amo!

A mi director de tesis, Dr. José Rafael Barboza Gudiño, por haberme aceptado como su tesista, aun sin tener los recursos necesarios y aun así apoyarme y aconsejarme con sus grandes experiencias. Doctor, ¡Muchas gracias por dejarme trabajar con usted!

Al CONACYT “Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología”, por el apoyo recibido a través de la Convocatoria de Becas Nacionales 2017 Segundo Período, con registro de becario 628123.

A mis asesores, Dr. Yam Zul Ernesto Ocampo Díaz y Dr. José Ramón Torres, por su tiempo, paciencia y todos los consejos para mejorar mi trabajo, por estar siempre disponibles para responder cualquier duda o consulta. Gracias a todos.

A mis 3 compañeros de la generación: Al Ing. Pablo José Pérez Carrillo, por brindarme su amistad y compañerismo. Al Biol. Felipe de Jesús Valdéz por brindarme su amistad y su café. A la Ing. Dennis Minerva Méndez Solís, que aparte de ser mi compañera desde la licenciatura, nos tocó afrontar este duro camino en la maestría, ¡gracias por brindarme tu amistad amiga! Y por último al Lic. en Ciencias Ambientales Adrián García Nava, por brindarme su amistad, buenos consejos y hacer este último año más agradable y ameno.

Un agradecimiento doble a mi querido amigo y sensei el Dr. Yam Zul Ernesto Ocampo Díaz, por siempre decirme las palabras correctas, aunque sean crudas, para que entienda lo que tengo que hacer... ¡Muchas gracias mi Yam!, espero algún día ser tan genial persona como lo eres tú.

Al personal del Instituto de Geología de la UASLP, Ing. Juan Carlos Guel Casillas, Don Efrén Román Guerrero Nava, L. A. Jessica Escareño Mendoza y M. T. E. Betzabé de la Torre Rodríguez, a todos muchas gracias por su amabilidad y disponibilidad para conmigo.

A todos los doctores del Instituto de Geología de la UASLP, así como al Ing. Erasmo Mata Martínez, por apoyarme en la realización de las muestras petrográficas necesarias para mi proyecto. Y a todos con quienes tuve el honor de llevar algunas materias y también con quien no tuve la oportunidad de hacerlo. Gracias por compartir con mi persona sus conocimientos.

Y a quien no nombro, pero estuvo presente en alguna etapa de este trabajo.

Tabla de contenido

Introducción	1
Resumen.....	2
Abstract.....	4
Objetivo.....	6
Planteamiento del problema.....	6
Hipótesis.....	7
Áreas de estudio y vías de acceso.....	7
Sierra de Ramírez.....	8
Sierra de Jimulco.....	9
Cerro de Enmedio.....	9
Trabajos previos.....	10
Metodología.....	13
Trabajo de gabinete.....	14
Trabajo de campo.....	14
Petrografía.....	15
Geocronología.....	16
Geología regional.....	17
1.-ESTRATIGRAFÍA Y PALEOGEOGRAFÍA DEL MESOZOICO TEMPRANO EN EL CENTRO-NORTE DE MÉXICO	21
1.1 Estratigrafía y paleogeografía del Triásico Superior.....	21
1.2 Estratigrafía y paleogeografía del Jurásico Inferior a Medio.....	26
1.3 Formación La Joya (Jurásico Medio-Superior).....	31
1.4 La transgresión marina y el Jurásico Superior (Formación Zuloaga).....	33
2. DESCRIPCIÓN DE LAS SUCESIONES SEDIMENTARIAS DEL JURÁSICO MEDIO EXPUESTAS EN TRES LOCALIDADES EN LOS ESTADOS DE DURANGO, COAHUILA Y CHIHUAHUA.....	37
2.1 Sierra de Ramírez.....	37
2.2 Sierra de Jimulco.....	39
3 Cerro de Enmedio.....	41
3. DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS EN ROCAS DEL JURÁSICO MEDIO EN EL CENTRO-NORTE DE MÉXICO.....	45
3.1 Sierra de Ramírez.....	46
Muestra SR-1s (Dacita).....	46
Muestra SR-18-2 (Riodacita).....	47
Muestra SR-18-1i (Paraconglomerado volcánico).....	49
Muestra SR-18-51 (Toba).....	50
Muestra SR-18-52 (Aglomerado polimictico o brecha volcánica).....	52
Muestra SR-18-53 (Litoarenita).....	53
Muestra SR-18-54 (Litoarenita).....	55
3.2 Sierra de Jimulco.....	56
Muestra SJim-18-2 (Mesomilonita).....	57
Muestra SJim-18-3 (Toba).....	58
Muestra SJim-18-5 (Andesita/basalto).....	59
Muestra SJim-18-6a (Basalto).....	61

Muestra SJim-18-6b (Monzogabro)	62
Muestra SJim-18-8 (Litoarenita-conglomerática)	64
Muestra SJim-18-9 (Litoarenita)	66
Muestra SJim-18-10 (Sublitoarenita)	68
Muestra SJim-18-11 (Brecha volcánica con componentes de Litoarenita).....	70
3.3 Cerro de Enmedio	72
Muestra PLM-18-1 (Litoarenita)	72
Muestra PLM-18-2 (Paraconglomerado polimíctico con fragmentos de sublitoarenita “discordancia”).....	74
Muestra PLM-4 (Calcarenita).....	75
Muestra PLM-18-7 (Sublitoarenita)	77
Muestra PLM-18-8 (Subarkosa ¿discordancia angular?)	79
Muestra PLM-18-9 (Paraconglomerado polimíctico con fragmentos de sublitoarenita)	81
Muestra PLM-10 (Paraconglomerado polimíctico con fragmentos de sublitoarenita)	83
Muestra PLM-18-11 (Sublitoarenita)	85
Muestra PLM-12 (Sublitoarenita)	87
3.4. Conteo de puntos y discriminación tectónica	89
4. GEOCRONOLOGÍA U-Pb DE CIRCONES DETRÍTICOS DEL CENTRO-NORTE DE MÉXICO.	92
4.1. Muestra SJim-18-9	93
4.2. Muestra PLM-18-8	95
4.3. Muestra PG-12-1	97
5. EDAD, CORRELACIÓN Y PROCEDENCIA	99
6. DISCUSIÓN SOBRE EL REGISTRO REGIONAL DE DISCORDANCIAS DEL JURASICO MEDIO EN EL CENTRO-NORTE Y EL NORESTE DE MÉXICO.	102
Discordancias: registro e importancia tectónica.....	102
Discordancias del Jurásico Medio en el norte, centro y noreste de México.....	104
Sierra de Ramírez.....	106
Sierra de Jimulco.....	108
Cerro de Enmedio	109
Conclusiones.....	114
Conclusiones de campo.....	114
Petrografía.....	116
Geocronología	117
ANEXOS	119
Referencias.....	125

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.- Ubicación y vías de acceso a las diferentes áreas de estudio (Tomada y modificada de Google Maps, 2018).	8
Figura 2.- Trituración y molienda de la muestra. b) Lavado y precipitación de minerales pesados. c) Concentrado de circones. d) Montaje de circones en la resina. e) Pulido de los circones en la resina epóxica. f) Análisis de los circones detríticos en el ICP-MS.....	16
Figura 3.- Mapa de provincias fisiográficas tomado de Raíz (1959).....	18
Figura 4.- Áreas de estudio dentro de las provincias geológicas de México (Tomado de Ortega-Gutiérrez, 1992).	20
Figura 5.- Elementos paleogeográficos de la zona centro, norte y noreste de Mexico tomado y modificado de Tardy et al., (1986), García-Díaz (2004), Centeno-García (2005) y Centeno-García et al. (2008): PA = Plataforma carbonatada de Aldama; PB = Plataforma carbonatada del Burro, PC = Plataforma carbonatada de Coahuila; C. Ch = Cuenca de Chihuahua; PVSLP = Plataforma carbonatada Valles- San Luis Potosí; SLP = San Luis Potosí;. Nota: los colores no corresponden con los propuestos por la Carta Cronoestratigráfica Internacional (2015).	20
Figura 6.- Correlación estratigráfica de las diferentes secciones realizadas en las tres áreas de estudio.....	21
Figura 7.- Afloramientos de los diferentes puntos levantados en el área de Sierra de Ramírez. A) Y B) Afloramiento de rocas volcánicas, conglomerados y tobas de la sección en Sierra de Ramírez.....	37
Figura 8.- Sección realizada para los afloramientos del área de Sierra de Ramírez, la cual es sobreyacida discordante y erosionalmente por una sucesión granodecreciente comparable con La Formación La Joya del Jurásico Medio y sobreyacida a su vez por el Jurásico Superior de la Formación Zuloaga.	38
Figura 9.- Afloramientos de los diferentes puntos levantados en el área de la Sierra de Jimulco. A), B) y C) Afloramiento granodecreciente de rocas volcanosedimentarias.....	39
Figura 10.- Sección medida en el área de Jimulco, en la cual se puede observar las litologías del Jurásico inferior Formación Nazas, siendo sobreyacida discordante y erosionalmente por rocas del Jurásico Inferior de la posible Formación La Joya, hasta rocas del Jurásico Superior de la Formación Zuloaga.	40
Figura 11.- Afloramientos de los diferentes puntos levantados en la sección #1 en el área de Cerro de Enmedio. A) Afloramiento de arenisca del Jurásico inferior o Triásico ?, B) Discordancia angular y erosiva de paraconglomerado polimítico.	41
Figura 12.- Sección #1 realizada en el área de Cerro de Enmedio, en la cual se puede observar las litologías del Jurásico inferior, pasando discordante y angularmente a un cuerpo conglomerático, el cual es sobreyacido por calizas y arcillas del Jurásico Superior de la Formación La Casita.	42

Figura 13.- Afloramientos de los diferentes puntos levantados en la sección #2 en el área de Cerro de Enmedio. A) Contacto angular erosivo de arenisca de grano grueso con calizas paleozoicas, B) Conglomerado polimíctico sobreyacente a la discordancia angular.	43
Figura 14.- Sección #2 realizada en el área de Cerro de Enmedio, en la cual se puede observar las litologías Paleozoicas siendo sobreyacidas discordante y angularmente por cuerpos conglomeráticos en la base. A esta secuencia le sobreyacen riolitas y arénicas del Jurásico Superior.	44
Figura 15.- Microfotografías de la sección delgada SR-1s con texturas más sobresalientes: A) M (Matriz), Qz (Fenocristal de cuarzo), M (CL)Clorita rica en magnesio, Mop (mineral opaco) 5x. B), Fr (Fragmento sericitizado de plagioclasa), Fl (Feldespato alcalino). 5x.	47
Figura 16.- Microfotografías de la sección delgada SR-18-2 mostrando las texturas más sobresalientes: A) Mop (Minerales opacos), Ce (Cemento carbonatado). 10x. B) Qz (Fenocristal de cuarzo), M (Matriz).10x.	49
Figura 17.- Microfotografías de la sección delgada SR-18-1i con texturas más representativas: A) Mop (Mineral opaco), M (Matriz), M "cl"(Mica clorita), Fr (Fragmento sericitizado). 5x. B) Cal (Cemento poikilítico), Qz (Fenocristal de Cuarzo). 5x.	50
Figura 18.- Microfotografías de la sección delgada SR-18-51 con las texturas más representativas: A) Mv (Matriz vítrea), Qz (Fenocristal de cuarzo), Pl (Plagioclasa sericitizada), Qp2-3 (Cuarzo policristalino de 2-3 fragmentos). 5x. B) Cal "po" (Cemento carbonatado). ...	51
Figura 19.- Microfotografías de la sección delgada SR-18-52 con texturas más representativas: A) Qmo (Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa), Msr (Matriz sericitizada),Fr (Fragmento sericitizado). 5x. B) Qmr (Cuarzo monocristalino con extinción recta), Pl (Plagioclasa con seritizacion), M (Matriz).5x.	53
Figura 20.- Microfotografías de la sección delgada SR-18-53 en la cual se observan las texturas más representativas : A), Mop(Mineral opaco), Qmr (Cuarzo monocristalino con extinción recta), Pl (Plagioclasa). 5x. B) Qmo (Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa), M (Matriz), Lvlf (Lítico volcánico felsítico), 5x.	54
Figura 21.- Microfotografías de la sección delgada SR-18-54 en la cual se observan las texturas más representativas : A)Fl (Feldespato alcalino), Ca (calcita), Pl (Plagioclasa). 10x. B) Qmo (Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa), M "cl" (clorita), Lvlf (Lítico volcánico felsítico), Qmr (Cuarzo monocristalino con extinción recta). 10x.	56
Figura 22.- Microfotografías de la sección delgada SJim-18-2 con las texturas más sobresalientes: A) Mv (Matriz hipocristalina), Fl (Relicto de posible Plagioclasa). 10X.	58
Figura 23.- Microfotografías de la sección delgada SJim-18-3 con las texturas más sobresalientes: A) Fi (Fiame)., Qz (Fenocristal de cuarzo). 5X. B) Mvse (Matriz sericitizada). 5x.	59

Figura 24.- Microfotografías de la sección delgada SJim-18-5 con las texturas más sobresalientes: A) Pl (Plagioclasas “bytownita), Mop (Mineral opaco), Oli (Olivino). 5x. B) Cli (Clinopiroxeno “Wollastonita”), Mdv (Matriz desvitrificada), Px (Augita). 5x.	61
Figura 25.- Microfotografías de la sección delgada SJim-18-6a con las texturas más sobresalientes: A) Mop (Mineral opaco), Pl (Plagioclasa), Cal “po” (Cemento poikilítico). 5x. B) Qz (Cuarzo), Mdv (Matriz desvitrificada). 5x.	62
Figura 26.- Microfotografías de la sección delgada SJim-18-6b con las texturas más sobresalientes: A) Mser (Matriz sericitizada), Cli (Clinopiroxeno “wollastonita”). 5x. B) Qz (Cuarzo), Pl (Plagioclasa). 5x.	63
Figura 27.- Microfotografías de la sección delgada SJim-18-8 con las texturas más sobresalientes: A) Mfill (Matriz filosilicatada), Pl (Plagioclasa), Qp 2-3 (Cuarzo policristalino de 2-3 fragmentos). 5x. B) Lvlat (Lítico volcánico lathwork), Lvmi (Lítico volcánico microlítico), Qmo (Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa), Cem “Fill”(Cemento filosilicatado). 5x. C) Lvf (Lítico volcánico felsítico), Lmf1º (Lítico metafelsítico de grado 1º). 5x.	65
Figura 28.- Microfotografías de la sección delgada SJim-18-9 con las texturas más sobresalientes: A) Qmo (Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa), Pl (Plagioclasa), Fl (Feldespató alcalino), Lvmi (Lítico volcánico microlítico), Lvf (Lítico volcánico felsítico). 10x. B) Lvlat (Lítico volcánico lathwork), Qmr (Cuarzo monocristalino con extinción recta), Cem “fill” (Cemento filosilicatado). 5x.	67
Figura 29.- Microfotografías de la sección delgada SJim-18-10 con las texturas más sobresalientes: A) Cem “fill” (Cemento filosilicatado), Qmo (Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa), Qmr (Cuarzo monocristalino con extinción recta), Pl (Plagioclasa). 10x. B) Lvf (Lítico volcánico felsítico), Fl (Feldespató alcalino). 10x. C) Mop (Mineral opaco). 5x.	69
Figura 30.- Microfotografías de la sección delgada SJim-18-11 con las texturas más sobresalientes: A) Qmo (Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa), Lvmi (Lítico volcánico microlítico), Lvf (Lítico volcánico felsítico). 10x. B) Qp>3 (Cuarzo policristalino con más de 3 fragmentos), Cem “po” (Cemento poikilítico), Fl (Feldespató alcalino “microclina”). 5x. C) Pl (Plagioclasa). 5x.	71
Figura 31.- Microfotografías de la sección delgada PLM-18-1 en la cual se observan las texturas más significativas de la muestra: A) Lvf (Lítico volcánico felsítico), Qmr (Cuarzo monocristalino con extinción recta), M (matriz). 10x. B) Qmo (Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa), Cal “Pa” (Cemento en forma de parche), Pl (plagioclasa). 10x.	73
Figura 32.- Microfotografías de la sección delgada PLM-18-2 con las texturas más sobresalientes: A) M (Matriz), Mop (Mineral opaco), Fr (Fragmento roca). 5x. B) Qmo (Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa), Qmr (Cuarzo monocristalino con extinción recta), Cal (Cemento en forma poikilítica). 5x.	75
Figura 33.- Microfotografías de la sección delgada PLM-18-4 en la cual se observan las texturas más sobresalientes: A) M (Matriz), Mop (Mineral opaco). 5x. B) Qmo (Cuarzo	

monocristalino con extinción ondulosa), M (Matriz), Qp>3 (Cuarzo policristalino de más de tres componentes).5x.	76
Figura 34.- Microfotografías de la sección delgada PLM-18-7 en las cual se puede observar las texturas más características : A) M (Matriz), Lv _f (Lítico volcánico felsítico), Fl (Feldespatos alcalinos). 5x. B) Q _{mr} (Cuarzo monocristalino con extinción recta), Pl (Plagioclasa), Oxi (Oxido). 10x. C) L _{vm} (Lítico volcánico microlítico), Q _{mo} (Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa), L _{msp} (Lítico metamórfico metapsamítico). 5x.....	78
Figura 35.- Microfotografías de la sección delgada PLM-18-8 con las texturas más sobresalientes: A) Q _{mo} (Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa), Q _{mr} (Cuarzo monocristalino con extinción recta), M (Matriz), Q _{p>3} (Cuarzo policristalino mayor a 3 componentes). 5x. B) Pl (Plagioclasa), Lv _f (Lítico volcánico felsítico). 5x. C) L _{mf1} (Lítico metafelsítico de grado 1º). 5x.	80
Figura 36.- Microfotografías de la sección delgada PLM-18-9 con las texturas más sobresalientes: A) Lv _f (Lítico volcánico felsítico). 5x. B) Q _{mr} (Cuarzo monocristalino con extinción recta), Fl (Microclina”), M (Matriz), L _{mp1º} (Lítico metapelítico). 5x. C) Q _{mr} (Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa). 5x.	82
Figura 37.- Microfotografías de la sección delgada PLM-18-10 con las texturas más sobresalientes: A) Q _{mo} (Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa), Pl (Plagioclasa). 10x. B) Q _{mo} (Cuarzo monocristalino con extinción recta), L _{mf1º} (Lítico metafelsítico de grado 1º). 5x. C) Lv _f (Lítico volcánico felsítico), Chert (Cuarzo recristalizado). 5x.	84
Figura 38.- Microfotografías de la sección delgada PLM-18-11 con las texturas más sobresalientes: A) Lv _{la} (Lítico volcánico Lathwork), Oxi (Oxidación). 5x. B) Q _{mo} (Cuarzo monocristalino con extinción recta), Q _{mo} (Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa), Pl (plagioclasa). 5x. C) L _{mf1º} (Lítico metafelsítico de grado 1º). 5x.....	86
Figura 39.- Microfotografías de la sección delgada PLM-18-12 con las texturas más sobresalientes: A) Q _{mo} (Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa), Q _{mr} (Cuarzo monocristalino con extinción recta). 5x. B) Lv _{la} (Lítico volcánico tipo lathwork). 5x. C) L _{vmi} (Lítico volcánico microlítico), Pl (Plagioclasa), Fl (feldespatos alcalinos), Cem (cemento carbonatado), Mop (mineral opaco). 5x.	88
Figura 40.- Diagrama de clasificación de areniscas propuesto por Folk (1970).	89
Figura 41.- Diagramas ternarios para la discriminación de ambientes de procedencia. Diagramas propuestos por Dickinson (1985) a) Diagrama QtFL; b) Diagrama QmFLt.	91
Figura 42.- Diagramas de histograma y curva de probabilidad relativa de circones detríticos de la muestra SJim-18-9: ArNa (Arco Nazas), Pana (Panafricanos), PW (Terrenos perigondwanicos), Grenv (Grevillianos), OYaMat (Orogenos Yavapai y Mazatzal), Lau (Laurencia), Arq (Arqueanos proterozoicos).	94
Figura 43.- Diagramas de concordia de Wetherill 206Pb/238U vs 207Pb/235U.de la muestra SJim-18-9.	94

Figura 44.- Diagramas de histograma y curva de probabilidad relativa de circones detríticos de la muestra PLM-18-8: Tr (Arco permotriásico), P (Plutones apaliachianos paleozoicos), Pana (Panafricanos), PW (Terrenos perigondwanicos), Grenv (Grevillianos), OYaMat (Orogenos Yavapai y Mazatzal), Lau (Laurencia), Arq (Arqueanos proterozoicos).....	96
Figura 45.- Diagramas de concordia de Wetherill 206Pb/238U vs 207Pb/235U.de la muestra PLM-18-8	96
Figura 46.- Diagramas de histograma y curva de probabilidad relativa de circones detríticos de la muestra PG-12-1: ArNa (Arco Nazas), Tr (Arco permotriásico, Pana (Panafricanos), PW (Terrenos perigondwanicos), Grenv (Grevillianos), PMO (Plutones Mesoproterozóicos orogénicos) OYaMat (Orogenos Yavapai y Mazatzal), Lau (Laurencia), Arq (Arqueanos proterozoicos).....	98
Figura 47.-. Diagramas de concordia de Wetherill 206Pb/238U vs 207Pb/235U.de la muestra PG-12-1.....	98
Figura 48.- Diferentes tipos de discordancias estratigráficas.	103

LISTA DE TABLAS

Tabla 1.- Resultados del conteo de puntos normalizados en las distintas muestras y la categorización para la construcción de los diagramas ternarios QFR, QtFL y QmFLt.	45
Tabla 2.- Resultados del conteo de puntos realizado en este trabajo.	120
Tabla 3.- Valores obtenidos del análisis U-Pb de la muestra SJim-18-9.....	121
Tabla 4.- Valores obtenidos del análisis U-Pb de la muestra PLM-18-8.....	122
Tabla 5.- Valores obtenidos del análisis U-Pb de la muestra PG-12-1.	123

Introducción

El presente estudio pretende dar seguimiento o continuidad a estudios previos desarrollados dentro del proyecto “Tectónica Sedimentaria del Jurásico Inferior a Medio en el Centro y Noreste de México” y forma parte de las líneas de generación y aplicación del conocimiento “Estratigrafía y Paleogeografía del Mesozoico” y “Evolución de Ambientes Geotectónicos” del Cuerpo Académico “Geodinámica y Evolución de la Corteza”, por lo que se pretende con el conocimiento de campo y los datos analíticos generados en las áreas de estudio, hacer aportaciones para el conocimiento de la estratigrafía y evolución tectónica de la región de estudio. En el noreste de México existen afloramientos aislados de rocas volcáno-clásticas que van del Triásico Superior hasta el Jurásico Medio. En el caso de las rocas del Jurásico Medio, estas comparten algunas características generales como una coloración rojiza y una litología granodecreciente que va desde conglomerados, hasta areniscas y limolitas. Esta sucesión se encuentra en distintas localidades subyaciendo a las unidades carbonatadas Oxfordianas del Jurásico Superior conocidas como (grupo Zuloaga). En general los afloramientos de las distintas unidades pre-Oxfordianas han sido correlacionados entre sí por diversos trabajos, en algunos casos, sin el sustento suficiente. En la actualidad se han venido sustentando edades de estas distintas unidades por medio de circones detríticos y correlaciones fundamentadas en análisis de facies y subfacies de ambientes de depósito (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010, 2014, Rubio-Cisneros y Lawton, 2011), por lo que es preciso aplicar los mismos criterios en los distintos afloramientos a fin de confirmar la correlación de las unidades que afloran en cada localidad.

Resumen

El término discordancia (unconformity), tiene implicaciones tanto estratigráficas como tectónicas. Su uso y entendimiento podrían ser muy importantes para poder subdividir unidades estratigráficas, eventos tectónicos, interpretación de cambios de facies y correlaciones estratigráficas regionales y locales. Su reconocimiento, junto con su magnitud permitirán reconocer interrupciones en el registro sedimentario, que van desde un corto lapso de tiempo hasta cientos de millones de años. Tal importancia, podría dar cabida, a un debate relacionado con las sucesiones discordantes de capas rojas en el noreste de México, las cuales se han interpretado generalmente como depósitos continentales a marinos someros, relacionados con la apertura del Golfo de México, como una cuenca de tipo rift. Sin embargo, la presencia de firmas geoquímicas en rocas volcánicas subyacentes a tales discordancias implica un régimen tectónico incompatible con tal interpretación de un rift continental, por lo que, basándose en tal información, se plantea un modelo interpretativo de las diferentes discordancias erosionales y angulares y la sedimentación clástica asociada por medio de información previa en gabinete, observaciones de campo y las interpretaciones sustentadas con estudios petrográficos, estratigráficos y fechamiento U-Pb en circones detríticos para presente en las diferentes áreas de estudio expuestas en el norte y noreste de México. En el presente trabajo, se ha tratado de establecer una posible correlación de afloramientos de las áreas de Sierra de Ramírez, Sierra de Jimulco y Cerro de Enmedio, con los depósitos de la Formación La Joya del centro y noreste de México, en un contexto tectónico y paleogeográfico de la región para el Jurásico Medio. En los análisis petrográficos se observó que, en la Sierra de Ramírez, las rocas son clasificadas como litoarenitas, mientras que en los diagramas de discriminación tectónica caen dentro de los campos de orógeno reciclado, teniendo también cierta relación a un arco transicional y reciclado transicional como ya se ha argumentado en trabajos anteriores que interpretan dicho ambiente. En la Sierra de Jimulco las rocas se clasificaron como brechas volcánicas con fragmentos de litoarenitas generalmente, relacionándose en los diagramas de discriminación tectónica con orógeno reciclado y cuarzoso reciclado y reciclado transicional. En el Cerro de Enmedio las muestras se clasificaron como litoarenitas, paraconglomerado polimíctico con fragmentos de

arenisca sublitoarenita y subarkosas. En los diagramas de discriminación tectónica los campos ocupados fueron de orógeno reciclado, cratón interior y cuarzoso reciclado. Por lo que, según los resultados mostrados en las tres áreas, podemos observar una clara agrupación en el margen izquierdo de las gráficas, dando como resultado un posible ambiente relacionado con márgenes activos y arcos magmáticos. De acuerdo con la geocronología las muestras tienen una edad máxima de depósito promedio de 178 ± 2 Ma, correspondiente entre los límites Jurásico Inferior Medio (Arco Nazas) para la Sierra de Jimulco, 248 ± 3 Ma Triásico Inferior a Medio relacionado con edades del Arco Permo-Triásico en Cerro de Enmedio y 198 ± 2 Ma, correspondiente al Jurásico Inferior "Hettangiano" (Arco Nazas) en la muestra aportada de Placer de Guadalupe.

Abstract

The term discordance (unconformity) has both stratigraphic and tectonic implications. Its use and understanding could be very important to subdivide stratigraphic units, tectonic events, interpretation of facies changes and regional and local stratigraphic correlations. Its recognition, and establishment of its magnitude will allow to recognize interruptions in the sedimentary record, ranging from a short period of time to hundreds of millions of years. Such importance could lead to a debate related to the discordant successions of red beds in northeastern Mexico, which have generally been interpreted as continental to shallow marine deposits, related to the opening of the Gulf of Mexico, as a continental rift basin. However, the presence of geochemical signatures on volcanic rocks underlying such disagreements implies a tectonic regime incompatible with such interpretation of a continental rift, so, based on such information, an interpretative model of the different erosion and angular discordances is proposed and associated clastic sedimentation through prior information in the cabinet, field observations and interpretations supported by petrographic, stratigraphic studies and U-Pb dating in detritic zircons for the different study areas exposed in the north and northeast of Mexico. In this paper we have tried to establish a possible correlation of outcrops of the Sierra de Ramírez, Sierra de Jimulco and Cerro de Enmedio areas with the deposits of the La Joya Formation in central and northeastern Mexico, in a tectonic and paleogeographic context of the region for the Middle Jurassic. In the petrographic analyzes it was observed that, in the Sierra de Ramirez, the rocks are classified as litho-arenite, while in the tectonic discrimination diagrams they fall within the fields of recycled orogen, also having some relation to a transitional arc and transitional recycling as it has already been argued in previous works that interpret this environment. In the Sierra de Jimulco the rocks classified as volcanic breccia with fragments of litharenite, they plotting in the tectonic discrimination diagrams, in the fields of recycled and quartzose recycled to transitional recycled. The samples of Cerro de Enmedio, classified as litharenite, polymictic conglomerate with sandstone sublitharenite, and subarkose fragments. In the tectonic discrimination diagrams, the fields occupied were recycled orogen, inner craton and recycled quartzose. Therefore, according to results shown in the three areas, we observe a clear grouping in the left

margin of the diagrams, resulting in a possible environment related to active margins and magmatic arcs. According to geochronology results, the samples have a maximum age of the deposit between $1782 \pm$ Ma, corresponding between the Lower Middle Jurassic limits (Nazas Arc) for the Sierra de Jimulco, 248 ± 3 Ma, Lower to Middle Triassic Ma related to the ages of the Permo-Triassic Arc in Cerro de Enmedio and 198 ± 2 Ma, corresponding to the Lower Jurassic "Hettangiano" (Nazas Arc) in the sample provided by Placer de Guadalupe.

Objetivo

El objetivo general de este estudio, ha sido la interpretación de discordancias erosionales y la sedimentación clástica asociada, presentes en las áreas de estudio, así como una posible correlación con la Formación La Joya del centro y noreste de México, en un contexto tectónico y paleogeográfico de la región para el Jurásico Medio.

Como objetivos particulares se tienen: (1) la descripción detallada de las sucesiones sedimentarias expuestas en tres localidades del centro-norte de México, ubicadas en los estados de Durango, Coahuila y Chihuahua, (2) un análisis petrográfico de las diferentes rocas para así establecer procedencias y discriminar ambientes geotectónicos, (3) determinación de procedencias, edades máximas del depósito y ambiente geotectónico, por medio de geocronología de U-Pb de circones detríticos.

Planteamiento del problema

La interpretación del ambiente geotectónico durante la apertura del Golfo de México resulta controversial, dadas las evidencias que contrastan con la interpretación tradicional del Golfo como un rift continental, al tiempo de que se tiene la presencia de volcanismo de subducción y posible extensión tras arco en zonas aledañas. En numerosas localidades previamente visitadas se han observado discordancias de tipo erosional y en muchos de los casos de tipo angular, mismas que necesariamente están relacionadas al origen o evolución de cuencas durante el Jurásico Medio, que es la edad que de manera general se ha establecido para la etapa de inicio de la oceanización en el Golfo de México (Schouten y Klitgord, 2010). Por lo anterior, estas discordancias representan un elemento esencial en la interpretación de la naturaleza y evolución de la tectónica de la región al tiempo de la apertura del Golfo de México al oriente y las sucesiones en las que encuentran las mismas, que en la mayoría de los casos incluyen rocas volcanogénicas de arco o subducción por lo que, a la vez, son clave para la interpretación de la evolución del margen activo hacia el occidente. Más aún, este conjunto de elementos tectónico-sedimentarios y magmáticos que convergen en las mismas sucesiones volcanosedimentarias, exigen el establecimiento de un modelo de ambiente geotectónico común para dos dominios hasta la fecha considerados totalmente opuestos e independientes.

Hipótesis

Las diferentes discordancias, angulares y erosionales encontradas en la parte centro-norte de México están relacionadas con unidades estratigráficas que exhiben características petrológicas y relaciones que pueden ser correlacionadas con las sucesiones volcanogénicas del Jurásico Inferior a Medio (Formación Nazas, Pantoja Alor, 1972), sobreyacidas en forma discordante por secuencias fluvio-aluviales del Jurásico Medio (Formación La Joya, Mixon *et al.*, 1959) y marinas del Jurásico Superior (Grupo Zuloaga, Michalzik 1988; Götte 1990; Rueda-Gaxiola *et al.* 1993), que afloran en la parte noreste de México.

En el presente estudio se parte de la hipótesis de una evolución compleja relacionada a la evolución de arcos volcánicos a lo largo del margen continental de Pangea, reconociendo áreas con evidente extensión tras-arco, así como áreas con influencia más directa de la extensión del Golfo de México. Aunque las áreas de mayor influencia del volcanismo de arco se observan hacia el poniente, existen hacia la porción oriente intercalaciones volcánicas en los depósitos considerados como asociados a la extensión en el Golfo mismo, hecho que conduce necesariamente al cuestionamiento a cerca del grado de influencia del magmatismo en cuestión, sobre la apertura del Golfo de México (Stern y Dickinson, 2010; Barboza-Gudiño *et al.*, 2015).

La interpretación de sucesiones volcánicas y sedimentarias, sus procedencias y la ocurrencia de elementos como discordancias, permitirá establecer un origen o régimen tectónico para las distintas cuencas o depocentros de la porción occidental y centro-norte de México, aquí estudiada y su correlación con estudios previos en la porción oriental, que permitirán la interpretación del grado de influencia de la tectónica y magmatismo del margen activo en la propia zona del Golfo.

Áreas de estudio y vías de acceso

Para el presente trabajo se eligieron tres áreas de estudio: 1.-Sierra de Ramírez, 2.-Sierra de Jimulco y 3.-Cerro de Enmedio (Figura 1), distribuidas en tres estados del noreste de México (Durango, Coahuila y Chihuahua respectivamente), dentro de las cuales se pueden observar marcadamente discordancias erosionales y en parte angulares entre rocas del Jurásico Inferior y rocas del Jurásico Medio.

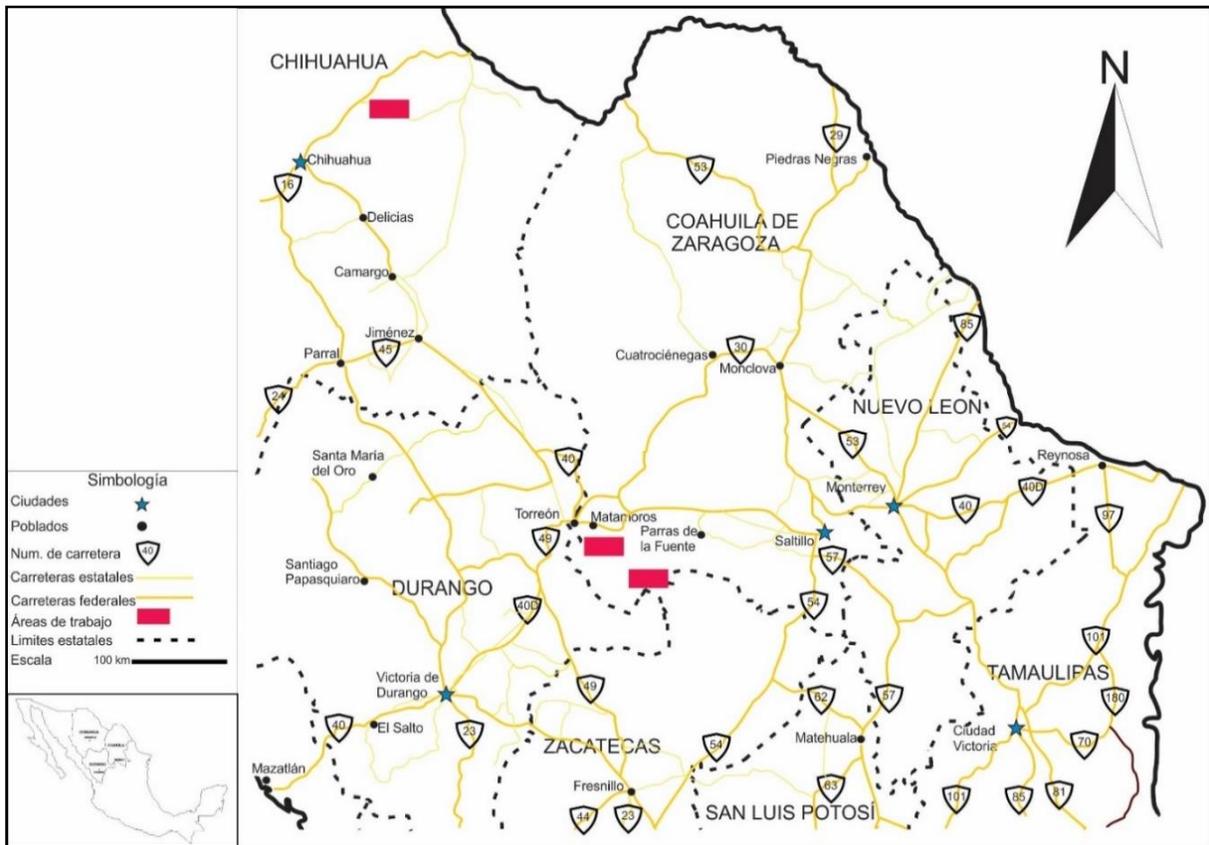


Figura 1.- Ubicación y vías de acceso a las diferentes áreas de estudio (Tomada y modificada de Google Maps, 2018).

Sierra de Ramírez

La Sierra Vieja de Ramírez se ubica en la zona limítrofe entre los estados de Durango, Zacatecas y Coahuila, al Noreste de la capital de Durango y dentro del municipio de San Juan de Guadalupe. Para acceder a esta zona partiendo desde la ciudad de San Luis Potosí, se optó por tomar desde la carretera Federal No. 57 a la altura de Matehuala, la carretera Federal No. 62 (tramo Cedral-San Tiburcio), hasta llegar al entronque con la carretera Federal No.54 (tramo Saltillo-Zacatecas). Posteriormente al avanzar unos 70 km hacia el norte, en dirección Saltillo y antes de Concepción del Oro, se toma el entronque con la carretera Pabellón–Salaverna y se avanza unos 170 km pasando por Coapas y Apizolaya, hasta llegar al poblado de la Pendencia, que se encuentra al pie de la sierra quedando los afloramientos de interés ubicados entre las coordenadas: 2754200 y 2751500 latitud N y 745900 y 746800 longitud W.

Sierra de Jimulco

La Sierra de Jimulco se encuentra al este-noreste de la localidad de La Flor de Jimulco, aproximadamente a 55 Km al sur de Torreón, Coahuila, y a 60 km de Gómez Palacio, Durango. Para acceder a esta zona se optó por tomar la carretera Federal No. 49 (tramo Zacatecas-San Luis Potosí), hasta llegar al entronque con la carretera No. 45 (tramo Troncoso-Ojo caliente) y seguir aproximadamente unos 90 km hasta llegar al entronque con la carretera No. 49 (tramo Fresnillo-Rio Grande) y seguir unos 235 km hasta el entronque con un camino de terracería que nos llevara hasta el poblado de El Nazareno, del cual se seguirán otros 30 km hasta llegar a la localidad El Tejaban de la Rosita, al noreste de la zona de estudio, la cual se encuentra entre las coordenadas: 2789000 y 2784000 latitud N y 67000 y 676000 longitud W, dentro de terrenos privados, siendo necesario la solicitud del acceso en la comunidad del Tejaban de La Rosita, accediendo por la zona oriente del área de interés. El Acceso desde la Comunidad de La Flor de Jimulco, es posible a pie, realizando un trayecto de aproximadamente tres horas a lo largo del Cañón denominado del “Desparramadero”, para llegar a la zona poniente del área de afloramientos.

Cerro de Enmedio

El Cerro de Enmedio se encuentra en el estado de Chihuahua, desde donde se puede seguir hacia Aldama y posteriormente a lo largo de la carretera que conduce a Ojinaga. Los accesos al área se encuentran sobre esta carretera, aproximadamente a 100 km de la Ciudad de Chihuahua, Chihuahua. Para acceder a esta última zona se tomó la carretera Federal No. 49 (San Luis Potosí tramo-Zacatecas) aproximadamente unos 220 km hasta el entronque con la carretera No. 40D (tramo Durango-Torreón) siguiendo unos 225 km hasta topar con el entronque de la carretera No. 45 la cual después de unos 190 km nos llevara hasta la capital del estado de Chihuahua y de ahí serán 100 km aproximadamente siguiendo por la carretera que conduce a Ojinaga, pasando por el entronque de Placer de Guadalupe, hasta llegar a la Estación Falomir o comunidad de Maclovio Herrera, al oriente de la zona de estudio, hasta la cual se llega por terracerías y se encuentra entre las coordenadas: 3213500 y 3212100 latitud N y 473000 y 477000 longitud W.

Trabajos previos

Imlay *et al.* (1948) definieron formalmente a la Formación Huizachal como: “1,400 pies, o menos, de capas rojas directamente subyaciendo al Jurásico Superior marino en el este y norte de México”, además designaron al Valle del Huizachal, como localidad tipo para esta formación a 20 km. al suroeste de Ciudad Victoria, Tamaulipas.

De Cserna (1956) describió a la Formación Huizachal en tres localidades en la Sierra Madre Oriental, entre Torreón y Monterrey. Le otorga una edad previa al Jurásico, con un periodo de la sedimentación posiblemente durante el Triásico Superior.

Mixon *et al.* (1959) describen dos secuencias de capas rojas diferentes separadas por una discordancia angular en la Sierra Madre Oriental y sugieren agruparlas, en el denominado “Grupo Huizachal”. La secuencia inferior debajo de la discordancia y por encima del Permo-Carbonífero se designó como Formación la Boca, la secuencia superior arriba de la discordancia, pero debajo de las calizas del Jurásico Superior se designó como Formación La joya.

Carillo-Bravo (1961) mantuvo el nombre de Formación Huizachal propuesto por Imlay (1948) para las capas de conglomerado, arenisca, limolita y arcillas rojas el cañón del Huizachal y mantuvo esta como la localidad tipo para la unidad que siguió considerando de edad Triásico Tardío-Jurásico Temprano, sin embargo, aceptó el termino de Formación La Joya para capas rojas de posible edad jurásica tardío definida por Mixon (1959).

Mixon (1963) describe detalladamente las formaciones propuestas en su trabajo de 1959, y determinó la primera correlación de edades Triásicas (Triásico Superior) debido la existencia de la Formación La Boca en el Cañón Novillo.

Belcher (1979) realizó estudios de paleomagnetismo en secuencias de capas rojas del noreste de México, interpretando posibles distintas edades para las distintas localidades, así como las condiciones de los depósitos de la Formación Huizachal. Sugiriendo que esta formación consiste de depósitos de abanicos aluviales.

Michalzik (1985; 1986; 1987; 1988; 1991) describió a detalle la estratigrafía de la Formación La Boca, interpreto los ambientes de depósito, y determino la composición del sedimento y su procedencia. Por primera vez, estableció la estratigrafía de la Formación La Joya en las áreas, reconociendo la presencia de capas evaporitas dentro de esta formación.

Götte (1986) (en Rubio-Cisneros, 2008) concluyó por primera vez una cartografía a escala 1: 10,000 en una porción al sur de Galeana, en donde proporciona una descripción microscópica de algunas muestras de la Formación Huizachal.

Rueda-Gaxiola *et al.* (1993; 1999) mediante el método P alinoestratigráfico, propusieron el Alogrupo Los San Pedros, constituido por la Aloformación Huizachal y la Aloformación La Boca. Posteriormente describen a la Formación La Joya como una unidad que sobreyace a la Aloformación La Boca mediante un contacto discordante, por primera vez se modifica la litoestratigrafía original propuesta por Mixon 1959 y Carrillo-Bravo (1961).

Barboza-Gudiño *et al.* (1998; 1999; 2008) efectuaron diversos estudios en el noreste de México a rocas pre-oxfordianas, detallando características individuales de las distintas unidades y las relaciones entre estas. Además, realizaron estudios para formaciones del Mesozoico (Formación Nazas), con el propósito de obtener relaciones evolutivas en la cuenca del oeste, centro y noreste de México.

García-Obregón (2008) desarrolló una cartografía a detalle compuesta por un estudio petrológico de las unidades ígneas que intrucionan a las Formaciones La Boca, Huizachal y La Joya en la localidad del Valle del Huizachal en Tamaulipas, México.

Rubio-Cisneros (2008) Caracterizó y separó en dos unidades a La Formación La Joya en San Pablo Traquitas, Nuevo León, con base en sus rasgos sedimentológicos, además realizo estudios geoquímicos y petrográficos con análisis de madurez, procedencia, transporte y reciclamiento de areniscas (InReSE), mostrando la existencia de fuentes metamórficas, metasedimentarias e ígneas de composición intermedia para ambas unidades.

Barboza-Gudiño *et al.* (2010) definieron la Formación El Alamar, que representa la única unidad del Triásico del Grupo Huizachal, en el Cañón del Alamar y San Marcos al sur de Galeana Nuevo León, la interpretaron como una sucesión continental que registra un importante sistema fluvial que drenaba Pangea ecuatorial. Además, realizaron estudios petrográficos, geoquímicos y de geocronología de circones detríticos que muestran procedencias de bloque continental y orógeno reciclado, resultando una edad máxima del depósito de 245 ma.

Ocampo-Díaz (2011) realizó un análisis de procedencia y área fuente mediante características sedimentológicas, petrográficas, geoquímicas y geocronológicas, para entender los modelos deposicionales y la historia tectónica de rocas siliciclásticas de edades Jurásico Tardío-Cretácico Temprano en el noreste de México.

Rubio-Cisneros y Lawton (2011) elaboraron un análisis geocronológico en circones detríticos de las Formaciones La Boca y La Joya (Grupo Huizachal) del Valle de Huizachal, Tamaulipas, mostrando procedencia y edades máximas del depósito, siendo esta de 164 ± 3 Ma (Calloviano), para la Formación La Joya.

Rubio-Cisneros *et al.* (2011) realizaron un estudio petrológico de las unidades volcánicas y clásticas (lechos rojos: lutitas, limolitas, areniscas y conglomerados) que conforman a las rocas jurásicas de las Formaciones La Boca y La Joya, con base a esto reporta la presencia de dos petrofacies, la primera arenitas líticas de arco transicional (Formación La Boca) y la segunda arenitas líticas en un ambiente de orógeno reciclado (Formación la Boca y La Joya). Además, demostró la procedencia de detritos del basamento del NE de México.

Rubio-Cisneros (2012) por medio de un conjunto de análisis de facies, petrofacies, petrografía geoquímica y minerales pesados, interpretó la procedencia y ambientes de depósito de las capas rojas del noreste de México. Interpreta a estas unidades como sistemas deposicionales continentales restringidos a ríos de alta y baja sinuosidad dominados por gravas y arenas, además discrimina el comienzo de diferentes procesos extensionales en la cuenca de depósito, y reporta una edad del Calloviano

para Formación La Joya indicado por las edades más jóvenes en granos de 164 ± 3 Ma.

Ocampo-Díaz y Rubio-Cisneros (2013) analizaron la composición de cinco secuencias clásticas del Triásico Tardío al Cretácico Temprano de la Fosa de Monterrey en el noreste de México, mediante un análisis petrográfico y el uso de índices composicionales y de reciclamiento (InReSe) con la finalidad de comprender los procesos de reciclado-canibalismo, variaciones en la composición de las áreas fuente y su relación con las discordancias.

Barboza-Gudiño *et al.* (2014) proponen una metodología compuesta con la cual subdividen a las rocas del Triásico Tardío, Jurásico Temprano y Jurásico Medio en el noreste de México, se hizo con base en la petrografía, así como en la geocronología de circones detríticos construyendo la interpretación de procedencias y ambientes de depósito.

Pérez-Casillas (2015) realizó un análisis granulométrico y petrográfico del conglomerado y areniscas de diversos afloramientos de la Formación La Joya en el Noreste de México para determinar su procedencia, la cual indica un aporte de un orógeno reciclado.

López-Gallegos (2016) determino 8 Facies sedimentarias para la Formación la Joya en Real de Catorce, San Luis Potosí, que le permitieron determinar los subambientes sedimentarios en que fue depositada.

Metodología

Esta investigación consiste en la compilación y revisión bibliográfica de una serie de artículos de las sucesiones del Mesozoico inferior y especialmente las secuencias de capas rojas del Jurásico Medio-Superior expuestas en el centro norte de México, así como la revisión y su comparación con los sedimentos fluvio-aluviales conocidos como Formación La Joya en el noreste del país. Se presentan de forma sistemática los datos colectados durante el trabajo de campo, así como los resultados de los estudios de laboratorio, que consistieron básicamente en resultados de los análisis petrográficos y resultados de estudios geocronológicos para cada área de estudio, mismos que fueron conducidos como a continuación se detalla.

Trabajo de gabinete.

En la etapa inicial se revisaron los trabajos previos para entender la problemática a abordar y a resolver en las diferentes áreas de estudio, seguido por el compendio de información en libros impresos, boletines, artículos en línea, manuales universitarios, páginas web, etc. Asimismo, la preparación de mapas para la ubicación de los afloramiento y vaciado de información para planear la logística, y para el análisis de los resultados y su interpretación en un contexto geológico basándose en las cartas geológicas del Servicio Geológico Mexicano: La Flor de Jimulco (G13-D46), La Pendencia (G13-D58) y Plomosas (H13-C49), escala 1: 50,000.

Trabajo de campo.

Se realizaron tres salidas de una semana cada una para visitar las tres áreas de estudio, una consecutiva después de finalizar la otra y acampando en las mismas áreas a fin de eficientizar el tiempo. Al llegar a cada área de estudio se procedió a realizar caminamientos sobre secciones geológicas y la medición de estas. Estos trabajos se apoyaron en la información de previas visitas de reconocimiento a las distintas áreas, en el marco de otros proyectos regionales o con otros objetivos. Se llevó a cabo la descripción *in situ* de litología, texturas, estructuras primarias y secundarias en afloramiento y muestra de mano. Se realizó la toma de una serie de muestras para su posterior preparación, procurando para los estudios petrográficos, y geocronológicos que estuvieran más frescas y con poca influencia de intemperismo, vetilleo o recristalizaciones. Las muestras para circones detríticos fueron colectadas en bolsas individuales y selladas desde su recolección hasta su procesamiento, para evitar posibles contaminaciones, tomando una cantidad aproximada de 2 kg por muestra. Las rocas para este análisis fueron areniscas preferentemente de grano grueso o mediano, existiendo en algunos casos la necesidad de incluir muestras de grano fino, al no existir otra opción por las condiciones de los afloramientos y las secuencias presentes. Algunas rocas ígneas para posible geocronología y estudios petrográficos fueron colectadas siguiendo los mismos parámetros de las muestras para circones detríticos y el propósito fue recolectar muestras para caracterizar las sucesiones volcánicas que en varias de las localidades subyacen a las secuencias de

interés. La ubicación de datos y muestras se georreferenció en unidades UTM, usando un GPS programado con NAD-WGS 84.

Petrografía.

El desarrollo del análisis petrográfico incluyó 25 láminas delgadas, tanto de areniscas para la descripción y conteo, como de rocas ígneas para su descripción y clasificación. De las 25 láminas delgadas 14 fueron utilizadas para el conteo de más de 500 puntos en cada caso, centrándose en el uso de diagramas ternarios para clasificación y discriminación de ambientes geotectónicos para cada una de las muestras analizadas. Posteriormente, se interpretaron los resultados de manera conjunta para tratar de dilucidar aspectos o puntos para la correlación, interpretación de los ambientes geotectónicos a nivel regional y la reconstrucción paleogeográfica.

Para el conteo de puntos en las areniscas se optó por utilizar el método Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984), quienes proponen clasificar a los clastos del tamaño de la arena dentro de un lítico como una partícula independiente (monocristalina), tomando en consideración solo partículas mayores de 0.0625mm de diámetro, esto tiene como propósito determinar cuantitativamente la composición de los fragmentos a fin de poder interpretar el régimen tectónico prevaleciente durante su depósito.

Los índices clave que controlaran la distribución de los valores dentro de los diagramas ternarios de clasificación y procedencia de las areniscas son cuarzo (Q), feldespatos (F) y líticos (L) en los diagramas QtFL y QmFLt de Dickinson *et al.*, 1983, 1985). Los diferentes tipos de cuarzo fueron clasificados de acuerdo a lo propuesto por Blatt y Christie (1963), Basu *et al.* (1975) y Young (1976). La clasificación de fragmentos líticos volcánicos se basó en Dickinson (1970) y Marsaglia e Ingersoll (1992), a diferencia de los granos metamórficos que fueron identificados de acuerdo a Garzanti y Vezzoli (2003) quienes proponen subíndices para indicar la evolución del grado metamórfico (e.g., metapelítico1, metapelítico2, metapelítico3, metapelítico4).

Geocronología.

El proceso de recolección y separación de circones detríticos inicio con la trituration de las muestras de areniscas de grano grueso tomadas previamente en campo, esta tarea de realizo en el laboratorio por medio de marro y plancha, posteriormente se pasó el material fragmentado por un tamiz de malla 40 para homogeneizar el tamaño de grano y encontrar más fácil los circones. La muestra que resultó de este proceso fue lavada utilizando una batea en el Laboratorio de Separación del Instituto de Geología de la UASLP, depurando los componentes ligeros y concentrando los minerales pesados. El concentrado obtenido del lavado se pasó a observación bajo microscopio y se inició el proceso de separación de >100 circones detríticos, los cuales fueron pegados sobre una base de vidrio con cinta adhesiva y posteriormente fueron cubiertos por una base con resina epóxica la cual se dejó reposar por 24 horas. La resina fue separada de la base de vidrio con pegamento y se pulió con el fin de exponer la superficie de los circones y poder ser introducidos al equipo donde serían analizados (Figura 2).

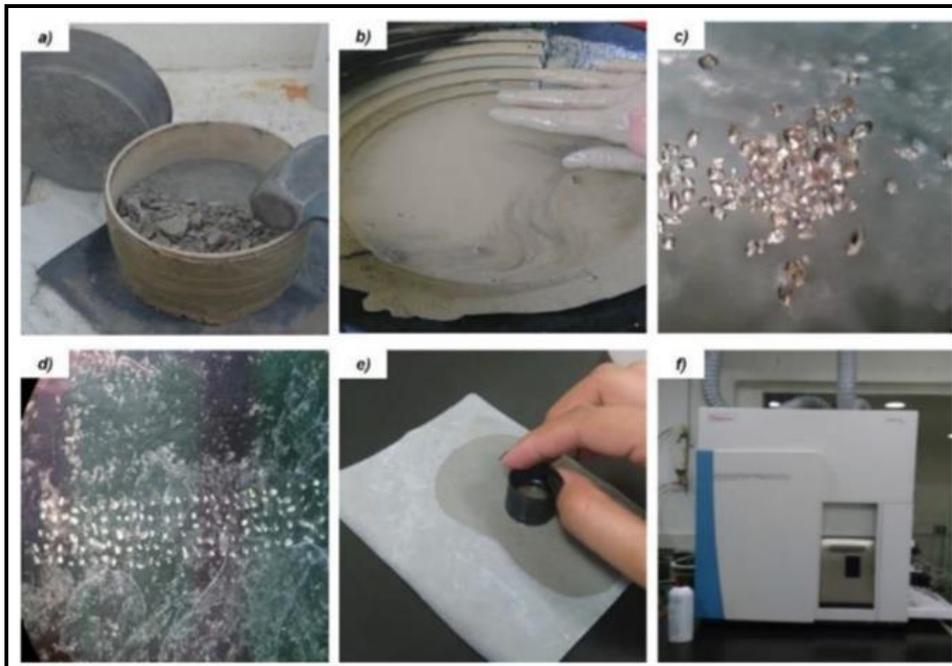


Figura 2.- Trituración y molienda de la muestra. b) Lavado y precipitación de minerales pesados. c) Concentrado de circones. d) Montaje de circones en la resina. e) Pulido de los circones en la resina epóxica. f) Análisis de los circones detríticos en el ICP-MS.

El fechamiento de U-Pb por LA-ICPMS de circones detríticos se realizó en el Laboratorio de Estudios Isotópicos en el centro de Geociencias de la UNAM campus Juriquilla, en el cual previo al análisis se seleccionaron los cristales mejor preservados para realizar el disparo. Las muestras se introdujeron en el sistema de ablación laser Resolución M-50 donde mediante un rayo láser se obtuvieron partículas de la superficie de los circones a una velocidad de 10 golpes por segundo, convirtiéndose en plasma que posteriormente sería dirigido a través conductos aislantes a un espectrómetro de masas.

El espectrómetro de masas Thermo X Series ii Q-ICPMS puede analizar las relaciones isotópicas y las concentraciones de casi todos los elementos mayores y traza presentes en cualquier material geológico, donde los materiales alcanzan temperaturas de hasta 7000°C. Los resultados fueron procesados en el software ISOPLOT (Ludwing, 2012) en el cual se obtuvieron los picos de edad de las muestras usando la aplicación Age Pick (Gehrels, 2009). Finalmente, se procedió con la interpretación de los datos para obtener información sobre las posibles procedencias y edades máximas del depósito de los sedimentos.

Geología regional

Las rocas más antiguas reconocidas en la Mesa Central corresponden a la Formación Zacatecas del Triásico Superior, compuesta por lutitas y areniscas marinas turbidíticas típicas de un abanico submarino y subyacen en forma discordante a rocas volcánicas continentales de la Formación Nazas del Jurásico Inferior (Barboza-Gudiño *et al.*, 1999, 2008, 2010). A nivel regional conglomerados y areniscas a limolitas rojas de La Formación La Joya o secuencias equivalentes del Jurásico Medio-Superior, representan depósitos asociados a una discordancia erosional y en parte angular en donde rocas pre-Oxfordianas son sobreyacidas por sedimentos siliciclásticos continentales que rápidamente pasan de forma transicional hacia arriba, a rocas sedimentarias marinas del Jurásico Superior hasta el Cretácico (Barboza-Gudiño, 2012). Las rocas del Jurásico Superior-Cretácico, conocidas como series del golfo, constituyen el relleno de la Cuenca Mesozoica del Centro de México, representando una sucesión eminentemente marina carbonatada que presenta principalmente en su

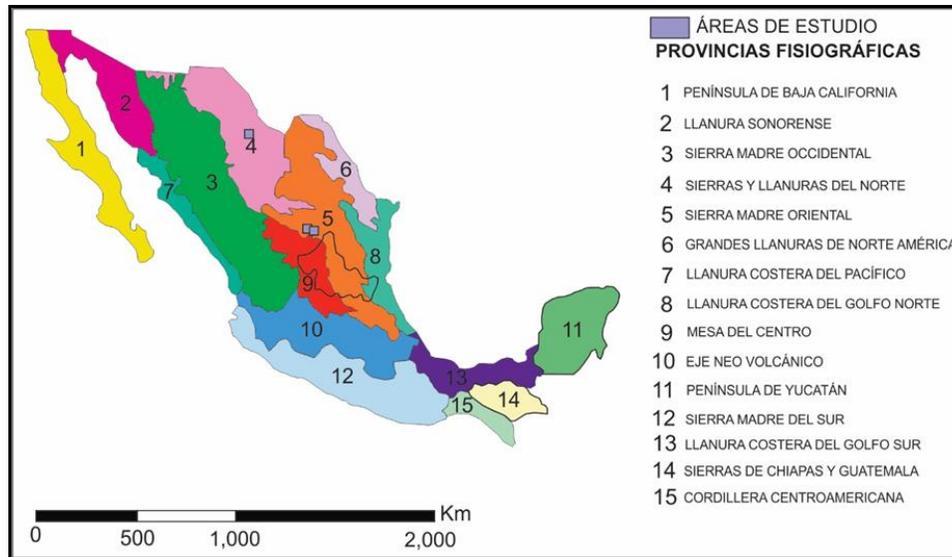


Figura 3.- Mapa de provincias fisiográficas tomado de Raíz (1959).

base depósitos evaporíticos ocurridos durante la invasión paulatina de los mares provenientes del recién abierto Golfo de México y hacia su cima aportes terrígenos, en buena medida volcanogénicos contemporáneos del cierre de la sutura hacia el poniente, entre los complejos de arco del llamado terreno Guerrero y al oriente el terreno Sierra Madre, con el consecuente levantamiento y deformación del continente y la regresión marina nuevamente hacia el Golfo de México.

Aunque como provincia fisiográfica la sierra Madre Oriental se extiende en la parte sur de los estados de Coahuila y Nuevo León, prosiguiendo con una orientación noroeste-sureste por Tamaulipas, el este de San Luis Potosí, Querétaro e Hidalgo y aun al sur del Cinturón Volcánico Mexicano en los estados de Veracruz, Puebla y Oaxaca, El Orógeno Mexicano se extiende en gran parte de los estados del centro y aun del occidente de México, abarcando completa la provincia de la Mesa Central (Figura 3) donde ocurren serranías plegadas, cuerpos ígneos deformados y fallamientos, resultado de los mismos esfuerzos compresivos que actuaron desde posiblemente el Turoniano, hasta el Eoceno, produciendo esencialmente la deformación de tipo “piel delgada” que afecta a la cubierta sedimentaria del Jurásico Superior-Cretácico, pero con varios ejemplos de bloques deformados y levantados con un estilo de “piel gruesa” en donde comúnmente ocurre la exposición de las sucesiones pre oxfordianas arriba descritas (Fitz-Díaz *et al.*, 2018).

La parte norte de la Mesa Central se caracteriza por la ocurrencia de sierras que presentan un estado avanzado de erosión y entre ellas, grandes cuencas continentales rellenas por sedimentos aluviales y lacustres.

Nieto-Samaniego *et al.* (2005) describen fallas mayores que limitan la Mesa Central como el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende conformado por fallas normales con orientación N-S. Este lineamiento regional limita la Mesa Central de la Sierra Madre Oriental y se puede reconocer hasta la altura de la Sierra de Catorce. Este límite corresponde también burdamente con el límite entre los elementos paleogeográficos del Cretácico, de la Plataforma Valles-San Luis Potosí y la Cuenca Mesozoica del Centro de México (Figura 4 y 5). El sector transversal de Parras de la Sierra Madre Oriental es el límite norte de la Mesa Central, conformado por un sistema montañoso, parte de la Sierra Madre Oriental, con dirección E-W. Las rocas presentes en este sistema son principalmente mesozoicas. Hacia el interior de la Mesa Central, las cuencas continentales con rellenos fluviales y lacustres están delimitadas por numerosas fallas cenozoicas de orientación norte-noroeste. Hacia el sur, en buena medida las rocas mesozoicas fueron cubiertas durante el Cenozoico por rocas volcánicas producto de un vulcanismo paleógeno de arco continental hacia el oeste de la Mesa Central seguido de un vulcanismo extensional y finalmente una cubierta de rellenos aluviales cuaternarios.

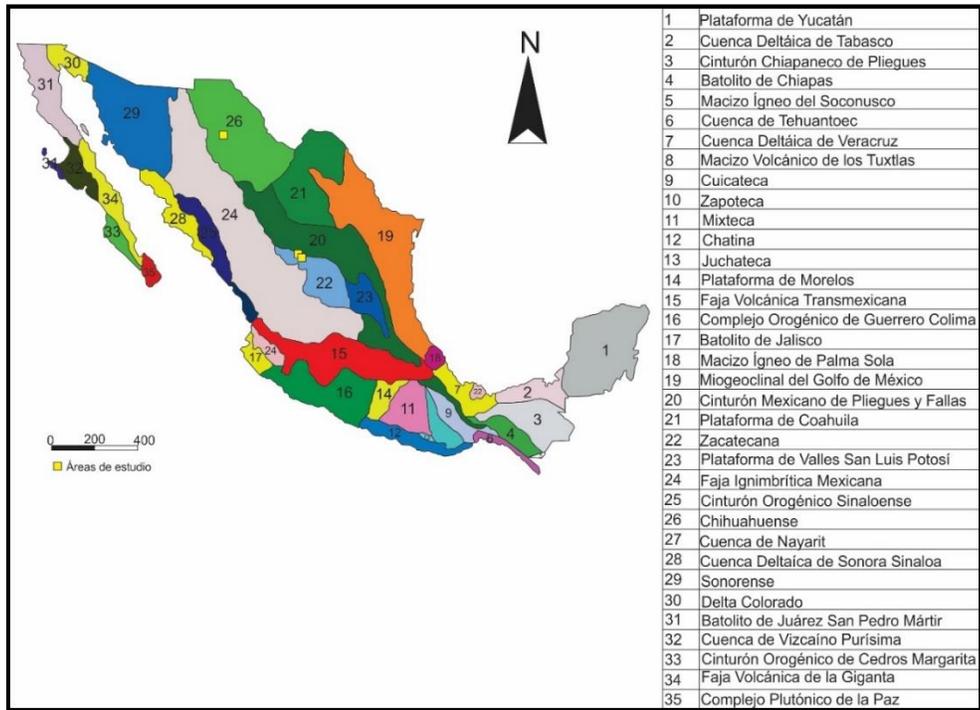


Figura 5.- Áreas de estudio dentro de las provincias geológicas de México (Tomado de Ortega-Gutiérrez, 1992).

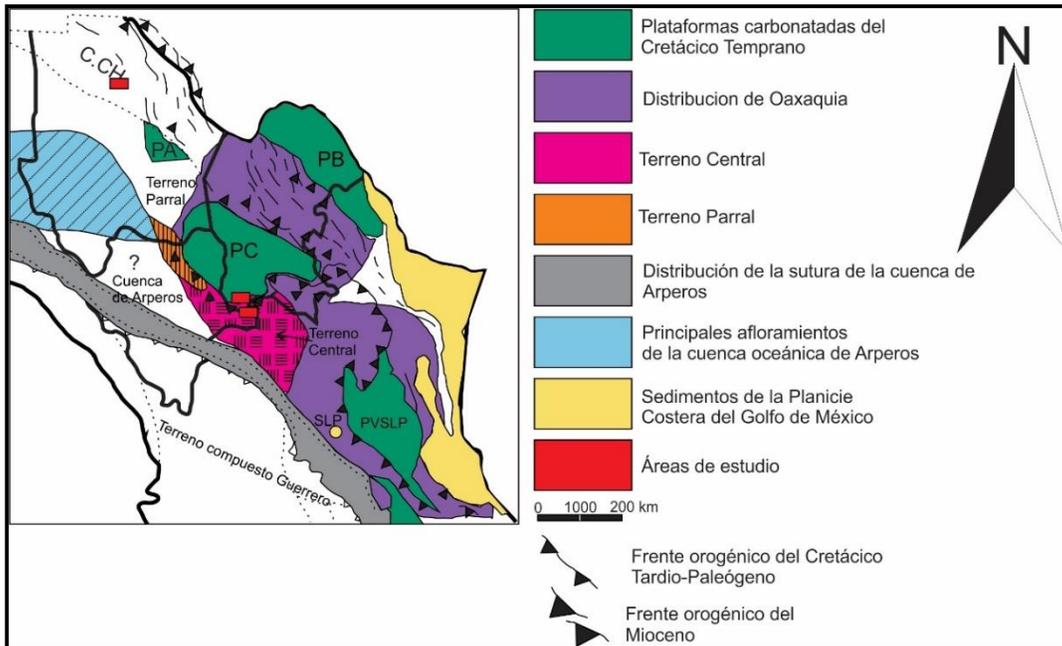


Figura 4.- Elementos paleogeográficos de la zona centro, norte y noreste de Mexico tomado y modificado de Ocampo-Díaz *et al.* (2016): PA = Plataforma carbonatada de Aldama; PB = Plataforma carbonatada del Burro, PC = Plataforma carbonatada de Coahuila; C. Ch = Cuenca de Chihuahua; PVSLP = Plataforma carbonatada Valles- San Luis Potosí; SLP = San Luis Potosí;. Nota: los colores no corresponden con los propuestos por la Carta Cronoestratigráfica Internacional (2015).

1.-ESTRATIGRAFÍA Y PALEOGEOGRAFÍA DEL MESOZOICO TEMPRANO EN EL CENTRO-NORTE DE MÉXICO

1.1 Estratigrafía y paleogeografía del Triásico Superior

La estratigrafía y la paleogeografía del Mesozoico temprano del centro-norte y noreste de México son elementos clave para el entendimiento de la evolución tectónica de México. Las sucesiones sedimentarias y volcánicas marinas a continentales contienen el registro de una evolución desde el Triásico Medio-Tardío, hasta el Jurásico Medio, fuertemente influenciada por la evolución de la margen occidental de Pangea, mientras que a partir del Jurásico Tardío y en el Cretácico, en la llamada Cuenca Mesozoica del Centro de México, se dio la sedimentación relacionada a la transgresión marina proveniente del este, tras la apertura del Golfo de México (Figura 6).

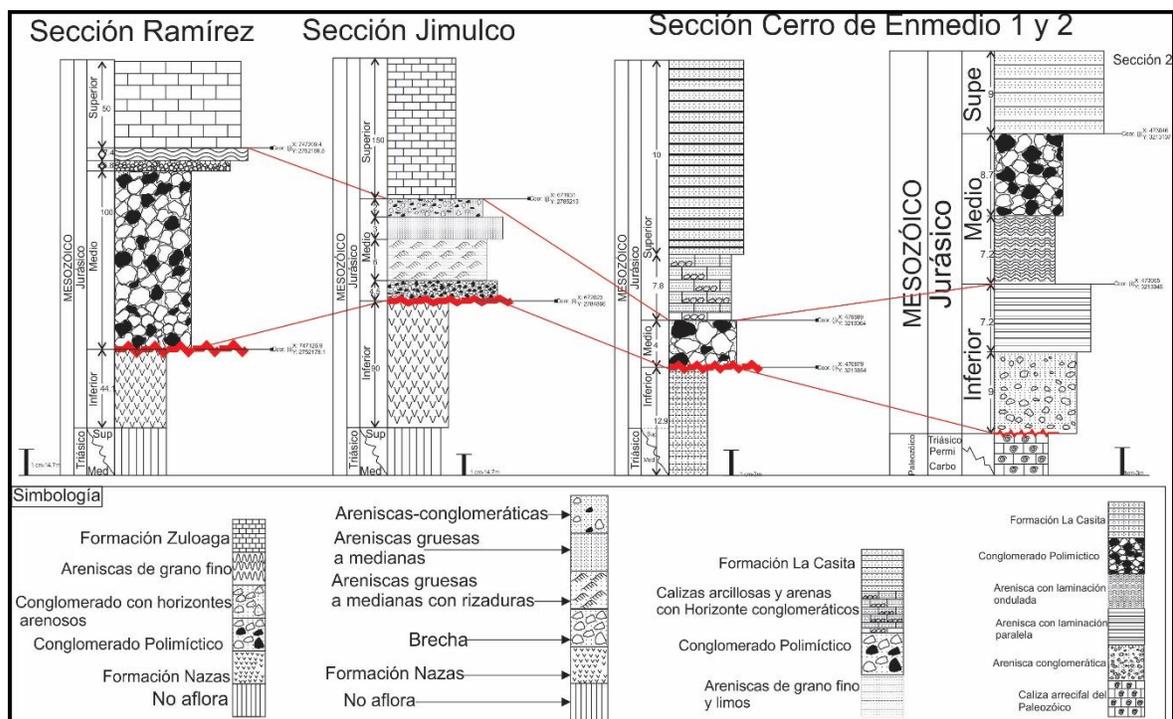


Figura 6.- Correlación estratigráfica de las diferentes secciones realizadas en las tres áreas de estudio.

Por una parte, tenemos los afloramientos de estratos de origen marino del Triásico Superior ubicados en la parte oeste de México descritos por primera vez por Burckhardt y Scalia (1905) en el arroyo La Pimienta cerca de la ciudad de Zacatecas, en donde se describen fósiles triásicos, incluidos diversos amonoides, como (*Sirenitis*

Smithi n. sp., *Trachyceras* sp., *Clionites* sp., *Juvavites* sp.), así como 23 especies de bivalvos de los géneros (*Palaeoneilo* y *Aviculids*) de la localidad del Arroyo La Pimienta. Esta fauna es considerada de edad Cárnica (Burckhardt y Scalia, 1905; Gutiérrez-Amador, 1908; Maldonado-Koerdell, 1948). Aunque jamás se definió formalmente, esta unidad, fue nombrada primeramente Triásico de Zacatecas (Gutiérrez-Amador, 1908), y actualmente es conocida como Formación Zacatecas (Carrillo-Bravo, 1968, en Silva-Romo *et al.*, 2000; Martínez-Pérez, 1972; Carrillo-Bravo, 1982). Posteriormente estudios más recientes interpretan a estas sucesiones como parte de un abanico submarino ubicado en la margen paleo pacífica de Pangea. (Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Silva-Romo *et al.*, 2000; Hoppe *et al.*, 2002; Centeno-García, 2005), Nombrándolo como abanico Potosino Centeno-García (2005). Por su parte Silva-Romo (1994) informalmente se refiere a las mismas capas turbidíticas silisicláticas como Formación La Ballena en la parte central de la Sierra de Salinas, aproximadamente 150 km al este de la Ciudad de Zacatecas, argumentando que se ubican en un terreno tectonoestratigráfico distinto al de la zona de Zacatecas, sin embargo el nombre de Formación Zacatecas continuó siendo aplicado a todas las sucesiones del abanico Potosino que puedan ser distinguidas como unidades litoestratigráficas comparables (e.g., Zacatecas, La Ballena, Charcas y Real de Catorce) y el uso del término “complejo” asociado con un nombre local para cuerpos de rocas comparables, pero altamente deformados que consisten de una mezcla heterogénea de dos o más tipos de rocas, en algunos casos dentro de una estratificación primaria preservada (e.g., complejo Taray y complejo Arteaga en Michoacán) (Barboza-Gudiño *et al.* 2010).

Esta formación puede ser correlacionada cronoestratigráficamente con la Formación Antimonio (González-León, 1980) y las facies continentales del Grupo Barrancas en Sonora (Alencáster de Cserna, 1961a), mientras que estudios más recientes la encuentran correlacionable en edad con las areniscas continentales de facies del sistema fluvial del paleo río El Alamar, definidas por Barboza-Gudiño *et al.* (2010) como Formación El Alamar en Nuevo León y Tamaulipas y con las turbiditas silisicláticas del Complejo el Chilar en el estado de Querétaro (Dávila-Alcocer *et al.*, 2013). No se conocen exposiciones de la base de esta unidad u otras rocas pre-Triásicas en la Mesa

Central, de igual manera no se conocen su espesor total y en ninguna parte se ha podido medir una sección continua de más de 300 m, siendo estas afectadas por un intenso plegamiento y fallamiento.

Hacia la parte este de México los afloramientos continentales del Triásico Tardío fueron referidos por mucho tiempo como parte del llamado Grupo Huizachal (Mixon *et al.*, 1959), formado por rocas asignadas al Triásico Superior y Jurásico Inferior de la Formación La Boca y sobreyacidas discordantemente por rocas del Jurásico Medio-Superior de la Formación La Joya. La anterior subdivisión y nomenclatura estratigráfica ha causado siempre gran confusión debido a la incertidumbre en ciertas edades de las secuencias de capas rojas en las distintas localidades, así como la confusión generada por la inclusión de estudios de sucesiones Triásicas dentro de una unidad estratigráfica definida formalmente del Triásico Tardío- Jurásico Temprano (Formación La Boca descrita por Mixon *et al.*, 1959) , misma que incluye a la vez rocas volcánicas que tienen una correlación o en el sentido estricto pertenecen al llamado arco Nazas (Formación Nazas propuesta por Pantoja-Alor, 1972), siendo ambas, capas rojas y rocas volcánicas Jurásicas, muy distintas en edad y origen de las capas triásicas.

Por lo anterior, Barboza Gudiño *et al.* (2010), formalmente definen y separan estas, proponiendo el nombre de Formación El Alamar, cuyos principales afloramientos, definidos como sección tipo, se encuentran en el Cañón El Alamar en la sierra de Pablillo, Nuevo León a 1.5 km al norte del rancho El Alamar de Abajo.

La Formación El Alamar consiste de una secuencia de depósitos siliciclásticos fluviales de color generalmente gris verdoso y en algunas ocasiones de color amarillo a café oscuro y rojo marrón. Esta formación se encuentra aflorando en el área de San Marcos-Santa Clara y El Alamar en Nuevo León, en el Cañón de La Boca y a lo largo del flanco oeste del Anticlinorio Huizachal Peregrina en Tamaulipas (Barboza Gudiño *et al.*, 2010). Esta formación consta de estratos gruesos-medios de arenisca feldespática de grano grueso. Las areniscas basales contienen horizontes conglomeráticos, hacia arriba hay un cambio a limolitas finamente laminadas, arenisca, y lutitas. La presencia de abundante madera petrificada es característica de esta unidad triásica. En el área de Galeana y el Cañón del Alamar no aflora la base, pero es sobreyacida en una

discordancia angular por la Formación La Joya. En el Anticlinorio Huizachal Peregrina, es sobreyacida también en una discordancia angular por la Formación La Boca. Bioestratigráficamente su edad ha sido determinada por la presencia de Flora del Cárnico-Nórico, reportada por (Mixon *et al.* 1959) y reinterpretada por Weber (1997). (Barboza-Gudiño *et al.* 2010) determinaron una edad máxima del depósito de 245 Ma, basada en geocronología de circones detríticos. Se correlaciona con los estratos marinos de la Formación Zacatecas de la Cuenca Mesozoica del Centro de México con una edad asignada también al Triásico Tardío, sedimentos continentales del Grupo Barrancas, en el estado de Sonora y con turbiditas siliciclásticas del Complejo El Chilar en el estado de Querétaro.

En las áreas de estudio para la presente investigación, se observaron rocas pre-Jurásicas únicamente en El Cerro de Enmedio, ubicado en la sierra de Plomosas, Chihuahua. Tales rocas son descritas como unidad "5" por Bridges (1962) y más tarde como Formación Plomosas (*restricted*) por el mismo autor (Bridges, 1964), utilizando el nombre de Formación Plomosas que originalmente Burrows (1909) había dado a las calizas, areniscas y conglomerados que afloran en la zona de Plomosas, sin asignarles una edad.

Posteriormente al confirmarse la edad paleozoica de una parte de la sucesión descrita originalmente como Formación Plomosas, pero a la vez una edad jurásica para otras de las unidades agrupadas dentro de la misma sucesión, Bridges (1962, 1964) excluyó a las capas jurásicas de la definición original y cartografió como unidad "5" o "Formación Plomosas "*restricted*", únicamente a la parte considerada por él y hasta ese momento como pérmica, dividiéndola en cuatro miembros, dada la variedad de litofacies que presenta (unidades 5 no diferenciada, 5d, 5g y 5r).

(Barboza-Gudiño *et al.* 2016) documentaron por medio geocronología de circones detríticos una edad de $183.3 \pm 2.2 / -2.7$ Ma para la unidad 5r (riolítica), por lo que como Formación Plomosas permanecerían únicamente una parte de las capas correspondientes a la unidad 5 no diferenciada, la cual fue nombrada de manera informal "capas Alfonsitos" (Barboza-Gudiño *et al.* 2016). La unidad 5d, comprenderá a todas las calizas arrecifales del Pérmico y areniscas y lutitas, mientras que la unidad

5g, será la ya conocida informalmente “Formación Verde”. Además, se reconoció una sucesión compuesta por brechas polimícticas y areniscas de colores gris y café claro que sobreyacen de manera concordante a la misma Formación Verde arrojando circones detríticos que confirman Edades máximas del depósito entre el pérmico y el depósito del Triásico Medio a Superior, siendo esta última la única secuencia correlacionable en edad con las rocas Triásicas de la zona centro y noreste de México.

Esta unidad es descrita como una sucesión de rocas siliciclásticas sobreyaciendo concordantemente a la Formación Verde, aunque en algunos puntos directamente sobreyaciendo de manera discordante a unidades pre-Pérmicas, se observa también una secuencia comparable de areniscas y brechas que afloran al norte y noreste de la mina La Chona (Barboza-Gudiño *et al.* 2016). Se trata de paquetes de areniscas con estratificación media a gruesa y laminación interna oblicua, con horizontes lentiformes de brechas polimícticas con fragmentos de caliza, pedernal gris, café y negro, arenisca a cuarcita y rocas verdes, además de algunas capas aisladas de margas o calizas delgadas con estratificación ondulosa a lenticular y horizontes delgados de yesos. Aunque no se observó fauna, por su estratificación regular y laminación interna, así como la presencia de capas carbonatadas y evaporíticas, su origen se interpreta marino somero. Su edad máxima del depósito quedó confirmada por los circones detríticos, con las poblaciones más jóvenes correspondientes al Triásico Medio a Superior (Barboza-Gudiño *et al.* 2016).

Es necesario indicar que hasta hace poco tiempo se había considerado que las formaciones Plomosas y Verde tenían una edad pérmica por sus relaciones estratigráficas (Bridges, 1962, 1964; Herrera y Hernández, 2002). Sin embargo, Barboza-Gudiño *et al.* (2016) documentaron que gran parte de estas formaciones fueron depositadas durante el Jurásico Inferior en una cuenca volcano-siliciclástica de tras-arco; mientras que Ruiz-Urueña (2017) propone que la Formación Plomosas es de origen marino depositada en una cuenca de rift con una edad que se extiende del Triásico Tardío al Jurásico Medio.

1.2 Estratigrafía y paleogeografía del Jurásico Inferior a Medio.

Como anteriormente se mencionó, las sucesiones de rocas que comprenden la estratigrafía y paleogeografía del Jurásico Inferior a Medio en la parte este y noreste de México han sido descritas esencialmente como capas rojas. Estas capas fueron inicialmente denominadas Grupo Huizachal (Formación La Boca y Formación La Joya, Mixon *et al.*, 1959), e incluyen algunas rocas asociadas Al arco volcánico del Jurásico Temprano que se dieron en la margen activa del suroeste de América del Norte (Formación Nazas) Pantoja-Alor (1972). Estas Formaciones comparten una historia muy similar a las expuestas anteriormente, ya que por un lado tenemos a los depósitos de arcos volcánicos continentales hacia el oeste (Formación Nazas) y por otro lado tenemos a los depósitos fluvio-aluviales hacia el este (Formación La Boca).

Los depósitos y productos volcánicos de arco continental son relacionados con la Formación Nazas. Kellum (1936) fue el primero en describir las rocas volcanogénicas del pre- Cretácico en la porción levantada de Villa Juárez, al suroeste de Torreón Coahuila, y al norte de Durango. El describió la secuencia como una serie de capas rojas compuestas por lavas andesíticas, lutitas rojas, y areniscas. Más tarde De Cserna (1956), propone una edad del Triásico Tardío al Jurásico Temprano para las capas rojas (incluyendo las rocas volcanogénicas) en el este de la Sierra Madre, entre Torreón y Monterrey, refiriéndose a estas como Formación Huizachal. Estas fueron interpretadas como depósitos de sedimentos continentales tipo molase depositadas después de la orogenia Apalachiana Permo-Triásica. Posteriormente Córdoba-Méndez (1964, 1965) mapeó las capas rojas pre-Oxfordianas y rocas volcanogénicas en el cuadrante de Apizolaya y Pantoja-Alor (1972), fue el primero en formalizar el nombre de Formación Nazas para las capas rojas y rocas volcánicas expuestas en la región de Villa Juárez en el norte de Durango. En Cerritos Colorados, cerca de León Guzmán, a 20 km. al suroeste de Torreón, midió una sección de 570 m que consiste en depósitos clásticos, y flujos de lava y tobas, y designó a esta localidad como sección tipo.

La Formación Nazas está conformada por una sucesión de rocas volcánicas como flujos de lava, depósitos piroclásticos, diques y domos, así como probables depósitos de lahares o avalanchas y flujos de escombros relacionados y sus derivados clásticos

y fluviales. Esta formación se encuentra aflorando en localidades aisladas, distribuidas sobre una franja en el centro-norte y noreste de México, desde Santa María del Oro, Villa Juárez y Sierra de Ramírez, en el norte de Durango, sierras de Jimulco y El Número, en Coahuila, Caopas, Sierra de San Julián, Sierra Solitario de Teyra en Zacatecas y Charcas, Sierra de Salinas y Sierra de Catorce en San Luis Potosí.

En el área de Villa Juárez, Durango, la Formación Nazas presenta dos miembros con capas depositadas en ambiente continental, en el miembro inferior predominan derrames volcánicos con cuerpos hipoabisales intercalados entre limolitas, mientras que el miembro superior se compone de areniscas y limolitas que descansan en discordancia angular sobre el miembro inferior (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2014). En un estudio regional sobre la edad de la Formación Nazas, Bartolini (1998) obtuvo para una riolita del área de Villa Juárez, una edad Ar/Ar en plagioclasas por el método de fusión láser de 195.3 ± 5.5 Ma, lo cual indica una edad del Jurásico Temprano.

En la Sierra de San Julián al noreste de Zacatecas, Blickwede (2001) describió una sucesión volcánica de 1000 m que consiste en flujos de lavas, tobas de caída y flujos de ceniza, así como depósitos de lahares. En la Sierra de San Julián la Formación Nazas sobreyace a La Formación Rodeo volcáno-sedimentaria, del Triásico-Jurásico Inferior y está cubierta por la Formación Zuloaga (Blickwede 1981).

En la Sierra de Jimulco en Coahuila, la Formación Nazas descansa discordantemente sobre secuencias volcánogénica y posiblemente parte del mismo arco del Jurásico Inferior, y está cubierta por sedimentos del Jurásico Tardío de manera discordante (Pérez-Rul, 1967).

En el oeste de San Luis Potosí, en las Sierra de Catorce, Charcas y Salinas, la sucesión volcánica incluye flujos de lava andesíticos a dacíticos, brechas volcánicas, o aparece en forma de domos de riolita y tobas de caída o flujos de ceniza (Barboza-Gudiño *et al.*, 1998). En la localidad de Aramberri, en el estado de Nuevo León, ocurren ignimbritas, brechas volcánicas y tobas de composición intermedia a félsica. En el valle del Huizachal y área de Miquihuana-Bustamante, Tamaulipas, la parte basal del Mesozoico está representada por una sucesión de riolita y andesita (Jones *et al.*, 1995, Fastovsky *et al.*, 2005, Bartolini *et al.*, 2003).

Barboza-Gudiño *et al.* (2004, 2008) en estudios de las rocas volcánicas de la Formación Nazas en Real de Catorce, San Luis Potosí y Aramberri, Nuevo León, determinaron para la primera localidad una edad de 174.7 ± 1.3 Ma por U/Pb, en 3 fracciones de zirrones de un pórfido riolítico y en el segundo caso, 193.3 ± 1.5 Ma en una ignimbrita, las cuales indican una edad del Jurásico Medio. Zirrones de un flujo piroclástico de esta localidad han sido datados por U-Pb en 189 ± 0.2 Ma (Fastovsky *et al.*, 2005) así como nuevas edades obtenidas por Zavala-Monsiváis *et al.* (2009, 2012), todas ellas del Jurásico Temprano a Medio, y más reciente Lawton y Molina-Garza (2014) obtuvieron edades máximas de depósito de esta formación en 180-178 Ma calculados a partir de cirrones detríticos, correlacionándola con la Formación La Boca. En las áreas del Peñón Blanco y Charcas la Formación Nazas cubre discordantemente a la Formación Zacatecas y en la sierra de Catorce en parte se interdigita y sobreyace a la unidad informal «Capas Cerro El Mazo» (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004) y a la Formación Zacatecas del Triásico Tardío.

Por otra parte, tenemos a la Formación La Boca, la cual fue considerada por mucho tiempo como la unidad inferior del Grupo Huizachal (Mixon *et al.*, 1959), asignándole una edad Triásica a toda la sucesión, más sin embargo Carrillo-Bravo (1961) la considera como la parte basal de la Formación Huizachal, siguiendo la primera definición de (Imlay. *et al.* 1948), y esto corresponde al miembro B de la Formación La Boca como lo describe Mixon (1963) y originalmente definidos por (Mixon *et al.* 1959). El miembro A de Mixon (1963) también corresponde a su miembro C, y aparece como una Unidad basal como resultado de la repetición estratigráfica causada por fallas normales y de deslizamientos

Estos datos indicaban que esta Formación no pertenecía a las capas rojas que antes se mencionaban como Grupo Huizachal. Por lo que se descartó que esta Formación tuviera relación con este grupo y se trató como una sola, (Barboza-Gudiño *et al.* 2010). La Formación La Boca fue definida formalmente por (Mixon *et al.* 1959) ,definiéndola como conjunto de flora fósil del Triásico Tardío con géneros tales como: *Pterophyllum fragile*, *Pterophyllum inaequale* Fontaine, *Cephalotaxopsis carolinensis* y *Podozamites*, los cuales fueron revisados por Weber (1997) como *Laurozamites yaqui*,

“*Ctenophyllum braunianum*,” *Elatocladus ex gr. Carolinensis*, y cuestionables fragmentos de *Podozamites*, respectivamente Weber (1997) sugiere que la flora es indicativo del Triásico Tardío más precisamente del Cárnico o Nórico. Posteriormente se confirmaría que los depósitos de la Formación La Boca fueron depositados durante un periodo de extensión cortical seguido por una actividad de arcos magmáticos del Jurásico Temprano (Fastovsky *et al.*, 2005; Barboza-Gudiño *et al.*, 2008). Todo esto sustentado por circones detríticos que indican edades máximas del depósito del Jurásico Inferior a Medio en capas desde la base hasta la cima del paquete de capas rojas recolectados en el Valle de Huizachal (Rubio-Cisneros y Lawton, 2011), así como circones magmáticos en productos volcánicos del mismo Valle del Huizachal, con edades de 189.0 ± 0.2 Ma (Fastovsky *et al.*, 2005) y 193 ± 0.2 Ma recolectados en una ignimbrita de la zona de Aramberri (Barboza-Gudiño *et al.*, 2008), confirmando lo que se suponía, que la Formación La Boca no era del Triásico Superior, si no del Jurásico Temprano. La Formación La Boca se compone por una serie de productos volcánicos, como flujos y domos y volcanoclásticos como lahares, ignimbritas y otros tipos de tobas, los cuales están interestratificados con areniscas y rocas epiclásticas (lutitas, limolitas, areniscas y conglomerados). Por otra parte, la Formación La Joya, que la sobreyace, comprende lechos rojos influenciados por componentes derivados de la secuencia volcanosedimentaria subyacente y del basamento. Rueda-Gaxiola (1993) le asigna en el Cañón de la Boca una edad del Sinemuriano a la parte media de la unidad en base a esporas. Fastovsky *et al.* (1995), le asignan una edad del Jurásico Medio. Se correlaciona con la Formación Eagle Mills del sur de Estados Unidos (Mixon *et al.*, 1959), con la Formación Huayacocotla y con la Arenisca Alamitos. (Rueda-Gaxiola *et al.* 1999) definen dentro del Alogrupo Los San Pedros a la Aloformación La Boca, que presenta un conglomerado en la base, intercalado con arenisca de color gris verdoso, limolita y arenisca de colores rojo y verde. (Fastovsky *et al.* 1995) señalan que en la parte inferior de la Formación La Boca (Cañón del Huizachal) presenta tobas vítreas silicificadas y capas de limolitas fosilíferas interestratificadas con un conglomerado grano-soportado. Sobreyace discordantemente a rocas sedimentarias paleozoicas, e ígneas metamorfoseadas, de probable edad Paleozoico Temprano y Precámbrico. Sobreyace también en algunas localidades a Areniscas, limolitas y conglomerados de

la Formación El Alamar del Triásico Tardío (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010). Subyace en discordancia angular a la Formación La Joya o a la Formación Zuloaga (Mixon *et al.*, 1959).

En cuanto a las diferentes áreas de estudio para este trabajo, solo se asociaron las diferentes sucesiones del Jurásico Inferior que afloran en la zona de El Cerro de Enmedio, ubicado en la Sierra de Plomosas, Chihuahua. Estas rocas fueron cartografiadas por Bridges (1962, 1965), dándoles una edad pérmica sobre los afloramientos del Cerro de Enmedio apareciendo de forma interestratificada sobre una roca riolítica la cual se interpretó como un flujo piroclástico. Posteriormente esa roca fue datada por (De Cserna, *et al.*, 1968) quienes reportan una edad de 270 ± 30 Ma (Pba) que corresponde a la cima del Pérmico Inferior. (Barboza-Gudiño *et al.* 2016), dataron la misma roca usando el método U-Pb en circones por la técnica de ablación laser con multicolector y espectrómetro de masas acoplado con plasma inducido (LA-MC-ICPMS) obteniendo una edad del Jurásico Temprano. Esta edad sería de manera general comparable con edades del Jurásico Medio, previamente descritas en esta misma zona por Iriondo y McDowell (2011), quienes reportan aparentemente para la misma riolita una edad de 172 Ma y (Villareal-Fuentes *et al.*, 2014), quienes dataron un pórfido también de composición riolítica en el área de Placer de Guadalupe, al noroeste de Plomosas, con 171 Ma.

Las rocas datadas por (Barboza-Gudiño *et al.* 2016) descansan en fuerte discordancia erosional y angular sobre el Paleozoico. También se pudo observar que sobre la base de esta unidad ocurre regularmente una brecha constituida por clastos angulosos a subredondeados de varios tamaños entre 5 hasta 10 cm o más, de caliza, cuarzo y cuarcitas, soportados por la matriz, la cual va pasando transicionalmente e incluyendo otras litologías, como clastos de 1 a 4 cm de arenisca, pedernal y rocas verdes. La matriz es arcillosa a arenosa y el cementante es regularmente calcáreo, pero también puede incluir sílice. (Barboza-Gudiño *et al.* 2016) lo interpretan como un depósito de abanicos aluviales de alta energía en las márgenes de una cuenca. Hacia arriba o lateralmente, estos conglomerados o brechas pueden pasar a areniscas, lutitas con intercalaciones de margas y calizas arcillosas o conglomerados calcáreos y calizas

que conforman el grueso de esta unidad que alcanza un espesor de más de 400 m, mismo que se observa, varía considerablemente de forma lateral.

1.3 Formación La Joya (Jurásico Medio-Superior)

Al hablar del Jurásico Medio-Superior en el norte y noreste de México es casi obligatorio asociarlo con los sedimentos fluvio-aluviales que se depositaron en las diferentes sub-cuencas durante la trasgresión marina del golfo. Estos sedimentos son de gran importancia ya que al ser contemporáneos e incluso hallarse interestratificados con productos volcánicos propios de un margen activo, marcan la pauta al considerar la apertura del golfo como un simple proceso de rifting, surgiendo entonces la idea de grandes desplazamientos tectónicos que podrían explicar la proximidad en espacio y tiempo de rocas con orígenes tan contrastantes o bien, en el otro extremo, la idea de un origen muy distinto para el propio Golfo de México, como lo sería una cuenca de tipo tras arco (Stern *et al.*, 2011).

Imlay (1943), fué el primero en diferenciar un miembro conglomerático en la parte basal de las calizas Zuloaga, el cual descansa discordantemente sobre las capas rojas del grupo Huizachal. Mixon *et al.* (1959), fue el que formalmente describe el miembro basal clástico de la Caliza Zuloaga como La Formación La Joya, individualizándola y diciendo que es una sucesión clástica más joven y parcialmente es una secuencia roja aparte de las capas rojas de la Formación La Boca expuestas en el anticlinorio Huizachal-Peregrina. El mismo autor propuso al Rancho La Joya Verde, en el Valle de Huizachal, Tamaulipas, como la localidad tipo. Bracken (1982) estudió el marco y diagénesis de los depósitos de la Formación La Joya. Interpretando un conglomerado basal y facies de arenisca como posibles depósitos de abanicos aluviales, y a las capas de grano fino en llanuras de inundación en sistemas de ríos meándricos. Hacia la cima describió una zona transicional que muestra un cambio rápido de depósitos terrígenos a rocas carbonatadas.

Posteriormente Michalzik (1988) y Götte (1986, 1990) describieron a la Formación La Joya en algunas localidades como el miembro basal conglomerático que es sobreyacido por evaporitas de la Formación Minas Viejas, interpretando un contacto transicional de la Formación La Joya hacia la cubierta de carbonatos y evaporitas y no

una discordancia como previamente lo harían Mixon *et al.* (1959), Carrillo-Bravo (1961), y Padilla y Sánchez (1982).

Esta formación consiste de un conglomerado a brecha basal de carácter polimíctico, que pasa hacia arriba, en una sucesión granodecreciente, a limolitas y areniscas cuarzosas ricas en arcillas de color rojo con estratificación cruzada. Algunos conglomerados presentan tonalidades desde el rosa hasta el rojo, incluso tonos violáceos. Esta formación aflora en algunos de los cañones en la parte norte del Anticlinorio Huizachal-Peregrina, en partes de Nuevo León y Tamaulipas es sobreyacida por evaporitas designadas como Formación Minas Viejas o Yesos Olvido. Aflora también en la sierra de Catorce, sierra de Charcas y La Ballena en San Luis Potosí. Una pequeña ventana también ha sido observada en el área de San Marcos, Nuevo León, y sierra de San Julián, en el norte de Zacatecas. En zonas como la región de la sierra de Catorce en el norte de San Luis Potosí, la Formación La Joya es considerablemente gruesa rebasando los 500 m de espesor y probablemente representa una unidad sedimentaria extensa y continua. En el área de Catorce, los conglomerados y las areniscas conglomeráticas gradúan hacia arriba en areniscas y éstas, a su vez pasan de forma transicional a limolitas y lutitas intercaladas en su parte más alta, con calizas delgadas. En esta zona La Formación La Joya es mucho más gruesa que en Ciudad Victoria o Aramberri en Tamaulipas y Nuevo León, respectivamente. Sin embargo, existen localidades también hacia la mesa central, como es el caso de un área muy local en Presa de Santa Gertrudis, al poniente de la sierra de Catorce y al norte de Charcas, en donde no se tiene el registro del depósito de esta unidad. En algunos lugares como el flanco oriental del anticlinorio Huizachal Peregrina o en Aramberri la Formación La Joya sobreyace directamente los sedimentos y rocas metamórficas de edad Paleozoico y Precámbrico. En otros lugares está ausente y la Formación Zuloaga descansa directamente sobre la Formación La Boca o en rocas más antiguas. En el área de Charcas y sierra de Catorce, se encuentra sobreyaciendo a la Formación Nazas de manera discordante y subyaciendo a la Formación Zuloaga de forma transicional. En el Cañón General, entre Los Catorce y Real de Catorce, la Formación La Joya sobreyace a una sucesión de capas de facies fluvial a marino marginal, con rocas volcánicas intercaladas (Formación Nazas). Capas

marginales que ahí se observan han sido comparadas con la Formación Huayacocotla bajo el nombre informal de capas Cerro El Mazo (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004, Venegas-Rodríguez *et al.*, 2009), mientras que las facies fluviales y rocas volcánicas han sido descritas como Formación La Boca por Bartolini (1998) y Formación Nazas por Jones *et al.* (1995). En el área de San Pablo Tranquitas, Nuevo León la Formación La Joya descansa directamente sobre los sedimentos fluviales del Triásico (Formación El Alamar) y es sobreyacida por la Formación Minas Viejas de manera transicional. Trabajos anteriores a Mixon *et al.* (1959) no se habían puesto de acuerdo sobre la edad del grupo Huizachal, algunos lo consideraban Pérmico, otros Triásico y otros más del Jurásico (Nasón, 1909; Imlay, 1943, 1952; Imlay *et al.* 1948; Humphrey y Díaz, 1953, 1955; Humphrey, 1956; Heim, 1926, 1940, Muir, 1936; Müllerried de 1946, Burckhardt, 1930, Baker, 1922; Böse, 1923; Erben, 1956; Bodenlos y Bonet, 1956, y varios reportes no publicados en los archivos de Petróleos Mexicanos). No son conocidos registros paleontológicos para poder determinar la edad de la Formación La Joya.

La edad ha sido establecida según su posición estratigráfica. En geocronología de circones detríticos los resultados también están de acuerdo con una edad media de principios del Jurásico Tardío de esta unidad, dando edades máximas de depósito entre 168 y 163 Ma (Rubio-Cisneros y Lawton 2011; Barboza-Gudiño y Zavala-Monsiváis 2012). Las evaporitas de la Formación Minas Viejas sobreyacen y en parte parecen reemplazar a las capas rojas de la Formación La Joya hacia el norte del área de Ciudad Victoria, y parece ser al menos parcialmente equivalente a la Formación Norphlet, la Sal Louann y la Formación Werner.

Para las diferentes áreas de estudio de igual manera se pudieron comparar los sedimentos de las sucesiones del Jurásico Inferior a Medio que afloran en las áreas de El Cerro de Enmedio, Sierra de Jimulco y Sierra de Ramírez.

1.4 La transgresión marina y el Jurásico Superior (Formación Zuloaga)

El hablar de la transgresión marina del Golfo de México conlleva hablar de todo un proceso evolutivo que inicio con la fragmentación y separación inicial de Pangea. En el área que hoy ocupa el Golfo de México las evidencias de un proceso de extensión que se observan son la presencia de lechos rojos y posteriormente evaporitas al

momento en que inicia una transgresión marina. Estos depósitos iniciales, fluvio-aluviales se dieron en depresiones continentales cuya geometría estuvo controlada por estructuras de graben o fosas tectónicas estrechas y pilares, con direcciones aproximadamente paralelas a la actual línea de costa (Salvador, 1991c).

La posición estratigráfica de los lechos rojos en la zona del Golfo de México meridional sugiere una edad de depósito que varía desde el Triásico Tardío hasta después del Calloviano, ya que se les ha descrito abajo, lateralmente equivalentes o arriba de los depósitos salinos Callovianos. Esto probablemente se debió a un depósito contemporáneo de la sal en la cuenca, mientras que en los bordes de la misma se depositaban aún lechos rojos. El proceso tectónico de separación de la Pangea prevaleció hasta el final del Jurásico Medio, pero quizá alcanzó el inicio del Jurásico Superior (Oxfordiano inferior), época en la cual la sedimentación continental estuvo totalmente controlada por procesos tectónicos distensivos (Salvador, 1987, 1991a, 1991b, 1991c; Pindell, 1985, 1993; Ross y Scotese, 1988; Pindell *et al.*, 1988; Pindell y Barrett, 1990; Bartok, 1993; Marton y Buffler, 1994). No se sabe que haya ocurrido sedimentación marina en la parte que hoy ocupa el Golfo de México, pero sí se conoce con certeza que al occidente estaba ocurriendo sedimentación marina contemporánea a la continental y que muy probablemente el mar inició su avance hacia el Proto-Golfo de México desde el Pacífico a través de la parte central de México, en lo que hoy es la zona de frontera entre los estados de Zacatecas y San Luis Potosí, en donde se han encontrado amonitas del Triásico Superior (Cantú-Chapa, 1969; Salvador, 1991b).

El avance transgresivo de las aguas del Pacífico hacia el oriente fue invadiendo el área del actual Golfo de México para formar extensos cuerpos de aguas hipersalinas, con una circulación sumamente restringida y, quizá también un clima de tipo desértico, lo que favoreció el depósito de grandes volúmenes de evaporitas en la parte central del Golfo de México. Según Salvador (1991c), la etapa inicial de la fragmentación y separación de la Pangea para formar el Golfo de México duró del orden de unos 46 Ma, desde el Triásico Tardío (210 Ma) hasta el Jurásico Medio Tardío (169 Ma) (Salvador, 1991b).

En cuanto a la edad de los cuerpos salinos dejados por la transgresión marina, la mayoría de los autores (Humpris, 1979; Salvador, 1987, 1991c; Pindell 1985, 1993) asignan al Calloviano a todas las masas que existen en el Golfo de México, pero es sabido que se tienen diferentes edades y posiciones estratigráficas para los cuerpos salinos en diferentes localidades, siendo más antiguas hacia el centro de la cuenca y más jóvenes hacia el borde de la misma, en donde también varía su litología a otro tipo de evaporitas. Las anhidritas que afloran en la región de Galeana, Nuevo León, tiene una edad del Oxfordiano (Padilla y Sánchez, 1986), al igual que los yesos de la Sierra de Minas Viejas (Díaz *et al.*, 1959) y la sal de la Cuenca de La Popa (Lawton *et al.*, 2001). Viniegra (1971), al igual que Imlay (1953), considera que parte de la sal del norte del Istmo de Tehuantepec es de edad post-Calloviano pre-Oxfordiano Superior (Divesiano).

La masa de mayor salinidad se depositó primero en la parte central del Golfo de México, pero posteriormente, a medida que la invasión por aguas marinas iba progresando, se desarrollaron en sus bordes de plataformas muy amplias en donde la circulación de las aguas era muy restringida, y estaban limitadas hacia el mar por largas barras de oolitas, que se extendían por cientos de kilómetros cuadrados alrededor del Golfo, condiciones que favorecieron el depósito de otras masas de sal en las zonas lagunares que bordeaban la cuenca.

Finalmente, el proceso tectónico de rifting que dio paso a la apertura del Golfo de México terminó al fin del Calloviano, después de lo cual, durante el Oxfordiano, se desarrollaron amplias plataformas de aguas someras a todo lo largo de los bordes del Proto-Golfo de México, en las que se depositaron grandes volúmenes de carbonatos, con extensas barras oolíticas en los bordes de plataforma (Salvador, 1991c; Winker y Buffler, 1988; Williams-Rojas y Hurley, 2001).

El paquete originado fue el llamado grupo Zuloaga, conformado por yesos, calizas someras y calizas de aguas profundas como lo son las calizas de la Formación Zuloaga. Mismas que marcan el establecimiento de condiciones marinas abiertas (González-García, 1976; Zwanziger, 1979; Padilla y Sánchez, 1986), con la transición de un rift a un escenario de drift desarrollado en márgenes pasivos.

Esta Formación fue definida por Imlay (1943) como caliza de estratificación gruesa, ocasionalmente puede presentar nódulos de pedernal negro, bivalvos, gasterópodos o corales. Ocampo-Díaz (2007), describió que la Formación Zuloaga consiste de caliza ooesparita y caliza oobioesparita. Buitrón (1984) determinó que la edad de la Formación Zuloaga corresponde al Oxfordiano-Kimmerigiano con base en contenido fósil (pelecípodos y gasterópodos). Diversos autores (Michalzik; 1988; Götte, 1988) interpretan que la caliza de la Formación Zuloaga se depositó dentro de ambientes de alta energía, tales como barras submareales, playas intermareales y lagunas protegidas, atrás de las barras oolíticas, e indica el desarrollo de una transgresión marina completa (Goldhammer, 1999). Se correlaciona con la Formación de Smackover en la costa norte del Golfo. Los tipos de granos y facies deposicionales son muy similares a los de la Formación Smackover en el sur de Texas (Stone, 1975; Budd y Loucks, 1981; Johnson, 1991). En la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, Barboza-Gudiño *et al.* (2004) señalaron que las calizas de la Formación Zuloaga sobreyacen transicionalmente a las facies terrígenas de la Formación la Joya. Ramírez-Díaz (2012), en la Sierra de la Caja, localizada hacia el sur del área de estudio, describe que la Formación Zuloaga subyace concordantemente a la Formación La Caja, de la cual no es posible observar su contacto inferior.

2. DESCRIPCIÓN DE LAS SUCESIONES SEDIMENTARIAS DEL JURÁSICO MEDIO EXPUESTAS EN TRES LOCALIDADES EN LOS ESTADOS DE DURANGO, COAHUILA Y CHIHUAHUA.

2.1 Sierra de Ramírez

Sección del Jurásico Inferior de la Formación Nazas al Jurásico Superior de la Formación Zuloaga expuesta en la Sierra de Ramírez, Durango (Figura 7). Esta sección incluye una secuencia siliciclástica granodecreciente de 113 m de espesor, iniciando con una brecha-conglomerado (~100 m) de clastos de rocas volcánicas con clastos subangulosos a subredondeados de colores rojos a verdes oscuros de rocas volcánicas intermedias, la cual va pasando transicionalmente a areniscas de grano medio (~6 m) hasta areniscas de grano fino a limolitas (~7 m) (Figura 8). Esta secuencia es sobreyacida transicionalmente por calizas de la Formación Zuloaga. Por su posición estratigráfica más descripciones detalladas de esta Formación del Servicio Geológico Mexicano en la carta La Pendencia (G13-D58), escala 1: 50,000, es posible de correlacionar con los depósitos del noreste de México nombrados como Formación La Joya.

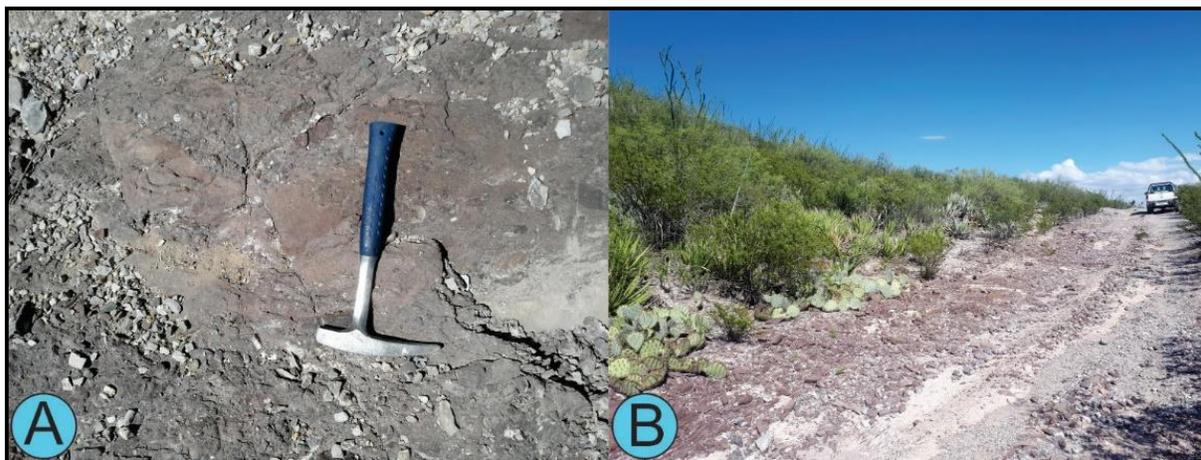


Figura 7.- Afloramientos de los diferentes puntos levantados en el área de Sierra de Ramírez. A) Y B) Afloramiento de rocas volcánicas, conglomerados y tobas de la sección en Sierra de Ramírez.

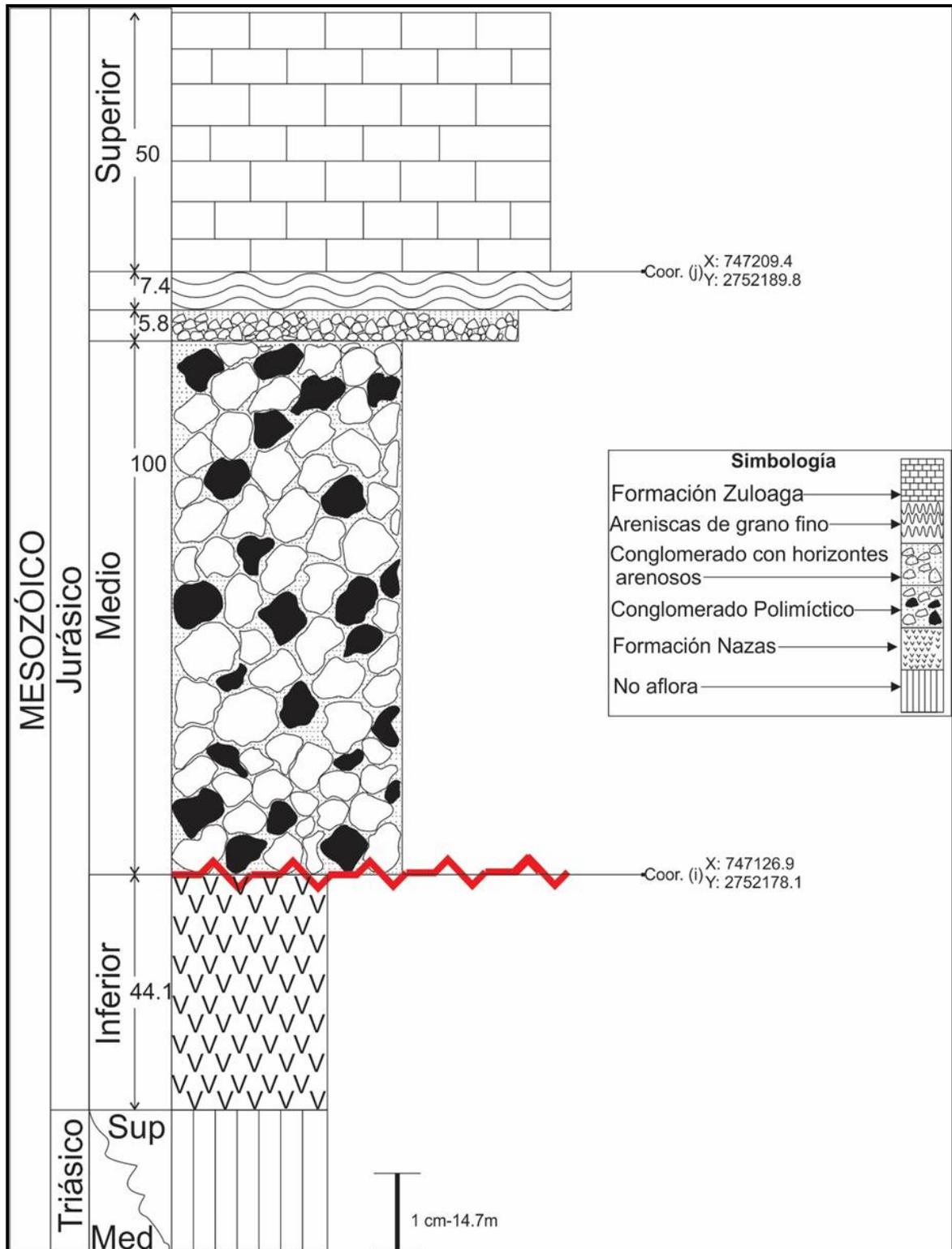


Figura 8.- Sección realizada para los afloramientos del área de Sierra de Ramírez, la cual es sobreyacida discordante y erosionalmente por una sucesión granodecreciente comparable con La Formación La Joya del Jurásico Medio y sobreyacida a su vez por el Jurásico Superior de la Formación Zuloaga.

2.2 Sierra de Jimulco

Sección del Jurásico Inferior de la Formación Nazas al Jurásico Superior de la Formación Zuloaga expuesta en la Sierra de Jimulco, Coahuila (Figura 9). La secuencia discordante se encontró formada por una siliciclástica granodecreciente de (~16 m) de espesor, la cual inicia con una brecha-conglomerado (~4.5 m) de espesor, con clastos subangulosos a subredondeados de colores grises a grises oscuros de rocas volcánicas de composición intermedia, esta secuencia va pasando transicionalmente a areniscas de colores grises y grano medio (~6 m) de espesor con rizaduras, le siguen areniscas (~3 m) de espesor con tamaño de grano medio hasta grueso con laminación paralela y terminan con una secuencia de areniscas-conglomeráticas (~3 m) de colores grises rojizos (Figura 10). Finalmente es sobreyacida transicionalmente por calizas del Jurásico Superior de la Formación Zuloaga Por su posición estratigráfica y por tratarse claramente de depósitos relacionados a una discordancia angular de tipo erosional, esta secuencia siliciclástica pudiera ser comparable con los depósitos del noreste de México nombrados como Formación La Joya, ya que en el área de estudio la carta La Flor de Jimulco (G13-D46), escala 1: 50,000, no se tienen reportes de esta formación.



Figura 9.- Afloramientos de los diferentes puntos levantados en el área de la Sierra de Jimulco. A), B) y C) Afloramiento granodecreciente de rocas volcanosedimentarias.

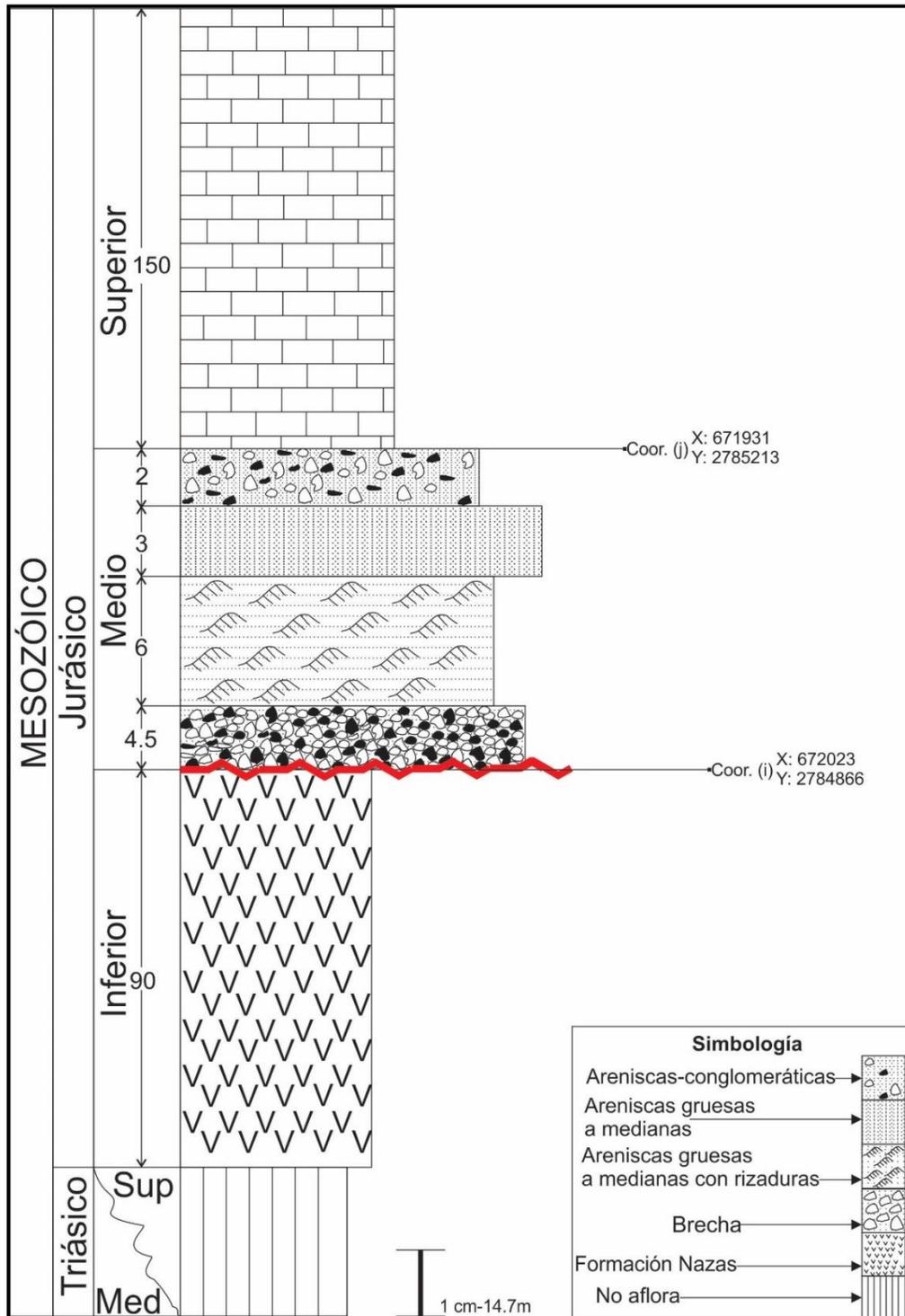


Figura 10.- Sección medida en el área de Jimulco, en la cual se puede observar las litologías del Jurásico inferior Formación Nazas, siendo sobreyacida discordante y erosionalmente por rocas del Jurásico Inferior de la posible Formación La Joya, hasta rocas del Jurásico Superior de la Formación Zuloaga.

3 Cerro de Enmedio

Afloramientos ubicados hacia el oriente de la comunidad Maclovio Herrera, en el estado de Chihuahua, Chihuahua. Se realizaron dos secciones diferentes de la discordancia conglomerática, sobre las cuales se pudieron exponer rocas muy contrastantes:

Sección #1: Esta sección incluye un horizonte conglomerático de 4 m de espesor el cual por su posición estratigráfica esta en discordancia tanto erosional como angular sobre rocas arcillosas de colores rojizos a rojo oscuro (~12.9 m) de espesor que por su posición estratigráfica pudieran ser Jurásico Inferior (Figura 11). El horizonte conglomerático se compone por una matriz soportada con clastos subangulosos a subredondeados de colores grises a tonos cremas, con fragmentos de rocas calizas, el cual va pasando transicionalmente a areniscas de grano medio (~7.8 m) de espesor con horizontes conglomeráticos los cuales son sobreyacidas transicionalmente por areniscas calcáreas de la Formación La Casita de aproximado (~7.8 m) de espesor (Figura 12). Por su posición estratigráfica y con rocas subyacentes del Jurásico Superior de la Formación La Casita y por tratarse claramente de depósitos relacionados a una discordancia erosional y angular. Esta unidad conglomerática se pudiera considerar comparable a la base de la secuencia de la Formación La Joya, ya que dentro de esta sección y dentro del área cartografiada por Barboza-Gudiño *et. al.* (2016), se contempla esta discordancia, más sin embargo no se tiene una descripción de la misma.

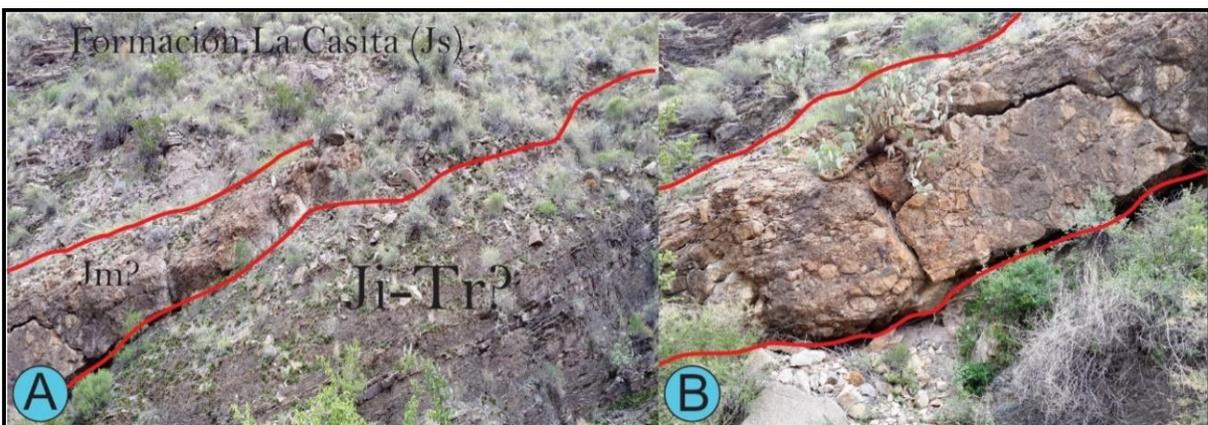


Figura 11.- Afloramientos de los diferentes puntos levantados en la sección #1 en el área de Cerro de Enmedio. A) Afloramiento de arenisca del Jurásico inferior o Triásico ?, B) Discordancia angular y erosiva de paraconglomerado polimítico.

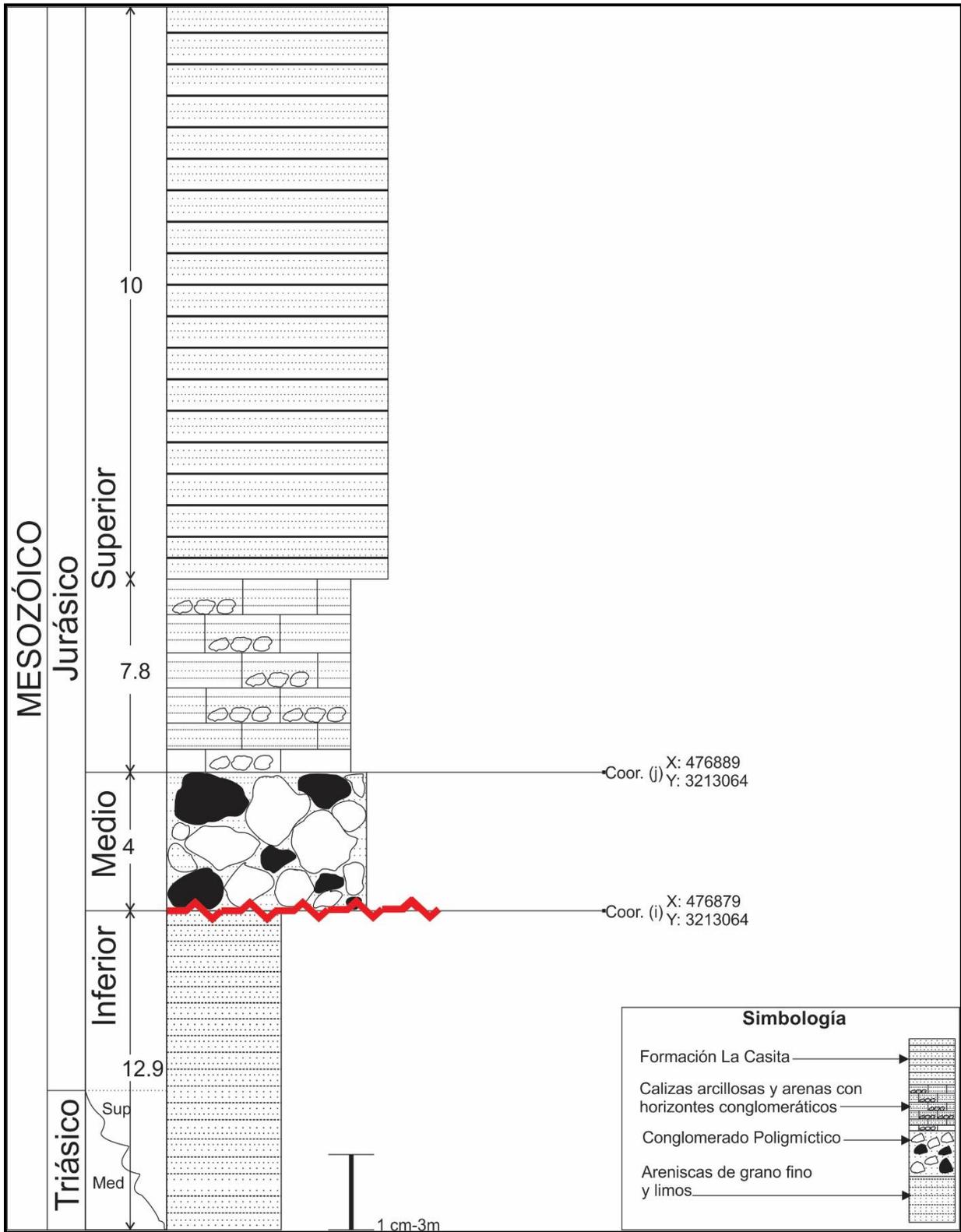


Figura 12.- Sección #1 realizada en el área de Cerro de Enmedio, en la cual se puede observar las litologías del Jurásico inferior, pasando discordante y angularmente a un cuerpo conglomerático, el cual es sobreyacido por calizas y arcillas del Jurásico Superior de la Formación La Casita.

Sección#2: Esta sección abarca rocas del Paleozoico superior conformadas por calizas arrecifales hasta calcarenitas del Jurásico Superior de la Formación La Casita expuesta al noreste de Cerro de Enmedio, Chihuahua. Esta sección incluye una secuencia silisiclática granodecreciente de 16 m de espesor la cual descansa en una discordancia angular y erosional sobre rocas arrecifales del Paleozoico (Figura 13). La sección inicia con una brecha-conglomerado de (~8.7 m) de espesor con clastos angulosos a subredondeados de colores rojos oscuros de rocas volcánicas y fragmentos de calizas, esta va pasando transicionalmente a areniscas de grano medio a grueso de colores rojos a rojos oscuros de (~7.2 m) de espesor con rastros de laminación oblicua. Le sobreyacen areniscas con laminación paralela y areniscas conglomeráticas del Jurásico Inferior, las cuales son sobreyacidas por areniscas calcáreas de la Formación La Casita (Figura 14). Su posición estratigráfica es muy aleatoria como para poder considerarse como posición índice estratigráficamente, sin embargo, las unidades sobreyacente y las descripciones de Barboza-Gudiño *et. al.* (2016), podrían contemplar a esta secuencia como un aporte erosivo que pueda ser comparado con la Formación La Joya.

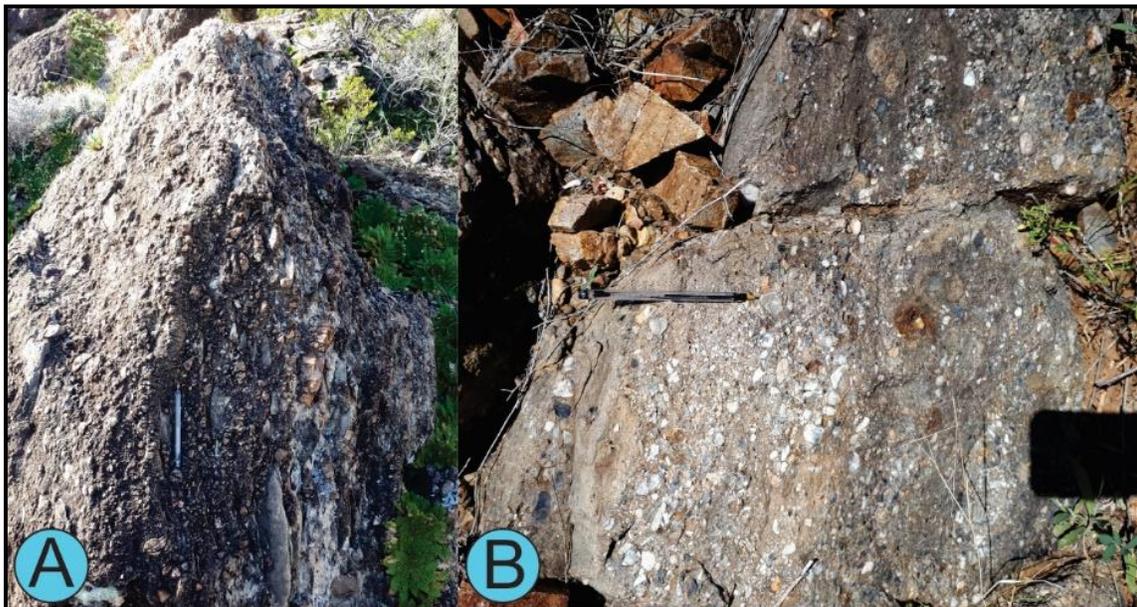


Figura 13.- Afloramientos de los diferentes puntos levantados en la sección #2 en el área de Cerro de Enmedio. A) Contacto angular erosivo de arenisca de grano grueso con calizas paleozoicas, B) Conglomerado polimíctico sobreyacente a la discordancia angular.

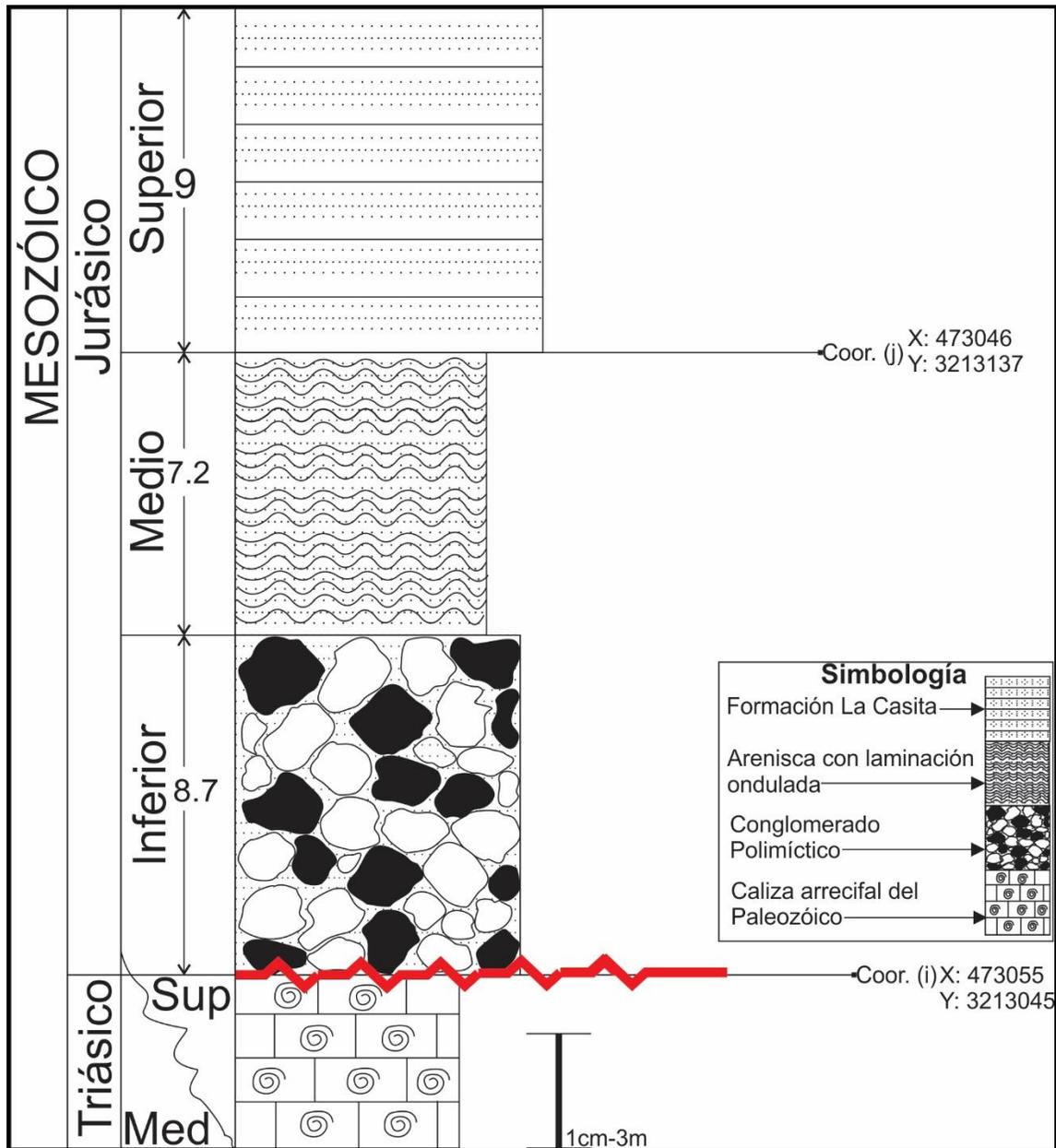


Figura 14.- Sección #2 realizada en el área de Cerro de Enmedio, en la cual se puede observar las litologías Paleozoicas siendo sobreyacidas discordante y angularmente por cuerpos conglomeráticos en la base. A esta secuencia le sobreyacen riolitas y arénicas del Jurásico Superior.

3. DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS EN ROCAS DEL JURÁSICO MEDIO EN EL CENTRO-NORTE DE MÉXICO.

Se describen 25 muestras tomadas en las diferentes áreas de estudio, abarcando los principales rasgos litológicos de las rocas volcánicas y volcanoclásticas de las diferentes áreas. Por otra parte, y con el objeto de caracterizar a las rocas clásticas que afloran en las áreas de estudio, fueron seleccionadas 14 muestras de arenisca, de las cuales dos muestras son del área de Sierra de Ramírez, ocho del área de Cerro de Enmedio y cuatro muestras del área de Sierra de Jimulco. Los diagramas ternarios de clasificación y procedencia corresponden a la (Figura 40 y 41), en donde se han graficado todas las muestras contadas según lo explicado en el capítulo de Metodología. La (Tabla 1) muestra los resultados normalizados del conteo de puntos en areniscas de grano medio a grueso en las tres diferentes áreas estudiadas.

Muestra/Diagrama	QFR <i>Folk(1980)</i>			$QtFL$ <i>Dickinson y Suczek, 1985</i>			$QmFLt$ <i>Dickinson y Suczek, 1979</i>		
	Q%	F%	R%	Q%	F%	L%	Qm%	F%	L%
SR-18-5 ₃	31	4	65	32	4	64	25	5	70
SR-18-5 ₄	32	10	58	33	10	57	28	11	61
PLM-18-1	74	6	20	74	6	20	73	6	21
PLM-18-2	63	4	33	63	4	33	63	4	33
PLM-18-7	91	2	7	85	9	6	84	10	6
PLM-18-8	85	2	13	86	2	12	84	2	14
PLM-18-9	91	3	6	91	3	6	91	3	6
PLM-18-10	78	1	21	78	1	21	90	3	7
PLM-18-11	91	3	6	91	3	6	91	3	6
PLM-18-12	83	11	6	83	11	6	83	11	6
SJim-18-8	35	8	57	38	2	60	35	8	57
SJim-18-9	54	6	41	54	6	40	52	6	42
SJim-18-10	75	2	23	75	2	23	75	2	23
SJim-18-11	44	2	54	44	2	54	43	2	55

Tabla 1.- Resultados del conteo de puntos normalizados en las distintas muestras y la categorización para la construcción de los diagramas ternarios QFR, QtFL y QmFLt.

3.1 Sierra de Ramírez

La petrografía de las muestras obtenidas en el área de la Sierra de Ramírez nos dio como resultados diferentes muestras, tanto piroclásticas, volcánicas y detríticas, las cuales se pudieron clasificar tanto por su contenido de componentes y texturas según los diagramas de clasificación de Streckeisen, 1976 para rocas volcánicas, así como por conteo modal según la clasificación para rocas detríticas de Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984).

Muestra SR-1s (Dacita)

Los afloramientos en donde fue tomada la muestra SR-1s, muestra una roca intermedia de composición posiblemente dacita, con colores verdosos a rojizos oscuros presentando foliación y diaclasamiento. La muestra se observó con una textura afanítica, aunque presenta fenocristales aislados de plagioclasa, piroxenos y algunos minerales metálicos.

En sección delgada se observa una matriz microcristalina que representa cerca de un 72% el total de la roca, se observa además fenocristales de cuarzo y agregados de cuarzo policristalino que representan un promedio del 7%, micas 2%, feldespato alcalino 3%, plagioclasas 13% y minerales opacos 3%. La matriz presenta una textura microcristalina y está compuesta por pequeños cristales de cuarzo y feldespato con moderada alteración silíceo alrededor de la muestra. Se pueden notar fragmentos de feldespatos muy alterados a sericita, los cuales prácticamente son reemplazados por completo conservando aun así algo de su forma del cristalina. Los feldespatos alcalinos se observan mayormente en forma de matriz, actuando como mesostasis félsica inequigranular de cuarzo y feldespato. Los cristales de cuarzo se observan con forma subhedrales a anhedrales, junto con fracturamiento y relleno de matriz (Figura 15).

Como accesorios podemos observar algunas micas (cloritas ricas en magnesio) con colores de interferencia azules y verdes junto con algunos minerales opacos. Por las características anteriores, así como las características volcánicas la muestra puede clasificarse como una dacita con indicios de cloritización.

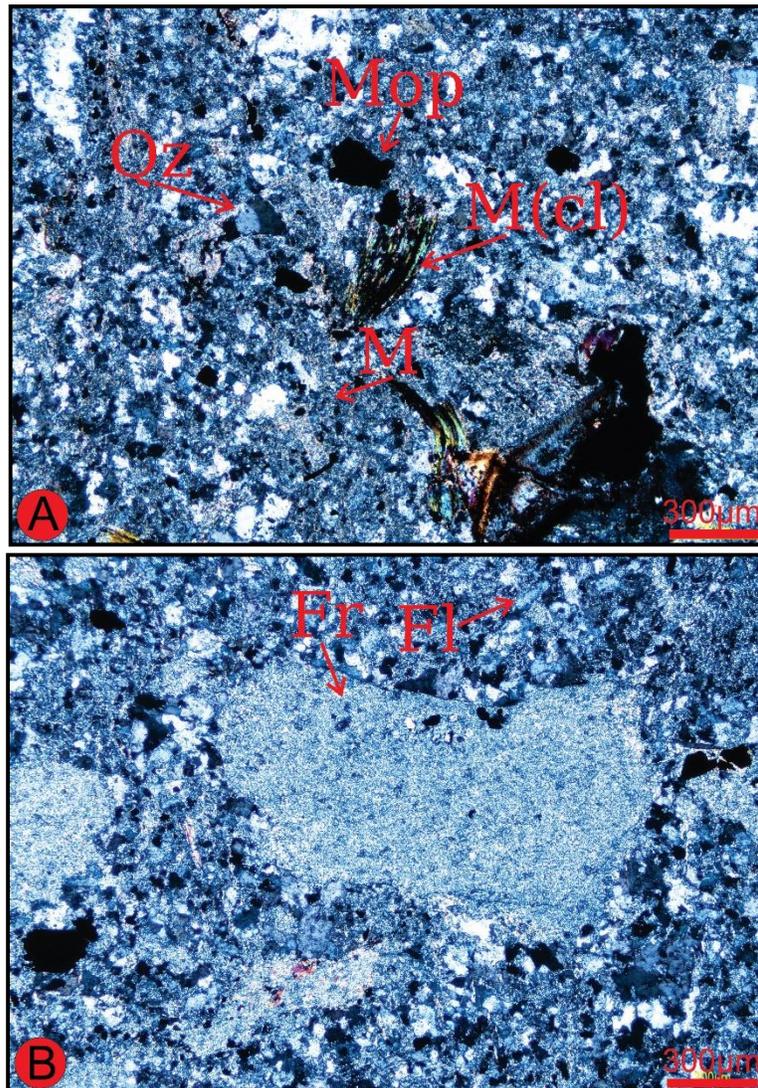


Figura 15.- Microfotografías de la sección delgada SR-1s con texturas más sobresalientes: A) M (Matriz), Qz (Fenocristal de cuarzo), M (CL)Clorita rica en magnesio, Mop (mineral opaco) 5x. B), Fr (Fragmento sericitizado de plagioclasa), Fl (Feldespato alcalino). 5x.

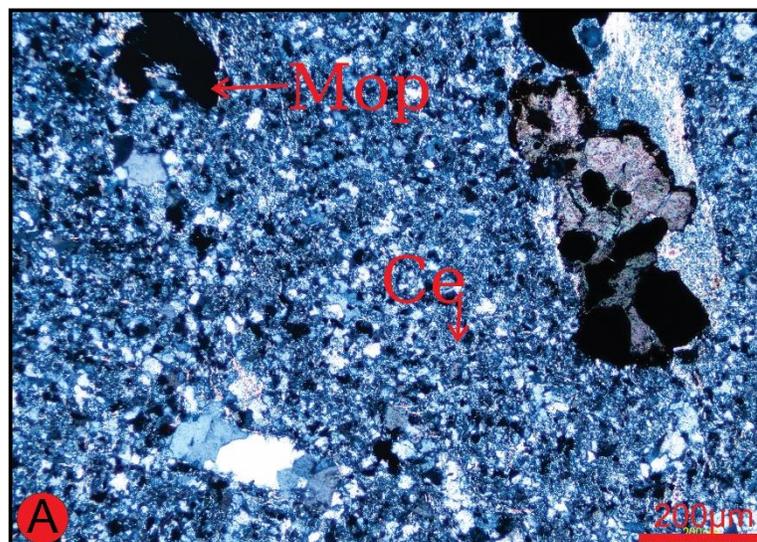
Muestra SR-18-2 (Riodacita)

Afloramiento de roca color gris claro con pseudoestratificación y una morfología parecida a un dique. Con base en un conteo rápido realizado en campo se observaron clastos negros y rojos por lo que pudiera tratarse de un material piroclástico bien soldado tipo ignimbrita.

La sección delgada se compone de: Una matriz microcristalina de composición cuarzo-feldespato con un aproximado del 75% en la cual se encuentran embebidos

fenocristales de cuarzo, así como agregados de cuarzos policristalinos con un promedio total del 11%, el contenido de feldespatos alcalinos se puede observar dentro de la matriz microcristalina, mientras que algunos fenocristales de plagioclasas pudieran presentarse sericitizados, por lo que no se pudieron observar. Como minerales accesorios se pueden observar piroxenos con un promedio del 3%, micas (biotita 8%) y minerales opacos 3%. Los cuarzos presentan morfologías subredondeadas a subangulares, así como formas subhedrales a anhedrales. Algunos se encuentran fracturados y con relleno de material más fino junto con crecimiento sintaxial. Los agregados de cuarzos policristalinos se observan subangulares a subredondeados con un contenido mayor en fragmentos >3 componentes (Figura 16).

Como minerales accesorios podemos observar a piroxenos con colores de interferencia verdes y morados de 1º y 2º orden con forma subhedral a anhedral junto con accesorios de minerales opacos y algunas micas negras (biotita). El contenido de feldespato o plagioclasas es casi nulo sin contar el contenido de forma microcristalina que se encuentra alterado en forma de matriz. Por las características antes observadas tales como el tipo de matriz y el promedio de componentes principales junto con las obtenidas de campo se puede clasificar a esta roca como una Riodacita.



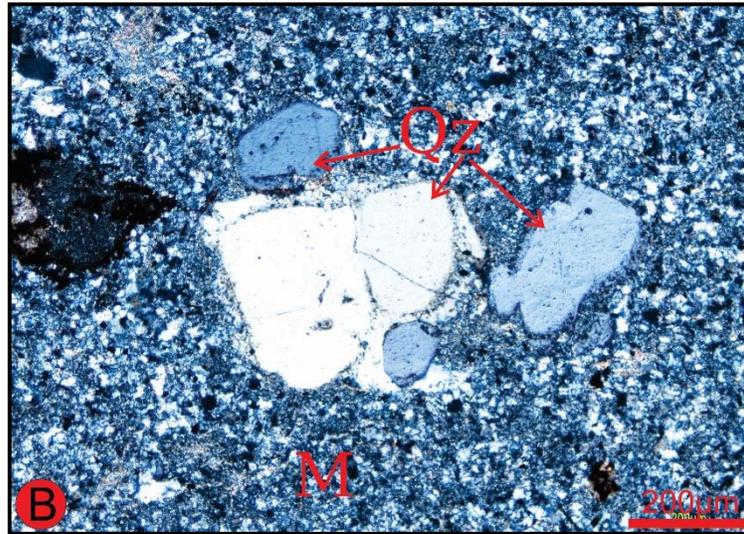


Figura 16.- Microfotografías de la sección delgada SR-18-2 mostrando las texturas más sobresalientes: A) Mop (Minerales opacos), Ce (Cemento carbonatado). 10x. B) Qz (Fenocristal de cuarzo), M (Matriz).10x.

Muestra SR-18-1i (Paraconglomerado volcánico)

Afloramiento de roca brechoide-conglomerática de colores rojizos a café oscuro. El afloramiento se observó con una textura de matriz soportada, fragmentos de plagioclasas y algunos cuarzos. Los fragmentos se presentan subangulosos, así como con muy mala clasificación.

En sección delgada está formada por: Una matriz microcristalina sericitizada, la cual constituye en promedio el 61% de toda la roca, en la cual se encuentran embebidos un contenido del 26% de fragmentos sericitizados de feldespatos/plagioclasas, 8% de fenocristales de cuarzos con formas anhedrales, así como un 2% de minerales accesorios como micas ricas en magnesio con colores de interferencia naranjas y amarillos de segundo orden (Figura 17).

Por todas estas características como son el porcentaje de matriz y el promedio de fragmentos encontrados en las características en el afloramiento, esta roca puede ser clasificada como un paraconglomerado volcánico.

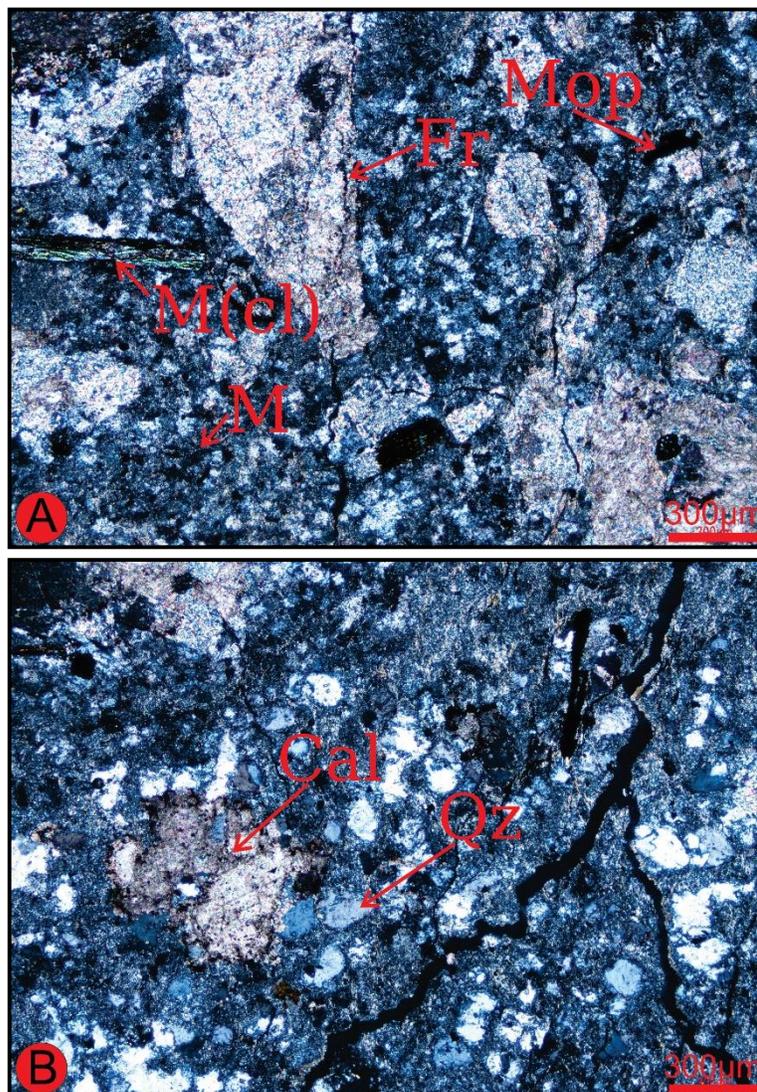


Figura 17.- Microfotografías de la sección delgada SR-18-1i con texturas más representativas: A) Mop (Mineral opaco), M (Matriz), M "cl"(Mica clorita), Fr (Fragmento sericitizado). 5x. B) Cal (Cemento poikilítico), Qz (Fenocristal de Cuarzo). 5x.

Muestra SR-18-51 (Toba)

Afloramiento de una roca con coloración propia de una andesita o una roca intermedia a máfica de gris a púrpura. La textura observada es afanítica con algunos fenocristales de posibles plagioclasas. Este afloramiento subyace a un conglomerado polimíctico con clastos subangulosos de diferentes rocas volcánicas de composición intermedia.

La sección delgada se compone por: Una matriz microcristalina de cuarzo y plagioclasas junto con vidrio que actúan como una mesostasis felsítica, seriada e inequigranular con un contenido aproximado del 82%, en la cual se encuentran

embebidos fenocristales de cuarzo con extinción recta y ondulosa, observándose fracturados y en algunos casos con texturas granofiricas. Los agregados de cuarzos policristalinos con mayor abundancia son los que presentan componentes con más de 3 fragmentos, dando un contenido total en cuarzos del 15%. En algunas partes de la sección delgada se puede observar cemento carbonatado en forma de parches. Las plagioclasas se observan tanto en forma de matriz, como fenocristales con alteración sericítica con un contenido aproximado del 3%. Por las características texturales y componentes principales junto con las observaciones en campo podemos clasificar a esta roca como una toba con matriz microcristalina de cuarzo y plagioclasas (Figura 18).

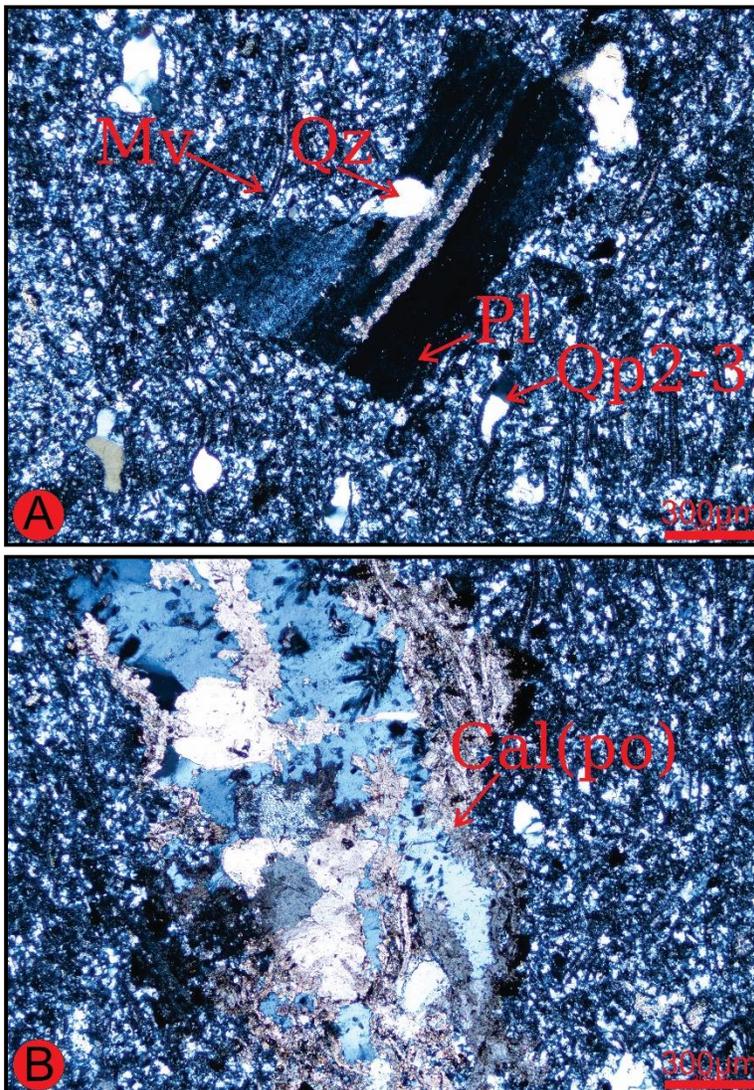


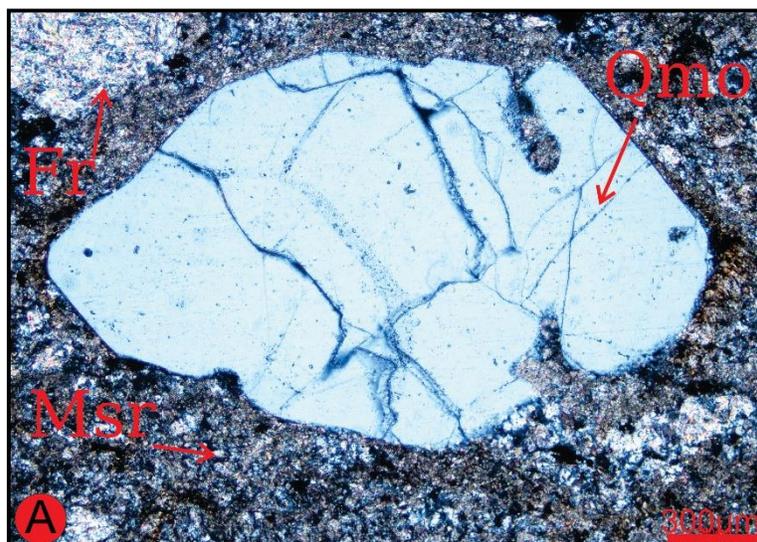
Figura 18.- Microfotografías de la sección delgada SR-18-51 con las texturas más representativas: A) Mv (Matriz vítrea), Qz (Fenocristal de cuarzo), Pl (Plagioclasa sericitizada), Qp2-3 (Cuarzo policristalino de 2-3 fragmentos). 5x. B) Cal “po” (Cemento carbonatado).

Muestra SR-18-52 (Aglomerado polimictico o brecha volcánica)

Afloramiento de brecha-conglomerado con colores rojos a grises oscuros soportado por clastos, principalmente volcánicos que van pasando a horizontes arenosos de la muestra **PLM-18-53**. Los fragmentos soportados se observan en horizontes de 10 a 15 cm de arénicas de grano medio hasta fino, con colores rojizos fuertes (muestra 18-54).

La sección delgada se compone por: Una matriz microcristalina de cuarzo y feldespato mayormente alterada por sericita arrojando un promedio del 79% dentro de la cual están embebidos aproximadamente un 4% de fenocristales de cuarzo con extinción ondulosa y recta con muestras de reabsorción o reacción con la matriz. Los feldespatos y plagioclasas se observan muy alterados a sericita que exhibe en parte las formas de los cristales euhedrales de feldespato originales y representan o habrían representado como fenocristales originales posiblemente de un 12%, junto con algunos accesorios como minerales opacos 2%, cloritas 3% y entre estos componentes clásticos de origen volcánico cemento carbonatado en forma parches (Figura 19).

Las características observadas en la sección delgada, tales como la alteración y más que nada la descripción de campo, permitieron clasificar a esta roca como un aglomerado polimítico.



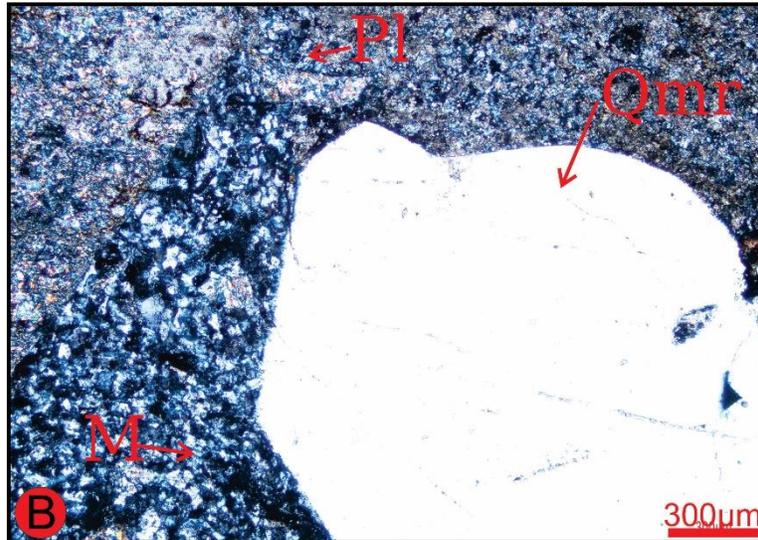


Figura 19.- Microfotografías de la sección delgada SR-18-52 con texturas más representativas: A) Qmo (Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa), Msr (Matriz sericitizada), Fr (Fragmento sericitizado). 5x. B) Qmr (Cuarzo monocristalino con extinción recta), Pl (Plagioclasa con seritización), M (Matriz).5x.

Muestra SR-18-53 (Litoarenita)

Afloramiento superior, que sobreyace al aglomerado polimítico de la muestra (SR-18-52). El cambio es muy visible en el tamaño de grano, ya que va pasando desde fragmentos gruesos de tipo conglomerados y brechas a horizontes de arenas finas a medias con colores rojizos oscuros.

La sección delgada está compuesta por: Fragmentos líticos volcánicos con texturas (felsíticas y *lathwork*), líticos metamórficos felsíticos de 1º orden, cuarzos monocristalinos con extinciones ondulosa y recta, agregados de cuarzos policristalinos de 2-3 y >3 componentes, así como una proporción pequeña de feldespatos alcalinos y plagioclasas con maclado polisintético. Como accesorios podemos observar minerales opacos y micas. La muestra en general esta soportada por una orto matriz filossilicatada con cemento calcáreo y silíceo (Figura 20).

Los fragmentos líticos volcánicos felsíticos se presentan en fracciones minerales finas de feldespato y con formas de mosaicos microcristalinos. Los líticos volcánicos tipo *lathwork* están conformados por fragmentos de cristales de plagioclasas y otras partículas más pequeñas dentro de una masa de grano fino.

Los cuarzos presentan morfologías subangulares a subredondeadas con texturas subhedrales y seriadas, algunos pueden observarse con bahías de disolución, así como con relleno de matriz. Los agregados de cuarzo policristalino son un tanto escasos, solo observándose en las partes proximales a un gran lítico felsítico dentro de la lámina.

Los accesorios como las micas se observan con colores de interferencia verdes y naranjas, pudiéndose tratar de cloritas, así como un contenido mayor de minerales opacos. Por lo anterior y los afloramientos observados en campo, así como el conteo modal realizado a esta lamina, esta arenisca se clasifica como una Litoarenita.

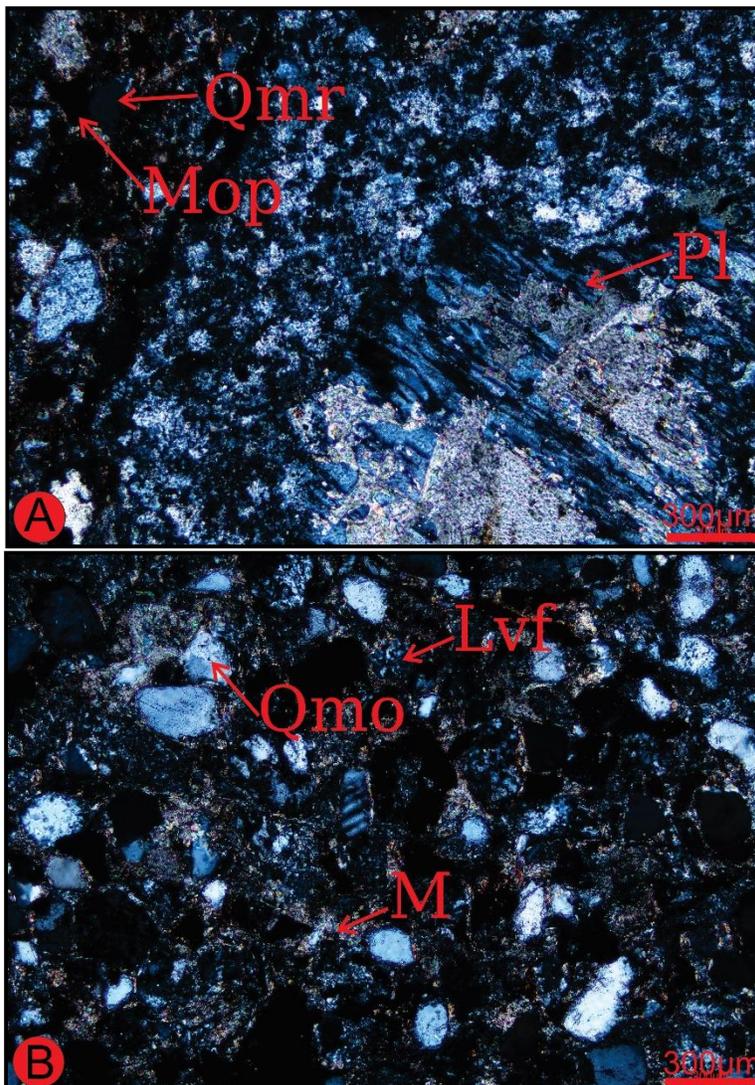


Figura 20.- Microfotografías de la sección delgada SR-18-53 en la cual se observan las texturas más representativas : A), Mop(Mineral opaco), Qmr (Cuarzo monocristalino con extinción recta), Pl (Plagioclasa). 5x. B) Qmo (Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa), M (Matriz), Lvfv (Lítico volcánico felsítico), 5x.

Muestra-SR-18-54 (Litoarenita)

El afloramiento de la muestra **SR-18-54** es el horizonte superior de la sucesión granodecreciente expuesta desde la muestra **SR-18-51**. Este afloramiento se observa como una arenisca de grano fino a limolita de colores rojizos a rojos claros, se puede observar una estratificación delgada interna junto con laminación ondulada y rizaduras.

La lamina está compuesta por: Fragmentos líticos volcánicos con texturas (felsíticas, y *lathwork*), cuarzo monocristalino con extinción ondulosa y recta, agregados de cuarzo policristalino con fragmentos de 2-3 y > 3 componentes, feldespatos y plagioclasas alteradas por sericita, accesorios de minerales opacos y algunas micas. La muestra en general se encuentra soportada por una ortomatriz filosilicatada cementada por carbonatado de calcio (Figura 21).

Los fragmentos líticos felsíticos se presentan con forma de mosaico microcristalino con mayor abundancia en agregados finos de material cuarzo feldespático. Los fragmentos tipo *lathwork* se conforman por fragmentos de plagioclasas y otras partículas alteradas arcillosas en una matriz microcristalina.

Los granos de cuarzo presentan morfologías angulosas a subangulosas. No se observan tan deformados o con relleno de matriz, los colores de interferencia son grises a blancos grisáceos. Los agregados policristalinos se pueden observar con formas subhedrales a anhedrales con un contenido mayor en los componentes de 2-3 fragmentos y extinción ondulosa en cada grano.

Las plagioclasas presentan maclado polisintético con formas subhedrales, así como pocos feldespatos alcalinos (microclina) alterados por sericita con un leve enrejado. Por lo anterior y los afloramientos observados en campo, así como el conteo modal realizado en esta muestra, se pudo clasificar a esta roca como una Litoarenita.

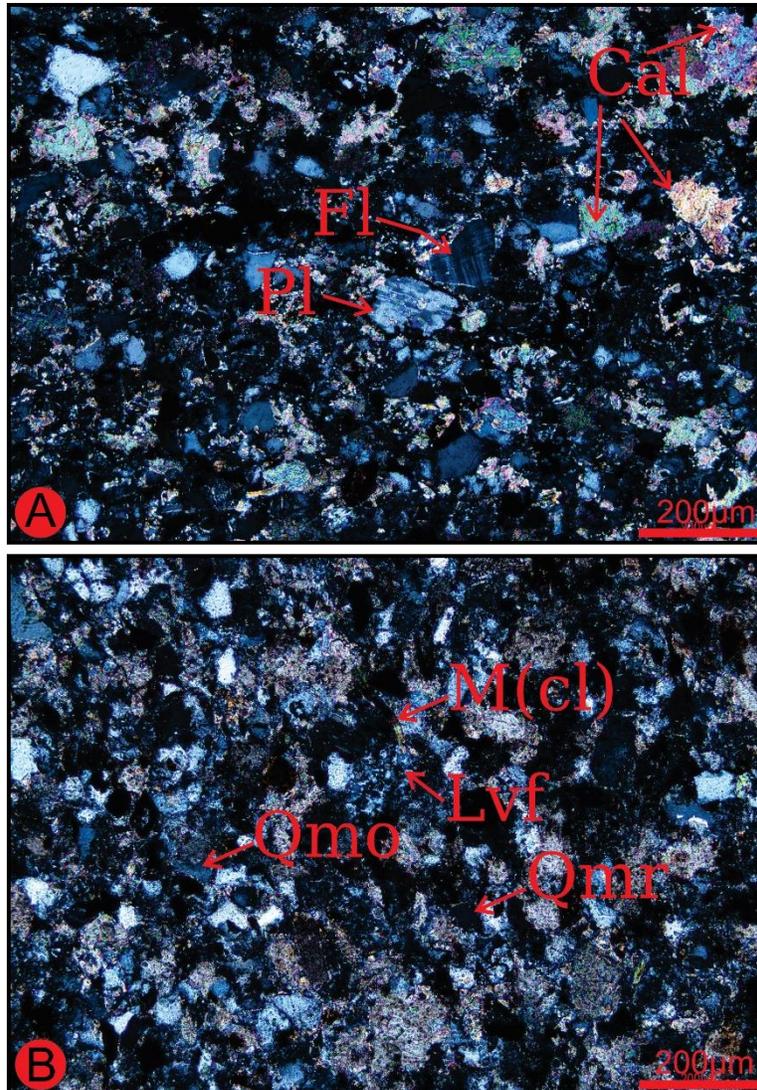


Figura 21.- Microfotografías de la sección delgada SR-18-54 en la cual se observan las texturas más representativas : A)Al (Feldespato alcalino), Ca (calcita), Pl (Plagioclasa). 10x. B) Qmo (Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa), M “cl” (clorita), Lvf (Lítico volcánico felsítico), Qmr (Cuarzo monocristalino con extinción recta). 10x.

3.2 Sierra de Jimulco

La petrografía en el área de la Sierra de Jimulco mostro una serie de rocas de carácter volcánico, así como tobas, rocas intermedias volcánicas, rocas volcanosedimentarias como brechas volcánicas y finalmente areniscas. La clasificación se realizó tanto por sus características petrográficas sobre los afloramientos, así como por conteo modal según la metodología de Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984) para clasificar rocas detríticas.

Muestra SJim-18-2 (Mesomilonita)

Afloramiento de roca volcánica de grano fino color rojo a verde oscuro, así como bastante alteración sericitica. En el afloramiento la roca muestra un aspecto de una roca limolítica hasta una toba.

La sección delgada de esta muestra está compuesta en su totalidad por una matriz hipocristalina compuesta por microcristales muy sericitizados de fragmentos muy parecidos a plagioclasas con cierta pseudo orientación paralela a planos a penas percibirles en el microscopio, esto aunado a que posiblemente sufriera alguna deformación dúctil, es por esto que algunos fragmentos orientados de posibles plagioclasas, la roca pudo haber sido originalmente una roca volcánica de composición intermedia, la cual se vio sometida a diversos esfuerzos de cizallamiento que produjeron una roca mesomilonítica de 50 a 90% de matriz (Figura 22).

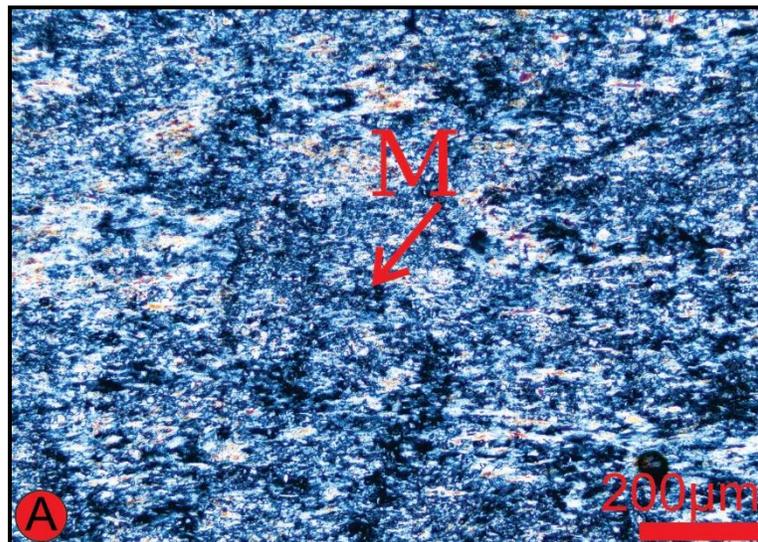




Figura 22.- Microfotografías de la sección delgada SJim-18-2 con las texturas más sobresalientes: A) Mv (Matriz hipocristalina), Pl (Relicto de posible Plagioclasa). 10X.

Muestra SJim-18-3 (Toba)

Afloramiento muy similar al expuesto anteriormente, sin embargo, no se observan los rastros de alteración sericitica, más si, un aumento en el tamaño del grano que pasa de muy fino a fino, por lo que puede apreciarse una laminación paralela muy incipiente.

En la sección delgada de esta muestra se puede apreciar una composición total de matriz de grano microcristalino, en la cual se encuentran embebidos cristales de grano fino de cuarzo con colores de interferencia grises a blancos amarillentos con formas subhedrales a anhedrales. También pueden apreciarse fragmentos de material carbonatado y silíceo reemplazando a componentes piroclásticos como fiames. Por las características anteriores, se puede clasificar a esta roca como una toba (Figura 23).

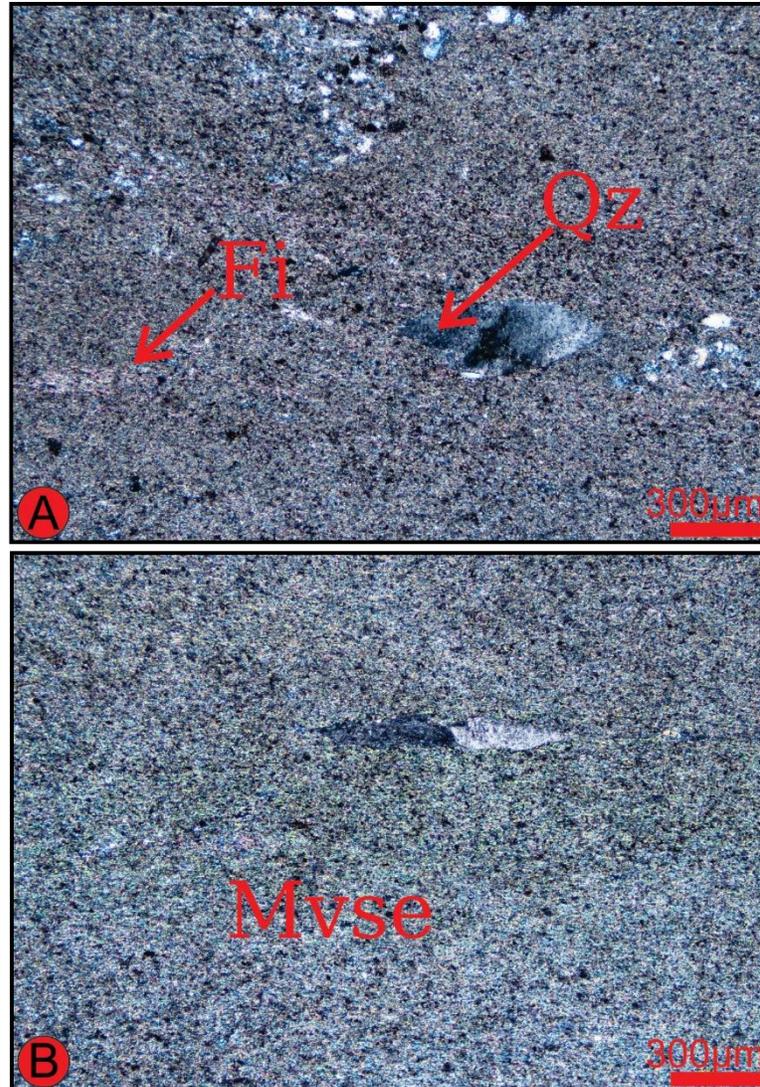


Figura 23.- Microfotografías de la sección delgada SJim-18-3 con las texturas más sobresalientes: A) Fi (Fielde), Qz (Fenocristal de cuarzo). 5X. B) Mvse (Matriz sericitizada). 5x.

Muestra SJim-18-5 (Andesita/basalto)

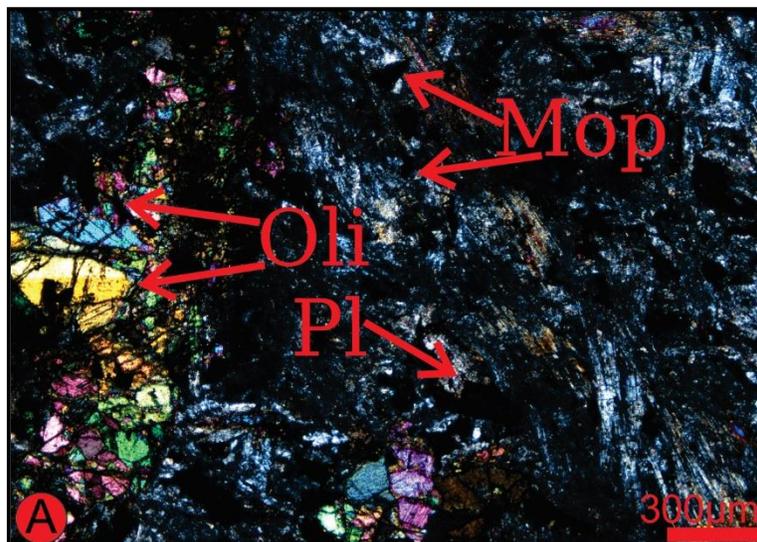
Afloramiento de roca volcánica color verde oscuro, con rastros de alteración sericitica, así como silíceo. La alteración es muy alta aun que se puede identificar incipiente clivaje irregular, así como una especie de dique muy delgado similar a la misma composición de la toba de la muestra **SJim-18-3**.

La sección delgada de esta muestra está compuesta por: Una matriz de cristales de piroxenos y plagioclasas con proporciones del 65%, sobre la cual se encuentran

embebidos fenocristales de piroxenos 10%, plagioclasas 15% y olivinos 10%, así como minerales opacos (Figura 24).

La matriz presenta formación de cristales de piroxenos muy posiblemente (wollastonita) con formas aciculares y radiales junto con una pequeña concentración de material vítreo. Presenta colores de interferencia blancos a naranjas y una leve deformación y alteración sericitica y silíceo por toda la muestra. Los cristales de plagioclasa presentan formas de tabulares junto con bastante alteración, siendo estas incluidas dentro de la matriz de piroxenos y vidrio.

Los cristales de olivino presentan formas subhedrales a euhedrales con colores de interferencia verdes a naranjas de segundo y tercer orden. Algunos de ellos presentan inclusiones de minerales opacos y vidrio. Los piroxenos presentan proporciones un poco menores que los olivinos, observándose con colores rojizos marrones, así como fracturamiento en cada uno de ellos. Por las características anteriores, junto con las observadas en campo podemos clasificar a esta roca como una andesita/basalto.



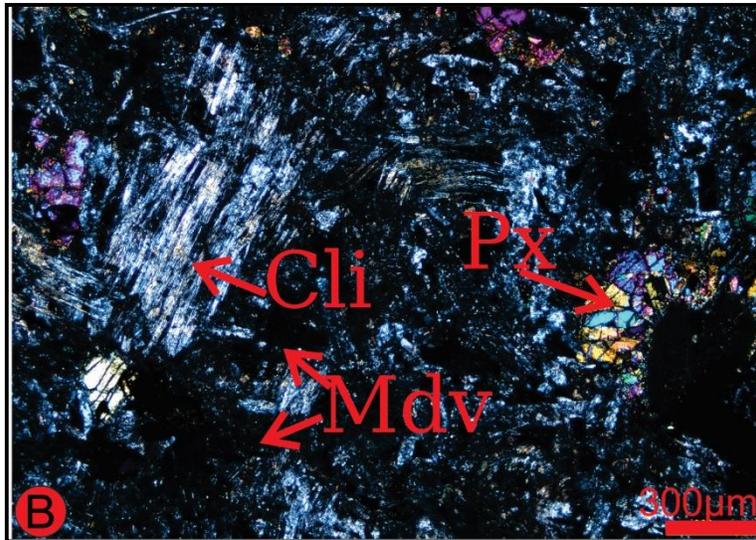


Figura 24.- Microfotografías de la sección delgada SJim-18-5 con las texturas más sobresalientes: A) Pl (Plagioclasas “bytownita), Mop (Mineral opaco), Oli (Olivino). 5x. B) Cli (Clinopiroxeno “Wollastonita”), Mdv (Matriz desvitrificada), Px (Augita). 5x.

Muestra SJim-18-6a (Basalto)

Afloramiento de roca volcánica color gris oscuro a negro con algunas tonalidades rojizas a purpuras. Sobre este afloramiento se observaron cambios litológicos y composicionales a lo largo de la sección, por lo que se optó por tomar dos muestras del mismo afloramiento (6a y 6b) para poder notar más los cambios composicionales del afloramiento.

La sección delgada está compuesta por: Una matriz de microcristales de cuarzo y plagioclasas alteradas por seritización y argilización 65%, junto con algunos fenocristales de plagioclasas 25% y cristales de cuarzo 10%. Todo esto cementado por cemento síliceo y carbonatado en forma poikilítica y parche (Figura 25).

Los fenocristales de plagioclasa se presentan con formas subhedrales a anhedrales. Su morfología es tabular junto con algunas maclas tipo Carlsbad y alteración sericitica. Los cristales de cuarzo presentan morfologías subhedrales, con un tamaño de grano fino y colores de interferencia grisáceos. El contenido de minerales accesorios es muy abundante, casi cerca del 16 % al igual que un 2% de cemento carbonatado en forma poikilítica y parche. Por las características anteriores, así como las observadas en campo podemos clasificar a esta roca como un basalto.

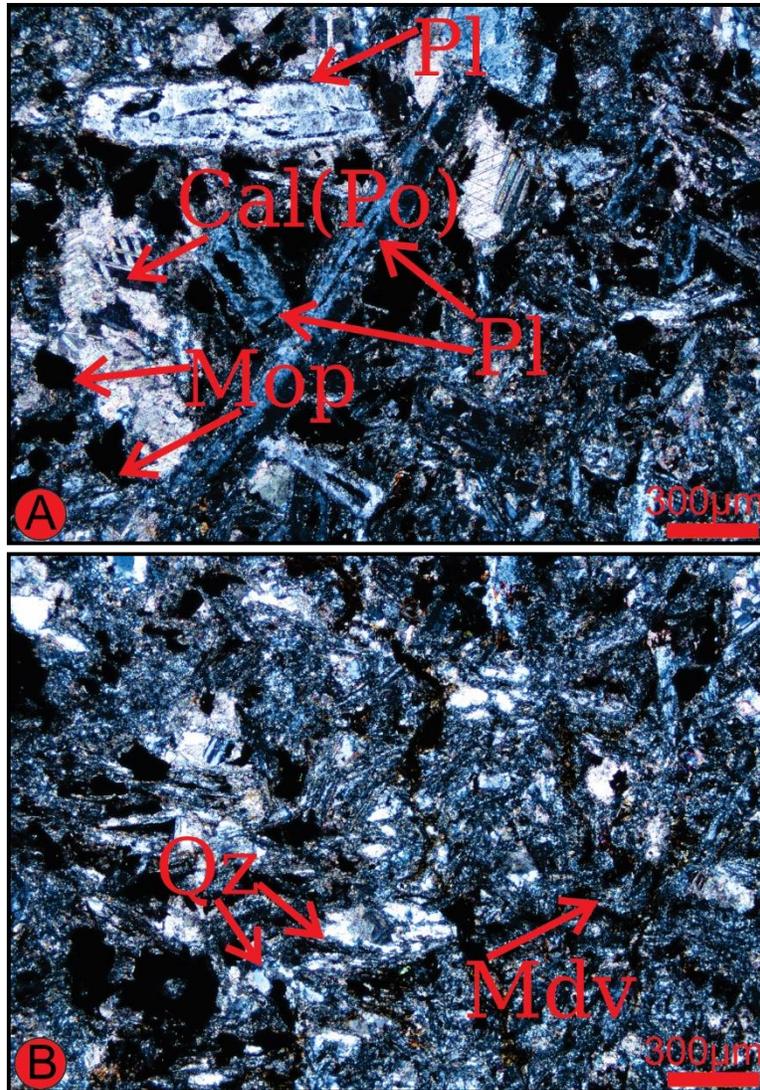


Figura 25.- Microfotografías de la sección delgada SJim-18-6a con las texturas más sobresalientes: A) Mop (Mineral opaco), Pl (Plagioclasa), Cal “po” (Cemento poikilítico). 5x. B) Qz (Cuarzo), Mdv (Matriz devitrificada). 5x.

Muestra SJim-18-6b (Monzogabro)

Afloramiento de roca volcánica con colores cafés claros a rojizos claros. Este afloramiento es un cambio de facies de la muestra **SJim-18-6a**, mostrando un tamaño de grano más grueso, así como un aumento en el contenido de matriz junto con fenocristales de plagioclasa más abundantes.

La sección delgada de esta muestra en su totalidad se compone por fenocristales de plagioclasa dentro de una matriz vítrea con alteración sericitica y argílica actuando en

forma de matriz, así como cristales de piroxenos y minerales opacos. Los cristales de plagioclasa presentan colores blancos a grises con formas subhedrales a anhedrales con habito tabular y acicular. Se pueden observar con alteración sericitica por toda la muestra, así como con maclado polisintético. Los cristales de piroxenos son medianamente abundantes, estos presentan colores naranjas a verdes de segundo orden con formas subhedrales a anhedrales con fracturamiento y seritizacion. Por todas estas características, así como las observadas en campo podemos clasificar a esta roca como un monzogabro con piroxenos (Figura 26).

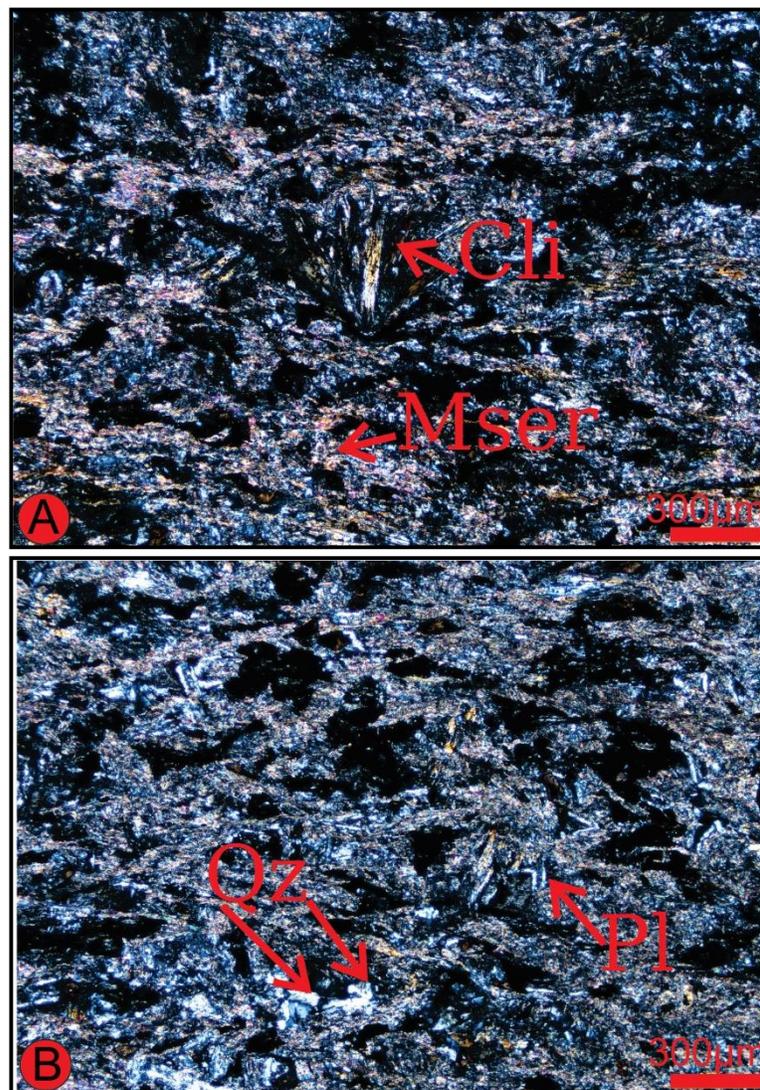


Figura 26.- Microfotografías de la sección delgada SJim-18-6b con las texturas más sobresalientes: A) Mser (Matriz sericitizada), Cli (Clinopiroxeno “wollastonita”). 5x. B) Qz (Cuarzo), Pl (Plagioclasa). 5x.

Muestra SJim-18-8 (Litoarenita-conglomerática)

Afloramiento de arenisca-conglomerática con fragmentos volcánico-clástico de color gris claro a gris oscuro. Contiene fragmentos de líticas de colores oscuros, así como fragmentos de cuarzos y plagioclasas. El contenido de matriz es muy poco, observándose incipiente cemento carbonatado.

La sección delgada se compone por: Fragmentos líticos volcánicos con texturas (felsíticas, microlíticas y *lathwork*), cuarzos monocristalinos con extinción ondulosa y de tipo recto, plagioclasas/feldespatos alcalinos y líticos metafelsíticos de grado 1º, así como accesorios de minerales opacos. Todos estos componentes se encuentran embebidos en una protomatrix filosilicatada con una proporción < 20% y cementados por cemento filosilicatado (Figura 27).

Los líticos con texturas felsíticas se presentan con formas de mosaicos microgranulares de cuarzo y feldespatos dispuestos de maneras granulares y seriados y hasta en forma de material feldespático más fino. Los líticos con texturas microlíticas se observan con cristales de plagioclasas/feldespatos alcalinos con orientación pseudoparalela en una masa vítrea. Los líticos con texturas *lathwork* consisten de fenocristales de feldespatos y cuarzo embebidos en una masa intergranular de material más fino, así como desvitrificado. Los líticos metamórficos se clasificaron como líticos metafelsíticos de grado 1º, conteniendo un desarrollo incipiente de micas y alteración sericítica.

Los cristales de cuarzo presentan morfologías subangulares a subredondeados con una relación entre granos casi recta, encontrándose unos con crecimiento sintaxial filosilicatado y con bahías de reabsorción. Presentan colores de interferencia grises claros a blancos grisáceos con un contenido mayor de cuarzos monocristalinos con extinción ondulosa que la de tipo recto. Los agregados de cuarzo policristalino se observan deformados, con crecimiento incipiente de micas y un promedio mayor en fragmentos con >3 componentes y extinción ondulosa de cada grano.

Los cristales de feldespato alcalino y plagioclasas se observan con formas subhedrales a anhedrales, distinguiéndose una mayor cantidad de plagioclasas con maclado

polisintético y con alteración sericítica. Los feldespatos alcalinos son menos abundantes, más sin embargo se pueden distinguir por su maclado tipo Carlsbad y de enrejilla, estos se observan con alteración sericítica. Por todas estas características, así como las observadas en campo junto con el conteo modal realizado, se puede clasificar a esta roca como una arenisca-conglomerática con fragmentos de litoarenita.

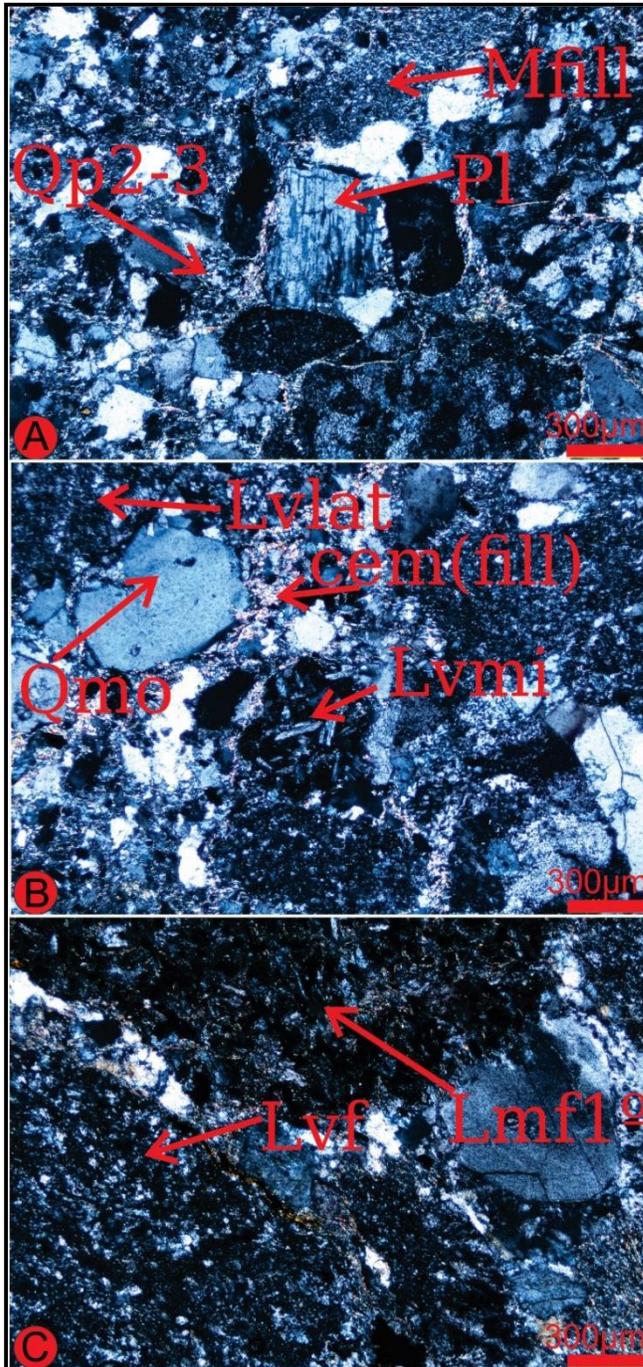


Figura 27.- Microfotografías de la sección delgada SJim-18-8 con las texturas más sobresalientes: A) Mfill (Matriz filosilicatada), Pl (Plagioclasa), Qp 2-3 (Cuarzo policristalino de 2-3 fragmentos). 5x. B) Lvlat (Lítico volcánico lathwork), Lvmi (Lítico volcánico microlítico), Qmo (Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa), Cem "Fill"(Cemento filosilicatado). 5x. C) Lvf (Lítico volcánico felsítico), Lmf1º (Lítico metafelsítico de grado 1º). 5x.

Muestra SJim-18-9 (Litoarenita)

Afloramiento de arenisca de color gris claro, con laminación paralela incipiente y con tamaño de grano medio.

La sección delgada se compone por: Líticos volcánicos con texturas (felsíticas y microlíticas), cuarzos monocristalinos con extinción ondulosa y recta, cuarzos policristalinos de 2-3 y >3 componentes y una relación mayor de feldespatos alcalinos sobre plagioclasas. Como accesorios se observa un aumento de minerales opacos, todo esto dentro de una protomatriz filosilicatada con cemento arcilloso (Figura 28).

Los fragmentos líticos más abundantes son los de tipo volcánico con textura felsítica, estos se presentan con fragmentos de cuarzo y feldespatos anhedrales dispuestos en forma de mosaicos microgranulares y seriado y algunos otros con fracciones minerales de feldespato más fino. Le siguen líticos con texturas microlíticas presentan microcristales de plagioclasa dispuesto en forma pseudoparalela en una masa microgranular.

Los cristales de cuarzo presentan una morfología subangular a subredondeada, con una relación entre granos muy pobre, ya que presentan un aumento en el cemento filosilicatado "psudomatriz" y algunos otros con bahías de disolución junto con fracturamiento. Se puede observar un mayor contenido de cristales de cuarzo con extinción ondulosa y un poco contenido de cristales policristalinos de 2-3 y en menor proporción los de >3 componentes.

Los cristales de feldespato alcalino y plagioclasas presentan formas subhedrales a anhedrales, siendo las plagioclasas las de mayor contenido con maclado polisintético y algunos restantes feldespático alcalinos con maclado tipo Carlsbad. Por todo lo anterior, junto con lo observado en campo y el conteo modal realizado a esta muestra, se puede clasificar como una Litoarenita.

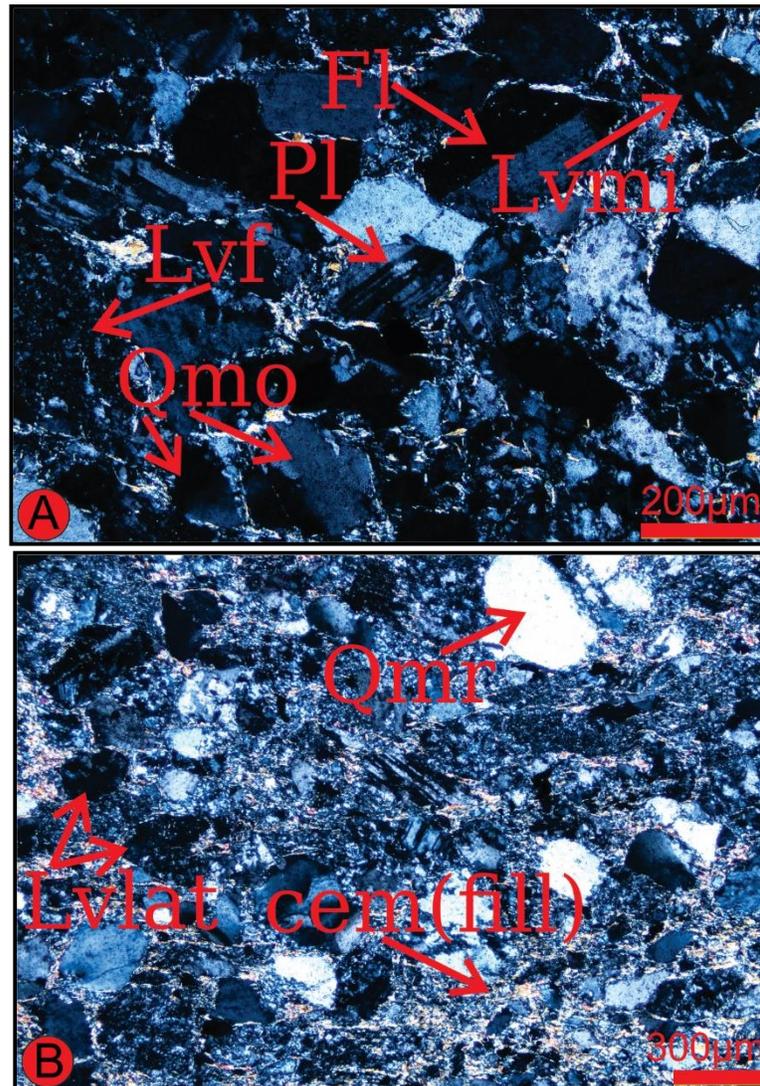


Figura 28.- Microfotografías de la sección delgada SJim-18-9 con las texturas más sobresalientes: A) Qmo (Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa), PI (Plagioclasa), FI (Feldspato alcalino), Lvmi (Lítico volcánico microlítico), Lvf (Lítico volcánico felsítico). 10x. B) Lvlat (Lítico volcánico lathwork), Qmr (Cuarzo monocristalino con extinción recta), Cem "fill" (Cemento filosilicatado). 5x.

Muestra SJim-18-10 (Sublitoarenita)

Afloramiento de arenisca de grano fino con colores rojizos a grises claros. Presenta incipientes rizaduras, así como un contenido menor en matriz.

La sección delgada se compone por: Cuarzos monocristalinos con extinción ondulosa y recta, cuarzos policristalinos, líticos volcánicos con texturas felsíticas y cristales de plagioclasas y feldespatos alcalinos. Como accesorios se puede observar un aumento considerable de minerales opacos con relación a las muestras anteriores junto con una protomatriz y cemento filosilicatado (Figura 29).

Los cuarzos presentan morfologías subangulares a subredondeadas con formas subhedrales a anhedrales. El contacto entre los granos es poco abundante ya que el contenido de matriz es un tanto mayor que en las muestras anteriores. No se observan fracturados, pero si algunos con bahías de reabsorción. La alteración es moderada, ya que algunos se observan deformados al momento de extinguirse, así como formación de arcillas “sericita” entre los poros. Los líticos son muy escasos, aunque se pueden observar algunos con texturas felsíticas con formas de mosaicos rellenos con material microcristalino de cuarzo y feldespato. Los cristales de plagioclasas y feldespatos alcalinos presentan bastante alteración sericítica, pudiendo diferenciarse algunas plagioclasas por su maclado polisintético. Estas se observan con hábitos tabulares y formas subhedrales en forma de matriz y cristal. Como accesorios se observa gran contenido de minerales opacos, así como micas y algunos piroxenos. Por todas las características anteriores, así como las observadas en campo, junto con el conteo modal realizado, se puede clasificar como una sublitoarenita.

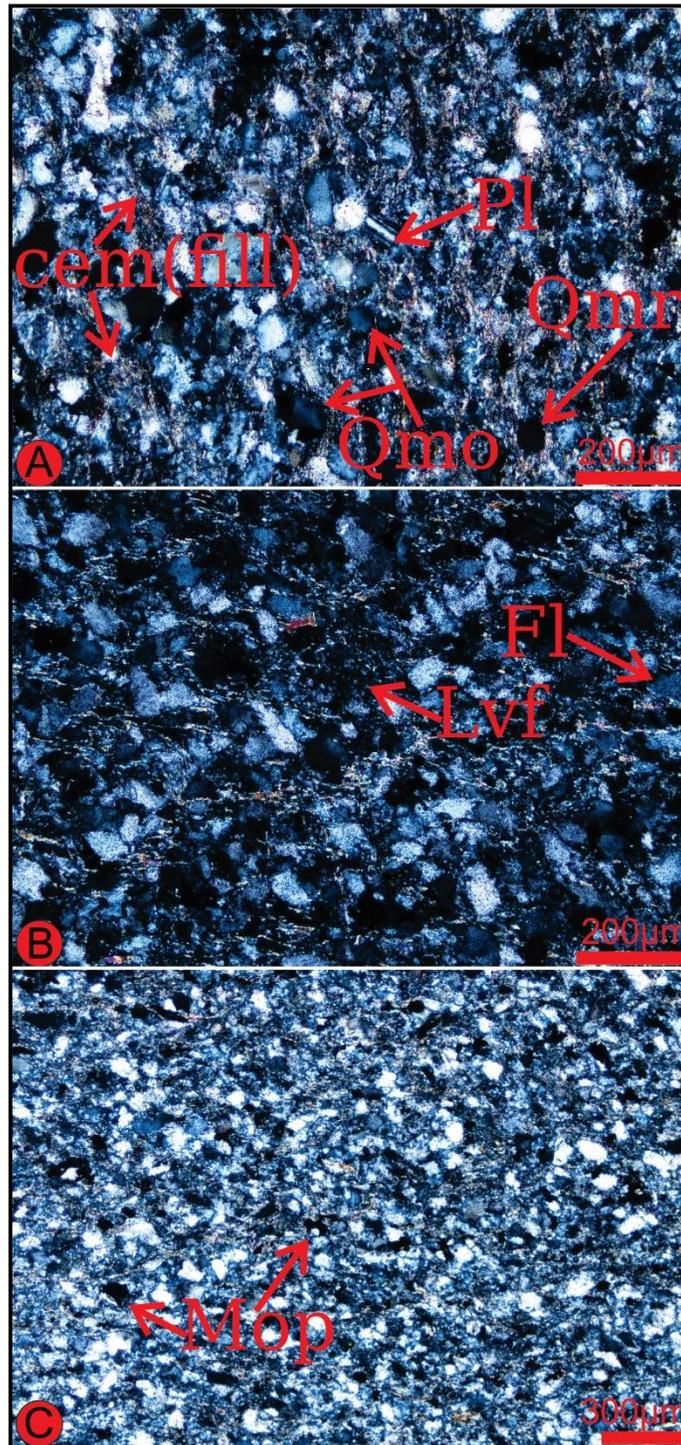


Figura 29.- Microfotografías de la sección delgada SJim-18-10 con las texturas más sobresalientes: A) Cem “fill” (Cemento filossilicatado), Qmo (Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa),Qmr (Cuarzo monocristalino con extinción recta), PI (Plagioclasa). 10x. B) Lvf (Lítico volcánico felsítico), Fl (Feldespatos alcalinos). 10x. C) Mop (Mineral opaco). 5x.

Muestra SJim-18-11 (Brecha volcánica con componentes de Litoarenita)

Afloramiento de roca brechoide de colores grises a grises rojizos. Presenta alteración sericítica, así como un contenido de fragmento rojizos y cuarzos lechosos con morfologías angulosas a subangulosas con tamaños desde 1 cm hasta mayor a 5 cm. La matriz se observa de grano soportado y cementada por cemento silíceo.

La sección delgada se compone por: Líticos volcánicos con texturas (felsíticas, microlíticas y *lathwork*), cuarzos monocristalinos con extinción ondulosa y recta, cuarzos policristalinos de 2-3 y > a 3 componentes, fenocristales de plagioclasas y feldespatos alcalinos. Todo esto cementado por cemento filosilicatado como un contenido menor del 20 % en matriz (Figura 30).

Los fragmentos felsíticos se presentan con formas de mosaicos microgranulares de cuarzo y feldespato, así como agregados finos. Los líticos microlíticos se presentan con cristales de plagioclasas pseudoparalelas en una masa desvitrificada. Los líticos tipo *lathwork* presentan fenocristales de plagioclasas y feldespatos alcalinos dentro de una masa microcristalina de cuarzo, feldespato y vidrio.

Los fragmentos de cuarzo presentan morfologías subangulares a subredondeadas, el contacto entre granos es nulo, observándose el cemento calcáreo entre los fragmentos. Algunos están levemente fracturados y con bahías de disolución, estas se observan rellenas por el mismo cemento carbonatado. Generalmente los fragmentos son de tamaño grueso con mayor proporción en cristales de extinción ondulosa que la de tipo recto. Los cuarzos policristalinos son muy escasos, siendo los de 2-3 componentes los más abundantes.

Los fenocristales de feldespato alcalino y plagioclasa se observan con formas subhedrales a anhedrales. Los cristales de plagioclasa presentan maclado polisintético, mientras que algunos feldespatos alcalinos exhiben maclado tipo Carlsbad y de enrejilla (Microclina) y son mayormente observados dentro de los líticos feldespáticos. Como accesorios podemos observar solo algunos minerales opacos, junto con cemento carbonatado en forma de poikilítica y parche. Por todas estas características y las observadas en campo, así como sus componentes principales,

matriz y el conteo modal realizado se puede clasificar como una brecha volcánica con componentes de Litoarenita.

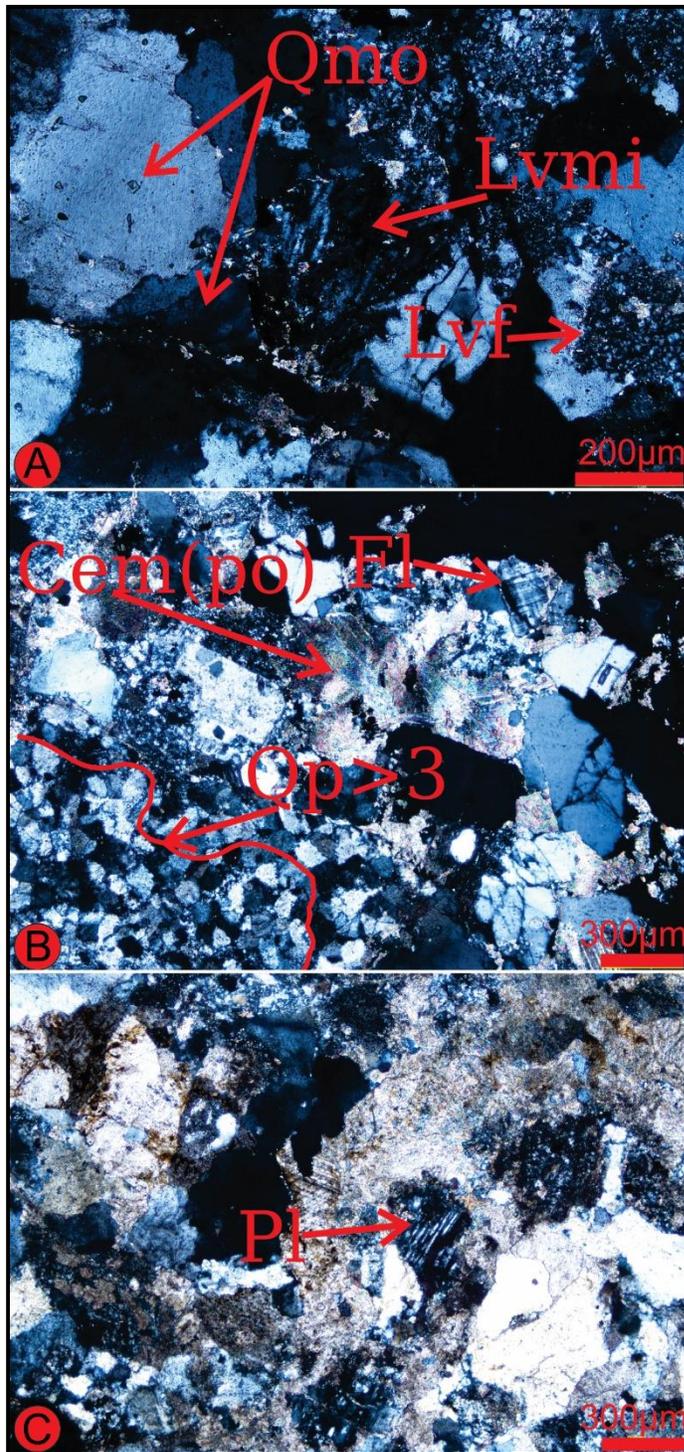


Figura 30.- Microfotografías de la sección delgada SJim-18-11 con las texturas más sobresalientes: A) Qmo (Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa), Lvmi (Lítico volcánico microlítico), Lvfv (Lítico volcánico felsítico). 10x. B) Qp>3 (Cuarzo policristalino con más de 3 fragmentos), Cem “po” (Cemento poikilítico), Fl (Feldespato alcalino “microclina”). 5x. C) Pl (Plagioclasa). 5x.

3.3 Cerro de Enmedio

La petrografía de las muestras en el área de Cerro de Enmedio en su totalidad fueron areniscas, conglomerados y algunas rocas riolíticas. Con base en estas observaciones se clasificaron tanto por sus características petrográficas en los afloramientos como por conteo modal según la metodología de Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984) para clasificar rocas detríticas.

Muestra PLM-18-1 (Litoarenita)

Afloramiento de arenisca de grano fina a limolita con estratificación delgada y colores amarillentos a grises a la intemperie. Se alterna con lutitas apizarradas con clivajes y echados suaves, los colores van desde grises oscuros a verdes opacos.

La lamina delgada está compuesta por: Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa y de tipo recta, cuarzo policristalino de 2-3 fragmentos y con >3 componentes, fragmentos líticos con texturas (felsíticas, microlíticas y *latwork*), feldespatos alcalinos, plagioclasas y micas(moscovita). Todo esto embebido dentro de una matriz arcillosa cementada por carbonato (Figura 31).

El cuarzo presenta morfologías subangulares a subredondeados, tanto de extinción recta como de tipo ondulosa, el contenido de cuarzos ondulosos es mayor que el de extinción recta. Presenta colores de interferencia grises claros a blancos grisáceos, algunos de estos fragmentos se encuentran fracturados con relleno de matriz arcillosa y algunos otros con bahías de reabsorción. El cuarzo policristalino se observa con fragmentos de extinción ondulosa, granos estriados y deformados con una morfología de grano subredondeada.

Los fragmentos volcánicos con texturas felsíticas presentan formas de mosaicos microgranulares de cristales de feldespato y cuarzo, observándose también como fragmentos muy finos en algunas partes. La textura *latwork* está conformada por fragmentos de cristales de plagioclasas y otras partículas fenocristalinas de granulometría de tamaño de arena en una masa intergranular. Mientras que la textura microlítica parecen estar en un acomodo acicular de feldespatos microgranulares.

Los feldespatos alcalinos se pueden observar muy poco, algunos feldespatos se observan con morfologías subhedral a euhedral junto con las plagioclasas, estas últimas diferenciadas por un leve maclado polisintético y con un mayor contenido en la muestra. Como accesorios pueden observarse algunas micas (moscovita) con muy poco contenido de minerales metálicos. Por lo anterior, junto con los afloramientos observados en campo, así como el conteo modal realizado esta roca se clasifica como una Litoarenita.

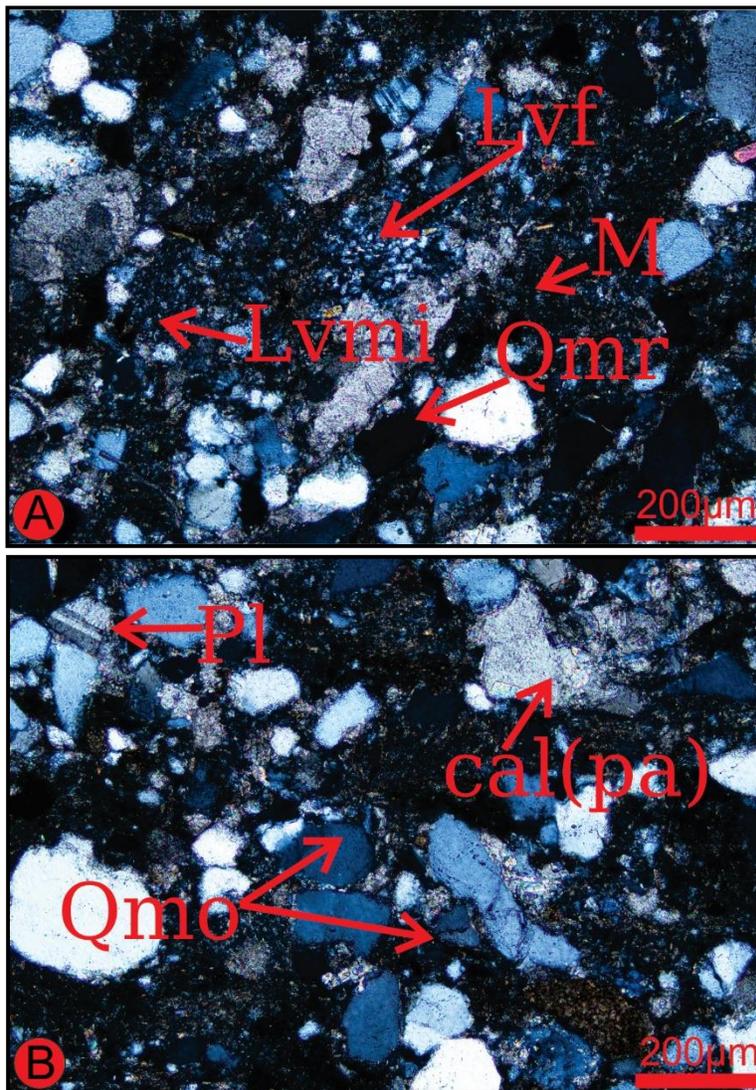


Figura 31.- Microfotografías de la sección delgada PLM-18-1 en la cual se observan las texturas más significativas de la muestra: A) Lvf (Lítico volcánico felsítico), Qmr (Cuarzo monocristalino con extinción recta), M (matriz). 10x. B) Qmo (Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa), Cal "Pa" (Cemento en forma de parche), Pl (plagioclasa). 10x.

Muestra PLM-18-2 (Paraconglomerado polimíctico con fragmentos de sublitoarenita “discordancia”)

Afloramiento de conglomerado polimíctico de grandes bloques redondeados a subredondeados de caliza y otros fragmentos rojizos y negros. Los fragmentos alcanzan diámetros desde 1 cm hasta 0.4 m de diámetro, se pueden observar siendo soportados por clastos con una mala clasificación y cementados por cemento calcáreo.

En sección delgada podemos observar una lámina compuesta en su mayoría por cemento carbonatado, cuarzos monocristalinos con extinción ondulosa y recta, así como líticos volcánicos con texturas felsíticas. El contenido de matriz es muy abundante observando una inmadurez de manera general en toda la muestra (Figura 32).

Los cuarzos presentan morfologías subangulares a subredondeadas con un pobre contacto entre granos ya que el contenido de cemento es muy elevado, alcanzado casi el 80% de la muestra. Los cuarzos presentan colores de interferencia grises claros en los cuales se puede observar golfos de disolución y/o relleno con cemento carbonatado. Los granos más abundantes son los de extinción ondulosa seguido de los de extinción recta, así como cuarzos policristalinos con morfologías subangulares a subredondeados. Los líticos son de texturas volcánicas, generalmente de textura felsítica, estos presentan formas de mosaicos microgranulares de cuarzo y feldespato. Por todo lo anterior, así como el contenido de matriz, morfologías observadas en campo y el conteo modal de esta roca, se clasifica como un paraconglomerado polimíctico con fragmentos de sublitoarenita.

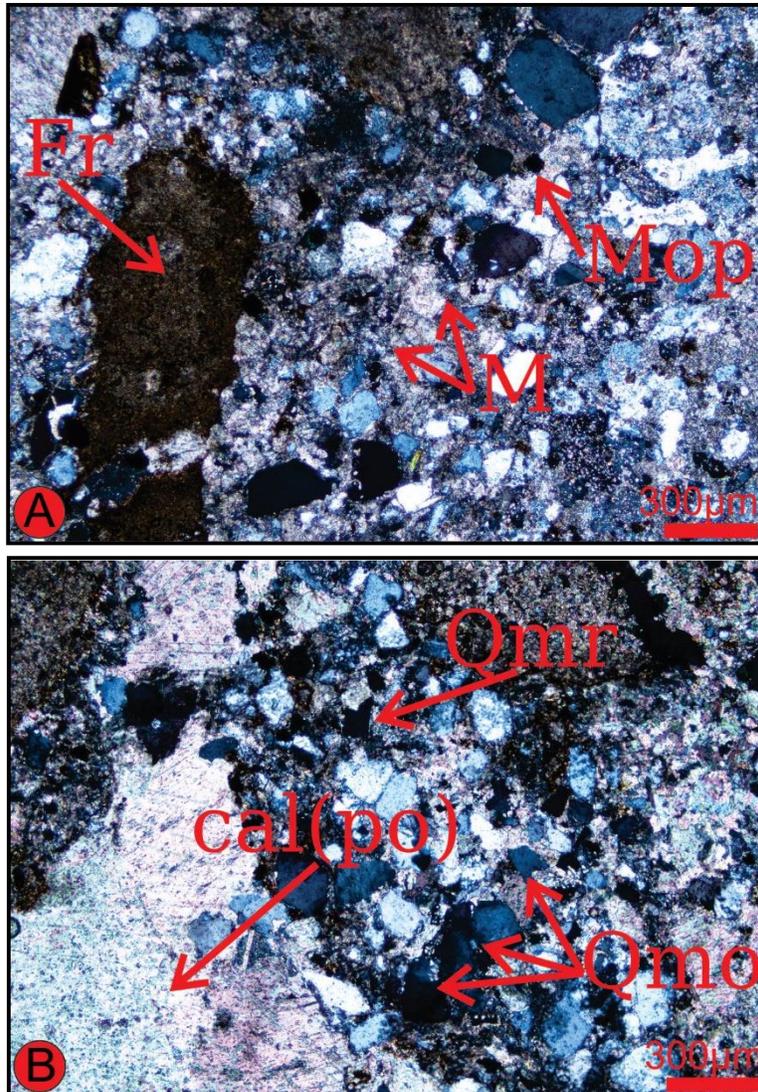


Figura 32.- Microfotografías de la sección delgada PLM-18-2 con las texturas más sobresalientes: A) M (Matriz), Mop (Mineral opaco), Fr (Fragmento roca). 5x. B) Qmo (Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa), Qmr (Cuarzo monocristalino con extinción recta), Cal (Cemento en forma poikilítica). 5x.

Muestra PLM-4 (Calcarenita)

Afloramiento sobreyacente al punto **PLM-18-2**. Este afloramiento se observa de composición arcillosa y con colores grises amarillentos junto con horizontes conglomeráticos hacia la cima y un aumento de líticos en la parte intermedia. En general la roca se puede observar como una zona de transición hacia la cima, pasando de capas arcillosas, arenas con lentes y bancos delgados conglomeráticos, hasta calizas arenosas con componentes clásticos de La Formación La Casita.

La sección delgada de esta muestra se compone en su totalidad por agregados policristalinos de 2-3 y > 3 fragmentos de cuarzo, seguida de cuarzos monocristalinos con extinción ondulosa y de tipo recta, con proporciones menores de feldespatos alcalinos y plagioclasas. En su totalidad se compone por una matriz inmadura calcárea > al 80% y algunos minerales opacos. Los agregados de cuarzo policristalino se distribuyen de manera aleatoria por toda la muestra, mientras que los cuarzos presentan morfologías subangulares a subredondeadas, con una mayor proporción en cuarzos de extinción ondulosa a la de tipo recto. Por todo lo anterior, más lo observado en el afloramiento como son el índice de matriz, componentes, tamaños y tipos de grano, esta roca puede ser clasificada como una calcarenita (Figura 33).

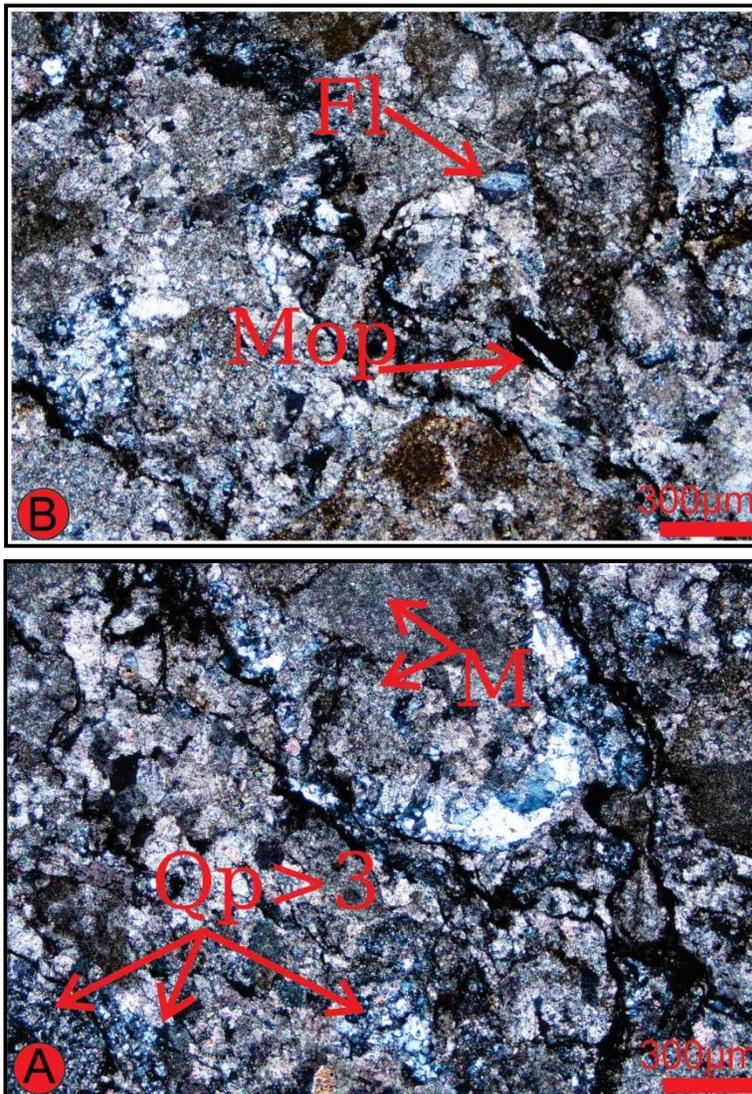


Figura 33.- Microfotografías de la sección delgada PLM-18-4 en la cual se observan las texturas más sobresalientes: A) M (Matriz), Mop (Mineral opaco).5x. B) Qmo (Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa), M (Matriz), Qp>3 (Cuarzo policristalino de más de tres componentes).5x.

Muestra PLM-18-7 (Sublitoarenita)

Afloramiento de La Formación la Casita. Esta se observa como una roca arenisca de grano medio en capas medianas junto con margas y cementadas por cemento calcáreo. Esta Formación se encuentra descansando discordantemente sobre brechas e ignimbritas de La Formacion Verde.

Esta lamina está compuesta por: Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa y de tipo recto, líticas volcánicas con texturas (felsíticas y microlíticas), líticas metamórficas metapsamíticas, plagioclasas (albita) y feldespatos alcalinos con alteración sericítica. La muestra parece ser de grano soportado con una madures alta y con poco cemento carbonatado entre los fragmentos (Figura 34).

El cuarzo presenta morfologías subangulosas a subredondeadas con colores de interferencia grises a blancos grisáceos, el contacto entre granos es bueno ya que presenta poco contenido de matriz y cemento carbonatado. Generalmente no se encuentran deformados ni fracturados, solo unos tantos con presencia de golfos de disolución y rellenos con matriz calcárea así como crecimiento sintaxial entre ellos. En orden de abundancia podemos observar a más cuarzoes con extinción ondulosa que la de tipo recto. Los agregados policristalinos de cuarzo presentan morfologías subangulares a subredondeadas, con extinción individual entre los granos siendo los fragmentos >3 componentes con morfologías más abundantes.

Los fragmentos líticas generalmente se observan con texturas felsíticas, estos presentan formas de mosaicos microgranulares o seriados de cuarzo y feldespatos alcalinos conteniendo en algunos casos fracciones más finas de material feldespático. Los líticas volcánicas con texturas microlíticas se observan con pequeños cristales de plagioclasas orientados en posiciones irregulares. Los líticas metamórficos se clasificaron como líticas metapsamíticas encontrando solo unos pocos.

Los fragmentos de feldespato alcalino y plagioclasas presentan morfologías subredondeadas a subangulosas, así como formas euhedrales a subhedrales. Las plagioclasas se pueden observar con maclado polisintético (albita) y de tipo Carlsbad en los feldespatos alcalinos. La matriz y el cemento puede observarse de tipo

carbonatado, aunque es muy poca menos del 3% en toda la muestra, junto con algunos cuantos minerales opacos. Por lo anterior, así como los datos recabados en campo y el conteo modal realizado, se puede clasificar a esta roca como una sublitoarenita.

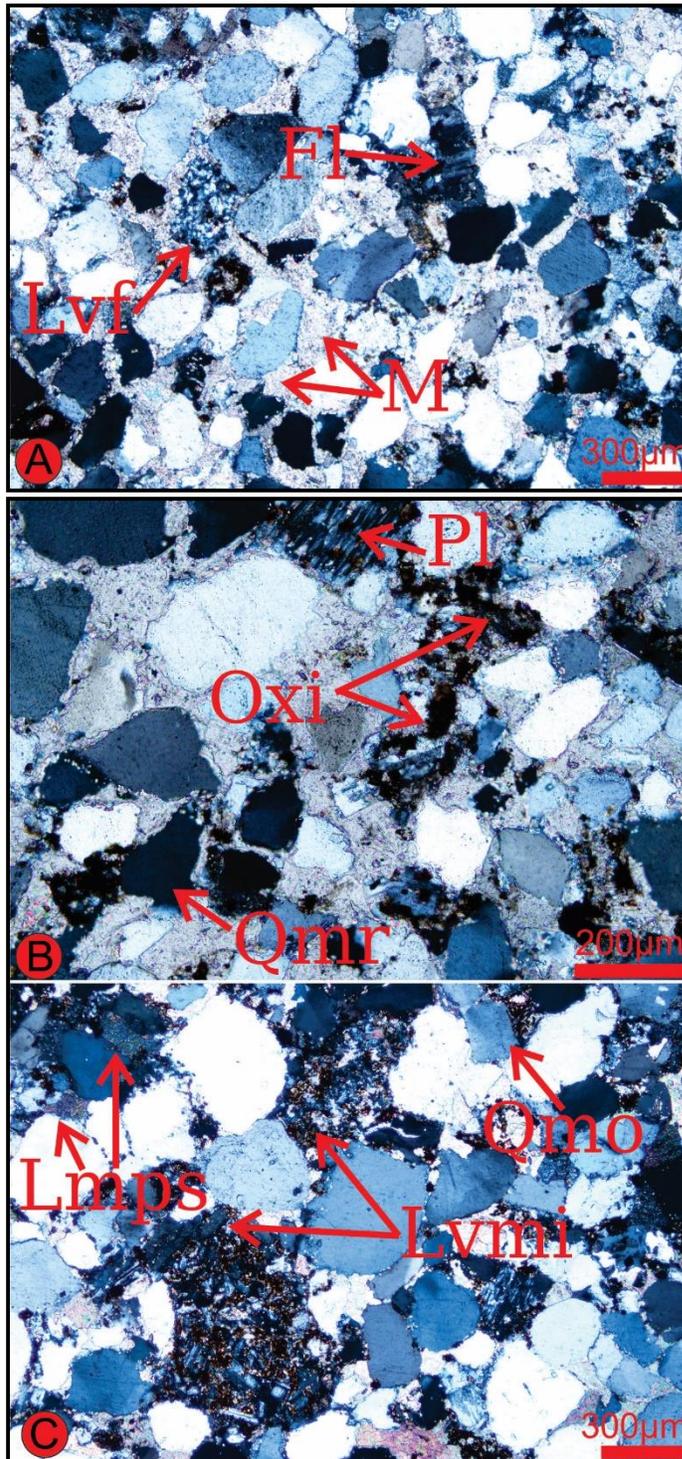


Figura 34.- Microfotografías de la sección delgada PLM-18-7 en la cual se puede observar las texturas más características : A) M (Matriz), Lvf (Lítico volcánico felsítico), Fl (Feldespato alcalino). 5x. B) Qmr (Cuarzo monocristalino con extinción recta), Pl (Plagioclasa), Oxi (Oxido). 10x. C) Lvm (Lítico volcánico microlítico), Qmo (Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa), Lmps (Lítico metamórfico metapsamítico). 5x.

Muestra PLM-18-8 (Subarkosa ¿discordancia angular?)

Afloramiento de arenisca de grano medio a grueso en capas medianas a gruesas descansando en fuerte discordancia angular sobre calizas paleozoicas. Presenta colores rojos a grises oscuros junto con horizontes de cuarzo lechoso e incipiente laminación oblicua.

La sección delgada se compone por: Cuarzo monocristalino con proporciones mayores en extinciones tipo ondulosa, fragmentos líticos volcánicos con texturas (felsíticas y *lathwork*), líticos metafelsíticos de grado 1^o, así como cristales de feldespato alcalino y plagioclasas. La muestra se observa con una madurez alta, contiene poca matriz, así como cemento filosilicatado y algunos minerales opacos como accesorios (Figura 35).

El cuarzo presenta una morfología subangular a subredondeada sin casi nada de alteración, en la mayoría de los casos se observa con crecimiento sintaxial de calcita y un entramado entre granos de tipo recto. Los colores de interferencia son grises claros a blancos grisáceos, algunos tienen bahías de reabsorción, así como relleno de material carbonatado. El contenido de agregados de cuarzo policristalinos es mayor que en las muestras anteriores, siendo el de 2-3 componentes el de mayor proporción. Los agregados de cuarzo policristalinos presentan extinción ondulada en cada grano individualmente, así como morfologías de estrías.

Los fragmentos volcánicos con texturas felsíticas presentan formas de mosaicos microgranulares de cuarzo y feldespato. En menor proporción se pueden observar líticos volcánicos con texturas tipo *lathwork*, conformados por fragmentos de feldespato alcalino y otras partículas fenocristalinas con granulometría de tamaño arena en una masa intergranular. Los líticos metamórficos se clasificaron como metafelsíticos de grado 1^o, los cuales presentan desarrollo incipiente de micas.

Los fragmentos de plagioclasa y feldespato alcalino son casi ausentes, observándose algunos feldespatos con formas subhedrales a anhedrales, distinguiéndose por un leve maclado tipo Carlsbad. Por lo anterior y junto con los datos recolectados del afloramiento, así como el conteo modal realizado a esta muestra se puede clasificar como una subarkosa.

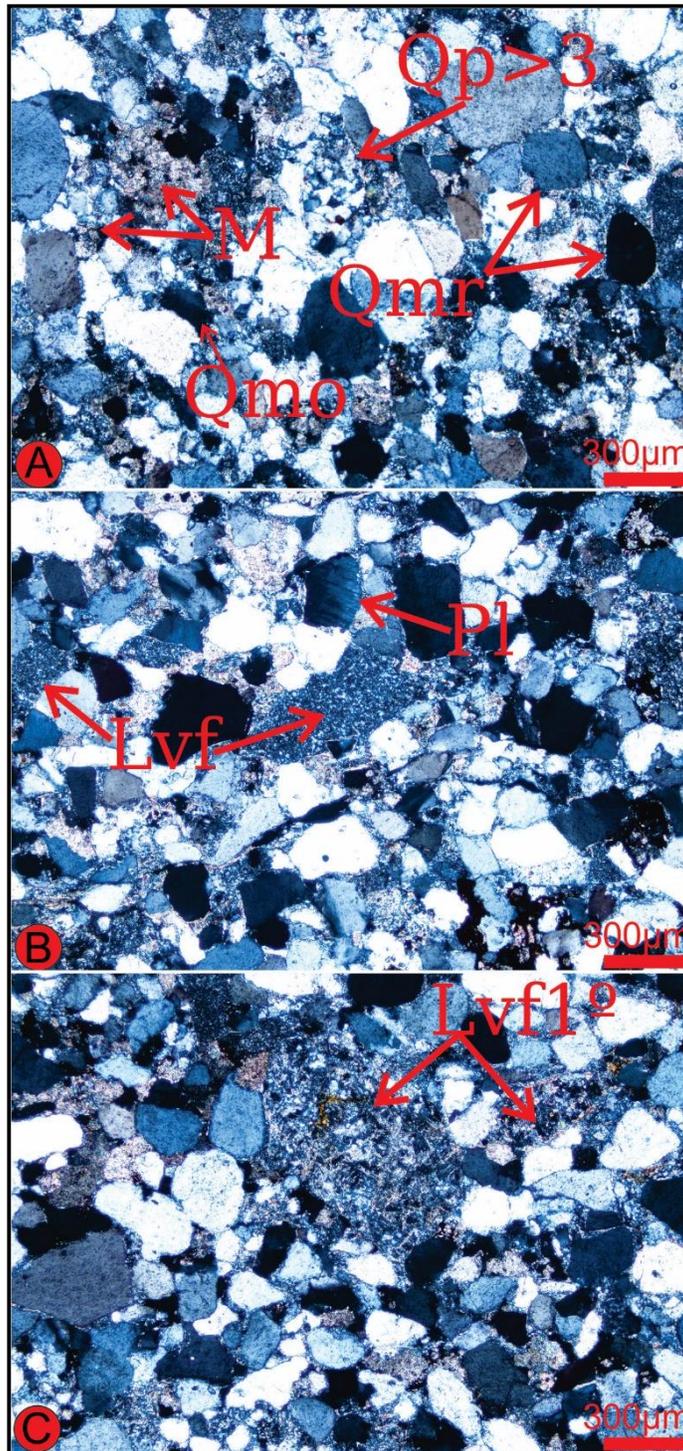


Figura 35.- Microfotografías de la sección delgada PLM-18-8 con las texturas más sobresalientes: A) Qmo (Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa), Qmr (Cuarzo monocristalino con extinción recta), M (Matriz), Qp>3 (Cuarzo policristalino mayor a 3 componentes). 5x. B) Pl (Plagioclasa), Lvf (Lítico volcánico felsítico). 5x. C) Lmf1 (Lítico metafelsítico de grado 1º). 5x.

Muestra PLM-18-9 (Paraconglomerado polimíctico con fragmentos de sublitoarenita)

Afloramiento de conglomerado-brecha de colores rojizos a rojos oscuros, el cual está sobreyaciendo a la discordancia del punto anterior. Este se compone de clastos desde 1 cm hasta 15 cm de diámetro con morfologías angulares a subredondeadas soportados por una matriz arenosa con una mala clasificación.

La sección delgada se compone por: Cuarzos monocristalinos con extinción recta y de tipo ondulosa, líticos volcánicos con texturas felsíticas, líticos metamórficos como metapelíticos de grado 1º y metafelsíticos de grado 1º, feldespatos alcalinos y plagioclasas. Tanto la matriz como el cemento es de tipo calcáreo con una submadurez textural discreta, junto con minerales accesorios como micas (clorita).

La muestra se compone mayoritariamente por cuarzos monocristalino con extinción ondulosa. Estos presentan morfologías subangulares a subredondeadas, los colores de interferencia son grises a blancos grisáceos y la mayoría de las veces se observan fracturados, así como con relleno de cemento carbonatado y golfos de reabsorción. El contacto entre los cristales es generalmente es de tipo recto, por lo que se puede apreciar el cemento sintaxial de calcita entre los espacios. Los agregados de cuarzo policristalinos presentan formas subhedrales a anhedrales, con extinción ondulosa individual de cada grano, siendo los de 2-3 componentes los más abundantes.

Los líticos volcánicos con texturas felsíticas presentan formas de mosaicos microcristalinos, granulares y seriados de cuarzo y feldespatos, comportándose en algunas partes como agregados más finos. Los líticos metapelíticos se observan con cristalización incipiente y micas con leve clivaje. Los feldespatos alcalinos no son tan abundantes, pueden observarse con forma subhedral a anhedral y con maclado tipo Carlsbad, mientras que las plagioclasas se observan con maclado polisintético con formas subhedrales y anhedrales. Por lo anterior, así como los datos observados de campo, junto con el conteo modal realizado, esta roca puede clasificarse como un paraconglomerado polimíctico con fragmentos de sublitoarenitas (Figura 36).

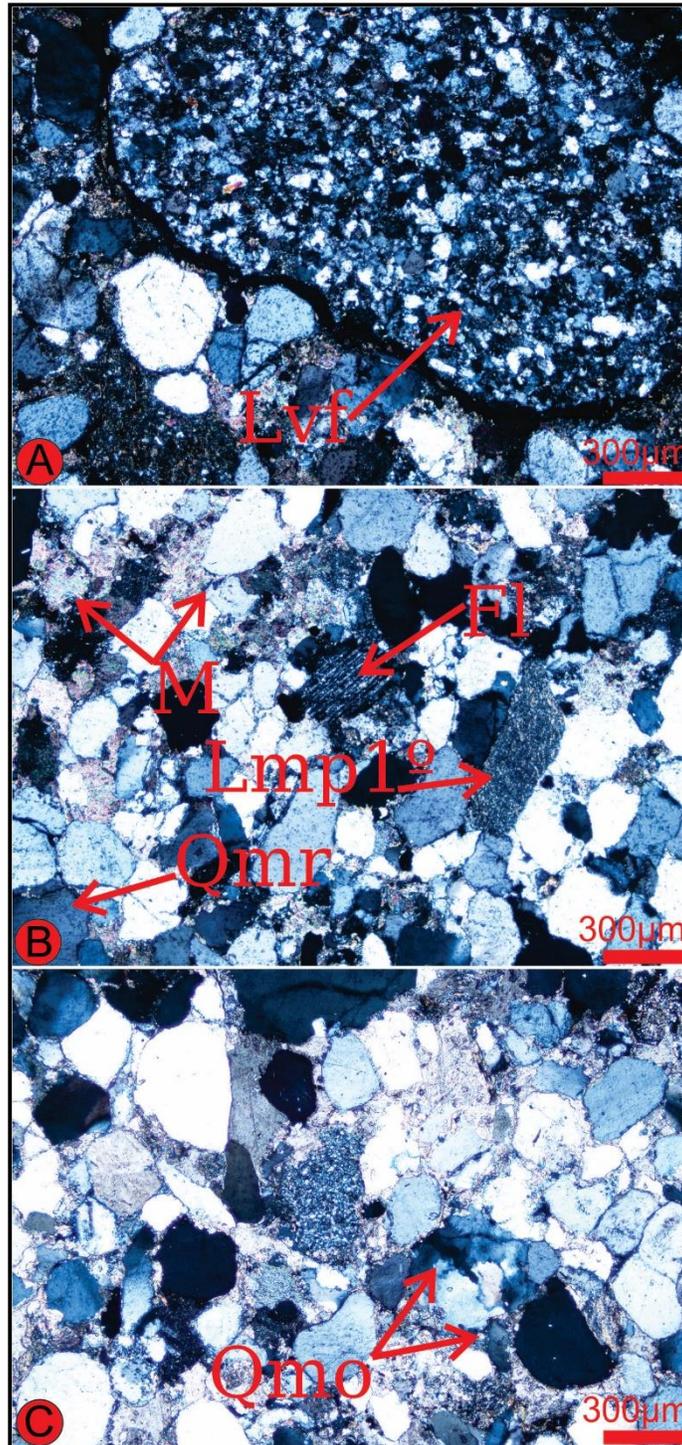


Figura 36.- Microfotografías de la sección delgada PLM-18-9 con las texturas más sobresalientes: A) Lvf (Lítico volcánico felsítico). 5x. B) Qmr (Cuarzo monocristalino con extinción recta), Fl (Microclina”), M (Matriz), Lmp1º (Lítico metapelítico). 5x. C) Qmr (Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa). 5x.

Muestra PLM-10 (Paraconglomerado polimíctico con fragmentos de sublitoarenita)

Afloramiento paralelo (concordante) a cuerpo riolítico (ignimbrita) de conglomerado-arenisca del Jurásico Superior, conformado por con lentes de conglomerado polimíctico soportados por una matriz arenosa con inclusiones de fragmentos de cuarzo lechos redondeados, calizas de colores claros y rocas silíceas de color gris oscuro.

La sección delgada se compone por: Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa y de tipo recta, agregados de cuarzo policristalinos con >3 componentes, líticos volcánicos con texturas felsíticas y líticos metamórficos de tipo metapelítico y metafelsíticos de grado 1º, plagioclasas y feldespatos alcalinos. El contenido de matriz es casi nulo, por lo que presenta una madurez textural alta soportado por clastos (Figura 37).

El cuarzo presenta morfologías subangulares a subredondeados, con colores de interferencia gris amarillento a grises claros, algunos están fracturados más sin embargo no se les observa con relleno de material más fino u cemento. El contacto entre granos es de tipo recto con bordes de reacción sintaxial. La proporción de cuarzoes con extinción ondulosa es mayor que la de tipo recto. Los agregados de cuarzo policristalino más abundante son los >3 componentes, presentan morfologías subangulares a subredondeadas y con extinción ondulosa en cada grano individual.

Los líticos volcánicos se observan con texturas felsíticas con formas de mosaicos microcristalinos de cuarzo y feldespatos y en algunos casos en forma de material feldespático más fino. Los líticos metamórficos son de tipo metafelsítico y metapelítico de grado 1º, presentan clivaje y cristalización incipiente de micas.

El contenido de feldespato alcalinos y plagioclasas es poco abundante, sin embargo, se observan plagioclasas con maclado polisintético con forma subhedral y anhedral junto con feldespatos alcalinos con maclado tipo Carlsbad. Por lo anterior y los datos recabados en campo junto con el conteo modal realizado a esta roca, se clasifica como un paraconglomerado polimíctico con fragmentos de sublitoarenita.

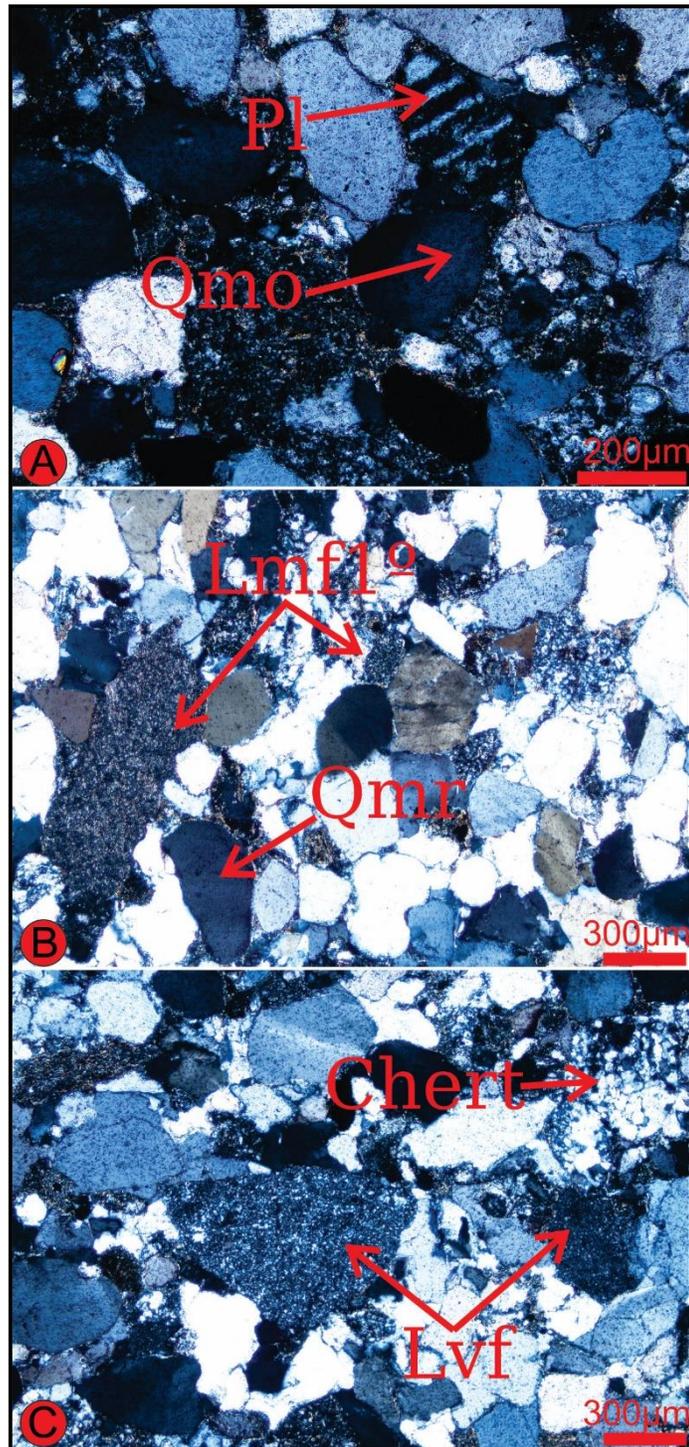


Figura 37.- Microfotografías de la sección delgada PLM-18-10 con las texturas más sobresalientes: A) Qmo (Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa), Pl (Plagioclasa). 10x. B) Qmo (Cuarzo monocristalino con extinción recta), Lmf1º (Lítico metafelsítico de grado 1º). 5x. C) Lvfv (Lítico volcánico felsítico), Chert (Cuarzo recrystalizado). 5x.

Muestra PLM-18-11 (Sublitoarenita)

Afloramiento de arenisca de grano medio a grano grueso con colores amarillos rojizos a rojos claros. El afloramiento se observa bien estratificado, con laminación paralela y estratigráficamente muy cerca del límite superior con el conglomerado de la muestra anterior, ya que hacia la cima es sobreyacida por rocas del Jurásico superior, algo muy típico de márgenes continentales.

La sección delgada de esta muestra está compuesta por: Cuarzos monocristalinos con extinción ondulosa y de tipo recto, líticos volcánicos con texturas (felsíticas y microlíticas), líticos metamórficos felsíticos de grado 1º, plagioclasas y feldespatos alcalinos. Como accesorios podemos observar contenido de minerales opacos, micas (moscovita) y un contenido casi nulo de matriz calcárea con una alta madurez textural (Figura 38).

Los cuarzos presentan una morfología subangular a subredondeada, la mayoría presenta contacto entre granos de tipo recto junto con bordes de reacción sintaxial, colores grises claros a blancos grisáceos y cementados por cemento carbonatado u óxidos. No se observan fracturados ni con relleno de cemento, generalmente los cuarzos más abundantes son los de extinción ondulosa, estos presentan extinciones onduladas con formas poligonales y bandemianto.

Los líticos volcánicos se observan con texturas felsíticas compuestas por formas de mosaicos microgranulares de cuarzo y feldespato, siendo estos en algunas ocasiones de grano más fino. Los líticos metamórficos son de tipo metafelsítico de grado 1º con desarrollo incipiente de micas.

Los fragmentos de feldespato alcalino presentan maclado tipo Carlsbad, así como maclado de enrejilla (microclina). Las plagioclasas se observan con morfologías subangulares a subredondeados con desarrollo de maclado polisintético. Por todas estas características, así como las características físicas observadas en campo y junto con el conteo modal realizado, se puede clasificar a esta roca como una sublitoarenita.

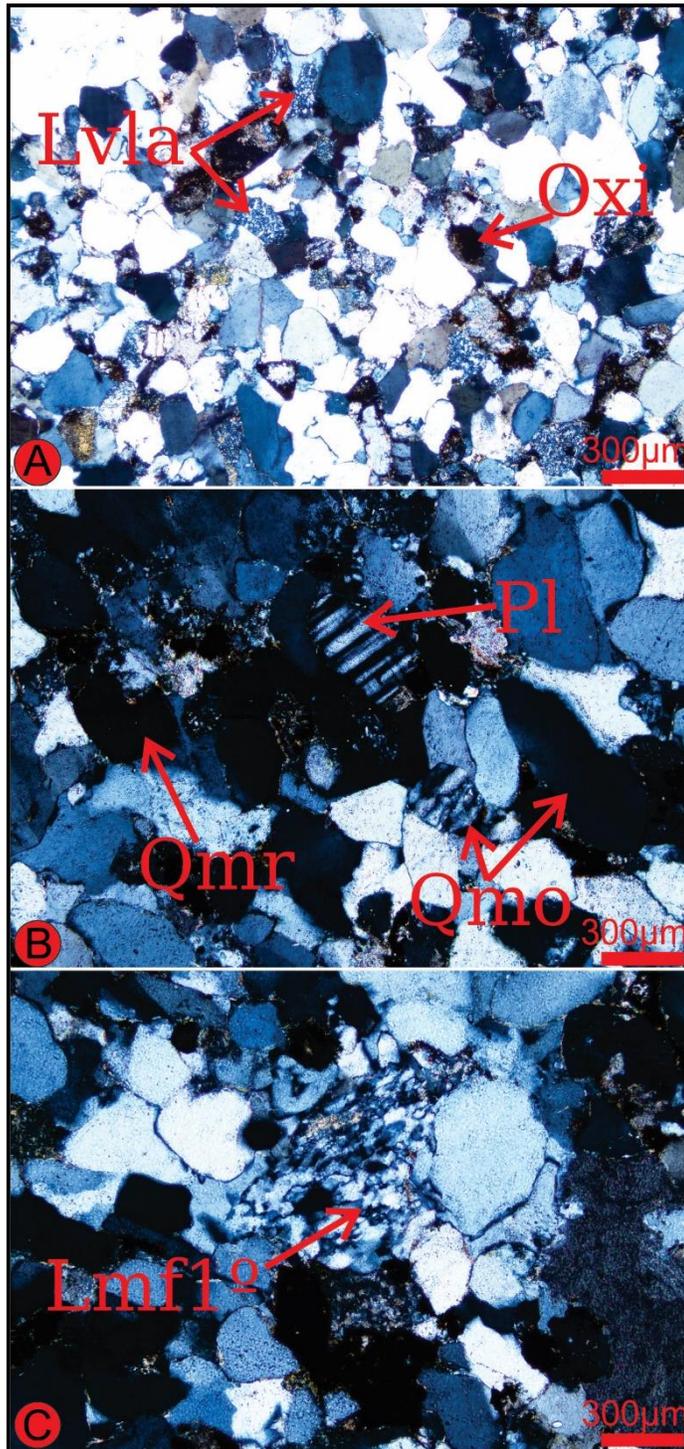


Figura 38.- Microfotografías de la sección delgada PLM-18-11 con las texturas más sobresalientes: A) Lvla (Lítico volcánico Lathwork), Oxi (Oxidación). 5x. B) Qmo (Cuarzo monocristalino con extinción recta), Qmo (cuarzo monocristalino con extinción ondulosa), Pl (plagioclasa). 5x. C) Lmf1º (Lítico metafelsítico de grado 1º). 5x.

Muestra PLM-12 (Sublitoarenita)

Afloramiento de la Formación La Casita, se observa como una arenisca estratificada y con laminación interna paralela alternando con capas margosas y leves marcas de carga y rizaduras muy suaves.

La sección delgada está compuesta por: Cuarzos monocristalinos con extinción ondulosa y de tipo recto, líticos volcánicos con texturas (felsíticas y microlíticas), plagioclasas y feldespatos alcalinos. Todos estos componentes cementados por cemento carbonatado (Figura 39).

Los cuarzos presentan morfologías subangulares a subredondeadas, sin fracturamiento visible y con relación entre granos de tipo recto con intercrecimiento sintaxial de carbonatado. Los colores de interferencia son grises claros y los cuarzos mayormente abundantes son de extinción ondulosa, estos se observan con extinciones de tipo poligonal y bandeamiento. El contenido de agregados de cuarzo policristalino es bajo, observándose con mayor abundancia los que contienen de 2-3 componentes con extinciones ondulosas individuales entre cada cristal.

Los líticos volcánicos con texturas felsíticas presentan formas de mosaicos microgranulares y seriados de cuarzo y feldespato. Los líticos microlíticos parecen estar en un acomodo acicular de feldespatos microgranulares con dirección irregular.

Los cristales de plagioclasa y feldespatos alcalinos presentan morfologías subangulares a subredondeados. Las plagioclasas (albita) se observan con maclado polisintético, mientras que los feldespatos alcalinos presentan maclado tipo Carlsbad con alteración sericítica. Como accesorio se pueden observar un aumento en el contenido de matriz carbonatada, junto con minerales opacos y relleno de material arcilloso en algunos componentes. Por todo lo anterior, junto con las descripciones de campo más el conteo modal realizado a esta roca, se puede clasificar como una sublitoarenita.

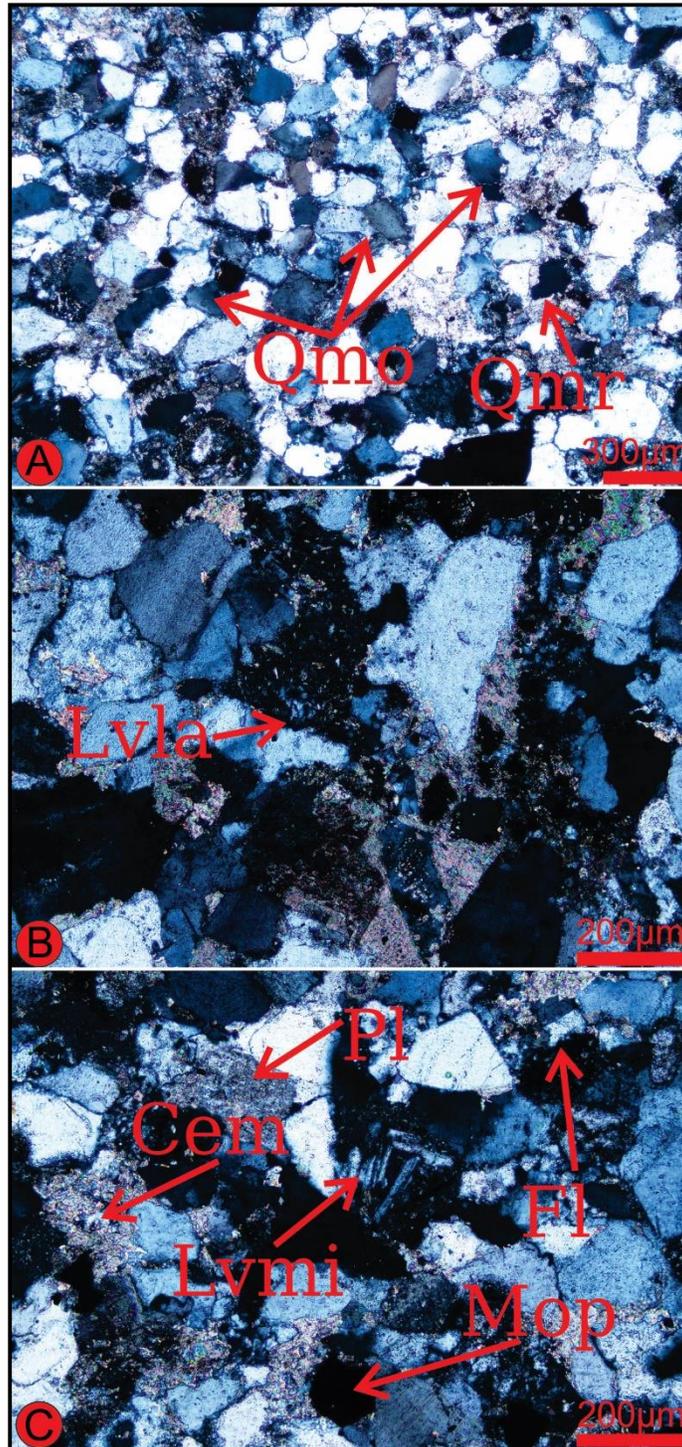


Figura 39.- Microfotografías de la sección delgada PLM-18-12 con las texturas más sobresalientes: A) Qmo (Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa), Qmr (Cuarzo monocristalino con extinción recta). 5x. B) Lvla (Lítico volcánico tipo *lathwork*). 5x. C) Lvmi (Lítico volcánico microlítico), Pl (Plagioclasa), F1 (feldespato alcalino), Cem (cemento carbonatado), Mop (mineral opaco). 5x.

3.4. Conteo de puntos y discriminación tectónica

La caracterización de los componentes en rocas sedimentarias terrígenas es una parte fundamental para poder definir y determinar la posible composición de las fuentes de material que contribuyeron a la formación de las mismas, es por eso que el uso de diagramas ternarios, es una herramienta muy útil para poder clasificar e identificar los tipos de procedencias en rocas areniscas y realizar una interpretación sobre cuál fue el origen y el ambiente tectónico en el cual fueron depositadas. Valores realizados en conteo, así como parámetros utilizados se observan en el apartado de anexos (Tabla 2 anexo 1).

Folk (1980), propone un diagrama de clasificación para rocas sedimentarias clásticas utilizando parámetros como: Q=Cuarzo mono y policristalino, F=Feldespato monocristalino y R= Fragmentos de roca (incluye chert). Así creo un diagrama ternario donde las rocas se clasifican de acuerdo con el porcentaje de componentes, variando entre cuarzoarenitas (Q >95% y ≤ al 5% de F y R), Feldarenitas (>75 % de F y ≤ al 25 Q y/o R) y Litoarenitas (>75 % de R y ≤ al 25 de Q y/o F).

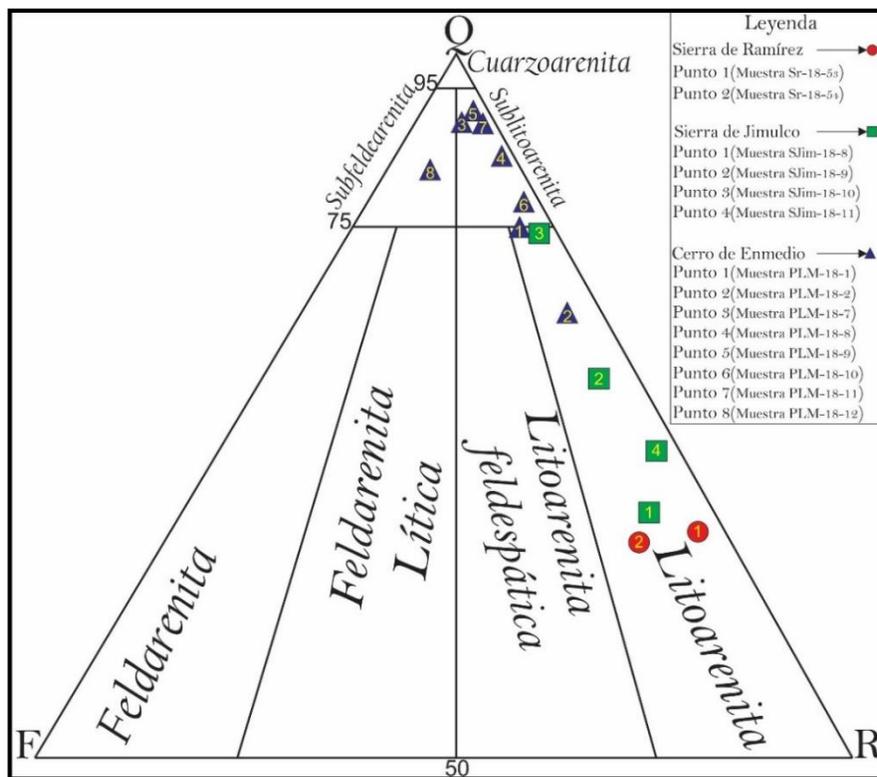


Figura 40.- Diagrama de clasificación de areniscas propuesto por Folk (1970).

Las muestras de las tres diferentes áreas arrojaron una tendencia hacia el margen derecho del triángulo. En donde se puede notar claramente que las muestras que pertenecen al área de Sierra de Ramírez corresponden a rocas litoareníticas, mientras que las muestras de la Sierra de Jimulco caen dentro de los campos de rocas litoareníticas relacionándose con rocas sublitoareníticas. Por su parte las muestras de Cerro de Enmedio caen en campos de sublitoarenitas relacionándose con litoarenitas y subfeldearenitas (Figura 40).

Dentro de los diagramas de Dickinson (1985) QtF y QmFLt los resultados fueron los siguientes:

De acuerdo con el diagrama QtFL de Dickinson (1985) (Figura 41a), todas las muestras cayeron dentro del campo de orógeno reciclado, mientras que dos de las muestras de Sierra de Ramírez tienen una procedencia relacionada a arco transicional. En el diagrama QmFTL (Figura 41b) de Dickinson (1985), el total de las muestras caen dentro del margen derecho del triángulo, ocupando los campos de reciclado transicional para muestras de Sierra de Ramírez, cuarzoso reciclado y reciclado transicional para la Sierra de Jimulco y cratón interior y cuarzoso reciclado para Cerro de Enmedio.

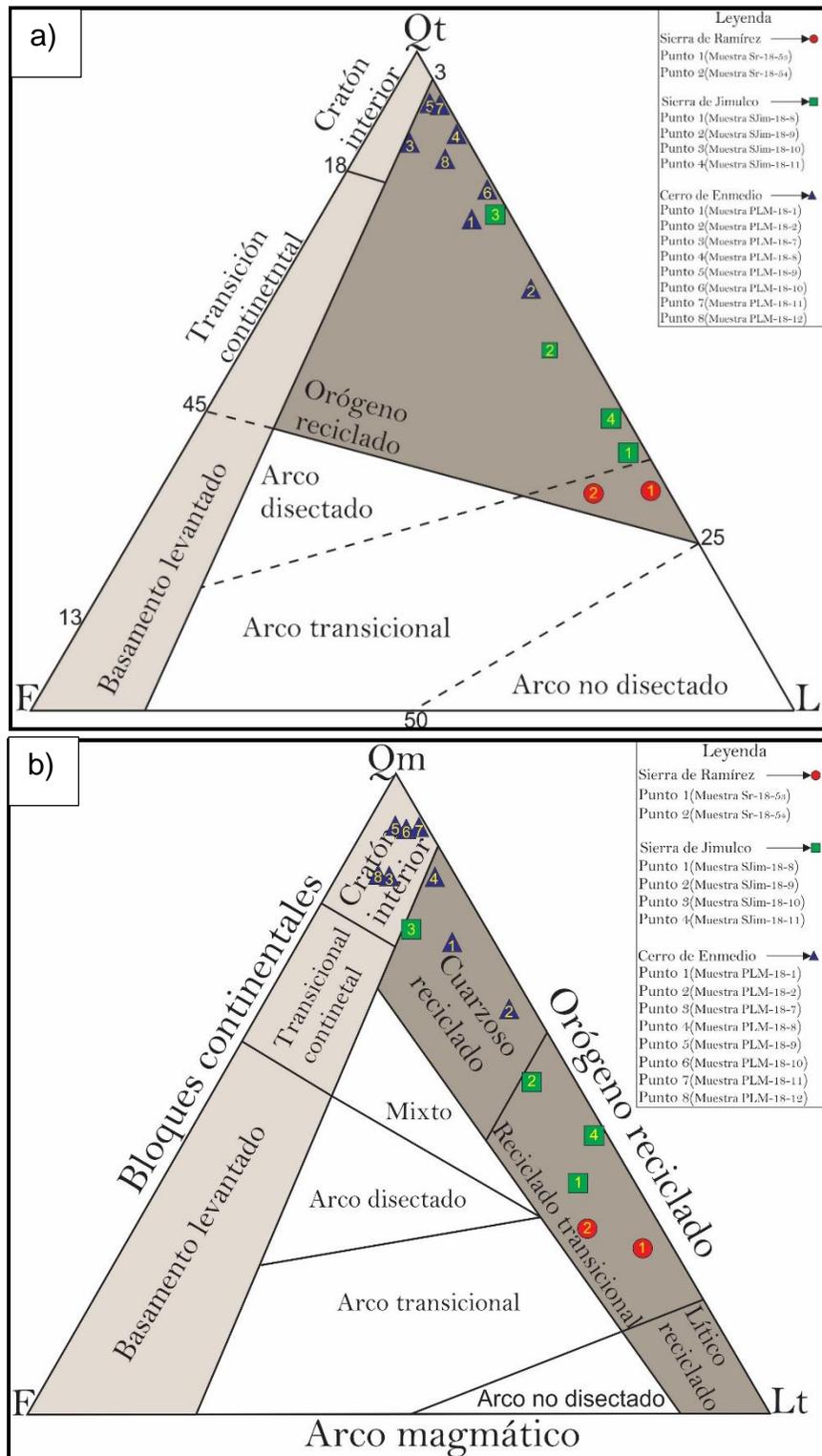


Figura 41.- Diagramas ternarios para la discriminación de ambientes de procedencia. Diagramas propuestos por Dickinson (1985) a) Diagrama QtFL; b) Diagrama QmFLt.

4. GEOCROLOGÍA U-Pb DE CIRCONES DETRÍTICOS DEL CENTRO-NORTE DE MÉXICO.

Los circones son minerales con propiedades estructurales particulares, ya que permiten la sustitución iónica y el llenado de espacios vacíos entre los poliedros SiO₄ y ZrO₈ por parte de diversos elementos trazas y menores, facilitando la incorporación y retención de diversos elementos químicos e isotopos, que al ser medidos proveen información geoquímica y geocronológica que hace posible poder observar algunos procesos históricos y evolutivos de la Tierra (Finch & Hanchar, 2003; Harley & Kelly, 2007).

La alta temperatura de cierre para el sistema isotópico U-Th-Pb, la cual supera los 900°C, los convierte en un geocronómetro ideal, ya que pueden mantener la información acerca de su origen frente a situaciones tales como metamorfismo o fusión parcial (Lee *et al.*, 1997), incluso poseen una alta resistencia frente a procesos físicos y especialmente químicos, lo cual los hace un constituyente importante en los sedimentos y rocas detríticas (Fedó *et al.*, 2003). De esta forma, el análisis de circones detríticos permite determinar edades máximas de depósito, correlacionar unidades estratigráficas distintas, caracterizar posibles fuentes de procedencia (edad y composición) y, por medio de éstas, realizar reconstrucciones paleogeográficas (Gehrels, 2012; Fedó *et al.*, 2003).

Para este trabajo se realizó el análisis de dos muestras pertenecientes a las áreas de Cerro de Enmedio (**PLM-18-8, 100 circones**) en el estado de Chihuahua, Sierra de Jimulco (**Sjim-18-9, 94 circones**) en el estado de Torreón, Coahuila, así como una tercera muestra (**PG-12-1, 106 circones**), previamente analizada, tomada del área de Placer de Guadalupe, Chihuahua, la cual servirá para mostrar exposiciones que pueden aportar información importante de esta zona y así poder realizar una mejor correlación, junto con las realizadas en las dos zonas anteriores. Las edades obtenidas del análisis de circones detríticos indican las edades máximas del depósito, así como posibles procedencias. Cabe desde luego también la posibilidad de que provengan de otras rocas clásticas más antiguas y hayan tenido en este caso un reciclamiento.

4.1. Muestra SJim-18-9

La muestra **SJim-18-9** es arenisca de grano medio y color gris claro. La muestra fue recolectada al suroeste del poblado Tejaban de la Rosita, en el estado de Torreón, Coahuila en las coordenadas: (X:622014, Y: 2784873). Arrojando una población del (4%) con edades entre 2902 ± 63 y 2727 ± 62 Ma, siendo estos los más antiguos con edades arqueanas y paleoproterozoicos, le siguen 2 circones (2%) entre 2264 ± 78 y 2004 ± 64 Ma, correspondientes con edades del noroeste de Laurencia (Orógeno Wopmay; Dickinson y Gehrels, 2009) y 5 circones (5%) con edades entre 1814 ± 72 y 1507 ± 76 con posible procedencia al basamento de los orogénos Yavapai y Mazatzal.

La población más numerosa en la muestra consta de 42 circones (42%) con edades grevillianas, entre 1197 ± 16 y 921 ± 33 Ma. De la cual le siguen seis circones (6%) que corresponden con edades entre 611 ± 11 y 549 ± 10 Ma, con posible procedencia de terrenos Perigondwanicos, pudiéndose considerar sumados a una segunda población numerosa de 25 circones (25%) en el rango de 489 ± 13 y 306 ± 5 Ma, como granos panafricanos.

La edad máxima del depósito quedaría definida por un grupo de ocho circones con la ayuda del programa programa KdredX2, siendo esta de 178 ± 2 Ma, misma que podría considerarse más conservadoramente como una edad máxima para el depósito, correspondiente entre los límites Jurásico Inferior Medio (Arco Nazas) (Figura 43). Sin embargo, sigue existiendo la incertidumbre por el efecto producido ante la pérdida de plomo que, al presentarse en un circón aislado, aun siendo este concordante no puede considerarse definitivo (Figura 42).

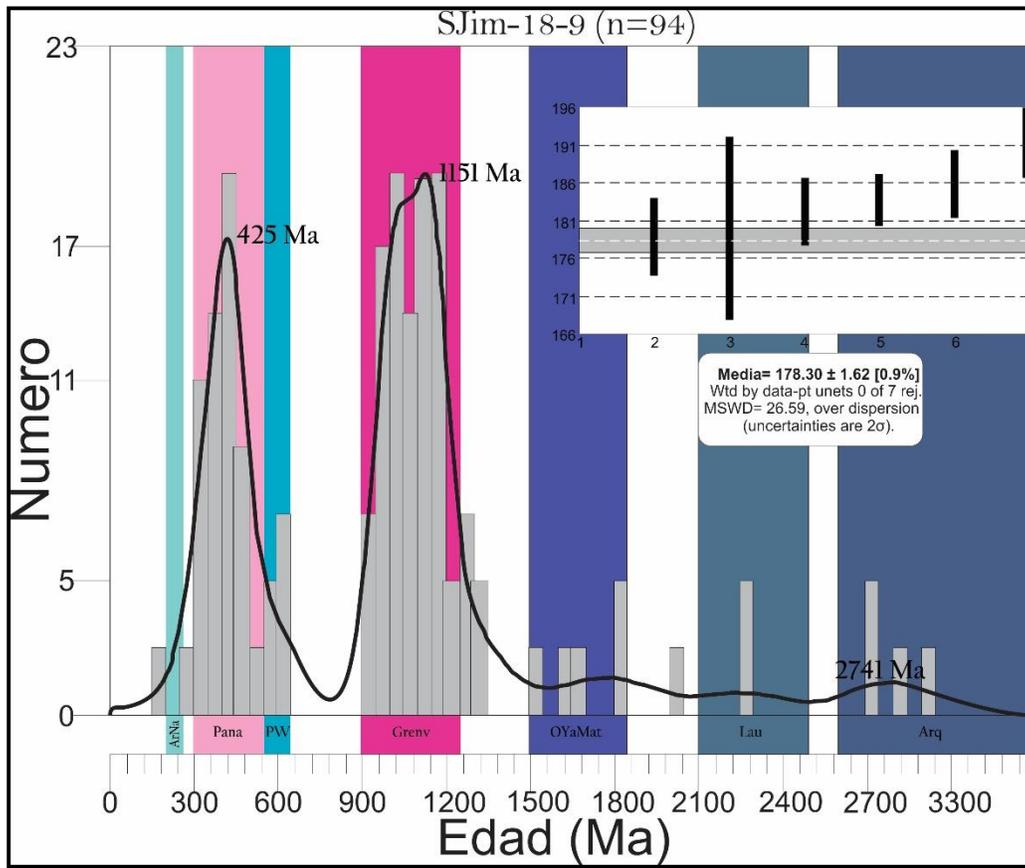


Figura 42.- Diagramas de histograma y curva de probabilidad relativa de circones detríticos de la muestra SJim-18-9: ArNa (Arco Nazas), Pana (Panafricanos), PW (Terrenos perigondwanicos), Grenv (Grevillianos), OYaMat (Orogenos Yavapai y Mazatzal), Lau (Laurencia), Arq (Arqueanos proterozoicos).

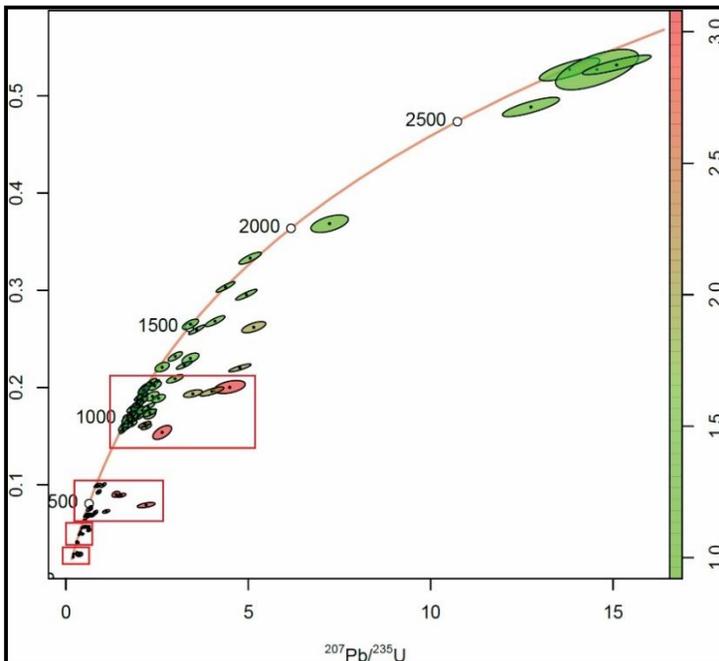


Figura 43.- Diagramas de concordia de Wetherill $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ de la muestra SJim-18-9.

4.2. Muestra PLM-18-8

La muestra **PLM-18-8** es una arenisca de grano medio a grueso, en capas medianas a gruesas la cual descansa en fuerte discordancia angular sobre calizas paleozoicas. Presenta colores rojos a grises oscuros junto con horizontes de cuarzo lechoso e incipiente laminación. La muestra fue recolectada al noroeste del poblado de Maclovio Herrera en las coordenadas: (X:473055, Y: 3213045). Arrojando una población del (4%) con edades entre 2724 ± 91 y 22755 ± 88 Ma, siendo estos los más antiguos encontrados con edades arqueanas y paleoproterozóicas, le siguen 6 circones (6%) entre 2106 ± 97 y 2176 ± 94 Ma, correspondientes con edades del noroeste de Laurencia (Orógeno Wopmay; Dickinson y Gehrels, 2009) y 5 circones (5%) con edades entre 1979 ± 100 y 1687 ± 110 Ma, con posible procedencia del basamento de los orógenos Yavapai y Mazatzal. La población más numerosa en la muestra consta de 51 circones (51%) con edades grenvillianas, entre 1354 ± 28 y 822 ± 27 Ma. De la cual le siguen 13 (13%) circones que corresponden con edades entre 700 ± 29 y 482 ± 12 Ma, con posible procedencia de terrenos perigondwanicos, pudiéndose considerar sumados a una población de 6 circones (6%) en el rango de 478 ± 14 y 448 ± 15 Ma, como granos panafricanos. La segunda población más numerosa de la muestra consta de 16 circones (16%), con edades entre 724 ± 11 y 513 ± 9 Ma, considerados de acuerdo con las procedencias establecidas en Dickinson y Gehrels (2009) como de los Plutones Apalachianos Paleozoicos.

La edad máxima del depósito quedaría definida teóricamente por la edad del circón más joven en la muestra, que es de 148 ± 4 Ma, (Jurásico Superior). Sin embargo, este es sólo un circón aislado que estadísticamente sería poco representativo, aunando a esto, existe una segunda incertidumbre por el efecto producido ante la pérdida de plomo en la segunda edad promedio arrojada por el programa KdredX2, que es 313 ± 4 Ma, por lo que, la edad promedio arrojada quedara dada por 2 circones concordantes sobre la curva de Wetherill (Figura 45), de edades promedio de 248 ± 3 Ma, Triásico Inferior a Medio, (correspondiente con edades del llamado Arco Permo-Triásico) (Figura 44).

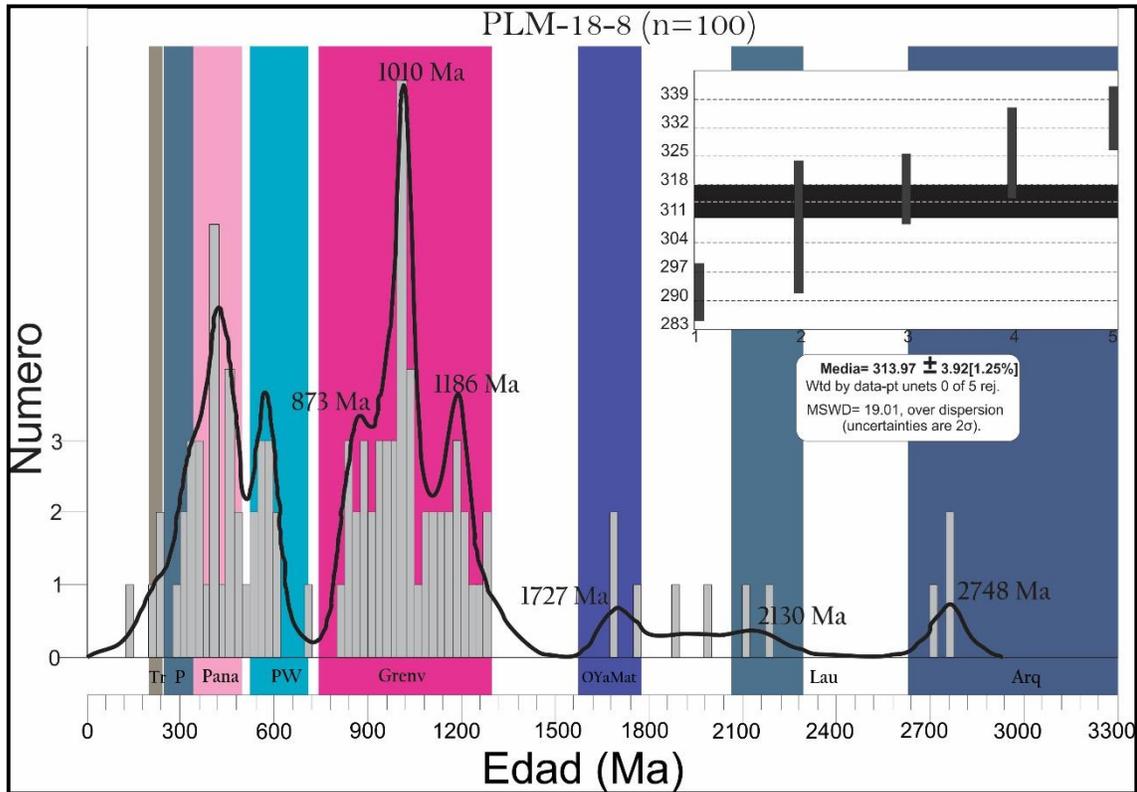


Figura 44.- Diagramas de histograma y curva de probabilidad relativa de circones detríticos de la muestra PLM-18-8: Tr (Arco permotriásico), P (Plutones apaliachianos paleozoicos), Pana (Panafricanos), PW (Terrenos perigondwanicos), Grenv (Grevillianos), OYaMat (Orogenos Yavapai y Mazatzal), Lau (Laurentia), Arq (Arqueanos proterozoicos).

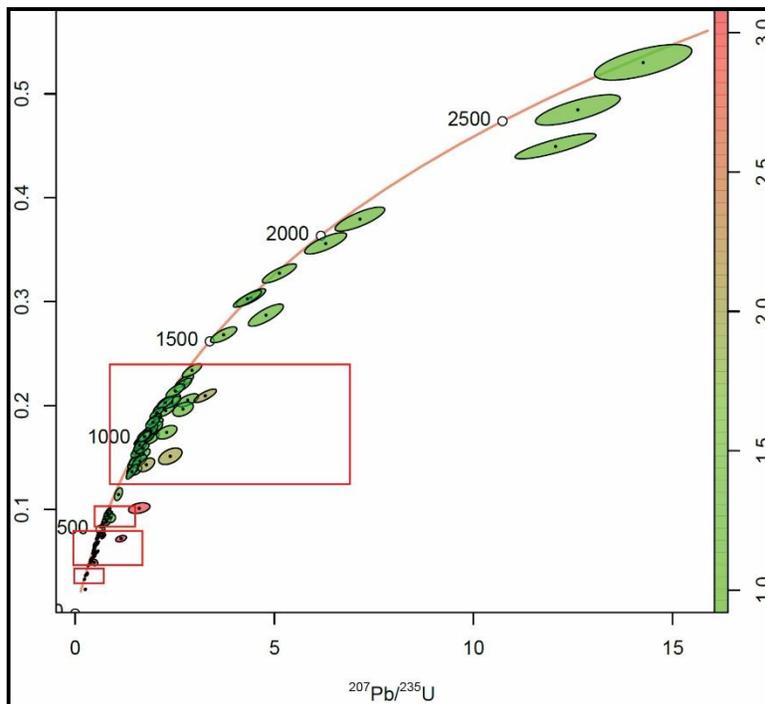


Figura 45.- Diagramas de concordia de Wetherill $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ de la muestra PLM-18-8.

4.3. Muestra PG-12-1

La muestra **PG-12-1** es una arenisca de grano medio a grueso. La cual se obtuvo por debajo de una cabalgadura, en la cual se pretendía establecer la edad de la roca que se encontraba por debajo de esta. La muestra fue recolectada al suroeste del poblado Placer de Guadalupe en las coordenadas: (X:461446, Y: 3225254). La muestra **PG-12-1** arrojó una población de cuatro circones (~3.7) con edades entre 2977 ± 10 y 2664 ± 9 Ma, pertenecientes al cratón Arqueano de Norteamérica, le sigue un circón aislado con edades entre de 2036.4 ± 10 Ma, el cual podría ser considerado proveniente de del noroeste de Laurencia (Orógeno Wopmay; Dickinson y Gehrels, 2009), más otros cinco circones (~4.7) con edades entre 1784 ± 11 y 1559 ± 13 Ma, con posible procedencia del basamento de los orógenos Yavapai y Mazatzal junto con seis circones más (~5.6) con edades entre 1481 ± 15 y 1376 ± 12 Ma, procedentes de los Plutones Mesoproterozoicos Anorogénicos de Norteamérica.

La población más numerosa en la muestra consta de 30 circones (~30%) con edades grevillianas, entre 1274 ± 13 y 924 ± 12 Ma. Otros seis circones (~5.6) son considerados por Dickinson y Gehrels, (2009) como de procedencia incierta en la región del sur de Laurencia. Posteriormente podemos encontrar un grupo de nueve circones (~8.5) con edades entre 625 ± 9 y 506 ± 9 Ma, con posible procedencia de terrenos perigondwanicos, pudiéndose considerar sumados a una población de 10 circones (~9.4) con edades entre 468 ± 6 y 342 ± 7 Ma, como granos panafricanos.

El segundo grupo más numeroso consta de 20 circones (~19) con edades entre 265 ± 3 y 217 ± 4 Ma con procedencia del arco Permotriásico del Noroeste de Norte América.

La edad máxima del depósito quedaría definida teóricamente por la edad del circón más joven en la muestra, que es de 188 ± 3 Ma, (Jurásico Inferior). Sin embargo, este es sólo un circón aislado que estadísticamente sería poco representativo, existiendo la incertidumbre por el efecto producido ante la pérdida de plomo que, al presentarse en un circón aislado, aun siendo este concordante no puede considerarse definitivo (Figura 47). La edad del grupo de los circones más joven contenido en la muestra es de 198 ± 2 Ma, siendo el pico más joven calculado por el programa KdredX2 basado en una población de tres circones, misma que podría considerarse más

conservadoramente como una edad máxima para el depósito, correspondiente al Jurásico Inferior “Hettangiano” (Arco Nazas) (Figura 46).

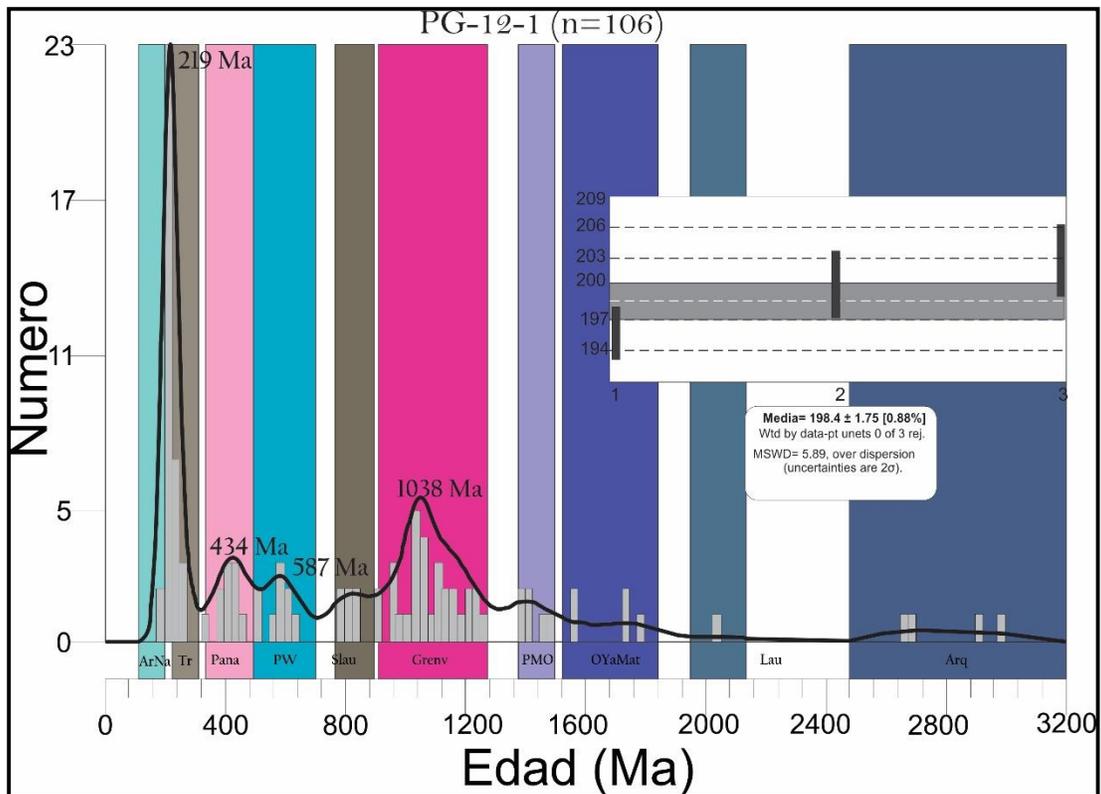


Figura 46.- Diagramas de histograma y curva de probabilidad relativa de circones detríticos de la muestra PG-12-1: ArNa (Arco Nazas), Tr (Arco permotriásico, Pana (Panafricanos), PW (Terrenos perigondwanicos), Grenv (Grevillianos), PMO (Plutones Mesoproterozóicos orogénicos) OYaMar (Orogenos Yavapai y Mazatzal), Lau (Laurencia), Arq (Arqueanos proterozoicos).

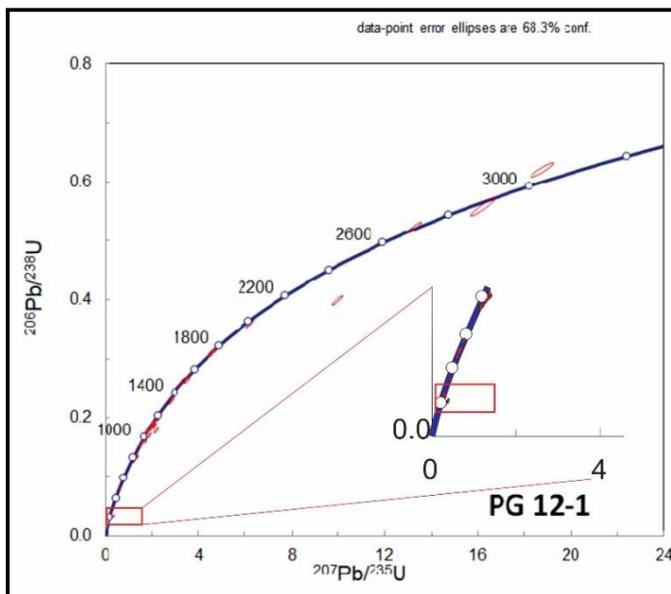


Figura 47.- Diagramas de concordia de Wetherill $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ de la muestra PG-12-1.

5. EDAD, CORRELACIÓN Y PROCEDENCIA

Las muestras obtenidas (**PLM-18-8** y **SJim-18-9**) son evidencias cronoestratigrafías de las áreas de estudio en Cerro de Enmedio y Sierra de Jimulco, incluyendo los datos anexados de la muestra de Placer de Guadalupe (**PG-12-1**) que es tomada como referencia. Estos datos geocronológicos arrojaron grupos con procedencias diferentes, así como una edad promedio de los circones más jóvenes encontrados que vendría a ser la edad edades máximas del depósito.

Las edades de las muestras del área de Chihuahua en Cerro de Enmedio (**PLM-18-8**) y Placer de Guadalupe (**PG-12-1**) y (**SJim-18-9**) mostraron una similitud relacionada al porcentaje y número de granos con procedencias Arqueanas y Paleoproterozóicas, este grupo involucra a los circones más antiguos encontrados en las muestras con un rango de edades >2400 Ga, las cuales pueden ser correlacionadas con eventos relacionados a edades del noroeste de Laurentia (Barboza-Gudiño *et al.*, 2016).

Por otro lado, los rangos de edades entre ~ 1800 Ga a ~ 1500 Ga, correspondientes con las edades del Paleoproterozóico Temprano se relacionan con el basamento cristalino del suroeste de Laurentia, de las provincias Yavapai y Mazatzal del noroeste de México y suroeste de Estados Unidos, los cuales pudieron ser transportados por paleoríos a dichas áreas (Dickinson y Gehrels, 2008; Iriondo y Premo, 2011), siendo también correlacionables en edad y evento con los datos mostrados en los trabajos de Tarango Terrazas (2017), Ruiz Urueña (2017) y (Barboza-Gudiño *et al.*, 2016) en la parte norte de México en el estado de Chihuahua.

Los rangos de edades entre ~ 1.4 Ga y ~ 1.1 Ga, fueron similares de igual manera por las tres muestras recolectadas. Las procedencias se correlacionan al evento magmático mesoproterozóico en el SW de América del Norte. Este magmatismo inicio aproximadamente 200 Ma después de la acreción y estabilización de la litosfera continental juvenil que generó la amalgama de las provincias Paleoproterozóicas Mojave, Yavapai y Mazatzal. Este período de magmatismo mesoproterozóico se puede subdividir en dos episodios principales. Un pulso inicial de composición granítica, muy voluminoso, de edad 1.48–1.40 Ga y otro más joven, de menor envergadura, con granitos y rocas volcánicas máficas de edad 1.22–1.07 Ga. Este episodio es parte de

un gran evento de actividad ígnea que se extiende hacia el NE a lo largo de América del Norte, a través del sur de Groenlandia hasta llegar al Escudo Báltico (Anderson, 1983) y sirvió para estabilizar el continente. Los resultados encontrados en las tres muestras, resultan ser correlacionables con los mostrados realizados de Tarango Terrazas (2017), Ruiz Urueña (2017), (Barboza-Gudiño *et al.*, 2016) y (Iriondo-Premo *et al.*, 2011) en la parte norte y noroccidental de México.

Los rangos de edades con mayor porcentaje de granos fueron los que estuvieron entre ~1300 Ga y ~800 Ma, en las tres diferentes muestras analizadas. Las procedencias corresponden con basamentos provenientes de Oaxaquia en el este de México, representadas por diversas exposiciones de rocas del basamento del Gneiss Novillo, Gneiss Huiznopala, Complejo Guichicovi y Complejo Oaxaqueño (Weber *et al.* 2010; Ortega-Gutiérrez *et al.* 1995; Keppie *et al.* 2003; Trainor *et al.* 2011). Y no se puede pasar desapercibido un importante porcentaje de circones con edades entre ~625 Ma y ~300 Ma. Estos circones representan un evento orogénico muy importante conocido como orogenia panafricana. Esta orogenia se desarrolló en tres episodios orogénicos: 1) entre 900 y 450 Ma en Gondwana, con un importante acrecentamiento, 2) entre 650 y 500 Ma, un período magmático y 3) alrededor de 570 Ma, y un episodio final de reinicio térmico en 450 Ma (Rino *et al.* 2008), todos los eventos que precedieron al ensamblaje de Laurentia y Gondwana para formar Pangea (Ortega-Flores *et al.*, 2013), ya contando los circones de 311 ± 6 Ma, correlacionables con los plutones Apalachianos.

El último grupo de circones detríticos para las muestras **PLM-18-8** y **PG-12-1** resulto con edades entres ~270 Ma y ~208 Ma, mismas que resultaron tener un promedio menor al 4% de todas las muestras. De este grupo de circones se puede establecer que: En las muestras del área de Chihuahua (**PLM-18-8** y **PG-12-1**) se tiene una procedencia correlacionable con eventos Permo-Triásicos de arcos magmáticos cordilleranos del SW de Norteamérica. Este pulso magmático, está relacionado a los estadios iniciales de la subducción que propició el establecimiento de un arco magmático continental en el SW de Norteamérica, siendo parte de un gran evento a nivel cordillerano que se extiende desde el oeste-suroeste de Estados Unidos pasando

por Sonora, Chihuahua y Coahuila a través del centro y sur de México y hasta el norte de Sudamérica (Iriondo-Arvizu *et al.*, 2015).

Este grupo Permo-Triásico mostro una población máxima de depósito en la muestra **PLM-18-8**, con edades del Triásico Inferior a Medio, ya que los promedios obtenidos en el programa KdredX2, nos arrojaba edades muy por encima de la media esperada con 313 ± 4 Ma, por lo que, la edad promedio arrojada quedara dada por 2 circones concordantes sobre la curva de Wetherill (Figura 45), de edades Triásico Inferior a Medio, (correspondiente con edades del llamado Arco Permo-Triásico). Mientras que para la muestra **PG-12-1**, esta edad Permotriásica solo implica un aporte en dicha área, ya que la muestra **PG-12-1**, no solo mostro aporte Permo-Triásico, sino también un aporte más joven de un grupo de circones detríticos con una edad de 198 ± 1 Ma, siendo el pico más joven calculado por el programa KdredX2 basado en una población de siete circones, misma que podría considerarse correspondiente al Jurásico Inferior “Hettangiano” del Arco Nazas (Jones *et al.*, 1995; Bartolini, 1998; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998, 1999, 2004, 2008), lo que implicaría un aporte significativo en las regiones del norte de México, mismas que bien podrían ser correlacionables con depósitos del Arco Nazas del noreste de México.

La muestra **SJim-18-9** por otra parte, mostro un porcentaje considerable de circones con edades entre ~ 160 Ma y ~ 240 Ma, las cuales mostraron una población máxima de ocho circones, en donde vendría siendo el pico más joven calculado por el programa KdredX. La edad arrojada fue de 178 ± 2 Ma, misma que puede ser considerada más conservadoramente con una edad máxima para el depósito, correspondiente entre los límites Jurásico Inferior Medio (Arco Nazas). Por lo que con base en trabajos anteriores (Barboza-Gudiño *et al.* (1998, 1999, 2008, 2010, 2014), Loyola-Martínez (2015), Pérez-Casillas (2015), López-Gallegos (2016), Rivera-Galván (2016), Almaraz-Martínez (2016), Pérez-Aguilar (2018), sobre el noreste de Mexico bien puede ser correlacionable con los depósitos erosionales de la Formación La Joya en el centro y noreste de México.

6. DISCUSIÓN SOBRE EL REGISTRO REGIONAL DE DISCORDANCIAS DEL JURASICO MEDIO EN EL CENTRO-NORTE Y EL NORESTE DE MÉXICO.

Discordancias: registro e importancia tectónica

James Hutton (1788) noto la importancia de las discordancias (unconformity), basándose en las pausas temporales del registro estratigráfico cuando observaba areniscas rojas del Devónico inferior, las cuales descansaban sobre buzamientos abruptos de estratos del Silúrico en Siccar Point, Escocia. Charles Darwin (1859), señaló la magnitud de las pausas del registro estratigráfico, argumentando que, probablemente más de la mitad del tiempo geológico está representado por interrupciones estratigráficas que por estratos conservados. Bates y Jackson (1980) en el glosario de geología del Instituto Geológico definen a una discordancia como una “relación genética entre dos unidades litoestratigraficas superpuestas entre cuyo deposito respectivo haya mediado una interrupción sedimentaria medible superficie de erosión o no deposito que separa rocas jóvenes de otras antiguas”.

Su uso y entendimiento puede ser muy útil poder subdividir unidades estratigráficas, determinando el momento de actividad tectónica, interpretación de cambios de facies laterales, construcción de curvas barométricas, correlación de limites estratigráficos, cambios del nivel del mar y para la reconstrucción de la paleogeografía. El reconocimiento de estos espacios (unconformity) y su magnitud pueden variar desde un corto lapso de tiempo, ya sea entre tormentas o hasta cientos de millones de años, siendo muy importantes en muchas facetas del análisis de cuencas Shanmugam (1988).

El término discordancia (unconformity), será utilizado para “superficies de erosión que tenga un espacio significativo en el registro estratigráfico”, basándose principalmente en los tres principales tipos de discordancias erosiónales registradas (Dunbar y Rodgers 1957; Krumbein y Sloss 1963).

Krumbein (1942) compiló por primera vez una exhaustiva lista de 42 criterios por los cuales reconocer una discordancia, dividiendo estos criterios en tres principales características: sedimentario, paleontológico y estructural. Krumbein enfatizó que un

solo criterio en sí puede no indicar una discordancia; sin embargo, la asociación de varios criterios aumenta considerablemente la posibilidad de identificación de algo que no sea una discordancia como tal.

Estos tres principales tipos se reconocen y se clasifican como:

1) discordancia angular (Angular unconformity), es aquella en las que además de la interrupción sedimentaria y de la etapa de erosión, entre el depósito de ambas unidades ha tenido lugar una deformación de los materiales infrayacentes, por plegamiento o por basculamiento (Figura 48a).

2) La disconformidad (Disconformity), genéticamente corresponden a la relación entre dos materiales o dos unidades estratigráficas entre cuyo depósito hubo una interrupción sedimentaria medible, durante la que pudo ocurrir erosión de los materiales previamente depositados, pero en la que no hubo ninguna deformación tectónica (plegamiento o basculamiento) que modificará la horizontalidad original de los materiales infrayacentes. En general, la discordancia angular y la disconformidad representan pausas temporales mayores, y las disconformidades reflejan pausas temporales variables (Figura 48b).

3) Inconformidad (Nonconformity), hace referencia a las relaciones entre unidades litoestratigráficas que se sobreponen o cubren a un basamento cristalino no estratificado (intrusivos o metamórficos). De tal forma que las secuencias estratificadas cubren a rocas ígneas intrusivas o rocas metamórficas que estuvieron expuestas a la erosión y que después quedaron cubiertas por sedimentos (Figura 48c).

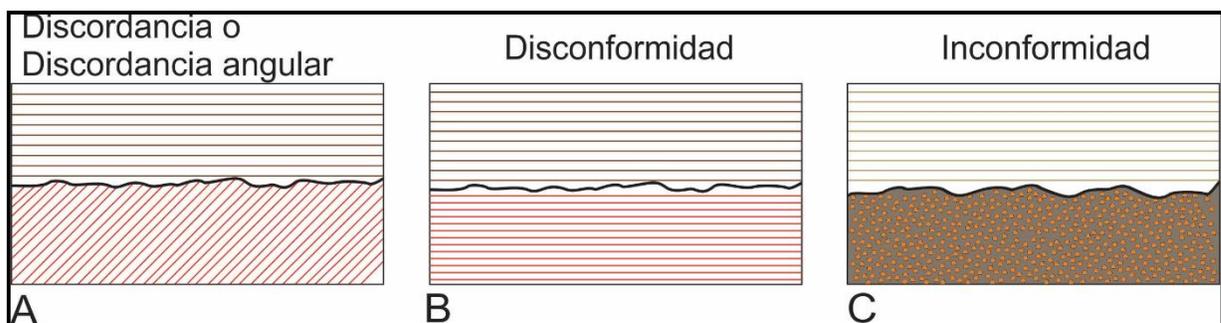


Figura 48.- Diferentes tipos de discordancias estratigráficas.

Discordancias del Jurásico Medio en el norte, centro y noreste de México.

Muchos de los modelos existentes sobre la evolución de las cuencas del Jurásico Medio coinciden en que se trata de cuencas extensionales (Imlay *et al.*, 1942; Belcher, 1979, Bracken, 1984, Michalzik 1985,1986,1987,1988,1991; Salvador, 1987; Wilson, 1990; Rueda-Gaxiola *et al.*, 1993,1999; Goldhammer, 1991). Sin embargo, algunos de estos modelos se relacionan al vulcanismo, junto con la creación de cuencas de tipo tras arco más otros modelos que sugieren se trata de cuencas intracratónicas o de extensión transtensionales.

Uno de esos modelos es explicado en trabajos de Barboza-Gudiño *et al.* (2008, 2012, 2014, 2015), en donde proponen una evolución tectónica para las diferentes sucesiones que conforman el noreste de México durante el Triásico Superior-Jurásico Medio, en la cual describen que:

Durante el Triásico Superior ocurre un depósito cíclico e ininterrumpido de depósitos marinos de la Formación Zacatecas en la margen pasiva de Pangea y los depósitos continentales de la Formación El Alamar. Hacia finales del Triásico y principios del Jurásico Inferior, se reactiva la subducción en el margen oriental de Pangea, lo cual deforma los sedimentos marinos de la Formación Zacatecas, creando prismas de acreción y cabalgaduras sobre el continente. En el Jurásico Inferior hasta la parte temprana del Jurásico Medio ocurre la evolución del arco volcánico continental (Formación Nazas) y la extensión y evolución de cuencas tras arco rellenadas por sedimentos clásticos y depósitos volcánicos locales. En la parte tardía del Jurásico Medio ocurrió un roll back en la placa que se encontraba en subducción, cambiando su ángulo y migrando hacia el oeste, formando una nueva cuenca tras arco y siendo rellenada principalmente por las capas rojas de origen continental de la Formación La Joya. Es aquí en donde tomara un interés particular esta formación, ya que su historia tectónica es reconocida particularmente en la mayor parte del noreste de México por ser una sucesión de edad pre-Oxfordiana y de ambientes continentales a marino someros. Esto quiere decir, que dicha sucesión podría ser la clave para poder esclarecer o bien podría dar la pauta para relacionar o por el contrario delimitar dos

ambientes geotectónicos que hasta el momento se han considerado independientes y opuestos.

Su historia tectónica es compleja, ya que corresponde a la unión de dos ambientes tectónicos diferentes que fueron activos durante el Mesozoico a lo largo del margen de Norteamérica. Hacia la parte este de México, la provincia del Golfo de México (Cuencas de Sabinas, La Popa, Parras, Burgos y Tampico-Misantla, la Fosa de Monterrey, el sur de Texas y la cuenca salina del este de Texas) fueron afectadas por el rompimiento de Pangea y la apertura del Golfo de México, los cuales estuvieron acompañados por un rifting y eventos tectónicos extensionales, mientras que hacia el oeste de México (la Fosa Mesozoica de Chihuahua, el Geosinclinal Mexicano, y la Península Aldama) se caracterizó por la tectónica Cordillerana, que incluía subducción, fallas transformantes y acreción de terrenos en la provincia del Pacífico Occidental de México (Centeno-García y Silva-Romo, 1997, Goldhammer 1999).

Estas sucesiones o bien, dado el caso de este estudio discordancias erosiónales, se relacionan con la apertura del Golfo de México como una huella que marca el inicio de un rift extensional (Imlay *et al.*, 1942; Belcher, 1979, Bracken, 1984, Michalzik 1985,1986,1987,1988,1991, Salvador, 1987; Wilson, 1990; Rueda-Gaxiola *et al.*, 1993,1999; Goldhammer, 1991). Sin embargo, las presencias de firmas geoquímicas de subducción son incompatible con tal régimen tectónico (Jones *et al.*, 1995; Bartolini, 1998; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998, 1999, 2004, 2008). Los trabajos existentes que documentan que estas capas rojas junto con las sucesiones de rocas volcánicas expresan que existen dos o más depocentros en los cuales se depositó dichas sucesiones y capas rojas. Algunos depocentros ya estudiados fueron nombrados como: Cuenca de Huizachal en la Sierra Madre Oriental y la Cuenca de Catorce en la Mesa Central, en donde se interpreta que las sucesiones fueron producto de una extensión tras arco relacionadas con el llamado Arco Nazas Barboza-Gudiño *et al.* (2015).

Dichas cuencas fueron rellenadas por el vulcanismo desarrollado durante el Jurásico Inferior-Medio del Arco Nazas, el cual se encontraba en su apogeo, no obstante, un cambio en el ángulo de subducción de la placa provocó un roll-back, por lo que la

migración del vulcanismo en dirección este-oeste dio como resultado una serie de fosas tectónicas de tipo tras arco (Barboza-Gudiño *et al.*, 1999, 2015), que no desarrollaron nueva corteza oceánica, sin embargo, fueron producto de una extensión a consecuencia del movimiento de la placa. Estas fosas estaban delimitadas por altos de basamento y elementos paleogeográficos contemporáneos. Uno de estos altos de basamento sirvió como límite entre las cuencas recién formadas y posteriormente sirvió como base para el depósito de las rocas cretácicas de la Plataforma Valles-San Luis Potosí y plataformas carbonatadas en el centro y norte del País.

Si bien, La Formación La Joya del noreste de Mexico muestra variaciones regionales en el espesor y composición. En el norte, noreste y sureste de Mexico se describen algunas Formaciones que son de manera general comparables en edad u al menos en sentido estratigráfico por representar en todos los casos el desarrollo de importantes discordancias erosionales. Las Formación Tepexic en el área de Huayacocotla y con la Formación Cahuascal en el estado de Hidalgo muestran estas correlaciones que bien podrían significar algún aporte hacia estas zonas. Por otra parte, La Formación La Joya muestra variaciones regionales mientras que en algunas zonas no se depositó. Esto quiere decir, que existen diferentes cuencas extensionales en una zona amplia en el centro-norte y noreste de México, este argumento es apoyado por las edades de las rocas que al este son más viejas.

Esto hace suponer la posible ocurrencia de varios depocentros diferentes. Para demostrar lo anterior, y por ende el surgimiento de este trabajo, es preciso comparar los diferentes afloramientos, en su litología, procedencia, dinámica de los procesos de sedimentación y así como todos los elementos que contribuyan a la reconstrucción paleogeográfica que puedan y tengan relación con este tipo de discordancias erosionales y angulares en las diferentes áreas de estudio.

Sierra de Ramírez

La Sierra de Ramírez es un área cartografiada dentro de la carta geológica minera la Pendencia (G13-D58), escala 1: 50,000 del Servicio Geológico Mexicano. Esta sierra se ubica dentro de la Provincia Sierra Madre Oriental y Subprovincia de las Sierras Transversas. Estratigráficamente las unidades litológicas descritas por el Servicio

Geológico Mexicano son sucesiones del Triásico superior al Holoceno. Las rocas más antiguas corresponden a la Formación Nazas, descritas como una secuencia metavolcánica, que aflora en la porción central de la Sierra de Ramírez, sobreyaciendo de manera discordante y erosionalmente por capas de conglomerado constituido por fragmentos de rocas ígneas, líticos intercalados con capas de areniscas y limolitas rojas de la Formación La Joya. A esta sucesión le sobreyace transicionalmente una secuencia calcárea del Jurásico superior al Cretácico que se encuentran en el extremo occidental y centro de la carta, representada por las Formaciones Zuloaga, La Caja, Taraises, Cupido, La Peña y Formación Cuesta del Cura.

En la parte norte del área de Sierra de Ramírez las secciones geológicas realizadas para este trabajo mostraron afloramientos ya mencionados, como son rocas del Jurásico Inferior de la Formación Nazas al Jurásico Superior de la Formación Zuloaga. La sección levantada incluye una secuencia siliciclástica granodecreciente de 113 m de espesor, la cual inicia con una brecha-conglomerado (~100 m) de clastos de rocas volcánicas con clastos subangulosos a subredondeados de colores rojos a verdes oscuros, de rocas volcánicas intermedias, la cual va pasando transicionalmente a areniscas de grano medio (~6 m) hasta areniscas de grano fino a limolitas (~7 m), las cuales son sobreyacidas transicionalmente por calizas de la Formación Zuloaga. Por su posición estratigráfica más descripciones detalladas de esta formación del Servicio Geológico Mexicano en la carta La Pendencia (G13-D58), escala 1: 50,000, es posible correlacionarse con los depósitos del noreste de México nombrados como Formación La Joya.

Los resultados petrográficos de las siete muestras recolectadas sugieren que cinco muestras (**SR-18-1**, **SR-18-2**, **SR-18-1i**, **SR-18-5₁** y **SR-18-5₂**) se clasificaron como rocas volcánicas (Dacita, riodacita, paraconglomerado volcánico, Toba y aglomerado volcánico) respectivamente, siendo solo utilizadas para establecer el tipo de rocas de la zona, mientras que las dos muestras restantes (**SR-18-5₃** y **SR-18-5₄**), corresponden según la clasificación de Folk (1970) para rocas sedimentarias a litoarenitas, más el conteo de datos y los diagramas de discriminación tectónica (QtFL y QmFLt) que sugieren que las muestras las muestras caen dentro del campo de orógeno reciclado,

relacionándose a arco transicional junto con reciclado transicional respectivamente. Esto quiere decir, que, si bien no se tienen datos geocronológicos de dicha discordancia, el conteo y discriminación tectónica de las muestras, junto con las relaciones estratigráficas podrían ayudar a adjudicar a esta sucesión erosional como un aporte fluvio aluvial de los sedimentos rojos de la Formación la Joya del noreste de México.

Sierra de Jimulco

La Sierra de Jimulco es una gran elevación montañosa localizada en la parte suroeste del estado de Coahuila. Fisiográficamente el área de estudio queda comprendida dentro de la provincia de la Sierra Madre Oriental y en la Subprovincia de las Sierras transversas (Raiz E., 1964). Estratigráficamente la unidad más antigua son afloramientos de la Formación Nazas Bartolini (1998), la cual es definida como una secuencia de colores purpuras oscuros a grises opacos de rocas volcánicas, filitas, tobas y rocas de composición intermedia. En la carta geológica minera del Servicio Geológico Mexicano La Flor de Jimulco(G13-D46), escala 1: 50,000, solo se tiene reportes de rocas del Jurásico Inferior siendo sobreyacidas por un paquete de rocas calizas de la Formación Zuloaga, sin embargo, en la realización de la sección para este trabajo se observó que a la secuencia volcánica de la Formación Nazas le sobreyace tanto discordante como erosionalmente una secuencia siliciclástica granodecreciente de (~16 m) de espesor, la cual inicia con una brecha-conglomerado (~4.5 m) de espesor, con clastos subangulosos a subredondeados de colores grises a grises oscuros de rocas volcánicas de composición intermedia, esta secuencia va pasando transicionalmente a areniscas de colores grises y grano medio (~6 m) con rizaduras, le siguen areniscas (~3 m) de espesor con tamaño de grano medio hasta grueso con laminación paralela y terminan con una secuencia de areniscas-conglomeráticas (~3 m) de espesor de colores grises rojizos. A esta secuencia le sobreyacen transicionalmente calizas del Jurásico Superior de la Formación Zuloaga. Por su posición estratigráfica y por tratarse claramente de depósitos relacionados a una discordancia erosional, esta secuencia siliciclástica pudiera ser comparable con los depósitos del noreste de México nombrados como Formación La Joya, ya que,

como ya se mencionó no se tienen reportes de dicha sucesión en la carta La Flor de Jimulco(G13-D46).

Los resultados petrográficos de las nueve muestras recolectadas sugieren que cuatro muestras (**SJim-18-3, SJim-18-5, SJim-18-6a y SJim-18-6b**) se clasificaron como rocas volcánicas (Toba, Andesita/Basalto, Basalto y Monsogabro) respectivamente. Y solo la muestra (**SJim-18-2**) fue descartada de la clasificación por su alta deformación, siendo clasificada como una (Mesomilonita). Las cuatro muestras restantes (**SJim-18-8, SJim-18-9, SJim-18-10 y SJim-18-11**), corresponden según la clasificación de Folk (1970) a (Brecha volcánica con fragmentos de litoarenita, litoarenita, sublitoarenita y arenisca-conglomerática con fragmentos de litoarenita) respectivamente. Pudiendo realizarse el conteo de datos y los diagramas de discriminación tectónica (QtFL y QmFLt) propuestos por Dickinson (1985), en los que se pudo clasificar que en el diagrama QtFL, las muestras caen dentro del campo de orógeno reciclado, mientras que en el diagrama QmFL, el total de las muestras se ubican en el margen derecho del triángulo, ocupando los campos de cuarzoso transicional y reciclado transicional. Siendo estas comparables en el tipo de ambiente con las otras dos áreas (Sierra de Ramírez y Cerro de Enmedio), optando por un ambiente común para esta discordancias observable y comparable con los depósitos del noreste de Mexico de la Formación La Joya.

Los análisis geocronológicos de esta área fueron dados por la muestra (**SJim-18-9**), en la cual la edad máxima del depósito fue de 178 ± 2 Ma, la cual corresponde a la parte superior del Jurásico Inferior, por lo que se puede establecer una correlación a nivel regional, con otras localidades de La Formación La Joya o de secuencias discordantes en este nivel estratigráfico.

Cerro de Enmedio

El área de Cerro de Enmedio pertenece a una de varias localidades que representan el levantamiento de Plomosas. Fisiográficamente pertenece a la provincia Sierras y Cuencas (Raisz E., 1964). hacia la parte central del cinturón plegado de Chihuahua que a su vez representa el extremo sur del cinturón cordillerano de pliegues y fallas, que se desarrolló en los depósitos Jurásicos y Cretácicos que rellenan la cuenca de

Chihuahua o Chihuahua trough (Hennings, 1994; Haenggi, 2001, 2002; Franco-Rubio, 2007; Oviedo-Padrón *et al.*, 2010).

El levantamiento plomosas estratigráficamente constituye la parte central del levantamiento de Placer de Guadalupe-Plomosas-Carrizalillo, un área levantada con exposición de rocas del Proterozoico y Paleozoico tales como: La Formación Sostenes, las capas más antiguas que afloran en la Sierra Plomosa, siendo descritas como calizas, lutitas y algunas areniscas que corresponden al Ordovícico y fueron identificadas inicialmente como rocas pre-carboníferas por Bridges y Deford (1961). Más tarde Bridges (1962) reportó en el área, el Ordovícico y lo cartografió como unidad 1. De manera concordante y transicional, le subyace la Formación Solís, del Silúrico-Devónico, rocas calizas de color gris claro en capas de hasta 1.5 m de espesor que intemperizan en color café claro, presenta nódulos y bandas de pedernal, en la parte media presenta algunas intercalaciones de calizas arcillosas (margas) y areniscas calcáreas consideradas y cartografiadas por Bridges (1962, 1965) como unidad 2. De manera concordante le subyace transicionalmente la Formación Monillas, cartografiada por Bridges (1962) como unidad 3 y posteriormente la denominó Formación Monillas de manera informal (Bridges, 1964). Constituye un horizonte arcilloso que contrasta notablemente entre las calizas del Ordovícico-Devónico abajo, y las calizas pensilvánicas arriba, se distribuye en la parte central del Cerro de Enmedio y litológicamente está constituida por lutitas de color gris oscuro a verdoso, de estructura laminar, en capas de 10 a 20 cm y algunas calizas arcillosas, su espesor es de 50 a 60 m (Bridges, 1965). La unidad 4 cartografiada por Bridges (1962), fue descrita posteriormente por el mismo autor con el nombre de Formación Pastor (Bridges 1964), conformada hacia la base por caliza arcillosa gris a gris oscuro, de estratos medios a gruesos, con intercalaciones de caliza gruesa negra que contienen colonias aisladas de crinoides y corales. Hacia la cima presenta lutitas calcáreas laminadas, color violeta, con nódulos y bandas de pedernal.

Las unidades Permo-Triásicas son descritas como unidad 5 por Bridges (1962) y más tarde como Formación Plomosas (*restricted*) por el mismo autor (Bridges, 1964), utilizando el nombre de Formación Plomosas que originalmente Burrows (1909) había

dado a las calizas, areniscas y conglomerados que afloran en la zona de Plomosas, sin asignarles una edad. Al confirmarse la edad paleozoica de una parte de la sucesión descrita originalmente como Formación Plomosas, pero a la vez una edad jurásica para otras de las unidades agrupadas dentro de la misma sucesión, Bridges (1962, 1964) excluyó a las capas jurásicas de la definición original y cartografió como unidad 5 o Formación Plomosas *restricted*, únicamente a la parte considerada por él y hasta ese momento como pérmica, dividiéndola en cuatro miembros, dada la variedad de litofacies que presenta (unidades 5 no diferenciada, 5d, 5g y 5r).

Según Barboza-Gudiño *et al.* (2016), a la unidad 5r (riolítica) se le determinó una edad del Jurásico Inferior por medio de circones magmáticos, por lo que como Formación Plomosas permanecerían únicamente: a) una parte de las capas correspondientes a las unidades 5 no diferenciada, que según Barboza-Gudiño *et al.* (2016), se nombró informal “capas Alfonsitos”, b) la unidad 5d, que comprende a todas las calizas arrecifales del Pérmico y c) las areniscas y lutitas correspondientes a la unidad 5g, conocida también de manera informal como “Formación Verde”, además de una sucesión d) compuesta de brechas polimícticas y areniscas de colores gris y café claro, que sobreyacen de manera concordante a la misma Formación Verde y arrojaron circones detríticos que confirman una edad máxima para su depósito, del Triásico Medio a Superior.

Las capas Alfonsitos, la unidad cartografiada por Bridges (1965), como una unidad constituida por calizas de color gris claro parcialmente dolomitizadas de aspecto masivo y La Formación Verde cartografiada como 5g por Bridges (1962), una secuencia de areniscas, brechas polimícticas y capas de estratificación delgada a media, de areniscas, alternando con limolitas y depósitos posiblemente volcanogénicos son en conjunto, las diferentes capas que forman todo el complejo de rocas Permo-Triásicos descritas como unidad 5 por Bridges (1962) y más tarde como Formación Plomosas (*restricted*). A este paquete de rocas le sobreyacen Capas del Jurásico que descansan en fuerte discordancia erosional y angular. En la base de esta unidad, ocurre regularmente una brecha constituida por clastos angulosos a subredondeados de varios tamaños entre 5 hasta 10 cm o más, de caliza, cuarzo y

cuarcitas, soportados por la matriz; transicionalmente va incluyendo otras litologías, como clastos de 1 a 4 cm de arenisca, pedernal y rocas verdes. La matriz es arcillosa a arenosa y el cementante es regularmente calcáreo pero también puede incluir sílice, interpretados como depósitos de abanicos aluviales de alta energía en las márgenes de una cuenca. Hacia arriba o lateralmente, estos conglomerados o brechas pueden pasar a areniscas, lutitas con intercalaciones de margas y calizas arcillosas o conglomerados calcáreos y calizas de la Formación La Casita.

Tales discordancias, en este estudio fueron analizadas, dando como resultado dos secciones estratigráficas en las cuales se observó, analizo y tomo muestras de las diferentes exposiciones de rocas discordantes, la primera sección, se midió en las cercanías de la llamada Sierra de Santo Domingo, por su flanco norte (x: 476831, Y: 3213074), en donde observo un horizonte conglomerático de 4 m de espesor, el cual por su posición estratigráfica está en discordancia tanto erosional como angular sobre rocas arcillosas de colores café rojizos a rojo oscuro (~12.9 m) de espesor que por su posición estratigráfica pudieran ser Jurásico Inferior o más antiguas.

El horizonte conglomerático se compone por una matriz soportada con clastos subangulosos a subredondeados de colores grises a tonos cremas, con fragmentos de rocas calizas, el cual va pasando transicionalmente a areniscas de grano medio (~7.8 m) de espesor con horizontes conglomeráticos los cuales son sobreyacidos transicionalmente por areniscas calcáreas de la Formación La Casita.

Por otra parte, en la sección #2, se presenta en la base calizas arrecifales del Paleozoico superior hasta limolitas, areniscas y margas de la Formación la Casita del Jurásico Superior, expuesta al noreste de Cerro de Enmedio, Chihuahua. Esta sección Incluye una secuencia silisiclática granodecreciente de 16 m de espesor, la cual descansa discordante y angularmente sobre calizas arrecifales del Paleozoico. La sección inicia con una brecha-conglomerado de (~8.7m) de espesor de clastos angulosos a subredondeados de colores rojos oscuros de rocas volcánicas y fragmentos de calizas, la cual va pasando transicionalmente a areniscas de grano medio a grueso de colores rojos a rojos oscuros de (~7.2m) de espesor con rastros de laminación oblicua. A este cuerpo discordante le sobreyacen areniscas con

laminación paralela y areniscas conglomeráticas del Jurásico Inferior. Las cuales son sobreyacidas por areniscas calcáreas de la Formación La Casita.

Ambas secciones presentaron discordancias angulares de tipo erosional, de las cuales se obtuvieron muestras petrográficas, junto con circones detríticos para confirmar las firmas cronológicas. Las clasificaciones petrográficas del área de Cerro de Enmedio constaron de ocho muestras, de las cuales todas fueron clasificadas según Folk (1970), como rocas sublitoarenitas relacionándose con litoarenitas y subfeldearenitas. Los diagramas de clasificación tectónica propuestos por Dickinson (1985), (QtFL y QmFLt), arrojaron los datos dentro de los campos de orógeno reciclado en el diagrama QtFL, mientras que en el diagrama QmFTI, todas las muestras caen dentro de los campos de cratón interior y cuarzoso reciclado, siendo estas comparables en el tipo de ambiente con las otras dos áreas (Sierra de Ramírez y Sierra de Jimulco), optando por un ambiente común para estas dos discordancias observables y comparables con los depósitos del noreste de Mexico conocidos como Formación La Joya.

Los análisis geocronológicos de esta área fueron dados por dos muestras (**PLM-18-8** y **PG-12-1**), que si bien la muestra **PG-12-1** no fue tomada dentro del área de Cerro de Enmedio, más bien fue aportada para la investigación a manera de poder reafirmar las diferentes relaciones estratigráficas, fue de gran ayuda, ya que la muestra **PLM-18-8**, resulto con gran cantidad de pérdida de plomo o fallas en la media ponderada, obteniendo una edad de 313 ± 4 Ma, muy lejos de las edades concordantes de dos circones que nos arrojaban un edad del Triásico Inferior a Medio correspondiente con edades del Arco Permo-Triásico, mientras que la muestra **PG-12-1**, resulto con una edad de 198 ± 1 Ma, correspondiente al Jurásico Inferior "Hettangiano" (Arco Nazas).

Por lo que, si bien ambas muestras no tienen relación cronológica en la edad deseada. Se puede concluir que la muestra tomada de la discordancia (**PLM-18-8**), se produjo por los hechos relacionados al vulcanismo de arcos magmáticos cordilleranos del SW de Norteamérica. Relacionándolo a los estadios iniciales de la subducción que propició el establecimiento de un arco magmático continental en el SW de Norteamérica, siendo parte de un gran evento a nivel cordillerano que se extiende desde el oeste-suroeste

de Estados Unidos pasando por Sonora, Chihuahua y Coahuila a través del centro y sur de México y hasta el norte de Sudamérica (Iriondo-Arvizu *et al.*, 2015).

Conclusiones

Conclusiones de campo

Los resultados de campo comprenden tanto la descripción de unidades litológicas en afloramientos como la realización de secciones estratigráficas y la verificación de afloramientos en donde se observan relaciones de discordancias erosionales y/o angulares.

Para el área de la Sierra de Ramírez, se realizó una sección compuesta de los diferentes afloramientos menores que se encontraron, dadas las condiciones de una pobre exposición de la sección. La secuencia discordante se encontró formada por 113 m de espesor de una brecha-conglomerado (~100 m) de espesor de clastos de rocas volcánicas con clastos subangulosos a subredondeados de colores rojos a verdes oscuros de rocas volcánicas intermedias, la cual va pasando transicionalmente a areniscas de grano medio (~6m) de espesor hasta areniscas de grano fino a limolitas (~7 m). Siendo sobreyacidas transicionalmente por calizas de la Formación Zuloaga. Por lo que, en este sentido y con los datos observados en campo junto con las relaciones estratigráficas es posible correlacionarse con los depósitos del noreste de Mexico nombrados como Formacion La Joya, aun sin tener una comparación o más detalles de esta área.

En el área de Sierra de Jimulco se realizó de igual manera una sección estratigráfica que pudiera abarcar la mayor parte de los afloramientos observados. La secuencia discordante se encontró formada por una siliciclástica granodecreciente de (~16 m) de espesor, la cual inicia con una brecha-conglomerado (~4.5 m) de espesor, con clastos subangulosos a subredondeados de colores grises a grises oscuros de rocas volcánicas de composición intermedia, esta secuencia va pasando transicionalmente a areniscas de colores grises y grano medio (~6 m) de espesor con rizaduras, le siguen areniscas (~3 m) de espesor, con tamaño de grano medio hasta grueso con laminación paralela y terminan con una secuencia de areniscas-conglomeráticas (~3 m) de colores grises rojizos. Finalmente es sobreyacida transicionalmente por calizas del

Jurásico Superior de la Formación Zuloaga. Por su posición estratigráfica y por tratarse claramente de depósitos relacionados a una discordancia erosional. Esta unidad siliciclástica pudiera ser comparable a la Formación La Joya, ya que en la carta elaborada por el Servicio Geológico Mexicano La Flor de Jimulco (G13-D46), escala 1:50, 000, no es nombrado dicho afloramiento y se le clasifica como de la Formación Nazas.

En el área de Cerro de Enmedio se realizaron dos secciones diferentes. Sobre la primera sección se pudo observar rocas arcillosas de colores rojizos del Jurásico Inferior hasta calizas arcillosas del Jurásico Superior de la Formación La Casita. Dicha sección incluía una muy clara y notoria discordancia angular y erosional formada por un horizonte conglomerático de 4 m de espesor, compuesto por una matriz soportada con clastos subangulosos a subredondeados de colores grises a tonos cremas, con fragmentos de rocas calizas, el cual va pasando transicionalmente a areniscas de grano medio (~7.8 m) de espesor con horizontes conglomeráticos. Siendo sobreyacidos transicionalmente por areniscas calcáreas de la Formación La Casita de aproximadamente (~7.8 m) de espesor.

La sección #2 muestra una sección que incluye una secuencia siliciclástica granodecreciente de 16 m de espesor, la cual descansa discordante y angularmente sobre calizas arrecifales del Paleozoico. La sección inicia con una brecha-conglomerado de (~8.7m) de espesor de clastos angulosos a subredondeados de colores rojos oscuros de rocas volcánicas y fragmentos de calizas, pasando transicionalmente a areniscas de grano medio a grueso de colores rojos a rojos oscuros de (~7.2 m) de espesor con rastros de laminación oblicua. A la cual le sobreyacen areniscas con laminación paralela y areniscas conglomeráticas del Jurásico Inferior. Siendo finalmente sobreyacidas por areniscas calcáreas de la Formación La Casita. Con los datos de campo de las dos secciones realizadas, podemos permitirnos comparar dichas discordancias con algún aporte significativo de los eventos realizados en el Jurásico Medio, permitiendo dichos depósitos y a su vez plegándolos y deformándolos junto con los depósitos Pérmicos y del Jurásico Superior.

Petrografía

De las siete muestras obtenidas en el área de Sierra de Ramírez, las dos muestras (**SR-18-53 y SR-18-54**) utilizadas para realizar un conteo modal según la clasificación para rocas detríticas de Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984) y Folk (1970), se clasifican como litoarenitas, ya que la composición predominante de los granos en estas muestras corresponde a una gran cantidad de líticos, seguida de cuarzos monocristalinos tanto de extinción recta como ondulosa. En los diagramas de discriminación tectónica de Dickinson (1985), se observó que en el diagrama QtFL las muestras cayeron dentro del campo de orógeno reciclado, teniendo también cierta relación a un arco transicional. En el diagrama QmFTI, las muestras cayeron en el campo de reciclado transicional. Con estos datos petrográficos podemos establecer que ciertamente las muestras tienen procedencia que se relaciona con arcos magmáticos, los cuales tienen relación con trabajos anteriores que interpretan dicho ambiente.

De las nueve muestras tomadas del área de la Sierra de Jimulco, las cuatro muestras utilizadas (**SJim-18-8, SJim-18-9, SJim-18-10 y SJim-18-11**), se clasificaron según Folk (1970) como (brecha volcánica con fragmentos de litoarenita y arenisca conglomerática con fragmentos de litoarenita) (**SJim-18-8 y SJim-18-11**) respectivamente, litoarenita (**SJim-18-9**) y sublitoarenita (**SJim-18-10**). En los diagramas de discriminación tectónica QtFL y QmFLt de Dickinson (1985), todas las muestras caen dentro del campo de orógeno reciclado para el triángulo QtFL, mientras que en el triángulo QmFLt, caen dentro de los campos de cuarzoso reciclado y reciclado transicional.

De las nueve muestras obtenidas del área de Cerro de Enmedio, ocho fueron clasificadas según Folk (1970) como: **PLM-18-1** (Litoarenita), **PLM-18-2** (Ortoconglomerado polimíctico con fragmentos de sublitoarenita), (**PLM-18-7, PLM-18-11 Y PLM-18-12**) como Sublitoarenita, **PLM-18-8** (subarkosa), **PLM-18-9** (Paraconglomerado polimictico con fragmentos sublitoarenita) y **PLM-18-10** como (Paraconglomerado polimictico con fragmentos de sublitoarenita). Mientras que en los diagramas de discriminación tectónica (QtFL y QmFLt) de Dickinson (1985), los resultados fueron, orógeno reciclado para el diagrama QtFL, en tanto que mientras que

en el diagrama QmFTI las muestras caen en el campo de cratón interior y cuarzoso reciclado. Por lo que, según los resultados mostrados en esta área, podemos observar un claro dominio en el margen izquierdo de las gráficas de Dickinson (1985), dando como resultado un claro dominio relacionado con márgenes activos y arcos magmáticos.

Geocronología

De acuerdo a la geocronología de U-Pb en circones, la muestra (**PLM-18-8**), tiene una edad máxima del depósito correspondiente al Triásico Inferior, de acuerdo a los circones concordantes observados. La muestra (**PG-12-1**), tiene una edad máxima del depósito de 198 ± 2 Ma, correspondiente al Jurásico Inferior "Hettangiano". Y la muestra (**SJim-18-9**), tiene una edad máxima del depósito de 178 ± 2 Ma, cercana al límite Jurásico Inferior Medio. Por lo que, junto con los datos de campo y petrográficos se puede concluir que:

Para el área de Sierra de Ramírez, no se pudo obtener una muestra apropiada para la obtención de circones detríticos, ya que la brecha reportada es esencialmente volcánicla y arrojaría una edad muy probablemente de las rocas volcánicas subyacentes, de las cuales una riolita arrojó una edad del volcanismo de 167 ± 2 Ma (Rivera-Galván, 2016), lo que coloca a los depósitos clásticos discordantes en el Jurásico Medio.

En la Sierra de Jimulco, se obtuvieron los datos geocronológicos que mostraron una edad máxima del depósito correspondiente a la parte superior del Jurásico Inferior, por lo que se puede establecer una correlación a nivel regional, con otras localidades de La Formación La Joya o de secuencias discordantes en este nivel estratigráfico, teniendo en cuenta un aporte tectónico de esta discordancia hacia esta área en forma de dicha secuencia.

En el Cerro de Enmedio, los resultados de campo muestran la presencia de dos diferentes discordancias. Aunque los resultados geocronológicos mostraron que la secuencia erosional muestreada pertenece a la parte superior del Triásico Inferior, que si bien, no es comparable con la edad de las otras localidades estudiadas, confirma la

ocurrencia de la segunda discordancia interpretada, la cual representa un evento diferente al ocurrido en el noreste de Mexico durante el Jurásico Medio, además de que subyace a una ignimbrita que arrojó una edad de 183 Ma (Barboza-Gudiño *et al.*, 2016)

ANEXOS

Anexo 1.- Valores obtenidos del conteo de puntos en areniscas de grano medio a grueso

Tabla 2.- Resultados del conteo de puntos realizado en este trabajo.

	Tipo de clasto	Sierra de Ramirez		Sierra de Jimulco				Cerro de Enmedio							
		SR-18 5 _s	SR-18 5 _s	SJim 18-8	Sjim 18-9	Sjim 18-10	Sjim 18-11	PLM 18-1	PLM 18-2	PLM 18-7	PLM 18-8	PLM 18-9	PLM 18-10	PLM 18-11	PLM 18-12
Q	Cuarzo monocristalino extinción ondulosa (Qmo)	53	76	175	228	294	193	311	255	369	310	364	300	378	369
	Cuarzo monocristalino extinción recta (Qmr)	54	39	8	38	40	21	42	67	89	80	73	80	93	89
	Cuarzo policristalino 2-3 mosaicos (Qp2-3)	30	19	0	4	1	10	23	5	4	42	18	15	10	4
	Cuarzo policristalino más de 3 mosaicos (Qp>3)	12	3	5	13	0	3	3	2	5	11	5	26	1	5
L	Líticos volcánicos con textura felsítica (Lv _f)	254	234	191	208	103	248	72	170	23	58	23	74	23	23
	Líticos volcánicos con textura microlítica (Lv _{mi})	11	0	18	6	0	7	30	0	10	5	0	0	0	10
	Líticos volcánicos con textura <i>lathwork</i> (Lv _{la})	12	3	36	0	0	9	0	0	0	0	0	7	0	0
	Líticos volcánicos con textura tobáceo (Lv _{tov})	16	3	0	0	0	19	0	0	0	0	0	0	0	0
	Líticos metapsamíticos (Lmp _{sa})	2	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	2
	Líticos metafelsíticos de grado 1 (Lmf ₁)	1	4	54	0	0	0	0	0	0	3	0	19	8	0
	Líticos metafelsíticos de grado 2 (Lmf ₂)	5	2	0	0	0	0	0	0	0	0	76	3	0	0
	Líticos metapelíticos de grado 1 (Lmpe ₁)	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	8	0	0
F	Feldespato alcalino (F)	10	26	12	8	5	4	18	23	21	5	7	3	0	21
	Plagioclasa (PL)	11	17	30	21	5	8	11	0	32	3	8	2	0	31
	Accesorios (Acc)	23	71	22	7	63	9	3	0	4	3	7	3	0	4
	Cemento (Cem)	145	256	19	76	172	43	165	285	169	70	203	24	35	165
	Chert (Chert)	2	6	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0
	TOTAL	503	503	551	533	511	528	513	522	558	524	512	540	530	515

	Relaciones isotópicas						Edades corregidas (Ma)				Best age (Ma)	Disc%
	U (ppm)	Th (ppm)	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	± 1 error	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	± 1 error	$\frac{^{206}\text{Pb}}{\text{age}}$	± 1 abs error	$\frac{^{207}\text{Pb}}{\text{Pb}} / \frac{^{207}\text{Pb}}{\text{Pb}}^{\text{ref}}$	± 1 abs error		
PG-12-1_5	155	0.43	6.4891	1.39%	0.0706	0.88%	923.9	11.9	944.7	17.9	923.9	11.9
PG-12-1_24	136	1.73	6.4890	1.33%	0.0709	0.82%	923.9	11.4	954.6	16.6	923.9	11.4
PG-12-1_70	114	0.43	6.2240	1.88%	0.0718	0.96%	960.5	16.8	980.6	19.5	960.5	16.8
PG-12-1_32	319	0.52	6.2074	1.23%	0.0723	0.65%	962.9	11.0	994.7	13.1	962.9	11.0
PG-12-1_82	203	0.20	6.2003	1.81%	0.0728	0.79%	963.9	16.2	1008.3	15.9	963.9	16.2
PG-12-1_94	77	0.55	6.0983	1.87%	0.0727	1.03%	978.9	17.0	1004.6	20.8	978.9	17.0
PG-12-1_89	110	0.50	5.9022	1.80%	0.0731	0.87%	1009.0	16.8	1017.8	17.6	1017.8	17.6
PG-12-1_93	778	0.39	5.6239	1.89%	0.0735	0.70%	1055.0	18.4	1028.8	14.2	1028.8	14.2
PG-12-1_26	247	0.39	5.7978	1.24%	0.0737	0.71%	1025.8	11.7	1032.3	14.2	1032.3	14.2
PG-12-1_55	849	0.48	5.9471	1.40%	0.0737	0.60%	1001.9	13.0	1033.5	12.2	1033.5	12.2
PG-12-1_44	244	0.36	5.9374	1.24%	0.0741	0.64%	1003.4	11.5	1044.2	12.8	1044.2	12.8
PG-12-1_21	269	0.41	5.7446	1.24%	0.0743	0.65%	1034.5	11.9	1049.8	13.0	1049.8	13.0
PG-12-1_72	1,148	0.39	5.8542	1.79%	0.0744	0.67%	1016.6	16.8	1051.0	13.5	1051.0	13.5
PG-12-1_14	141	0.31	5.7193	1.35%	0.0745	0.81%	1038.8	12.9	1055.8	16.2	1055.8	16.2
PG-12-1_99	141	0.48	5.7998	1.77%	0.0747	0.81%	1025.4	16.7	1059.9	16.2	1059.9	16.2
PG-12-1_33	497	0.44	5.7158	1.31%	0.0750	0.58%	1039.4	12.6	1068.3	11.7	1068.3	11.7
PG-12-1_67	939	0.36	6.2391	1.38%	0.0758	0.60%	958.3	12.3	1088.8	12.0	1088.8	12.0
PG-12-1_54	446	0.20	5.2801	1.33%	0.0764	0.64%	1118.1	13.6	1106.2	12.8	1106.2	12.8
PG-12-1_92	86	0.46	5.5026	1.89%	0.0766	0.87%	1076.4	18.7	1109.6	17.4	1109.6	17.4
PG-12-1_3	88	0.53	5.2444	1.46%	0.0770	0.95%	1125.1	15.0	1120.9	18.8	1120.9	18.8
PG-12-1_47	226	0.49	6.2129	1.25%	0.0781	0.70%	962.1	11.1	1149.0	13.8	1149.0	13.8
PG-12-1_65	649	0.32	5.4817	1.50%	0.0781	0.68%	1080.2	14.9	1149.5	13.5	1149.5	13.5
PG-12-1_1	127	0.51	5.4723	1.37%	0.0784	0.83%	1081.9	13.7	1156.6	16.3	1156.6	16.3
PG-12-1_10	572	0.05	5.1935	1.69%	0.0787	0.64%	1135.2	17.6	1163.7	12.6	1163.7	12.6
PG-12-1_37	223	0.39	5.0098	1.25%	0.0792	0.65%	1173.2	13.3	1177.1	12.8	1177.1	12.8
PG-12-1_87	496	0.42	5.8654	1.84%	0.0802	0.70%	1014.8	17.2	1201.3	13.6	1201.3	13.6
PG-12-1_98	244	0.52	4.9969	1.75%	0.0810	0.72%	1176.0	18.8	1222.0	14.2	1222.0	14.2
PG-12-1_10	160	0.41	5.3774	1.79%	0.0816	0.73%	1099.5	18.1	1235.0	14.3	1235.0	14.3
PG-12-1_29	135	0.68	4.7790	1.27%	0.0818	0.71%	1224.8	14.1	1240.0	13.9	1240.0	13.9
PG-12-1_58	185	0.46	4.9883	1.47%	0.0832	0.69%	1177.8	15.8	1274.6	13.4	1274.6	13.4
PG-12-1_27	203	0.37	4.2994	1.25%	0.0877	0.65%	1348.0	15.2	1376.5	12.4	1376.5	12.4
PG-12-1_35	148	0.39	5.5964	1.61%	0.0884	1.24%	1059.8	15.7	1390.4	23.6	1390.4	23.6
PG-12-1_64	157	0.53	4.0688	1.43%	0.0889	0.72%	1416.6	18.1	1401.5	13.8	1401.5	13.8
PG-12-1_79	190	0.96	4.3706	1.77%	0.0890	0.74%	1328.2	21.3	1405.1	14.0	1405.1	14.0
PG-12-1_28	87	1.37	3.9079	1.31%	0.0921	0.74%	1468.8	17.2	1468.8	13.9	1468.8	13.9
PG-12-1_18	176	0.63	3.7759	1.38%	0.0927	0.82%	1514.5	18.6	1481.4	15.4	1481.4	15.4
PG-12-1_50	131	0.45	3.6886	1.26%	0.0966	0.69%	1546.4	17.3	1558.7	12.9	1558.7	12.9
PG-12-1_25	93	0.32	3.7982	1.36%	0.0972	0.96%	1506.6	18.2	1570.9	17.9	1570.9	17.9
PG-12-1_60	216	0.26	3.2319	1.43%	0.1064	0.65%	1737.8	21.8	1739.2	11.8	1739.2	11.8
PG-12-1_9	142	0.29	3.2394	1.36%	0.1068	0.70%	1734.3	20.6	1744.9	12.8	1744.9	12.8
PG-12-1_69	280	0.44	3.1464	1.41%	0.1091	0.63%	1779.1	21.9	1783.7	11.4	1783.7	11.4
PG-12-1_42	208	1.46	2.7746	1.20%	0.1255	0.55%	1984.1	20.5	2036.1	9.8	2036.1	9.8
PG-12-1_43	376	0.56	2.5046	1.22%	0.1813	0.53%	2165.7	22.4	2664.4	8.7	2664.4	8.7
PG-12-1_48	232	2.56	1.9160	1.20%	0.1844	0.53%	2707.3	26.5	2692.5	8.7	2692.5	8.7
PG-12-1_90	98	0.32	1.7929	1.77%	0.2110	0.65%	2857.4	40.8	2913.1	10.4	2913.1	10.4
PG-12-1_52	56	0.64	1.6121	1.34%	0.2195	0.61%	3111.1	32.9	2977.0	9.8	2977.0	9.8

Referencias.

Alencáster de Cserna, Gloria, 1961a, Estratigrafía del Triásico Superior de la parte central del estado de Sonora, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana, núm. 11, 1-18 p.

Almaraz-Martínez, C., 2016, Estratigrafía del Jurásico Inferior a Medio en el Flanco Oriental del Anticlinorio de la Trinidad, al poniente de Charcas, San Luis Potosí, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, 107p.

Anderson, J.L., 1983, Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America, in Medaris, L.G.; Mickelson, D.M.; Byers, C.W.; y Shanks, W.C., eds., Proterozoic geology: Geological Society of America Memoir 161, p. 133–154.

Baker, C. L., 1922, General Geology of the Catorce Mining District, Trans. Amer. Inst. Min. Met. Eng., vol. 66, 44p.

Barboza-Gudiño, J.R., Torres-Hernández, J.R. y Tristan-González, M., 1998, The Late Triassic-Early Jurassic active continental margin of western North America in northeastern México. Geofísica International, v. 37, no. 4, p. 283-292.

Barboza-Gudiño, J.R., Tristan-González, M., and Torres-Hernández, J.R., 1999, Tectonic setting of pre-Oxfordian units from central and northeastern Mexico: A review. in Bartolini, C., Wilson, J. L., and

Lawton, T. F., eds., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Geological Society of America Special Paper 340, p.197-210.

Barboza-Gudiño, J. R., Hoppe, M., Gómez-Anguiano M. y Martínez-Macías, P. R., 2004, Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 21, no. 3, 299-319.

Barboza-Gudiño J. R., Orozco-Esquivel M. T., Gómez-Anguiano M., and Zavala-Monsiváis A., 2008, The Early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico: Journal of South American Earth Sciences: v. 25, p.49-63.

Barboza-Gudiño, J. R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G., Barajas-Nigoche, L.D., 2010, Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance, Geosphere, vol. 6, núm. 5, 621-640 p.

Barboza-Gudiño, J. R., Molina-Garza, R. S., Lawton, T. F., 2012, Sierra de Catorce: Remnants of the ancient western equatorial margin of Pangea in central Mexico. in Aranda-Gómez, J. J., Tolson, G., and Molina-Garza, R. S., eds. The Southern Cordillera and Beyond: Geological Society of America Field Wide 25, 1-18 p

Barboza-Gudiño, J. R., Ocampo-Díaz, Y. Z. E., Zavala-Monsiváis, A., López-Doncel, R. A., 2014, Procedencia como herramienta para la subdivisión estratigráfica del Mesozoico temprano en el noreste de México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 31, núm. 3, 303-325 p.

Barboza-Gudiño, J. R., Ocampo-Díaz, Y. Z. E., Martínez, E., Loyola-Martínez, E., Pérez-Casillas, I. G., 2015, The Huizachal Group in northeastern Mexico: A back-arc succession related to evolution of the Early Jurassic Nazas Arc, *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, vol. 47, núm. 4, 55 p.

Barboza-Gudiño, J. R., Torres-Hernández, J. R. & Villasuso-Martínez, R., 2016. 'Revisión estratigráfica y estructura de la Sierra Plomosa, Chihuahua'. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 33(2), pp. 221-238.

Bartok P. 1993. Pre-breakup Geology of the Gulf of Mexico-Caribbean. Its Relation to Triassic and Jurassic rift Systems of the Region. *Tectonics*, V. 12, pp. 441-449.

Bartolini, C., 1998, Stratigraphy, geochronology, geochemistry and tectonic setting of the Mesozoic Nazas Formation, north-central Mexico Tesis, El Paso, The University of Texas.

Bartolini, C., Lang, H., Spell, T., 2003. Geochronology, geochemistry, and tectonic setting of the Mesozoic Nazas arc in north-central Mexico, and its continuation to north South America. In:

Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J.F. (Eds.), *The Circum Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 79, 427-461.

Basu, A., Young, S.W., Sutter, L.J., James, W.C., Mack, G.H., 1975, Reevaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation: *Journal of Sedimentary Petrology*, 45, 873-882.

Bates, R.L. and Jackson, IA. 1980: *Glossary of Geology*. Falls Church, Virginia: American Geological Institute, 749 p

Bartolini, C., 1998, Stratigraphy, geochronology, geochemistry and tectonic setting of the Mesozoic Nazas Formation, north-central Mexico Tesis, El Paso, The University of Texas.

Bartolini, C., Lang, H., Spell, T., 2003, Geochronology, geochemistry, and tectonic setting of the Mesozoic Nazas arc in north-central Mexico, and its continuation to north South America, en Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J.F. (eds.), *The Circum Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics*: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, memoir 79, 427-461.

Belcher, R.C., 1979, Depositional environments, paleomagnetism, and

tectonic significance of Huizachal red beds (lower Mesozoic), northeastern Mexico, Tesis Doctoral, Austin, University of Texas, 276 p.

Blickwede, J. F., 1981, Petrology and stratigraphy of the Triassic "Nazas Formation" Sierra de San Julián, Zacatecas, Mexico, American Association of Petroleum Geologists Bulletin vol. 65, núm. 5, 1012-1012 p.

Blickwede, J.F., 2001, The Nazas Formation: A detailed study at the early Mesozoic convergent margin along the western rim of the Gulf of Mexico Basin en Bartolini C.,

Blatt, H., Christie, J.M., 1963, Uplift and extension in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks: Journal of Sedimentary Petrology, 33, 559-579

Bridges, L.W. II, Deford, R.K., 1961, Pre-Carboniferous Paleozoic rocks in central Chihuahua, Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 45, 98-104.

Bridges, L.W. II, 1962, Geology of Mina Plomosas Area, Chihuahua, México: Austin, U.S.A., University of Texas, Tesis doctoral, 241 p.

Bridges, L.W. II, 1964, Stratigraphy of Mina Plomosas-Placer de Guadalupe Area, en Geology of Mina Plomosas-Placer de Guadalupe Area, Chihuahua, Mexico, Field Trip Guide: Midland, Texas,

West Texas Geological Society, p. 64-50, 50-59.

Bridges, L.W. II, 1965, Geología del área de Plomosas Chihuahua, en Estudios Geológicos en el Estado de Chihuahua Parte I: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín, 74, 134 pp, 3 mapas y secciones anexas.

Bondelos, A. J., 1956, Notes on the Geology of the Sierra Madre Oriental between Tamazunchale, S. L. P., and Zimapan, Hidalgo, Guidebook, Excursions A-14 and C-6, 20th, Internat. Geol. Congress, 179-201 p.

Bose, E., 1923a, Vestiges of an ancient continent in northeast Mexico, American Journal of Science, vol. 5-6, 127-136 p.

Bose, E., 1923b, Vestiges of an ancient continent in northeast Mexico: American Journal of Science, vol. 5-6, 310-337 p.

Bracken, B., 1982. Environment of Deposition and Diagenesis

of Sandstones, La Joya Formation, Huizachal Group, Northeastern Mexico. M.A. Thesis, Univ. of Texas at Austin, 164 pp.

Bracken, B., 1984, Environments of deposition and early diagenesis, La Joya Formation, Huizachal Group red beds, northeastern Mexico, en W. P. S. Ventress et al., eds., The Jurassic of the Gulf rim: Gulf Coast Section, Society for Sedimentary Geology (SEPM),

Proceedings of the Third Annual Research Conference, 19–26 p.

BUDD D.A. & R.G. LOUCKS 1981. Smackover and Lower Buckner Formations, South Texas : depositional systems on a Jurassic carbonate ramp. University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations, 112 : 38 p.

Burckhardt, C., and Scalia, S., 1905, La faune marine du Trias Supérieur de Zacatecas: Instituto de México Boletín 21, 44 p.

Burckhardt, C., 1930, Étude Synthétique sur le Mésozoïque mexicain, Society of Paleontology Suisse Memoir, vol. 49-50, 1-280 p.

Buitron, B.E. 1984, Late Jurassic bivalves and gastropods from Northern Zacatecas, Mexico, and their biogeographic significance, In G.E.G Westermann (ed), *Jurassic-Cretaceous Biochronology and Paleogeography of North America*. Geological Association of Canada Special Paper, 27, 89-98.

Burrows, R.H., 1909, Geology of northern Mexico: Mining and Scientific Press, 99 (2562), 290-294.

Carrillo-Bravo, J, 1961, Geología del anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Boletín, vol. 13, 1-98 p.

Carrillo-Bravo, J., 1968, Reconocimiento Geológico Preliminar de la Porción Central del Altiplano Mexicano, PEMEX, Inédito.

Carrillo-Bravo, J., 1982, Exploración Petrolera de la Cuenca Mesozoica del Centro de México. Boletín de Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, vol. XXXIV, no.1, p.3-46.

Cantú-Chapa, A., 1969, Una nueva localidad del Triásico Superior marino en México: Revista del IMP, v. 1, p. 71-72.

Centeno-García, E., Silva-Romo, G., 1997, Petrogénesis and tectonic evolution of central Mexico during Triassic-Jurassic time, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, vol. 14, núm 2, 244-260 p.

Centeno-García, E., 2005, Review of upper Paleozoic and Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography, in Anderson, T.H., et al., eds., The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment and alternatives: Geological Society of America Special Paper, núm. 393, 233–258 p.

Córdoba-Méndez, D.A., 1964, Geology of Apizolaya quadrangle (east half), northern Zacatecas, Mexico: Austin, The University of Texas, tesis de maestría, 111 p.

Darwin, e. 1859: On the origin of species by means of natural selection, or the preservation of favoured races in the struggle for life. London: Murray, 502 p.

Dávila-Alcocer, V. M., Centeno-García, E., Meriggi, L., 2013, Caracterización y ambiente tectónico de las rocas máficas del Complejo El Chilar: evidencias de un prisma de acreción pre-Jurásico Tardío en el centro de México, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. 65, núm. 1, 16 p.

De Cserna, Z., 1956, Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey: México, D.F. XX Congreso Geológico Internacional, 87 p

De Cserna, Z., Rincón-Orta, A., Solorio-Murguía, C., Schmitter, V., 1968, Una edad radiométrica Pérmica temprana en la región de Placer de Guadalupe, noreste de Chihuahua: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 31, 65-73.

Dickinson, W.R., 1970, Interpreting detrital modes of graywacke and arkose: Journal of Sedimentary Petrology, 40, 695-707.

Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjaves, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., Ryberg, P.T., 1983, Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting: Geological Society of America Bulletin, 94, 222-235

Dickinson, W.R., 1985, Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones, in Zuffa, G.G. (ed.), Provenance of Arenites: Dordrecht, Países Bajos, D. Reidel Publishing Company, 333-361

Dickinson, W.R., and Gehrels, G.E., 2008a, U-Pb ages of detrital zircons in relation to paleogeography: Triassic paleodrainage networks and sediment dispersal across southwest Laurentia: Journal of Sedimentary Research, v. 78, p. 746-754.

Dickinson, W.R., Gehrels, G.F., 2009, Insights into North American paleogeography and paleotectonics from U-Pb ages of detrital zircons in Mesozoic strata of the Colorado Plateau, USA: International Journal of Earth Sciences 99(6), 1247–1265, DOI: 10.1007/s00531-009-0462-0.

Dunbar, C.O. and Rodgers, J. 1957: Principles of Stratigraphy. New York: Wiley, 356 p.

Erben, H.K., 1956, El Jurásico Inferior de México y sus Amonitas, en XX Congreso Geológico Internacional, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, contribución, 393 p.

Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M, Buitrón-Sánchez, B. E., 2014, Las Formaciones Gran Tesoro y Nazas: evolución de las secuencias Triásico Superior-Jurásico Inferior en México y su significado tectogenético, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana vol. 66, núm. 3, 507-539 p.

Fastovsky, D.E., et al., 1995, Depositional environments of a Middle Jurassic vertebrate assemblage, Cañón Huizachal,

Mexico, *Journal of Vertebrate Paleontology*, vol. 15, 561- 575 p.

Fastowsky, D.E., Hermes, O.D., Strater, N.H., Bowring, S.A., Clark, J.M., Montellano, M., Hernández, R.R., 2005. Pre-Late Jurassic, fossil-bearing volcanic and sedimentary red beds of Huizachal Canyon, Tamaulipas, México. In: Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (Eds.), *The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, assessment and alternatives*. Geological Society of America Special Paper, 393, 401-426.

Fedo, C. M., Sircombe, K. N. & Rainbird, R. H., 2003. Detrital Zircon Analysis of the Sedimentary Record. En: E. J. M. H. & P. W. Hoskin, ed. Volume 53: *Zircon*. s.l.:Reviews in mineralogy and geochemistry, pp. 277-303.

Finch, R. J. & Hanchar, J. M., 2003. Structure and Chemistry of Zircon and Zircon-Group Minerals. En: J. M. Hanchar & P. W. Hoskin, edits. Volumen 53: *Zircon*. s.l.:Reviews in mineralogy and geochemistry, pp. 1-25.

Fitz-Diaz, E., Lawton, T.F., Juárez-Arriaga, E., and Chavez-Cabello, G., 2018, Late cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, and tectonics: *Earth-Science Reviews*, v. 183, p. 56-84.

Franco-Rubio, M., 2007, Geología y Paleomagnetismo de la porción centrooriental del Estado de Chihuahua,

definición del lineamiento Delicias-Mulato: México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis. doctoral, 278 pp.

García-Obregón, R., 2008, Cartografía geológica y petrología del vulcanismo mesozoico en el Valle de Huizachal, Tamaulipas: Linares, Nuevo León, México, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Licenciatura, 113 p.

Garzanti. E., Vezzoli G, 2003, A classification of metamorphic grains in sands based on their composition and grade: *Journal of Sedimentary Research*, 73, 830-837.

Gehrels, G., 2009, Software Age Pick, Arizona LaserChron Center.

Gehrels, G., 2012. Detrital Zircon U-Pb Geochronology: Current Methods and New Opportunities. En: C. Busby & A. Azor, edits. *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*. s.l.:Blackwell Publishing, pp. 47-62.

Goldhammer, R.K., Lehmann, P.J., Todd, R.G., Wilson, J.L., Ward, W.C., Johnson, C.R., 1991, Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico: Houston, Texas – New Orleans, Louisiana, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists , 85

González-León, C.M., 1980, La Formación Antimonio (Triásico Superior-Jurásico Inferior) en la Sierra del Álamo, estado de Sonora, Universidad Nacional Autónoma

de México, Instituto de Geología, Revista, v. 4, p. 13–18.

González-García, R., 1976, Bosquejo geológico de la zona noreste, Simposium de Geología del Subsuelo, Volume III: Zona Noreste, PEMEX, Reynosa, p. 5-30.

Goldhammer, R. K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, in Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F., eds., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 340, 58 p.

Götte, M., 1986, Beitrag zur Faziesanalyse, Tektonik und Mineralisation der Huizachal- und Minas Viejas Formation (Ob. Trias-Ob. Jura) im Raum Galeana, Sierra Madre Oriental/Mexiko [Diplomarbeit]: Technische Hochschule Darmstadt, 120 p.

Götte, M., 1988, Estudio geológico y estructural de Galeana N. L. (México) y sus alrededores, Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Volume 3: Linares, México, Universidad Autónoma de Nuevo León, p. 61-87.

Götte, M. 1990, Halotektonische Deformatioprozesse der Minas Viejas Formation (Ober-Jura) in der Sierra Madre Oriental, Norost México, Dipl. Geol. Diss. Fachbereich Geowissenschaften und Geographie der Technischen Hochschule Darmstadt: 1-270 p.

Gutiérrez-Amador, M., 1908, Las capas Cárnicas de Zacatecas. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. 4, 29-35 p.

Haenggi, W.T., 2001. Tectonic history of the Chihuahua trough, Mexico and adjacent USA, Part I: the pre-Mesozoic setting: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, tomo LIV, p. 28-66.

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, 15, NÚM. 1, 2002, P. 38-94(1), pp. 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.

Heim, A., 1926, Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, Mexico). Eclogae Geol Helvetiae. Volcánicos 63, 1201-1220 p.

Heim, A., 1940, The front range of Sierra Madre Oriental, Mexico, from Ciudad Victoria to Tamazunchale, Eclogae Geol. Helvetiae, vol. 33: 313-362 p.

Herrera, G.J.D., Hernández, R.O.M., 2002. Carta geológico-minera y geoquímica Chorreras (H13-C59) Escala 1:50,000, Consejo de Recursos Minerales, p. 53.

Harley, S. L. & Kelly, N. M., 2007. Zircon: Tiny but Timely. Elements, 3(1), pp. 13-18.

Hoppe, M., Barboza-Gudiño, J.R., and Schulz, H.M., 2002, Late Triassic submarine fan in northwestern San Luis Potosí, México—Lithology, facies and diagenesis: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, v. 2002, p. 705–724.

Humphrey, W.E., 1956a, Notes on the Geology of northeast Mexico, *Corpus Christi Geological Society, Annual Meeting, Guidebook*, 55 p.

Humphrey, W.E., 1956b, Tectonic framework of northeast Mexico, *Gulf Coast Association Geological Society Transections*, vol. VI, 25-35 p.

Humpris, Jr., C.C., 1979, Salt movement on continental slope, northern Gulf of Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bull.*, v. 66, p. 782-798.

Hutton, J. 1788: Theory of the Earth, or an investigation of the laws observable in the composition, dissolution and restoration of land upon the globe. *Royal Society Edinburgh Transactions* 1: 109-304.

Imlay, R.W., 1942, Late Jurassic fossils from Cuba and their economic significance: *Bulletin of the Geological Society of America*, 53, 1417-1478.

Imlay, R. W., 1943, Jurassic formations of the Gulf regions, *AAPG Bulletin*, vol. 27, 1407–1533 p.

Imlay, R.W., Cepeda, E., Álvarez, M., Díaz-González, T.E., 1948, Stratigraphic relations of certain Jurassic formations in

Eastern México, *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist*, vol. 32, núm. 9, 1750-1761 p.

Imlay, R. W., 1952, Correlations of the Jurassic formations of North America, Exclusive of Canada, *Geological Society of America Bulletin*, vol. 63, 953-992 p.

Imlay, R.W., 1953, Las Formaciones Jurásicas de México: *Bol. Soc. Geol. Mex.*, T. 16, p. 65 p.

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 Gazzi-Dickinson point-counting method: *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 103-116.

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 Gazzi-Dickinson point-counting method: *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 103-116.

Iriondo, Alexander, y Premo, W.R., 2011, Las rocas cristalinas proterozoicas de Sonora y su importancia para la reconstrucción del margen continental SW de Laurencia— La pieza mexicana del rompecabezas de Rodinia: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín* 118, cap. 2, p. 25–55.

Iriondo, A., Arvizu, H., 2015, Control temporal y geología del magmatismo Permo-Triásico en Sierra Los Tanques, NW Sonora, México, *Boletín de la Sociedad*

Geológica Mexicana, Volumen 67, núm. 3, 2015, p. 545-586.

Iriondo, A., and McDowell, F., 2011, New Middle Jurassic U-Pb age for a felsic ignimbrite intercalated Plomosas Formation in Chihuahua, northern Mexico, in Alcayde, M., and Gómez Caballero, J. A., eds., Simposio Dr. Zoltan de Cserna: Sesenta años *geologizando* en México, Libro de Resúmenes: México, D.F., Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, p. 99-100.

Johnson, C.A., Lang, H.R, Cabral-Cano, E., Harrison G.A., Barros, J.A., 1991, Preliminary assessment of stratigraphy and structure, San Lucas region, Michoacan and Guerrero States, SW Mexico: *The Mountain Geologist*, 28(2-3), 121-135.

Jones, N. W., McKee, J. W., Anderson, T. H. y Silver, L. T., 1995, Jurassic volcanic rocks in northeastern México: A posible remnant of a Cordilleran magmatic arc, in Jaques-Ayala, C., Gonzalez-León, C.M., and Roldán Quintana, J., eds., *Studies on the Mesozoic of Sonora and Adjacent Areas: Geological Society of America Special Paper 301*, p. 179-190.

Kellum, L. B., 1936, Geology of the mountains west of the Laguna District, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol.47, 1039-1063 p.

Keppie, J.D., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F. & López, R. 2003: Geochronology and

geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan complex, southern Mexico: tectonic implications, *Precambrian Research* 120, 365-389 pp.

Krumbein, W.C. 1942: Criteria for subsurface recognition of unconformities. *American Association Petroleum Geologists Bulletin* 26:36-62.

Krumbein, W.C. and Sloss, L.L. 1963: *Stratigraphy and Sedimentation*. San Francisco: W.H. Freeman and Company, 660 p.

Lawton, T. F., F. J. Vega, K. A. Giles, and C. Rosales Domínguez, 2001, Stratigraphy and origin of the La Popa basin, Nuevo Leon and Coahuila, Mexico, in: C. Bartolini, R. T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., *Mesozoic and Cenozoic evolution of the western Gulf of Mexico Basin: tectonics, sedimentary basins and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir 75*, p. 219–240.

Lawton, T. F., Molina-Garza, R.S., 2014, U-Pb geochronology of the type Nazas Formation and superjacent strata, northeastern Durango, Mexico: Implications of a Jurassic age for continental-arc magmatism in north-central Mexico, *Geological Society of America Bulletin*, vol. 126, núm. 9-10, 1181-1199 p.

López Gallegos, L. U., 2016, Análisis Sedimentológico de la Formación La Joya (Jurásico Temprano-Medio), Sierra de

Real de Catorce, S.L.P., Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, 112 p.

Lee, J. K. W., Williams, I. S. & Ellis, D. J., 1997. Pb, U and Th diffusion in natural zircon. *Nature*, 13 Noviembre, Volumen 390, pp. 159-162.

Loyola-Martínez, E., 2015, Datos para la reconstrucción paleoclimática del Jurásico Inferior a Medio en la Mesa Central de México, San Luis Potosí, Tesis de Maestría, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, 82 p.

Ludwing, K. R., 2012, Isoloplot/Ex Version 4.45: A geological toolkit for Microsoft Excel, Berkeley Geochronology Center, Canada.

Maldonado-Koerdell, M., 1948. Nuevos datos geológicos y paleontológicos sobre el Triásico de Zacatecas. *Anal. Esc. Nac. Cienc. Biol.*, 5, 291-306.

Marsaglia, K.M., Ingersoll, R.V., 1992, Compositional trends in arc-related, deep-marine sand and sandstone: A reassessment of magmatic-arc provenance: *Geological Society of America Bulletin*, 104, 1637–1649.

Martínez-Pérez, J., 1972, Exploración geológica del área El Estribo-San Francisco, San Luis Potosí (Hojas K-8 y K-9): *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 24 (7-9), 325– 402.

Marton, G., Buffler, R.T., 1994, Jurassic reconstruction of the Gulf of México basin: *International Geology Review*, 36, 545-586.

Michalzik, D., 1985, Stratigraphy and Paleogeography of the Northeastern Sierra Madre Oriental, Mexico (Triassic - Lowermost Cretaceous), *Zbl. Geol. Paläont. Teil 1*, H. 9/10, 1161-1169 p.

Michalzik, D., 1986, Stratigraphy and Paleogeographic of the Northeast Sierra Madre Oriental, Mexico (Triassic – Lowermost Cretaceous), *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Geology Paleontology*, 1, 9/10, 11-19 p.

Michalzik, D., 1987, Sedimentación y sucesión de facies en un margen continental pasivo del Triásico al Cretácico temprano del noreste de la Sierra Madre Oriental México, *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, México*, 2: 27-31 p.

Michalzik, D., 1988, Trias bis tiefste Unter-Kreide der nordöslichen Sierra Madre Oriental, Mexico. Fazielle Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes. Tesis Doctoral, TH. Darmstad (Alemania), 247 p.

Michalzik, D., 1991, Facies sequence of Triassic-Jurassic red beds in the Sierra Madre Oriental (NE Mexico) and its relation to the early opening of the Gulf of Mexico. *Sedimentary Geology*, v. 71, p. 243-259.

Mixon, R. B., G. E. Murray, and G. T. Diaz, 1959, Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), state of Tamaulipas, Mexico, AAPG Bulletin, vol. 43, 757–771 p.

Mixon, R.B., 1963a, Geology of the Huizachal red beds, Sierra Madre Oriental, Mexico, Tesis Doctoral, Louisiana State University, 98 p

Muir, J.M., 1936, Geology of the Tampico región. México, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 280 p.

Müllerried, F. K. G., 1946, Geología del estado de Nuevo León, Nuevo León Univ. Anales. Inst. Inves. Cient., Tomo 1, núm. 2, 54 p.

Nasón, F. L. 1909. Some phenomena of the folding of rock strata, Economic Geology, vol. 4, núm. 5, 421-437 p.

Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Camprubí, A., 2005, La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LVII, no.3, p.285-318

Ocampo-Díaz, Y.Z.E., 2007, Evolución sedimentológica y geoquímica del Miembro Arenoso Galeana: Linares, N.L., México: Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León., tesis de maestría, 276 p.

Ocampo-Díaz, Y.Z.E., 2011, Implicaciones tectonosedimentarias de las intercalaciones clásticas en el límite

Jurásico Cretácico del Noreste de México (Fosa de Monterrey y Cuenca de Sabinas), Linares, Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, 275 p.

Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Rubio-Cisneros, I.I., 2013, Reciclamiento sedimentario: Análisis composicional asociado a discordancias del noreste de México, un ejemplo del Triásico Superior al Cretácico Inferior, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. 65, 553-572 p.

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 Norteamérica durante el Cretácico Tardío, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, vol. 33, num. 1,p3-33.

Ortega, G. F., Mitre, S., L. M., R., Q. J., Aranda. G., J. J., M., Z., A., Á., S. A. y Nieto, S., A. F., 1992, Texto explicativo de la quinta edición de la carta Geológica de la República Mexicana: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; y Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, mapa con texto explicativo, escala 1:2'000,000, p.12.

Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J. & Centeno-García, E. (1995): Oaxaquia, a Proterozoic

microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic, *Geology*, v. 23, 1127-1130 pp.

Ortega-Flores, B., Solari, L., Lawton, T.F., 2013, Detrital-zircon record of a 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*, 56, 237-261.

Oviedo-Padrón, E.G., Aranda-Gómez, J.J., Chávez-Cabello, G., Molina-Garza, R.S., Iriondo, A., González-Becerra, P.C., Cervantes-Corona, J.A., 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*, 27(3), 389-411.

Padilla y Sánchez, R. J., 1982, Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo y Monterrey, Mexico, Tesis Doctoral, Austin, University of Texas. 217 p.

Padilla y Sanchez, R.J., 1986, Post-Paleozoic tectonics of Northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico: *Geofísica Internacional*, V. 25, No. 1, P. 157-206 42.

Pantoja-Alor, J., 1972. La Formación Nazas del levantamiento de Villa Juárez, Estado de Durango: *Sociedad Geológica*

Mexicana, *Memorias de la Segunda Convención Nacional*, p. 25-31 and 194-196.

Pérez Casillas, I. G., 2015, Características petrográficas y granulométricas de la Formación La Joya en el Noreste de México como herramientas de correlación e interpretación del régimen tectónico durante el Jurásico Medio, Trabajo Recepcional, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, 83 p.

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.

Pérez-Aguilar, J.F., 2018, Correlación estratigráfica de la Formación La Joya del Jurásico Medio en la zona de Galeana Nuevo León y La Sierra de Catorce, San Luis Potosí, Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, 95 p.

Pindell, J.L., Barrett, S.F., 1990, Geological evolution of the Caribbean region; A plate-tectonic perspective, *The Geological Society of America*, Chapter 16, p. 115-117.

Pindell, J. L., 1985, Alleghenian reconstructions and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and proto-Caribbean: *Tectonics*, v. 4, p. 1-39

Pindell, J. L., Cande, S. C., Pitman, W. C., III, Rowley, D. B., Dewey, J. F., LaBrecque, J. L. & Haxby, W. F. 1988. A Plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*, 155, 121-13.

Pindell, J. L., 1993, Regional synopsis of Gulf of Mexico and Caribbean evolution; in: Pindell, J. L., and Perkins, B. F., eds., *Mesozoic and early Cenozoic development of the Gulf of Mexico and Caribbean region, A context for hydrocarbon exploration: Gulf Coast Section*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, 13th Annual Research Conference Proceedings, p. 251–274.

Raisz, E., 1959, Landforms of Mexico, scale ca. 1:3000000: Cambridge, Massachusetts, U. S. Office of Naval Research, Geography Branch, mapa con texto.

Rivera-Galván, N., 2016: Geoquímica y petrografía de rocas volcánicas jurásicas de la sierra de Jimulco, Coahuila, Trabajo Recepcional, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, 58 p.

Rueda-Gaxiola, J.M., Dueñas, M.A. & Rodríguez-Benítez, J.L., 1993, Los anticlinorios de Huizachal-Peregrina y de Huayacocotla: Dos Partes de la fosa de Huayacocotla-El Alamar, *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, México. XLIII/ 1: 1-33 p.

Rueda-Gaxiola, J., López-Ocampo, E., Dueñas, M. A., Rodríguez, J. L., Torres-Rivero, A., 1999, Palynostratigraphical method: Basis for defining stratigraphy and age of the Los San Pedros allogroup, Huizachal-Peregrina Anticlinorium, Mexico, en Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F., (eds.), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Boulder, Colorado*, Geological Society of America Special Paper, 340, 229-269 p.

Rino, S., Kon, Y., Sato, W., Maruyama, S., Santosh, Zhao, D., 2008. The Grenvillian and Pan-African orogens: world's largest orogenies through geologic time, and their implications on the origin of superplume. *Gondwana Research* 14, 51–72. Rudge, J.F., 2008. Finding peaks in geochemical distributions: a re-examination of the helium-continental crust correlation. *Earth & Planetary Science Letters* 274, 179–188.

Rubio-Cisneros, I.I., 2008, Análisis geoquímico y petrográfico de areniscas de las Formaciones Huizachal y La Joya (Triásico Superior - Jurásico Inferior), NE de México, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, 121 p.

Rubio-Cisneros, I.I., Lawton, T.F., 2011, Detrital zircon U-Pb ages of sandstones in continental red beds at Valle del Huizachal, Tamaulipas, NE Mexico: Record of Early-Middle Jurassic arc

volcanism and transition to cristal extensión, *Geosphere*, 7, 159-170 p.

Rubio-Cisneros, I.I., Ramírez-Fernández, J.A., and García-Obregón, R., 2011, Análisis preliminar de procedencia de rocas clásticas jurásicas del Valle de Huizachal, Sierra Madre Oriental: Influencia del vulcanismo sinsedimentario y el basamento cristalino, in Montalvo-Arrieta, J.C., Chávez-Cabello, G., and Velasco-Tápia, F., eds., *Avances y paradigmas de la tectónica y la historia geológica del Noreste de México*, Boletín de la Sociedad Geológica de México, vol. 63, 137-15 p.

Rubio-Cisneros, I.I., 2012, Análisis de procedencia de las Formaciones El Alamar, La Boca y La Joya, Noreste de Mexico (Triásico Tardío-Jurásico Medio), Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, , 217 p.

Ross, M.I., Scotese, C.R., 1988, A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean Region: *Tectonophysics*, v. 155, p. 139-168.

Ruiz-Urueña, J.E., 2017, Formación Plomosas, Chihuahua: Estratigrafía, Ambientes de Depósito, Petrología y Procedencia, Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, 108 p.

Salvador, A., 1987, Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of

Mexico basin, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 71, 419-451 p.

Salvador, A., 1991a, Editor, *The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, The Geology of North America*, v. J.

Salvador, A., 1991b, Triassic-Jurassic, in A. Salvador, ed., *The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, The Geology of North America*, v. J, p. 131–180.

Salvador, A., 1991c, Origin and development of the Gulf of Mexico Basin, in A. Salvador, ed., *The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, The Geology of North America*, v. J, p. 389–444

Stone, S.W., 1975, *The Jurassic of the Gulf Coast: Houston, Texas*, Exxon Production Research Company, reporte inédito, 57 p.

Shanmugam, G., 1988: Origin, Recognition, and Importance of Erosional Unconformities in Sedimentary Basins, *American Association Petroleum Geologists Bulletin* 69:1241-1254.

Stern, R.J., Dickinson W.R., 2010, The Gulf of Mexico is a Jurassic backarc basin: *Geosphere*, 6, 6, 739–754.

Stern, B., Dickinson, W. R., 2011, The Gulf of Mexico is a Jurassic backarc basin. *Geosphere*; v. 6; no. 6; p. 739–754.

Silva-Romo, G., 1994, Estudio de la Estratigrafía y Estructuras Tectónicas de la Sierra de Salinas, Edos. SL.P y Zac., Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de México, 115 p.

Silva-Romo, G., Arellano-Gil, J., Mendoza-Rosales, C., Nieto-Obregón J., 2000, A submarine fan in the Mesa Central, Mexico: Journal of South American Earth Sciences, 13, 429-442.

Tarango-Terrazas, C.M., 2017, Edad e Interpretación De Los Paleoambientes Del Jurásico Tardío De La Formación La Casita, En La Fosa De Chihuahua, Tesis de Maestría, México Posgrado en Ciencias de la Tierra Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, 90-125 p.

Trainor, R.J., Nance, R.D. & Keppie, J.D. (2011): Tectonothermal history of the Mesoproterozoic Novillo Gneiss of eastern Mexico: support for a coherent Oaxaquia microcontinent, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 28, núm. 3, 580-592 pp.

Venegas-Rodríguez G., Barboza-Gudiño J. R. López-Doncel R. A. (2009) Geocronología de circones detríticos en capas del Jurásico Temprano de las áreas de la Sierra de Catorce y El Alamito en el estado de San Luis Potosí. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas.vol. 26, no. 2, p. 466-481.

Villareal-Fuentes, J., Levresse G., Nieto-Samaniego A.F., Corona-Esquivel R.,

2014, New geological and geochronological data of the Placer de Guadalupe uplift, Mexico: a new piece of the Late Triassic-Jurassic Nazas Arc?: International Geology Review 56(16), 2000-2014.

Viniegra F.O. 1971. Age and Evolution of Salt Basins of South eastern Mexico. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V. 55, No. 3, pp. 478-494.

Weber, B., Scherer, E.E., Schulze, C., Valencia, V.A., Montecinos, P., Mezger, K. & Ruiz, J. (2010): U-Pb and Lu-Hf isotope systematics of lower crust from central-southern Mexico—Geodynamic significance of Oaxaquia in a Rodinia Realm, Precambrian Research, v. 182, 149-162 pp.

Weber, R., 1997, How old is the Triassic flora of Sonora and Tamaulipas and news on Leonardian floras in Puebla and Hidalgo, México, Revista Mexicana De Ciencias Geológicas, vol. 14, 225-243 p.

Williams-Rojas, C.T. y Hurley, N.F., 2001, Geologic controls in reservoir performance in Muspac and Catedral gas fields, Southeastern Mexico, in Bartolini, C., Buffler, R.T. y Cantú-Chapa, A., (Editores), The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir 75.

Wilson, J. L., 1990, Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in northeastern Mexico: A review, in Tucker,

M., Wilson, J. L., Crevello, P. D., Sarg, J. F., (eds.), Carbonate platforms, facies, sequences and evolution, International Association of Sedimentologists Special Publication 9, 235-255 p.

México: Ingeniería Petrolera, v. 19, no. 3, p. 35–40.

Winker, C.D., y Buffler, R.T., 1988, Paleogeographic Evolution of Early Deep-Water Gulf of Mexico and Margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean): American Association of Petroleum Geologists Bull., v. 72, p. 318-346.

Young, S.W., 1976, Petrographic textures of detrital polycrystalline quartz as an aid to interpreting crystalline source rocks: Journal of Sedimentary Petrology, 46, 595-603.

Zavala-Monsiváis, A., Barboza-Gudiño, J. R., Valencia, V. A., Rodríguez-Hernández, S. E., García Arreola, M. E., 2009, Las sucesiones volcánicas pre-Cretácicas en el noreste de México; Unión Geofísica Mexicana, GEOS, vol. 29, núm. 1, resúmenes de la reunión anual nov. 2009, Puerto Vallarta Jalisco., 53 p.

Zavala-Monsiváis, A., Barboza-Gudiño, J. R., Velasco-Tapia, F., García-Arreola, M. E., 2012, Sucesión volcánica Jurásica en el área de Charcas, San Luis Potosí: Contribución al entendimiento del Arco Nazas en el noreste de México, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana vol. 64, núm. 3, 277-293 p.

Zwanzinger, J. A., 1979, Provincias Mesozoicas Productoras en el Noreste de