



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

**“Vestigios del talud continental de Pangea en el centro-norte
de México, región septentrional del estado de Zacatecas:
sedimentación e historia tectónica”**

T E S I S

Que para obtener el grado de:

Maestro en Geología Aplicada

Presenta:

Ing. Diego Jaime Rodríguez
Alumno becado por CONACYT
Registro de becario: 1033962

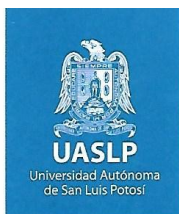
Asesor:

Dr. José Rafel Barboza Gudiño

San Luis Potosí, S. L. P.

Septiembre de 2022





16 de diciembre de 2021

**ING. DIEGO JAIME RODRÍGUEZ
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 16 de diciembre del presente, fue aprobado el Temario propuesto:

TEMARIO:

"Vestigios del talud continental de Pangea en el centro-norte de México, región septentrional del estado de Zacatecas: sedimentación e historia tectónica"

- Introducción.
1. ESTRATIGRAFÍA DEL MESOZOICO TEMPRANO EN EL CENTRO Y NORESTE DE MÉXICO
 2. SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS MEDIDAS
 3. ANÁLISIS DE DEFORMACIÓN
 4. PETROGRAFÍA
 5. GEOCRONOLOGÍA DE ZIRCONES DETRÍTICOS
 6. GEOQUÍMICA DE ZIRCONES DETRÍTICOS.
 7. DISCUSIÓN
- Conclusiones.
Referencias.

"MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO"

A T E N T A M E N T E

DR. EMILIO JORGE GONZÁLEZ GALVÁN
DIRECTOR. DE SAN LUIS POTOSÍ
FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCION

www.uaslp.mx

Copia. Archivo
*etn.

Av. Manuel Nava 8
Zona Universitaria • CP 78290
San Luis Potosí, S.L.P.
tel. (444) 826 2330 al 39
fax (444) 826 2336

“Esto también pasará”

Cuento Anillo del Rey

“Cuanto más difícil es la victoria, mayor es la felicidad de ganar”

Edson Arantes do Nascimento “Pelé”

“Buscando el bien de nuestros semejantes, encontraremos el nuestro”

Platón

“Si abor das cada situación como asunto de vida o muerte, morirás muchas veces”

Adam Smith

“No hagas a los otros aquello que no te gustaría que te hicieran a ti, ni te hagas a ti lo que no le harías a los demás”

Confucio

“Solamente es duradero lo que con virtud se consigue”

Sófocles

Dedicatoria

“A Dios y a la Virgen de Guadalupe, que siempre han estado conmigo”

“A mis padres Patricia y Jaime, que con su ejemplo, cariño y apoyo me han guiado y ayudado a salir adelante”

“A mis hermanos Julio, Aarón, Jimmy, Iván, Diana y Morris con quienes he tenido la fortuna de crecer y compartir la vida”

“A mis sobrinas Karol, Elenita, Victoria y Reginita”

“A mi gran amigo de toda la vida Uriel Fortuna†”

Agradecimientos

A Dios y a la Virgen de Guadalupe, porque desde que nací han estado conmigo ayudándome a salir adelante de situaciones difíciles, y por la salud y la familia.

A mis padres Patricia y Jaime que en esta etapa de mi formación no dudaron en apoyarme en todo lo posible, contribuyendo de gran manera para que lograra culminar la Maestría. Por su ejemplo, cariño y respaldo incondicional gracias Amá y gracias Apá. A mis hermanos por su ejemplo y apoyo durante mi formación académica, así como por sus consejos y enseñanzas para tomar buenas decisiones y salir adelante. Gracias Jimmy por apoyarme en todo lo posible desde que decidí entrar a la Maestría.

Al Dr. José Rafel Barboza Gudiño por haberme permitido volver a trabajar bajo su dirección, por todos los conocimientos transmitidos durante el desarrollo del trabajo de tesis en campo, explicándome a detalle los conceptos y metodologías para desarrollar de la mejor manera el presente trabajo, y por las pláticas explicativas de geología de México, por su paciencia y confianza para llevar a buen puerto la tesis, gracias Profe.

Al Conacyt por la beca otorgada durante el desarrollo del presente trabajo asignando número de becario 1033962. Al FAI (Fondo de Ayuda a la Investigación) de la UASLP por el apoyo económico para el desarrollo del presente trabajo, principalmente para las dataciones geocronológicas.

Al Dr. Yam Zul Ernesto Ocampo Díaz, a la Dra. Sonia Alejandra Torres Sánchez y a la Dra. Beatriz Adriana Díaz Bravo, por sus valiosas aportaciones y recomendaciones para la mejora y terminación del presente trabajo.

Al Dr. Miguel Morales Gámez por acompañarnos a las salidas a campo y por sus recomendaciones durante esta etapa del trabajo, y por su aporte de fotografías para el escrito. Al Ingeniero Julián Barboza por acompañarnos a las salidas a campo y sus aportaciones durante esta etapa del trabajo. A la M.C. Irene Pérez Casillas por el apoyo para la datación de las muestras de geocronología.

Al Dr. Margarito Tristán González por su apoyo, recomendaciones y consejos durante el desarrollo del presente trabajo. Al Dr. Ramón Torres Hernández por los conocimientos transmitidos en las clases de la Maestría y su apoyo. A los Profesores del Posgrado de Geología Aplicada por los conocimientos transmitidos en las diferentes clases.

A los amigos y compañeros alumnos de la Maestría: Helios Serna Bafún por sus consejos, ayuda y apoyo durante la Maestría, a Griselda Soto, Karen Rocha, Geovanni Ortiz, Fernanda Cerca, Víctor del Ángel y Karla González.

Al Ingeniero Erasmo Mata por su valiosa ayuda y enseñanzas en la elaboración de las láminas delgadas. Al personal del Instituto de Geología Juan Carlos, Jessica y Don Efrén por la amabilidad y ayuda durante el desarrollo del presente trabajo.

A mis amigos desde el Cobach “The Good Fellas” Julián Hernández y Gerardo Loredó.

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ
FACULTAD DE INGENIERÍA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA



“Vestigios del talud continental de Pangea en el centro-norte de México, región septentrional del estado de Zacatecas: sedimentación e historia tectónica”

TESIS

PRESENTA

ING. DIEGO JAIME RODRÍGUEZ
ALUMNO BECADO POR CONACYT
REGISTRO DE BECARIO: 1033962

ASESOR

DR. JOSÉ RAFAEL BARBOZA GUDIÑO

SAN LUIS POTOSÍ, S.L.P., SEPTIEMBRE DE 2022



Contenido

Índice de figuras	III
Índice de tablas	VII
Resumen	VIII
Introducción	1
a) Localización del área de estudio y vías de acceso.....	2
b) Fisiografía y geomorfología	3
c) Antecedentes.....	6
d) Marco Geológico Regional.....	8
e) Planteamiento del problema	15
f) Hipótesis.....	16
g) Justificación	16
h) Objetivos generales	16
i) Objetivos particulares	16
j) Materiales y métodos.....	17
k) Análisis comparativo de taludes continentales y prismas de acreción	20
1. ESTRATIGRAFÍA DEL MESOZOICO TEMPRANO EN EL CENTRO-NORESTE DE MÉXICO	32
1.1 Formación Taray (Pérmico Medio).....	33
1.2 Formación Rodeo (Jurásico Temprano).....	37
1.3 Formación Nazas (Jurásico Temprano-Medio)	40
1.4 Formación Caopas (Jurásico Medio)	43
1.5 Formación La Joya (Jurásico Medio)	45
1.6 Formación Zuloaga (Jurásico Tardío)	46
2. SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS MEDIDAS	48
2.1 Caopas-Rodeo	48
2.2 Pico de Teyra	53
3. ANÁLISIS DE DEFORMACIÓN	57
3.1 Sección Caopas-Rodeo.....	57
3.2 Sección alrededores parte noroeste del Pico de Teyra.....	63
3.3 Cizallamiento presente en la Formación Rodeo.....	68
4. PETROGRAFÍA.....	74
4.1 Área Caopas-Rodeo.....	74
4.2 Área alrededores al noroeste del Pico de Teyra	86

4.3 Área Las Delicias	98
5. GEOCRONOLOGÍA DE ZIRCONES DETRÍTICOS	105
5.1 Formación Rodeo KOP-20-19	105
5.2 Formación Taray TEY-21-22.....	108
6. GEOQUÍMICA DE ZIRCONES DETRÍTICOS	111
6.1 Zircones de la muestra KOP-20-19	111
6.2 Zircones de la muestra TEY-21-22	118
7. DISCUSIÓN.....	124
Conclusiones	156
Referencias	158

Índice de figuras

Figura 1. Localización del área de estudio.	2
Figura 2. Principales vías de acceso al área de estudio.	3
Figura 3. Área de estudio dentro de las provincias fisiográficas de México (INEGI, 2014).	4
Figura 4. Mapa ipsiográfico para el área de estudio construido a partir de topografía del área generada por INEGI (1972; 2003).	5
Figura 5. Principales geoformas del área de estudio.	6
Figura 6. Se muestra el área de estudio dentro de las provincias geológicas de México (Tomado de Ortega-Gutiérrez <i>et al.</i> , 1992).	9
Figura 7. Se muestra el área de estudio dentro de la división de terrenos tectonoestratigráficos de Campa y Coney (1983).	10
Figura 8. Se muestra localización del área de estudio dentro de la división de terrenos tectonoestratigráficos de Centeno-García <i>et al.</i> (2008) (Tomado de Centeno-García, 2017).	11
Figura 9. Se muestra reconstrucción paleogeográfica de México para el límite Triásico-Jurásico (Tomado de Barboza-Gudiño <i>et al.</i> , 2010).	12
Figura 10. Se muestra en A posible extensión del abanico submarino donde se depositó la Formación Zacatecas y en B la posible traza del Arco Nazas según los afloramientos reportados y descritos por autores previos (Bartolini <i>et al.</i> , 2001; Barboza-Gudiño <i>et al.</i> , 2020).	13
Figura 11. Se muestran los dos tipos de talud continental que se desarrollan en márgenes continentales activos y pasivos (tipo Pacífico y tipo Atlántico respectivamente. Tomado de Boggs, 2006).	20
Figura 12. Se muestran los distintos procesos que actúan en el mar profundo y depósitos formados en un ambiente de talud continental-abanico submarino (Tomado de Boggs, 2006).	21
Figura 13. Esquema general de las partes del talud continental y de un abanico submarino, incluyendo las litofacies definidas por Ricci-Lucchi (1972). (Tomado y modificado de Reading y Richards, 1994).	22
Figura 14. Se muestra ambiente tectónico de arco continental con las regiones principales que lo dividen. Detalle en la zona de prisma de acreción con números indicando la edad de las escamas (Tomado de Condie, 1997)	23
Figura 15. Desarrollo de fábrica escamosa y clivaje pizarroso a largo de los planos de falla en prisma de acreción (Tomado de Frisch <i>et al.</i> , 2011)	24
Figura 16. Clasificación propuesta por Raymond (1984) con los extremos del continuo de unidades de roca desde unidades coherentes hasta <i>mélanges</i> , con sus principales características	28
Figura 17. Sección esquemática a través de un prisma de acreción idealizado en un margen convergente activo. El diagrama muestra los procesos que son conocidos o inferidos para predominar en o dentro del prisma, los cuales han sido propuestos por distintos autores como responsables de la formación de los cuatro tipos de <i>mélange</i> . (Tomado de Cowan, 1985).	29
Figura 18. Formación de un <i>mélange</i> en un prisma de acreción y zona de subducción. Observándose zonas a detalle de formación de <i>mélanges</i> (Tomado de Frisch <i>et al.</i> , 2011; modificado de Cowan, 1985)	30
Figura 19. Diagrama con características determinísticas de <i>mélanges</i> y formaciones rotas basada en la naturaleza de los bloques (nativos vs exóticos) y mecanismo de formación (desorganización de estratos vs mezclamiento). (Tomado de Festa <i>et al.</i> , 2019; modificado de Raymond, 1984, Bettelli <i>et al.</i> , 2004, Vannucchi y Bettelli, 2010 y Festa <i>et al.</i> , 2012).	31
Figura 20. Columna estratigráfica para las localidades de Caopas-Rodeo y los alrededores del Pico de Teyra.	32
Figura 21. Afloramientos de la Formación Taray parte 1.	35
Figura 22. Afloramientos de la Formación Taray parte 2.	36
Figura 23. Afloramientos de la Formación Rodeo.	39
Figura 24. Afloramientos de la Formación Nazas	42
Figura 25. Afloramientos de la Formación Caopas	44
Figura 26. Afloramiento de la Formación La Joya hacia la parte noreste del área de estudio.	45
Figura 27. Afloramiento de la Formación Zuloaga hacia la parte noreste del área de estudio.	47

Figura 28. Mapa geológico-estructural para el área de Caopas-Rodeo	49
Figura 29. Sección geológica para el área de Caopas-Rodeo con dirección SW-NE, 044° azimutal ..	52
Figura 30. Mapa geológico-estructural para el área del Pico de Teyra	54
Figura 31. Sección geológica B-B' con orientación SW-NE en el primer tramo y girando en el segundo tramo de WNW a ENE, para el área de los alrededores hacia el NW del Pico de Teyra, viendo desde el sur.....	55
Figura 32. Sección geológica C-C' con orientación SW-NE para el area de los alrededores hacia el NW del Pico de Teyra, viendo desde el sureste	56
Figura 33. Afloramientos donde se pudo reconocer estratificación o pseudoestratificación (S0)	58
Figura 34. Diagrama de círculos mayores y polos con datos S0 tomados en las localidades de Caopas y El Rodeo, indicándose los tres esfuerzos diferenciales y la dirección de transporte tectónico	58
Figura 35. Se muestran en A, B, C y D afloramientos de la Formación Rodeo que presentan planos de foliación, y en E y F se muestra en lámina delgada planos de foliación y crenulación	59
Figura 36. Diagramas de círculos mayores y polos. En A datos totales Sf tomados en las localidades de Caopas y El Rodeo, y en B, C y D cada grupo de manera individual indicándose los tres esfuerzos diferenciales, elipsoide de deformación y la dirección de mayor compresión	61
Figura 37. Se muestran en A y B afloramientos con desarrollo de <i>kink bands</i> en zonas de cizalla entre los paquetes de la Formación Rodeo, con una representación en caricatura de sus planos de foliación de las <i>kink bands</i> . En C y D se muestran en lámina delgada desarrollo de <i>kink bands</i> en la muestra KOP-20-19.....	62
Figura 38. Diagramas de círculos mayores y polos con datos de <i>kink bands</i> . En A se muestran datos totales de <i>kink bands</i> y en B y C, se separan por grupos según su orientación	63
Figura 39. Afloramientos de la Formación Taray donde se pudieron reconocer datos S0.....	63
Figura 40. Diagrama de círculos mayores y polos con datos S0 tomados en los alrededores del Pico de Teyra hacia el noroeste, indicándose los tres esfuerzos diferenciales y la dirección de transporte tectónico	65
Figura 41. Afloramientos de la Formación Taray donde se observa desarrollo de foliación, con representación de la disposición de sus planos.....	66
Figura 42. Diagramas de círculos mayores y polos con datos de foliación de la Formación Taray. En A datos totales Sf tomados en los alrededores al NW del Pico de Teyra, y en B, C y D cada grupo de manera individual indicándose los tres esfuerzos diferenciales, elipsoide de deformación y la dirección de mayor compresión	67
Figura 43. Afloramientos de las zonas de cizalla en el contacto entre las formaciones Caopas y Rodeo y entre los distintos paquetes de esta última	69
Figura 44. Se muestran en lámina delgada rocas de las zonas de cizalla identificadas en campo....	71
Figura 45. Representación esquemática del mecanismo propuesto para la formación de las zonas de cizalla observadas en campo, en el contacto entre las formaciones Caopas y Rodeo que es la principal o mayor, y las zonas menores observadas entre los paquetes de la Formación Rodeo	73
Figura 46. Diagrama de Streckeisen (1976) para rocas ígneas extrusivas, con las muestras de la Formación Rodeo que contenían los minerales modales para su clasificación	75
Figura 47. Láminas delgadas de las rocas milonitizadas y sus principales componentes, pertenecientes a las zonas de cizalla en el área de Caopas-Rodeo.....	77
Figura 48. Diagrama de barras con porcentaje de los principales componentes de las rocas ígneas pertenecientes a la Formación Rodeo.	79
Figura 49. Láminas delgadas de las rocas de flujos o derrames de lava y sus principales componentes pertenecientes a la Formación Rodeo.	80
Figura 50. Láminas delgadas de las rocas de flujos o derrames de lava y sus principales componentes pertenecientes a la Formación Rodeo.	81
Figura 51. Láminas delgadas de las rocas de flujos o derrames de lava y sus principales componentes pertenecientes a la Formación Rodeo	82
Figura 52. Láminas delgadas de las rocas piroclásticas y/o volcanosedimentarias y sus principales componentes pertenecientes a la Formación Rodeo.....	84

Figura 53. Láminas delgadas de las rocas piroclásticas y/o volcanosedimentarias y sus principales componentes pertenecientes a la Formación Rodeo.....	85
Figura 54. Se muestran principales componentes de la muestra KOP-20-06. Formación La Joya.....	86
Figura 55. Láminas delgadas de las lutitas y areniscas silicificadas con sus principales componentes, pertenecientes a la Formación Taray.....	88
Figura 56. Diagrama de barras con número de puntos de los principales componentes de las areniscas de la Formación Taray.	89
Figura 57. Diagramas para clasificación de areniscas de Folk (1980) y discriminación de ambientes tectónicos de Dickinson <i>et al.</i> (1983), para las muestras de la Formación Taray.	89
Figura 58. Láminas delgadas de areniscas con sus principales componentes, pertenecientes a la Formación Taray.	91
Figura 59. Láminas delgadas de areniscas con sus principales componentes, pertenecientes a la Formación Taray.	92
Figura 60. Láminas delgadas de areniscas con sus principales componentes, pertenecientes a la Formación Taray.	93
Figura 61. Láminas delgadas de calizas silicificadas con sus principales componentes, pertenecientes a la Formación Taray.	94
Figura 62. Láminas delgadas y sus principales componentes, pertenecientes al bloque de carbonato y talco de la Formación Taray.....	96
Figura 63. Láminas delgadas y sus principales componentes, pertenecientes a las rocas ígneas observadas en la Formación Taray.....	97
Figura 64. Láminas delgadas de calizas con sus principales componentes, pertenecientes al área de Las Delicias Coahuila.....	100
Figura 65. Diagrama de Streckeisen (1976) para rocas ígneas extrusivas, con las muestras del área de Las Delicias Coahuila que contenían los minerales modales para su clasificación.	101
Figura 66. Diagrama de barras con porcentaje de los principales componentes de las rocas ígneas del área de Las Delicias Coahuila.....	102
Figura 67. Láminas delgadas de rocas ígneas con sus principales componentes, pertenecientes al área de Las Delicias Coahuila.....	103
Figura 68. Láminas delgadas de rocas ígneas con sus principales componentes, pertenecientes al área de Las Delicias Coahuila.....	104
Figura 69. Histograma con curva de probabilidad relativa para las distintas poblaciones de zircons para la muestra KOP-20-19.	106
Figura 70. Diagrama de concordia tipo Wetherill para los zircons de la muestra KOP-20-19.....	107
Figura 71. Diagrama <i>wighted average age tuff zircon</i> para la población de zircons más jóvenes de la muestra KOP-20-19.	107
Figura 72. Histograma con curva de probabilidad relativa para las distintas poblaciones de zircons para la muestra TEY-21-22.	109
Figura 73. Diagrama <i>weighted average age tuff zircon</i> para población de zircons más jóvenes de la muestra TEY-21-22.	110
Figura 74. Diagrama de concordia tipo Wetherill para los zircons de la muestra TEY-21-22.	110
Figura 75. Se muestra en A diagrama de Hf vs U/Yb para discriminación de ambiente tectónico para zircons y en B diagrama Nb/Yb vs U/Yb para discriminación de zircons de arco magmático y del manto para zircons de la muestra KOP-20-19 (Grimes <i>et al.</i> , 2007, 2015).....	113
Figura 76. Se muestra en A diagrama Yb vs U para discriminación de zircons de origen continental (Grimes <i>et al.</i> , 2007) y en B diagrama de Edad (Ma) vs Th/U para discriminación de zircons de origen ígneo y metamórfico (Armstrong-Altrin, 2020, después de Rubatto, 2002) para zircons de la muestra KOP-20-19.....	114
Figura 77. Diagramas tipo <i>spider</i> de elementos traza de zircons de la muestra KOP-20-19 normalizados a valores de zircons de MOR (<i>Middle Ocean Ridge</i>) Grimes <i>et al.</i> (2015), divididos por las poblaciones identificadas según su edad.....	115

Figura 78. Diagramas tipo <i>spider</i> de elementos traza de zircones de la muestra KOP-20-19 normalizados a valores de zircones de granitoides de arco continental de Grimes <i>et al.</i> (2015), divididos por las poblaciones identificadas según su edad.....	116
Figura 79. Diagramas tipo <i>spider</i> de elementos traza de zircones de la muestra KOP-20-19 normalizados a valores de zircones de granitoides postcolisionales de Grimes <i>et al.</i> (2015), divididos por las poblaciones identificadas según su edad.....	117
Figura 80. Diagramas tipo <i>spider</i> de elementos traza de zircones de la muestra KOP-20-19 normalizados a valores de condrita de Sun y McDonough (1989), divididos por las poblaciones identificadas según su edad.....	118
Figura 81. Diagrama de Hf vs U/Yb para discriminación de ambiente tectónico para zircones y en B diagrama Nb/Yb vs U/Yb para discriminación de zircones de arco magmático y del manto para zircones de la muestra TEY-21-22 (Grimes <i>et al.</i> , 2007, 2015).	119
Figura 82. Diagrama Yb vs U para discriminación de zircones de origen continental (Grimes <i>et al.</i> , (2015) y en B diagrama de Edad (Ma) vs Th/U para discriminación de zircones de origen ígneo y metamórfico (Armstrong-Altrin, 2020, después de Rubatto, 2002) para zircones de la muestra TEY-21-22.	119
Figura 83. Diagramas tipo <i>spider</i> de elementos traza de zircones de la muestra TEY-21-22 normalizados a valores de zircones de MOR (<i>Middle Ocean Ridge</i>) Grimes <i>et al.</i> (2015), divididos por las poblaciones identificadas según su edad.....	120
Figura 84. Diagramas tipo <i>spider</i> de elementos traza de zircones de la muestra TEY-21-22 normalizados a valores de zircones de granitoides de arco continental de Grimes <i>et al.</i> (2015), divididos por las poblaciones identificadas según su edad.	121
Figura 85. Diagramas tipo <i>spider</i> de elementos traza de zircones de la muestra TEY-21-22 normalizados a valores de zircones de granitoides postcolisionales de Grimes <i>et al.</i> (2015), divididos por las poblaciones identificadas según su edad.	122
Figura 86. Diagramas tipo <i>spider</i> de elementos traza de zircones de la muestra TEY-21-22 normalizados a valores de condrita de Sun y McDonough (1989), divididos por las poblaciones identificadas según su edad.....	123
Figura 87. Se muestran bloques observados en la Formación Taray.	136
Figura 88. Se muestran depósitos masivos de arenisca y lutita con estructuras de deformación sinsedimentaria	139
Figura 89. Se muestran estructuras de deformación en depósitos de la Formación Taray..	140
Figura 90. Tipo de <i>mélange</i> al que correspondería la Formación Taray con respecto a la clasificación de Cowan (1985) para <i>mélanges</i> formados en un margen convergente (Tomado y redibujado de Cowan, 1985).	144
Figura 91. Localización del área de Las Delicias en el estado de Coahuila y localización de áreas de estudio en el estado de Zacatecas.....	146
Figura 92. Afloramientos de los depósitos de la Formación Delicias en el estado de Coahuila	148
Figura 93. Modelo de evolución tectónica para la Sierra de Teyra, en la región septentrional del estado de Zacatecas (Tomado y modificado de Barboza-Gudiño <i>et al.</i> , 2008 y 2011, y Jaime-Rodríguez, 2019)	150
Figura 94. Localidades del centro y centro-norte de México donde afloran unidades prebajocianas (Tomado de Bartolini <i>et al.</i> , 2001)	151
Figura 95. Columnas litológicas de las 5 áreas del centro y centro-norte de México donde afloran rocas prebajocianas, elaboradas a partir de los trabajos previos hechos por diferentes autores en las distintas áreas.....	155
Figura 96. Etapas del proceso de elaboración de láminas delgadas en el laboratorio de corte y laminación del Instituto de Geología de la UASLP	166
Figura 97. Microscopios utilizados para descripción petrográfica	167
Figura 98. Procedimiento y equipo utilizado para la preparación de muestras para geocronología de zircones	169

Índice de tablas

Tabla 1. Conteo de puntos para las muestras de areniscas de la Formación Taray.	90
Tabla 2. Poblaciones de zircons identificadas en la muestra KOP-20-19, procedente de la localidad de El Rodeo en el municipio de Mazapil, estado de Zacatecas.	106
Tabla 3. Poblaciones de zircons detríticos identificadas en la muestra TEY-21-22, procedente de los alrededores hacia el noroeste del Pico de Teyra del municipio de Mazapil, estado de Zacatecas. ...	109
Tabla 4. Poblaciones de zircons identificadas en la muestra KOP-20-19, procedente de la localidad de El Rodeo en el municipio de Mazapil, estado de Zacatecas.	114
Tabla 5. Poblaciones de zircons detríticos identificadas en la muestra TEY-21-22, procedente de los alrededores hacia el noroeste del Pico de Teyra en el municipio de Mazapil, estado de Zacatecas. ...	120
Tabla 6. Se muestra recopilación de edades obtenidas a partir de métodos isotópicos para las unidades prebajocianas que afloran en el centro y centro-norte de México	152
Tabla 7. Geocronología U-Pb de zircons detríticos de la muestra KOP-20-19, procedente de la localidad de El Rodeo del municipio de Mazapil, estado de Zacatecas	170
Tabla 8. Geocronología U-Pb de zircons detríticos de la muestra TEY-21-22, procedente de los alrededores hacia el noroeste del Pico de Teyra del municipio de Mazapil, estado de Zacatecas. ...	173
Tabla 9. Se muestran datos de elementos traza para zircons de la muestra KOP-20-19 separados por poblaciones según su edad.....	176
Tabla 10. Se muestran datos de elementos traza para zircons de la muestra TEY-21-22 separados por poblaciones según su edad.....	180

Resumen

La evolución tectónica de México durante el Paleozoico Superior y el Mesozoico Inferior ha sido objeto de una gran cantidad de estudios, debido a que durante este periodo de tiempo se desarrollaron distintos regímenes tectónicos, variando desde márgenes pasivos a márgenes activos. Hacia finales del Paleozoico durante el Pérmico inicia el desarrollo del Arco Permo-Triásico en el paleomargen occidental de Pangea, en donde se ubicaba parte de lo que formaría México posteriormente. Es en este margen donde pudieron formarse los depósitos de la Formación Taray, que posteriormente fueron intensamente deformados debido al desarrollo de distintas zonas de subducción. Esta formación aflora en la Sierra de Teyra, en la parte norte del estado de Zacatecas. Sus depósitos se caracterizan por una estructura de bloques en matriz caótica, donde la matriz es de lutita pizarrosa y arenisca, muy deformada conteniendo bloques a megabloques nativos y exóticos de calizas, areniscas, andesitas, pedernal y rocas metamórficas de protolitos máficos y ultramáficos. Por sus características la Formación Taray ha sido definida en trabajos previos como un *mélange* de origen tectónico. Unos kilómetros hacia el norte de la Sierra de Teyra, en la localidad de El Rodeo se observan los depósitos de la Formación Rodeo, que se compone de un paquete grueso de rocas andesíticas. Al poniente de la localidad de El Rodeo, esta sucesión volcánica se intercala en su base con sedimentos siliciclásticos en los que se pueden reconocer fragmentos líticos de origen volcánico, aunque estos sedimentos en gran medida son pelíticos o de areniscas muy finas. Se ha propuesto que los sedimentos en la base de la Formación Rodeo sean incluidos dentro de la Formación Taray y las andesitas, como parte de la Formación Nazas. El presente trabajo tiene como objetivo definir la edad y la posible presencia de un ambiente de talud continental para las formaciones Taray y Rodeo, para completar la interpretación tectónica para la región y realizar una correlación con otras unidades con ambientes tectónicos sedimentarios similares del centro de México. A partir de los resultados obtenidos se podría definir con mayor detalle la traza del paleomargen de Pangea durante ese periodo de tiempo en nuestro país. En este trabajo presentamos la geocronología de zircones, petrografía y elaboración de secciones a detalle donde afloran estas formaciones, en los alrededores del Pico de Teyra y las localidades de Caopas y El Rodeo de la parte septentrional del estado de Zacatecas. Las edades determinadas colocan a la Formación Taray en el Pérmico y a los sedimentos de la base de la Formación Rodeo en el Jurásico Inferior. Estas edades basadas en geocronología de zircones detríticos junto con las características litológicas, estructura de bloques en matriz y con alto grado de deformación que presenta la Formación Taray han

permitido sugerir que se trata de un *mélange* de origen sedimentario que se depositó en un talud continental y que fue deformado posteriormente, con edad pérmica. Mientras tanto la Formación Rodeo formaría parte de la actividad del Arco Nazas del Jurásico Temprano a Medio y los sedimentos que la subyacen al poniente de la localidad de El Rodeo, no serían de edad correlacionable con la Formación Taray, aunque no se descarta su depósito en el mismo margen de Pangea durante una etapa muy posterior en el Jurásico Temprano a Medio.

Palabras clave: Taray, Pérmico, Talud Continental, *Mélange*, Arco Nazas, Rodeo.

ABSTRACT

The tectonic evolution of Mexico during the Upper Paleozoic and Lower Mesozoic has been the subject of a large number of studies, due that during this period of time several tectonic settings development, varying from passive margins to active margins. Towards the end of the Paleozoic during Permian begin the development of the Permo-Triassic Arc in the paleomargin western of Pangea, where part of what would later form Mexico was located. It is in this margin where the deposits of the Taray Formation could be formed, which were later intensely deformed due to the development of several subduction zones. This formation outcrops in the Sierra de Teyra, in the northern part of the Zacatecas state. Their deposits are characterized by a chaotic block in matrix structure, where the matrix is slaty shale and sandstone, very deformed containing native and exotic blocks to megablocks of limestones, sandstones, andesites, chert and metamorphic rocks of mafic and ultramafic protoliths. For its characteristics the Taray Formation has been defined in previous works as a *mélange* of tectonic origin. A few kilometers north from the Sierra de Teyra, in the town of El Rodeo, the deposits of the Rodeo Formation are observed, which are made of a thick package of andesitic rocks. West of the town of El Rodeo, this succession is intercalated at its base with siliciclastic sediments in which they can be recognize lithic fragments of volcanic origin, although these sediments are largely pelitic or fine-grained sandstones. It has been proposed that the sediments at the base of the Rodeo Formation be included within the Taray Formation and the andesites, as a part of the Nazas Formation. The present work aims to definite the age and the possible presence of a continental slope environment for the Taray and Rodeo formations, to complete the tectonic interpretation for the region and make a correlation with other units with similar tectonic sedimentary settings in central Mexico. Based on the results obtained, the trace of the paleomargin of Pangea during that period of time in our country could be defined in greater detail. In this work we present zircon geochronology, petrography and making detailed geologic sections where these formations outcrop, in the surroundings of El Pico de Teyra and

the towns of Caopas and El Rodeo in the northern part of the state of Zacatecas. The ages determined for these formations place the Taray Formation in the Permian and the sediments from the base of Rodeo Formation in the Lower Jurassic. These ages based on geochronology of detrital zircons together with the lithological characteristics, block in matrix structure and the high degree of deformation that presents the Taray Formation have allowed to suggest that is a *mélange* of sedimentary origin that was deposited on a continental slope and was subsequently deformed, with Permian age. Meanwhile, the Rodeo Formation would be part of the activity of the Nazas Arc from the Early to Middle Jurassic and the sediments that underlie it to the west of the town of El Rodeo, would not be of correlational age with the Taray Formation, although its deposit in the same margin of Pangaea its not ruled out during a much later stage in the Early to Middle Jurassic.

Key words: Taray, Permian, Continental Slope, *Mélange*, Nazas Arc, Rodeo.

Introducción

Las sucesiones del Paleozoico superior y del Mesozoico inferior en México han sido objeto de estudio por la información que han aportado para las reconstrucciones paleogeográficas y modelos de evolución tectónica de la región occidental-ecuatorial de Pangea. Para esta región de México, se ha interpretado un régimen tectónico de margen pasivo o geoclinal que cambia hacia un régimen tectónico de compresión y subducción a inicios del Pérmico y durante el Triásico Tardío a Jurásico Medio, presentándose ambientes de depósito de abanico submarino y talud continental, y el posterior desarrollo de arcos volcánicos continentales (Barboza-Gudiño *et al.*, 1998, 2004, 2008, 2010, 2011; Torres *et al.*, 1999; Silva-Romo *et al.*, 2000; Bartolini *et al.*, 2001; Centeno-García, 2005). Se distinguen en las partes central y norte de México ambientes caracterizados por los depósitos de abanico submarino con transición hacia depósitos pelágicos y de una cuenca oceánica. Hacia la cima en esta sucesión estratigráfica, las sucesiones turbidíticas pasan finalmente a la sucesión volcanosedimentaria atribuida al llamado Arco Nazas. Las formaciones que registran de mejor manera estos eventos y la transición de los regímenes tectónicos se encuentran en la parte central y norte del país, y aunque pueden ser correlacionables, en las distintas localidades son conocidas con diferentes nombres como Formación Zacatecas (Martínez-Pérez, 1977), Taray (Córdoba-Méndez, 1964), y La Ballena (Silva-Romo, 1993). Hacia el noreste, en la Sierra Madre Oriental afloran también capas triásicas de origen fluvial, conocidas como Formación El Alamar (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010). Para el Jurásico Inferior a Medio, se reconocen las formaciones Nazas, Rodeo, “Esquisto Caopas”, La Boca y La Joya. Algunas zonas que presentan registro de algunas de estas formaciones se encuentran en el Anticlinorio San Julián en el municipio de Mazapil en la parte norte del estado de Zacatecas, que comprende la Sierra de San Julián, las localidades de Caopas, El Rodeo y la Sierra de Teyra. En estas zonas se observan afloramientos de las formaciones Taray, Rodeo, “Esquisto Caopas” y Nazas. Resulta de gran interés el realizar un estudio sobre esta sucesión que aflora en las localidades de Caopas, El Rodeo y La Sierra de Teyra, ya que todavía existe debate acerca del ambiente y edad de formación de la Formación Taray, que previamente han sido interpretados como un posible prisma de acreción en esta región

del país y con una edad del Pérmico Superior (Díaz-Salgado, 2004, Anderson *et al.*, 2005; Centeno-García, 2013); el objetivo de estudiar esta sucesión es determinar la presencia de un ambiente de talud continental para la Formación Taray y los depósitos de la base de la Formación Rodeo, y así realizar una correlación con otras regiones con ambientes tectónicos sedimentarios similares. A partir de los resultados obtenidos se podría definir con mayor detalle la traza del paleomargen de Pangea en nuestro país.

a) Localización del área de estudio y vías de acceso

Las áreas de estudio del presente trabajo comprenden las localidades de Caopas, El Rodeo y la Sierra de Teyra, que se encuentran en la región septentrional del estado de Zacatecas, en los municipios de Mazapil y Melchor Ocampo; estas tres zonas de estudio se hallan dentro de un área aproximada de 1500 km² ocupada por las dos cartas geológico-mineras del Servicio Geológico Mexicano G13D59 (Melchor Ocampo) y G13D69 (Pico de Teyra) escala 1:50,000 (Figura 1). También se visitó una porción del área de Las Delicias en el estado de Coahuila, que no es objetivo de estudio en el presente trabajo, pero se visitó con el fin de tener una referencia sobre depósitos producidos por deslizamiento gravitacional conteniendo bloques desde decenas de metros hasta cientos de metros (McKee *et al.*, 1999). Esta área se encuentra en la parte suroeste del estado de Coahuila, a unos 100 km al noreste de la Ciudad de Torreón.

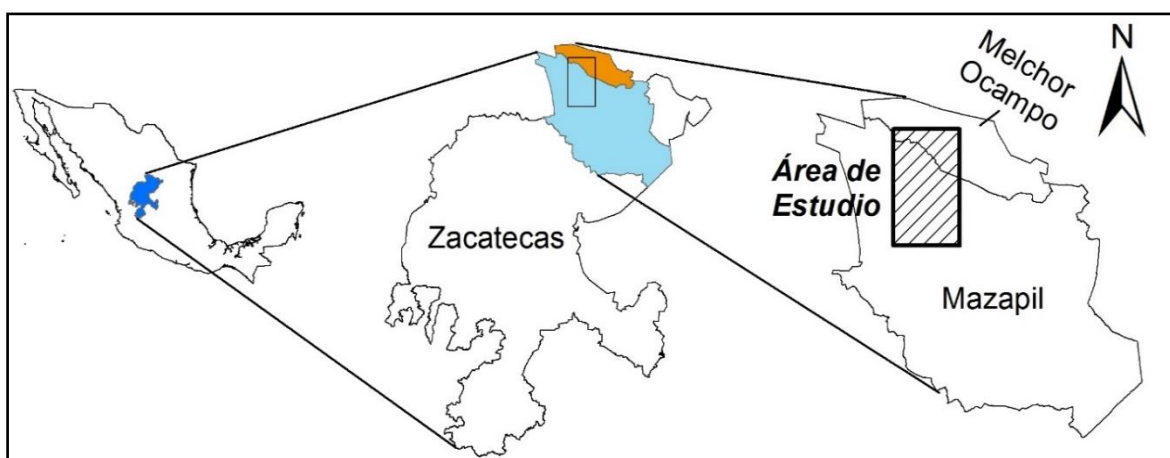


Figura 1. Localización del área de estudio.

Las principales vías de acceso al área de estudio partiendo de la capital del estado de San Luis Potosí se muestran en la Figura 2.

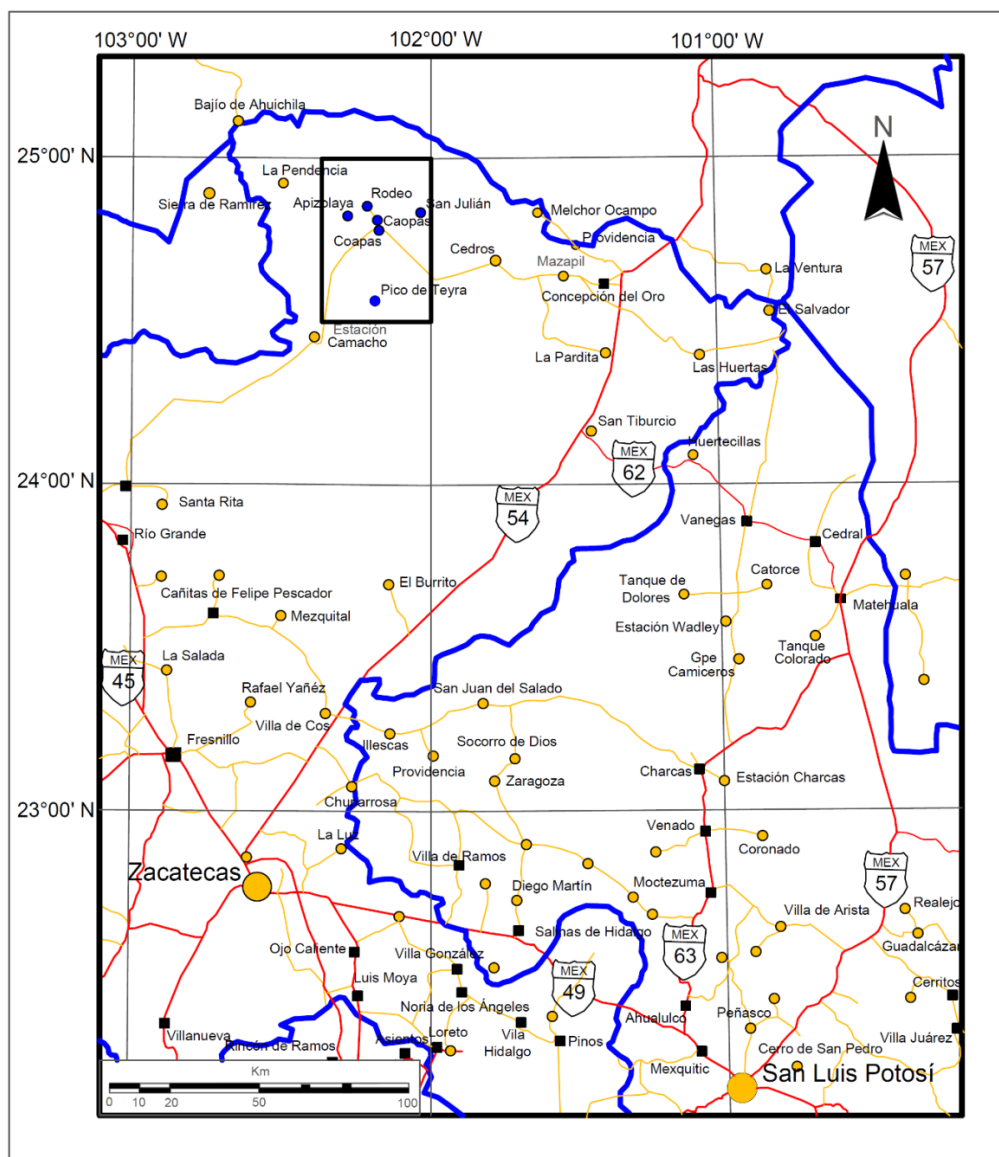


Figura 2. Principales vías de acceso al área de estudio. Se indica dentro del rectángulo menor el área considerada para la presente investigación.

b) Fisiografía y geomorfología

La Sierra de Teyra se localiza en la parte centro-este de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Oriental cerca del límite con la Mesa Central (Figura 3) (INEGI, 2014).

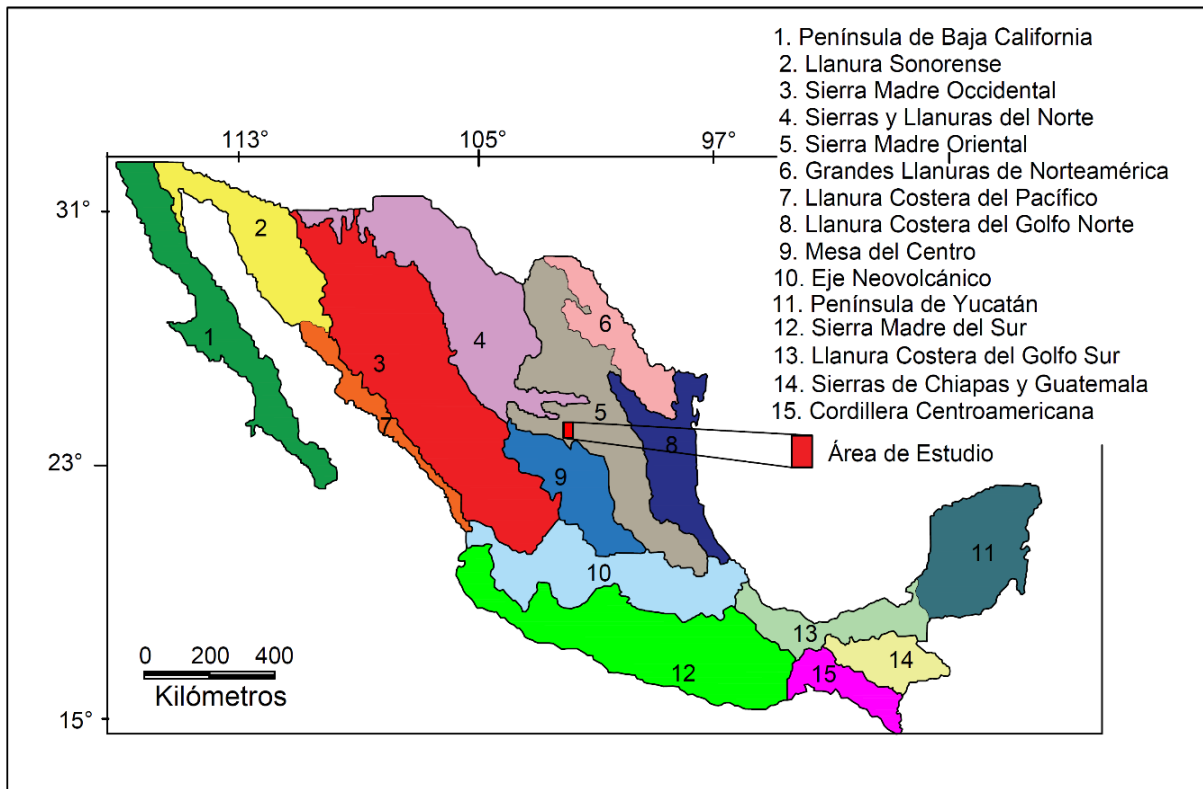


Figura 3. Se muestra el área de estudio dentro de las provincias fisiográficas de México (INEGI, 2014).

El relieve del área de estudio se caracteriza por encontrarse en estado maduro, ya que se observan importantes elevaciones de antiformalas que van desde los 1850 hasta los 2770 msnm (Figura 4), con cimas achatadas pero en ocasiones con escarpes de pendiente abrupta. Siendo la elevación más importante el Pico de Teyra con una altura de 2770 msnm, presentando un relieve más anguloso y con menor grado de erosión dado que es de las estructuras más jóvenes del área con edad del Cretácico Tardío (Figura 5).

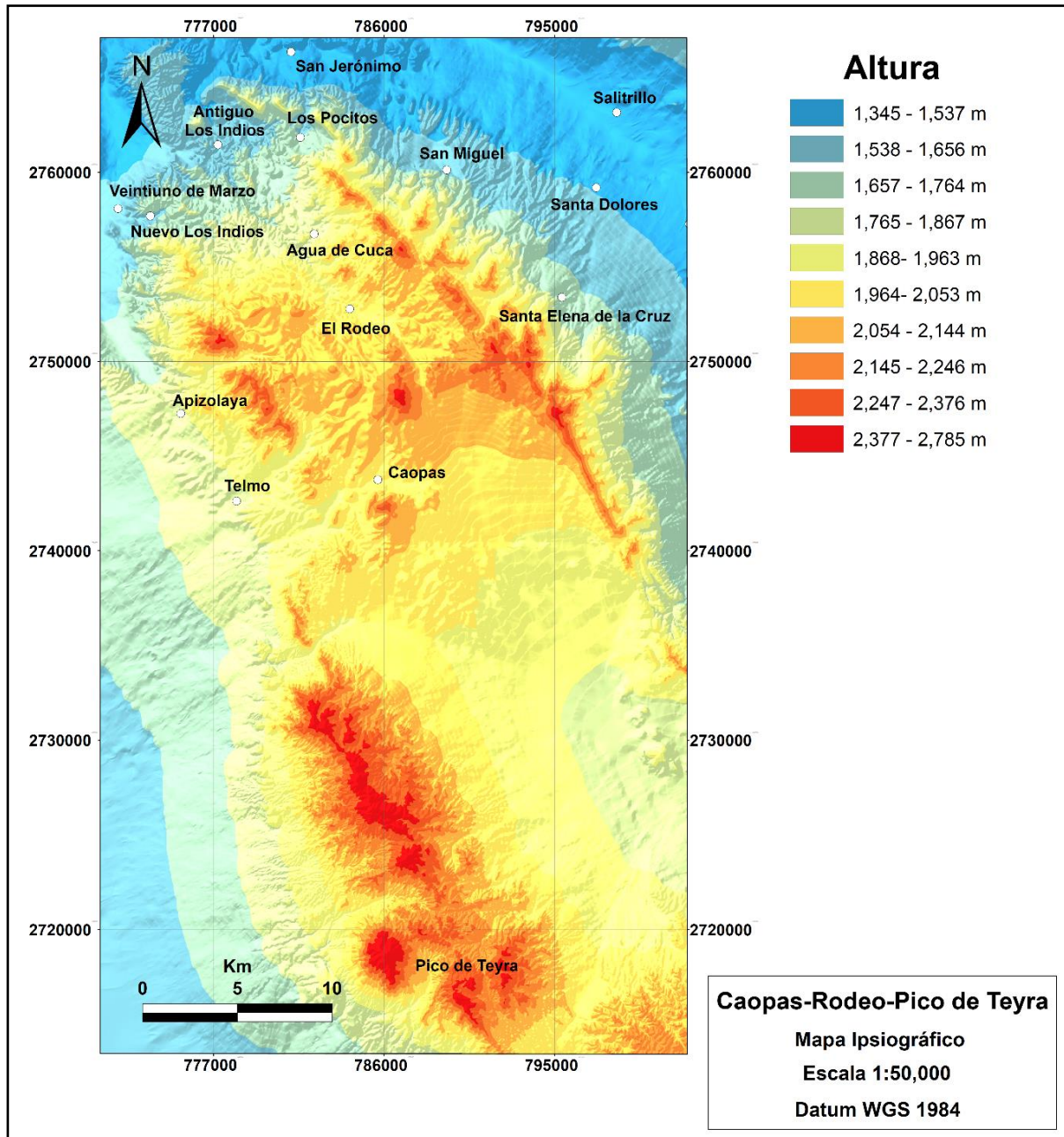


Figura 4. Se muestra mapa ipsiográfico para el área de estudio construido a partir de topografía del área generada por INEGI (1972; 2003). En tonos azules las zonas con las menores elevaciones y en rojo las zonas con las mayores elevaciones.



Figura 5. Se muestran las principales geoformas del área de estudio. En A Sierra de San Julián vista suroeste a noreste. En B Sierra de San Julián vista desde el área Caopas-Rodeo. En C, Pico de Teyra visto desde el norte hacia el sur.

c) Antecedentes

Las localidades de Caopas, El Rodeo y la Sierra de Teyra forman parte del Anticlinorio o alto de San Julián, el cual ha sido objeto de estudio o ha formado parte de estudios regionales por el registro estratigráfico que presenta y por los eventos de deformación presentes en las rocas del Mesozoico Temprano, reflejando la historia y evolución del paleomargen occidental de México. Con el objetivo de caracterizar la sucesión estratigráfica y comprender la historia de ambientes tectónicos y los eventos de deformación que han tenido lugar se han desarrollado varios trabajos; los primeros se enfocaron en reconocer las unidades presentes y sus estructuras, entre los que se encuentran Córdoba-Méndez (1964) que realizó la cartografía del cuadrángulo de Apizolaya que incluye en su totalidad al Anticlinorio San Julián y describe a detalle la sucesión estratigráfica desde el Pérmico hasta el Cretácico. Este autor propuso el nombre formal de la Formación Taray y su localidad tipo en el Arroyo Taray, que se encuentra hacia el oeste del Pico de Teyra, conformada principalmente por filitas y grauvacas. También describe las principales estructuras presentes y los posibles eventos tectónicos que las generaron, proponiendo que el Anticlinorio San Julián es una estructura tipo *Pli de Fond* y finalmente menciona algunos prospectos de yacimientos minerales. Otros trabajos más regionales caracterizaron el ambiente de depósito de la Formación Taray, Silva-Romo *et al.* (2000) realizó el análisis sedimentológico de las unidades triásicas que afloran en la parte central de México, reconociendo facies de abanico submarino y definiendo de manera general la presencia de un sistema de abanico submarino en el paleomargen occidental de México durante el Triásico Tardío. Con base en las facies identificadas, define las partes del abanico submarino que están presentes en las distintas localidades en las que analizó estas unidades,

reconociendo para la región de la Sierra de Teyra un ambiente de abanico medio a exterior. Por su parte López-Infanzón (1986) realizó el estudio petrogenético de las rocas ígneas presentes en las formaciones Huizachal y Nazas, describiendo sus litologías, contactos y ambientes de depósito en distintas localidades del centro, norte y noreste de México. Para el área del norte de Zacatecas describe a las formaciones Taray, Caopas, Rodeo y Nazas, proponiendo la inclusión de la base sedimentaria de la Formación Rodeo dentro de la Formación Taray dadas sus características y similitudes con esta última. Respecto a la Formación Rodeo realiza una datación en una andesita utilizando hornblenda, y obtiene una edad de 183 ± 8 Ma lo que coloca a esta formación en la base del Jurásico Medio (Aaleniano-Bajociano) y coloca al esquisto Caopas en el Jurásico Medio por que intrusión a andesitas de la Formación Rodeo con la edad ya mencionada. Por las características litológicas, temporales y estratigráficas del esquisto Caopas cuyo protolito es un intrusivo hipoabisal y de las rocas andesíticas de la parte superior de la Formación Rodeo, este autor propone que sean incluidas como parte de la Formación Nazas, representando de esta manera en conjunto un evento magmático calccalcalino y de sedimentación continental que sucedió en el Jurásico Temprano a Medio. Bartolini (1998) también realizó un análisis exhaustivo, pero solamente de la Formación Nazas en el centro y norte de México, describiendo su estratigrafía y caracterizando su ambiente tectónico con base en estudios de geocronología, geoquímica y petrografía. Específicamente en el área del norte de Zacatecas coincide con López-Infanzón (1986) y Anderson *et al.* (1991), en que las formaciones Caopas, Rodeo y Nazas pertenecen al mismo evento de arco continental que sucedió durante el Jurásico Temprano a Medio. Respecto al origen del Anticlinorio San Julián el propuso que se trata de una estructura tipo dúplex que se formó durante una fase temprana de la Orogenia Laramide, siendo más joven que los plegamientos de orientación este-oeste que forman el cinturón plegado del Mesozoico entre Torreón y Saltillo. Por su parte Anderson *et al.* (1991), que plantea que se trata de una estructura de una napa de edad Jurásico Tardío que sería una expresión de la Megacizalla Mojave-Sonora de movimiento lateral izquierdo, localizada hacia el norte de las localidades de Caopas y El Rodeo. Otros trabajos se han enfocado en describir el origen, ambiente tectónico y deformación de las rocas triásicas del centro y norte de México. Entre estos trabajos se encuentran Bartolini *et al.* (2001), que realizaron un análisis de las rocas de la Formación Zacatecas que afloran en los estados de Zacatecas y San Luis Potosí, estableciendo que esta formación se depositó en un ambiente de margen continental pasivo en ambientes de talud continental, pie de talud y plano de cuenca. Respecto a la deformación reconocieron tres eventos de deformación compresiva para estas sucesiones, siendo el primero durante el límite

Triásico-Jurásico, el segundo evento durante el Jurásico Medio-Tardío y el tercero durante la Orogenia Laramide en el Cretácico Tardío-Paleógeno. Por otra parte, Eguluz-de Antuñano *et al.* (2014) llevan a cabo una revisión estratigráfica de las formaciones Gran Tesoro y Nazas en la localidad de Santa María del Oro Durango, para realizar una división estratigráfica más detallada de la primera, definiendo la base de esta formación como Esquisto Pescaditos del Misisípico y dejando el resto como Formación Gran Tesoro con edad triásica. Finalmente, estos autores mencionan que la sucesión triásica-jurásica en esta localidad fue afectada por un evento de deformación compresiva que está presente en las sucesiones de esta edad en México y la cual denominaron como Tectogenia Americana. En cuanto a la Formación Taray el ambiente de depósito es de un margen continental pasivo en un ambiente marino profundo en el Pérmico, y que posteriormente y/o contemporáneamente evolucionó a un margen activo. El problema radica en conocer que tan cercano de la zona de subducción se encontraba el depósito y como fue afectado por esta. Se ha propuesto que la Formación Taray se depositó más cercana al talud continental y que por ello presenta una estructura desorganizada con bloques flotados en matriz arenosa, conteniendo bloques de rocas paleozoicas los cuales habrían caído por el talud y se incorporaron al depósito aun no consolidado, definiéndose como una *mélange*. Esta *mélange* se definiría como el producto del depósito en un talud continental presentando estructura caótica por el deslizamiento y caída a través de este (Bartolini, 1998; Silva-Romo, 2000; Bartolini *et al.*, 2001); mientras que la segunda propuesta ubica a la Formación Taray muy cerca de la zona de subducción, y explica su estructura caótica como producto del depósito en un prisma de acreción, creando un *mélange* relacionado a fuerte deformación tectónica (Díaz-Salgado, 2004; Anderson *et al.*, 2005; Centeno-García, 2013).

d) Marco Geológico Regional

En el contexto de las provincias geológicas el área de estudio se encuentra dentro de la provincia del Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas (CMPF), muy cerca del límite con la provincia Zacatecana (Figura 8) (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992). PEMEX (2010) realizó una nueva división de las provincias geológicas incluyendo las provincias marinas, y dentro de esta nueva división el CMPF queda comprendido en el Cinturón Plegado de la Sierra Madre Oriental; mientras que la provincia Zacatecana queda dentro del Complejo Orogénico Zacatecano.

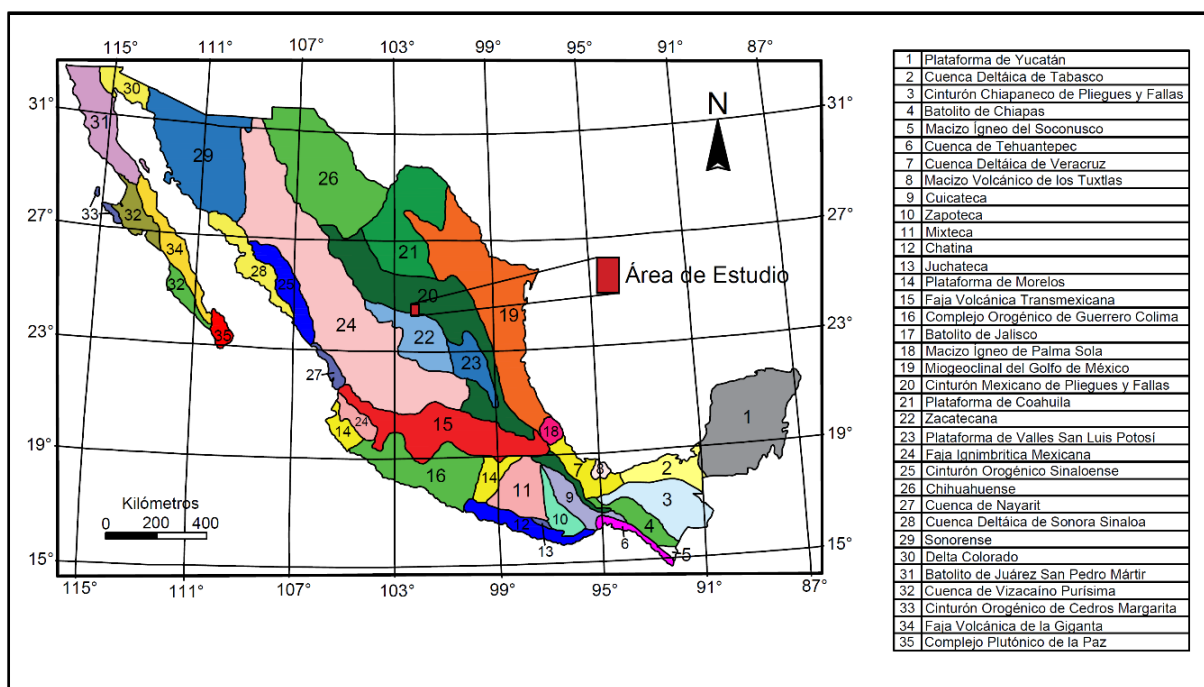


Figura 6. Se muestra el área de estudio dentro de las provincias geológicas de México (Tomado y redibujado de Ortega-Gutiérrez et al., 1992).

Tectónicamente el área de estudio se localiza en la parte centro-norte del terreno tectonoestratigráfico Sierra Madre dentro de la división original de Campa y Coney (1982) (Figura 7), pero Centeno-García *et al.*, (2008) proponen una nueva división, y el área de estudio queda dentro del terreno Central muy cerca del límite con el bloque Oaxaquia (Figura 8). El terreno Sierra Madre está conformado por una sucesión del Mesozoico superior presentando fallamiento inverso e imbricación, subyacida por los depósitos del Triásico y Jurásico, deformada durante la Orogenia Laramide u Orógeno Mexicano en el Cretácico Tardío-Paleógeno. En algunas zonas del noreste de México aflora un basamento cristalino como un complejo metamórfico de edad Grenvilliana sobreyacido por una secuencia sedimentaria de edad Cámbrico-Ordovícico(?) a Pensilvánico y que culmina con un *flysch* Pérmico. Mientras tanto en el terreno Central el basamento es desconocido y se asume que es diferente al basamento Proterozoico de Oaxaquia debido a que las rocas más antiguas expuestas cerca del contacto se han interpretado como un complejo de acreción relacionado a subducción (Formación Taray). La zona de subducción en la cual la Formación Taray fue deformada habría existido a lo largo del margen continental de Oaxaquia entre el Pérmico Tardío y el Jurásico. El complejo es sobreyacido discordantemente por rocas volcánicas subaéreas de composición riolítica a andesítica y capas rojas, que cambian transicionalmente a calizas marinas someras que varían en edad del Jurásico Tardío al Cretácico Tardío (Campa-

Coney, 1983; Centeno-García *et al.*, 2008; Tristán-González, 2008; Fitz-Díaz *et al.*, 2018). Por lo observado en campo y descrito en trabajos previos el área de estudio se encontraría en un terreno tectonoestratigráfico diferente a la Sierra Madre y correspondería más con el terreno Central, cuyo basamento no aflora.

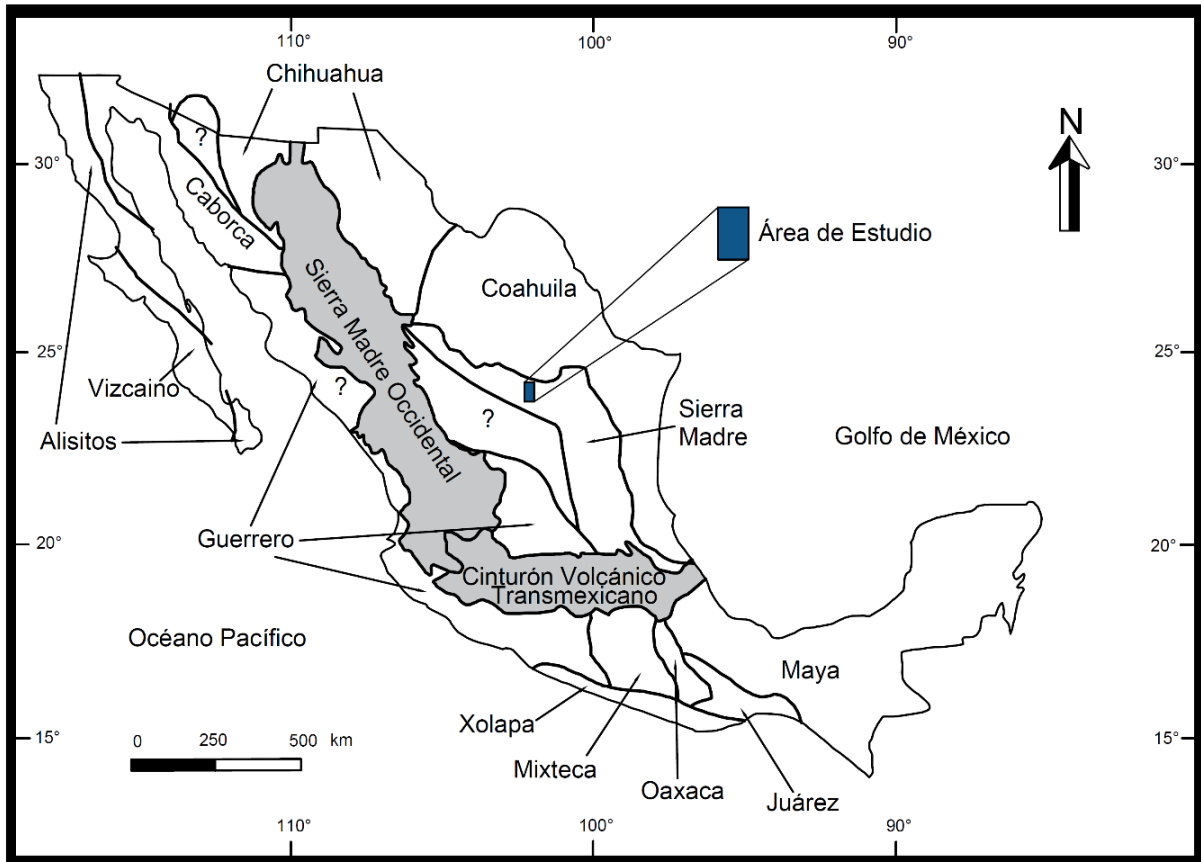


Figura 7. Se muestra el área de estudio dentro de la división de terrenos tectonoestratigráficos de Campa y Coney (1983).

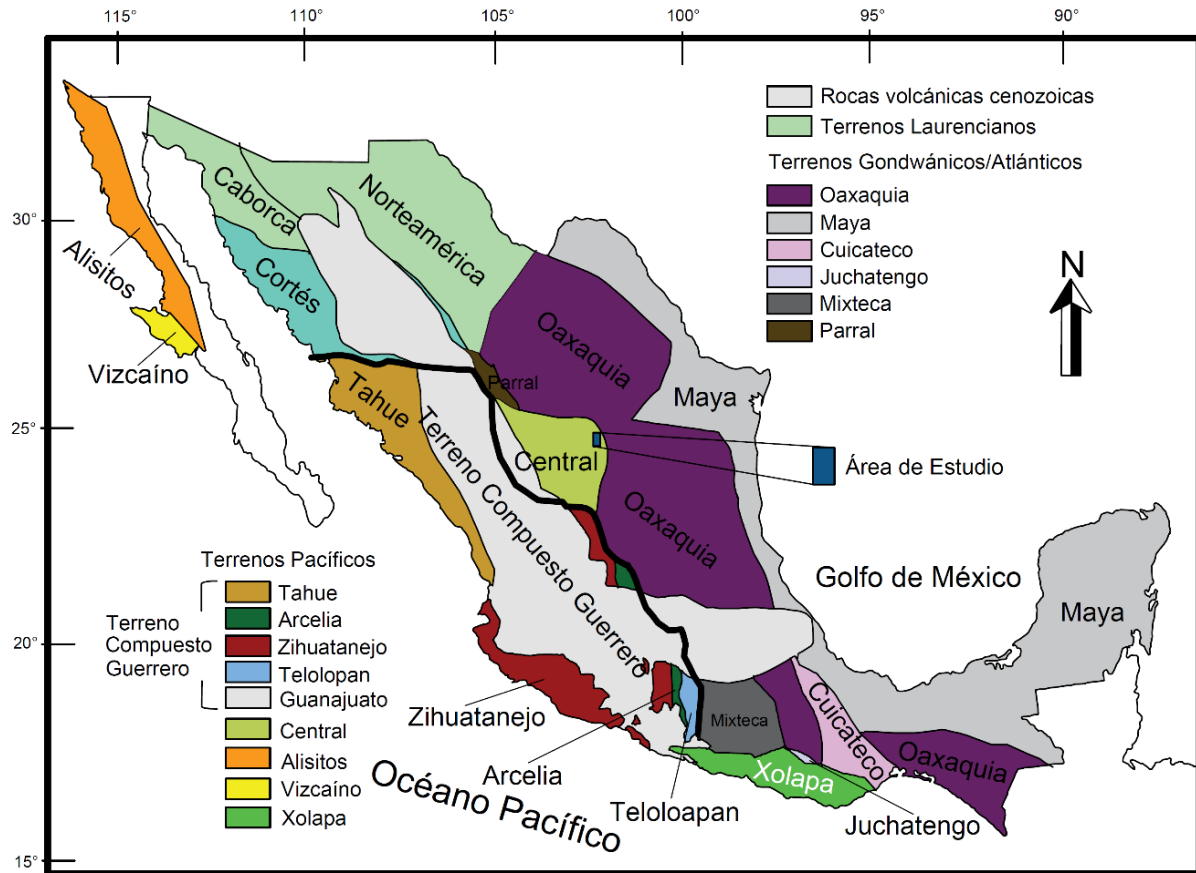


Figura 8. Se muestra localización del área de estudio dentro de la división de terrenos tectonoestratigráficos de Centeno-García et al. (2008) (Tomado de Centeno-García, 2017).

La Formación Taray ha sido ubicada por su posición estratigráfica en el Triásico Medio a Tardío, ya que subyace a la Formación Nazas la cual ha sido datada y se han reportado edades isotópicas que abarcan desde el Triásico Tardío hasta el Jurásico Medio (Fries y Rincón-Orta, 1962; López-Infanzón, 1986; Barboza-Gudiño *et al.*, 2020). Debido a esta designación pre-jurásica la Formación Taray se ha correlacionado con las unidades siliciclásticas triásicas del centro de México, que son las formaciones Zacatecas y La Ballena. Estas unidades se depositaron en un ambiente de abanico submarino (Silva-Romo *et al.*, 2000; Centeno-García, 2005) que se formó en el paleomargen pasivo occidental ecuatorial de Pangea. Posteriormente se da el cambio a un margen activo con el inicio de la subducción y desarrollo del Arco Nazas del Jurásico Temprano al Jurásico Medio (Figura 9). En este último régimen se han incluido las formaciones Caopas y Rodeo por su afinidad litológica, geoquímica y geocronológica con la Formación Nazas (López-Infanzón, 1986; Anderson *et al.*, 1991; Bartolini, 1998).

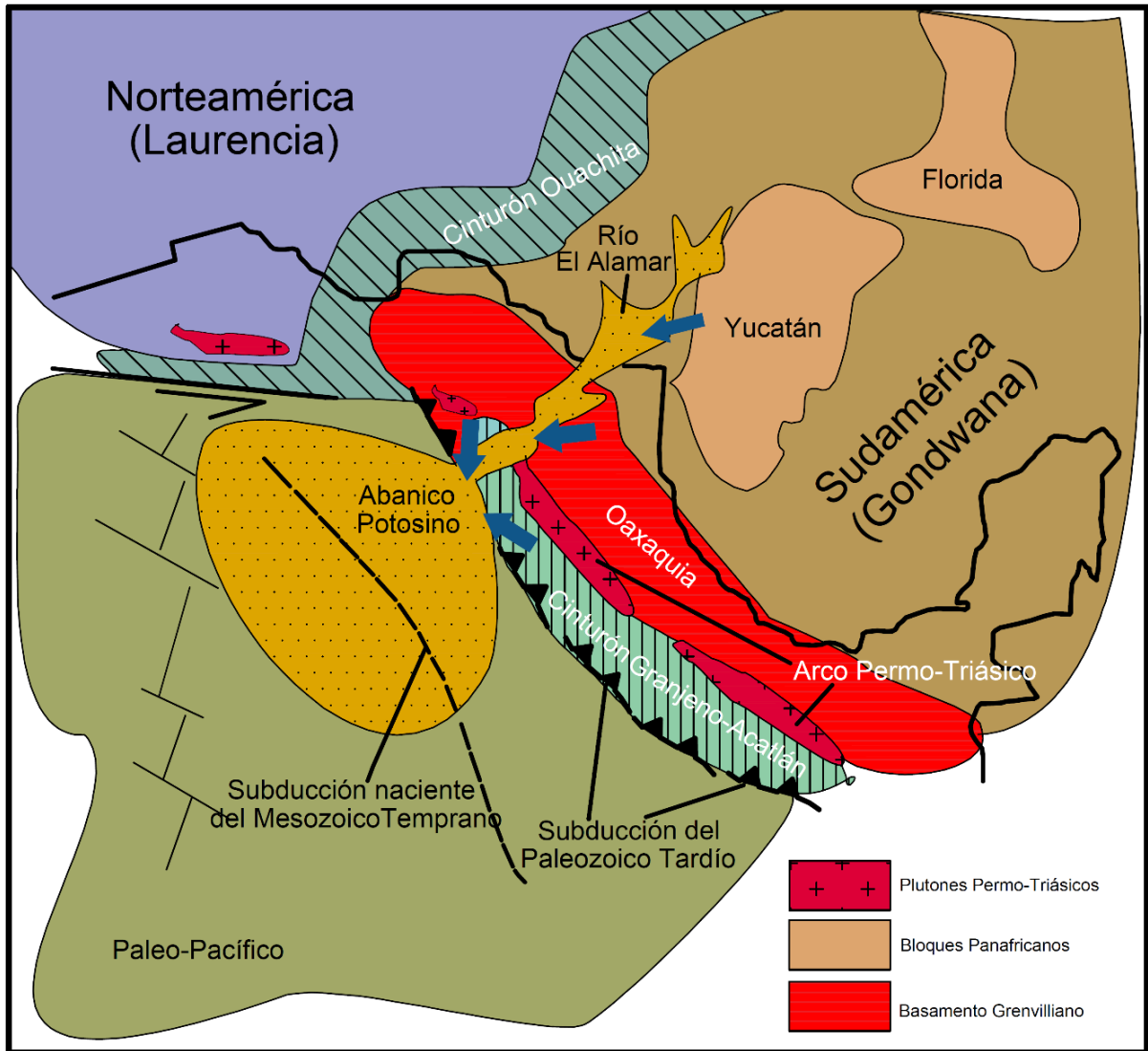


Figura 9. Se muestra reconstrucción paleogeográfica de México para el límite Triásico-Jurásico (Tomado y redibujado de Barboza-Gudiño et al., 2010).

Edades recientes obtenidas en areniscas de la Formación Taray la ubican en el Pérmico Medio, así mismo su estructura de bloques en matriz que es muy distinta a la observada en las formaciones Zacatecas y La Ballena, sugiere una historia de depósito y evolución tectónica diferente a estas formaciones (Díaz-Salgado, 2004; Anderson et al., 2005). Debido a lo anterior la historia inicial de la Sierra de Teyra debe incluirse dentro de la Paleogeografía del Paleozoico Superior y continuando su evolución hasta el Jurásico.

Las unidades siliciclásticas del Triásico Tardío (formaciones Zacatecas y La Ballena) y volcanoclásticas del Jurásico Temprano a Medio (Formación Nazas) que afloran en el centro de México, han sido incluidas por distintos autores como parte de la evolución de la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM) (Carrillo-Bravo, 1982). Esto debido a que subyacen

a las unidades sedimentarias clásticas y carbonatadas del Jurásico Superior-Cretácico. Debido a que la Formación Taray subyace a la Formación Nazas, y que su contacto es muy similar al que presenta la Formación Zacatecas con la Formación Nazas en el centro de México, se ha considerado incluirla dentro de la historia y evolución de la CMCM.

Las características que presentan las formaciones Zacatecas y Nazas en cuanto a su ambiente de depósito y litología limitan su inclusión dentro de la evolución de la CMCM. Ya que la Formación Zacatecas se depositó en un ambiente de abanico submarino, en el Océano de ese entonces Pantalasa (Figura 10A), en lo que se podría denominar la cuenca Paleopacífica y la Formación Nazas refleja el cambio de régimen tectónico de margen continental pasivo a activo siendo producto del desarrollo del arco Nazas, depositándose muy cerca de este paleomargen (Figura 10B). La Formación La Joya hacia el Jurásico Medio representa un ambiente continental y los depósitos producto del inicio de la transgresión marina proveniente del Golfo de México, pudiendo describirse esta cuenca como cerrada, y que las formaciones Zacatecas, La Ballena, Nazas, Caopas y Rodeo habrían evolucionado en una cuenca anterior y diferente a la CMCM. La Formación Taray debido a su edad Pérmica a pesar de no ser del todo correlacionable con las formaciones triásicas pudo haberse desarrollado en estadios más tempranos de la cuenca Paleopacífica después de la conformación de Pangea (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010; Barboza-Gudiño *et al.*, 2021).

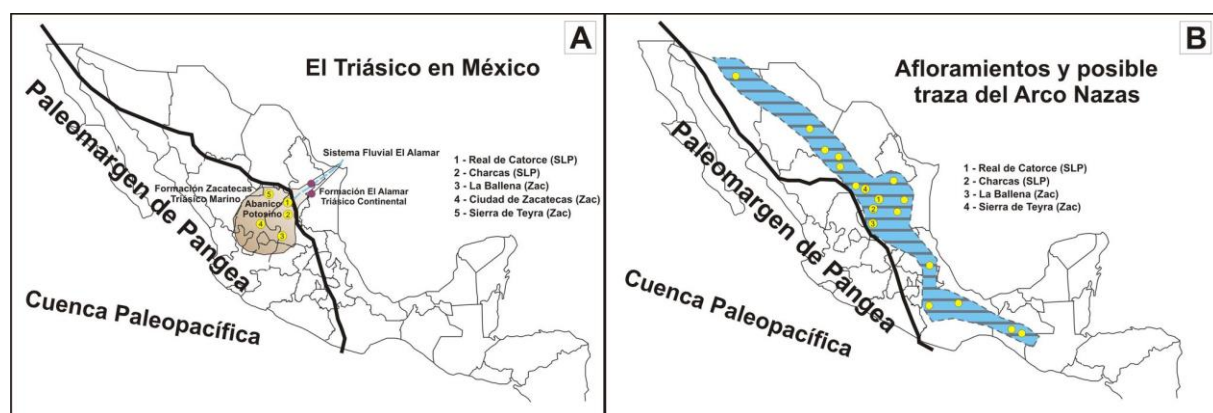


Figura 10. Se muestra en A posible extensión del abanico submarino donde se depositó la Formación Zacatecas y en B la posible traza del Arco Nazas según los afloramientos reportados y descritos por autores previos (Bartolini *et al.*, 2001; Barboza-Gudiño *et al.*, 2020).

La historia de deformación del área de estudio es muy compleja, ya que se localiza en la parte norte de lo que podría ser parte de la CMCM, y muy cerca del límite con el Sector Transversal de Parras, donde el Orógeno Mexicano cambia drásticamente su orientación de NW-SE a casi W-E. Esta región del país ha sido sometida a diferentes eventos de deformación desde el Paleozoico Superior hasta las etapas finales de la Orogenia Laramide y al evento extensional

de Cuencas y Sierras del Paleógeno. Los distintos eventos de deformación registrados que pudieron haber afectado a la Sierra de Teyra y que han sido estudiados y delimitados espacial y temporalmente por distintos autores son los siguientes: primeramente, hacia el Paleozoico Superior en el Pérmico inicia el desarrollo de la zona de subducción en el margen occidental de México que daría origen al Arco Permo-Triásico, este evento tectonomagmático pudo deformar inicialmente los depósitos de la Formación Taray. Posteriormente la subducción se interrumpe o cesa y es hacia el límite Triásico-Jurásico que se desarrolla una nueva zona de subducción, donde la Placa de Kula subduce debajo de Norteamérica y daría origen al Arco Nazas del Jurásico, y en su etapa inicial deforma a las unidades del Triásico Superior-Jurásico Inferior (Formación Zacatecas, La Ballena y unidad informal “capas Cerro El Mazo”). Hacia el Jurásico Medio con la apertura del Golfo de México se ha propuesto que hubo desarrollo de fallas laterales de escala regional que afectaron la parte norte y central de México, y se teoriza la existencia de la Megacizalla Mojave-Sonora. A partir de esta falla de escala regional Anderson *et al.* (1991) proponen que la región de Caopas-Rodeo habría sido exhumada como una napa tectónica producto de los esfuerzos de transpresión hacia el sur de la Megacizalla Mojave-Sonora, explicando también el aspecto y estilo de deformación que presentan las unidades que afloran en dicha región. Hacia el Cretácico Superior da inicio el evento de acortamiento regional de la Orogenia Laramide producto de la subducción de la Placa Farallón debajo de Norteamérica, y causa diferentes estilos de deformación, con diferente orientación en sus distintas etapas, y que debido a la variedad de estilos de deformación (piel delgada y piel gruesa) y edades que se observan en las distintas zonas en México de Occidente a Oriente, recientemente se le ha denominado como el Orógeno Mexicano, y en esta nueva denominación se incluyen los eventos de acreción de terrenos como una parte de todo el evento de deformación, representando una de las fases iniciales en la base del Cretácico Superior (Cenomaniano). Entre el Paleoceno tardío-Eoceno temprano y Eoceno tardío-Oligoceno temprano hay una etapa de deformación extensional y de transcurrencia con importantes episodios magmáticos, representados por fallas con orientación NW-SE, levantamiento de bloques y formación de cuencas con orientación NNE en la parte centro-oriental de la CMCM. Finalmente, hacia el Oligoceno tardío-Mioceno sucede el evento regional de deformación extensional y transcurrente de Cuencas y Sierras, causando fallamiento normal y lateral en el centro y noroeste de México (Carrillo-Bravo, 1982; Anderson *et al.*, 1991; Tristán-González y Torres-Hernández, 1994; Barajas-Nigoche, 2008; Barboza-Gudiño *et al.*, 2008; Tristán-González, 2008; Eguiluz-de Antuñano *et al.*, 2014; Fitz-Díaz *et al.*, 2018; Pérez-Casillas, 2018; Barboza-Gudiño *et al.*, 2020).

e) Planteamiento del problema

En el sector norte del estado de Zacatecas, afloran las formaciones Taray, Caopas, Rodeo, Nazas y La Joya (Figura 33, columna litológica). Estas formaciones representan el registro estratigráfico del Pérmico al Jurásico Medio, y son la expresión de la evolución tectónica de un margen pasivo hacia un margen activo. La Formación Taray de edad pérmico-triásica es resultado del depósito submarino en un margen pasivo, pero con varios eventos de deformación posteriores que enmascaran su espesor real y litología. Continuando la secuencia se localiza la Formación Rodeo, que representa una transición entre los depósitos sedimentarios de finales del Triásico hacia los primeros depósitos volcánicos producto del inicio de la subducción y cambio de régimen tectónico. Sobreyaciendo a esta se encuentra la Formación Nazas compuesta por depósitos volcanosedimentarios de composición intermedia a félsica que son la expresión del Arco Nazas del Jurásico Temprano a Medio. Se han hecho varias interpretaciones sobre la evolución tectónica de esta región y la mayor incertidumbre que se tiene es ¿en qué ambiente se formaron los depósitos de las formaciones Taray y Rodeo?, ya que la primera presenta una estructura caótica de bloques en matriz muy deformada, y la segunda en su base presenta características muy similares a los depósitos de la parte superior de la Formación Taray, mientras que las rocas volcánicas de la cima son muy similares a las rocas volcánicas de la base de la Formación Nazas que se observan en otras localidades de la parte central de México. Los depósitos de la Formación Taray han sido interpretados como depósitos que se habrían originado en un prisma de acreción en el paleomargen occidental de Pangea, con una edad del Pérmico Superior (Díaz-Salgado, 2004, Anderson *et al.*, 2005; Centeno-García, 2013). Mientras tanto por las características que se han descrito en trabajos previos acerca de la Formación Rodeo se infiere que puede representar la transición entre las formaciones Taray y Nazas, y posiblemente se pueda correlacionar con la unidad informal “capas Cerro El Mazo”, que aflora en el Cañón General en la Sierra de Catorce en la parte norte del estado de San Luis Potosí (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Venegas-Rodríguez *et al.*, 2009). Estas capas representan un ambiente de talud continental y la transición del ambiente sedimentario de abanico submarino de la Formación Zacatecas hacia los depósitos volcanosedimentarios de arco continental de la Formación Nazas. Por lo anterior es importante caracterizar a la Formación Taray y la Formación Rodeo con base en su litología y estructuras de deformación, para determinar si el ambiente tectónico que relaciona a ambas es un talud continental o si se ubican en un prisma de acreción producido por el inicio de la subducción en el paleomargen occidental de México como se ha descrito en trabajos previos del área.

f) Hipótesis

A partir de los trabajos realizados en el área de estudio por autores previos en los que se describe a detalle la litología y deformación que han sufrido las rocas en las localidades de Caopas, El Rodeo y en la Sierra de Teyra, se infiere la presencia de un ambiente de depósito de talud continental para la Formación Taray y los sedimentos de la base de la Formación Rodeo, y los depósitos volcanosedimentarios del resto de esta última podrían ser parte de la Formación Nazas. Pudiendo tratarse para los depósitos sedimentarios de un *mélange* depositado en el talud continental cuya estructura sería explicada por la deformación sinsedimentaria producto del deslizamiento de los depósitos a través de este. Esta sucesión podría correlacionarse, al menos en ambiente de depósito con los depósitos de talud continental de la unidad informal “capas Cerro El Mazo” que aflora en el Cañón General en la Sierra de Catorce en el estado de San Luis Potosí. Como se ha mencionado, en trabajos previos se ha propuesto la presencia de un ambiente de depósito de prisma de acreción que explicaría la formación del *mélange* producto principalmente de la deformación por compresión producida en este ambiente tectónico.

g) Justificación

Los resultados obtenidos a partir de la presente investigación permitirán ubicar espacial y temporalmente la sucesión que aflora en el área de Caopas-Rodeo y la Sierra de Teyra, dentro del marco de la evolución paleogeográfica de Pangea en su región occidental, con la finalidad de aportar elementos para establecer parte de la posible traza del talud continental para el Pérmico y el límite Triásico-Jurásico en la parte centro-norte de México.

h) Objetivos generales

- Determinar la posible presencia de un ambiente de depósito de talud continental para la Formación Taray y la base de la Formación Rodeo en las localidades de Caopas, Rodeo y Sierra de Teyra.
- Reconstruir la historia de deformación de las unidades reconocidas.

i) Objetivos particulares

- Realizar la cartografía geológico-estructural de las áreas de estudio.
- Realizar el análisis de deformación de las unidades reconocidas.
- Determinar edades absolutas de las unidades de interés por medio de geocronología de zircones detríticos.

- Utilizar los datos de elementos traza de zircones detríticos para determinar su origen (ígneo o metamórfico) y probable ambiente tectónico de formación.
- Descripción y clasificación petrográfica de las unidades más representativas del área de estudio.

j) Materiales y métodos

El presente trabajo se desarrolló en tres etapas principales las cuales son:

Trabajo de gabinete

- Trabajo de gabinete inicial: consistió en la recopilación bibliográfica de los trabajos previos hechos específicamente en el área o regionales que la incluyen, con el fin de concentrar toda la información disponible durante el desarrollo del trabajo. También se realizó la búsqueda y descarga de las cartas topográficas y geológicas escala 1:50,000 con clave G13D59 (Caopas) y G13D69 (Pico de Teyra), obtenidas de la página de INEGI y el Servicio Geológico Mexicano. Para las salidas a campo se digitalizó el área de estudio y se generó un mapa con caminos, toponimia y curvas de nivel como referencia para los caminamientos e ir bajando datos y puntos de control durante la cartografía.
- Trabajo de gabinete final: consistió en la realización del análisis de deformación utilizando los datos estructurales de estratificación, laminación y pseudoestratificación (S0), foliaciones (Sf) y *kink bands*, que fueron tomados utilizando la regla de la mano derecha con la brújula tipo Freiburger-Claar con el sistema *Dip-Dir* y la brújula Brunton Azimutal con el sistema *Strike-Dip*. Una vez que se reunieron todos los datos se procedió a uniformizarlos al sistema *Strike-Dip* Azimutal para ingresarlos al programa gratuito Stereonet versión 9.3.2 (Richard Allmendinger *et al.*, 2013) que permite la proyección y análisis de datos estructurales en estereogramas de manera digital, lográndose determinar la posición de los esfuerzos diferenciales para definir la dirección de transporte tectónico (DTT); y la generación del mapa geológico-estructural a partir de los datos estructurales y de contactos obtenidos en campo; el mapa se elaboró en el programa ArcMap versión 10.3; la interpretación de los datos obtenidos a partir de los diferentes métodos analíticos utilizando distintos gráficos y diagramas; y finalmente la elaboración del escrito final.

Trabajo de campo

Consistió en la cartografía geológico-estructural delimitando contactos entre las distintas unidades, toma de rumbo e inclinación de estratificación, pseudoestratificación, foliaciones, lineaciones, planos de falla y datos de plegamiento. En esta etapa también se realizó la toma de muestras representativas para su análisis geoquímico, petrográfico o geocronológico según se consideró necesario.

Trabajo de laboratorio

- **Elaboración de láminas delgadas:** Las láminas se prepararon en el laboratorio de corte y laminación del Instituto de Geología de la UASLP utilizando la metodología aplicada por el técnico académico Ing. Erasmo Mata y descrita por Jaime-Rodríguez (2019), ver Anexo 1 de metodología.
- **Descripción petrográfica de láminas delgadas:** una vez que terminó la preparación de las láminas delgadas se procedió a describirlas en el laboratorio de petrografía del Instituto de Geología de la UASLP. Las láminas delgadas corresponden a las unidades de mayor interés en el área de estudio, siendo principalmente de las formaciones Taray y Rodeo. Se elaboraron un total de 52 láminas delgadas pertenecientes a tres zonas principales: Caopas-Rodeo (21) y alrededores del Pico de Teyra (19) en el estado de Zacatecas, y Las Delicias (12) en el estado de Coahuila. La descripción de cada muestra incluye mineralogía, estructuras, alteraciones y clasificación de la roca, así como sus características más importantes en cuanto a su origen y posible deformación; también se incluye una figura con microfotografías señalando sus características y componentes más importantes en lámina delgada (Ver Anexo 1 de metodología).
- **Geocronología de zircones detríticos:** Se tomaron dos muestras para determinación de edades absolutas utilizando el método U-Pb en zircones detríticos. La primera muestra es de sedimentos de la base de la Formación Rodeo muestra KOP-20-19 (Ver Anexo 2 geocronología de zircones detríticos Tabla 7) y la segunda es de areniscas de la Formación Taray, en los alrededores del Cerro El Pedernal muestra TEY-21-22 (Ver Anexo 2 geocronología de zircones detríticos Tabla 8). La preparación de las muestras para estos análisis se llevó a cabo en los laboratorios de trituración y separación de minerales del Instituto de Geología de la UASLP, siguiendo la metodología que se utiliza en esta institución (ver Anexo 1 de metodología). El método utilizado para datación en la presente investigación es el sistema isotópico U-Th-Pb por su alta compatibilidad con los zircones detríticos. Este sistema es un caso especial ya que hay

tres esquemas de decaimiento produciendo isótopos de Pb. En particular dos isótopos de U decaen a dos isótopos de Pb, ya que los dos isótopos padres y los dos isótopos hijos son químicamente idénticos, obtenemos dos sistemas de decaimiento al mismo tiempo y juntos proveen una herramienta muy poderosa para fechamientos (White, 2001). Faure (1998) describe en detalle este sistema con sus ecuaciones de geocronometría de manera sintetizada y concisa, abordando el diagrama de concordia y sus componentes, desarrollado por Wetherill (1956) (ver Anexo digital apartado teórico). Para la geocronología de zircones detríticos que se realizó, se separaron por muestra entre 100 y 150 zircones para las rocas de las formaciones Taray y Rodeo. Y las edades obtenidas fueron edades máximas de depósito, así como la determinación de procedencias de acuerdo con los distintos picos de edades obtenidos en cada muestra. Se utilizó el zircón como mineral geocronológico debido a que es resistente a la mayoría de los procesos erosivos físicos y químicos, así como por el arreglo de su estructura cristalina que permite la entrada de los elementos del sistema U-Th-Pb, y por su alta temperatura de cierre del sistema (Mosser y Scott, 2001). La técnica utilizada para medir las distintas proporciones de los elementos de interés es la Espectrometría de Masas con Plasma Inducido Acoplado con un Multicollector con Ablación Láser (LA-MC-ICP-MS), cuyo funcionamiento y componentes es descrito por Pérez-Arvizú *et al.* (2010) y también se puede consultar en la página de la USGS en el apartado de LA-ICP-MS (USGS, LA-ICP-MS, 2017 [en línea]). La selección de zircones y la medición de las proporciones de sus elementos de mayor interés, así como el tratamiento de los resultados se llevó a cabo en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias de la UNAM campus Juriquilla en el estado de Querétaro a cargo del Doctor Carlos Ortega Obregón. Posteriormente para la interpretación de resultados y elaboración de diagramas con las edades obtenidas se utilizó el programa Isoplot versión 4.5 (Ludwig, 2012).

- **Geoquímica de zircones detríticos:** Como parte de los análisis de geocronología de zircones detríticos en el laboratorio de Geocronología de la UNAM Campus Juriquilla, aparte de medir las proporciones de los distintos isótopos del sistema U-Th-Pb con el espectrómetro de masas, también se miden las proporciones de algunos elementos traza presentes en los zircones de las muestras analizadas (Ver Anexo 3 geoquímica de zircones detríticos Tabla 9 y 10). A partir de estos datos se elaboraron diagramas para determinar el origen de los zircones detríticos de las muestras analizadas tanto de la Formación Rodeo como de la Formación Taray.

k) Análisis comparativo de taludes continentales y prismas de acreción

Dadas las características que presenta la Formación Taray y los ambientes que se han propuesto como su ambiente de formación, a continuación, se abordan brevemente los ambientes de talud continental y prisma de acreción, así como las distintas definiciones y clasificaciones de los *mélanges* junto con sus características más importantes:

k.1) Talud continental

Talud continental. El talud continental es el límite hacia el mar de la plataforma continental, y desciende con un ángulo promedio de entre 2° y 5°, desde el punto de quiebre o inflexión de la plataforma continental (*shelf break*) en la parte superior hacia el comienzo de las cuencas oceánicas a profundidades de 100 a 3200 m. Se tienen dos tipos de talud: el tipo Pacífico desarrollado en un margen continental convergente y el tipo Atlántico desarrollado en un margen continental pasivo (Figura 11) (Boggs, 2006).

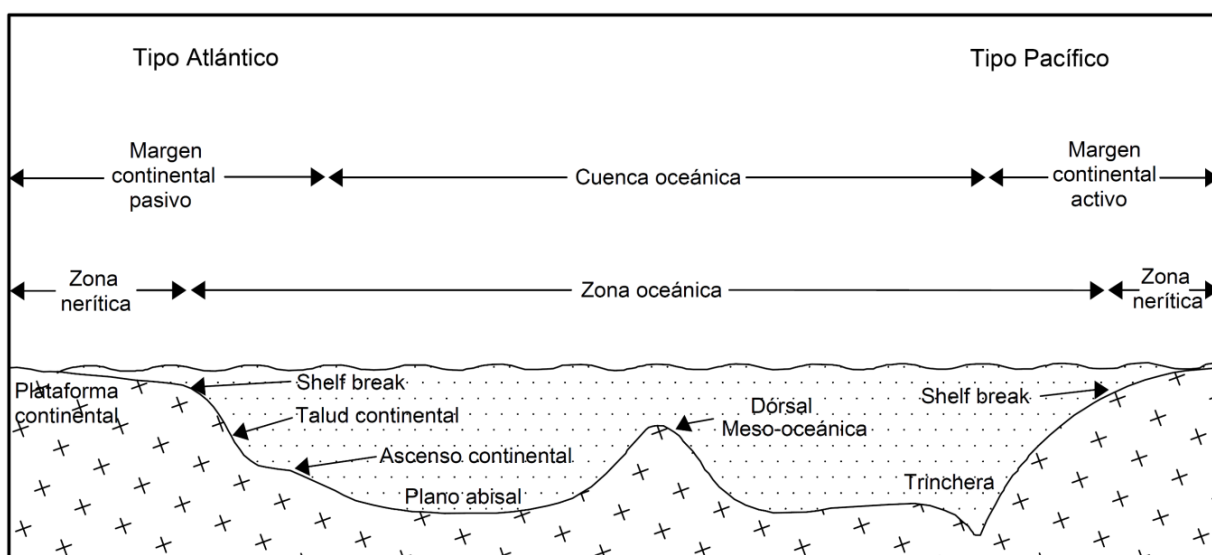


Figura 11. Se muestran los dos tipos de talud continental que se desarrollan en márgenes continentales activos y pasivos (tipo Pacífico y tipo Atlántico respectivamente. Tomado de Boggs, 2006).

Los depósitos acumulados en zonas de talud y ascenso continental pueden cubrir toda una gama de sedimentos que va desde turbiditas (grava, arena, limo y arcilla), masas deslizadas, arena de canal, de talud y lodos hemipelágicos. Estos conjuntos de sedimentos pueden ser agrupados en tres grupos en función del tipo de proceso que los origina: resedimentados (flujos en masa, flujos de escombros, flujos granulares, flujos turbidíticos), deposición hemipelágica (o sedimentación diferencial que consiste en la sedimentación lenta y continua de partículas a través de la columna de agua) y corrientes de fondo (Ercilla, 2000) (Figura 12).

Procesos	Características	Depósitos
Caída de rocas		Olistolitos Bloques aislados, brechas
Arrastre		Avalancha
Deslizamiento		Depósito de arrastre
Slump		Lóbulos de deslizamiento
Flujo de detritos		Slumps
Flujo de granos Flujo fluidizo Flujo licuado		Debritas
Corriente turbidítica (alta/baja densidad)		Depósito de flujo de granos Depósito de flujo fluidizo Depósito de flujo licuado
		Turbiditas con grano grueso, medio, fino

Figura 12. Se muestran los distintos procesos que actúan en el mar profundo y depósitos formados en un ambiente de talud continental-abanico submarino (Tomado de Boggs, 2006).

El transporte en masa es utilizado por Cook *et al.* (1984) para caracterizar el movimiento en masa pendiente abajo de material conteniendo cantidades variables de agua, para el cual la gravedad provee la fuerza conducente (Dott, 1963; Cook *et al.*, 1972). El transporte en masa puede ser dividido en tres tipos: desprendimiento de rocas (los depósitos de este tipo se acumulan por el rodamiento o caída libre de clastos individuales), deslizamientos (translacionales [deslizamiento] y rotacionales [*slump* o derrumbe], Varnes, 1978) y flujos de sedimento por gravedad (que se pueden dividir en cinco tipos: flujo de detritos o flujo de lodo, flujo granular, flujo licuado, flujo fluidizado y flujo de corriente de turbidez, Middleton y Hampton, 1973, 1976).

Las secuencias de taludes son divididas en tres unidades sedimentarias principales: 1) imperturbables, *in situ*, sedimento pelágico y hemipelágico; 2) deslizamientos y otro sedimento deformado caóticamente; y 3) depósitos de sedimento por flujo provocados por gravedad. Las proporciones de estas tres unidades en taludes varían, debido a que los taludes son especialmente susceptibles a caída en masa, un alto porcentaje de la sección puede contener material alóctono. Mutti y Ricci Lucchi (1972) clasificaron el sedimento de abanico submarino y talud en el norte de los Apeninos en siete litofacies, que van de A hasta G (Figura 13). Dos de estas litofacies son particularmente útiles para el reconocimiento de facies de talud:

sedimento de talud imperturbable, *in situ*, (Facies G), y deslizamientos, y otro sedimento deformado caóticamente (Facies F).

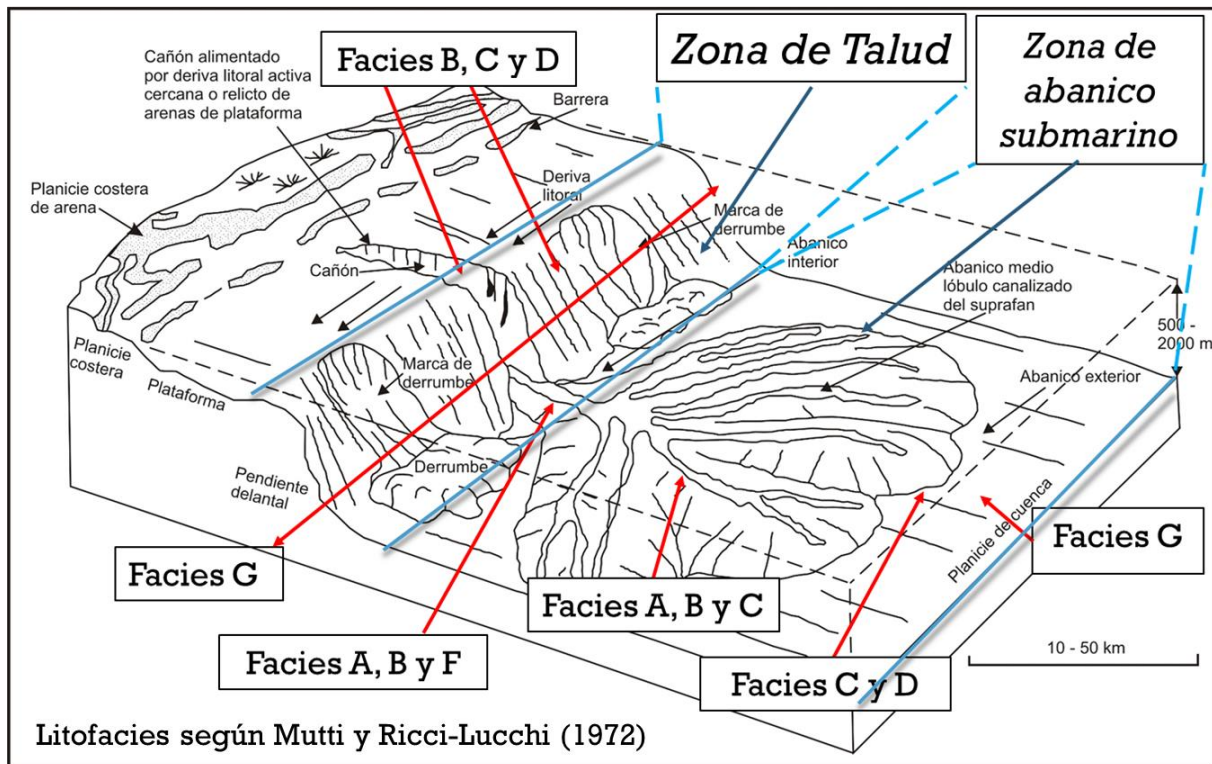


Figura 13. Se muestra esquema general de las partes del talud continental y de un abanico submarino, incluyendo las litofacies definidas por Ricci-Lucchi (1972). (Tomado y modificado de Reading y Richards, 1994).

k.2) Prisma de acreción

Voon-Huene *et al.* (1991) se refieren a la zona de prisma de acreción como el cuerpo conformado por rocas oceánicas y sedimentos en forma de cuña que aumenta su espesor en dirección hacia el continente, y que durante un periodo de tiempo ha sido añadido tectónicamente al basamento o arreglo rocoso de un margen oceánico. Este basamento está conformado por complejos de rocas ígneas y metamórficas o secuencias de rocas sedimentarias deformadas mucho más antiguas y que no forman parte tectónicamente de una masa de acreción de crecimiento. Las cuñas individuales en el prisma de acreción decrecen en edad conforme se aproximan a la trinchera (Figura 14, Condie, 1997). Los mecanismos de adición son aquellos de la acreción por subducción, los cuales involucran la transferencia de material de la placa inferior a la placa superior por acreción frontal y acoplamiento a la parte inferior de la placa superior.

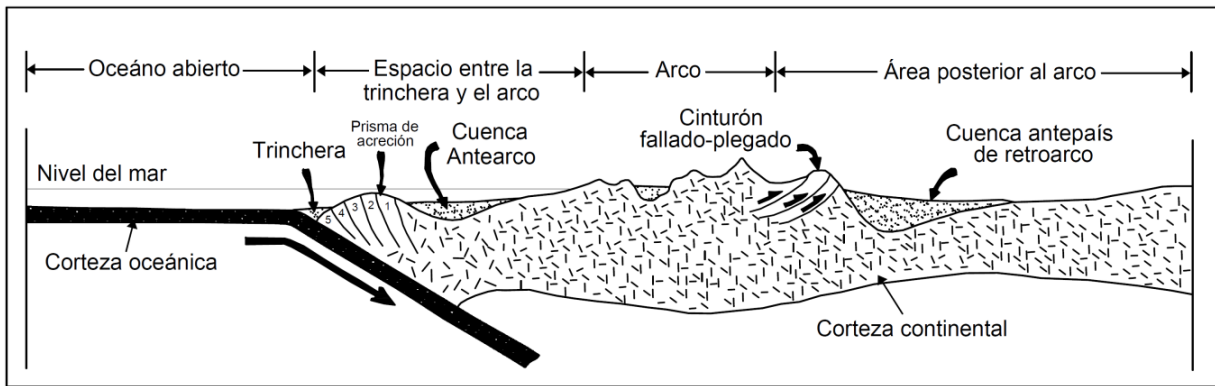


Figura 14. Se muestra ambiente tectónico de arco continental con las regiones principales que lo dividen. Detalle en la zona de prisma de acreción con números indicando la edad de las escamas (1 es el más antiguo). (Tomado de Condie, 1997).

Las cuñas de acreción se forman debido a que algunas de las masas ígneas, sedimentarias y corticales más gruesas adjuntas a la placa oceánica que subduce son arrancadas mecánicamente y acrecionadas hacia el límite oceánico de la placa superior. El proceso de formación de tal complejo de acreción (prisma o cuña) se conoce como acreción por subducción (Voon-Huene *et al.*, 1991). Las litologías de los clastos incluyen grauvacas, lutitas, pedernal, basalto (rocas verdes) y otras litologías ofiolíticas, rocas volcánicas de arco, y granitoides escasamente. Un incremento en la presión y temperatura ocurre en las partes más profundas de las cuñas de acreción. Las rocas son metamorfoseadas y deformadas por procesos dinámicos actuando dentro de la cuña. Las estructuras de deformación como la fábrica escamosa en zonas de cizalla se forman a profundidades someras poco después de entrar a la zona de subducción (Figura 15). Tal fábrica es caracterizada por un extenso número de planos de fallas pulidos (estriados) en pequeños bloques de arcillas con tamaño de cm en forma de romboedros. Con la continua deformación penetrativa, se desarrollan planos de clivaje estrechos (*"slaty cleavage"*) y con el incremento en la presión y la temperatura, inicia el metamorfismo. Pueden ocurrir grandes deslizamientos submarinos a lo largo de las pendientes pronunciadas de las trincheras. Se especula que los deslizamientos son provocados o iniciados por grandes terremotos que son frecuentes en una zona de subducción. Las capas competentes tales como areniscas son desgarradas y después embebidas como fragmentos dentro de las capas más suaves ricas en arcilla para producir una capa mezclada de arenisca y lutita con una estructura de "bloques en matriz" formando cuerpos conocidos como *mélanges*, en este caso sedimentarios (Figura 18. Condie, 1997; Frisch *et al.*, 2011).

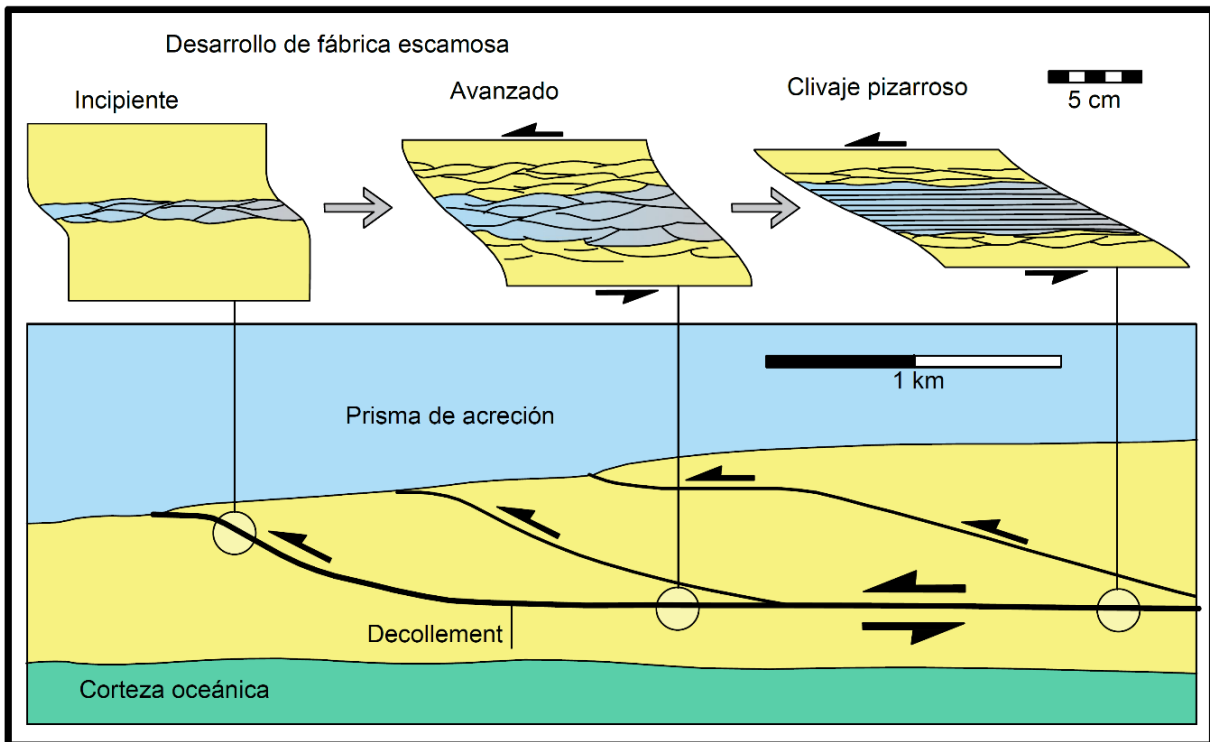


Figura 15. Se muestra desarrollo de fábrica escamosa y clivaje pizarroso a largo de los planos de falla en prisma de acreción (Tomado de Frisch et al., 2011).

Los deslizamientos en masa, incluyendo algunas grandes piezas aisladas de rocas (olistolitos), pueden alcanzar la trinchera eventualmente y después entrar a la zona de subducción (Figura 18). Por lo tanto, las rocas de corteza oceánica arrancadas (ofiolitas) y varias rocas transportadas hacia la trinchera son yuxtapuestas dentro de la zona tectónica de fricción entre las dos placas donde todos los componentes son mezclados por el fuerte movimiento tectónico, formando así *mélanges* de origen tectónico (Frisch et al., 2011).

k.3) *Mélanges*

El primero en utilizar el término *mélange* (del francés mezcla) fue Greenly (1919), y Hsü (1968) resume de la siguiente manera la descripción hecha por Greenly en su estudio de los *mélanges* de la Isla Anglesey, en Gales:

“Las características esenciales de una *mélange* autoclastico se puede decir que son la destrucción general de las uniones o contactos originales, ya sean ígneas o sedimentarias (especialmente de estratificación) y el cizallamiento del material más suave hasta que funciona como una matriz esquistosa en la cual los fragmentos de las rocas en forma de bloques flotan como lentes o facoides aislados. Se desarrolla a gran escala. En un campo de este tipo, las masas más grandes se encuentran dispuestas como paquetes de cuerpos lenticulares

superpuestos en escalón (*echelon*). En un mapa, las masas que se pueden separar aparecen como si estuvieran embebidas en una matriz homogénea sin estructura. Pero esta roca nativa está construida por sí misma por la interdigitación de cuerpos lenticulares; y, ¿podríamos abarcar toda la región de un vistazo?, se nos presentaría como una mezcla de masas lenticulares de todos los tamaños, desde dos o tres millas de longitud a las masas más pequeñas que el ojo puede ver, de lava espilitica, diabasa, cuarcita, caliza, jaspe, y arenisca flotando en un cuerpo no diferenciado pero esquistoso que es una trama de todos los elementos más fácilmente deformables, impregnado en sí mismo por la misma estructura lenticular”.

Por su parte Hsü (1968) resaltó las características que él consideraba más importantes que presentaban y que servían para identificar a los *mélanges* en esa época a partir de su trabajo y los trabajos y definiciones previas con las que se contaban entonces:

- La génesis de un *mélange* involucra dos procesos: fragmentación y mezcla.
- Los *mélanges* son definidos entonces como cuerpos mapeables de rocas deformadas caracterizados por la inclusión de fragmentos o bloques mezclados tectónicamente, los cuales pueden variar en tamaño hasta varios kilómetros de largo, en una matriz cizallada de forma penetrante, de grano fino, y comúnmente pelítica.
- Cada *mélange* incluye tanto bloques exóticos como nativos y una matriz. Los bloques nativos son capas frágiles desorganizadas las cuales estuvieron alguna vez interestratificadas con la matriz deformada de manera dúctil. Los bloques exóticos son inclusiones tectónicas desprendidas de algunas unidades estratigráficas de roca ajenas al cuerpo principal del *mélange*.

Otro aspecto importante que aborda Hsü, es la comparación entre *mélanges* y olistostromas, mencionando sus principales características en cuanto a procesos de formación y estructura:

- Dos grupos de procesos pueden llevar a la desorganización de estratos y mezcla. En los *mélanges*, la fragmentación y mezcla, fueron tectónicas. Sin embargo, la desintegración de una unidad estratigráfica de roca en bloques y una mezcla de tales bloques con arcillas también podría haber resultado de procesos sedimentarios tales como deslizamientos submarinos, o una combinación de erosión y deslizamientos.

- El término *mélange* debería ser restringido para designar una mezcla tectónica. Donde las masas caóticas debieron su mezcla enteramente a un proceso sedimentario, deben ser llamados olistostromas.
- La deformación de los *mélanges* tuvo lugar bajo presiones confinantes suficientemente altas para permitir el flujo dúctil de los materiales arcillosos, pero no suficientemente alta para prevenir el fracturamiento frágil de las areniscas y calizas interestratificadas. Los olistostromas, en contraste, deberían ser caracterizados por, o asociados con, sedimentos caracterizados por estructuras de deformación de sedimento suave. Estas estructuras han sido descritas como estructuras preconsolidación, estructuras tipo *slump*, deformación de sedimento suave, estratificación contorsionada y estratificación perturbada.

Posteriormente Silver y Beutner (1980) publican un reporte de la conferencia celebrada en Penrose en 1978 en Santa Bárbara California, Estados Unidos. En esta reunión se presentaron estudios de *mélanges* en donde se discutió como el origen de algunos *mélanges* pudo ser sedimentario y posteriormente ser sometido a tectonismo, siendo un *mélange* poligenético y con ello quitar la restricción o condición tectónica para denominar *mélange* a una masa de roca caótica. Publicando la siguiente definición: *“Mélange” es un término general describiendo un cuerpo de roca mapeable (a escala 1:25,000 o menor), fragmentado y mezclado internamente conteniendo una variedad de bloques, comúnmente en una matriz deformada pervasivamente.* El término se refiere a mezclas de rocas formadas por movimientos tectónicos, deslizamiento sedimentario, o cualquier combinación de tales procesos, sin excluir procesos de mezcla. Esto no implica un proceso de mezcla particular. *“Mélange” es un término descriptivo práctico, alertando al lector sobre la posibilidad de que tal cuerpo puede no ajustarse a los principios clásicos de superposición y sucesión estratigráfica (Silver y Beutner, 1980).*

Posteriormente Raymond (1984) define a un *mélange* como “un cuerpo de roca mapeable por lo menos a una escala de 1:24,000 o menor y que se caracteriza tanto por la ausencia de una continuidad interna de contactos o estratos y por la inclusión de fragmentos y bloques de todos los tamaños, tanto exóticos como nativos, embebidos en una matriz fragmentada de material de grano fino”, recalando que la definición está basada en un criterio observable en lugar del presunto origen del *mélange*. Junto con su definición (Figura 16). Raymond (1984) publica una nueva clasificación para cuerpos de roca caóticos que está basada primeramente en un criterio descriptivo y en segundo lugar la génesis del cuerpo de roca. El criterio descriptivo se trata del

grado de continuidad de los estratos y la presencia o ausencia de bloques exóticos. En esta clasificación las unidades coherentes van a mantener la continuidad interna de sus estratos y su orden, designándose como Formación (sedimentario) o Complejo (ígneo); las unidades rotas van a retener en general sus contactos estratigráficos normales aunque discontinuos y por lo tanto van a funcionar como unidad estratigráfica de roca, designándose como Formación Rota (origen sedimentario) o Complejo Roto (origen ígneo); las unidades desmembradas están fragmentadas tectónicamente y no tienen contactos de depósito primarios o normales y pueden de hecho tener contactos que atraviesan contactos de depósito dentro de la secuencia en la cual ocurren, por lo tanto no funcionan como unidad estratigráfica de roca, y son denominados como Formación Desmembrada (origen diapírico o tectónico), Complejo Desmembrado (origen diapírico o tectónico) y Endolistostroma (origen sedimentario o ígneo), destacando que la distinción entre los primeros dos y el último se da cuando se ha reconocido la génesis del proceso de fragmentación; finalmente los *mélanges* se van a caracterizar por cuerpos de roca sin continuidad interna de sus estratos y van a presentar contenido de bloques exóticos, el criterio de la composición y fábrica de la matriz no es empleado para definir a un *mélange*. Además, como ambos procesos sedimentarios y tectónicos pueden jugar un rol en la formación del *mélange*, el término no implica ningún significado genético, los *mélanges* pueden ser subdivididos en *mélanges* tectónicos, *mélanges* diapíricos, allolistostromas, y *mélanges* poligenéticos, donde se conoce que la causa primaria de la fragmentación y mezcla es por procesos tectónicos, diapíricos, sedimentarios o una combinación de estos procesos, respectivamente (Raymond, 1984).

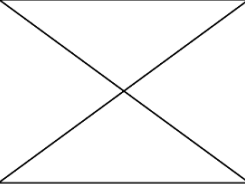
	UNIDADES COHERENTES	UNIDADES ROTAS	UNIDADES DESMEMBRADAS	MÉLANGES
	Unidades estratigráficas con continuidad interna de sus estratos	Unidades estratigráficas con continuidad interna de sus estratos rota localmente	Cuerpos de roca sin continuidad interna de sus estratos o bloques exóticos	Cuerpos de roca sin continuidad interna de sus estratos, pero con bloques exóticos
Unidades Diapíricas y Tectónicas		Formaciones rotas o complejos (S o T)	Formación Desmembrada o Complejo	Mélange Diapírico
Unidades Ígneas o Sedimentarias			Endolistostroma	Mélange Tectónico
	Formación (S) o Complejo (I)			Mélange Poligenético
				Allolistostroma

Figura 16. Se muestra clasificación propuesta por Raymond (1984) con los extremos del continuo de unidades de roca desde unidades coherentes hasta mélanges, con sus principales características. Esta clasificación divide el continuo de las unidades de roca en cuatro tipos: *S* origen sedimentario, fracturamiento, fragmentación y/o mezclamiento; *T* origen tectónico, fracturamiento, fragmentación y/o mezclamiento; *I* formación principalmente a través de procesos ígneos.

Posteriormente Cowan (1985) publica su estudio sobre los *mélanges* Mesozoicos y Cenozoicos en la parte occidental de la Cordillera de Norteamérica, con el objetivo de identificar sus características y posible origen, así como su posible relación tectónica con la subducción (Figura 17). En su estudio este autor reconoce cuatro tipos de *mélange*:

- **Tipo I:** Secuencias estratificadas de arenisca y lutita progresivamente desorganizadas por extensión paralela a las capas. Producidos por procesos de extensión lateral inducida por la gravedad que resulta en la desorganización de estratos. Este tipo de *mélange* se caracteriza por flujo laminar controlado por las capas, y pueden representar una etapa inicial en la transformación progresiva de sedimentos bien estratificados no deformados a flujos submarinos de escombros móviles, fluidos y mezclados internamente, que se acumulan como olistostromas (Figura 17).
- **Tipo II:** Secuencias desorganizadas progresivamente de lutita, toba, pedernal, y arenisca. Este tipo de *mélange* también se forma por desorganización y fragmentación progresiva de estratos, y pudo haberse originado por el estiramiento con dirección cuesta abajo inducido por la gravedad llevando al desarrollo de flujo de escombros internamente caóticos y olistostromas conteniendo clastos y olistolitos de pedernal, arenisca y toba (Figura 17).

- **Tipo III:** Caos bloques en matriz de lutita. Este tipo de *mélange* difiere fundamentalmente de los Tipos I y II debido a que tanto el origen y la última fuente de la mayoría de las inclusiones son oscuras o desconocidas. El origen del *mélange* Tipo III puede ser por dos procesos principales: 1) el emplazamiento de flujo de escombros ricos en arcillas u olistostromas y 2) diapirismo de lodo o procesos similares involucrando la migración e intrusión de masas móviles ricas en lodos (Figura 17).
- **Tipo IV:** Zonas de falla frágil dominadas por lutita. El principal elemento de fábrica mesoscópica es una foliación semipenetrativa definida por numerosas superficies anastomosadas subparalelas a las superficies de deslizamiento (fallas, fracturas de cizalla) que envuelven estadísticamente a las inclusiones tectónicas lenticulares. En el *mélange* del Tipo IV, el mecanismo de deformación dominante es la cataclasis (Figura 17).

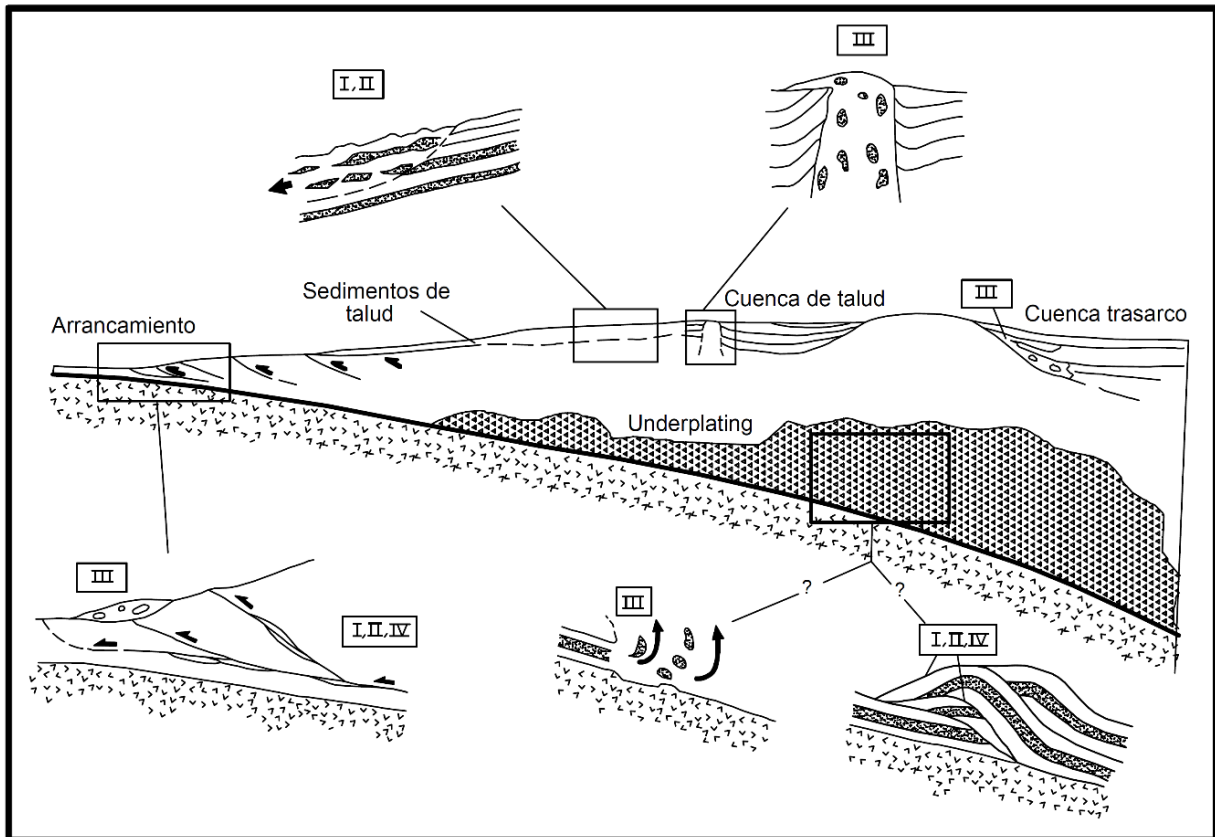


Figura 17. Sección esquemática a través de un prisma de acreción idealizado en un margen convergente activo. El diagrama muestra los procesos que son conocidos o inferidos para predominar en o dentro del prisma, los cuales han sido propuestos por distintos autores como responsables de la formación de los cuatro tipos de *mélange*. (Tomado de Cowan, 1985).

La definición de *mélange* que se utiliza en el desarrollo del presente trabajo es la descrita por Frisch *et al.* (2011), la cual no restringe a los *mélanges* a un origen tectónico y tampoco hace la característica de bloques exóticos un requisito para utilizar la denominación de *mélange* para un cuerpo de roca caótico:

Mélange: Mezcla de diferentes rocas formada por procesos sedimentarios y/o tectónicos. Caracterizado por tener estructura de bloques en matriz: rocas de tipo más rígidas forman bloques en una matriz de roca más suave y fuertemente deformada. Los bloques varían de tamaño de metros a kilómetros. Se forma comúnmente en trincheras y algunas cuencas remanentes. Siendo los tres tipos principales sedimentarios, tectónicos y diapíricos (Figura 18).

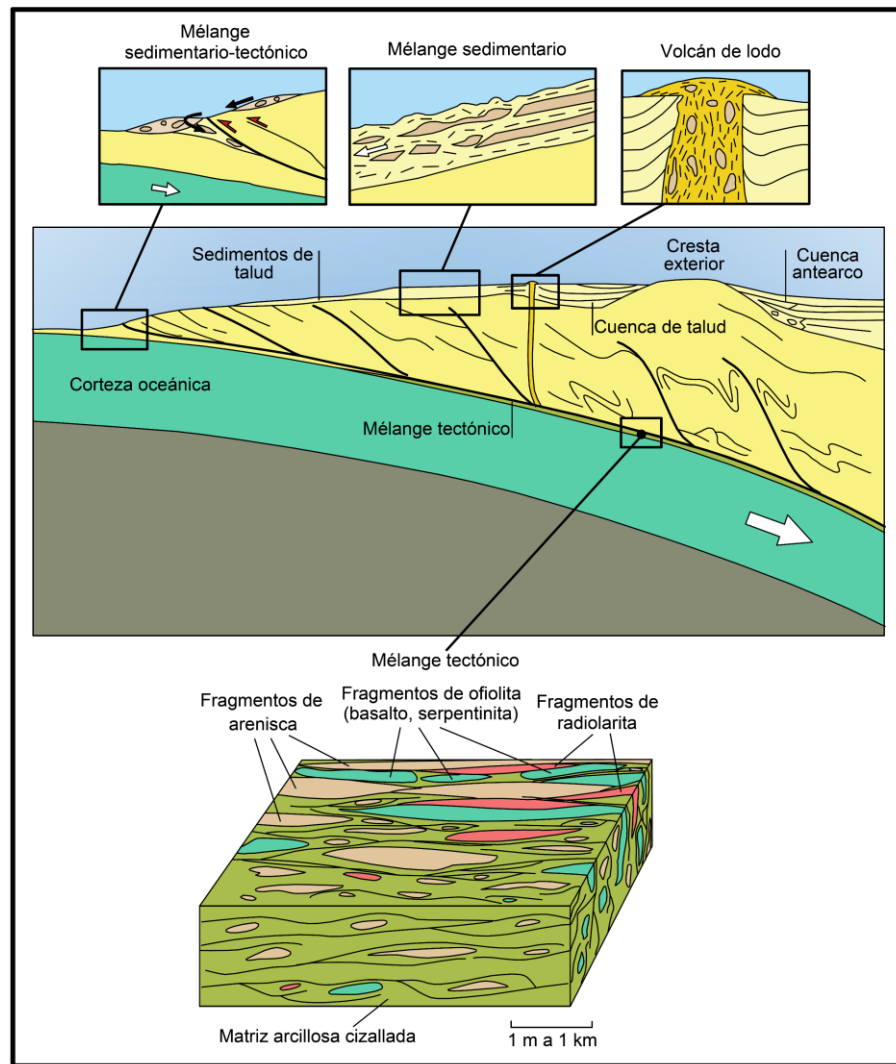


Figura 18. Formación de un mélanges en un prisma de acreción y zona de subducción. Observándose zonas a detalle de formación de mélanges (Tomado de Frisch *et al.*, 2011; modificado de Cowan, 1985).

Uno de los trabajos más recientes que aborda los tipos de *mélange* y sus componentes es el de Festa *et al.* (2019), abordando importantes conceptos relacionados con los *mélanges* así como sus procesos de formación y clasificación, describiendo diferentes unidades de roca caóticas y su denominación (Figura 19). Estos autores describen tres tipos generales de *mélange* según los procesos que los originan quedando como sigue: origen sedimentario, tectónico, diapírico, y aquellos en los que en la historia de formación del *mélange* participan más de un proceso o una combinación de estos denominados como *mélanges* poligenéticos. Estos autores describen a detalle las características de cada tipo de *mélange* a diferentes escalas de observación para su identificación y clasificación (Ver Anexo digital teórico de tipos de *mélange*).

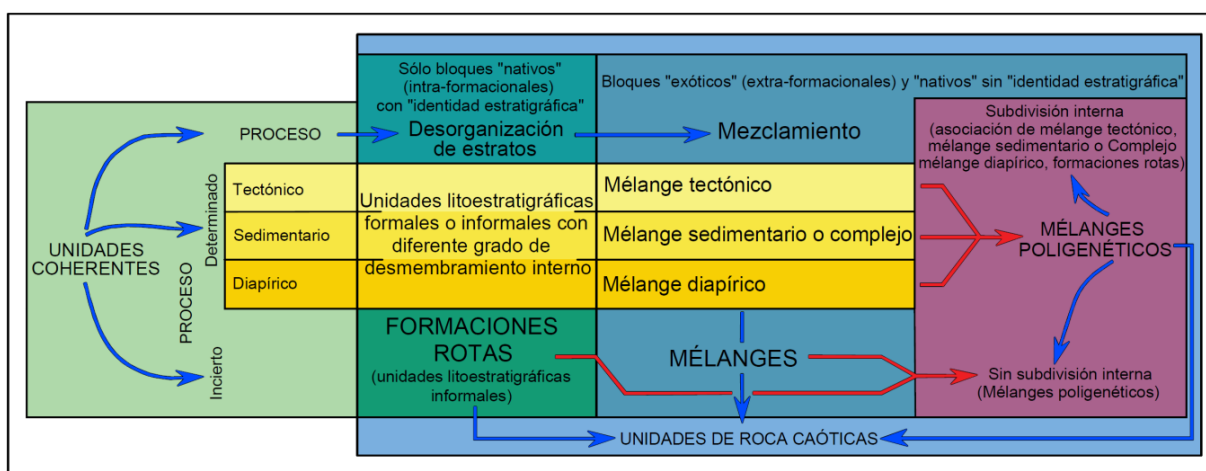


Figura 19. Características determinísticas de mélanges y formaciones rotas basada en la naturaleza de los bloques (nativos vs exóticos) y mecanismo de formación (desorganización de estratos vs mezclamiento). Los tipos de *mélange* tectónico, sedimentario y diapírico pueden ser diferenciados de mélanges genéricos, dependiendo la certeza o incertidumbre de la naturaleza de los procesos de formación respectivamente. Las formaciones rotas, las cuales preservan su identidad estratigráfica, pueden ser indicadas con términos litoestratigráficos formales o informales (Tomado de Festa *et al.*, 2019; modificado de Raymond, 1984, Bettelli *et al.*, 2004, Vannucchi y Bettelli, 2010 y Festa *et al.*, 2012).

1. ESTRATIGRAFÍA DEL MESOZOICO TEMPRANO EN EL CENTRO-NORESTE DE MÉXICO

Las unidades que afloran en las áreas de estudio corresponden con depósitos en la cuenca paleopacífica al oeste de Pangea (Formación Taray) y depósitos continentales y rocas volcánicas del Jurásico Inferior (formaciones Rodeo, Nazas y Caopas), y el registro de la parte basal de los depósitos considerados propios de la Cuenca Mesozoica del Centro de México (formaciones La Joya y Zuloaga); la secuencia inicia con la Formación Taray y culmina con la Formación Zuloaga, siendo la unidad más joven el intrusivo Pico de Teyra del Cretácico Superior (Figura 20). A continuación, se describen las unidades más representativas para el presente estudio de la más antigua a la más joven:

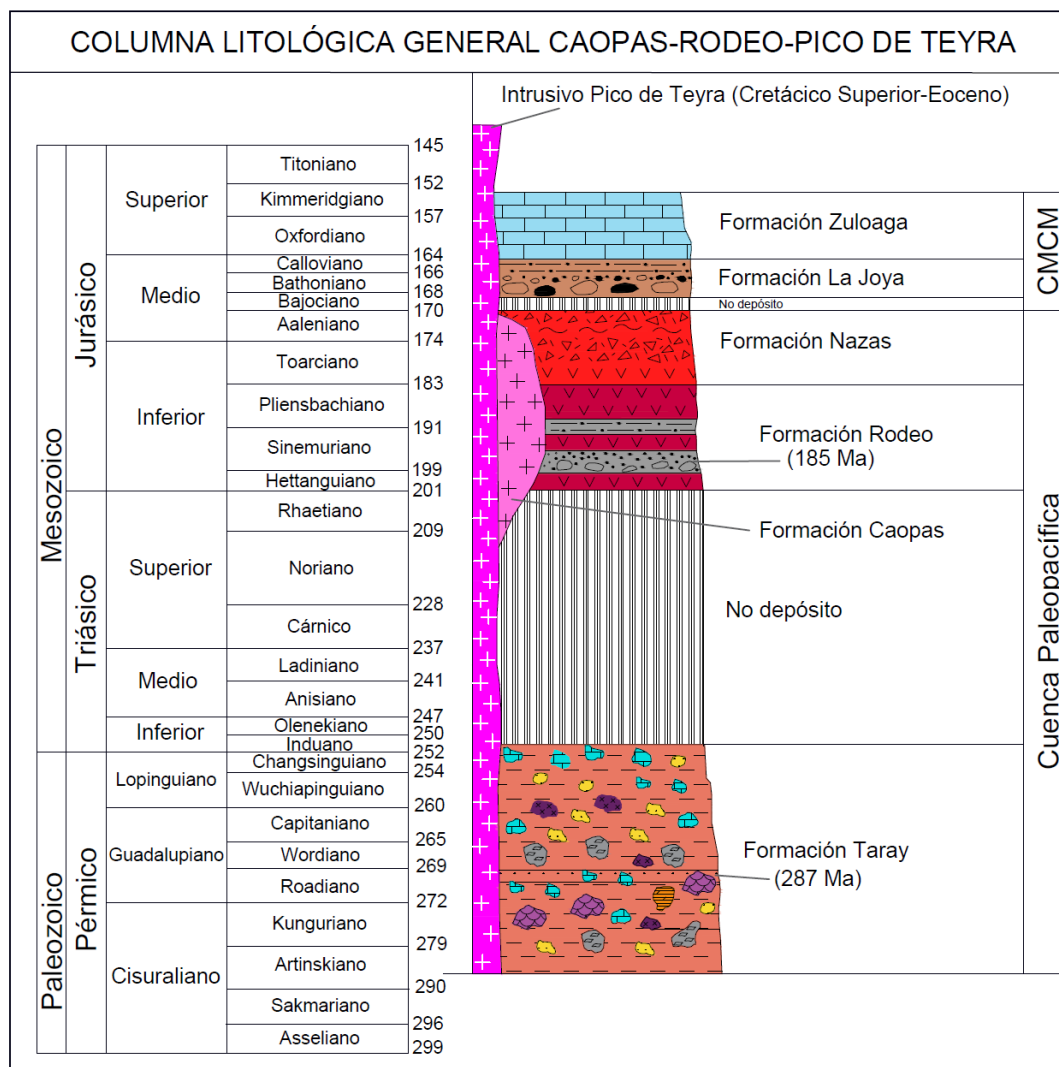


Figura 20. Se muestra columna estratigráfica para las localidades de Caopas-Rodeo y los alrededores del Pico de Teyra.

1.1 Formación Taray (Pérmico Medio)

Definición. Córdoba-Méndez (1964) propone el nombre de Formación Taray para la sucesión de rocas filíticas de color café claro a café amarillento que afloran al suroeste de la Sierra de Teyra, definiendo como localidad tipo el Arroyo El Taray que se encuentra inmediatamente al oeste del Pico de Teyra.

Distribución. Aflora principalmente en la parte suroeste de la Sierra de Teyra, alrededor del Pico de Teyra. Los sedimentos de la parte inferior de la Formación Rodeo han sido considerados por algunos autores parte de la Formación Taray (López-Infanzón, 1986; Díaz-Salgado, 2004).

Litología y espesor. Córdoba-Méndez (1964) la describe como una sucesión fallada y plegada de filitas fisiles y fracturadas de color café claro que intemperizan a café oscuro, filitas de sericita calcáreas de color gris brillante que intemperizan a café amarillento. Algunas de las capas de filita son conglomeráticas. Los guijarros de cuarzo están aplanados y deformados, con sus ejes más largos orientados preferencialmente. En algunas zonas se observan dolomitas de color gris oscuro a casi negras sobre las filitas y grauvacas, con capas de hasta 5 cm, están silicificadas y contienen pequeñas vetillas de cuarzo y se presentan mucho más falladas y foliadas. Hacia la parte superior de la sucesión se presentan horizontes de novaculita (roca conformada por sílice microcristalino) interestratificados con las filitas y las grauvacas.

Díaz-Salgado (2004) describe una sucesión terrígena compuesta por lutita, arenisca rica en cuarzo, arenisca conglomerática y conglomerado, muy rota y deformada. Con escasos lentes de calizas bioclásticas que representan relleno de canales. Las rocas siliciclásticas forman la matriz que contiene bloques exóticos (los cuales son muy distintos a aquellas litologías que forman parte de la matriz y nunca se observan en una relación estratigráfica original con esta, por lo que se interpretan como bloques exóticos incorporados por procesos tectónicos) de pedernal negro y verde, basaltos almohadillados, serpentinitas y calizas recrystalizadas. También contiene bloques cizallados de arenisca rica en cuarzo, arenisca conglomerática y conglomerado, considerados como bloques autóctonos, originados por la deformación. En la matriz se conservan intervalos sin deformación, en los cuales se pueden observar las características sedimentológicas originales y que fueron utilizados para definir sus litofacies. Se distinguen cuatro facies que conforman la matriz: a) Facies de lutita (forman el 60% de las rocas siliciclásticas de la matriz). b) Facies de arenisca (forman cerca del 30% de la matriz), presentan estructuras primarias como bases erosivas, gradación inversa, relleno de canales,

laminación y estratificación convoluta, lo que sugiere que las areniscas fueron depositadas por corrientes de turbidez, en un ambiente marino profundo. c) Facies conglomerática (representa un 8% de la matriz). d) Facies de calizas bioclásticas (representa alrededor del 2% del total de la matriz).

En el área de estudio correspondiente al noroeste del Pico de Teyra, los afloramientos de la Formación Taray se caracterizan de manera general como un depósito de bloques en matriz conteniendo bloques desde centímetros a cientos de metros de diámetro, y la matriz presentándose deformada. La matriz es principalmente lutita pizarrosa de color gris claro a amarillo verdoso y en ocasiones negra, intemperizando a amarillo naranja a rojizo, presentándose foliada (Figura 21A). Esta matriz a veces se llega a presentar como limolita hasta arenisca. Dentro del depósito se observan bloques de caliza muy dura recrystalizada de color café rojizo con varios metros de diámetro y con abundantes vetas de cuarzo (Figura 33B). En algunas zonas se observan solo depósitos de la matriz con escasos lentes de caliza de color gris claro con laminación (Figura 21C). También hay presentes depósitos de bloques en matriz de menor tamaño, siendo la matriz limolita foliada, los bloques son de arenisca y alcanzan diámetros de 1 a 2 m (Figura 21D y E). En algunas zonas de la matriz se logra observar intercalación de capas de lutita y arenisca de forma rítmica, indicando depósito de turbiditas (Figura 21F y G). En zonas donde la matriz llega a ser arenosa se presentan intraclastos de caliza de color gris oscuro a negro, con diámetros desde menos de 1 hasta 20 cm (Figura 21H). En algunas zonas la matriz se presenta compuesta por cuerpos masivos foliados de arenisca café claro a ocre y lutita negra con contactos difusos (Figura 22A y B). Otros componentes destacables son megabloques de diferente composición dentro de la matriz de lutita pizarrosa, como lo es el conformado por talco, carbonato y serpentina, en un pequeño trabajo minero denominado La Fe, con paredes que alcanzan alturas de hasta 7 m (Figura 22C); otro megabloque es el conformado por el Cerro El Pedernal, el cual está compuesto principalmente por pedernal de color blanco que intemperiza a amarillo anaranjado (Figura 22D); también en este cerro se logró observar un dique de composición andesítica de color verde (Figura 22E). A los alrededores de este cerro se logró identificar laminación en la matriz, siendo estas partes arenosas, de grano medio y de color gris claro intemperizando a café rojizo (Figura 22F). Aunque no aflora la base de la secuencia, Córdoba-Méndez (1964) reporta un espesor de 690 m, que puede ser diferente al real debido a la deformación y compleja estructura que presenta la Formación Taray.

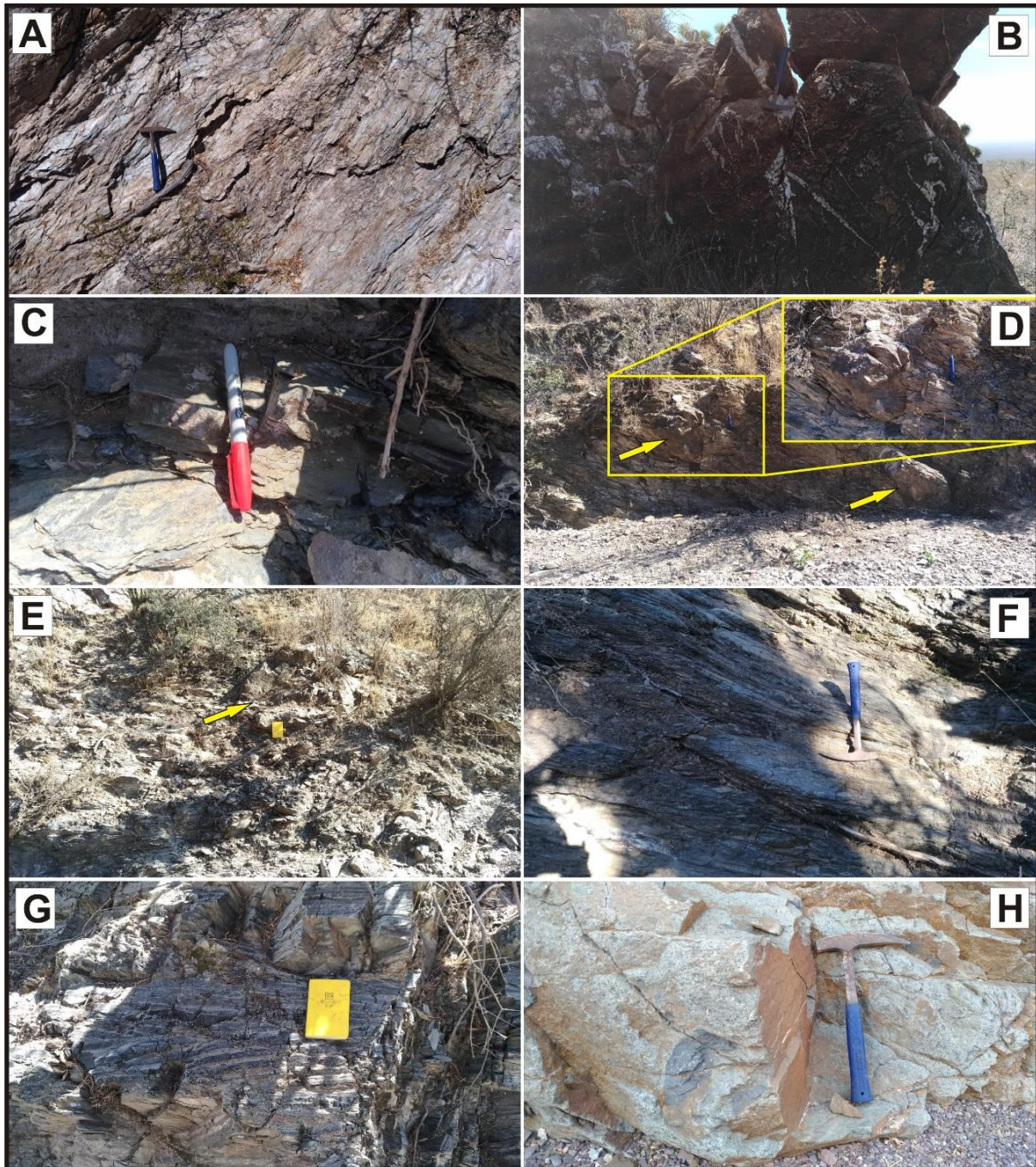


Figura 21. Se muestran afloramientos de la Formación Taray. A) Matriz de lutita pizarrosa. B) Caliza recristalizada con vetilleo. C) Lentes de caliza con laminación. D) y E) Depósitos de bloques de arenisca dentro de matriz limolítica foliada. F) y G) Intercalación rítmica de capas de arenisca y lutita, indicativo de turbiditas. H) Matriz arenosa con intraclastos de caliza de color negro.



Figura 22. Se muestran afloramientos de la Formación Taray. A) y B) Depósito de cuerpos masivos de arenisca y lutita pizarrosa. C) Bloque compuesto por talco, carbonato y serpentina. D) Pedernal de color blanco amarillento del Cerro El Pedernal. E) Roca de composición andesítica, posible dique. F) Areniscas con laminación.

Edad y correlación. Córdoba-Méndez (1964) le asigna una edad del Devónico Temprano a Pensilvánico Temprano, con base en las similitudes litológicas que presenta con respecto a las rocas paleozoicas que afloran en la región de Marathon en la parte oeste de Texas. Por su posición estratigráfica varios autores la han delimitado en su parte superior al Triásico Tardío, ya que es sobreyacida por la Formación Nazas y por la Formación Rodeo del Jurásico Temprano. Su límite inferior no aflora, por lo que su edad inferior ha sido definida con base en el contenido fósil de los distintos bloques u olistolitos que contiene esta formación, siendo designada esta fauna de crinoideos y fusulínidos al Carbonífero y Pérmico (Anderson *et al.*, 2005). Díaz-Salgado (2004) obtuvo una edad máxima de depósito de 260.2 ± 3.9 Ma a partir de zircones detríticos en areniscas de la matriz, lo que coloca a la Formación Taray en el Pérmico Medio. Por su posición estratigráfica subyaciendo a la Formación Nazas algunos

autores la han correlacionado con las formaciones triásicas de la Mesa Central que son las formaciones Zacatecas y la Ballena (López-Infanzón, 1986; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998; Silva-Romo *et al.*, 2000).

Relaciones estratigráficas. El contacto superior de la Formación Taray con la Formación Nazas es una discordancia angular (Córdoba-Méndez, 1964; Díaz-Salgado, 2004). Aunque Anderson *et al.* (2005) describen afloramientos donde el contacto entre la Formación Taray y Nazas podría ser gradual, ya que la parte superior de la primera muestra un incremento de componentes volcánicos tobáceos conforme se aproxima al contacto con la segunda, por lo que estos autores se reservan a designar el contacto como una discordancia angular.

Medio ambiente de depósito. Córdoba-Méndez (1964) describe un ambiente geosinclinal orogénico tipo *flysch*. Silva-Romo *et al.* (2000) con base en un análisis sedimentológico y de asociación de facies determinan que se depositó en un ambiente de abanico submarino medio a exterior. Díaz-Salgado (2004) concluye que esta formación se depositó en un ambiente marino profundo, posiblemente en el talud o cuenca oceánica, en un margen pasivo, y que posteriormente fue deformada en un ambiente de prisma de acreción durante el Triásico Tardío-Jurásico Temprano. Anderson *et al.* (2005) interpretan los depósitos deformados y desmembrados como un *mélange* formado en un ambiente de prisma de acreción.

1.2 Formación Rodeo (Jurásico Temprano)

Definición. Fue descrita y definida por Rogers *et al.* (1961) para describir la secuencia conformada por metasedimentos, filitas sericíticas y cloríticas, y conglomerado de cantos de pedernal y de rocas metamórficas que sobreyace de manera discordante a la Formación Caopas, en el arroyo que pasa a través de la localidad de El Rodeo, definiendo esta como su localidad tipo (Córdoba-Méndez, 1964; López-Infanzón, 1986).

Distribución. Esta formación se encuentra expuesta en ambos flancos de la Sierra de San Julián, especialmente en el camino que va de Caopas a El Rodeo. En el flanco noreste de la Sierra aflora en los bajos topográficos principalmente, y en el flanco suroeste constituye los cerros Los Bancos y el cerro El Toro (Bartolini, 1998). Los mejores afloramientos de esta formación se encuentran en las paredes del arroyo que lleva el mismo nombre y pasa por el poblado de El Rodeo, también se observa en los caminos que van hacia el noroeste y noreste del poblado (Anderson *et al.*, 1991).

Litología y espesor. López-Infanzón (1986) sugiere incluir las rocas de la base compuestas por metasedimentos dentro de la Formación Taray, y el resto de la secuencia lo describe como derrames andesíticos y tobas que fueron afectados por metamorfismo termal y cataclasis. En el área de estudio en el camino de Caopas a El Rodeo y en la localidad de El Rodeo, los afloramientos observados consisten en su base de una alternancia de andesitas porfiríticas de color verde y algunos paquetes de sedimentos o rocas volcanosedimentarias de color verde claro a café amarillento con intraclastos de hasta 3 cm de diámetro de color verde oscuro a negro (Figura 23A y B); la mayoría de la parte media y superior está conformada por andesitas porfiríticas con fenocristales de plagioclasa de hasta 7 mm de largo y de minerales máficos de hasta 3 mm de largo, así como andesitas afaníticas (Figura 23C y E); también se observan rocas porfiríticas pero con matriz de color negro pudiendo ser andesitas o latitas (Figura 23D); hacia la parte media a superior de esta formación se observan algunos horizontes de sedimentos de color verde grisáceo con lo que parece ser laminación incipiente y muy deformados (Figura 23F); finalmente se observan zonas con alto grado de deformación cizalladas en los contactos entre los distintos flujos de lava andesítica, presentándose como zonas milonitizadas con desarrollo de dos foliaciones que se cruzan formando *kink bands* en superficie y crenulación en sección transversal, como se observa en el contacto de esta formación con la Formación Caopas (Figura 23G y H). El espesor aproximado para esta unidad es de 650 m (Bartolini, 1998).

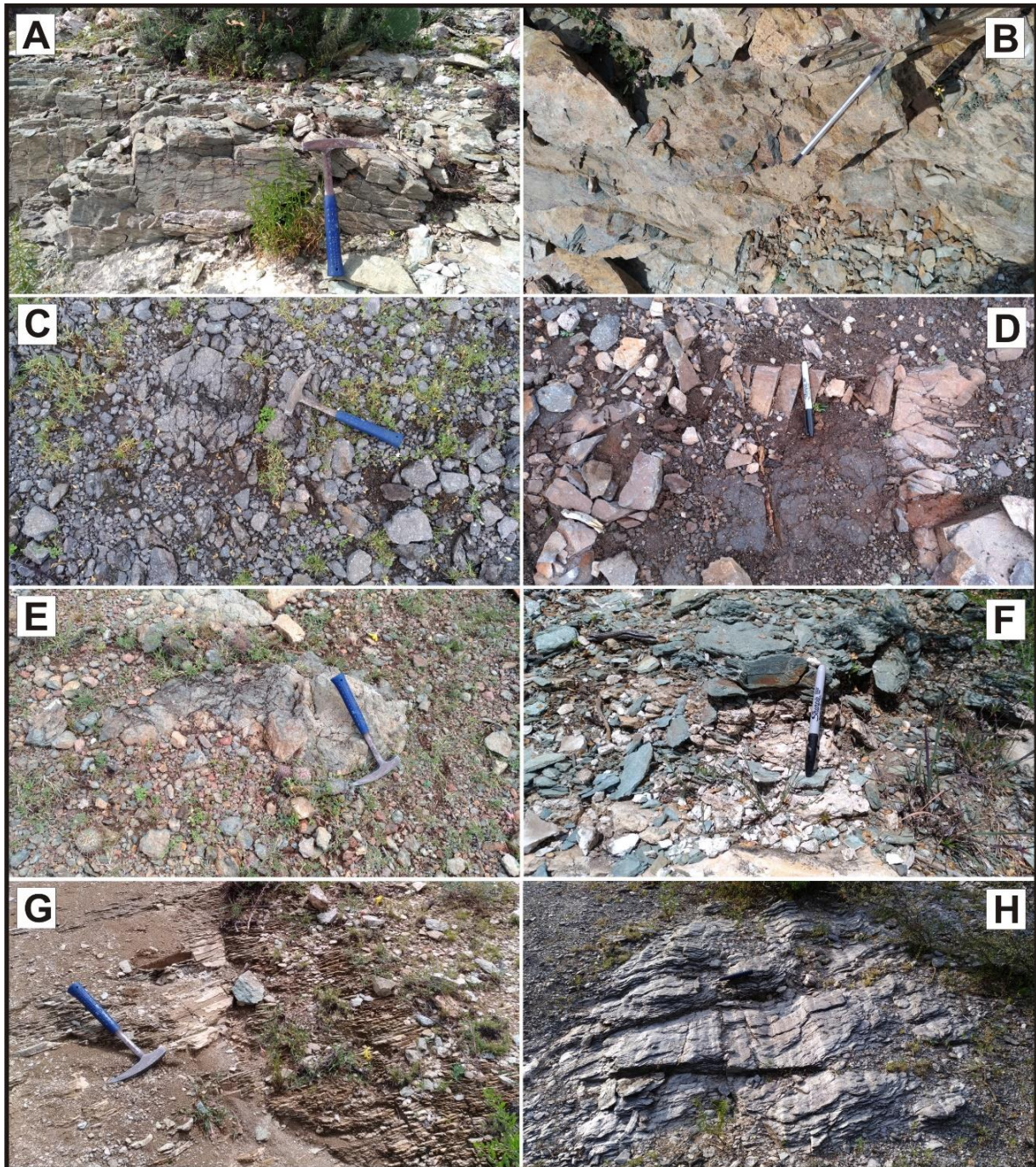


Figura 23. Se muestran afloramientos de la Formación Rodeo. A) y B) sedimentos y/o rocas volcanosedimentarias de la base con intraclastos. C) Andesitas porfíricas de color verde. D) Roca porfírica de color negro probable andesita a latita. E) Andesita porfírica de color verde. F) Zona con sedimentos deformados con tamaño de arenas. G) y H) Zonas con alto grado de deformación presentando foliaciones y desarrollo de crenulación y kink bands.

Edad y correlación. López-Infanzón (1986) determina la edad del vulcanismo de estas rocas por medio de la datación de una andesita colectada a 2.3 km al noreste de El Rodeo, a partir de hornblenda cuya edad arrojó una edad de 183 ± 8 Ma (Aleniano-Bajociano). Por su litología,

edad y posición estratigráfica López-Infanzón (1986), Anderson *et al.* (1991) y Bartolini (1998) han propuesto que se incluya como parte de la Formación Nazas del Jurásico.

Relaciones estratigráficas. Sobreyace en contacto estructural cizallado a la Formación Caopas y su contacto superior es concordante con la Formación Nazas (Bartolini, 1998). En el camino de Caopas a Rodeo se observa que el contacto entre las formaciones Caopas y Rodeo es un plano de cizalla casi horizontal, en una zona milonitizada por el contacto tectónico entre estas dos formaciones.

Medio ambiente de depósito. López-Infanzón (1986) con base en su litología, edad y posición estratigráfica propone incluir a esta formación dentro de la Formación Nazas, siendo también producto del arco continental del Jurásico que lleva el mismo nombre.

1.3 Formación Nazas (Jurásico Temprano-Medio)

Definición. Pantoja-Alor (1972) la asignó el nombre de Formación Nazas a una serie de flujos de riolitas con alternancia de sedimentos clásticos e intercalaciones de derrames piroclásticos que afloran en la región de Villa Juárez en el estado de Durango, al poniente de la Ciudad de Torreón, Coahuila.

Distribución. Se tienen registrados afloramientos en la región de Villa Juárez y Sierra de Ramírez, Durango (Pantoja-Alor, 1972; Barboza-Gudiño *et al.*, 2020); en la Sierra de Catorce, Sierra de Charcas, Presa de Santa Gertrudis, La Ballena, y El Tepozán en el estado de San Luis Potosí (Tristán-González y Torres- Hernández, 1994; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004 y 2020); en Santa María del Oro, Durango (Bartolini, 1998); en el área de Aramberri y San Marcos al sur de Galeana en el estado de Nuevo León, en la Sierra de Jimulco en el estado de Coahuila, en Caopas-Rodeo, Teyra y Sierra de San Julián-Candelaria en el estado de Zacatecas (Barboza-Gudiño *et al.*, 2020). En el área de Caopas-Rodeo la Formación Nazas aflora hacia el noreste de la localidad de El Rodeo, y en el área del Pico de Teyra se observan afloramientos en la parte noreste, noroeste y centro-oeste.

Litología y espesor. López-Infanzón (1986) realizó una descripción general de los afloramientos de la Formación Nazas en la parte noreste del estado de Zacatecas. Estos están conformados por conglomerados de rocas volcánicas, areniscas volcánicas, limolitas feldespáticas y lutitas en menor proporción, intercalados con derrames de andesitas, riolitas, traquitas y tobas; siendo más gruesos los paquetes de las rocas volcánicas con hasta 20 m de espesor, mientras que las rocas terrígenas van de unos cuantos centímetros hasta 10 m de

espesor. Para el área de Caopas-Rodeo Barboza-Gudiño *et al.* (2020) reportan un espesor de 780 m para las rocas volcánicas en su mayoría de composición félsica del área como lo son: ignimbritas en algunos casos desarrollando *fiammes* y esferulitas (Figura 24B, E y F), brechas volcánicas (Figura 24C) y tobas (Figura 24D), sin incluir el grueso paquete de andesitas de la Formación Rodeo que las subyacen. Este paquete incluye andesitas porfíricas de color café rojizo (Figura 24A).

Edad y correlación. Dado que la Formación Nazas sobreyace a las andesitas de la Formación Rodeo las cuales fueron datadas por López Infanzón (1986) obteniendo una edad de 183 ± 8 Ma (Aaleniano-Bajociano), la coloca en el Jurásico Inferior por lo menos en el Toarciano para esta región.

Relaciones estratigráficas. En el Arroyo Palo Blanco de la Sierra de Teyra sobreyace en discordancia angular a la Formación Taray, y en La Sierra de San Julián, al oriente de El Rodeo sobreyace de manera transicional a las andesitas de la Formación Rodeo; mientras tanto es sobreyacida en discordancia erosional por el conglomerado de la Formación La Joya (López-Infanzón, 1986; Barboza-Gudiño *et al.*, 2020)

Medio ambiente de depósito. Con base en estudios de campo, geoquímica y geocronología distintos autores han llegado a la conclusión de que la Formación Nazas es producto del desarrollo de un arco volcánico continental que habría iniciado su actividad hacia el límite Triásico-Jurásico y habría culminado en el Jurásico Medio, producto de subducción en el paleomargen pacífico de México (López-Infanzón, 1986; Bartollini, 1998; Barboza-Gudiño *et al.*, 2020).

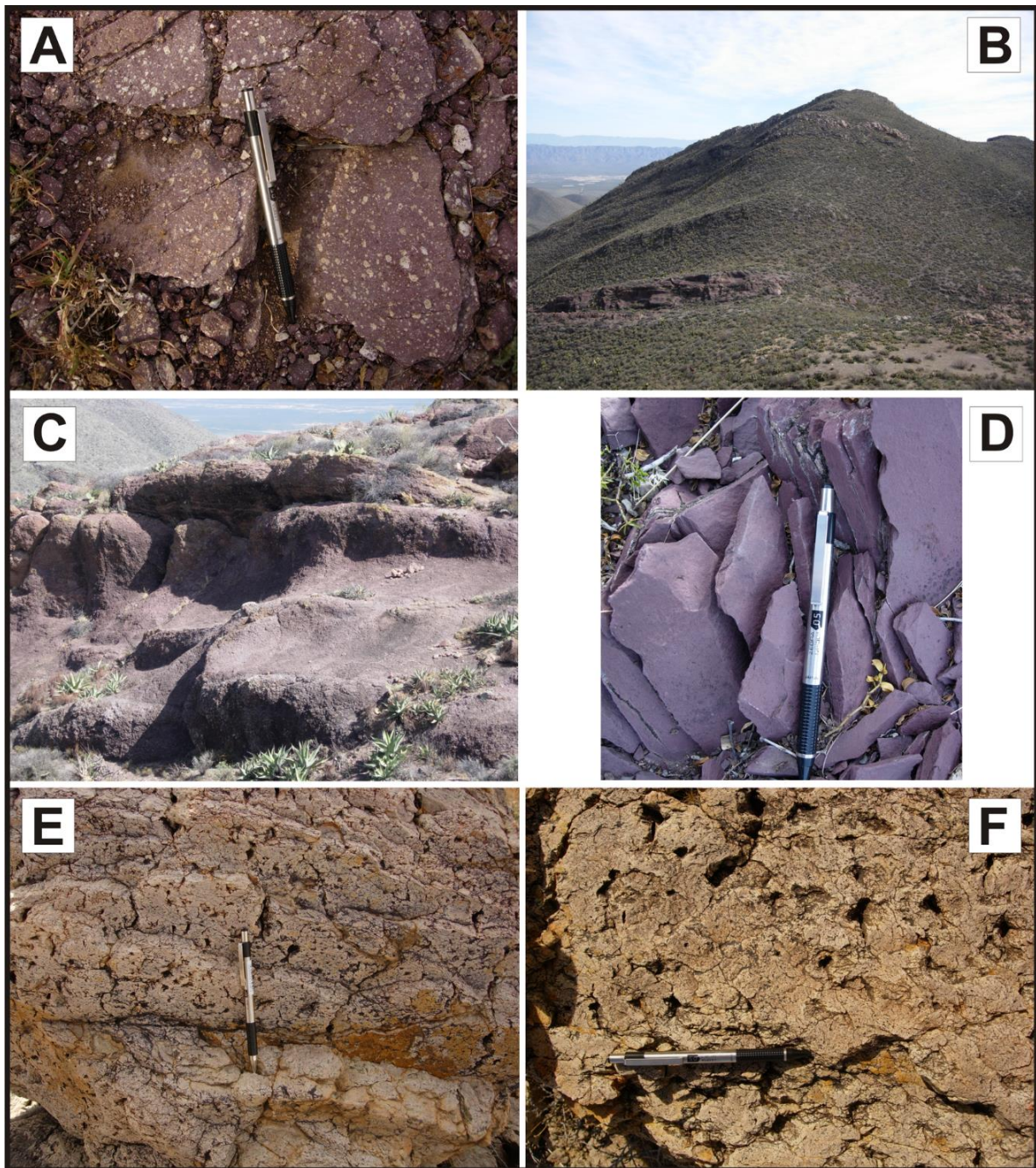


Figura 24. Se muestran afloramientos de la Formación Nazas. En A) andesita porfirítica. B) Paquete de ignimbritas hacia el noreste de la localidad de El Rodeo. C) Brecha volcánica. D) Tobas foliadas por deformación. E) y F) Ignimbrita con desarrollo de fiammes y esferulitas, respectivamente.

1.4 Formación Caopas (Jurásico Medio)

Definición. Fue definida por Rogers *et al.* (1961) para designar una secuencia de rocas esquistosas intensamente deformada que aflora en la parte oeste de la Sierra de San Julián, proponiendo su localidad tipo en el poblado de Caopas (Córdoba-Méndez, 1964).

Distribución. Aflora en la localidad de Caopas y al norte de esta, entre el Cerro El Toro y la localidad de Caopas; los mejores afloramientos de esta unidad se observan cerca de Caopas en el camino a la Herradura y también hacia el sur del Rodeo en el camino a Caopas (Córdoba-Méndez, 1964).

Litología y espesor. Córdoba-Méndez (1964) describe a la Formación Caopas como un esquisto, que se presenta como una roca silíceea muy plegada, dura y pizarrosa, de color verde que interperiza a café amarillento, consistiendo de una matriz afanítica con fenocristales de hasta 2 mm rotos, que fue sometida a metamorfismo cataclástico produciendo su estructura planar, y alterando la estructura original de la roca que él define como una metaríolita. López-Infanzón (1986) la define como una roca hipoabisal afectada por cataclasis, con una composición que varía de pórfido granítico a diorítico, que por los efectos de metamorfismo dinámico progresivo fue transformada a una asociación de protomilonitas, milonitas, ultramilonitas, filonitas y blastomilonitas. En el presente estudio se observaron afloramientos en el camino que va de Caopas a El Rodeo, y la roca se caracteriza por presentar alteración en superficie a óxidos café rojizo a amarillo ocre, con desarrollo de planos de foliación y abundante fracturamiento (Figura 25A y B). La roca contiene fenocristales de feldespatos de color blanco y alterados a arcillas de color naranja, orientados con su eje mayor paralelo a los planos de deformación, lo que le da un aspecto esquistoso (Figura 25C y D). El espesor reportado para esta unidad es de 500 m (Córdoba-Méndez, 1964).



Figura 25. Se muestran afloramientos de la Formación Caopas. A) y B) Aspecto general en el camino de Caopas a Rodeo, con fracturamiento y planos de foliación. C) y D) Zona de cizalla en el contacto de las formaciones Caopas y Rodeo.

Edad y correlación. Rogers *et al.* (1961) inicialmente le asigna una edad paleozoica mientras que Córdoba-Méndez (1964) la ubicó en el Precámbrico por su posición estratigráfica e interpretación de que era la formación más antigua en el área de Apizolaya. López-Infanzón (1986) data un derrame de andesita de la Formación Rodeo obteniendo una edad de 183 ± 8 Ma en una hornblenda, y al reconocer en campo que la Formación Caopas intrusionaba a estas andesitas le asigna una edad del Jurásico Medio. Jones *et al.* (1990 y 1995) obtienen dos edades a partir de zircones utilizando el sistema U-Pb, quedando en 165 ± 3 Ma y 158 ± 4 Ma, lo que coloca a esta formación en el Jurásico Medio. Por su edad se ha considerado como parte del evento volcánico del Arco Nazas del Jurásico, incluida por varios autores dentro de la Formación Nazas (López-Infanzón, 1986; Bartolini, 1998).

Relaciones estratigráficas. Su contacto con las formaciones Taray, Rodeo y Nazas es intrusivo (López-Infanzón, 1986). En algunas zonas el contacto con las formaciones Rodeo y Zuloaga es por fallamiento normal, fallas normales dúctiles o zonas casi horizontales que registran cizallamiento intenso (Anderson *et al.* 1991). En el camino de Caopas a Rodeo se observa que el contacto entre las formaciones Caopas y Rodeo es un plano de cizalla casi horizontal, en una zona milonitizada por el contacto tectónico entre estas dos formaciones.

Medio ambiente de depósito. Por sus características litológicas y geoquímicas, su edad y relaciones estratigráficas, distintos autores están de acuerdo en que es parte de la actividad del Arco Nazas del Jurásico Temprano a Medio, que es un arco continental (López-Infanzón, 1986; Anderson *et al.*, 1991; Bartolini, 1998; Barboza-Gudiño *et al.*, 2020).

1.5 Formación La Joya (Jurásico Medio)

Definición. Fue definida por Mixon *et al.* (1959) en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina, en el estado de Tamaulipas, con su localidad tipo en el Rancho de La Joya Verde, ubicado en el Cañón del Huizachal (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Formación La Joya Mixon *et al.*, 1959 *In* Servicio Geológico Mexicano, Léxico Estratigráfico [en línea]).

Distribución. Dentro del área de estudio aflora hacia la parte noreste de la localidad de El Rodeo, mientras que hacía al sur a los alrededores del Pico de Teyra no se observan afloramientos. Anderson *et al.* (1991) reconoce varios afloramientos en el perímetro del alto de San Julián entre las formaciones Nazas y Zuloaga.

Litología y espesor. Hacia el noreste de la localidad de El Rodeo se caracteriza por ser un conglomerado polimítico compuesto de fragmentos de rocas volcánicas de color rojo claro, café claro y gris claro, así como fragmentos de cuarzo lechoso (Figura 26), y hacia su cima se observa arenisca de grano medio a grueso de color rojo con abundante cuarzo. En el área de Caopas-Rodeo tiene un espesor aproximado de 60 a 70 m (Barboza-Gudiño *et al.*, 2020).



Figura 26. Se muestra afloramiento de la Formación La Joya hacia la parte noreste del área de estudio.

Edad y correlación. Con base en análisis geocronológico de zircones detríticos Rubio-Cisneros y Lawton (2011) en el área del Valle del Huizachal reportan una edad máxima del

depósito de 163.6 ± 2.6 Ma en la base de esta formación, mientras que en la Sierra de Catorce Barboza-Gudiño *et al.* (2012) obtiene una edad máxima del depósito de 166 Ma, y por su parte Pérez-Casillas (2018) 167 Ma en la misma sierra. En el área de estudio debido a que sobreyace a la Formación Nazas y subyace a la Formación Zuloaga se le asigna una edad del Jurásico Medio preoxfordiana, como en otras localidades donde se observan relaciones similares con las mismas unidades.

Por su edad se puede correlacionar con la Formación Minas Viejas en el noreste de México, aunque en algunas zonas la subyace, con las formaciones Tepexic y Cahuasas en Hidalgo y Yucuñuti en Oaxaca. También se puede correlacionar con la Formación Loann-Werner en el estado de Texas, Estados Unidos (Barboza-Gudiño *et al.*, 2012).

Relaciones estratigráficas. En el área de estudio hacia el noreste de la localidad de El Rodeo sobreyace en discordancia erosional a la Formación Nazas y es sobreyacida de manera transicional por la Formación Zuloaga.

Medio ambiente de depósito. Barboza-Gudiño *et al.* (2004) interpretaran como ambiente de depósito rellenos aluviales que varían desde abanicos hasta planicies aluviales y posiblemente depósitos lagunares y marinos hacia el tope.

1.6 Formación Zuloaga (Jurásico Tardío)

Definición. Imlay (1938) la define como caliza Zuloaga en el estado de Zacatecas en la parte norte del poblado de Melchor Ocampo, constituida por caliza de estratificación gruesa, presentándose en capas de color gris, con presencia de nódulos de pedernal negro en algunas secciones hacia su cima, y de manera localizada algunas capas contienen bivalvos, gasterópodos o corales preservados pobremente.

Distribución. En el área de Caopas-Rodeo aflora hacia el noreste de la localidad de El Rodeo, mientras que para el área de los alrededores del Pico de Teyra aflora en las partes noreste, noroeste y centro-oeste.

Litología y espesor. Anderson *et al.* (1991) la describen como caliza de color gris compuesta por un miembro inferior conformado por capas delgadas y un miembro superior conformado por estratos de 1 m o más de espesor, separados por una discordancia estructural representada por un horizonte de colapso y brecha tectónica, por la presencia inicial de yeso entre ambos miembros que posteriormente fue disuelto. En el área de Caopas-Rodeo se caracteriza por estratos de hasta 50 cm de espesor, presentándose como caliza de color gris

claro con vetillas de calcita, intemperizando a superficies de color café a amarillo ocre (Figura 27). Córdoba-Méndez (1964) reporta un espesor de 500 m para el área de Apizolaya.



Figura 27. Se muestra afloramiento de la Formación Zuloaga hacia la parte noreste del área de estudio.

Edad y correlación. En su localidad tipo en el poblado de Melchor Ocampo Imlay (1938) le asigna una edad oxfordiana en el Jurásico Tardío (Anderson *et al.*, 1991) y Córdoba-Méndez (1964) por su posición estratigráfica subyaciendo a la Formación La Caja del Kimmeridgiano-Tithoniano le asigna también una edad del Oxfordiano. Por su edad y posición estratigráfica se puede correlacionar con las formaciones La Gloria, Olvido y Minas Viejas del norte y noreste de México (Córdoba-Méndez, 1964; Tristán-González y Torres-Hernández, 1994).

Relaciones estratigráficas. Sobreyace de manera transicional a la Formación La Joya y en otras zonas sobreyace de manera discordante a la Formación Nazas y Taray con la presencia de una brecha basal compuesta por fragmentos de estas dos formaciones con matriz calcárea, mientras que hacia su cima es sobreyacida de manera transicional por la Formación La Caja (Córdoba-Méndez, 1964).

Medio ambiente de depósito. Córdoba-Méndez (1964) le asigna un ambiente de depósito de zona sublitoral interior desarrollándose en un mar somero de aguas cálidas, con base en la presencia de moluscos y corales.

2. SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS MEDIDAS

Uno de los objetivos principales del presente trabajo fue la cartografía geológico-estructural de las diferentes áreas de estudio, reconociendo las distintas unidades y los contactos entre ellas, así como las estructuras presentes de deformación y sedimentación. Para lograr este objetivo se realizaron varias secciones o caminamientos en las localidades donde afloran las rocas de interés, marcando contactos y muestreando las unidades más representativas. A partir de las secciones estratigráficas medidas se generaron los mapas geológico-estructurales a escala 1:10,000, y se trazaron secciones geológicas con la misma escala. A continuación, se describen por localidades las unidades y estructuras reconocidas, presentando el mapa geológico-estructural junto con secciones geológicas.

2.1 Caopas-Rodeo

Para el área de Caopas-Rodeo se hicieron caminamientos con dirección SW-NE partiendo de la localidad de El Rodeo en el contacto entre las formaciones Caopas y Rodeo. Las unidades reconocidas en esta localidad fueron de la más antigua a la más joven como sigue (Mapa geológico-estructural Figura 28): la Formación Rodeo que consiste de flujos de andesita porfirítica (JRap) de color verde con abundantes fenocristales de feldespatos, flujos de lava andesítica porfirítica con abundante contenido de feldespatos y minerales máficos o ferromagnesianos (JRapm), flujos de lava andesítica afanítica (JRaa) y paquetes de sedimentos arenosos limolíticos a conglomeráticos de color gris verdoso (JRs); la Formación Nazas (JNz) que consiste de un paquete de flujos de andesitas, ignimbritas, tobas y brechas volcánicas; la Formación Caopas (JCa) que consiste de una roca ígnea félsica con abundantes fenocristales de feldespato, presentando deformación y desarrollo de planos de foliación; zonas de cizalla (Zcz) que consisten de salvanda a milonitas que se formaron entre los contactos de los distintos paquetes de rocas volcánicas, siendo la más importante y extensa la que se formó en el contacto entre las formaciones Caopas y Rodeo; la Formación la Joya (JmJ) que consiste de conglomerado polimíctico de color rojo; y la Formación Zuloaga (Js) que consiste de calizas de color gris.

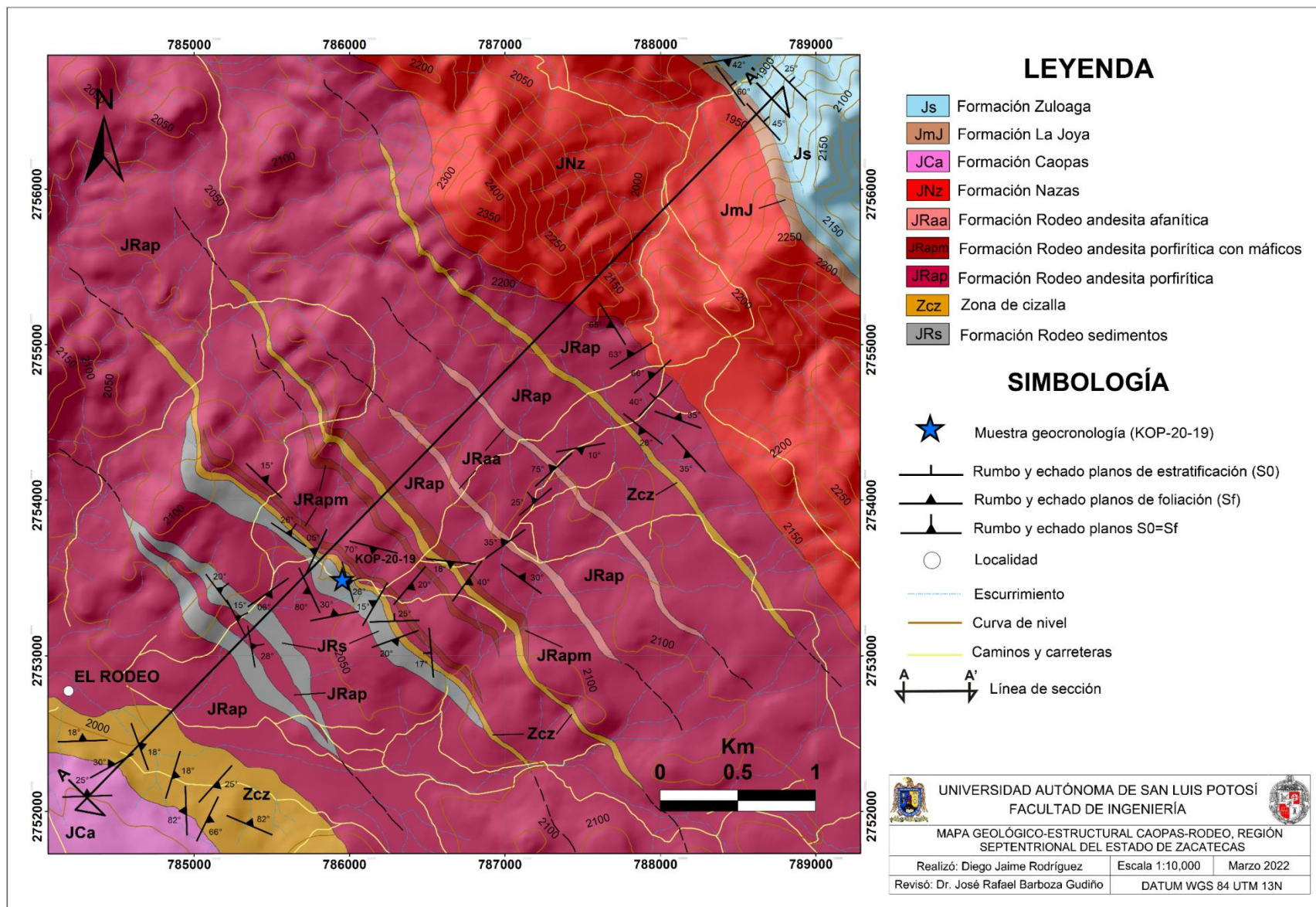


Figura 28. Se muestra mapa geológico-estructural para el área de Caopas-Rodeo.

Sección A-A' (SW-NE)

Para esta localidad se trazó una sección geológica con dirección SW-NE 044° azimutal (Figura 29) observándose las siguientes unidades partiendo desde el SW hacia el NE: parte superior de la Formación Caopas cerca del contacto con la Formación Rodeo, donde se aprecia muy deformada e intemperizada con un color café naranja y con los fenocristales de feldespatos alterados parcialmente a arcillas, sobreyaciendo se encuentra una zona de cizalla que representa el contacto entre las formaciones Caopas y Rodeo, esta consiste de salvanda a rocas milonitizadas de color verde claro a grisáceo conteniendo fenocristales rotados, planos de foliación y desarrollo de cuarzo de segregación también rotado, continuando la sucesión se encuentra la Formación Rodeo, iniciando con andesitas de color verde porfíricas con abundantes fenocristales de feldespatos (JRap), sobreyaciendo se encuentran sedimentos arenosos a conglomeráticos con aspecto volcanoclástico (JRs), luego nuevamente se encuentran las andesitas porfíricas (JRap), sobreyaciendo se encuentran otra vez sedimentos arenosos a conglomeráticos (JRs) y las andesitas porfíricas (JRap), luego se observa un horizonte más delgado de los sedimentos (JRs) sobreyacido por una zona de cizalla (Zcz), continuando la sucesión se encuentran andesitas porfíricas (JRap) sobreyacidas por andesitas porfíricas con abundante contenido de minerales máficos (JRapm), luego continúan las andesitas porfíricas con abundantes feldespatos (JRap) hasta que vuelven a aparecer las andesitas porfíricas con abundantes minerales máficos (JRapm), sobreyaciendo se encuentra una zona de cizalla (Zcz) sobreyacida por otro paquete de andesitas porfíricas con abundante contenido de minerales máficos, sobreyaciendo hay una intercalación de andesitas porfíricas (JRap) y dos paquetes de andesitas afaníticas (JRaa), la parte superior de la Formación Rodeo termina con andesitas porfíricas (JRap) y una zona de cizalla (Zcz) separando dos paquetes de estas; sobreyaciendo a estas andesitas se encuentra el paquete de rocas volcánicas de la Formación Nazas (JNz) que incluyen andesitas, brechas volcánicas, ignimbritas y tobas; terminando la sección se encuentra el conglomerado polimíctico de la Formación La Joya (JmJ), sobreyacida por calizas de la Formación Zuloaga (Js). Cabe destacar que el contacto entre los distintos paquetes de andesitas de la Formación Rodeo son zonas de cizalla, pero solo se dibujaron o trazaron las de mayor espesor para su representación en el mapa. Otro aspecto importante a destacar es el contraste en el grado de deformación que presenta la Formación Rodeo con respecto a la Formación Nazas, en la cual el cizallamiento afecta a toda la sucesión y se observa de manera clara en los contactos entre los diferentes paquetes que conforman a la primera, llegando a desarrollar

horizontes potentes conformados por salvanda o rocas milonitizadas, mientras tanto la Formación Nazas no presenta desarrollo de cizallamiento y su estilo de deformación es similar al de la cubierta del Jurásico Superior-Cretácico, por lo que probablemente el evento que deformó la sucesión de la Formación Rodeo es más temprano al depósito de la Formación Nazas o posiblemente se trate de un proceso que solo afectó a la Formación Rodeo actuando de manera localizada; en el apartado de análisis de la deformación se aborda con más detalle este aspecto.

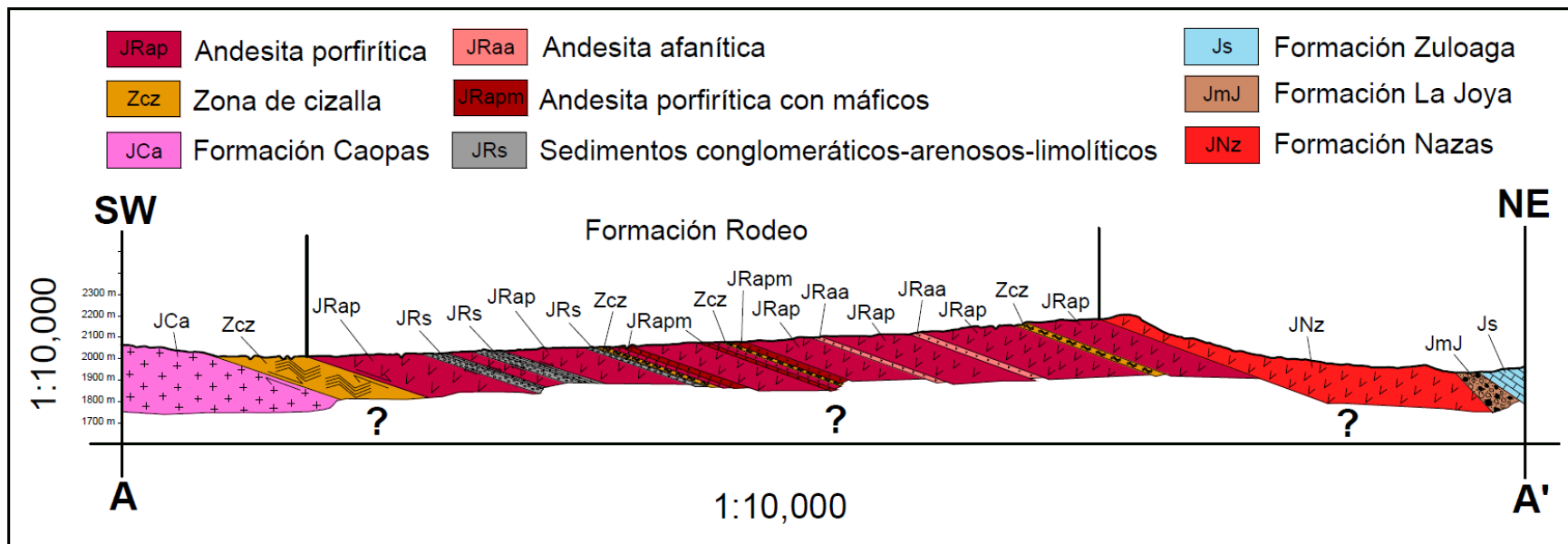


Figura 29. Se muestra sección geológica para el área de Caopas-Rodeo con dirección SW-NE, 044° azimuthal, viendo desde el sureste.

2.2 Pico de Teyra

Esta zona comprende los alrededores hacia el noroeste del Pico de Teyra; para realizar la cartografía se hicieron dos secciones con orientación ENE. Las unidades que afloran en esta área son de la más antigua a la más joven como sigue (Mapa geológico-estructural Figura 30): la Formación Taray (PTar), que consiste de un depósito caótico de bloques en matriz, donde la matriz está conformada por depósitos masivos de lutita pizarrosa y arenisca, en algunas zonas se observan depósitos de turbiditas con intercalación de lutitas y areniscas a limolitas, los bloques son de areniscas, calizas, rocas volcánicas de composición intermedia a máfica, y rocas metamórficas con protolitos ígneos de composición intermedia a máfica; las demás unidades son la Formación Nazas (JNz), Formación Zuloaga (Js), Intrusivo Pico de Teyra con edad Cretácico-Paleógeno (InK-E), basalto Neógeno (NBa), y sedimentos del Cenozoico (CzS). Para esta zona se realizaron dos secciones geológicas con orientación WSW- ENE.

Sección B-B' (SW-NE, WNW-ENE)

Esta sección tienen una orientación inicial SW-NE 030° azimuthal y después hace un giro de WNW-ENE 077° azimuthal (Figura 31) para lograr cruzar el mayor número de datos posibles. Esta sección inicia con los depósitos de la Formación Nazas (JNz), que es sobreyacida por las calizas de la Formación Zuloaga (Js), continuando la sucesión se encuentra la Formación Nazas en contacto por falla normal con los depósitos de la Formación Taray (PTar) que consiste de lutita pizarrosa de color gris oscuro a negro, siguiendo la dirección de la sección se observa un bloque de algunas decenas de metros conformado por talco y carbonatos, en donde se observó un trabajo minero, siguiendo la sucesión se observa un bloque de caliza silicificada de algunos metros, continuando la sucesión se observan algunos depósitos de bloques en matriz, en los cuales los bloques son de decenas de centímetros hasta algunos metros de arenisca y caliza dentro de matriz limolítica a arenosa, finalmente sobreyaciendo a la Formación Taray se observa otra vez a la Formación Nazas y esta a su vez es sobreyacida por la Formación Zuloaga. A profundidad es probable que se encuentre el intrusivo Pico de Teyra que aflora hacia el sureste del área de estudio.

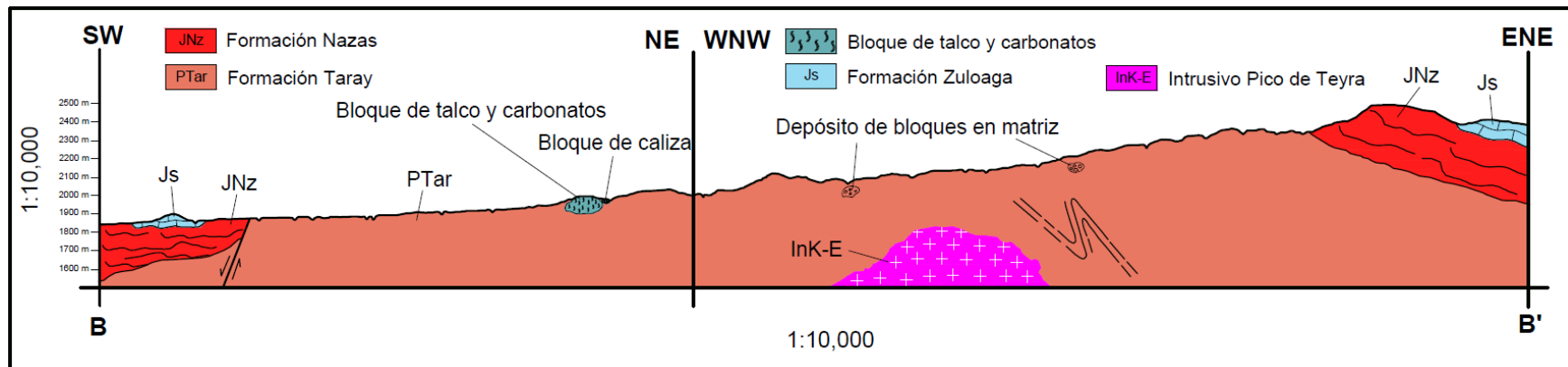


Figura 31. Se muestra sección geológica B-B' con orientación SW-NE en el primer tramo y girando en el segundo tramo de WNW a ENE, para el área de los alrededores hacia el NW del Pico de Teyra, viendo desde el sureste.

Sección C-C' (SW-NE)

Esta sección tiene una orientación SW-NE 057° azimuthal (Figura 32), partiendo del SW se observa a la Formación Nazas (JNz) sobreyacida por las calizas de la Formación Zuloaga (Js), continuando la sección se observa a la Formación Nazas en contacto por falla normal con la Formación Taray (PTar), la Formación Taray consiste de una matriz de lutita pizarrosa conteniendo algunos bloques, siguiendo la dirección de la sección se observa un bloque de pedernal de color blanco amarillento de algunos cientos de metros y alrededor de este bloque se observan pequeños afloramientos de algunos metros de rocas ígneas en particular una conformada en su mayoría por piroxenos y la otra es una andesita, también se observan algunos depósitos de bloques en matriz, en los cuales los bloques son de arenisca y calizas de decenas de centímetros a algunos metros de diámetro dentro de matriz limolítica a arenosa, por los datos de estratificación levantados se infiere que la estructura interna de la Formación Taray es muy desordenada y con diferentes tipos de pliegues, algunos mas cerrados y otros mas abiertos y recostados, continuando la sección se observa a la Formación Nazas sobreyaciendo de manera discordante a la Formación Taray. A profundidad se infiere la presencia del intrusivo Pico de Teyra (InK-E) que aflora hacia el sureste del área de estudio.

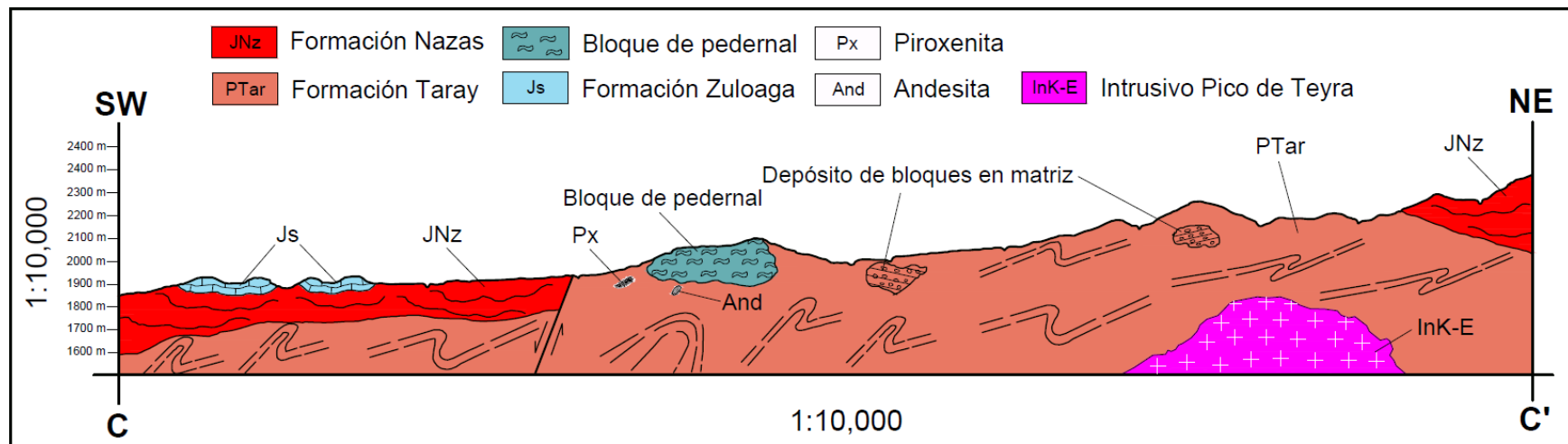


Figura 32. Se muestra sección geológica C-C' con orientación SW-NE para el área de los alrededores hacia el NW del Pico de Teyra, viendo desde el sureste.

3. ANÁLISIS DE DEFORMACIÓN

Para la realización del análisis de deformación los datos se proyectaron en estereogramas y se determinaron los tres esfuerzos diferenciales y la DTT, para identificar diferentes grupos de datos y correlacionarlos con los eventos de deformación regionales descritos por autores previos. A continuación, se muestran los estereogramas divididos por localidades o áreas de estudio con su descripción e interpretación:

3.1 Sección Caopas-Rodeo

Para el área que comprende las localidades de Caopas y Rodeo, los datos estructurales medidos fueron de estratificación (S0), foliación (Sf), y planos de *kink bands* (KB). Los datos S0 del área de Caopas-Rodeo fueron tomados en sedimentos de la Formación Rodeo y en los depósitos de las formaciones La Joya y Zuloaga (Figura 33). En el diagrama de círculos mayores y polos de la Figura 34A, se muestran los datos S0 totales. Se identificaron dos grupos diferentes de datos S0: el primero presenta rumbos preferenciales WSW, teniendo un plano axial de plegamiento aproximadamente ESE. Al proyectar el círculo π y su polo correspondiente se determinaron los tres esfuerzos diferenciales quedando: $\sigma_1=272^\circ/17^\circ$, $\sigma_2=009^\circ/10^\circ$ y $\sigma_3=147^\circ/61^\circ$, con dirección de transporte tectónico (DTT) hacia el SE aproximadamente 098° azimutal (Figura 34B). Por la orientación del plano axial y su DTT, esta generación de plegamiento correspondería probablemente con un evento anterior a la Orogenia Laramide pero posterior al evento del límite Triásico-Jurásico, por lo que podría estar relacionado al evento de deformación producido por la acreción de terrenos que ocurrió a inicios del Cretácico Tardío, representando alguna de las fases iniciales del Orógeno Mexicano (Fitz-Díaz *et al.*, 2018). El segundo grupo presenta rumbos preferenciales NW-SE, teniendo un plano axial de plegamiento hacia el NW. Al proyectar el círculo π y su polo correspondiente se determinaron los tres esfuerzos diferenciales quedando: $\sigma_1=063^\circ/27^\circ$, $\sigma_2=331^\circ/03^\circ$ y $\sigma_3=235^\circ/63^\circ$, con DTT hacia el NE, aproximadamente 061° azimutal (Figura 34C). Por la orientación del plano axial y su DTT, esta generación de plegamiento correspondería con alguna de las fases del evento de acortamiento regional de la Orogenia Laramide u Orógeno Mexicano, que afectó a las unidades de la CMCM, y que presenta una DTT que puede variar de NE a E, y muy cerca del área de estudio también puede orientarse hacia el N en el sector transversal de Parras.



Figura 33. Se muestran afloramientos donde se pudo reconocer estratificación o pseudoestratificación (S0). A) Afloramiento de los sedimentos de la Formación Rodeo. B) Estratos de caliza de la Formación Zuloaga. C) Afloramiento de la Formación La Joya.

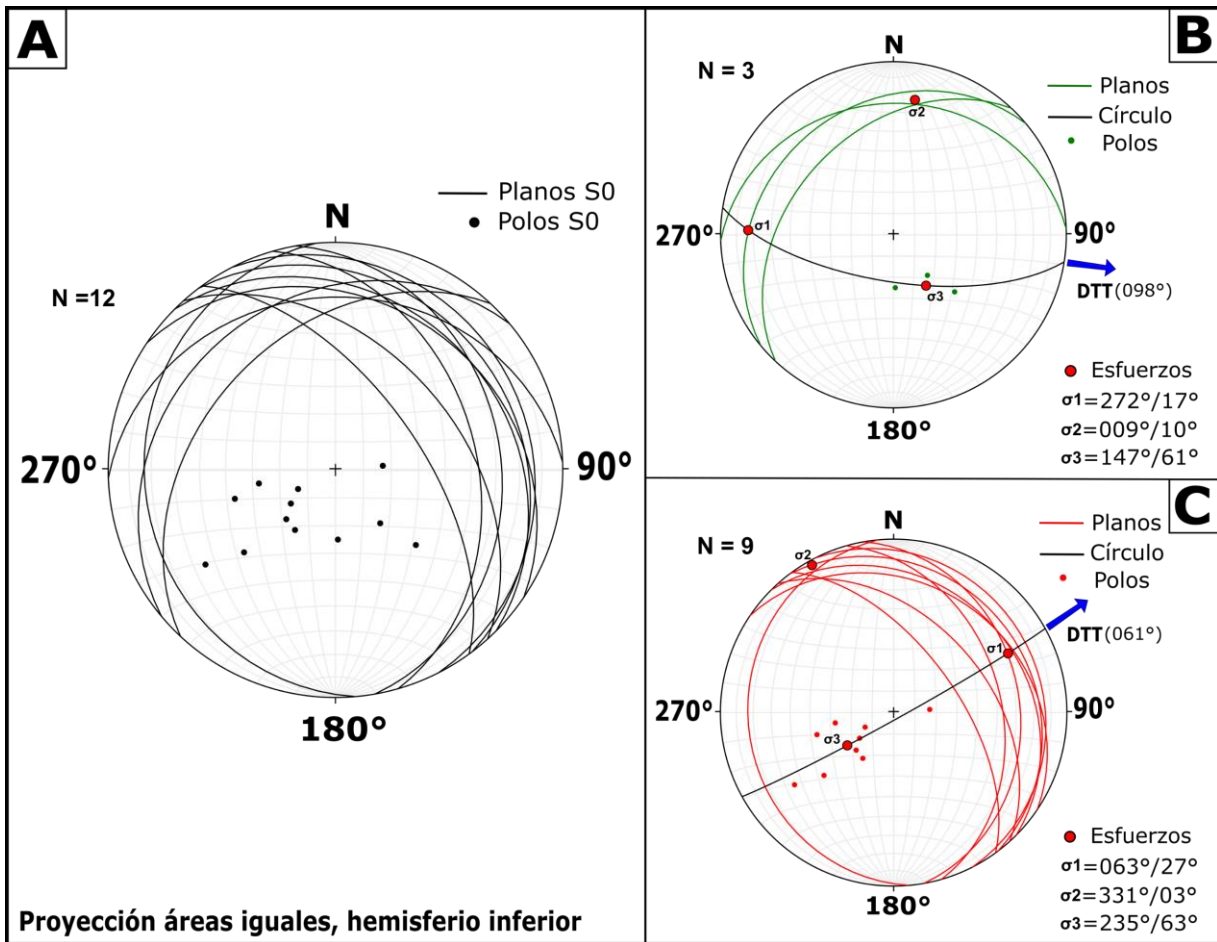


Figura 34. Se muestra diagrama de círculos mayores y polos con datos S0 tomados en las localidades de Caopas y El Rodeo, indicándose los tres esfuerzos diferenciales y la dirección de transporte tectónico.

Los planos de foliación o clivaje fueron tomados principalmente en la Formación Rodeo que se presenta muy deformada observándose distintos planos de clivaje tanto en los sedimentos y rocas volcánicas como en las zonas de cizalla. El tipo de clivaje observado es continuo y en algunas zonas se observa pizarroso (Figura 35B, C y D) y en otras filítico ya que los planos se observan más irregulares (Figura 35A). En lámina delgada se confirma que el clivaje es

continuo y penetrativo, y desarrolla incipiente plegamiento tipo *kink* y crenulación (Figura 35E y F). En detalle en lámina delgada se pueden distinguir los dominios de clivaje conformados por micas y óxido intercalándose con los microlitones con límites mal definidos conteniendo cristales de cuarzo principalmente (Figura 35F).

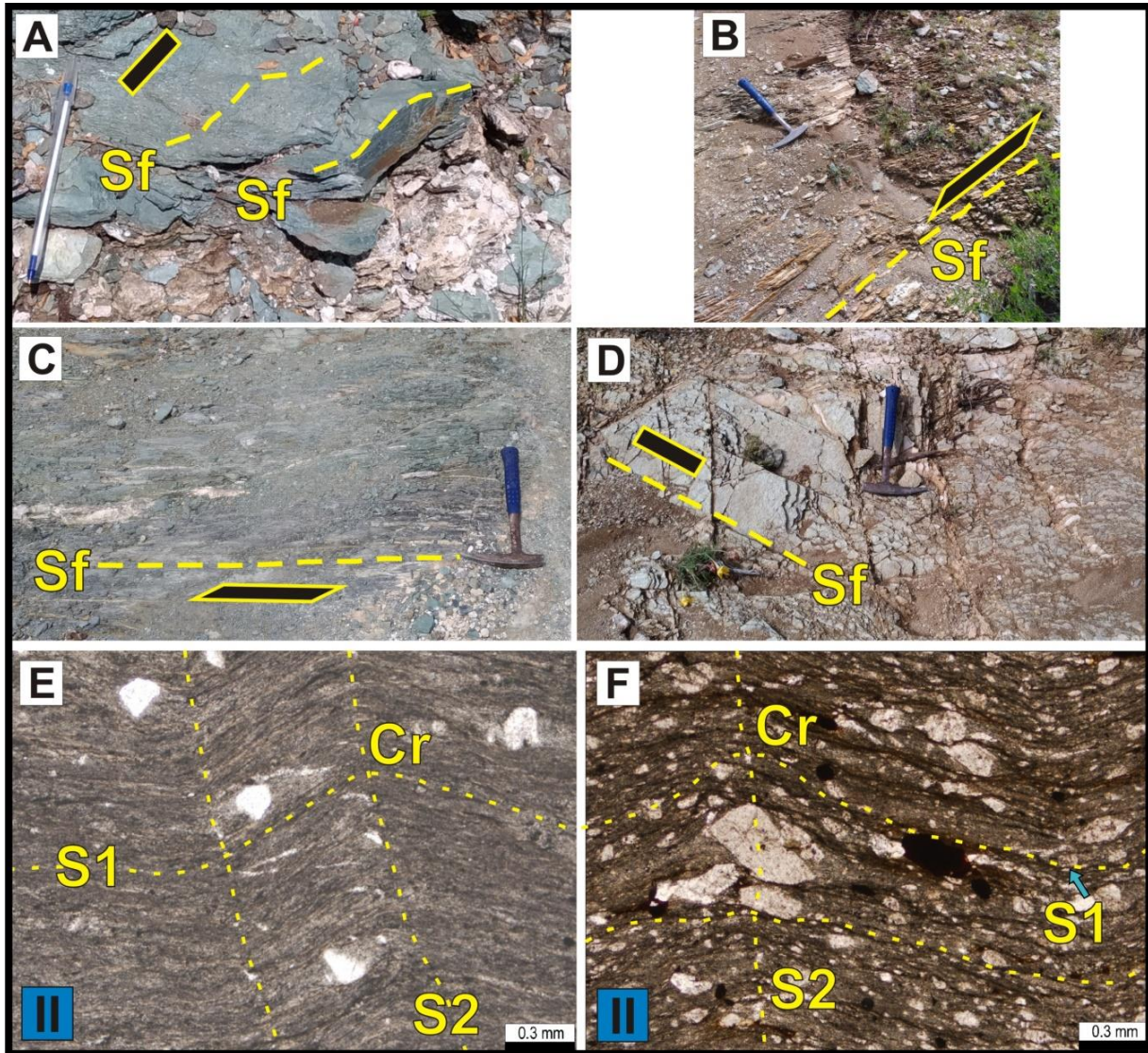


Figura 35. Se muestran en A, B, C y D afloramientos de la Formación Rodeo que presentan planos de foliación y que le imprimen un aspecto filítico a las rocas, lo que junto con el intemperismo hace a las rocas de esta formación un tanto deleznales. En E y F se muestra en lámina delgada planos de foliación y crenulación.

En la Figura 36A se muestran todos los datos de foliación con sus polos, y a partir de ahí se distinguen tres grupos principales según su orientación preferencial. Dado que los planos de foliación o clivaje generalmente se forman de manera perpendicular a la dirección de máximo acortamiento o compresión (Sharpe, 1847; Sorby, 1856 *In* Davis, 2012), se utilizarán para

determinar los esfuerzos diferenciales y DTT, y serán utilizados como representantes de distintas generaciones de plegamiento. El primero (Figura 36B) presenta rumbos preferenciales hacia el ENE y hacia el WSW, con dirección de su plano axial hacia el ENE. Al proyectar el círculo π y su polo correspondiente se determinaron los tres esfuerzos diferenciales quedando: $\sigma_1=171^\circ/11^\circ$, $\sigma_2=081^\circ/00^\circ$ y $\sigma_3=350^\circ/78^\circ$, con dirección de compresión máxima casi NNW-SSE, con probable DTT hacia el NNW. El segundo (Figura 36C) presenta rumbos preferenciales hacia el SE y el NW, con dirección de su plano axial hacia el NW. Al proyectar el círculo π y su polo correspondiente se determinaron los tres esfuerzos diferenciales quedando: $\sigma_1=060^\circ/23^\circ$, $\sigma_2=329^\circ/04^\circ$ y $\sigma_3=229^\circ/67^\circ$, con dirección de compresión máxima SW-NE, con probable DTT hacia el NE. Finalmente el tercero (Figura 36D) presenta rumbos preferenciales hacia el NE y el SW, con dirección de su plano axial hacia el NE. Al proyectar el círculo π y su polo correspondiente se determinaron los tres esfuerzos diferenciales quedando: $\sigma_1=312^\circ/10^\circ$, $\sigma_2=043^\circ/03^\circ$ y $\sigma_3=150^\circ/80^\circ$, con dirección de compresión máxima NW-SE, con probable DTT hacia el SE. Con base en las direcciones de compresión máxima y probable DTT, el primer grupo de datos correspondería con el evento de deformación que inició hacia límite Triásico-Jurásico, que produjo la subducción de la placa de Kula debajo de Norteamérica, y que dio origen al Arco Nazas; el segundo grupo correspondería con alguna de las fases de la Orogenia Laramide del Cretácico Tardío-Paleógeno, y el tercero correspondería con un evento anterior a la Orogenia Laramide pero posterior al evento del límite Triásico-Jurásico, por lo que podría estar relacionado al evento de deformación producido por la acreción de terrenos que ocurrió a inicios del Cretácico Tardío, representando estos dos últimos grupos dos fases del Orógeno Mexicano (Fitz-Díaz *et al.*, 2018).

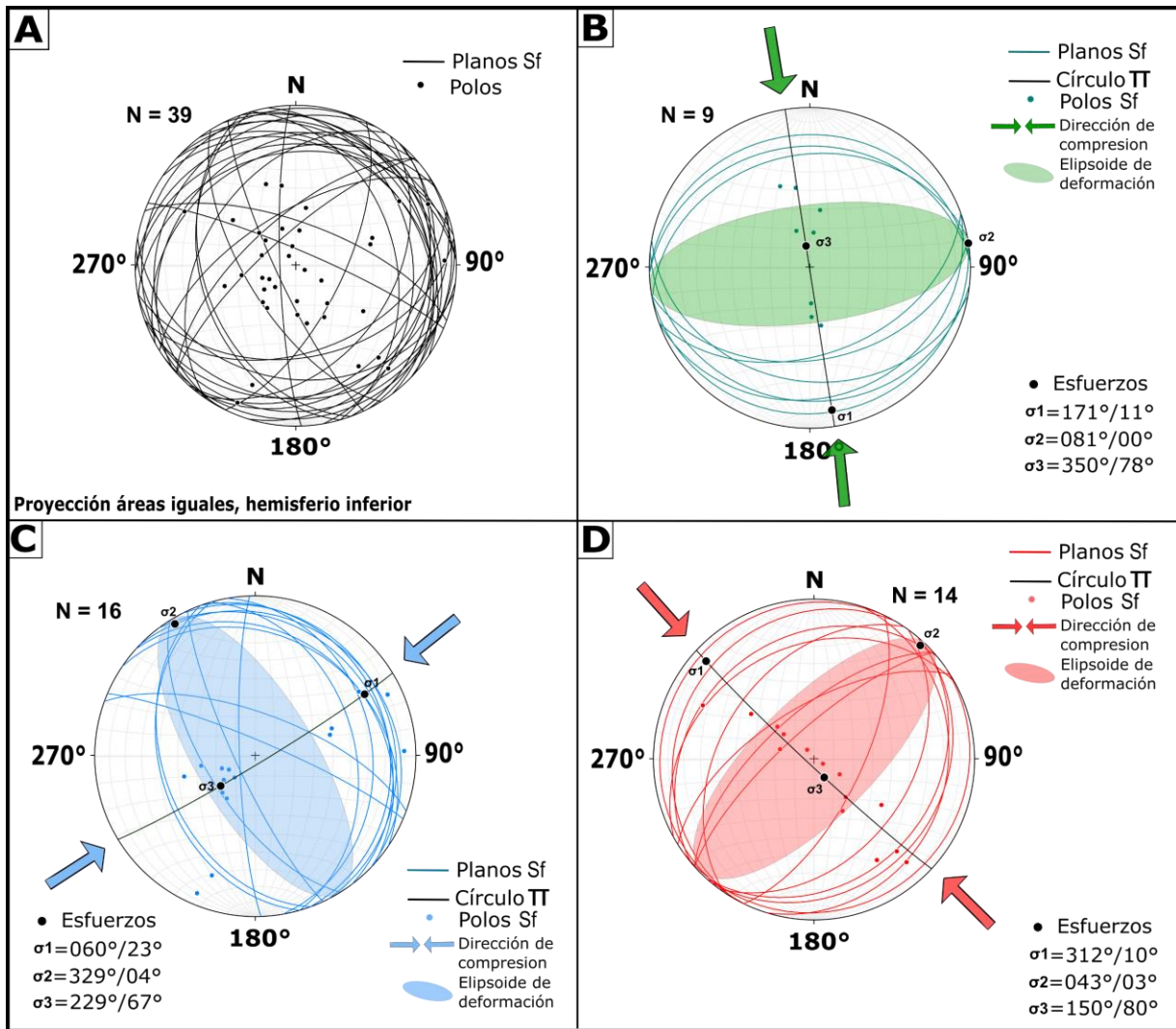


Figura 36. Se muestran diagramas de círculos mayores y polos. En A datos totales Sf tomados en las localidades de Caopas y El Rodeo, y en B, C y D cada grupo de manera individual indicándose los tres esfuerzos diferenciales, elipsoide de deformación y la dirección de mayor compresión.

Plegamiento tipo *kink*

En los afloramientos de la Formación Rodeo como ya se mencionó antes, se reconocieron zonas de cizalla en las cuales se pudo observar desarrollo de plegamiento tipo *kink* y en algunas zonas acompañado por crenulación (Figura 37A y B). El plegamiento tipo *kink* es sinistral ya que los escalones parecen descender de derecha a izquierda (Figura 37B), y tomando en cuenta el sentido general de la cizalla observada que es derecha esta inferencia puede ser correcta, ya que una cizalla dextral produce plegamiento tipo *kink* sinistral (Davis, 2012). En lámina delgada se lograron reconocer *kink bands* notándose claramente sus límites (Figura 37C y D).

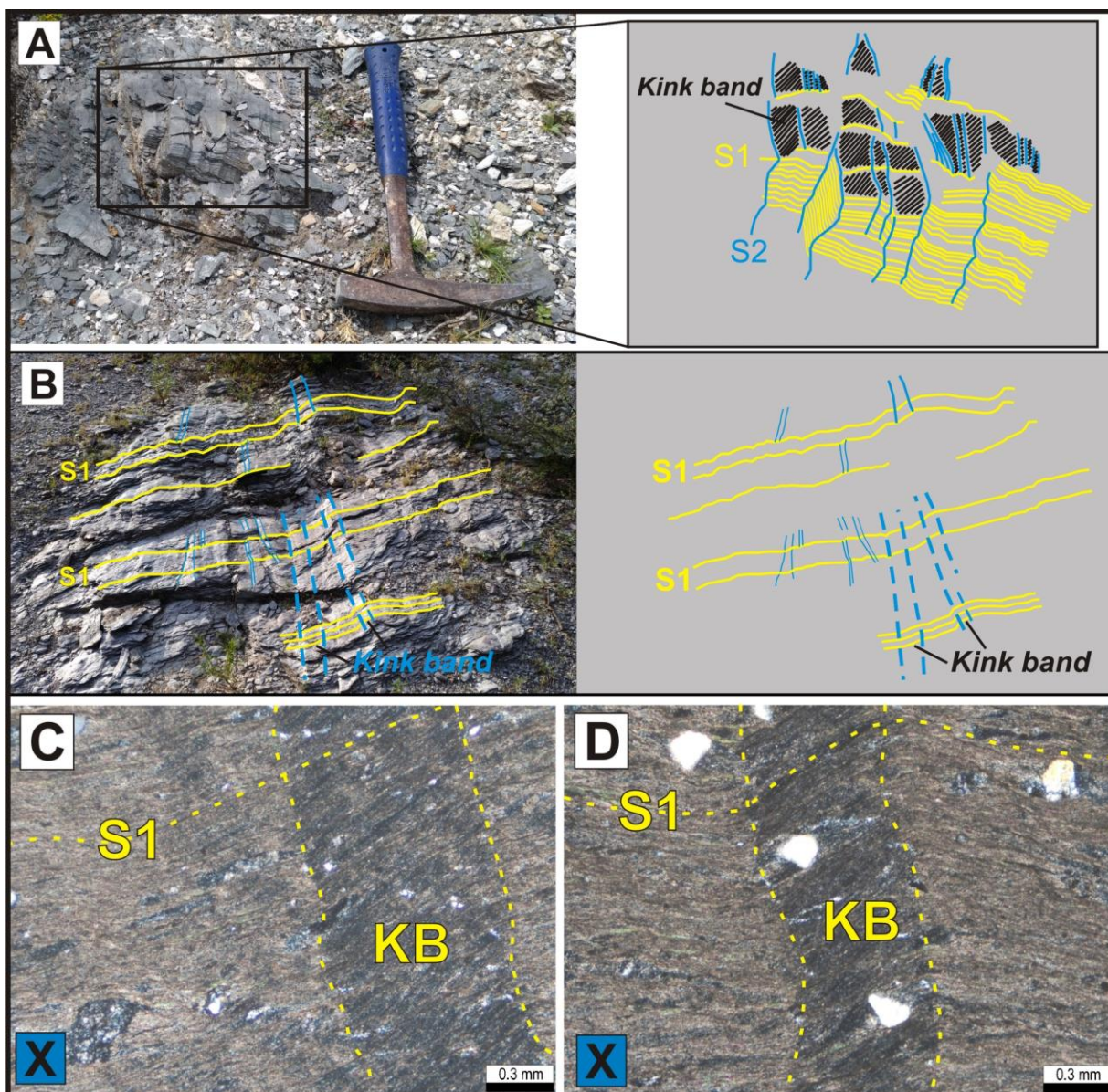


Figura 37. Se muestran en A y B afloramientos con desarrollo de kink bands en zonas de cizalla entre los paquetes de la Formación Rodeo, con una representación en caricatura de sus planos de foliación de las kink bands, nótese que en A también se observa desarrollo de crenulación. En C y D se muestra en lámina delgada desarrollo de kink bands en la muestra KOP-20-19. Foliación 1 (S1), foliación 2 (S2), kink band (KB)

En el diagrama de círculos mayores y polos de la Figura 38A, se muestran los datos totales de kink bands observados en la zona de cizalla en el contacto de las formaciones Caopas y Rodeo y en las zonas de cizalla entre los paquetes de la Formación Rodeo. Según sus rumbos preferenciales se pueden distinguir dos grupos principales, el primero (Figura 38B) con orientación SE-NW y el segundo con orientación NE-SW (Figura 38C).

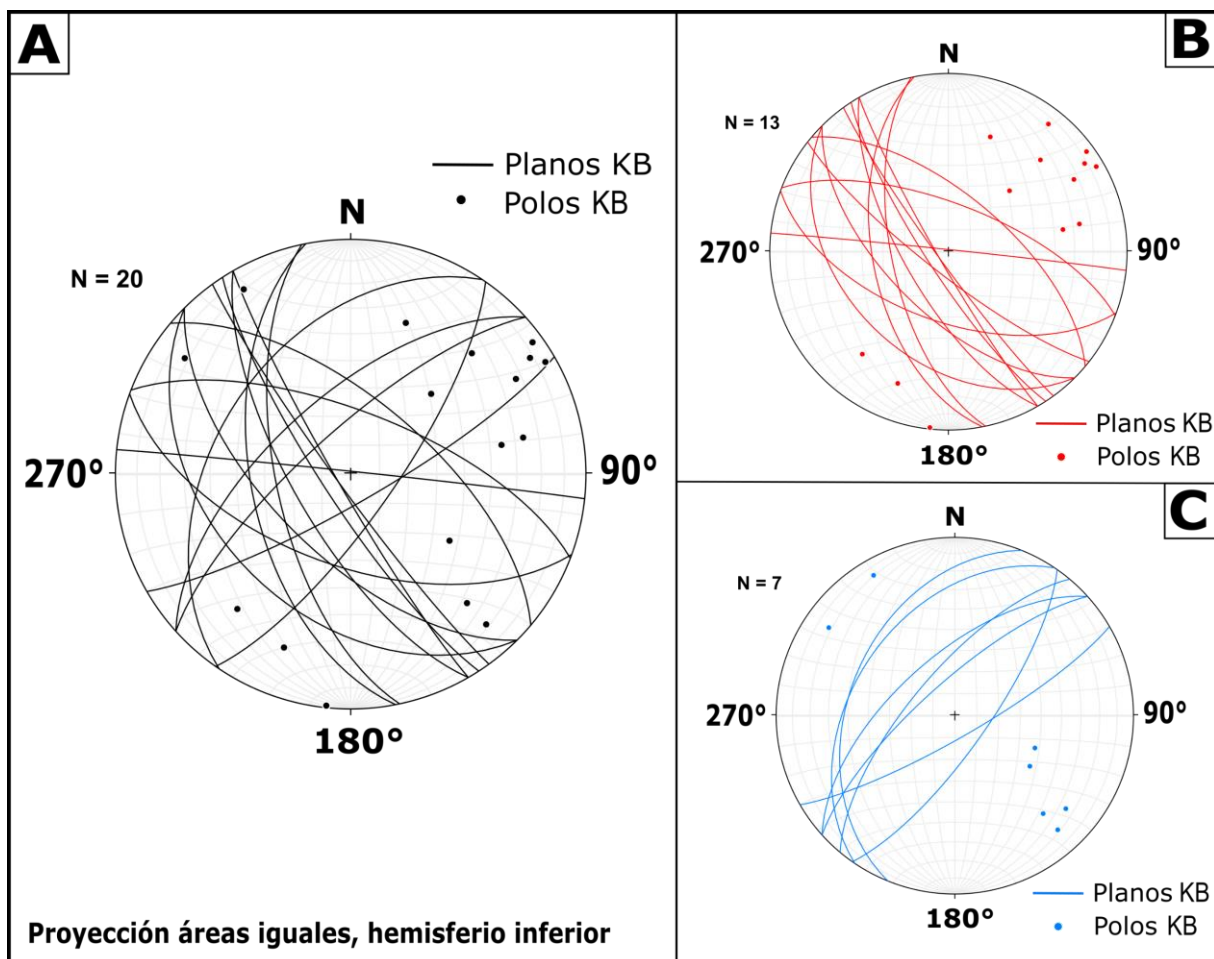


Figura 38. Diagramas de círculos mayores y polos con datos de kink bands. En A se muestran datos totales de kink bands y en B y C, se separan por grupos según su orientación.

3.2 Sección alrededores parte noroeste del Pico de Teyra

Para los alrededores hacia el noroeste del Pico de Teyra los datos estructurales levantados fueron de estratificación o pseudoestratificación (S0) y de foliación (Sf), observados principalmente en las areniscas y limolitas de la matriz de la Formación Taray (Figura 39).



Figura 39. Se muestran afloramientos de la Formación Taray donde se pudieron reconocer datos S0.

En el diagrama de círculos mayores y polos de la Figura 40A se muestran los datos S0 totales pertenecientes a la Formación Taray. Se identificaron dos grupos diferentes de datos S0: el primero presenta rumbos preferenciales ENE a ESE, teniendo un plano axial de plegamiento aproximadamente hacia el E-W. Al proyectar el círculo π y su polo correspondiente se determinaron los tres esfuerzos diferenciales quedando: $\sigma_1=205^\circ/53^\circ$, $\sigma_2=097^\circ/13^\circ$ y $\sigma_3=359^\circ/34^\circ$, con DTT hacia el NNE aproximadamente 007° azimutal (Figura 40B). Por la orientación del plano axial y de DTT, esta generación de plegamiento correspondería con el evento de deformación del límite Triásico-Jurásico. El segundo grupo de datos presenta rumbos preferenciales hacia el NE y SW, teniendo un plano axial de plegamiento hacia el NE. Al proyectar el círculo π y su polo correspondiente se determinaron los tres esfuerzos diferenciales quedando: $\sigma_1=297^\circ/19^\circ$, $\sigma_2=204^\circ/10^\circ$ y $\sigma_3=088^\circ/68^\circ$, con DTT hacia el SE, aproximadamente 114° azimutal (Figura 40C). Por sus características este grupo de datos S0 correspondería con el evento de deformación producido por la acreción de terrenos de la base del Cretácico Tardío o bien una de las fases iniciales de deformación del Orógeno Mexicano. Como se ha observado en rocas triásicas de la CMCM, hay un registro de deformación con plegamiento con orientación de su plano axial casi E-W, con DTT hacia el N, en el caso del área del Pico de Teyra los datos representados por el primer grupo presentan características muy similares, por lo que probablemente se trate del mismo evento de deformación con edad Triásico Tardío-Jurásico Temprano descrito anteriormente.

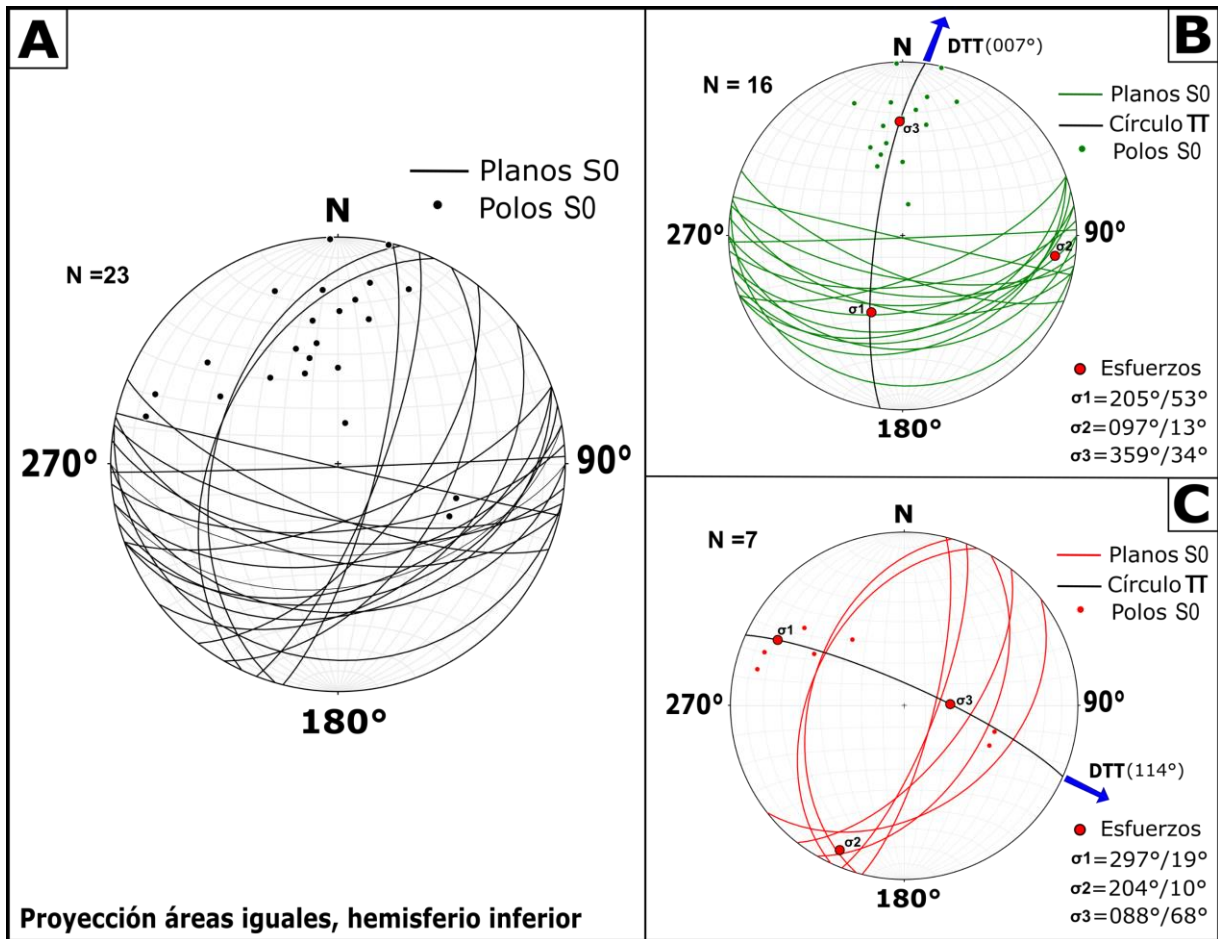


Figura 40. Se muestra diagrama de círculos mayores y polos con datos S0 tomados en los alrededores del Pico de Teyra hacia el noroeste, indicándose los tres esfuerzos diferenciales y la dirección de transporte tectónico.

Los datos de foliación o clivaje fueron tomados principalmente en las lutitas pizarrosas y areniscas de la matriz de la Formación Taray, y en algunos de los bloques observados como el de talco y carbonatos (Figura 41). El tipo de clivaje observado fue principalmente continuo de tipo pizarroso principalmente en las lutitas y filítico en menor medida, siendo en algunas zonas concordante con la estratificación dándole a la roca la propiedad de fisilidad (Figura 41B). Acompañando al clivaje principal se observó un clivaje menos marcado y más separado de tipo disyuntivo espaciado presentándose oblicuo al primero (Figura 41B, C y D).

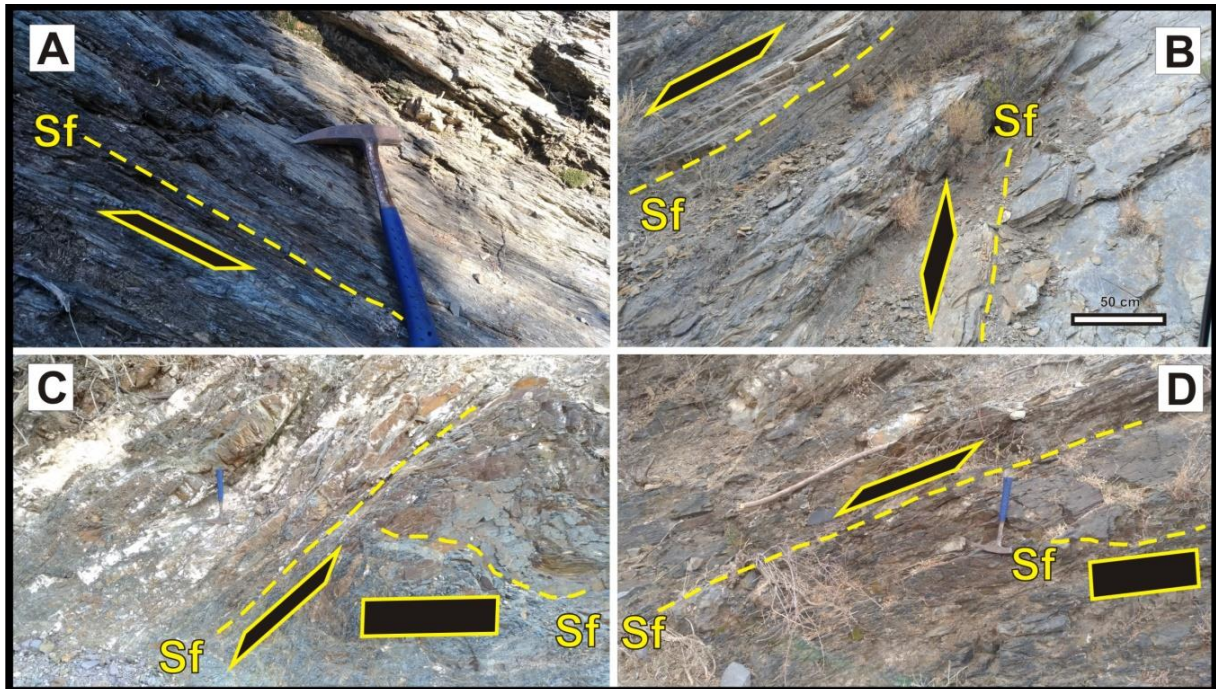


Figura 41. Se muestran afloramientos de la Formación Taray donde se observa desarrollo de foliación, con representación de la disposición de sus planos.

En el diagrama de círculos mayores y polos de la Figura 42A se muestran todos los datos de foliación levantados en la Formación Taray. En esta formación se reconocieron cuatro grupos según su orientación preferencial. El primero (Figura 42B) presenta rumbo preferenciales hacia el ENE. Al proyectar el círculo π y su polo correspondiente se determinaron los tres esfuerzos diferenciales quedando: $\sigma_1=150^\circ/49^\circ$, $\sigma_2=247^\circ/06^\circ$ y $\sigma_3=342^\circ/40^\circ$, con dirección de compresión máxima NNW-SSE, con probable DTT hacia el NNW. El segundo grupo (Figura 42C) presenta rumbo preferenciales hacia el ESE-WNW, al proyectar el círculo π y su polo correspondiente se determinaron los tres esfuerzos diferenciales quedando: $\sigma_1=197^\circ/52^\circ$, $\sigma_2=105^\circ/02^\circ$ y $\sigma_3=013^\circ/38^\circ$, con dirección de compresión máxima hacia el NNE-SSW, con probable DTT hacia el NNE. El tercer grupo (Figura 42D) presenta rumbo preferenciales hacia el NE y el SW, al proyectar el círculo π y su polo correspondiente se determinaron los tres esfuerzos diferenciales quedando: $\sigma_1=117^\circ/61^\circ$, $\sigma_2=209^\circ/01^\circ$ y $\sigma_3=299^\circ/29^\circ$, con dirección de compresión máxima NW-SE, con probable DTT hacia el SE. El cuarto grupo presenta rumbo preferenciales hacia el NW (Figura 42E), al proyectar el círculo π y su polo correspondiente se determinaron los tres esfuerzos diferenciales quedando: $\sigma_1=277^\circ/34^\circ$, $\sigma_2=175^\circ/17^\circ$ y $\sigma_3=063^\circ/51^\circ$, con dirección de compresión máxima WSW-ENE, con probable DTT hacia el ENE. A partir de los rumbo preferenciales y probable DTT, el primer y segundo grupo correspondería con el evento de deformación del límite Triásico-Jurásico; mientras el tercer

grupo correspondería con el evento de deformación producido por la acreción de terrenos de a inicios del Cretácico Tardío o bien una de las fases iniciales del Orógeno Mexicano, y el cuarto grupo correspondería con alguna de las fases de la Orogenia Laramide o del Orógeno Mexicano.

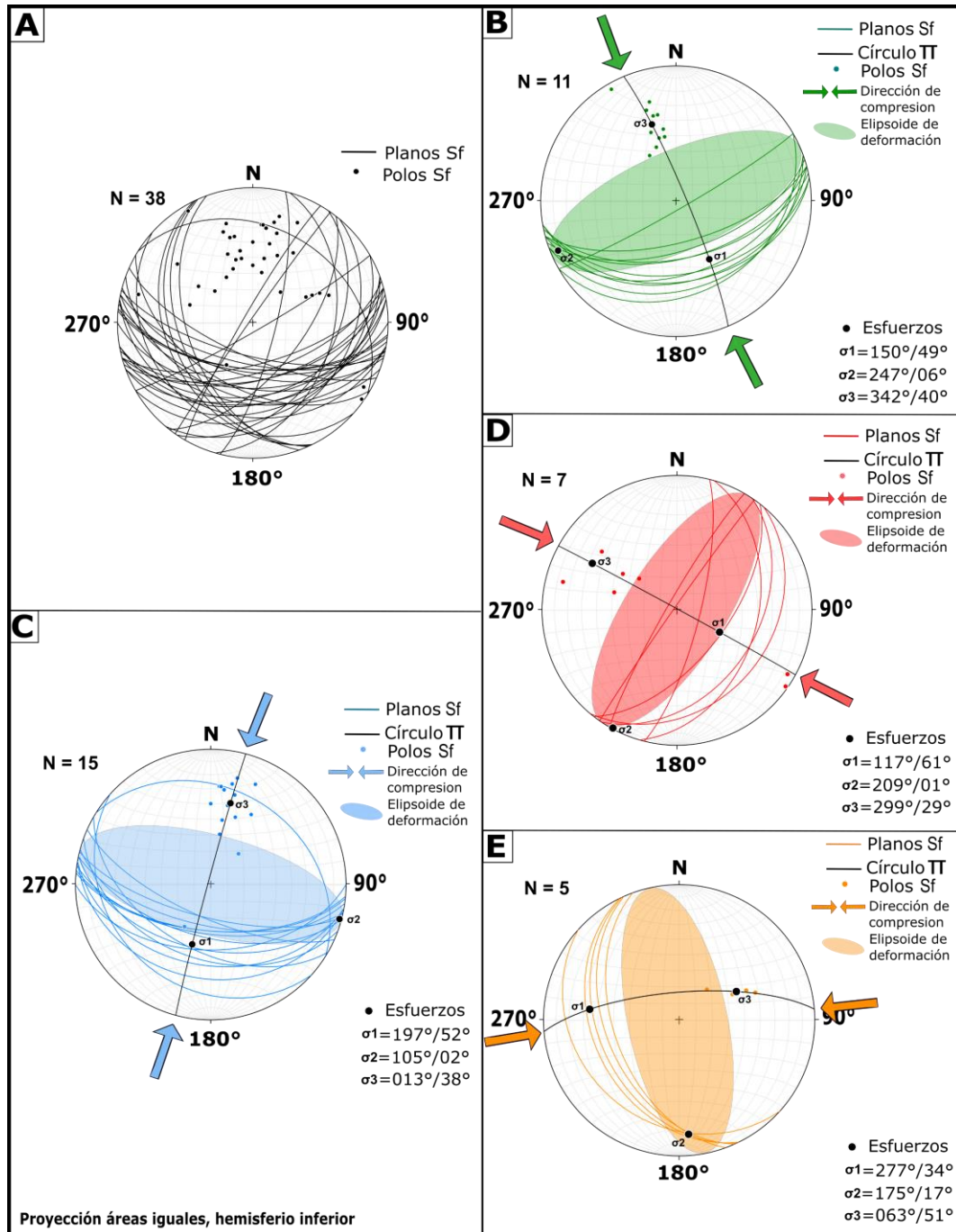


Figura 42. Se muestran diagramas de círculos mayores y polos con datos de foliación de la Formación Taray. En A datos totales Sf tomados en los alrededores al NW del Pico de Teyra, y en B, C y D cada grupo de manera individual indicándose los tres esfuerzos diferenciales, elipsoide de deformación y la dirección de mayor compresión.

3.3 Cizallamiento presente en la Formación Rodeo

La Formación Rodeo presenta un grado y estilo de deformación diferente a las formaciones Taray y Nazas, el cual parece corresponder con cizallamiento extremo producto del deslizamiento entre los distintos paquetes que la conforman, por el empuje ejercido por la Formación Caopas al momento de emplazarse. A continuación, se describen las estructuras de cizalla identificadas en estas zonas tanto a escala de afloramiento como al microscopio.

Zonas de cizalla en el contacto entre las formaciones Caopas y Rodeo, y entre los paquetes de la Formación Rodeo

Como ya se mencionó el contacto entre las formaciones Caopas y Rodeo es una zona de cizalla que contiene rocas trituradas, cuyo grado de deformación aumenta de sus límites exteriores hacia su parte central. La cima de la Formación Caopas presenta trituración de los fenocristales y la matriz dándole un aspecto en muestra de mano milonitizado con alineación y fracturamiento de los fenocristales, que se alinean de forma paralela a las estrías de cizalla (Figura 43A). Estas estrías corresponden con la dirección de deslizamiento provocado por la cizalla. Continuando hacia adentro de la zona de cizalla se observa también desarrollo de estrías o superficies C y de manera perpendicular a estas se desarrollan *kink bands* siendo probablemente también sinistral por la forma en que descienden sus escalones de derecha a izquierda (Figura 43B). Con un acercamiento a detalle se puede observar en sección en la zona de cizalla como la roca se encuentra muy triturada, distinguiéndose planos relativamente horizontales de cizalla hacia la cima, y hacia abajo en la roca triturada se presentan planos de foliación o cizalla secundarios con un ligero ángulo respecto a los planos principales y de formas irregulares dándole un aspecto sigmoidal a la roca triturada. Dentro de esta zona triturada se alcanzan a identificar lentes elípticos a sigmoidales de cuarzo de segregación de color blanco lechoso a ligeramente morado, presentándose inclinados hacia la izquierda. Pudiendo ser producto del relleno de fracturas que se formaron por la cizalla y una vez que se abrieron estas fracturas fueron rellenadas y rotadas conforme la cizalla continuó (Figura 43C). A partir de la identificación de los planos de cizalla principal relativamente horizontales, las estrías y el cuarzo de segregación se infiere que el sentido de la cizalla es dextral así como la forma en que actuaron los esfuerzos diferenciales, y esto es ilustrado en la Figura 43D, siendo σ_1 casi paralelo al eje largo de los lentes sigmoidales de cuarzo y σ_3 perpendicular a este eje, correspondiendo con la zona de máximo acortamiento y de máxima extensión respectivamente.

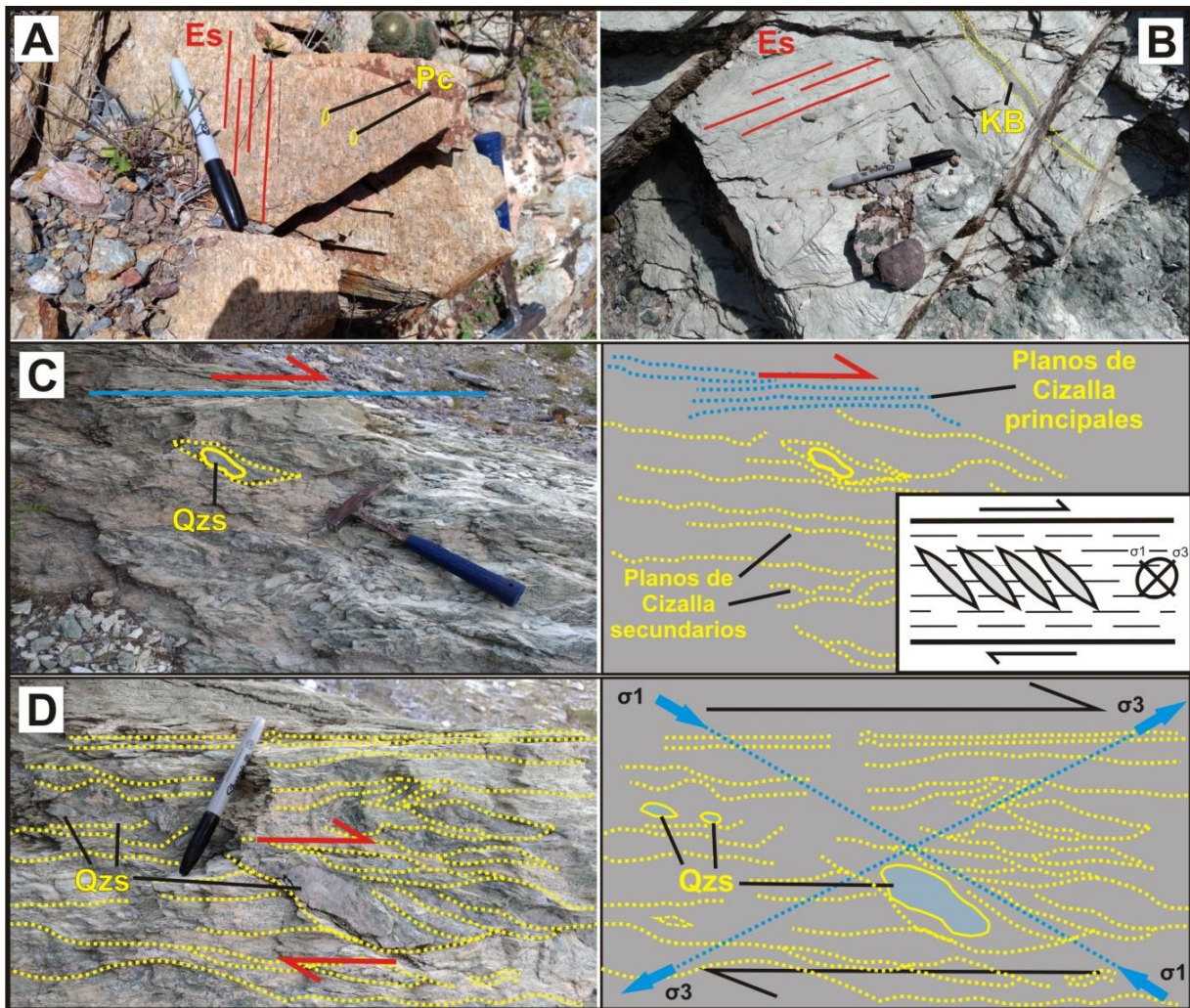


Figura 43. Se muestran afloramientos de la zona de cizalla en y entre las formaciones Caopas y Rodeo. En A se observa parte superior de la Formación Caopas con presencia de estrías (Es) por cizalla y porfiroclastos (Pc) alineados paralelos a estas estrías. En B se observa zona milonitizada con presencia de estrías por cizalla y desarrollo de kink bands. En C se observa zona de cizalla principal entre las formaciones Caopas y Rodeo donde la roca está triturada y se observa el plano principal de la zona de cizalla y los planos internos deformados y ligeramente oblicuos, con una representación en caricatura de los planos de cizalla y como se desarrollan fracturas para posteriormente ser rellenadas por cuarzo de segregación (Qzs). En D se observa detalle de la zona de cizalla principal donde se observa la roca triturada y desarrollo de planos de cizalla principales y secundarios, con presencia de cuarzo de segregación (Qzs) con rotación permitiendo inferir el sentido de la cizalla.

Al observar en lámina delgada las rocas que conforman las distintas zonas de cizalla se pudieron observar características propias de las zonas de cizalla. Primeramente, se identificaron porfiroclastos de plagioclasa, feldespato y cuarzo desarrollando distintas estructuras relacionadas a las zonas de cizalla como los son porfiroclastos rotados, microfallados y recrystalizados al grado de desarrollar “alas” de minerales como cuarzo y micas microcristalinos en sus bordes, estos últimos son designados con el nombre de algunas letras

griegas porque sus formas se asemejan (Simpson y Schmid, 1983; Passchier y Simpson, 1986; Passchier, 1987, 1994; Passchier y Trouw, 2005; Davis, 2012, ver Anexo teórico digital análisis de deformación). Los porfiroclastos de plagioclasa se presentan rotados con sentido dextral desarrollando crecimiento de micas en parte de sus bordes, así como minerales microcristalinos en parte de sus bordes y en el espacio que separa en este caso a los dos porfiroclastos (Figura 44A). También se observan porfiroclastos con crecimientos de “alas” producto de flujo provocado por la cizalla pudiendo inferirse de que tipo de porfiroclasto se tratan, identificándose porfiroclastos de plagioclasa con desarrollo de “alas” compuestas por minerales micáceos de forma sigmoidal tratándose de un objeto tipo σ (Figura 44B); también se identificaron porfiroclastos de cuarzo con desarrollo de “alas” de minerales micáceos y cuarzo microcristalino de manera regular o simétrica identificándose como objetos tipo Φ (Figura 44C y F); también se observó un porfiroclasto de feldespato alcalino que es segmentado por varias fallas observándose crecimiento de minerales microcristalinos en los espacios de estas fallas, y por las características de estas fallas y el acomodo de los fragmentos del feldespato parece ser que tienen un sentido antitético con respecto al sentido de cizalla de la roca (Figura 44D); otra característica importante que fue identificada fue el crecimiento de micas en los planos de foliación desarrollándose de manera importante en algunas zonas (Figura 44E, I, H); también es importante destacar como todas estas características pueden ser producto de flujo cataclástico y posible milonitización, observándose como fluyeron la matriz y los porfiroclastos, desarrollándose los planos de foliación y los porfiroclastos presentando acomodos en ocasiones aleatorios de su eje más largo (Figura 44G, H, I); en zonas con mayor grado de deformación se observa un mayor porcentaje de matriz y solo algunos porfiroclastos de cuarzo de menor tamaño presentando desarrollo de “alas” simétricas identificándose como posibles objetos Φ con ligera deformación debido a que se encuentran cerca de las zonas de formación de *kink bands* (Figura 44J y K).

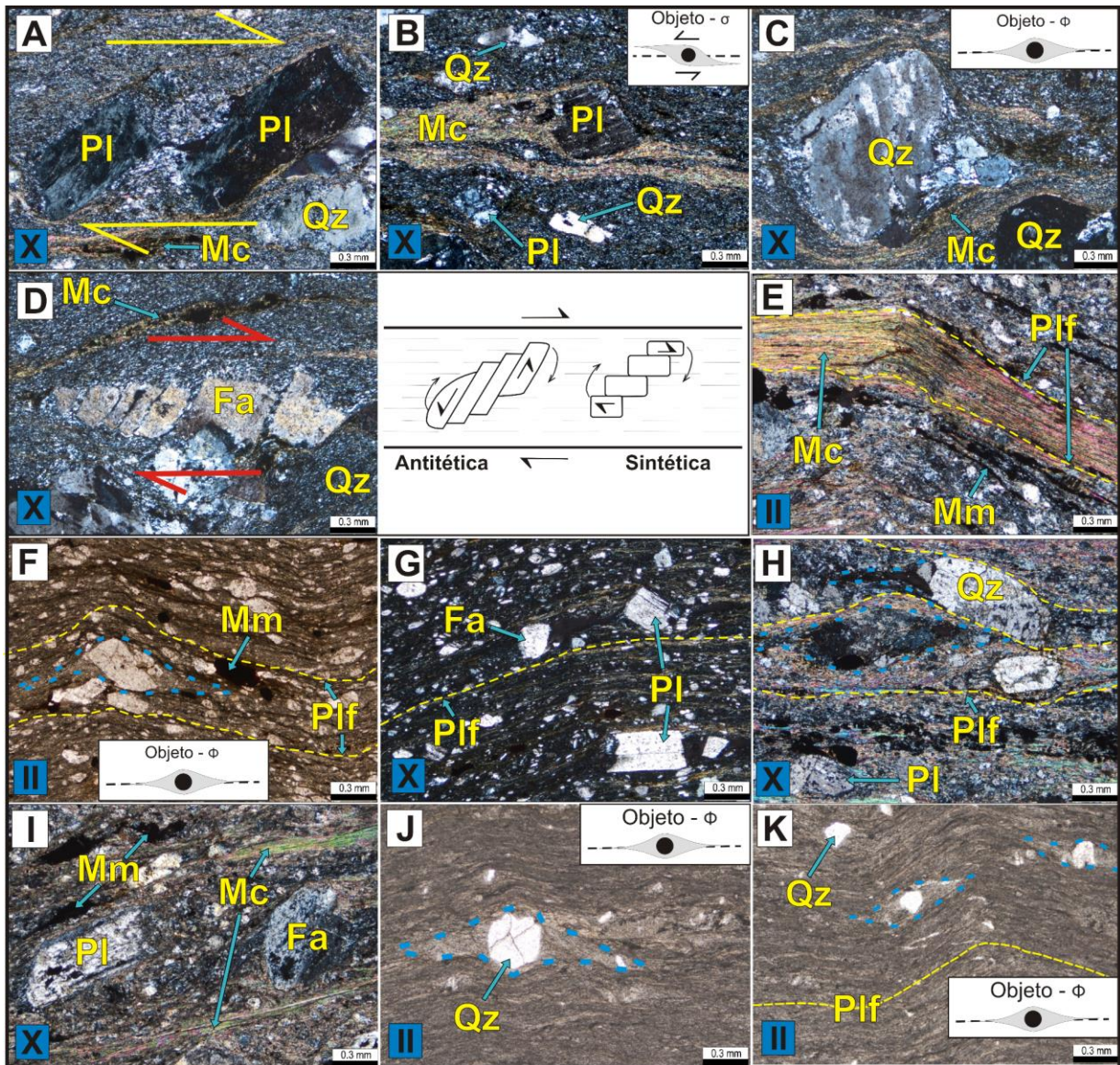


Figura 44. Se muestran en lámina delgada rocas de las zonas de cizalla identificadas en campo. En A porfiroclastos de plagioclasa rotados. En B porfiroclasto de plagioclasa rotado y con desarrollo de “alas” de minerales micáceos, posible objeto σ . En C porfiroclasto de cuarzo, probable objeto Φ también con desarrollo de “alas” de materiales micáceos y cuarzo. En D porfiroclasto fracturado y desplazado por efecto de cizalla con modelo propuesto por Davis (2012), siendo con dirección antitéctica respecto a la dirección de cizalla principal. En E se observa desarrollo de micas en plano de foliación producto de la cizalla. En F se observa porfiroclasto con desarrollo de “alas” de minerales micáceos y cuarzo, posible objeto Φ . En G, H e I se observa como los cristales fueron rotados y acomodados con orientaciones aleatorias por posible milonitización que en algunas zonas produce protomilonitas y en otras milonitas, con reducción del tamaño de grano de los cristales y aumento de la proporción de matriz. En J y K se observan rocas milonitizadas que presentan porfiroclastos de cuarzo con desarrollo de “alas”, tratándose posiblemente de objetos Φ .

Por las características observadas en campo, así como en lámina delgada, como lo son las estrías de deslizamiento que se presentan paralelas a los planos principales de cizalla, las foliaciones que son relativamente horizontales en los límites y que hacia el centro presentan desviaciones dándole un aspecto sigmoidal a la roca triturada, los lentes de cuarzo de segregación, los porfiroclastos con rotación, desarrollo de “alas” y fallamiento, el tipo de cizalla es no coaxial dextral, esto de acuerdo con lo descrito por Davis (2012) para zonas de cizalla. Se propone que el mecanismo de formación de la zona de cizalla principal en el contacto entre las formaciones Caopas y Rodeo así como las zonas de cizalla menores entre los distintos paquetes de la Formación Rodeo obedece principalmente a un proceso de deslizamiento entre capas que fue producido por el emplazamiento del intrusivo Caopas, cuyo emplazamiento fue posterior al depósito de la Formación Rodeo y contemporáneo a parte de la Formación Nazas (Figura 45A), provocando empuje y levantamiento al entrar en contacto con la secuencia de la Formación Rodeo (Figura 45B); este empuje y levantamiento primero provocó fuerte fricción y consecuente cizallamiento en el contacto entre las dos formaciones Caopas y Rodeo conforme intrusionaba la primera a la segunda (Figura 45B), conforme avanzaba el intrusivo el deslizamiento entre capas se empezó a dar hacia la parte superior entre los paquetes de la Formación Rodeo, formándose las zonas de cizalla menores (Figura 45C), las rocas en las zonas de cizalla presentan alto grado de trituración produciendo protomilonitas y milonitas, otro aspecto que sustenta este mecanismo es la presencia de las *kink bands* que se forman en condiciones donde las rocas presentan un alto grado de resistencia mecánica y de fricción, y los esfuerzos que las producen actúan de manera paralela a la estratificación de las capas (Ramsay y Huber, 1987; Gosh, 1968 *In* Davis, 2012), en este caso pseudoestratificación de las rocas volcánicas y estratificación de los sedimentos; y otro aspecto que apoya esta propuesta es que se considera que este mecanismo es relativamente local ya que la Formación Nazas no presenta este estilo ni grado de deformación, siendo un proceso de deformación localizado y las condiciones observadas explican de mejor manera el estilo y grado de deformación desarrollado. Cabe destacar que las milonitas se forman a profundidades de 10 km en un régimen dúctil de metamorfismo dinámico (Davis, 2012), por lo que el término es utilizado en el presente trabajo para referirse a rocas que presentan un alto grado de deformación en relación a las rocas que las rodean y no en el sentido estricto de ambientes metamórficos profundos, por lo que podrían considerarse como protomilonitas. El grado de deformación observado en las zonas de cizalla pudo haber si alcanzado también en parte debido a los eventos de deformación de acortamiento regional que afectaron a la sucesión previa y posteriormente al emplazamiento del intrusivo Caopas; por lo que en

conjunto la deformación previa representada por planos de foliación junto con el contraste de competencia permitieron que el emplazamiento del intrusivo Caopas produjera las zonas de cizalla y, la sobreimpresión de los eventos de deformación por acortamiento posteriores pudieron influir en el grado de deformación alcanzado.

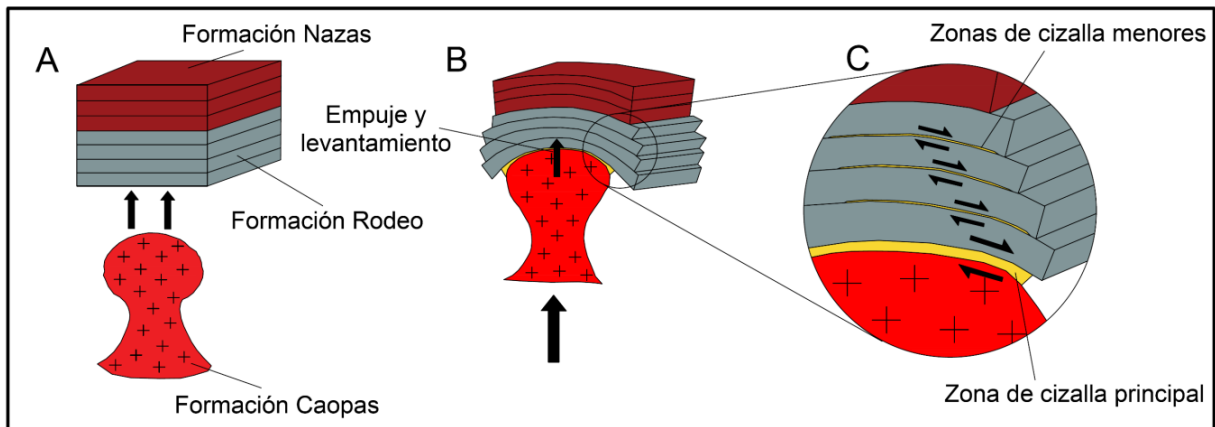


Figura 45. Se muestra representación esquemática del mecanismo propuesto para la formación de las zonas de cizalla observadas en campo, en el contacto entre las formaciones Caopas y Rodeo que es la principal o mayor, y las zonas menores observadas entre los paquetes de la Formación Rodeo, siendo producto probablemente del deslizamiento entre capas generado por el emplazamiento del intrusivo que empujó a la Formación Rodeo provocando levantamiento y deslizamiento intracapa.

4. PETROGRAFÍA

Para la realización de la petrografía se eligieron las muestras más representativas de las unidades de mayor interés en el área de estudio, siendo principalmente de las formaciones Taray y Rodeo. Se elaboraron un total de 52 láminas delgadas pertenecientes a tres zonas principales: Caopas-Rodeo (21) y alrededores del Pico de Teyra (19) en el estado de Zacatecas, y Las Delicias (12) en el estado de Coahuila. A continuación, se presenta la descripción de las muestras por áreas de estudio o localidades junto con microfotografías con las características más importantes de cada muestra:

4.1 Área Caopas-Rodeo

La sucesión de esta área está conformada en su mayoría por rocas volcánicas de composición intermedia, presentándose en algunos casos deformadas y en menor proporción se tienen sedimentos y rocas de origen piroclástico. En muestra de mano se observan algunas con estructura porfirítica con fenocristales de feldespatos dentro de matriz de grano fino de color verde; los fenocristales de plagioclasa desde formas euhedrales hasta anhedrales, con tamaño de grano de hasta 5 mm presentando formas tabulares de color blanco y alteración ligera a total a arcillas de color amarillo ocre; el feldespato alcalino se observa de formas subhedrales a anhedrales con tamaño de grano de hasta 3 mm, en algunos casos observándose con su tono rosado característico, pero mayormente alterado a arcillas; el cuarzo está casi ausente observándose de grano fino de forma subhedral a anhedral translúcido a blanco lechoso, y también en forma de lentes u ojos; algunas de las muestras presentan minerales ferromagnesianos de hasta 5 mm de largo, pero en casi todas las muestras de formas subhedrales a anhedrales, de color negro, verde oscuro a café rojizo, con cierto grado de alteración a óxido y clorita, por lo que es difícil identificarlos y distinguirlos en muestra de mano, pudiéndose tratar de anfíboles principalmente, y en menor medida biotita y piroxenos; otro componente que se observa en algunas de las muestras son líticos o zonas de la misma roca con diferente composición presentándose de color café verdoso, verde claro y negro, con diámetros de hasta 2 cm en la parte donde afloran los sedimentos; la mayoría de las muestras presentan matriz afanítica de color verde con alteración a clorita y arcillas, y en menor medida oxidación; también hay presentes muestras de grano fino siendo principalmente andesitas afaníticas de color verde con minerales de color negro de forma anhedral a subhedral; finalmente se observan rocas con alto grado de deformación primero en la zona de cizalla principal en el contacto entre las formaciones Caopas y Rodeo, con aspecto triturado y con presencia de porfiroclastos de feldespato y plagioclasa rotados y fracturados, así como lentes

de cuarzo, con fuerte desarrollo de foliación dándole un aspecto sigmoidal a la matriz; entre los paquetes de la Formación Rodeo, hay desarrollo de zonas de cizalla menores y las muestras de estas zonas son de grano fino de color verde claro a grisáceo, con minerales en forma de lentes a sigmoides de color blanco y negro, con foliación muy desarrollada y presencia de *kink bands*, indicando un mayor grado de trituración y reducción del tamaño de grano de los minerales o porfiroclastos; sobreyaciendo a la Formación Nazas se encuentra la Formación La Joya y la muestra que se tomó se trata de una arenisca de grano fino a medio de color café rojizo, conteniendo clastos de cuarzo y feldespatos, así como fragmentos de otras rocas principalmente de color negro, con matriz limolítica.

Para el área de Caopas-Rodeo se elaboraron 21 láminas delgadas, siendo 20 parte de los depósitos de la Formación Rodeo (incluyendo andesitas porfíricas, andesitas afaníticas, rocas de origen piroclástico y rocas muy deformadas) y 1 de la Formación La Joya (arenisca de grano fino).

En lámina delgada se logró distinguir de mejor manera los componentes y estructura de las rocas volcánicas de la Formación Rodeo, estableciéndose su clasificación con base en el contenido de minerales modales (cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa) utilizando el diagrama de Streckeisen (1976) para rocas ígneas extrusivas (Figura 46). Pudiéndose distinguir tres tipos de rocas: flujos de lava de composición intermedia, rocas volcanosedimentarias y/o piroclásticas, y rocas milonitizadas.

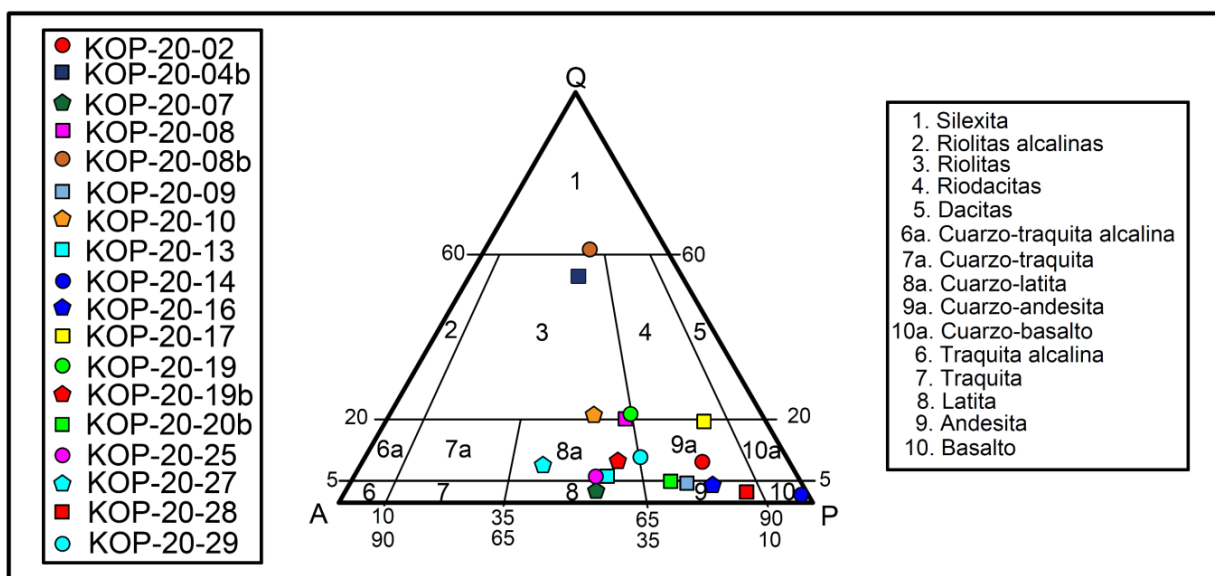


Figura 46. Se muestra diagrama de Streckeisen (1976) para rocas ígneas extrusivas, con las muestras de la Formación Rodeo que contenían los minerales modales para su clasificación.

4.1.1 Rocas milonitizadas

Casi todas las rocas muestran cierto grado de deformación, pero hay en especial cuatro muestras que están deformadas al grado de ser milonitizadas. Según la proporción de matriz las muestras van de protomilonitas (<50%) a milonitas (50-90%), de acuerdo al criterio propuesto de Davis (2012) según la proporción de matriz y porfiroclastos. Las muestras KOP-20-01a (protomilonita), KOP-20-02a (milonita), KOP-20-27 (protomilonita de composición cuarzo-latítica) y KOP-20-29 (milonita de composición cuarzo-andesítica), representan zonas de alta deformación en las zonas de cizalla descritas presentando primeramente fracturamiento de sus cristales en este caso los fenocristales primarios de las rocas que fueron deformadas, convirtiéndose en porfiroclastos principalmente de feldespato plagioclasa, feldespato alcalino y cuarzo. En las rocas donde los porfiroclastos son de mayor tamaño se desarrollaron “alas” de minerales micáceos y de cuarzo microcristalino; también en estas rocas se observan estructuras por desplazamiento por la cizalla presentándose los porfiroclastos rotados tipo domino y porfiroclastos rotados con sus “alas” deformadas; finalmente en algunas de ellas se alcanza a apreciar el desarrollo de planos de foliación y deformación de estos creando *kink bands* (Figura 47).

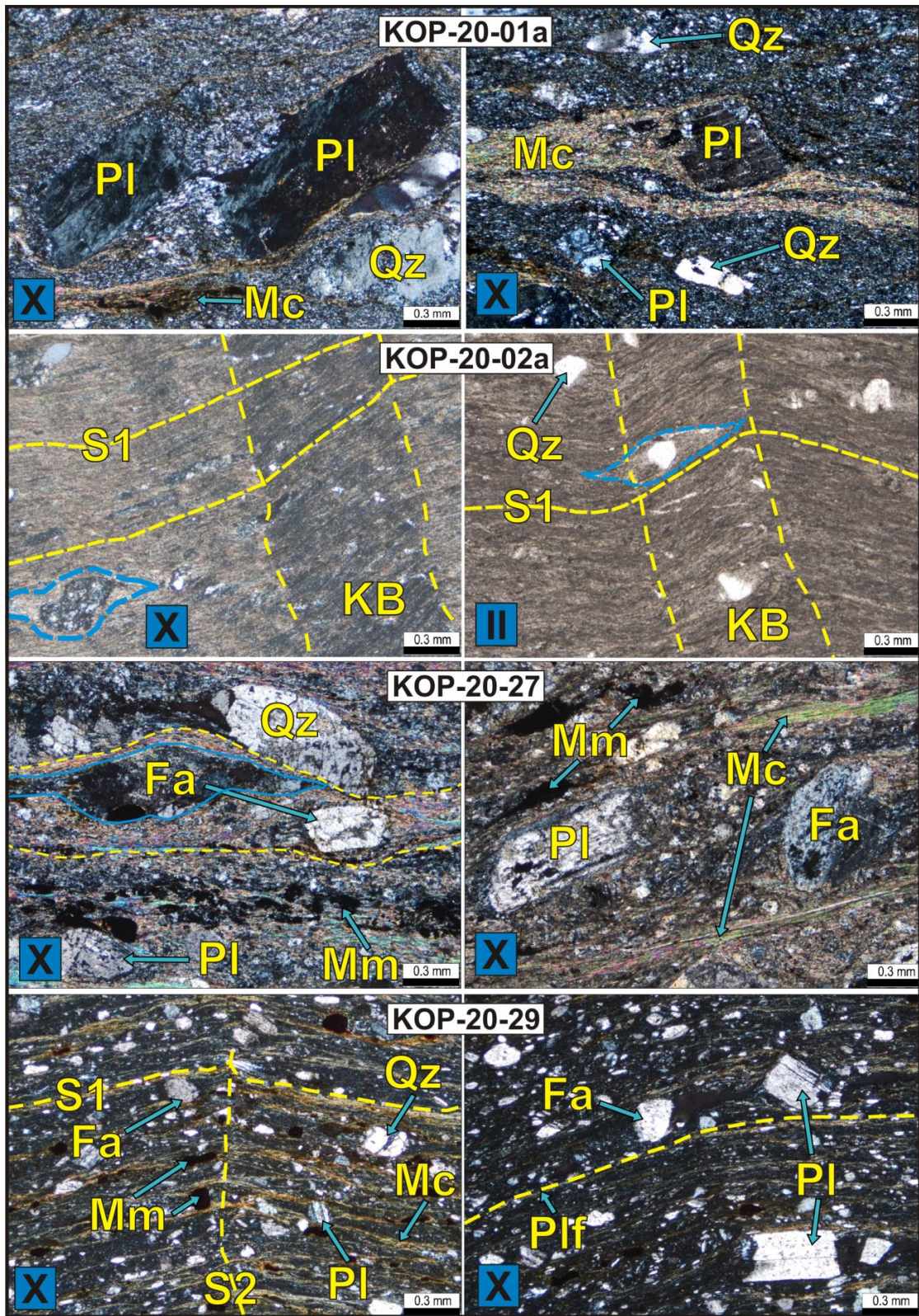


Figura 47. Se muestran láminas delgadas de las rocas milonitizadas y sus principales componentes, pertenecientes a las zonas de cizalla en el área de Caopas-Rodeo. Plagioclasa (PI), cuarzo (Qz), micas (Mc), foliación 1 (S1), foliación 2 (S2), kink band (KB), feldespato alcalino (Fa), minerales metálicos opacos (Mm), plano de foliación (PI f).

4.1.2 Flujos o derrames de lava

Las rocas que conforman la mayor parte de la Formación Rodeo son flujos de lava. Se tienen 11 muestras de este tipo, que varían en composición desde andesita hasta riolita. Las muestras en las cuales se pudieron identificar minerales modales fueron clasificadas utilizando el diagrama de Streckeisen (1976) para rocas ígneas extrusivas (Figura 46). Las muestras KOP-20-02 (cuarzo-andesita), KOP-20-07 (latita), KOP-20-09 (andesita), KOP-20-10 (Riolita), KOP-20-13 (cuarzo-latita), KOP-20-14 (andesita), KOP-20-16 (andesita), KOP-20-17 (cuarzo-andesita), KOP-20-20b (andesita), KOP-20-25 (cuarzo-latita) y KOP-20-28 (andesita) son de composición intermedia en su mayoría con estructura porfirítica. Se caracterizan por estar formadas en su mayoría por (Figura 48, 49, 50 y 51): fenocristales de feldespato plagioclasa de forma euhedral a anhedral presentando macla de la periclina y polisintética, con alteración ligera hasta total a arcillas y carbonato, y en menor medida sericita, en algunos casos sus bordes son rodeados por minerales metálicos opacos; feldespato alcalino de forma euhedral a anhedral presentando en algunos casos macla simple o de Carlsbad, así como alteración ligera a total a arcillas, sericita y carbonato, en algunos casos sus bordes son rodeados por minerales metálicos opacos; también se observa cuarzo pero en menor proporción y en su mayoría de forma microcristalina como parte de la matriz en estas rocas; otro componente importante son minerales ferromagnesianos que en su mayoría se presentan alterados a clorita, y en menor medida a óxidos y epidota, algunos presentan bordes de óxidos, y en algunas muestras se observan dentro de plagioclasas formando la textura poiquilítica siendo cadacristales; a pesar de que se presentan completamente cloritizados se pudieron identificar hornblendas con su crucero característico y caras de seis lados, y algunos cristales presentan maclado simple, y se infiere que también hay presencia de piroxenos y biotita pero no se pueden identificar con certeza; otra característica importante de estas rocas es que presentan matriz microcristalina con alteración extendida a arcillas y carbonato principalmente, y en menor medida a clorita y epidota, con bajo contenido de minerales metálicos, solo pudiéndose identificar textura afieltrada de las plagioclasas en solo tres de las muestras (Figura 49, 50 y 51). Solo una de las muestras es afanítica, conformada en su mayoría por microcristales de plagioclasa. De manera general las muestras no presentan deformación penetrativa y casi no se aprecia desarrollo de planos de foliación.

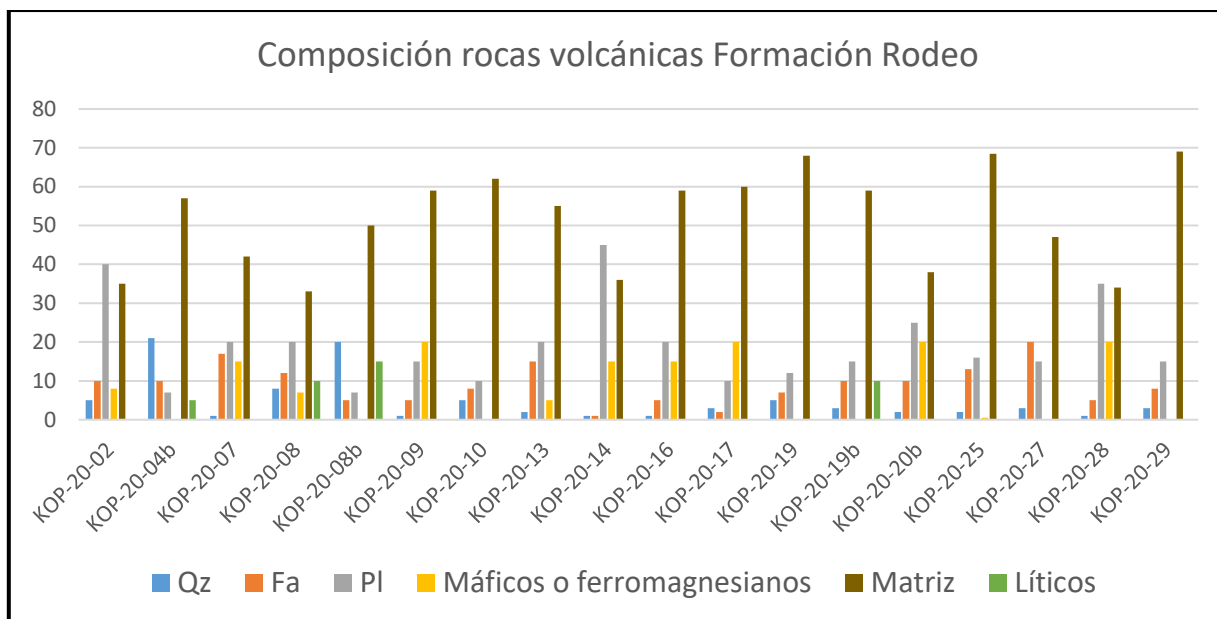


Figura 48. Se muestra diagrama de barras con porcentaje de los principales componentes de las rocas ígneas pertenecientes a la Formación Rodeo. Cuarzo (Qz), feldespato alcalino (Fa), plagioclasa (Pl), minerales máficos o ferromagnesianos, matriz y líticos.

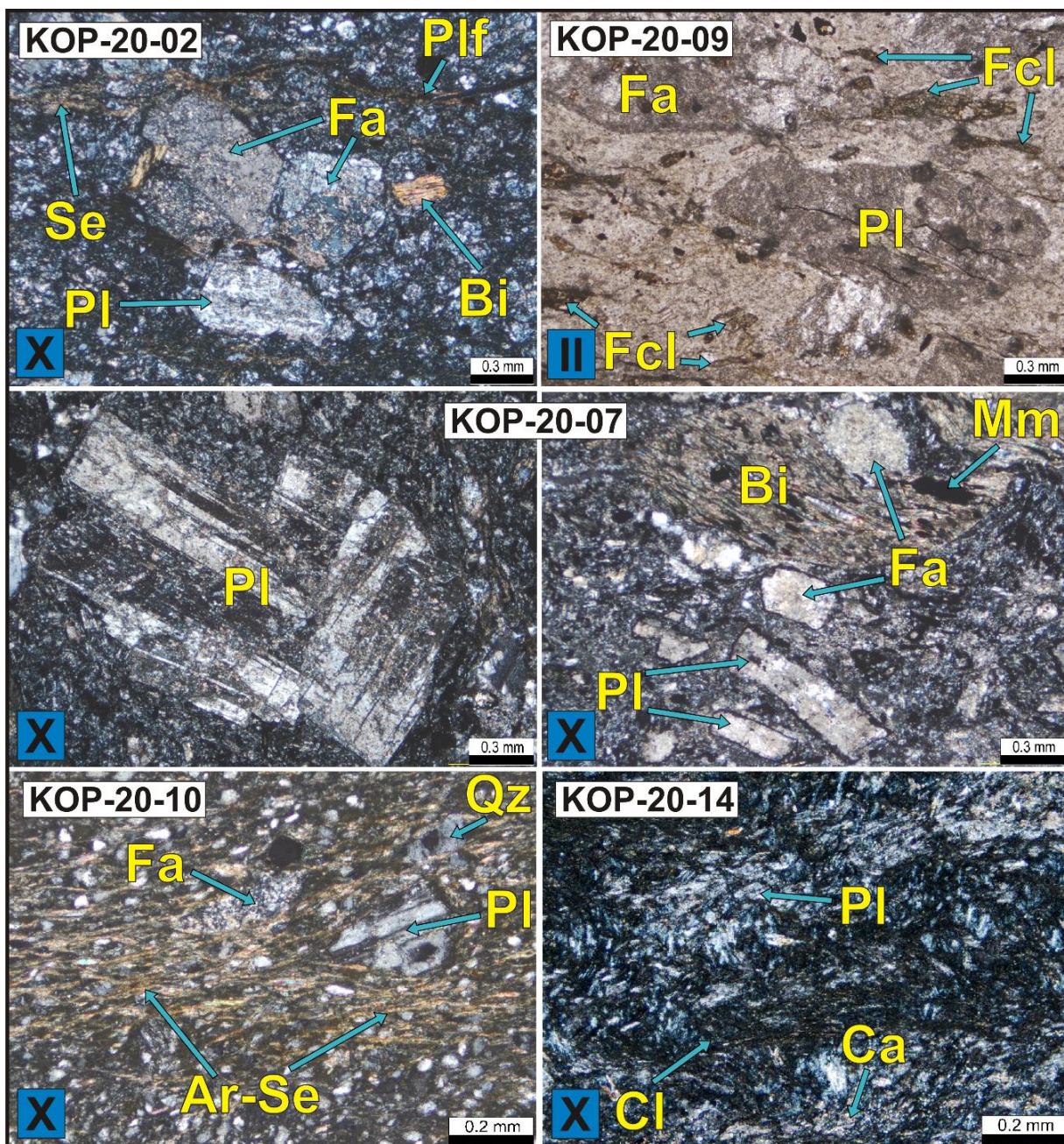


Figura 49. Se muestran láminas delgadas de las rocas de flujos o derrames de lava y sus principales componentes pertenecientes a la Formación Rodeo. Plagioclasa (Pl), feldespato alcalino (Fa), biotita (Bi), sericita (Se), plano de foliación (Plf), ferromagnesianos cloritizados (Fcl), minerales metálicos opacos (Mm), arcilla-sericita (Ar-Se), clorita (Cl), carbonato (Ca).

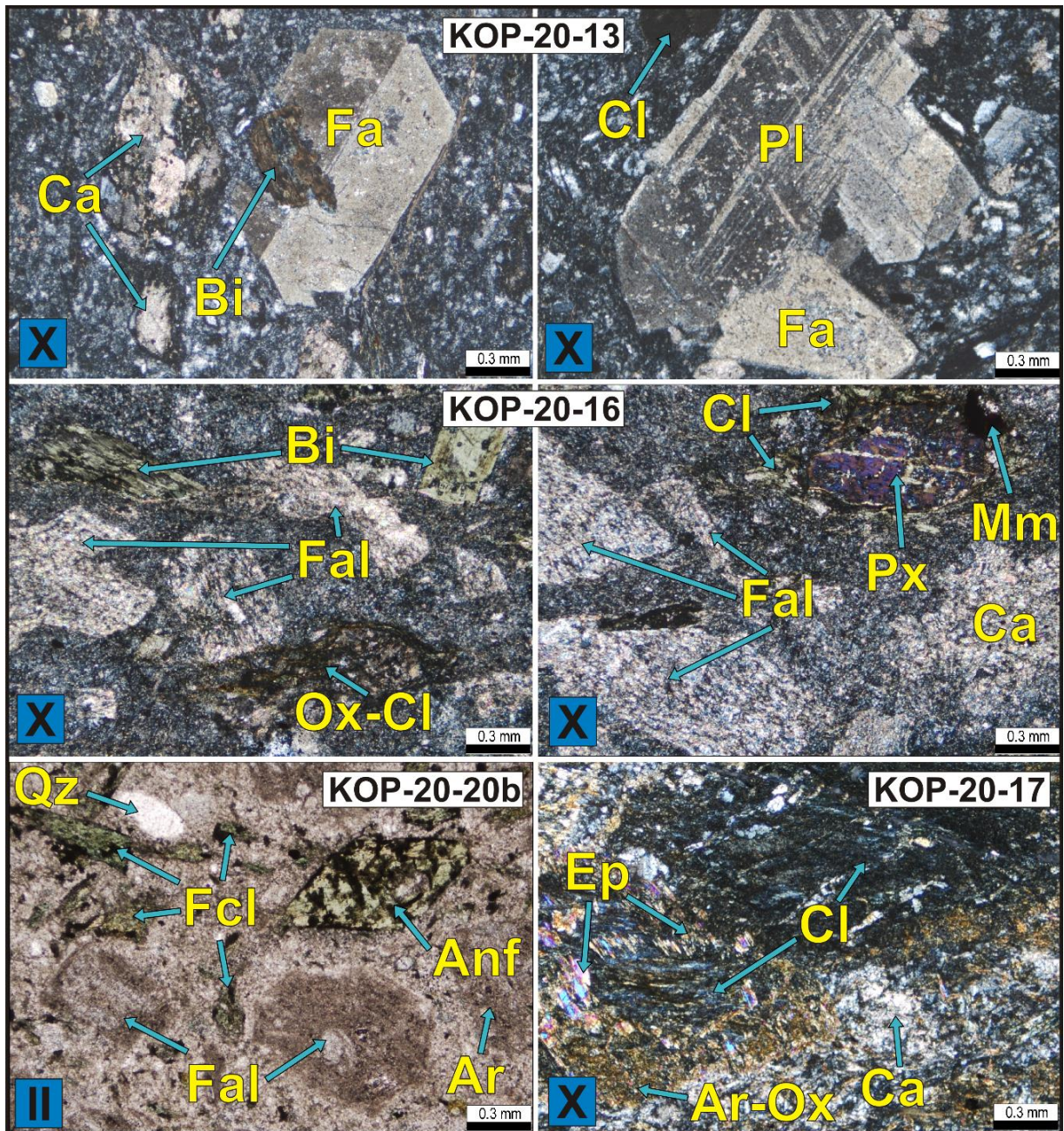


Figura 50. Se muestran láminas delgadas de las rocas de flujos o derrames de lava y sus principales componentes pertenecientes a la Formación Rodeo. Feldespato alcalino (Fa), biotita (Bi), carbonato (Ca), plagioclasa (Pl), feldespato alcalino y plagioclasa alterados (Fal), óxido-clorita (Ox-Cl), piroxenos (Px), minerales metálicos opacos (Mm), cuarzo (Qz), anfóboles (Anf), arcilla (Ar), epidota (Ep), arcilla-óxido (Ar-Ox), carbonato (Ca).

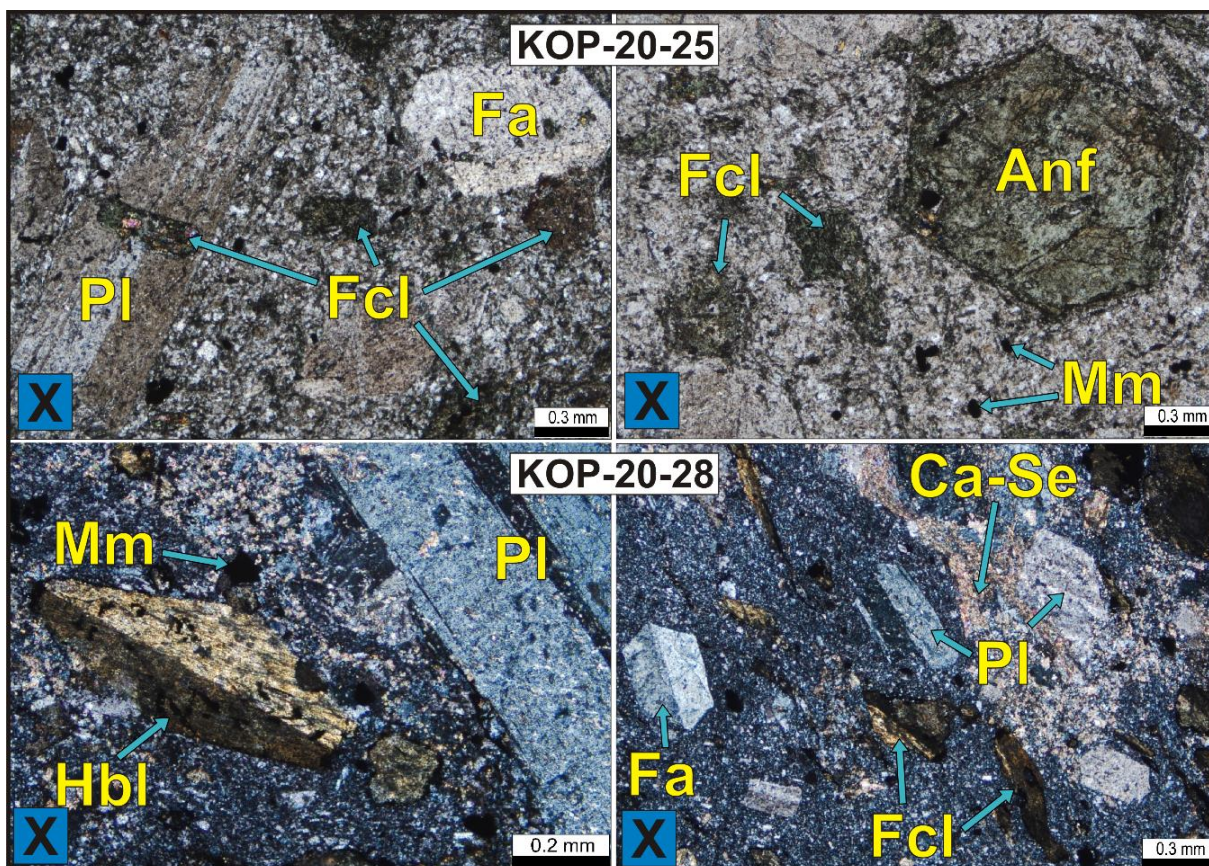


Figura 51. Se muestran láminas delgadas de las rocas de flujos o derrames de lava y sus principales componentes pertenecientes a la Formación Rodeo. Feldespato alcalino (Fa), plagioclasa (Pl), ferromagnesianos cloritizados (Fcl), anfíboles (Anf), minerales metálicos opacos (Mm), hornblenda (Hbl), carbonato-sericita (Ca-Se).

4.1.3 Rocas piroclásticas y/o volcanosedimentarias

Finalmente, las muestras restantes que son cinco presentan características y componentes que las hacen más afines al grupo de las rocas piroclásticas y/o volcanosedimentarias. Las muestras en las cuales se pudieron identificar minerales modales fueron clasificadas utilizando el diagrama de Streckeisen (1976) para rocas ígneas extrusivas (Figura 46). Las muestras KOP-20-04b (toba riolítica), KOP-20-08 (toba cuarzo-latítica), KOP-20-08b (ignimbrita riolítica), KOP-20-19 (volcanosedimentaria riolítica) y KOP-20-19b (volcanosedimentaria cuarzo-latítica) están conformadas por (Figura 48, 52 y 53): fenocristales a microcristales de cuarzo de forma subhedral a anhedral con bordes y caras fracturadas, presentando en algunos casos bordes redondeados a difusos por alteración en contacto con la matriz y también angulosos, también se observa cuarzo policristalino; feldespato plagioclasa de forma subhedral a anhedral con bordes irregulares, presentando macla de la periclina y polisintética presentándose ligeramente a completamente alterada a arcillas y carbonato; feldespato alcalino de forma

subhedral con alteración ligera a completa a arcillas y carbonato, con bordes redondeados; otro componente importante de estas muestras son fragmentos de otras rocas o líticos, que parecen ser de andesitas compuestos por microlitos de plagioclasa y matriz afanítica, flujo de ceniza de color negro con formas alargadas aplanadas con alteración a arcillas y sericita, fragmentos de areniscas compuestas principalmente por cuarzo y lutitas a limolitas con grano más fino; la matriz de estas rocas es microcristalina alterada con abundante contenido de arcilla, parches de carbonato y en menor medida ceniza de color negro, con bajo contenido de minerales metálicos (Figura 52 y 53). Las características que diferencian a estas muestras de las demás es su contenido relativamente alto de cuarzo, la presencia de líticos y fragmentos de otras rocas, así como el aspecto fracturado y roto de los cristales, y por último el contenido relativamente menor de plagioclasa.

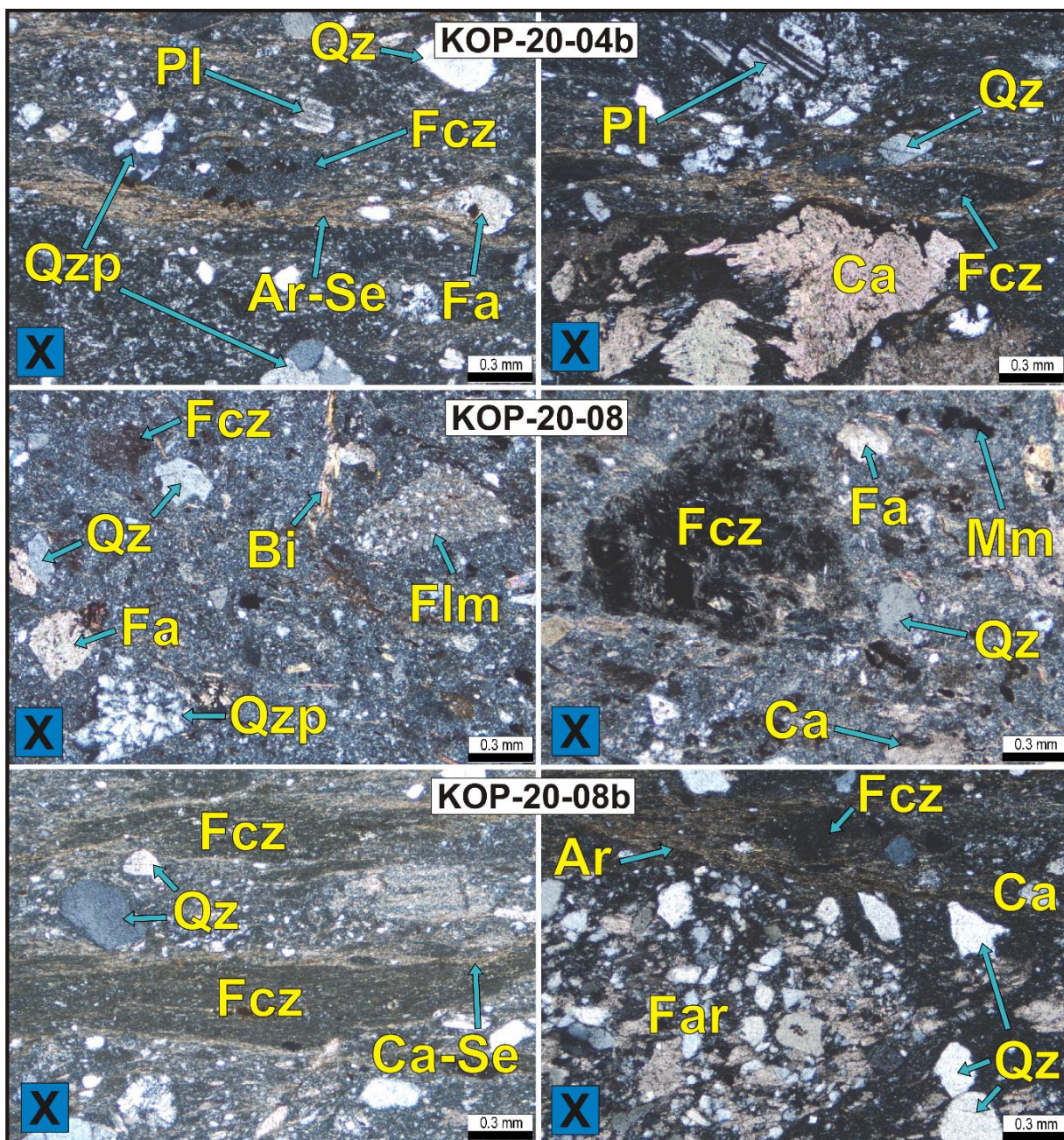


Figura 52. Se muestran láminas delgadas de las rocas piroclásticas y/o volcanosedimentarias y sus principales componentes pertenecientes a la Formación Rodeo. Cuarzo (Qz), cuarzo policristalino (Qzp), feldespato alcalino (Fa), plagioclasa (Pl), fragmentos de flujo de ceniza (Fc), fragmento de limolita (Flm), minerales metálicos opacos (Mm), carbonato (Ca), carbonato-sericita (Ca-Se), arcilla (Ar), fragmento de arenisca (Far).

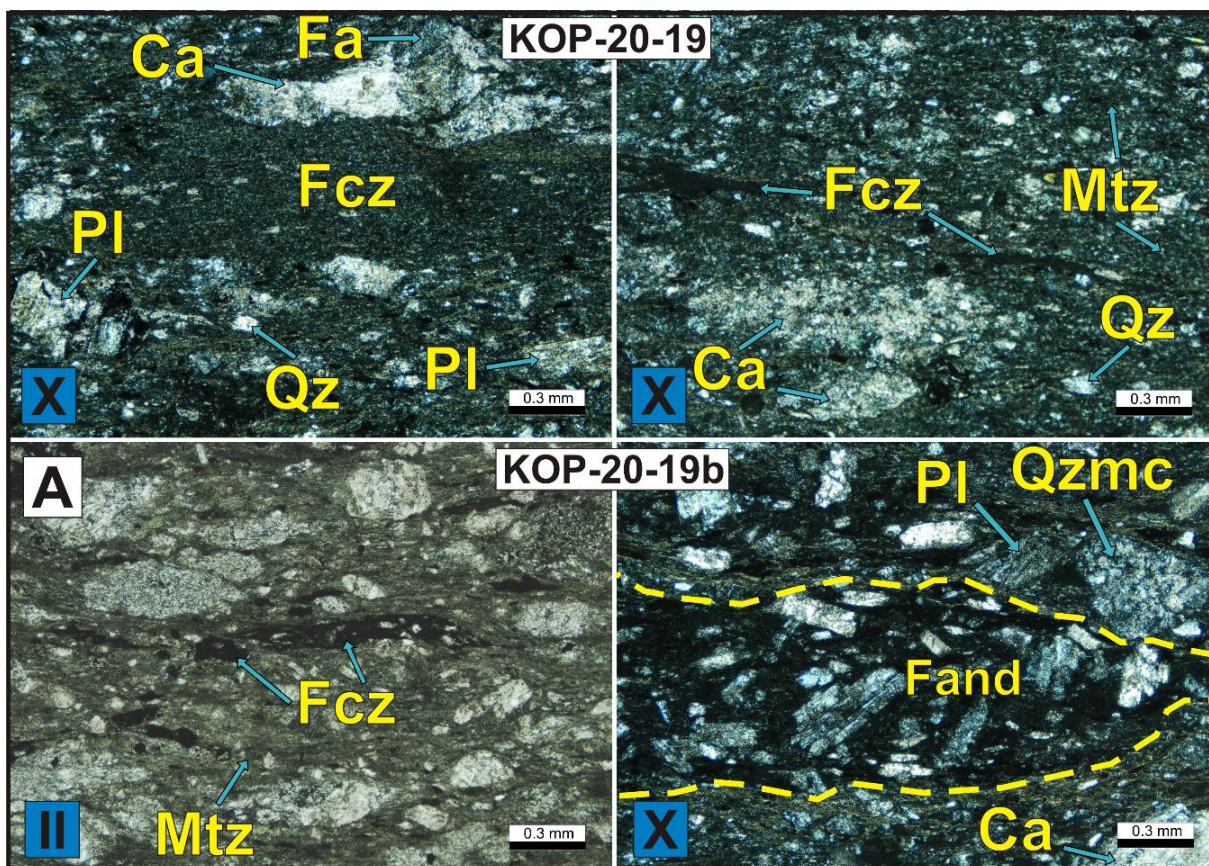


Figura 53. Se muestran láminas delgadas de las rocas piroclásticas y/o volcanosedimentarias y sus principales componentes pertenecientes a la Formación Rodeo. Cuarzo (Qz), feldespato alcalino (Fa), plagioclasa (Pl), fragmento de flujo de ceniza (Fcz), matriz (Mtz), carbonato (Ca), fragmento de andesita (Fand), cuarzo microcristalino (Qzmc).

4.1.4 Formación La Joya

La muestra KOP-20-06 está compuesta principalmente por cuarzo monocristalino y policristalino con bordes subangulosos a subredondeados, siendo el primero más abundante, en menor proporción feldespato potásico, con ligera alteración a arcillas y bordes subangulosos a subredondeados; también hay líticos presentes en menor proporción de origen volcánico y sedimentario; la matriz representa alrededor del 10% con cementante silíceo y con desarrollo de micas entre los clastos y la matriz. Como minerales accesorios se observan minerales metálicos opacos (Figura 54).

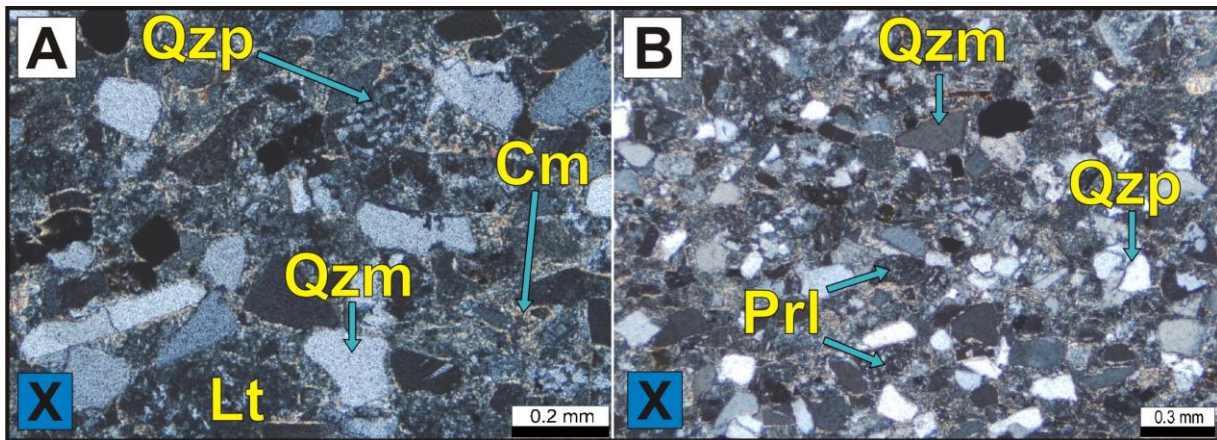


Figura 54. Se muestran principales componentes de la muestra KOP-20-06. Cuarzo monocrystalino (Qtzm), cuarzo policristalino (Qtz), líticos (Lt), pedernal (Prl), cementante (Cm).

4.2 Área alrededores al noroeste del Pico de Teyra

Las rocas que componen a la Formación Taray se pueden dividir en dos grupos: las que conforman la matriz siendo arenisca y lutita pizarrosa, y las que conforman los bloques tectónicos y olistolitos. Las rocas de los bloques son calizas silicificadas, rocas conformadas por talco y carbonatos, una andesita y una piroxenita. En muestra de mano las calizas silicificadas se observan de color gris oscuro a negro y naranja rojizo, presentando abundante vetilleo, dándole un aspecto brechado a las rocas, estas vetillas son de cuarzo y óxido, y parece que, en menor medida de carbonato, también se observan abundantes minerales metálicos de color negro rojizo pudiendo tratarse de hematita. Estas rocas presentan dureza alta, por lo que parece ser que si fueron silicificadas. Las muestras de las zonas conformadas por talco y carbonato presentan tacto graso, y una de ellas dos zonas bien diferenciadas, una de color blanco y otra verde, siendo sus límites planos de foliación, ambas zonas se rayan con facilidad pudiendo tratarse de carbonato y serpentina; la otra muestra presenta un aspecto triturado y más deformada, y por lo mismo más mezclada siendo parte del mismo afloramiento que la anterior, pero con un grado de deformación mayor; la andesita presenta color verde claro con cristales de feldespatos de hasta 1 mm de forma tabular probablemente plagioclasas, también se observan minerales ferromagnesianos de grano fino y la matriz presenta alteración a arcillas y desarrollo de planos de foliación. Finalmente, la roca ígnea intrusiva con textura fanerítica presenta fenocristales con tamaño de grano medio (2 mm) a grueso (5 mm) de color negro de forma subhedral presentando caras de 4 a 6 lados, y también en forma de astillas probablemente piroxenos y anfíboles, y en menor medida se observan fragmentos de cristales de color blanco probablemente plagioclasas, por lo que podría tratarse una roca máfica compuesta por piroxenos y anfíboles en su mayoría, tal vez una piroxenita. Por su parte las

muestras que se tomaron de la matriz son en su mayoría areniscas y solo algunas de lutitas pizarrosas. Las areniscas en muestra de mano son de color verde claro, gris verdoso, negro con tamaño de grano que va de arenas medias <1 mm a arenas gruesas 2 mm, y en algunas muestras hay clastos conglomeráticos de hasta 2 cm. Los clastos son principalmente de cuarzo translúcido y lechoso, feldespatos, fragmentos líticos de color gris claro, verde claro, negro y café claro, pudiendo tratarse de lutitas, pedernal, calizas y rocas volcánicas; la mayoría parecen tener poca matriz del tamaño de arenas finas a limolita, y solo en algunas se aprecia laminación, siendo la mayoría masivas. Parece solo haber una muestra con tamaño de limo a arcilla, de color gris claro, presentando laminación y horizontes enriquecidos en minerales metálicos, y con aspecto pizarroso.

De los alrededores hacia el noroeste del Pico de Teyra se elaboraron 19 láminas delgadas de la matriz (areniscas y lutitas pizarrosas) y los bloques que conforman a la Formación Taray (incluyendo areniscas, calizas, rocas ígneas intermedias a máficas y rocas metamórficas).

4.2.1 Rocas de la matriz

Las muestras tomadas pertenecientes a la matriz de la Formación Taray consisten de areniscas, lutitas pizarrosas y limolitas, presentando en algunos casos cierto grado de silicificación y enmascaramiento de sus componentes originales. Las muestras de lutitas pizarrosas, limolitas y areniscas silicificadas se describieron solo de manera general, y las areniscas que presentaban su fábrica original fueron descritas y clasificadas con base en conteo de puntos. Las muestras TEY-21-03, TEY-21-04 y TEY-21-24 son rocas de grano fino con tamaño de limo a arcillas, compuestas principalmente por cuarzo conteniendo en menor medida óxidos, plagioclasa y pedernal; en la primera se observan vetillas de cuarzo y dos sistemas de fracturas rellenas por óxidos y arcilla; y la muestra TEY-21-09, es una arenisca que esta silicificada conformada principalmente por matriz de cuarzo policristalino y en menor cantidad plagioclasa y feldespato alcalino, presentando en algunas zonas parches de óxido y arcillas (Figura 55).

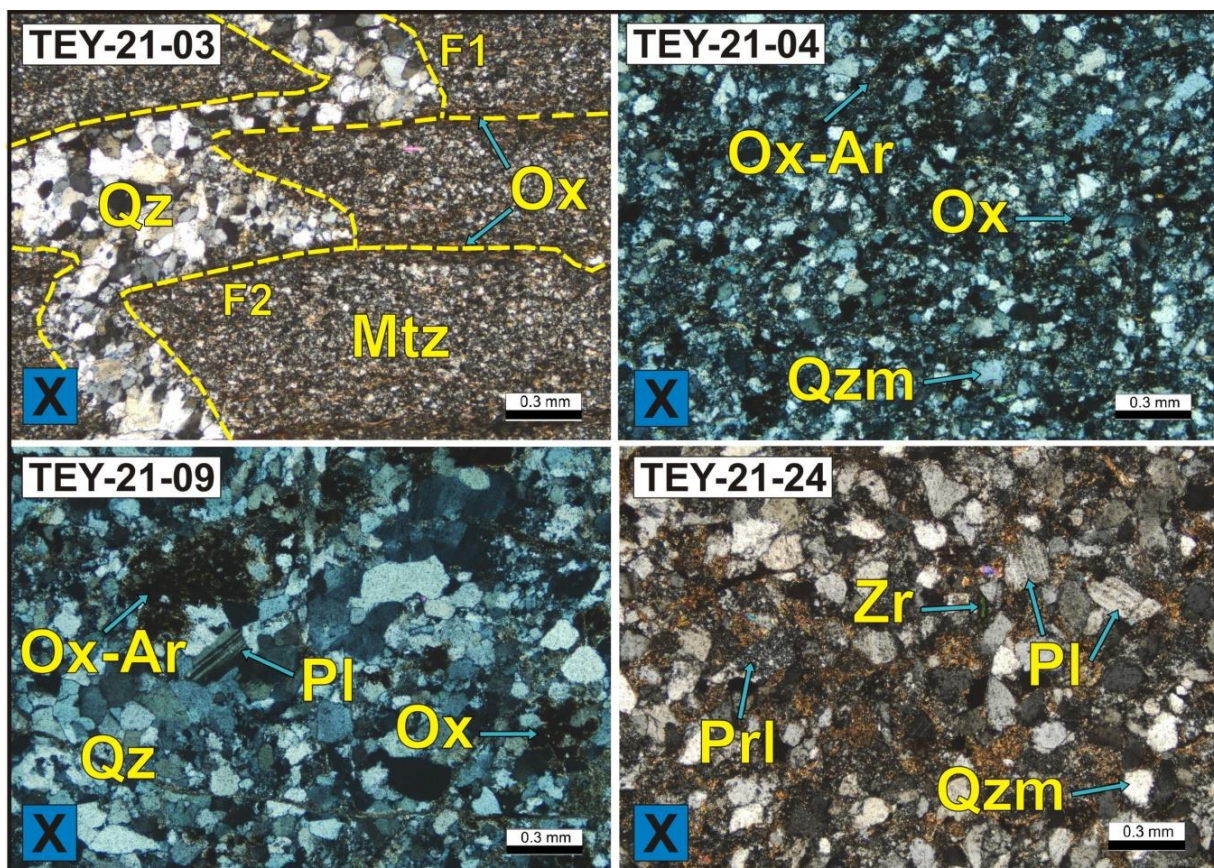


Figura 55. Se muestran láminas delgadas de las lutitas y areniscas silicificadas con sus principales componentes, pertenecientes a la Formación Taray. Cuarzo (Qz), óxido (Ox), matriz (Mtz), fractura 1 (F1), fractura (F2), óxido-arcilla (Ox-Ar), plagioclasa (Pl), zircón (Zr), pedernal (PrI), cuarzo monocristalino (Qzm).

El resto de las muestras corresponden con areniscas de grano fino a grueso hasta conglomeráticas y una limolita a arenisca de grano fino, a las cuales se les hizo conteo de puntos (500 tomando en cuenta solo feldespato alcalino, plagioclasa, cuarzo y líticos) para clasificarlas y determinar su procedencia (Figura 56 y Tabla 1).

Las muestras se clasificaron utilizando el diagrama de Folk (1980) para areniscas, y para determinar procedencia el diagrama de discriminación de ambientes tectónicos de Dickinson *et al.* (1983) (Figura 57). Las muestras de areniscas son TEY-21-02b' (subfeldarenita, transición continental), TEY-21-08 (subfeldarenita, orógeno reciclado), TEY-21-13 (sublitoarenita, orógeno reciclado), TEY-21-20 (subfeldarenita, transición continental), TEY-21-20b (subfeldarenita, transición continental), TEY-21-22a (arcosa, transición continental), TEY-21-22b (arcosa, transición continental) y la limolita a arenisca de grano fino TEY-21-05 (cuarzoarenita, cratón interior).

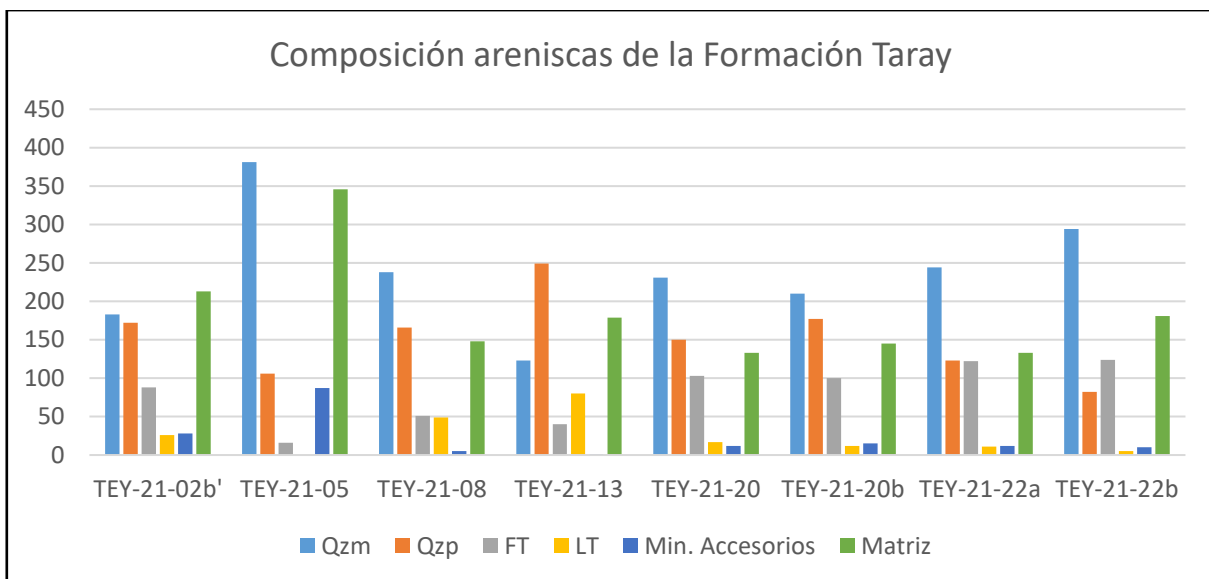


Figura 56. Se muestra diagrama de barras con número de puntos de los principales componentes de las areniscas de la Formación Taray. Cuarzo monocristalino (Qzm), cuarzo policristalino (Qzp), feldspatos totales (FT), líticos totales (LT), minerales accesorios y matriz.

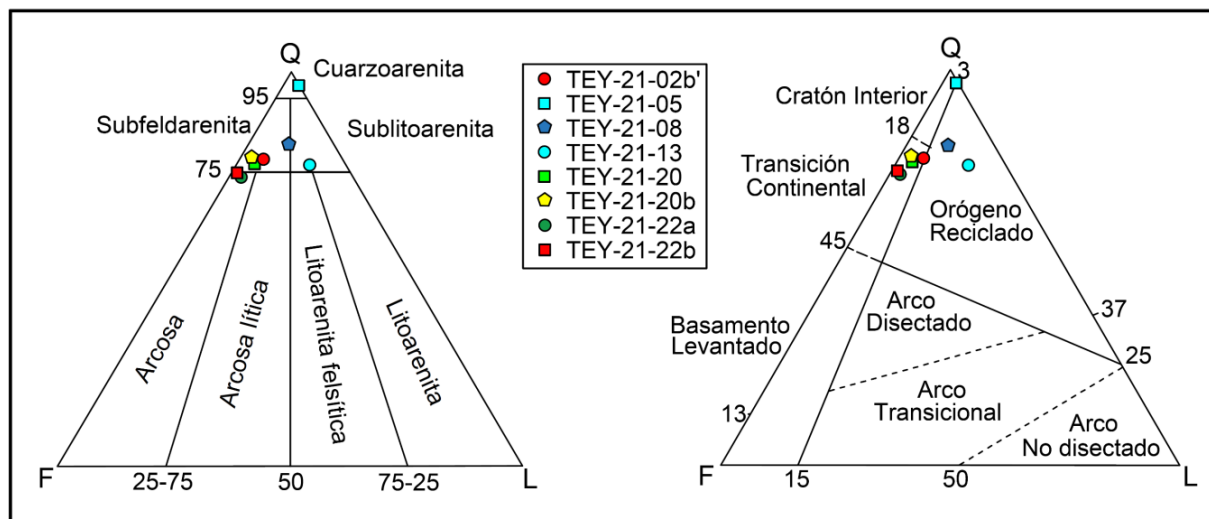


Figura 57. Se muestran diagramas para clasificación de areniscas de Folk (1980) y discriminación de ambientes tectónicos de Dickinson et al. (1983), para las muestras de la Formación Taray.

Las muestras están compuestas por (Figuras 56, 58, 59, 60; Tabla 1): cuarzo monocristalino con bordes redondeados a subangulosos presentando extinción recta y ondulosa, algunos con desarrollo de bahías y sin inclusiones (origen volcánico), otros con vacuolas y fracturas (origen plutónico), en algunos casos se observa desarrollo de fracturas y lamelas de deformación; cuarzo policristalino con bordes redondeados a subredondeados presentándose con <3 a >3 miembros, con extinción ondulosa y bordes irregulares a difusos entre los miembros, por sus características algunos granos son del tipo “stretched” metamórfico, también se presenta de

manera escasa microcristalino como granos de pedernal; feldespato alcalino con bordes subangulosos a subredondeados irregulares y con superficies sucias debido a alteración a arcillas y sericita, en algunos casos se observa macla simple o de Carlsbad; feldespato plagioclasa con bordes subredondeados a subangulosos presentando macla polisintética, de la periclina y en menor medida simple, también se observa con alteración ligera a moderada a arcillas, sericita y carbonato; líticos ígneos de origen volcánico de tipo felsítico, microlítico, *lathwork*, y observándose algunos fragmentos de flujo de ceniza y una roca ígnea microcristalina en algunas de las muestras, también se observan algunos fragmentos de rocas plutónicas conformados por cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino; líticos de origen sedimentario principalmente de tipo pelítico y en menor medida de tipo psamítico; como minerales accesorios se tienen zircón, óxido de titanio, muscovita, biotita cloritizada, minerales metálicos opacos en algunos casos oxidados y carbonato en forma de parches; la matriz en la mayoría de las muestras está conformada por arcillas, óxidos y cuarzo microcristalino.

Tabla 1. Conteo de puntos para las muestras de areniscas de la Formación Taray. Qzm (cuarzo monocristalino), Qzp (cuarzo policristalino), Fa (feldespato alcalino), Pl (plagioclasa), Prl (pedernal), Lv (líticos volcánicos), Ls (líticos sedimentarios), Lp (líticos plutónicos), Lm (líticos metamórficos), Mtz (matriz), Acc. (minerales accesorios), Qzt (cuarzo total), Ft (feldespatos totales), Lt (líticos totales), TotalF (total incluyendo componentes para graficar en diagramas ternarios).

Muestra	Qzm	Qzp	Fa	Pl	Prl	Lv	Lp	Ls	Lm	Mtz	Acc.	Total	Qzt	Ft	Lt	TotalQFL
TEY-21-02b'	183	172	43	45	45	14	0	12	0	213	28	755	400	88	26	514
TEY-21-05	381	106	6	10	1	0	0	0	0	346	87	937	488	16	0	504
TEY-21-08	238	166	31	20	21	33	0	16	0	148	5	678	425	51	49	525
TEY-21-13	123	249	19	21	15	59	0	21	0	179	1	687	387	40	80	507
TEY-21-20	231	150	61	42	10	12	3	2	0	133	12	656	391	103	17	511
TEY-21-20b	210	177	56	44	9	5	3	4	0	145	15	668	396	100	12	508
TEY-21-22a	244	123	72	50	1	1	2	8	0	133	12	646	368	122	11	501
TEY-21-22b	294	82	76	48	4	1	1	3	0	181	10	700	380	124	5	509

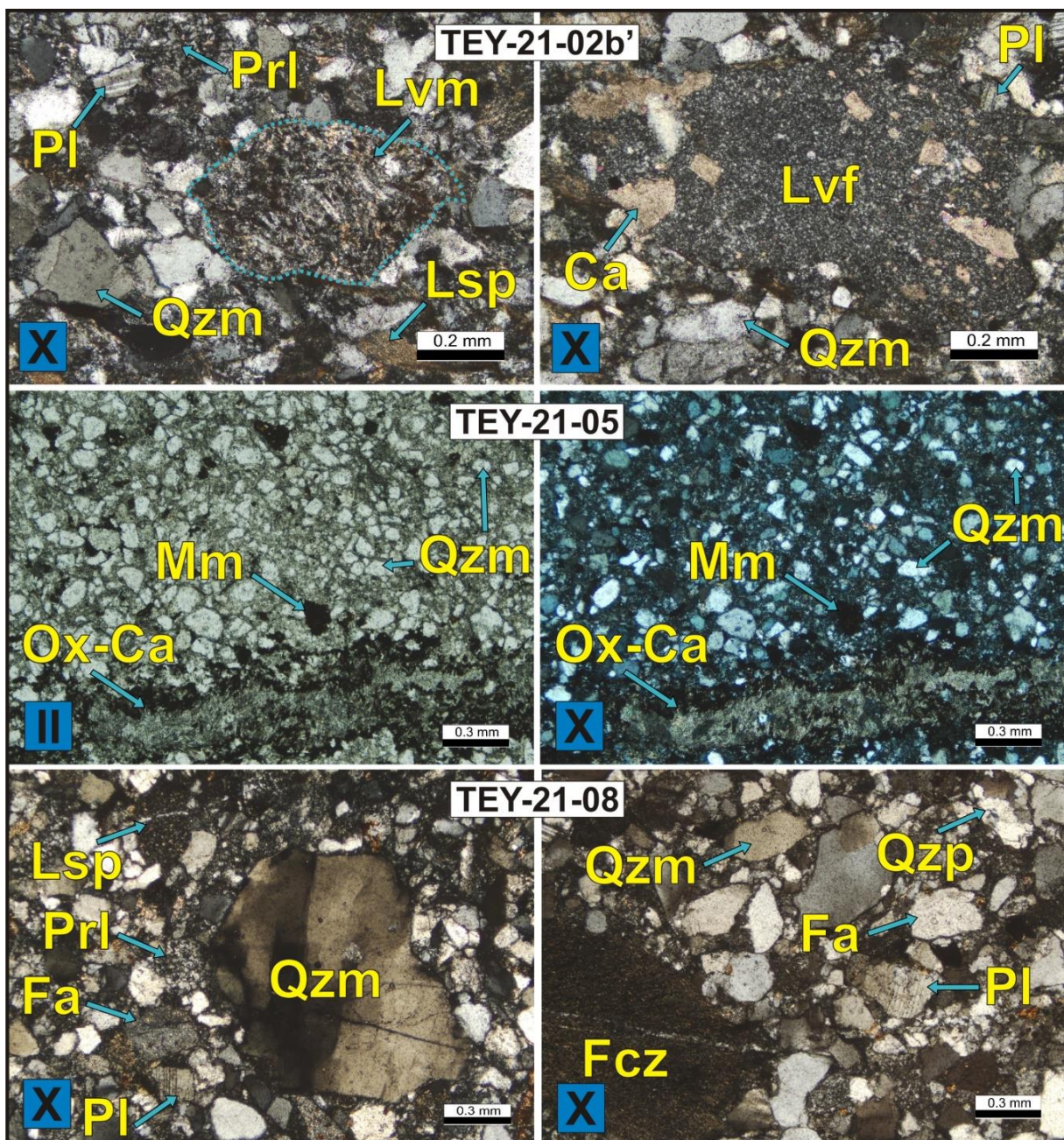


Figura 58. Se muestran láminas delgadas de areniscas con sus principales componentes, pertenecientes a la Formación Taray. Plagioclasa (Pl), cuarzo monocristalino (Qzm), pedernal (PrI), lítico volcánico microlítico (Lvm), lítico sedimentario pelítico (Lsp), lítico volcánico felsítico (LvF), carbonato (Ca), minerales metálicos opacos (Mm), óxido-carbonato (Ox-Ca), cuarzo policristalino (Qzp), fragmento flujo de ceniza (FcZ).

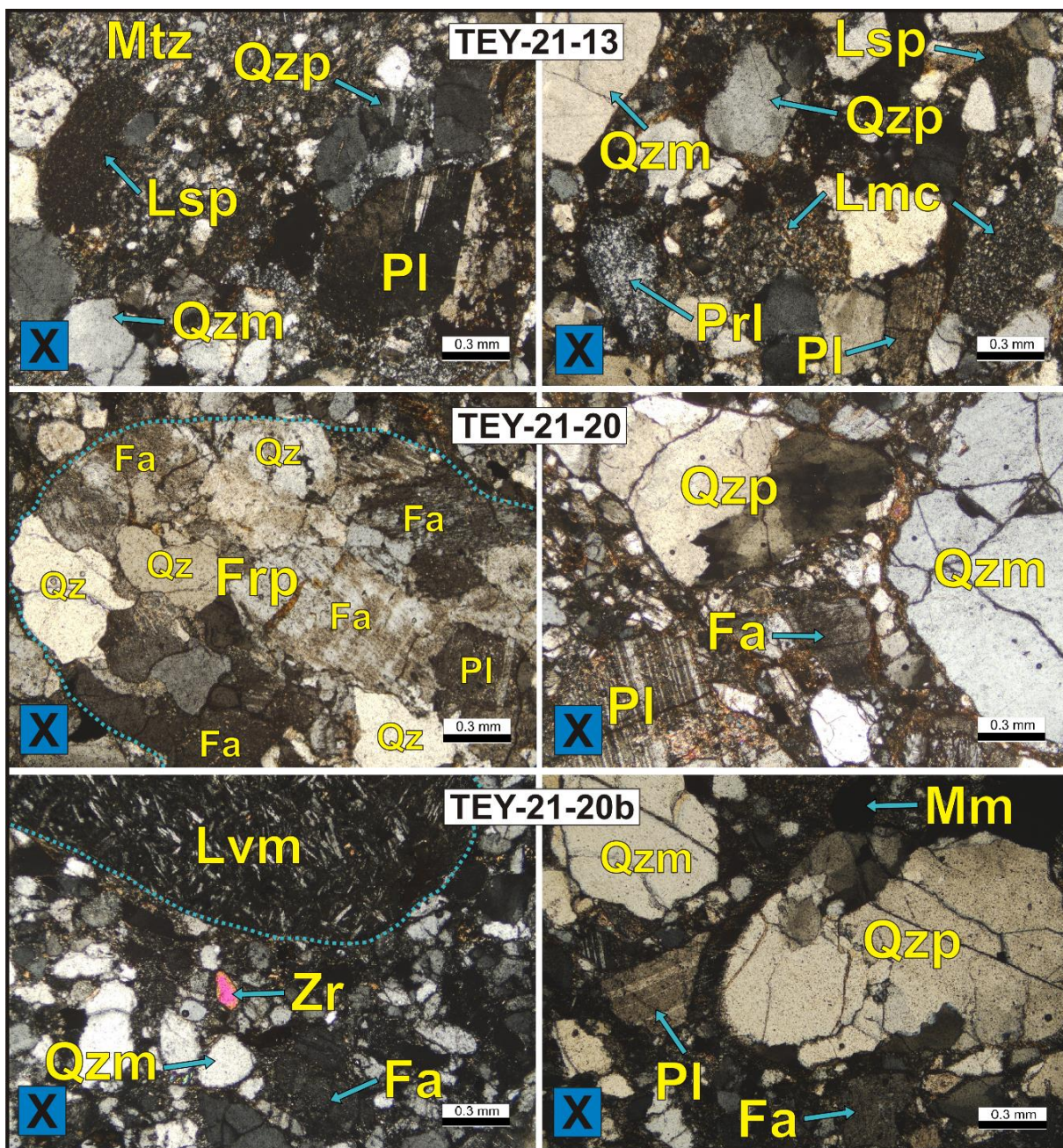


Figura 59. Se muestran láminas delgadas de areniscas con sus principales componentes, pertenecientes a la Formación Taray. Plagioclasa (Pl), Cuarzo monocristalino (Qzm), cuarzo policristalino (Qzp), lítico sedimentario pelítico (Lsp), matriz (Mtz), lítico o fragmento de roca ígnea microcristalina (Lmc), pedernal (Prl), fragmento de roca plutónica (Frp), lítico volcánico microlítico (Lvm), zircón (Zr), minerales metálicos opacos (Mm).

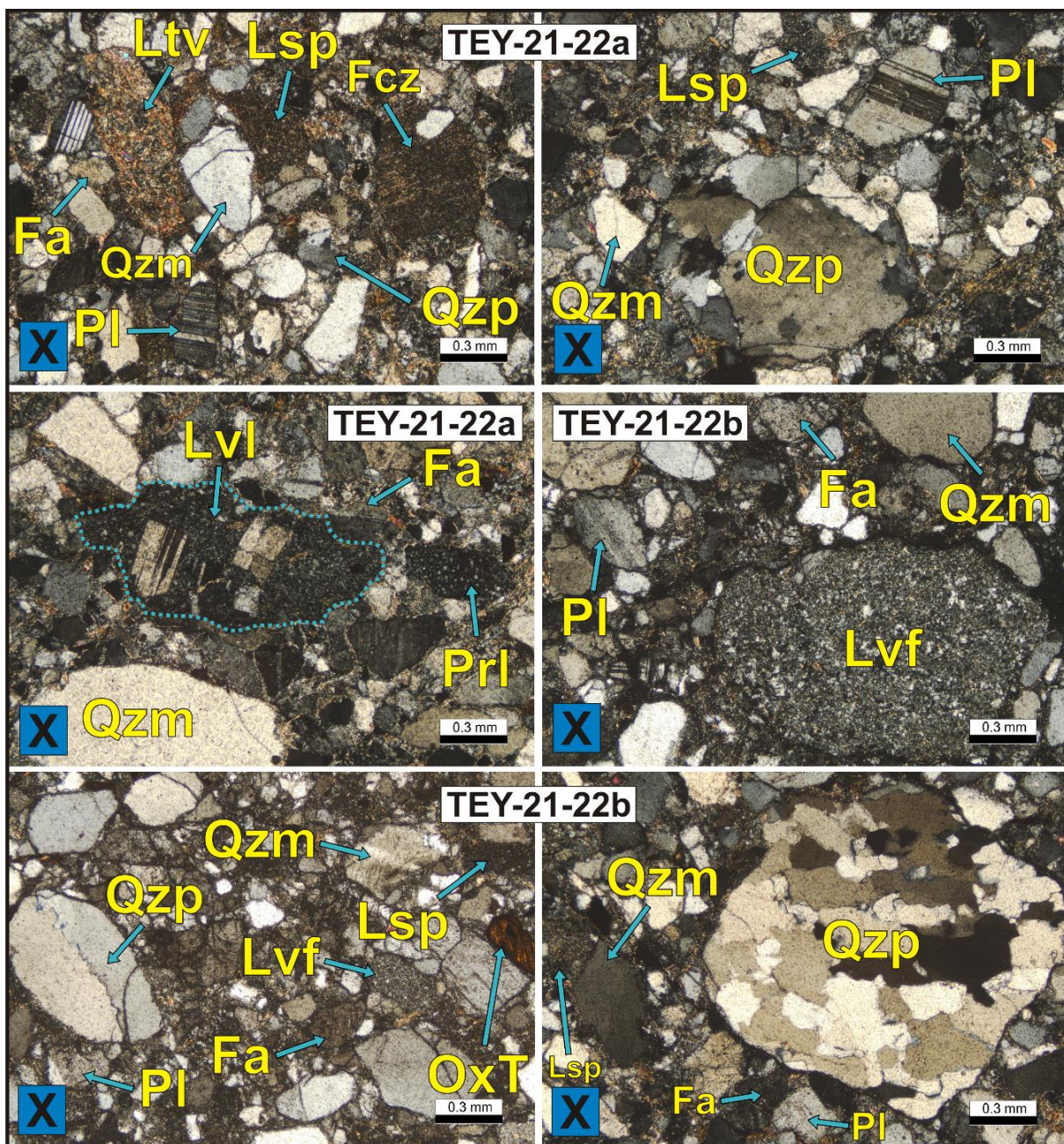


Figura 60. Se muestran láminas delgadas de areniscas con sus principales componentes, pertenecientes a la Formación Taray. Plagioclasa (PI), feldespato alcalino (Fa), cuarzo monocristalino (Qzm), cuarzo policristalino (Qzp), lítico sedimentario pelítico (Lsp), lítico volcánico (Ltv), fragmento flujo de ceniza (Fcz), lítico volcánico lathwork (Lvl), lítico volcánico felsítico (Lvfi), óxido de titanio (OxT).

4.2.2 Rocas de los bloques

Las muestras de los bloques se pueden dividir en calizas silicificadas, carbonatos con talco y rocas ígneas. Se tienen tres muestras de calizas silicificadas TEY-21-02, TEY-21-02' y TEY-21-11 compuestas principalmente por carbonato masivo sin hábito cristalino presentando un tono café claro a sucio por contenido de arcillas y óxido, presentándose en algunas zonas como parches y estructura bandeada; en menor medida se observan agregados de cuarzo microcristalino como si estuvieran relleno de cavidades, y en algunas zonas rodeando a fragmentos de carbonato, dándole un aspecto brechado a las rocas; el carbonato puede ser calcita y en algunas zonas se observa desarrollo marcado de crucero grueso de carbonatos pudiendo tratarse de dolomita; otra característica importante es que hay abundantes vetillas de carbonato y cuarzo, así como presencia de un mineral metálico de color rojo en luz natural y opaco en luz polarizada, de forma euhedral a subhedral tal vez hematita; por sus características estas calizas pudieron haber sido afectadas por el paso de fluidos hidrotermales provocando su silicificación, vetilleo y depósito de minerales metálicos (Figura 61).

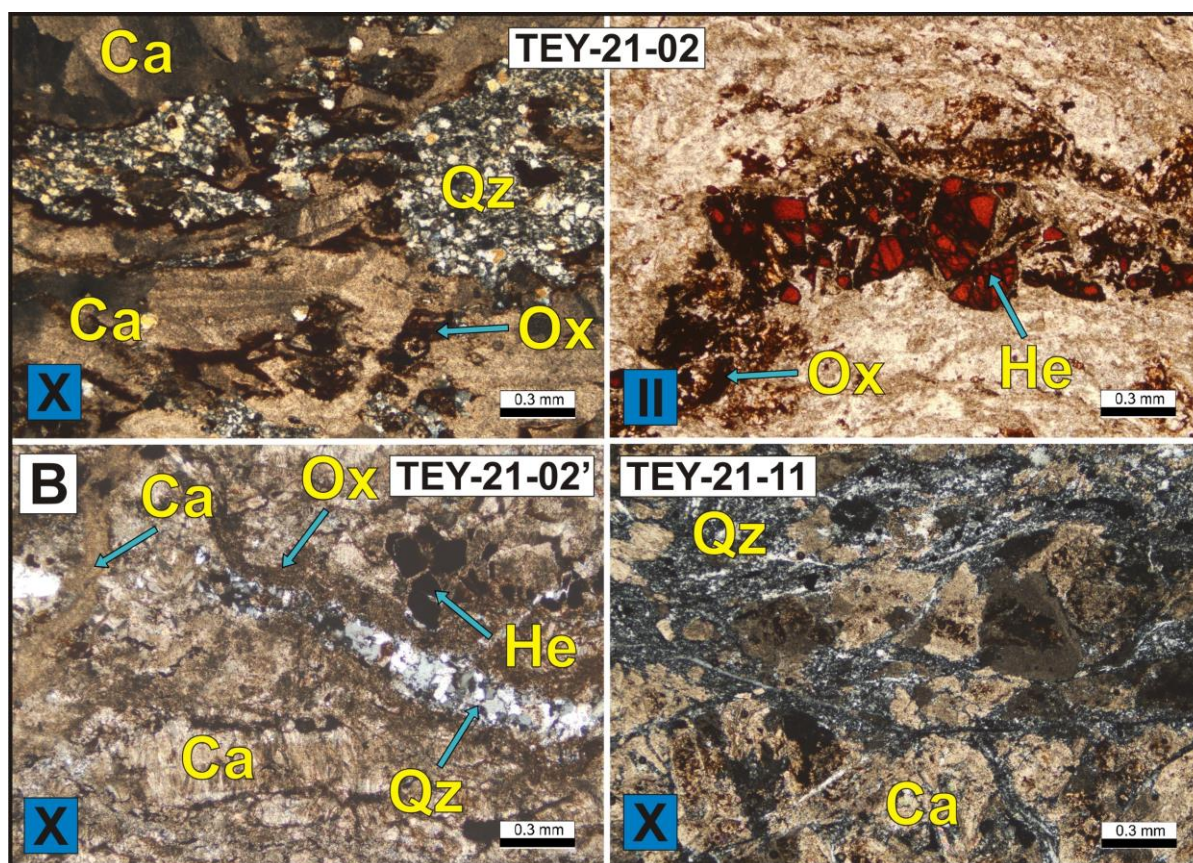


Figura 61. Se muestran láminas delgadas de calizas silicificadas con sus principales componentes, pertenecientes a la Formación Taray. Cuarzo (Qz), carbonato (Ca), hematita (He), minerales metálicos opacos (Mm), óxido (Ox).

En cuanto a las rocas formadas por carbonatos y talco se tienen dos muestras que son TEY-21-11b y TEY-21-11c. Ambas muestras pertenecen al mismo afloramiento, pero presentan variación en el grado de deformación y mezclamiento de sus componentes. La primera presenta dos zonas bien diferenciadas una de color blanco conformada por magnesita con tono grisáceo a sucio en luz natural y cuyos colores casi no varían en luz polarizada con crucero bien desarrollado en dos direcciones formando rombos y una tercera incipiente; también se observa posible dolomita o calcita con hábito ramificado vertical curvado; mientras tanto la zona de color verde claro se observa compuesta por minerales microcristalinos siendo carbonatos con arcillas, solo en algunas zonas se observa un mineral microcristalino de colores azules a rojizos naranjas de tercer orden pudiendo tratarse de talco (Figura 62); la segunda muestra está conformada por matriz microcristalina de carbonato y arcillas, conteniendo zonas de parches de calcita, y agregados irregulares y cristales de magnesita; presenta un aspecto general cizallado con desarrollo de foliación formando sigmoides de los minerales delimitados por fracturas o planos con óxido (Figura 84). Alrededor de los cristales el carbonato está triturado y da un aspecto de “alas” formadas por la recristalización provocada por la trituración o cizallamiento de la matriz; por las características que presentan ambas muestras parece que la primera forma una especie de cuerpos tabulares o diques que probablemente fueron deformados junto con la roca en la que estaban emplazados, y es por esta deformación que probablemente se formaron los carbonatos y el talco observado a partir de otras rocas o protolitos.

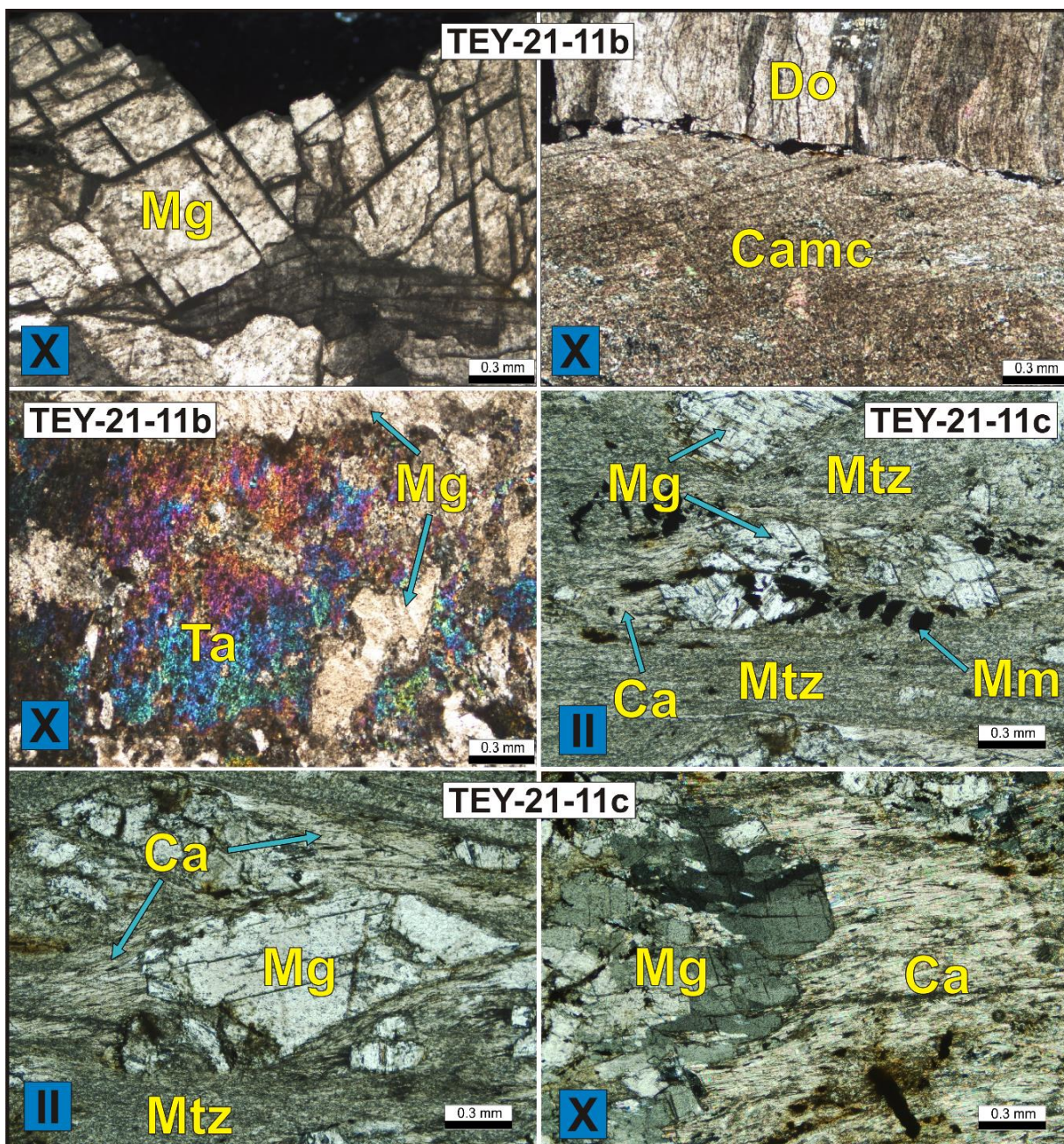


Figura 62. Se muestran láminas delgadas y sus principales componentes, pertenecientes al bloque de carbonato y talco de la Formación Taray. Magnesita (Mg), dolomita (Do), carbonato microcristalino (Camc), talco (Ta), matriz (Mtz), minerales metálicos opacos (Mm), calcita (Ca).

Respecto a las rocas ígneas se tienen dos muestras. La primera TEY-21-14 es intrusiva compuesta principalmente por fenocristales de piroxenos de forma euhedral a subhedral presentándose incoloros en luz natural con ligero pleocroísmo a verde claro, con caras alargadas rectangulares pero en algunos casos con bordes irregulares por alteración, con desarrollo de crucero vertical y uno horizontal incipiente; en luz polarizada presentan color gris, así como azules, amarillos y rosas de segundo a tercer orden; la mayoría de los fenocristales

presenta extinción oblicua y alteración parcial a arcillas y epidota, y en menor medida a carbonato. También se observa intercrecimiento de cristales de piroxeno dentro de los fenocristales, teniendo un relieve más alto y formas casi octagonales irregulares, observándose un mejor desarrollo del crucero vertical con colores de interferencia gris. Por sus características se trata de clinopiroxenos tal vez egirina-augita. También hay presentes fenocristales de hornblenda de forma hexagonal y con su crucero característico, presentando color café claro a verdoso en luz natural y en luz polarizada verde claro a café claro; de manera muy escasa se observa plagioclasa con macla polisintética con alto grado de alteración a arcillas y carbonato (Figura 63). Dado que los piroxenos conforman la mayor parte de la muestra se puede tratar de una gabro-norita de piroxenos y anfíboles o una piroxenita. La segunda muestra TEY-21-18 es extrusiva conformada por plagioclasa principalmente y en menor medida cuarzo y feldespato alcalino; los cristales se presentan fracturados y en el caso del feldespato y plagioclasa alterados a arcilla y carbonato; la matriz es microcristalina conteniendo minerales metálicos y alterada a óxido y carbonato (Figura 63); por sus características esta muestra se clasifica como una andesita (Figura 65).

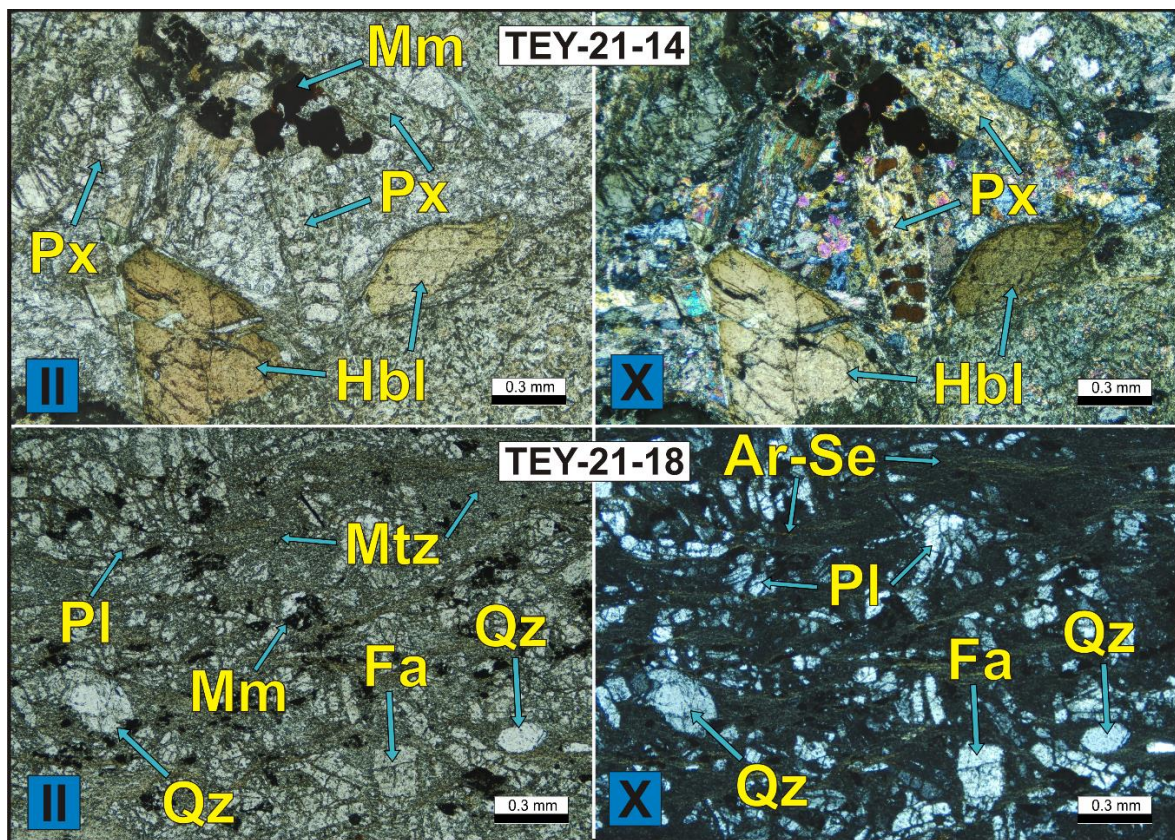


Figura 63. Se muestran láminas delgadas y sus principales componentes, pertenecientes a las rocas ígneas observadas en la Formación Taray. Piroxenos (Px), hornblenda (Hbl), minerales metálicos opacos (Mm), plagioclasa (Pl), cuarzo (Qz), feldespato alcalino (Fa), matriz (MtZ), arcilla-sericita (Ar-Se).

4.3 Área Las Delicias

Las litologías observadas en esta área son de dos tipos: rocas volcánicas y calizas fosilíferas. Estas rocas conforman bloques de decenas de metros hasta cientos de metros, que se deslizaron por gravedad en un margen continental, explicando el depósito de bloques en matriz observado a escala regional (McKee *et al.*, 1999). En muestra de mano las calizas son de color gris claro a oscuro, y también se observan de color gris blanquecino aperlado, parecen ser calizas masivas ya que no se observan planos de estratificación o bancos; la matriz de estas rocas parece ser micrítica y algunas contienen fragmentos de fósiles que alcanzan 1.5 cm de largo, pudiendo ser restos de foraminíferos y que se pueden ver a detalle en lámina delgada. En superficie alterada las calizas muestran color amarillo ocre. Por su parte las rocas volcánicas se caracterizan por presentar fenocristales de plagioclasa de hasta 5 mm de diámetro de forma euhedral a anhedral, presentando en ocasiones alteración a arcillas, también se observa feldespato alcalino de forma subhedral a anhedral con tamaño de grano de hasta 3 mm presentando en ocasiones su color blanco rosado característico, pero en su mayoría se observa alterado a arcillas; el cuarzo es de grano fino y se presenta de forma escasa en la mayoría de las muestras, de forma anhedral y translúcido; otro componente importante que se observa en varias de las muestras son fragmentos de otras rocas o de la misma roca pero con diferente composición o grado de cristalización, de color gris claro, negro, café claro a rojizo con tamaño de hasta 4 mm; en algunas de las muestras se aprecian minerales ferromagnesianos en su mayoría oxidados o de color negro pero de formas subhedral a anhedral, solo en una de las muestras se alcanzan a ver con tamaño de grano de hasta 4 mm sin alteración pudiendo ser piroxenos y anfíboles. La matriz de las muestras es microcristalina de color verde claro, café claro a negro con abundante alteración a arcillas, óxido y en menor medida a carbonato y clorita.

Para el área de Las Delicias, Coahuila se elaboraron 12 láminas delgadas, incluyendo calizas, y rocas ígneas extrusivas, que comprenden desde andesitas hasta rocas piroclásticas. Estas rocas conforman los bloques de la Formación Delicias, en el estado de Coahuila (McKee *et al.*, 1999).

4.3.1 Calizas

Las cuatro láminas delgadas de los bloques de calizas fueron descritas y clasificadas con base en los criterios y clasificaciones de Folk (1962) y Dunham (1962) para calizas. Las muestras DEL-21-03 (pelbiomicrita; *wackestone* de foraminíferos y peloides), DEL-21-11 (biomicrita; *wackestone* de foraminíferos y moluscos), DEL-21-14 (biomicrita poco empaquetada;

wackestone con foraminíferos, *ooides* y *pellets*), DEL-21-FUS (bioesparita de fusulínidos; *wackestone* con fusulínidos) están conformadas por matriz de micrita presentando un aspecto sucio de color café a negro con cantidades menores de esparita en forma de parches o mezclados con la micrita conformando la mayor parte de la matriz excepto en una muestra donde comprende menos del 20%; otro componente importante son fragmentos esqueléticos en su mayoría de foraminíferos, presentando distinto número de cámaras y arreglo de estas. Se observan foraminíferos con arreglo espiral de sus cámaras y con arreglo vertical; también se logran distinguir foraminíferos fusulínidos siendo los que presentan las mayores dimensiones pero solo se observan en algunas de las muestras; se observan otros fragmentos esqueléticos que pueden tratarse de equinodermos, crinoides que están formados con un punto central rodeado por líneas concéntricas, gasterópodos con arreglo en forma de cono espiral, braquiópodos de formas alargadas y delgadas presentando curvaturas con formas en c y s, con bordes de esparita y centro de micrita; otros componentes que se observan son peloides y *ooides*, y algunos agregados granulares conformados por fragmentos fósiles, *ooides* y *pellets* cementados por esparita, hay otros agregados conformados solo por granos de micrita y cementados por esparita pudiendo tratarse de intraclastos (Figura 64).

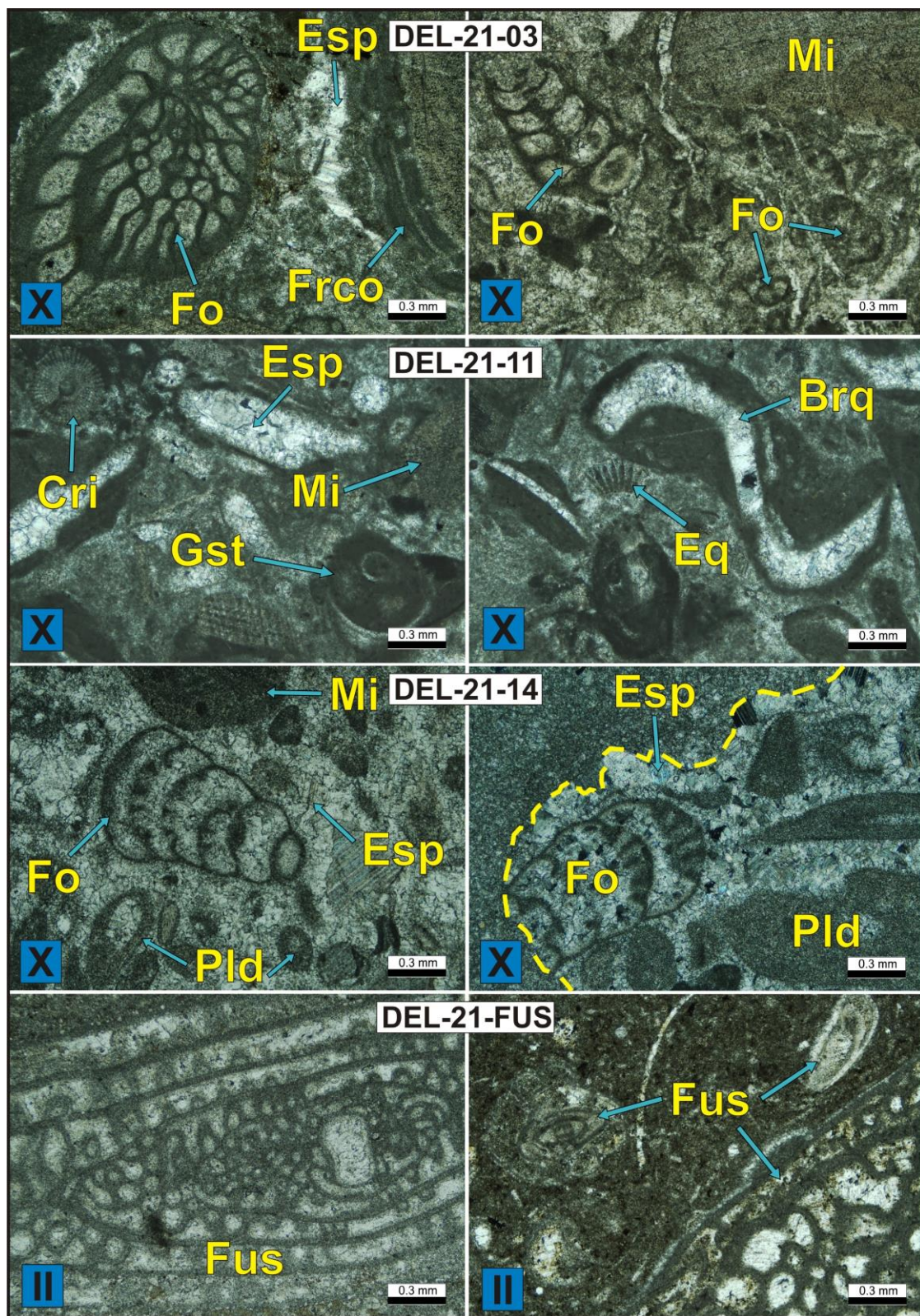


Figura 64. Se muestran láminas delgadas de calizas con sus principales componentes, pertenecientes al área de Las Delicias Coahuila. Foraminífero (Fo), esparita (Esp), fragmento de concha (Frco), micrita (Mi), crinoide (Cri), gasterópodo (Gst), braquiópodo (Brq), equinodermo (Eq), peloide (Pld), fusulínido (Fus).

4.3.2 Rocas ígneas

En lámina delgada con mayor detalle se lograron distinguir de mejor manera los componentes y tipo de roca, y en las rocas que se observaron minerales modales se clasificaron utilizando el diagrama de Streckeisen (1976) para rocas ígneas extrusivas (Figura 65). Se tienen un total de 8 muestras de rocas ígneas variando en composición y tipo de roca, 7 extrusivas de origen efusivo y explosivo, y una intrusiva de origen hipoabisal.

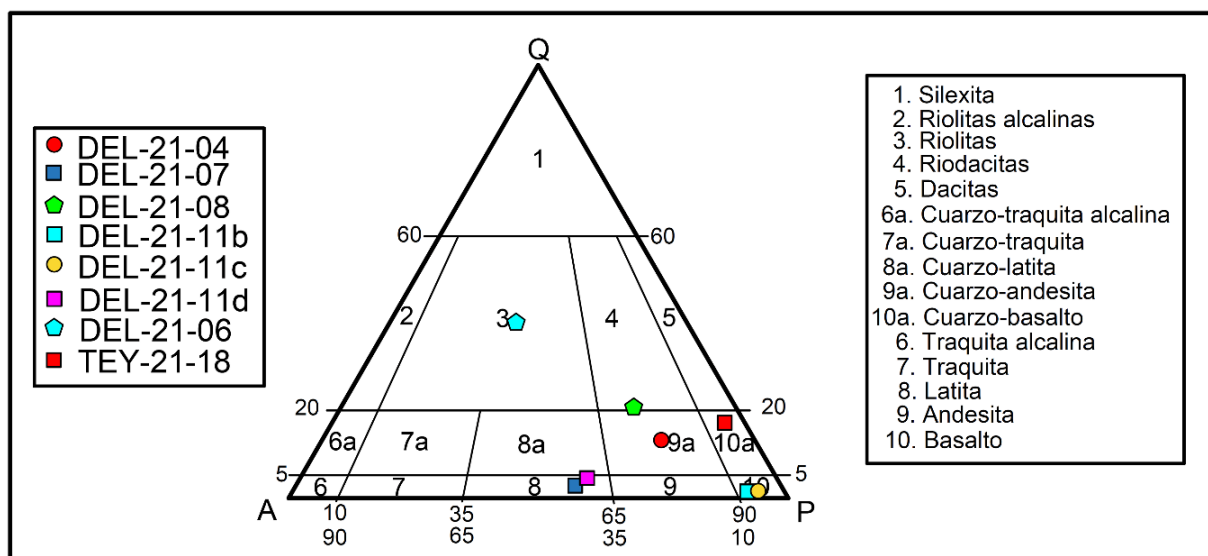


Figura 65. Se muestra diagrama de Streckeisen (1976) para rocas ígneas extrusivas, con las muestras del área de Las Delicias Coahuila que contenían los minerales modales para su clasificación.

Las muestras DEL-21-04 (toba cuarzo-andesítica), DEL-21-06 (ignimbrita riolítica), DEL-21-07 (toba latítica), DEL-21-08 (toba riodacítica-cuarzo andesítica), DEL-21-11b (andesita basáltica), DEL-21-11c (andesita basáltica espilitizada) y DEL-21-11d (latita) están conformadas principalmente por (Figura 66, 67 y 68): fenocristales de plagioclasa de forma anhedral a euhedral, con bordes fracturados y angulosos para el caso de las rocas piroclásticas, se observa macla polisintética y de la periclina, con ligera a moderada alteración a arcillas carbonato y en menor medida sericita, solo en una de las muestras se observa zoneamiento de las plagioclasas; feldespato alcalino de forma anhedral a subhedral presentándose como fragmentos angulosos en las rocas piroclásticas, algunos cristales presentan macla simple o de Carlsbad con ligera a completa alteración a carbonato y arcillas; el cuarzo se presenta en bajas proporciones en la mayoría de las muestras, siendo de forma subhedral a anhedral, presentando superficies más limpias y casi sin alteración en comparación con los feldespatos, donde se observa en mayor cantidad es en las rocas piroclásticas y casi ausente en las demás rocas; otro componente que se observa en las rocas

piroclásticas son los líticos que son fragmentos de andesitas compuestas por cristales de plagioclasa y matriz, limolitas, cuarzo microcristalino, flujo de ceniza y lutita; la matriz de las andesitas está compuesta por microcristales de plagioclasa y vidrio, con textura afieltrada, presentando alteración a arcillas y carbonato; la matriz de las rocas piroclásticas está compuesta por cuarzo y feldespatos microcristalinos, ceniza y vidrio, presentando una alto grado de alteración a arcillas y carbonato, observándose textura eutaxítica en la muestra correspondiente a la ignimbrita (Figura 67 y 68). La muestra restante DEL-21-01 es una roca ígnea intrusiva hipoabisal compuesta en su mayoría por piroxenos de forma euhedral a anhedral, presentando en algunos casos macla simple con ligera a moderada alteración a clorita; también se observan fenocristales de plagioclasa de forma subhedral con macla polisintética, simple y de la periclina, con alteración ligera a moderada a arcillas y sericita; en menor proporción se observan cuarzo y feldespato alcalino de forma subhedral, el feldespato se presenta casi completamente alterado arcillas; la matriz es microcristalina con alteración a arcillas y clorita, conteniendo minerales metálicos opacos, y se observa un agregado de cuarzo microcristalino que contiene fenocristales de cuarzo y granos de cuarzo policristalino (Figura 68).

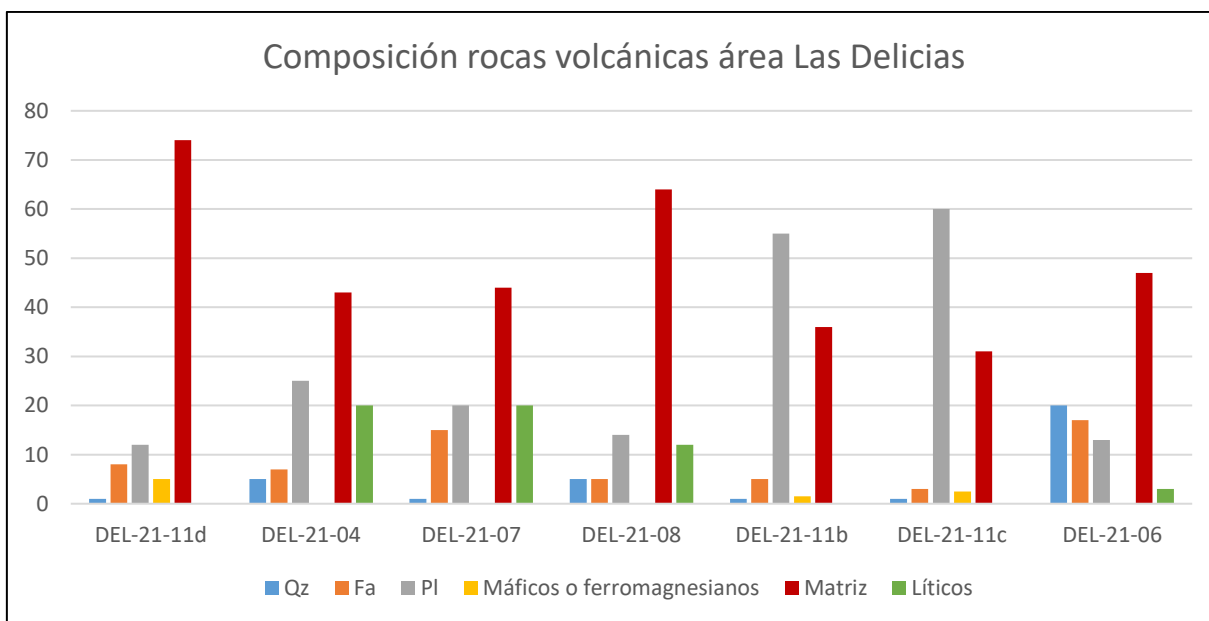


Figura 66. Se muestra diagrama de barras con porcentaje de los principales componentes de las rocas ígneas del área de Las Delicias Coahuila. Cuarzo (Qz), feldespato alcalino (Fa), plagioclasa (Pl), minerales máficos o ferromagnesianos, matriz y líticos.

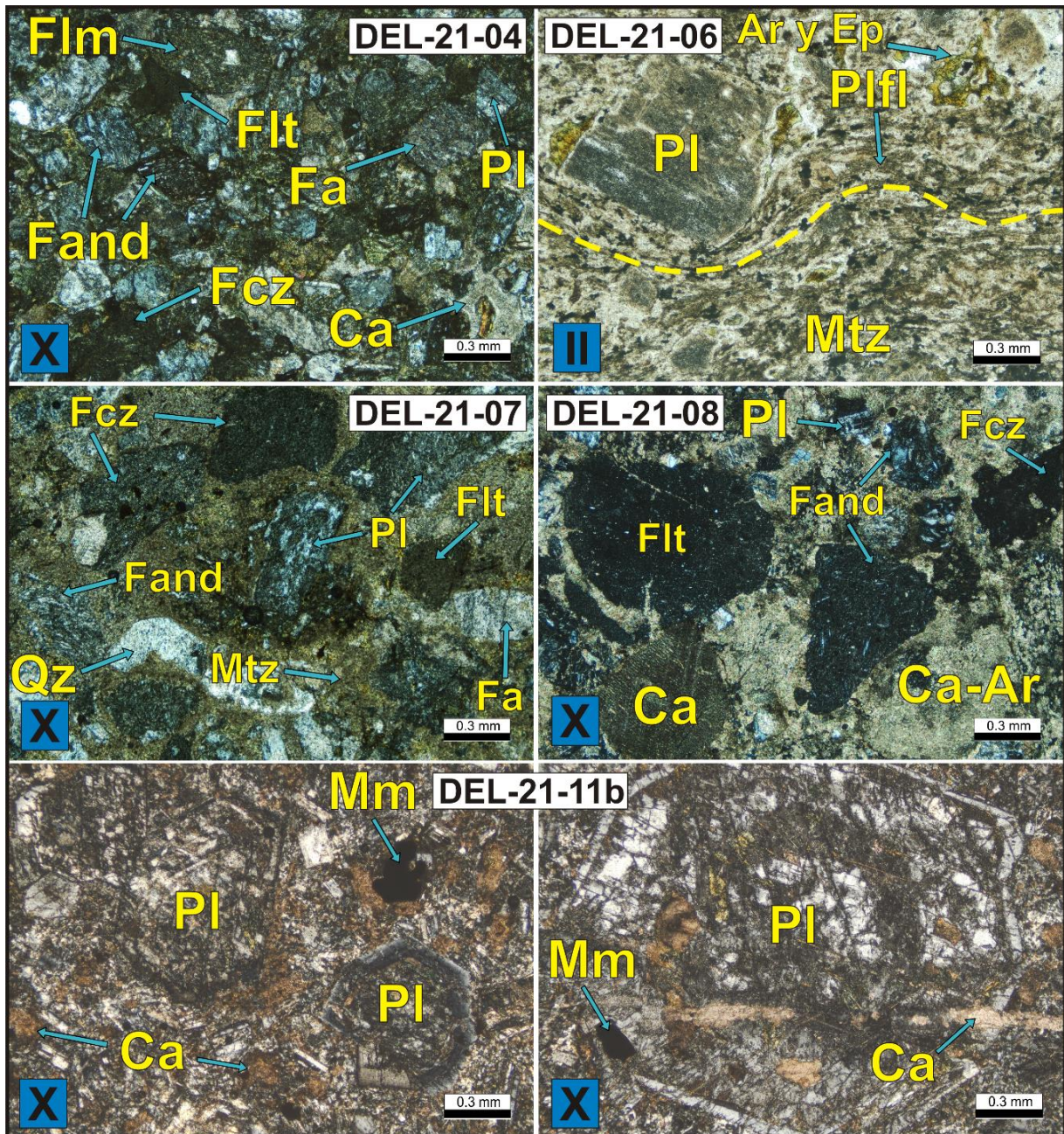


Figura 67. Se muestran láminas delgadas de rocas ígneas con sus principales componentes, pertenecientes al área de Las Delicias Coahuila. Fragmento andesita (Fand), fragmento flujo de ceniza (Fcz), fragmento lutita (Flt), fragmento limolita (Flm), feldespato alcalino (Fa), plagioclasa (PI), carbonato (Ca), arcilla-epidota (Ar-Ep), plano de flujo (PIfl), matriz (Mtz), cuarzo (Qz), carbonato-arcilla (Ca-Ar), minerales metálicos opacos (Mm).

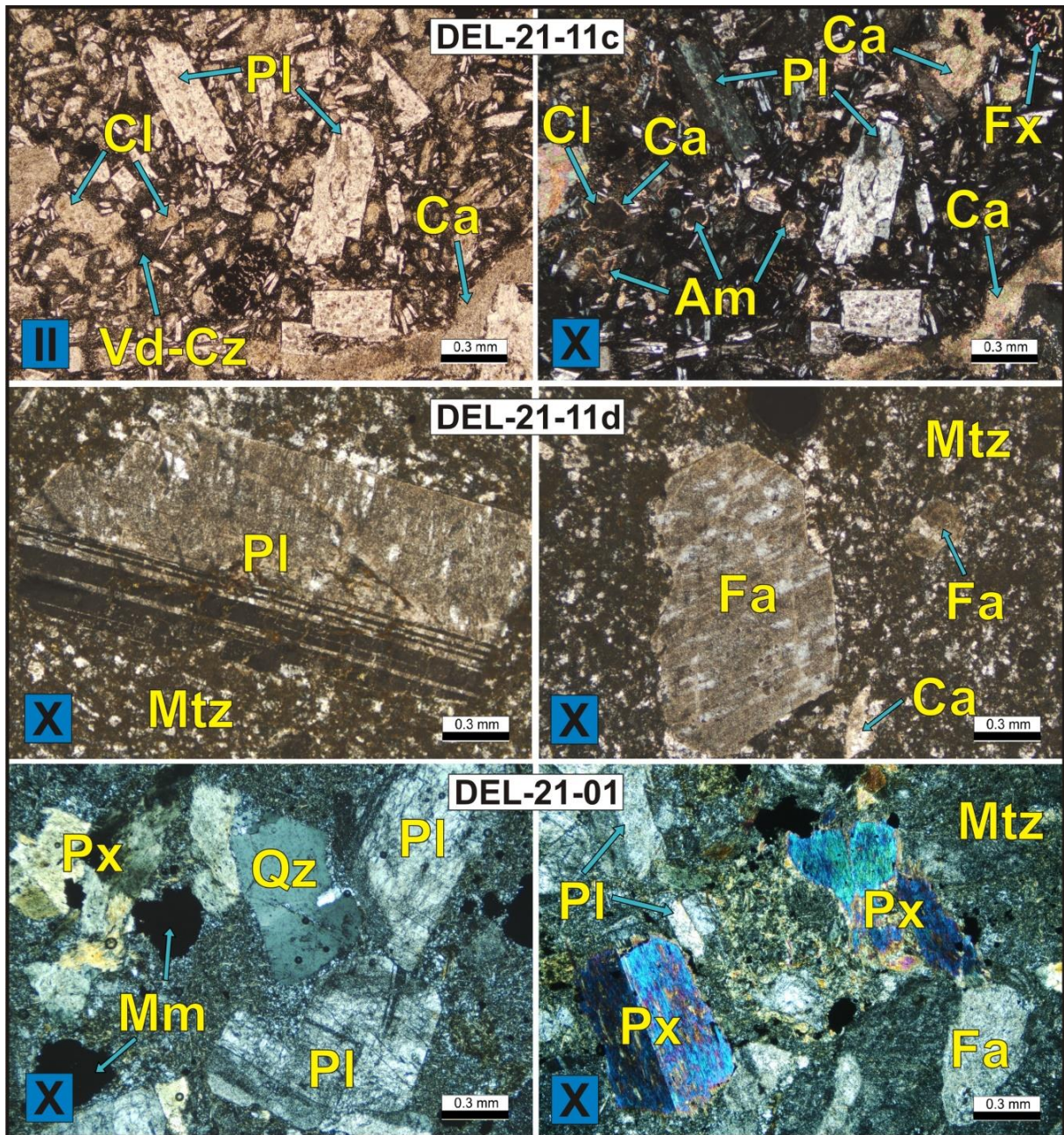


Figura 68. Se muestran láminas delgadas de rocas ígneas con sus principales componentes, pertenecientes al área de Las Delicias Coahuila. Plagioclasa (Pl), clorita (Cl), carbonato (Ca), vidrio-ceniza (Vd-Cz), amígdalas rellenas por clorita y carbonato (Am), ferromagnesianos oxidados (Fx), matriz (Mtz), piroxeno (Px), cuarzo (Qz), minerales metálicos opacos (Mm), feldespato alcalino (Fa).

5. GEOCRONOLOGÍA DE ZIRCONES DETRÍTICOS

5.1 Formación Rodeo KOP-20-19

La muestra de la Formación Rodeo es una arenisca de grano fino que aflora a la base de esta formación intercalándose con las andesitas; la determinación de la edad de esta roca se hizo con el fin de definir la edad de estos sedimentos y su posible relación con los sedimentos de la Formación Taray. Para esta muestra (KOP-20-19) se analizaron un total de 100 zircones (Tabla 7 en Anexo 2 geocronología de zircones detríticos), entre los que se observan varias poblaciones de zircones con determinados rangos de edad, 98 de los zircones son considerados parte de la roca muestreada, y dos granos con edades muy jóvenes totalmente ilógicas pudieron haber sido mezclados por contaminación durante la trituration de la muestra. Las poblaciones son como sigue (Tabla 2): 46 zircones quedan en un intervalo entre 168.8 a 194.4 Ma (relacionados con el vulcanismo del Arco Nazas del Jurásico), 6 zircones en un intervalo entre 200.7 a 233.7 Ma (Triásico?), 11 zircones en un intervalo entre 246.4 a 297.7 Ma (Arco Permo-Triásico), 5 zircones en un intervalo de 305.2 a 382.4 Ma (Devónico-Carbonífero?), 4 zircones en un intervalo de 442.7 a 493.1 Ma (Arco Ordovícico-Silúrico), 4 zircones en un intervalo entre 562.8 a 735.7 Ma (Panafricanos), 18 zircones en un intervalo entre 845.6 a 1353.4 Ma (Grenvillianos), 2 zircones en un intervalo entre 1715.6 a 1835.5 Ma (Columbia?) y 2 zircones en un intervalo entre 2652.8 y 2665.4 Ma (Arqueanos), estas poblaciones se pueden observar en el histograma con curva de probabilidad relativa (Figura 69). La edad más joven reportada de la muestra es de 168.8 Ma, y la edad máxima de depósito calculada a partir del grupo de zircones que conforman la población más joven (34 zircones correspondientes con el pico mayor del histograma con curva de probabilidad relativa Figura 69) es de 184 Ma utilizando el programa *Age Pick*; también utilizando el diagrama *weighted average age tuff zircon* se obtiene una edad 185.33 Ma a partir de un grupo de 27 zircones coherentes presentes en la población más joven y esta se considera la edad máxima de depósito con mayor grado de confianza (Figura 70), casi coincidiendo con el pico más alto del histograma con curva de probabilidad relativa (Figura 69). A partir de estas edades obtenidas los sedimentos de la base de la Formación Rodeo se pueden ubicar en el Jurásico Temprano (Pliensbachiano). Otra característica importante observada en el diagrama de la Figura 69 es que la mayor cantidad de zircones se agrupan en el Jurásico con un total de 46 representando casi el 50% del total, por lo que junto con lo visto en la roca tanto en muestra de mano como en lámina delgada puede ser posible que tenga un alto componente volcánico pudiendo ser de origen volcanosedimentario y ser producto del vulcanismo del Arco Nazas o bien ser

producto de la erosión de este arco y su depósito se llevó a cabo muy cerca de donde se encontraban los depósitos volcánicos, o dicho de otra manera se depositó muy cerca de su fuente principal (Barboza-Gudiño, comunicación personal).

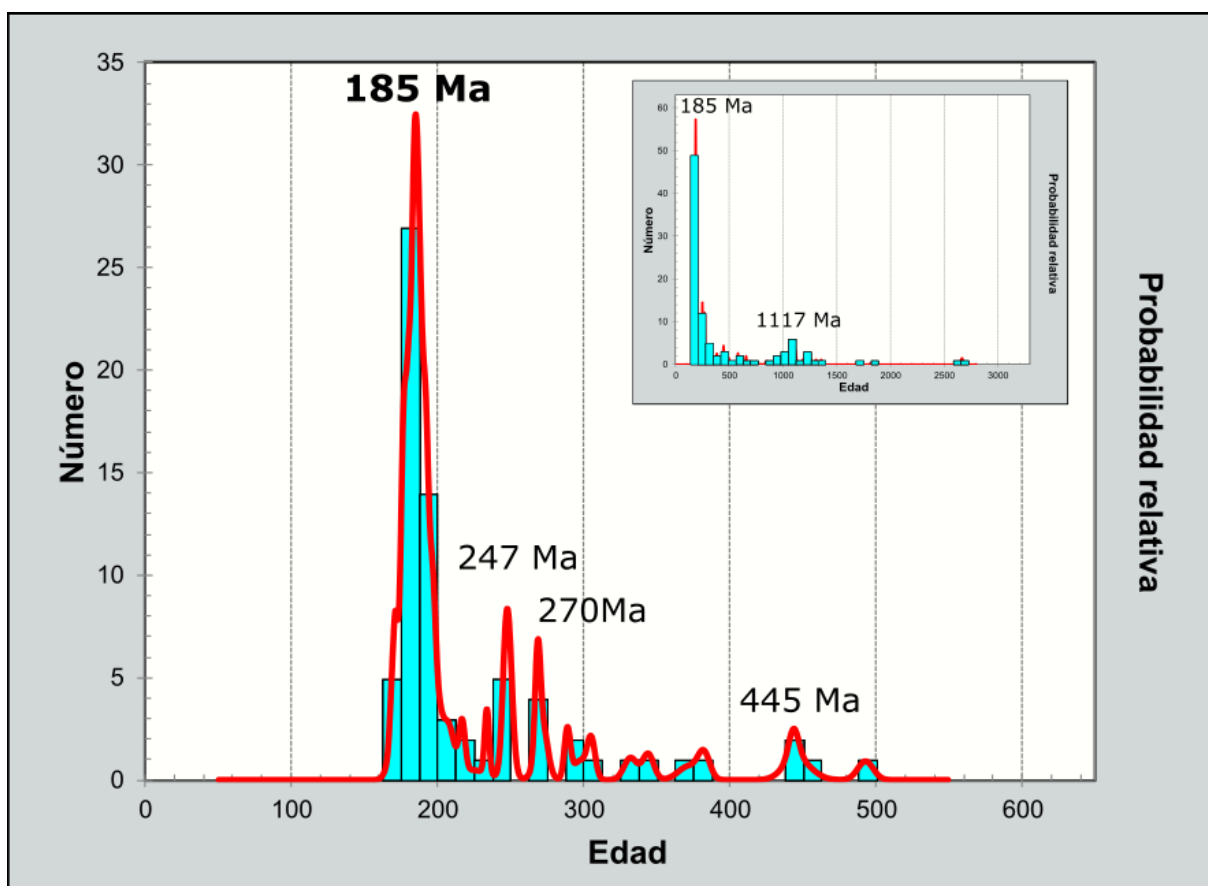


Figura 69. Se muestra histograma con curva de probabilidad relativa para las distintas poblaciones de zirrones para la muestra KOP-20-19.

Tabla 2. Poblaciones de zirrones identificadas en la muestra KOP-20-19, procedente de la localidad de El Rodeo del municipio de Mazapil, estado de Zacatecas.

Población	Edades	Número de zirrones	Posible origen
I	168.8 - 194.4 Ma	46	Arco Nazas
II	200.7 - 233.7 Ma	6	Triásicos
III	246.4 - 297.7 Ma	11	Arco Permo-triásico
IV	305.2 - 382.4 Ma	5	Devónico-Carbonífero
V	442.7 - 493.1 Ma	4	Arco Ordovícico-Silúrico
VI	562.8 - 735.7 Ma	4	Panafricanos
VII	845.6 - 1353.4 Ma	18	Grenvillianos
VIII	1715.6 - 1835.5 Ma	2	Columbia?
IX	2652.8 - 2665.4 Ma	2	Arqueanos

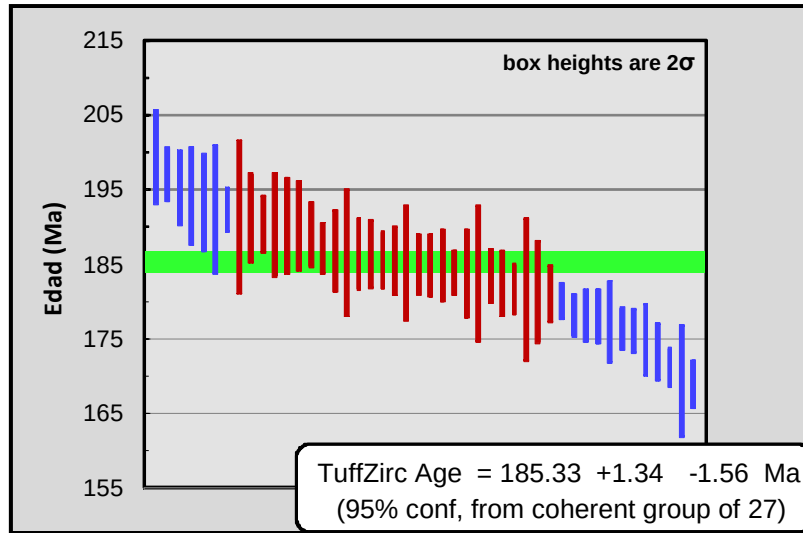


Figura 70. Se muestra diagrama weighted average age tuff zircon para población de zircones más jóvenes de la muestra KOP-20-19.

En el diagrama de concordia (Figura 71) se observa que los zircones concordantes se distribuyen en dos grupos principales, uno entre los 1000 y 1400 Ma y el segundo y más numeroso entre los 170 y 300 Ma; los zircones discordantes están presentes en todas las poblaciones y los más discordantes se encuentran entre los más antiguos. En este mismo diagrama en detalle se observa como el grupo mayor de zircones que se encuentra entre los 180 y 200 Ma que le dan la edad jurásica a la roca son en su mayoría concordantes.

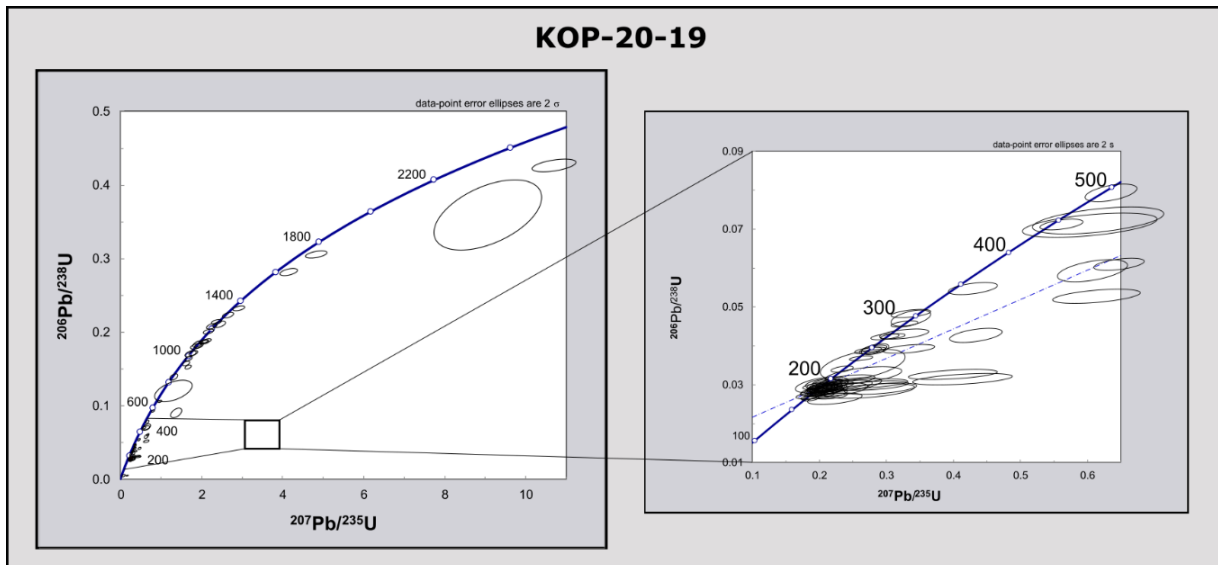


Figura 71. Se muestra diagrama de concordia tipo Wetherill para los zircones de la muestra KOP-20-19.

5.2 Formación Taray TEY-21-22

La muestra de la Formación Taray que se dató es una arenisca de grano medio tomada de la matriz hacia el noroeste del Pico de Teyra, en los alrededores del Cerro El Pedernal. El objetivo de datar esta muestra fue establecer la relación o no relación de la Formación Taray con los depósitos triásicos de la Formación Zacatecas, ya que por la estructura caótica y deformada de la primera se plantea que se originó en un ambiente diferente al de la segunda. Se analizaron un total de 89 zircones (Tabla 8, en Anexo 2 geocronología de zircones detríticos), distinguiéndose las siguientes poblaciones principales (Tabla 3): 6 zircones quedan comprendidos entre los 276 y 297.7 Ma quedando en el Pérmico Temprano (probablemente relacionados con el Arco Permo-Trásico), 4 zircones entre los 300.8 y 313.1 Ma quedando en el Pensilvánico (?), 2 zircones entre los 447.7 y 470.3 Ma ubicándose en el Ordovícico (relacionados al Arco Ordovícico-Silúrico?), 4 zircones entre 696.7 y 794 Ma (probablemente de origen Panafricano), 72 zircones entre 814.1 y 1266.3 Ma ubicándose en el Neoproterozoico y el Mesoproterozoico (relacionados a la Orogenia o Cinturón Grenvilliano), y finalmente un zircón con una edad de 1499.8 Ma del Mesoproterozoico, estas poblaciones se pueden observar en el histograma con curva de probabilidad relativa (Figura 72). La edad más joven reportada de la muestra es de 276 Ma y la edad máxima de depósito calculada a partir del grupo de zircones que conforman la población más joven es de 287 Ma utilizando el programa *Age Pick* (coincidiendo con el pico más alto de la curva de probabilidad relativa en la Figura 72); también utilizando el diagrama *weighted average age tuff zircon* se obtiene una edad de 287.98 Ma a partir de un grupo de 5 zircones coherentes presentes en la población más joven y esta se considera la edad máxima de depósito con mayor grado de confianza (Figura 73), casi coincidiendo con el pico más alto del histograma con curva de probabilidad relativa (Figura 72). A partir de estas edades obtenidas se puede ubicar a la Formación Taray en el Pérmico Temprano (Artinskiano). Otra característica importante que se observa en la Figura 72 es que el grupo mayor de zircones se concentra entre los 800 y 1300 Ma que son edades grenvillianas, y que se podría interpretar que esta muestra se depositó muy cerca de las rocas de esta edad en el centro-norte de México siendo la fuente principal (Barboza-Gudiño, comunicación personal).

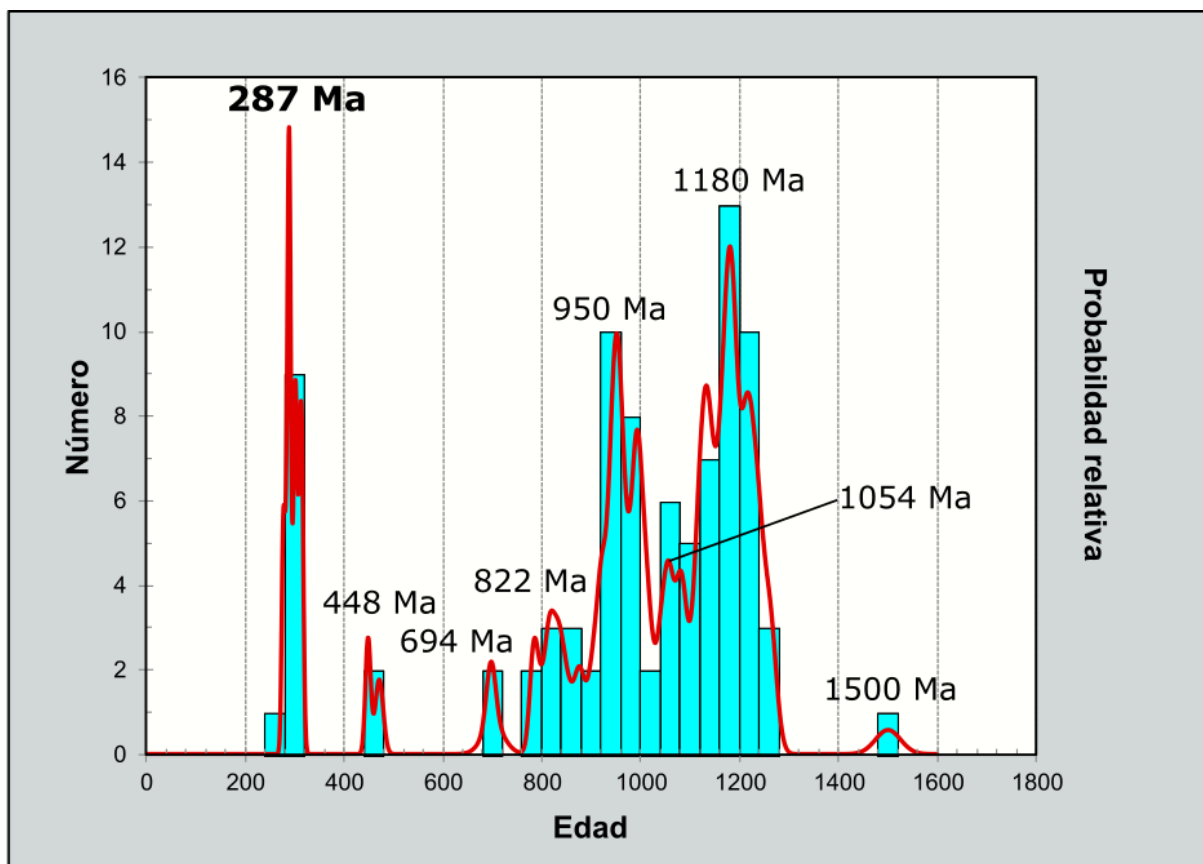


Figura 72. Se muestra histograma con curva de probabilidad relativa para las distintas poblaciones de zircones para la muestra TEY-21-22.

Tabla 3. Poblaciones de zircones detríticos identificadas en la muestra TEY-21-22, procedente de los alrededores hacia el noroeste del Pico de Teyra del municipio de Mazapil, estado de Zacatecas.

Población	Edades	Número de zircones	Posible origen
I	276 - 297.7 Ma	6	Arco Permo-triásico
II	300.8 - 313.1 Ma	4	Pensilvánico?
III	447.7 - 470.3 Ma	2	Arco Ordovicico-Silúrico
IV	696.7 - 794 Ma	4	Panafricanos
V	814.1 - 1266.3 Ma	72	Grenvillianos
VI	1499.8 Ma	1	Mesoproterozoico

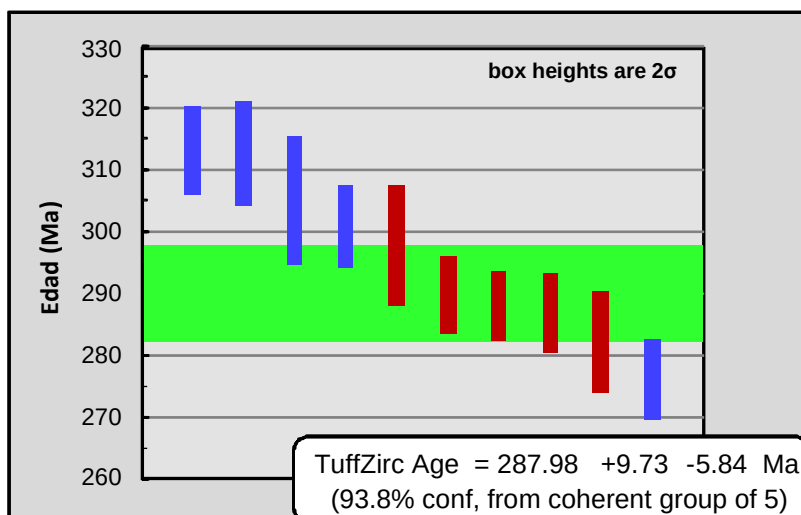


Figura 73. Se muestra diagrama *weighted average age tuff zircon* para población de zircones más jóvenes de la muestra TEY-21-22.

En el diagrama de concordia (Figura 74) se observa que los zircones más concordantes se distribuyen en dos grupos principales, uno entre los 900 y 1300 Ma y el segundo entre los 276 y 300 Ma, este último grupo es el que le asigna la edad máxima de depósito a la roca y son los más concordantes (esto se observa en detalle de la Figura 74); los zircones discordantes están presentes en todas las poblaciones y los más discordantes se encuentran entre los 700 y 1300 Ma.

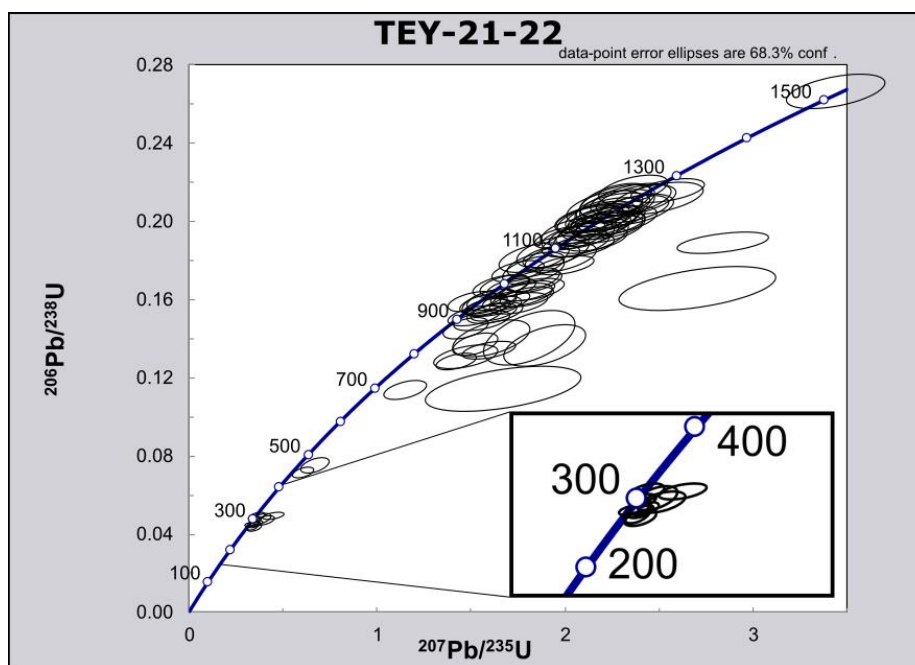


Figura 74. Se muestra diagrama de concordia tipo Wetherill para los zircones de la muestra TEY-21-19.

6. GEOQUÍMICA DE ZIRCONES DETRÍTICOS

Como ya se mencionó antes, junto con los datos de U-Pb obtenidos en la geocronología también se miden las proporciones de otros elementos traza, entre estos elementos se encuentran P, Sc, Ti, Y, Nb, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb, Lu, Hf, Pb, Th y U (Tabla 9 y 10, Anexo geoquímica). Algunos autores han utilizado parte de estos elementos traza para caracterizar el ambiente tectónico de formación de los zircones, ya sea en rocas ígneas, sedimentarias o metamórficas. Entre estos autores se encuentran Grimes *et al.* (2007, 2015), Rubbato (2002) y Belusova (2002). Estos autores han propuesto diagramas con base en el comportamiento y radios de los elementos inmóviles para diferenciar los zircones formados ya sea en dorsales meso-oceánicas (*Mid-Ocean Ridge o MOR*), arcos continentales, ambientes intermedios o como producto de metamorfismo. Las propiedades del zircón para resistir a los cambios de temperatura y presión, así como a los agentes de intemperismo y erosión lo hacen una herramienta muy poderosa para geocronología pero son estas mismas características las que limitan su uso para utilizarlo como método para estudios de procedencia con base en el contenido de sus elementos traza, esto debido a que el zircón tiene una baja sensibilidad a los cambios que ocurren desde su formación hasta su reciclamiento, por lo que si se quiere utilizar el contenido de elementos traza para análisis de procedencia se sugiere la utilización en conjunto de edades y varios diagramas para determinar procedencias cuando no se tienen bien definidas las fuentes, debido a lo anterior el apatito detrítico se ha empezado a utilizar para análisis de procedencia ya que es un mineral estable como el zircón y la composición de sus elementos traza es sensible tanto a la composición de la fuente como a los cambios producidos por intemperismo químico (Grimes *et al.*, 2015; Gregory *et al.*, 2017). A continuación, se presentan los diagramas y su descripción para las dos muestras analizadas en el presente estudio:

6.1 Zircones de la muestra KOP-20-19

Para determinar si los zircones se formaron en un ambiente continental o en una fuente relacionada a dorsales meso-oceánicas (*Middle Ocean Ridge MOR*) se utilizó el diagrama de Hf vs U/Yb para discriminación de ambiente tectónico para zircones de Grimes *et al.* (2015), que utiliza estos elementos debido a que el radio U/Yb es un reflejo de la composición del fundido parental y presenta grandes diferencias entre rocas de estos ambientes. De esta manera el radio U/Yb promedio para rocas de N-MORB es ~0.01, para basaltos de arco primitivo es en promedio 0.3 y el promedio para la corteza continental inferior y superior 0.13 y 1.35 respectivamente (Klein, 2003; Kelemen *et al.*, 2003; Rudnick y Gao 2003 *In* Grimes *et*

al., 2015). Mientras tanto los radios diagnósticos para zircons son <0.1 con origen en el manto, 0.1 a 4 para zircons de arco continental, con los valores más altos reflejando probablemente una mayor influencia de corteza enriquecida en elementos litófilos (LILE = *Large Ion Lithophile Elements*) durante la formación de los fundidos parentales (Grimes *et al.*, 2015). Por su parte el Hf es elegido debido a que covaría con el radio U/Yb y es utilizado como monitor de fraccionamiento ya que aumenta su concentración conforme aumenta el grado de fraccionamiento en el zircón correspondiendo con la caída en la temperatura de cristalización (Watson y Harrison, 2005 *In* Grimes *et al.*, 2015). En el diagrama de Hf vs U/Yb los zircons de la muestra KOP-20-19 caen todos dentro del campo de zircons de origen continental (Figura 75A). También se utilizó el diagrama Nb/Yb vs U/Yb para discriminación de ambiente tectónico para zircons de Grimes *et al.* (2015), y en este caso se usa el Nb ya que es un HFSE (*High Field Strength Elements*) que se presenta en mayor cantidad en fuentes primitivas y se empobrece en fuentes o fundidos más diferenciados o evolucionados como es el caso de los magmas producidos en zonas de subducción (Frisch *et al.*, 2011). En el diagrama de Nb/Yb vs U/Yb la mayoría de los zircons de la muestra KOP-20-19 caen en el campo de zircons de origen de arco magmático y solo 4 dentro del campo de zircons del manto (Figura 75B). Para complementar la definición del ambiente tectónico también se usó el diagrama de Yb vs U en donde la mayoría de los zircons caen dentro del campo de región continental (Figura 76A), solo dos zircons quedan fuera de esta región, siendo concordante con los otros diagramas, definiendo el origen o fuente de los zircons como continental. Otro aspecto importante sobre los zircons es determinar si se originaron de fuentes magmáticas o como producto de metamorfismo, y Rubbato (2002) analiza varios conjuntos de zircons de muestras de rocas metamórficas de alto grado, concluyendo que los zircons de origen metamórfico presentaban valores del radio Th/U <0.1 y los de origen magmático $>0.1-0.2$, aunque destaca que este criterio debe ser acompañado con la catodoluminiscencia de los zircons para analizar las formas y presencia de zonaciones en los distintos cristales.

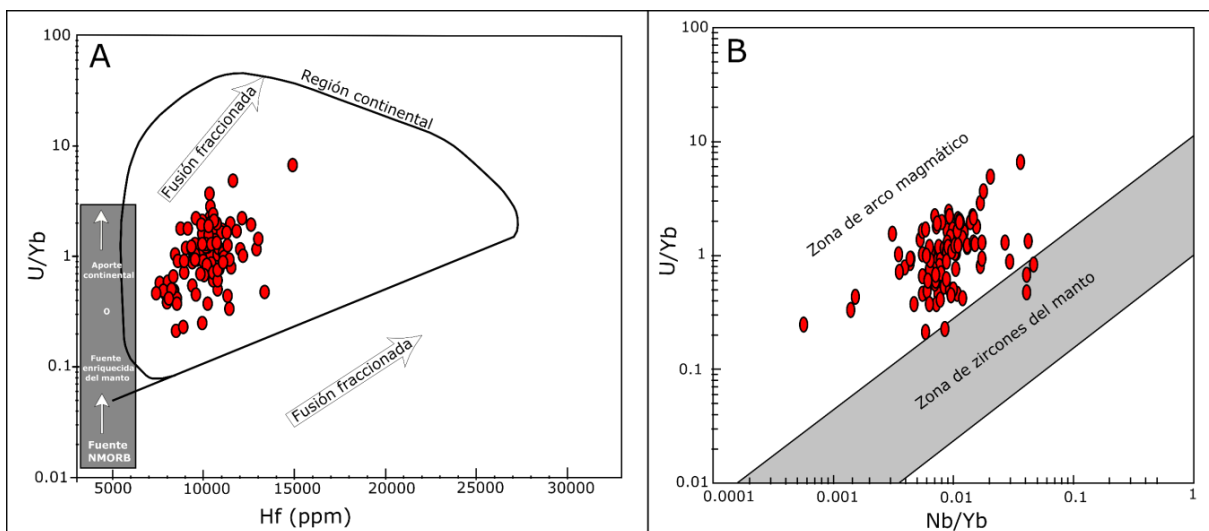


Figura 75. Se muestra en A diagrama de Hf vs U/Yb para discriminación de ambiente tectónico para zircons y en B diagrama Nb/Yb vs U/Yb para discriminación de zircons de arco magmático y del manto para zircons de la muestra KOP-20-19 (Grimes et al., 2007, 2015).

Armstrong-Altrin (2020) utiliza las conclusiones de Rubbato (2002) sobre el radio Th/U y presenta el diagrama para zircons de edad (Ma) contra Th/U, definiendo dos límites, el primero es en 0.1 correspondiendo a que los zircons que grafiquen por debajo de ese valor son de origen metamórfico y el segundo límite en el valor de 0.3 correspondiendo a que los zircons que grafiquen por encima de ese valor son de origen magmático o ígneo, aunque Rubbato y Gebauer (2000) no definen de manera exacta este límite y mencionan que los zircons de origen magmático pueden presentar valores de Th/U mayores a 0.1-0.2 y llegar a alcanzar valores de hasta 15.6, esto con base en los resultados de los análisis hechos a zircons rocas metasedimentarias y metaígneas. La mayoría de los zircons de la muestra KOP-20-19 caen por encima del límite de 0.1 en el diagrama de Th/U vs edad (Figura 76B) quedando solamente dos zircons por debajo del valor de 0.1 siendo estos últimos de probable origen metamórfico o posiblemente sufrieron algún evento extraordinario de fraccionamiento y pérdida de U, por lo que se concluye que la mayoría de los zircons son de origen ígneo o magmático.

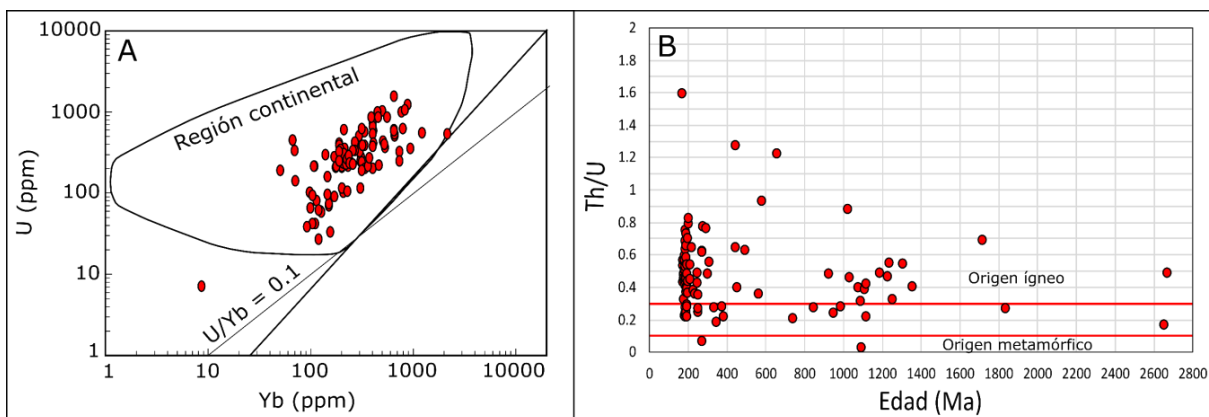


Figura 76. Se muestra en A diagrama Yb vs U para discriminación de zirrones de origen continental (Grimes et al., 2007) y en B diagrama de Edad (Ma) vs Th/U para discriminación de zirrones de origen ígneo y metamórfico (Armstrong-Altrin, 2020, después de Rubatto, 2002) para zirrones de la muestra KOP-20-19.

Grimes et al. (2015) en su trabajo sobre la caracterización de firmas geoquímicas con base en elementos traza para determinar procedencia en zirrones, realiza una compilación de composiciones de elementos traza para zirrones magmáticos formados en distintos ambientes tectónicos determinando concentraciones o valores medios para los zirrones de cada ambiente tectónico. Este autor también describe el comportamiento de los distintos elementos traza para cada ambiente tectónico. Para observar el comportamiento de los elementos traza se procedió a normalizar los valores de los zirrones a valores medios de zirrones definidos por Grimes et al. (2015) de MOR, granitoides de arco continental, granitoides postcolisionales y finalmente también a condrita de Sun y McDonough (1989). A continuación, se presentan los distintos diagramas, dividiéndose los zirrones según las poblaciones identificadas con base en su edad de la más joven a la más antigua mostradas en la Tabla 4:

Tabla 4. Poblaciones de zirrones identificadas en la muestra KOP-20-19, procedente de la localidad de El Rodeo del municipio de Mazapil, estado de Zacatecas.

Población	Edades	Número de zirrones	Posible origen
I	168.8 - 194.4 Ma	46	Arco Nazas
II	200.7 - 233.7 Ma	6	Triásicos
III	246.4 - 297.7 Ma	11	Arco Permo-triásico
IV	305.2 - 382.4 Ma	5	Devónico-Carbonífero
V	442.7 - 493.1 Ma	4	Arco Ordovícico-Silúrico
VI	562.8 - 735.7 Ma	4	Panafricanos
VII	845.6 - 1353.4 Ma	18	Grenvillianos
VIII	1715.6 - 1835.5 Ma	2	Columbia?
IX	2652.8 - 2665.4 Ma	2	Arqueanos

En el primer diagrama de normalización a zircones tipo MOR (Figura 77) se observa una anomalía positiva de Sc en la mayoría de las poblaciones así como anomalías negativas de Ti y Y, respecto a los REE se observa un empobrecimiento general que se acentúa en las HREE aunque en algunos zircones se observa con un efecto espejo presentando enriquecimiento o valores similares a MOR por ejemplo algunos zircones de las poblaciones II y V, y se observa que los valores de Hf en todas las poblaciones casi coinciden con los valores de MOR, finalmente se observan anomalías positivas de Th y U en la mayoría de los zircones, excepto por algunos casos que presentan valores iguales o menores a MOR.

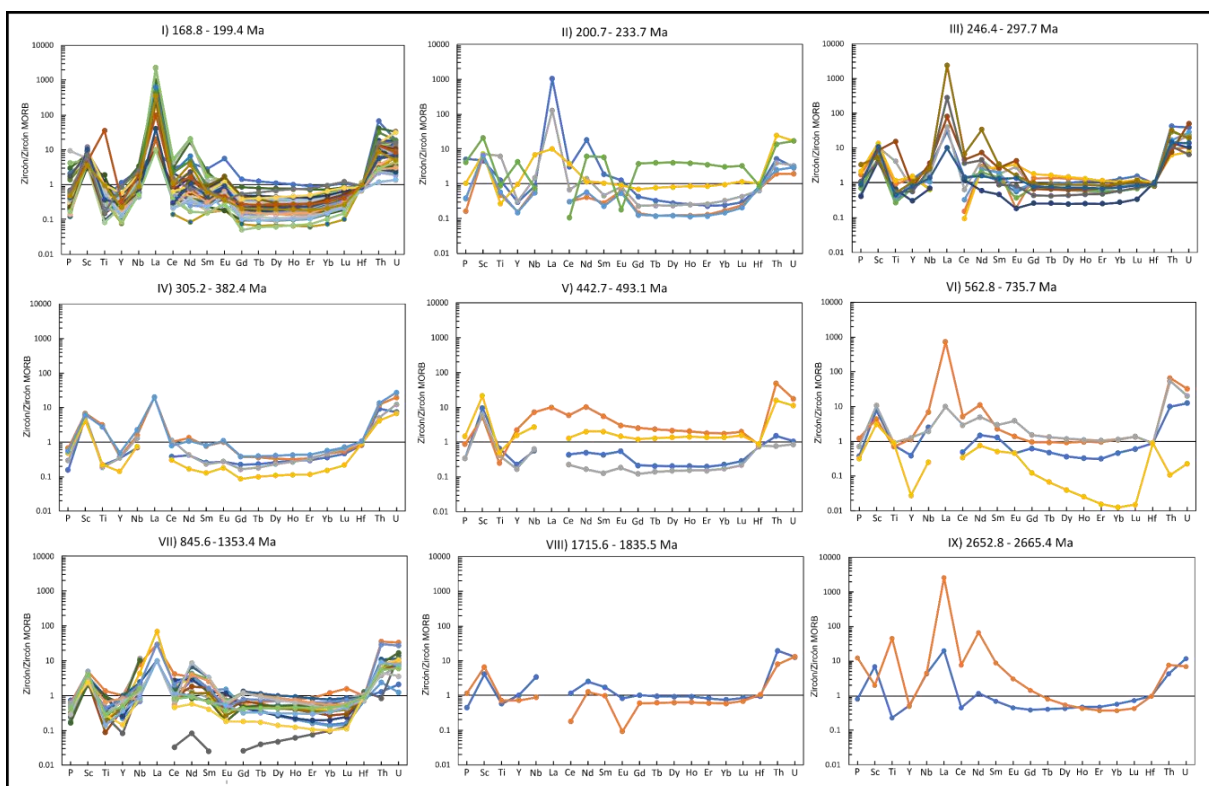


Figura 77. Se muestran diagramas tipo spider de elementos traza de zircones de la muestra KOP-20-19 normalizados a valores de zircones de MOR (Middle Ocean Ridge) Grimes et al. (2015), divididos por las poblaciones identificadas según su edad.

En el diagrama de normalización a valores de zircones de granitoides de arco continental (Figura 78) se puede observar una ligera anomalía positiva de Ti en algunos zircones de todas las poblaciones, también se observa una anomalía positiva de La en todas las poblaciones excepto en las poblaciones II y V, respecto al Ce se observa una ligera anomalía negativa en la mayoría de los zircones, también se observan ligeras anomalías positivas de Nd y Eu, respecto a las HREE y los elementos Th y U se observa un efecto espejo ya que en la mayoría de las poblaciones una parte de los zircones presentan empobrecimiento y otra parte

enriquecimiento, excepto las poblaciones VIII y IX que presentan patrones planos con valores muy cercanos a 1.

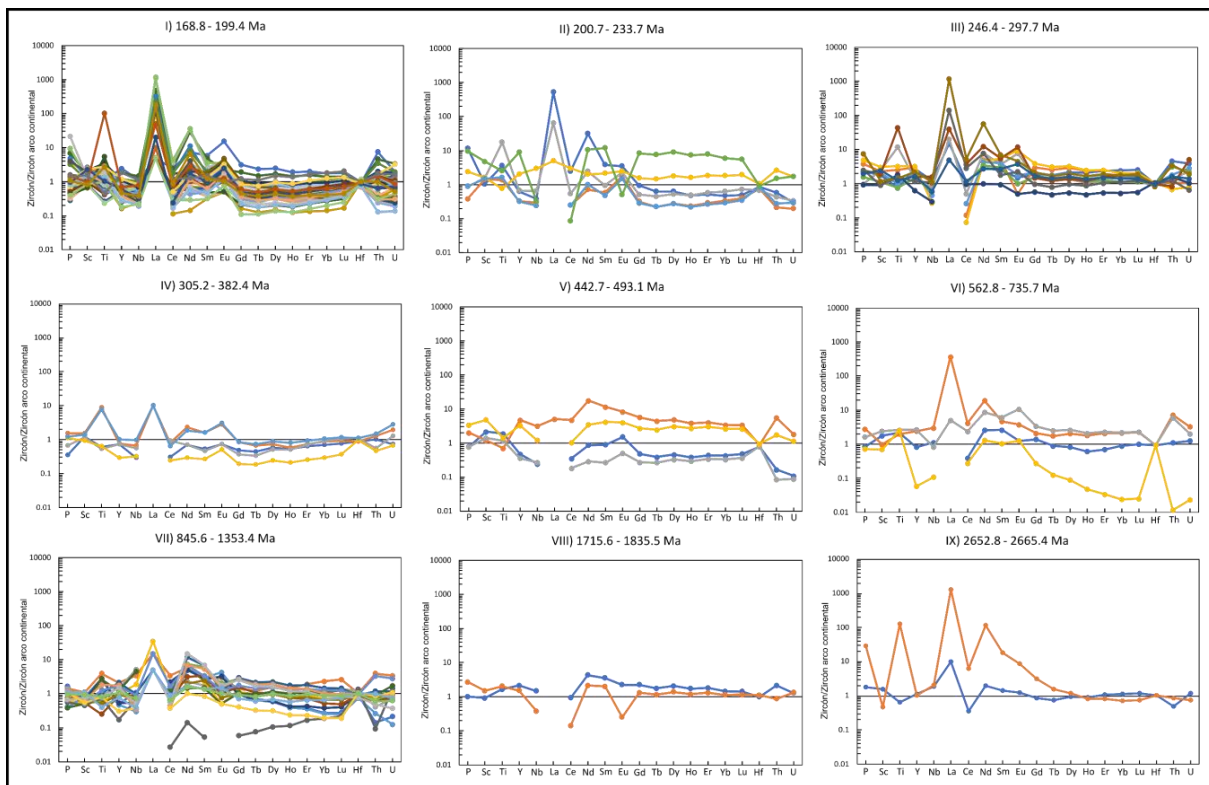


Figura 78. Se muestran diagramas tipo spider de elementos traza de zirrones de la muestra KOP-20-19 normalizados a valores de zirrones de granitoides de arco continental de Grimes et al. (2015), divididos por las poblaciones identificadas según su edad.

En el diagrama de normalización a valores de zirrones de granitoides postcolisionales (Figura 79) se observan patrones muy parecidos a los del diagrama anterior destacándose las anomalías positivas de Ti y La, y en este diagrama se observa una anomalía positiva de Nd y Sm para todas las poblaciones, también se observa una ligera anomalía negativa de Eu para la mayoría de las poblaciones excepto para la IX, finalmente respecto a los HREE y el Th y U se observa un efecto espejo con enriquecimiento para una parte de los zirrones y empobrecimiento para otra parte en casi todas las poblaciones excepto para la IX donde los valores son cercanos a 1.

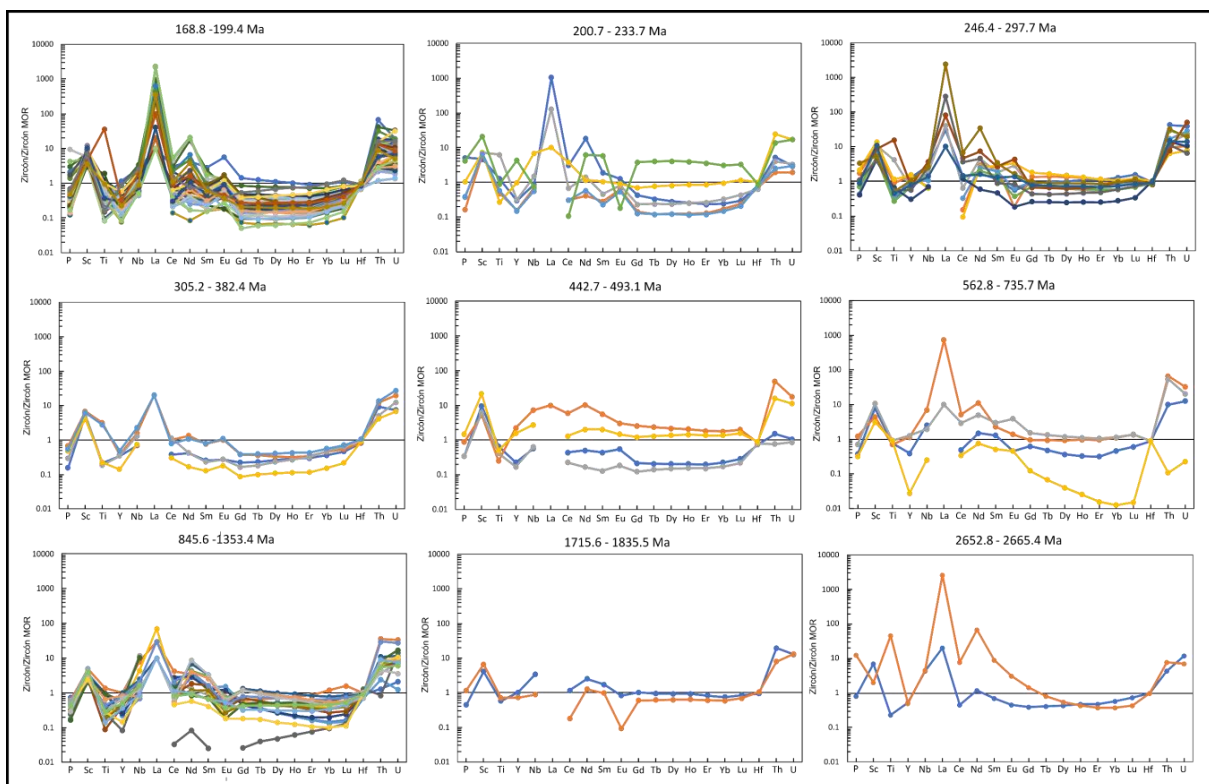


Figura 79. Se muestran diagramas tipo spider de elementos traza de zirrones de la muestra KOP-20-19 normalizados a valores de zirrones de granitoides postcolisionales de Grimes et al. (2015), divididos por las poblaciones identificadas según su edad.

Finalmente, en el diagrama de normalización a valores de condrita (Figura 80) se observa una anomalía positiva de Ce en todas las poblaciones en la mayoría de los zirrones, así como anomalías negativas de Nd, Pr y Eu, respecto a las HREE se observa un enriquecimiento ascendente desde Gd hasta Lu formando una pendiente positiva hacia la derecha. El patrón de enriquecimiento de HREE en las distintas poblaciones puede que se relacione más a que el zircón es un mineral de alta temperatura y debido a que cristaliza en las etapas más tempranas de los magmas y cierra su sistema puede ser que los elementos LREE al ser todavía incompatibles en ese momento no puedan ser enriquecidos en el zircón.

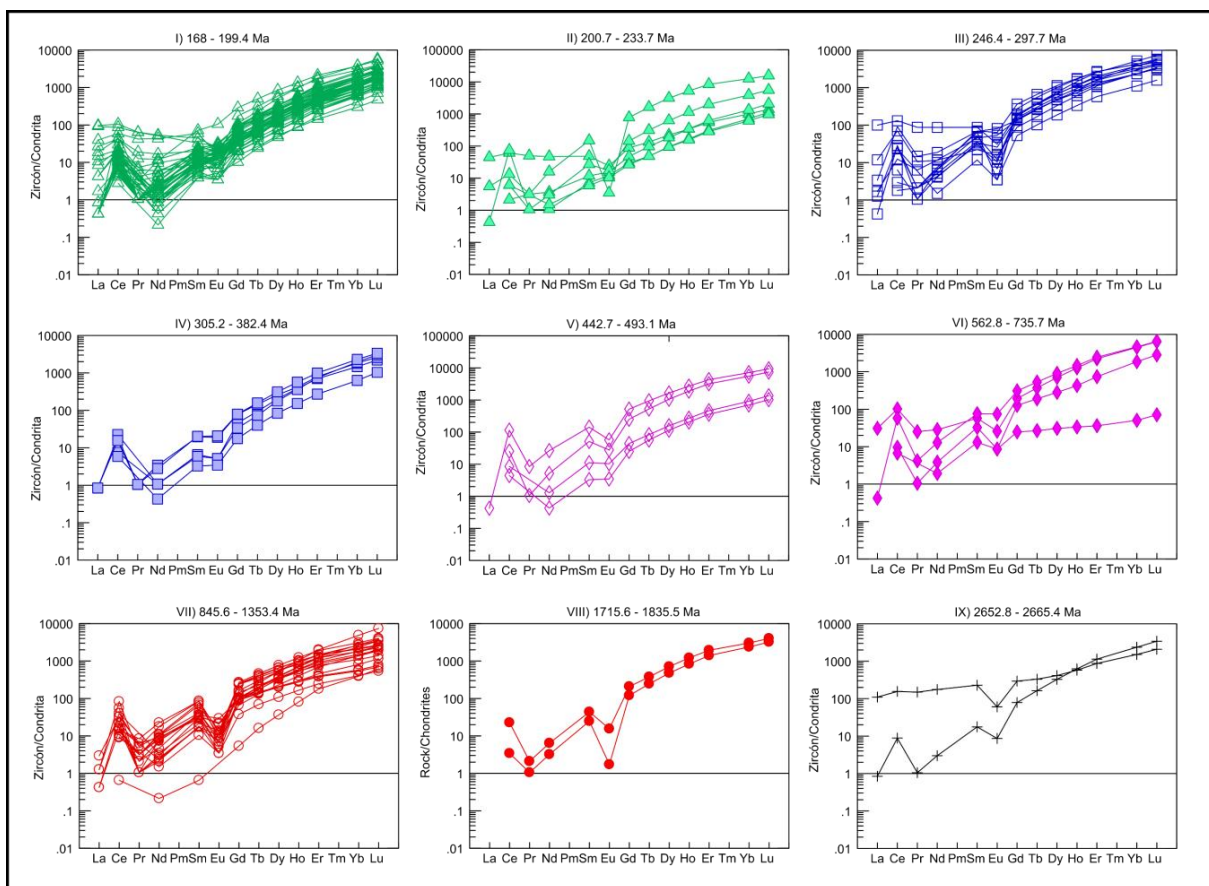


Figura 80. Se muestran diagramas tipo spider de elementos traza de zircones de la muestra KOP-20-19 normalizados a valores de condrita de Sun y McDonough (1989), divididos por las poblaciones identificadas según su edad.

Con base en los resultados de los distintos diagramas y el comportamiento observado de los elementos traza se puede establecer que los zircones de la muestra KOP-20-19 son de origen ígneo formados en un ambiente tectónico evolucionado, siendo producto probablemente de arcos continentales y formación de suturas que corresponderían con eventos registrados y descritos en la parte centro-norte y noreste de México, aunque hace falta correlacionar las dos poblaciones más antiguas con eventos o zonas que contengan rocas de esa antigüedad.

6.2 Zircones de la muestra TEY-21-22

Para los zircones de la muestra TEY-21-22 se aplicaron los mismos diagramas para determinar el ambiente tectónico de formación de los zircones, así como el comportamiento de sus elementos traza. En el diagrama Hf vs U/Yb todos los zircones caen dentro del campo de zircones de origen continental (Figura 81A). Al graficar los zircones en el diagrama Nb/Yb vs U/Yb la mayoría de los zircones caen en el campo de zircones de arco magmático y solo alrededor de ocho zircones en el campo de zircones del manto (Figura 81B).

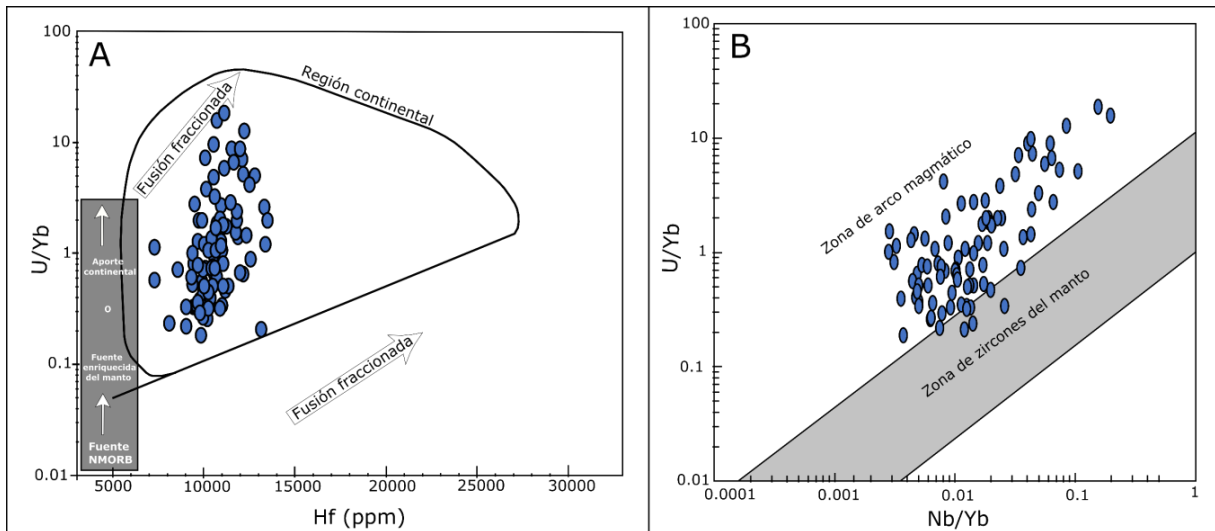


Figura 81. Se muestra en A diagrama de Hf vs U/Yb para discriminación de ambiente tectónico para zircons y en B diagrama Nb/Yb vs U/Yb para discriminación de zircons de arco magmático y del manto para zircons de la muestra TEY-21-22 (Grimes et al., 2007, 2015).

En el diagrama de Yb vs U la mayoría de los zircons caen dentro del campo de origen continental solo quedando un zircon en el límite (Figura 82A), por lo que coincide con los dos diagramas anteriores asignando un origen continental a los zircons de la muestra. En el diagrama de Th/U vs edad la mayoría de los zircons quedan por arriba del límite 0.1 solo quedando dos zircons dentro del campo de origen metamórfico por lo que se asume que la gran mayoría de zircons es de origen ígneo (Figura 82B).

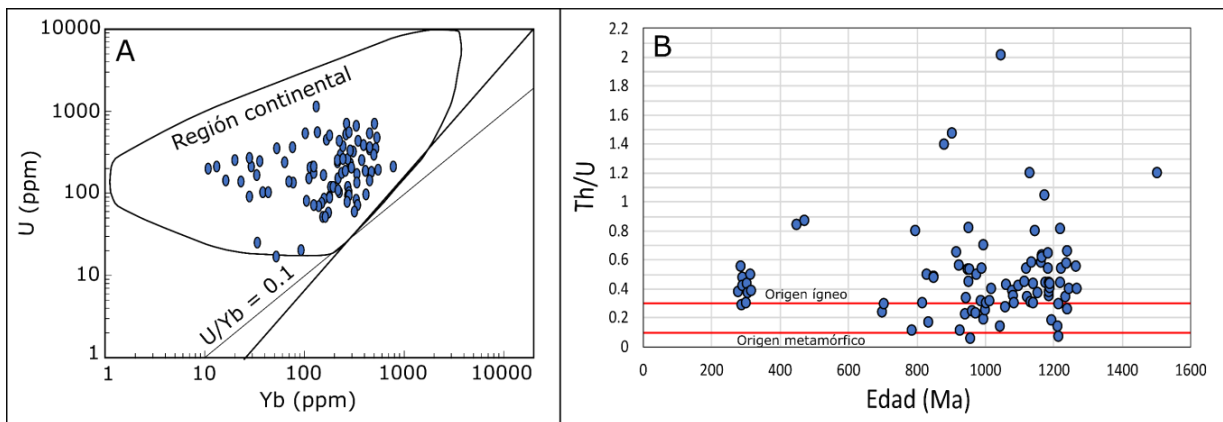


Figura 82. Se muestra en A diagrama Yb vs U para discriminación de zircons de origen continental (Grimes et al., (2015) y en B diagrama de Edad (Ma) vs Th/U para discriminación de zircons de origen ígneo y metamórfico (Armstrong-Altrin, 2020, después de Rubatto, 2002) para zircons de la muestra TEY-21-22.

Para observar el comportamiento de los elementos traza también se procedió a normalizar los valores de los zircons a valores medios de zircons definidos por Grimes et al. (2015) de MOR, granitoides de arco continental, granitoides postcolisionales y finalmente también a

condrita de Sun y McDonough (1989). A continuación, se presentan los distintos diagramas, dividiéndose los zircons según las poblaciones identificadas con base en su edad de la más joven a la más antigua, mostradas en la tabla 5:

Tabla 5. Poblaciones de zircons detríticos identificadas en la muestra TEY-21-22, procedente de los alrededores hacia el noroeste del Pico de Teyra del municipio de Mazapil, estado de Zacatecas.

Población	Edades	Número de zircons	Posible origen
I	276 - 297.7 Ma	6	Arco Permo-triásico
II	300.8 - 313.1 Ma	4	Pensilvánico?
III	447.7 - 470.3 Ma	2	Arco Ordovicico-Silúrico
IV	696.7 - 794 Ma	4	Panafricanos
V	814.1 - 1266.3 Ma	72	Grenvillianos
VI	1499.8 Ma	1	Mesoproterozoico

En el primer diagrama de normalización a zircons tipo MOR (Figura 83) se observa una anomalía positiva de Sc en los zircons de todas las poblaciones, también se observan anomalías negativas de Ti e Y en todas las poblaciones con una marcada anomalía positiva de La en parte de los zircons para las poblaciones I, II, IV y principalmente V, en cuanto al Eu solo se observa una ligera anomalía negativa para parte de los zircons de la población V, los HREE se ven empobrecidos en todas las poblaciones y finalmente el Hf presenta valores muy cercanos a 1 en todas las poblaciones y enriquecimiento de Th y U igualmente para la mayoría de los zircons de todas las poblaciones.

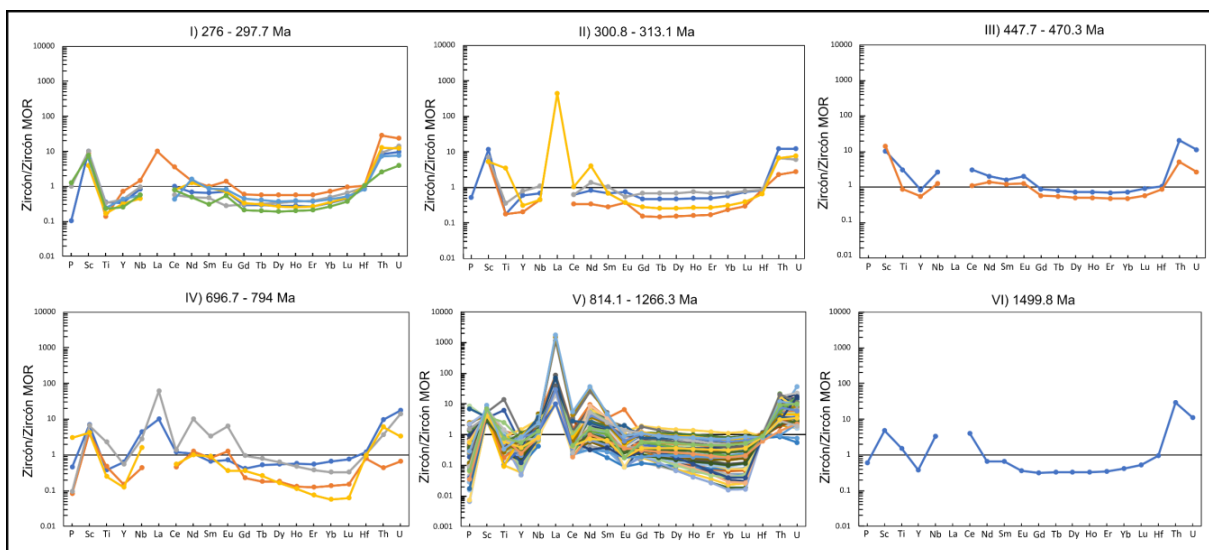


Figura 83. Se muestran diagramas tipo spider de elementos traza de zircons de la muestra TEY-21-22 normalizados a valores de zircons de MOR (Middle Ocean Ridge) Grimes et al. (2015), divididos por las poblaciones identificadas según su edad.

En el diagrama de normalización a valores de zircones de granitoides de arco continental (Figura 84) se observa una ligera anomalía positiva de Ti en parte de los zircones de casi todas las poblaciones excepto para la I, también se observa una anomalía positiva de La en algunos de los zircones específicamente en las poblaciones II, IV y V, de manera general se observa un ligero enriquecimiento en Nd, Sm y Eu en algunos de los zircones de todas las poblaciones, respecto a las HREE de manera general presentan un arreglo que varía muy poco alrededor del valor 1 con ligeros enriquecimientos y empobrecimientos, siendo más notorio estos últimos en las poblaciones IV y V, finalmente los valores de Hf son cercanos o iguales a 1 en todas las poblaciones mientras que los valores de Th y U están empobrecidos y enriquecidos con valores muy cercanos a 1 en la mayoría de los zircones, solo mostrando un empobrecimiento mayor en las poblaciones IV y V.

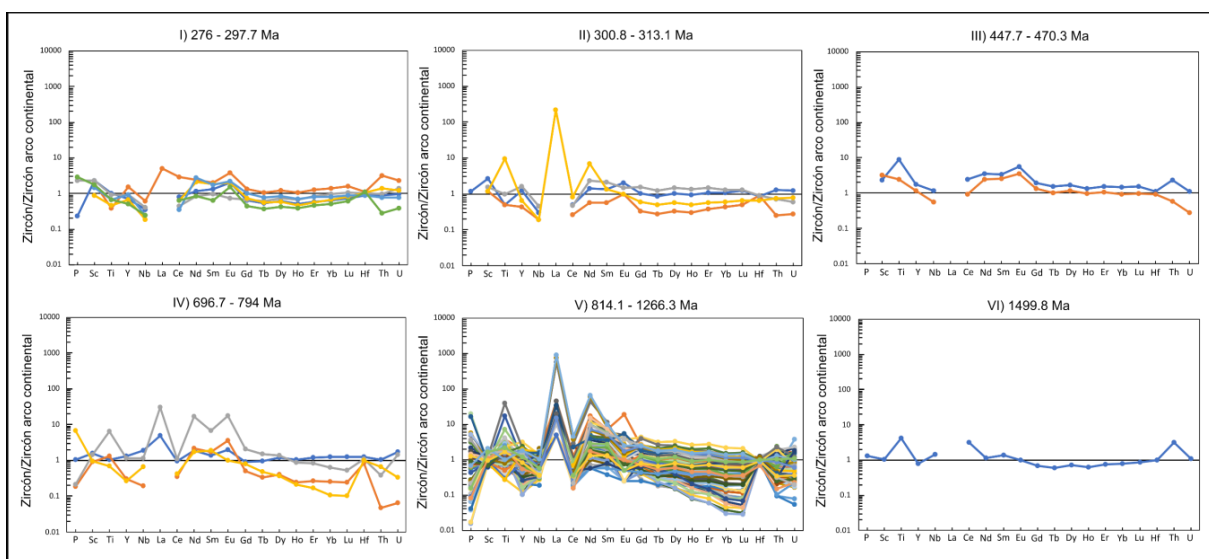


Figura 84. Se muestran diagramas tipo spider de elementos traza de zircones de la muestra TEY-21-22 normalizados a valores de zircones de granitoides de arco continental de Grimes et al. (2015), divididos por las poblaciones identificadas según su edad.

En el diagrama de normalización a valores de zircones de granitoides postcolisionales (Figura 85) se observan patrones muy similares a los del diagrama anterior pero en este caso los valores son ligeramente más enriquecidos y similares a 1, primeramente se observa una ligera anomalía positiva de Ti para la mayoría de los zircones de todas las poblaciones excepto para la primera que presenta un arreglo en zig-zag desde el P hasta el Eu, también se observa una anomalía positiva de La para la mayoría de las poblaciones excepto para la III y VI, también se observan ligeras anomalías negativas de Ce y Eu así como ligeras anomalías positivas de Nd y Sm, respecto a los HREE hay ligero enriquecimiento y empobrecimiento cercanos al valor de 1 para los zircones de las distintas poblaciones siendo mayor y más notorio en las

poblaciones IV y V, por otra parte los valores Hf de todas las poblaciones son muy cercanos a 1 y en cuanto al Th y U se presentan con valores cercanos a 1 y ligeramente empobrecidos siendo esto último más notable en las poblaciones IV y V donde se observa más empobrecido el Th.

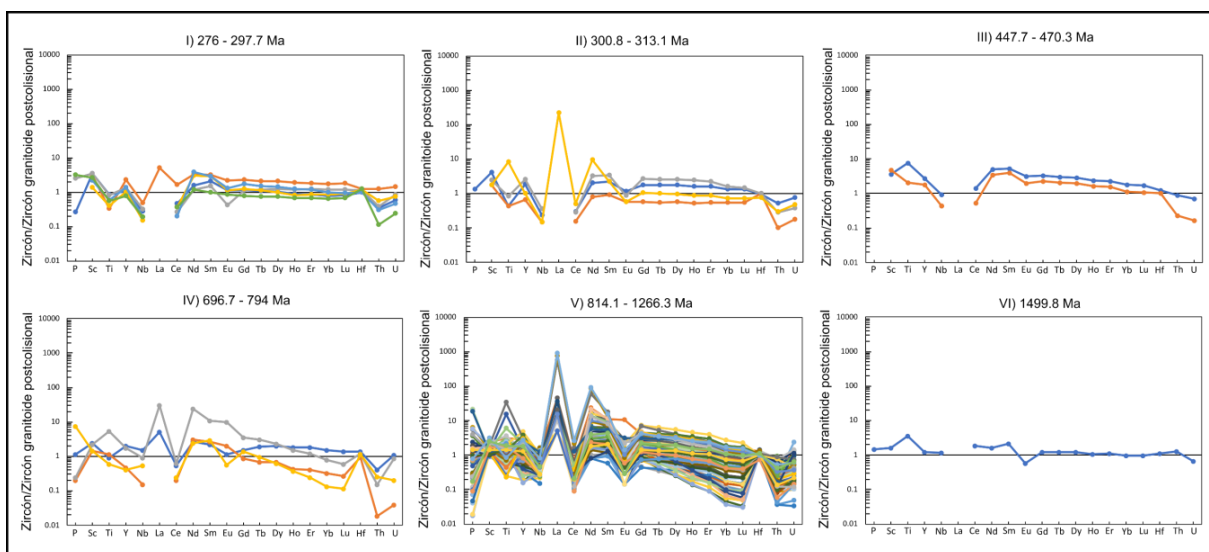


Figura 85. Se muestran diagramas tipo spider de elementos traza de zircons de la muestra TEY-21-22 normalizados a valores de zircons de granitoides postcolisionales de Grimes et al. (2015), divididos por las poblaciones identificadas según su edad.

Por último, en el diagrama de normalización a valores de condrita (Figura 86) se observa una anomalía positiva de Ce para la mayoría de los zircons en todas las poblaciones así como anomalías negativas ligeras de Pr y Nd, hacia la derecha empieza el enriquecimiento a partir del Sm y se observa una anomalía negativa no muy pronunciada de Eu para la mayoría de los zircons de todas las muestras, después se observa un enriquecimiento en las HREE que aumenta gradualmente hacia la derecha observándose una pendiente positiva hacia esa dirección. De igual manera que en la muestra anterior el patrón de enriquecimiento de HREE en las distintas poblaciones puede que se relacione más a que el zircón es un mineral de alta temperatura y debido a que cristaliza en las etapas más tempranas de los magmas y cierra su sistema puede ser que los elementos LREE al ser todavía incompatibles en ese momento no puedan ser enriquecidos en el zircón.

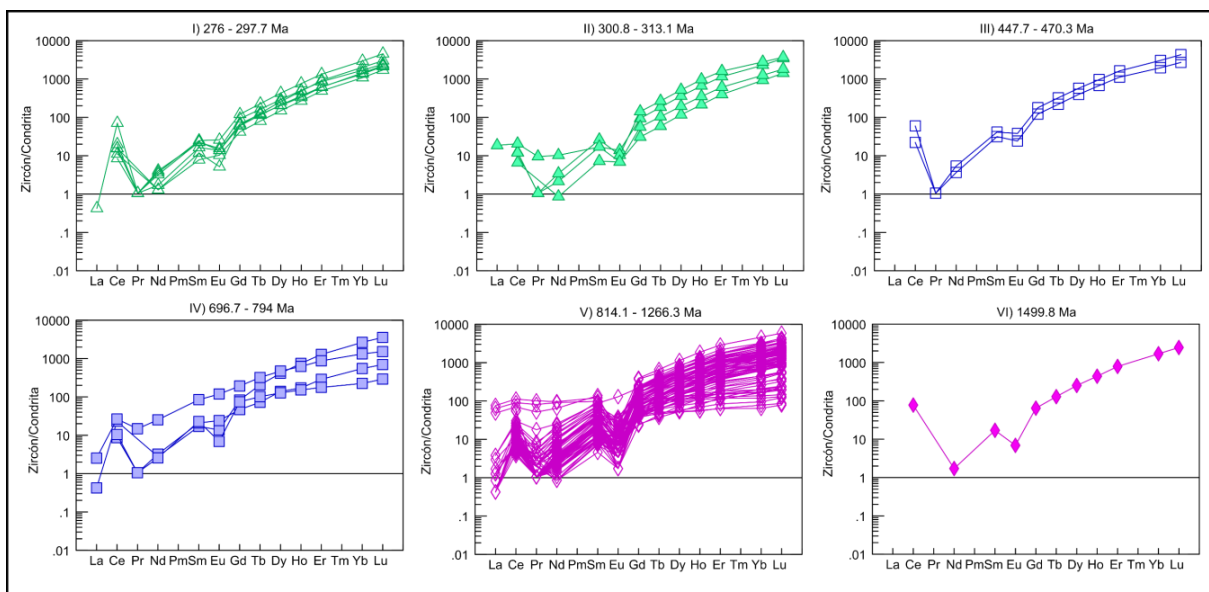


Figura 86. Se muestran diagramas tipo spider de elementos traza de zircones de la muestra TEY-21-22 normalizados a valores de condrita de Sun y McDonough (1989), divididos por las poblaciones identificadas según su edad.

Con base en los resultados de los distintos diagramas y el comportamiento observado de los elementos traza se puede establecer que los zircones de la muestra TEY-21-22 son de origen ígneo formados en un ambiente tectónico evolucionado, siendo producto probablemente de arcos continentales y formación de suturas que corresponderían con eventos registrados y descritos en la parte centro-norte y noreste de México, aunque los zircones de la población más antigua necesitan ser correlacionados con alguna fuente o evento que tenga registro de esa edad.

7. DISCUSIÓN

Las rocas del Triásico Tardío y Jurásico Temprano a Medio en México han sido objeto de una gran cantidad de estudios ya que registran importantes eventos tectónicos para el margen centro-occidental de Pangea. Estos eventos tectónicos constan del depósito de capas sedimentarias en un margen continental pasivo en el Triásico Tardío y el cambio a un margen convergente en el límite Triásico-Jurásico. Las unidades que registran estos eventos tectónicos son las formaciones Zacatecas, Taray y La Ballena del Triásico en un ambiente sedimentario marino, en un ambiente transicional marino-continental las “capas Cerro El Mazo” y en un ambiente sedimentario fluvial la Formación El Alamar; en cuanto al Jurásico se tienen las formaciones Nazas, Caopas y Rodeo representando sucesiones de un arco continental que inició su formación en el Triásico Tardío y que estuvo activo durante Jurásico Temprano a Medio (Silva-Romo *et al.*, 2000; Bartolini *et al.*, 2001; Díaz-Salgado, 2004, Anderson *et al.*, 2005; Barboza-Gudiño *et al.* 1998, 2010, 2020). Actualmente existe debate sobre la equivalencia y correlación sobre el ambiente de formación de las unidades triásicas, ya que como se ha mencionado se han propuesto diferentes ambientes, y Díaz-Salgado (2004) recientemente obtuvo una edad máxima de depósito pérmica para la Formación Taray. También existe debate sobre la continuidad y designación como estructura de arco continental para el ambiente de formación de las unidades volcanosedimentarias jurásicas. Estas unidades afloran en los estados de Zacatecas, San Luis Potosí, Nuevo León y Tamaulipas, recibiendo distintos nombres según su ubicación, pero relacionadas por su ambiente tectónico de formación. El presente estudio se enfocó en las rocas que afloran en la región septentrional del estado de Zacatecas, ya que tanto la Formación Taray como la Formación Rodeo presentan características que permiten ya sea correlacionarlas o diferenciarlas con otras unidades del centro de México. Los resultados obtenidos en conjunto aportan argumentos para resolver incógnitas relacionadas con la edad y origen de estas formaciones. A continuación, se abordan a manera de discusión los resultados obtenidos a partir de cada método y su comparación y complemento con resultados obtenidos por trabajos de autores previos:

Formación Rodeo

La Formación Rodeo está conformada por paquetes de andesitas porfíricas de color verde conteniendo porfiroclastos de feldespato alcalino y plagioclasa, con matriz afanítica de color verde cloritizada y alterada a arcillas y óxido; por paquetes de rocas volcanosedimentarias que en afloramiento dan la impresión de ser areniscas a limolitas con zonas conglomeráticas pero

que en lámina delgada se observa presencia del componente volcánico, y que en trabajos previos han sido designadas como sedimentos con posible afinidad a la Formación Taray (López-Infanzón, 1986); por paquetes de andesitas porfiríticas con porfiroclastos de minerales ferromagnesianos en su mayoría anfíboles y en menor medida feldespato plagioclasa; andesitas afáníticas de color verde; zonas de cizalla entre algunos de los paquetes que varían en espesor, siendo la más importante la que se desarrolló en el contacto entre las formaciones Caopas y Rodeo, estas zonas están conformadas por rocas milonitizadas que varían de protomilonitas a milonitas (Davis, 2012). Petrográficamente la secuencia de la Formación Rodeo se caracteriza por rocas de composición andesítica, latítica, cuarzo-andesítica, cuarzo-latítica y riolítica, consistiendo de flujos de lava, rocas piroclásticas y/o volcanosedimentarias, así como algunas rocas milonitizadas. En su mayoría presentan alteración a arcillas, clorita y carbonato. Esta amplia gama de rocas volcánicas es característica de arcos continentales que evolucionan en el tiempo desde composiciones intermedias a composiciones más diferenciadas félsicas (Frisch *et al.*, 2011). Sobreyaciendo de manera concordante a la Formación Rodeo están los depósitos de la Formación Nazas que consiste de paquetes de flujos de andesitas, ignimbritas, tobas y brechas volcánicas. La sucesión en conjunto de las formaciones Rodeo y Nazas en el área de Caopas-Rodeo es muy parecida a la sucesión de la Formación Nazas descrita por otros autores en otras localidades del centro y centro-norte de México, principalmente en las localidades de Charcas y Real de Catorce en el estado de San Luis Potosí, y La Ballena en el estado de Zacatecas (Figura 95; Tristán-González y Torres-Hernández, 1994; Bartolini, 1998; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998, 2008, 2020; Rodríguez-Hernández, 2009) en donde en la base de la Formación Nazas se observan andesitas de color verde que se intercalan con productos volcanosedimentarios hasta pasar a los depósitos más félsicos de la cima formados por tobas, ignimbritas, brechas piroclásticas y sedimentos.

Al realizar el análisis de deformación, a partir de los datos S0 se reconocieron dos generaciones de plegamiento (Figura 34), la primera con orientación preferencial de su plano axial hacia el NE con DTT hacia el SE. Por sus características esta generación de plegamiento correspondería con el evento de deformación asociado a la acreción de terrenos a inicios del Cretácico Tardío o bien a una de las fases iniciales del Orógeno Mexicano (Barajas-Nigoche, 2008; Fitz-Díaz *et al.*, 2018); la segunda generación presenta rumbo preferencial de su plano axial hacia el NW con DTT hacia el NE. Por sus características esta generación de plegamiento correspondería con alguna de las etapas o fases del evento de acortamiento regional de la Orogenia Laramide u Orógeno Mexicano (Fitz-Díaz *et al.*, 2018). Partiendo desde la noción de que la foliación o clivaje se forma de manera perpendicular a la dirección de máxima

compresión durante el proceso de plegamiento (Sharpe, 1847; Sorby 1856; In Davis, 2012) se obtuvieron direcciones de máxima compresión y DTT en las rocas de la Formación Rodeo. Se reconocieron tres generaciones de plegamiento (Figura 36): la primera con rumbo preferencial de su plano axial hacia el ENE con dirección de compresión máxima casi N-S, y con DTT hacia el NNW. La segunda presenta rumbo preferencial de su plano axial hacia el NW, con dirección de compresión máxima hacia el SW-NE, con DTT hacia el NE. Y la tercera con rumbo preferencial de su plano axial hacia el NE con dirección de compresión máxima NW-SE, y con DTT hacia el SE. Gutiérrez-Navarro (2017) identificó en la Sierra de Catorce en el estado de San Luis Potosí tres eventos o fases de deformación pertenecientes al evento de acortamiento regional de la Orogenia Laramide, por medio de datación de illitas. El primero entre 96-90 Ma relacionado a la formación de las primeras cabalgaduras en el área, el segundo entre 80 a 69 Ma relacionado a la formación de las zonas de despegue, y el tercero entre 62 a 50 Ma relacionado con el replegamiento de las zonas de despegue. Por su parte Barajas-Nigoche (2008) reconoce 3 eventos de deformación compresiva para las rocas siliciclásticas del Triásico en los estados de Zacatecas (La Ballena) y San Luis Potosí (Charcas y Real de Catorce). Siendo el primer evento de edad triásica-jurásica antes del depósito de la Formación Nazas, el segundo antes de la Orogenia Laramide relacionado a la acreción de terrenos intraoceanicos al margen continental y el evento restante perteneciente a la Orogenia Laramide. Eguiluz-Antuñano *et al.* (2014) reconocen una deformación por acortamiento anterior a la Orogenia Laramide, presente en las unidades triásico-jurásicas en Santa María del Oro Zacatecas, definiéndola como Tectogenia Americana. Otros autores han identificado esta deformación triásica-jurásica en otras localidades del centro de México en rocas triásicas como Centeno-García y Silva-Romo (1997), Barboza-Gudiño *et al.* (1998; 2004; 2008), Díaz-Salgado (2004), y Jaime-Rodríguez (2019). El origen de esta deformación es debido a la subducción de la Placa de Kula debajo de la Placa Norteamericana que inició a finales del Triásico y que produciría el Arco Nazas del Jurásico Temprano a Medio, reflejando la etapa inicial de subducción tipo *High Stress* causando levantamiento y deformación de los depósitos siliciclásticos marinos del Pérmico (Formación Taray) y del Triásico (Formación Zacatecas), para pasar al tipo *Low Stress* en el Jurásico (Barboza-Gudiño *et al.*, 1998; 2008). El rumbo preferencial del plano axial para esta generación de plegamiento es W-E y puede variar a WNW-ESE o WSW-ENE, con dirección de compresión máxima N-S y posible DTT hacia el N. Una vez mencionados los eventos de deformación ahora podremos correlacionar lo observado en campo con un determinado evento. La primera generación de plegamiento observada en los datos S0 correspondería con el evento de deformación asociado a la acreción de terrenos

a inicios del Cretácico Tardío o bien a una de las fases iniciales del Orógeno Mexicano, la segunda generación de plegamiento correspondería con alguna de las etapas o fases del evento de acortamiento regional de la Orogenia Laramide u Orógeno Mexicano. En cuanto a los datos de foliaciones la primera generación de plegamiento correspondería con el evento del Triásico-Jurásico, la segunda con alguna fase de la Orogenia Laramide u Orógeno Mexicano, y la tercera con el evento de deformación relacionado a la acreción de terrenos a inicios del Cretácico Tardío o una de las fases iniciales del Orógeno Mexicano.

Estructuralmente existe una diferencia muy marcada entre las formaciones Rodeo y Nazas, que es su grado y estilo de deformación, en la primera se observa fuerte cizallamiento con desarrollo de rocas milonitizadas y formación de plegamiento tipo *kink*, mientras que en la segunda se observa solo desarrollo de foliaciones sin llegar al grado de cambiar el tamaño de grano; el mecanismo propuesto para el desarrollo de la deformación observada en la Formación Rodeo es deslizamiento intracapa entre los distintos paquetes que conforman la sucesión, producto del emplazamiento del plutón de la Formación Caopas que inicialmente empujó y levantó la base de la Formación Rodeo, y conforme avanzaba hacia arriba, el desplazamiento se empezó a generar entre los paquetes superiores, sin llegar a afectar significativamente a la Formación Nazas. Y es probable que la deformación previa presente en la Formación Rodeo, así como los eventos posteriores de deformación por acortamiento regional pudieron influir en que la deformación alcanzara tal grado. Por su parte Anderson *et al.* (1991) proponen la presencia de una *napa* en la parte norte del alto de San Julián, con edad de formación del Oxfordiano, conformada por las formaciones Caopas, Rodeo, Nazas, La Joya y Zuloaga. Estos autores explican que el proceso que produjo la *napa* fue transpresión debido a un evento de deformación previo a la Orogenia Laramide relacionado con la Megacizalla Mojave-Sonora, cuya traza principal se encontraría unos cientos de kilómetros hacia el norte. Estos autores proponen que durante el desarrollo de la *napa* las unidades fueron plegadas, y específicamente la Formación Caopas se movió de forma independiente de todo el conjunto superior, y durante este movimiento fue empujada contra la base de la Formación Rodeo, causando la formación de las milonitas. En ambos mecanismos las milonitas se producen por el contraste de competencia entre las unidades, siendo más competente la Formación Caopas y más dúctil o menos competente la base de la Formación Rodeo. Recientemente Fitz-Díaz *et al.* (2018) incluyen a la zona de cizalla presente entre las Formaciones Caopas y Rodeo, así como el contacto entre la Formación Taray y las rocas de la Formación Nazas dentro de una zona de despegue basal regional asociada a la deformación del Orógeno Mexicano.

La principal incógnita sobre la Formación Rodeo es si los sedimentos que se encuentran intercalados con las andesitas de su base podrían ser correlacionables con los sedimentos de la Formación Taray, ya que en afloramiento lucen similares, aunque en lámina delgada se observa un dominio volcánico en los componentes para la primera, y en la segunda el componente volcánico es escaso. Para comprobar lo anterior se realizó geocronología de zircones detríticos a una muestra de sedimentos de la base de la Formación Rodeo obteniéndose una edad máxima de depósito de 185 Ma, lo que la coloca en el Jurásico Temprano en el Pliensbachiano, con dos fuentes principales, la más numerosa jurásica (depósitos del Arco Nazas) y la segunda menos numerosa grenvilliana; lo anterior junto con las características observadas en muestra de mano y lámina delgada, permiten descartar su correlación al menos temporal con los sedimentos pérmicos de la Formación Taray. Esta edad es concordante con la edad obtenida de $183 \text{ Ma} \pm 8 \text{ Ma}$ por López-Infanzón (1986) en una andesita utilizando como mineral geocronológico hornblenda, cuya localización es 2.3 km al NE de la localidad de El Rodeo, quedando dentro del área cartografiada en el presente trabajo. La geoquímica de los zircones de la muestra datada en su gran mayoría muestran que son continentales y de origen ígneo, caracterizándose por patrones de sus tierras raras con enriquecimiento de LREE y empobrecimiento a patrones planos de HREE, que son observados por lo regular en ambientes más evolucionados como lo son arcos continentales y zonas de suturas, siendo concordante con las procedencias diferenciadas con base en la edad de las distintas poblaciones de zircones observadas, como el Arco Nazas, el Arco Permo-Triásico, y los basamentos cristalinos panafricanos y grenvillianos.

En el presente trabajo se apoya la propuesta de que las formaciones Caopas, Rodeo y Nazas de la región septentrional del estado de Zacatecas, en conjunto representan la actividad del Arco Nazas del Jurásico Temprano a Jurásico Medio en esta región (López-Infanzón, 1986; Anderson *et al.*, 1991; Bartolini, 1998; Barboza-Gudiño *et al.*, 2020), dadas sus edades, contactos y litología comparable a las sucesiones de la Formación Nazas que afloran en otras regiones del centro de México, principalmente Charcas y Real de Catorce en el estado de San Luis Potosí, y La Ballena en el estado de Zacatecas (Figura 95). Recientemente Busby y Centeno-García (2022) y Parolari *et al.* (2022) argumentan una posible relación de la actividad volcánica representada por la Formación Nazas con la extensión asociada a la fragmentación de Pangea, habiéndose producido materiales volcánicos con algunas características atípicas que son similares a rocas relacionadas a vulcanismo de subducción pero que a la vez presentan algunas relaciones de elementos traza propias de magmatismo relacionado a extensión.

Formación Taray

La Formación Taray presenta una estructura de bloques en matriz, en donde la matriz está compuesta principalmente por lutitas pizarrosas y en menor medida por limolita y arenisca, conteniendo bloques que varían desde algunos centímetros a cientos de metros. Estos bloques son de caliza silicificada con alta dureza, caliza de color gris claro, bloques de talco y carbonatos cizallados, así como bloques de arenisca silicificados, y un bloque de pedernal de color blanco amarillento que es el bloque más grande observado en el área de estudio formando gran parte del Cerro El Pedernal, el cual es rodeado por bloques menores de rocas ígneas (andesita y piroxenita) y depósitos de areniscas que presentan laminación; Anderson *et al.* (2005) designan en conjunto a los bloques y matriz del Cerro El Pedernal como un bloque compuesto, que en su cima presenta un bloque de pedernal, hacia su parte norte observa escasos afloramientos de rocas volcanoclásticas y volcánicas alteradas, principalmente tobas, así como rocas clásticas de grano grueso interpretadas como flujo de escombros en un ambiente submarino y una roca conformada por ankerita y magnetita laminada, y hacia la parte sur observa un bloque de roca ígnea que designa como diabasa compuesta por plagioclasa alterada a sericita y calcita, así como minerales ferromagnesianos completamente alterados a clorita y calcita. En algunas zonas de la matriz se observa intercalación de láminas a capas de lutita y arenisca de forma rítmica indicando posible depósito de turbiditas, estos depósitos son interpretados por Anderson *et al.* (2005) como un bloque exótico ya que el no identificó más depósitos de este tipo en otras zonas de la Formación Taray, en cambio Díaz-Salgado (2004) los considera parte de la matriz y los utiliza para determinar las facies. Otra característica importante observada fueron cuerpos masivos de arenisca y lutita de gran tamaño con límites difusos, y presentándose foliados o cizallados formando la matriz. También se observan depósitos de bloques en matriz menores conformados por bloques de arenisca de 1 a 2 m dentro de matriz limolítica. Es importante destacar que existe diferencia en cuanto a los bloques identificados en el presente trabajo y aquellos identificados por Díaz-Salgado (2004) y Anderson *et al.* (2005), ya que estos últimos dos autores identificaron bloques de pedernal negro y verde, bloques de basaltos con estructura almohadillada y un bloque de diabasa, así como escasos bloques de calizas fosilíferas de finales del Paleozoico. Estas diferencias se pueden deber en parte a la interpretación de las litologías observadas y los métodos empleados para su clasificación como es el caso de las rocas ígneas y el bloque de talco y carbonatos, pero también es posible que se deba a las diferencias que puedan presentar las áreas cartografiadas y muestreadas por los distintos autores.

Petrográficamente los bloques de caliza están conformados por carbonato con abundantes zonas de sílice microcristalino con enriquecimiento de minerales metálicos opacos rojizos probablemente hematita; los bloques de talco y carbonato están compuestos por talco en agregados irregulares rodeados por calcita, dolomita y magnesita, presentando fuerte cizallamiento, Anderson *et al.* (2005) describen la composición de estos bloques utilizando Difractometría de Rayos X identificando abundante clinocloro, en menor proporción talco, y los carbonatos dolomita y magnesita, interpretando a este bloque alterado como una mezcla de rocas volcánicas y carbonatos, cuyo protolito volcanogénico fue sometido a metasomatismo dando origen a la roca observada, con lo cual se concuerda ya que en el presente estudio en campo se observó a grandes rasgos zonas compuestas por los minerales verdes (talco y posible serpentina) dispuestas de formas tabulares inclinadas a manera de posibles diques de probable composición máfica que serían englobados por la matriz de carbonatos, y que probablemente fueron deformados y metamorfoseados en conjunto dándole su aspecto actual a la roca (Barboza-Gudiño, comunicación personal); por su parte Díaz-Salgado (2004) considera estos bloques de talco y carbonato como fragmentos de serpentinita en su mayoría, siendo mezclados en sus bordes con pedernal negro, pedernal verde, arenisca, conglomerado y vetas fragmentadas de cuarzo y calcita, dándole una textura de *málange* al bloque en conjunto causada por mezcla tectónica; el bloque de andesita está conformado principalmente por plagioclasa con ligera alteración a clorita y arcillas, y el bloque de roca denominada como piroxenita está compuesta por piroxenos en su mayoría y en menor medida por hornblenda, y de manera escasa por plagioclasa; las lutitas pizarrosas se caracterizan por estar formadas principalmente por cuarzo monocristalino y en menor medida plagioclasa y feldespato alcalino, óxidos y arcillas; las areniscas se caracterizan por estar conformadas principalmente por cuarzo monocristalino y cuarzo policristalino, con contenidos menores de feldespato alcalino, plagioclasa, pedernal, líticos sedimentarios de tipo pelítico principalmente, líticos volcánicos de tipo felsítico, microlíticos, *lathwork* y algunos líticos plutónicos, y matriz compuesta por arcilla, óxido y carbonato, con minerales accesorios como zircón, óxido de titanio y micas. Los componentes identificados en las areniscas están en concordancia con lo descrito por Díaz-Salgado (2004) y Anderson *et al.* (2005), principalmente el dominio de cuarzo monocristalino y policristalino sobre los feldespatos y líticos, también hay concordancia en la identificación de cuarzo policristalino con características metamórficas (*stretched metamorphic quartz*), cuarzo monocristalino con extinción ondulosa y desarrollo de lamelas de deformación, pedernal, fragmentos líticos volcánicos microcristalinos y algunos fragmentos de rocas plutónicas posiblemente graníticas; también se observó óxido de titanio y Díaz-Salgado (2004) identifica

la variedad esfena; donde hay diferencias es en el contenido en la matriz de clinocloro y escasa hornblenda (Anderson *et al.*, 2005), ya que en el presente trabajo no se logró reconocer estos minerales, también otra diferencia es el contenido de fragmentos de rocas metamórficas identificadas por Díaz-Salgado (2004) como posibles fragmentos de esquistos o gneises ya que en las muestras analizadas en el presente trabajo no se lograron identificar; estas diferencias pueden resultar de las distintas zonas muestreadas y analizadas de la Formación Taray hechas por los autores, ya que al comparar las descripciones parece haber zonas enriquecidas en determinados componentes.

Se realizó conteo de puntos para clasificar y determinar el ambiente tectónico de procedencia de las areniscas quedando como sigue: TEY-21-02b' (subfeldarenita, transición continental), TEY-21-08 (subfeldarenita, transición continental), TEY-21-13 (subfeldarenita, orógeno reciclado), TEY-21-20 (subfeldarenita, transición continental), TEY-21-20b (subfeldarenita, transición continental), TEY-21-22a (arcosa, transición continental), TEY-21-22b (arcosa, transición continental). La muestra TEY-21-05 se trata de una limolita a lutita conformada en su mayoría por cuarzo por lo que no se considerará para la interpretación de procedencias. Dickinson *et al.* (1979, Figuras 5, 6 y 7) clasifica los ambientes tectónicos de procedencia en tres grupos generales: 1) Bloque Continental (para el cual las fuentes de los sedimentos están en escudos y plataformas o en bloques de basamento fallados), 2) Arco Magmático (para el cual las fuentes de sedimento están dentro de orógenos de arco activos ya sea de arco de islas o márgenes continentales activos), y 3) Orógeno Reciclado (para el cual las fuentes son sucesiones de estratos levantadas y deformadas en zonas de subducción, a lo largo de orógenos colisionales, o dentro de cinturones de empuje plegados de antepaís *foreland fold-thrust belts*). Las zonas de transición continental forman parte del grupo general de bloque continental y se encuentran entre los ambientes de cratón interior y basamento levantado, y son derivados ya sea de características positivas (altos topográficos o elevaciones) a lo largo de desplazamientos marginales en segmentos transformantes o en otras discontinuidades estructurales rompiendo la tendencia de márgenes continentales de *rift*, o de fuentes locales a lo largo de flancos cratónicos de complejos de cuencas antepaís. Por su parte el ambiente de orógeno reciclado es una de las divisiones generales y se puede subdividir en complejo de subducción, orógeno colisional y antepaís levantado. Las rocas fuente principales en varios tipos de procedencias orogénicas son terrenos levantados de estratos plegados y fallados a partir de los cuales los detritos reciclados de origen sedimentario o metasedimentario son los más prominentes.

Uno de los principales objetivos del presente estudio fue determinar la edad y ambiente de formación de los depósitos de la Formación Taray, ya que por su posición estratigráfica, características litológicas y estructura caótica ha sido designada a diferentes ambientes y edades. Algunos autores la han correlacionado con los depósitos triásicos de abanico submarino de la Formación Zacatecas, que afloran en varias áreas en el centro de México (López-Infanzón, 1986; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998; Silva-Romo *et al.*, 2000) así como otros autores le han asignado un ambiente de prisma de acreción y una edad Paleozoica (Córdoba-Méndez, 1964; Díaz-Salgado, 2004; Anderson *et al.*, 2005; Centeno-García, 2013). Para determinar la edad de la Formación Taray se dató una muestra de arenisca (TEY-21-22) de la matriz en los alrededores del Cerro El Pedernal utilizando geocronología U-Pb en zircons detríticos. La edad máxima de depósito obtenida fue de 287 Ma lo que coloca a los depósitos de la Formación Taray en el Artinskiano en el Pérmico Temprano, teniendo como fuente principal el Cinturón Grenvilliano (72 zircons) y con fuentes menores diversas (17 zircons) del Pérmico, Carbonífero, Ordovícico-Silúrico, Panafricanos y del Mesoproterozoico. Esta predominancia tan marcada de la fuente grenvilliana ayuda a inferir que las areniscas de la Formación Taray se depositaron muy cerca de esta fuente de basamento grenvilliano (Barboza-Gudiño, comunicación personal), que en México es representado por el Bloque Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez, 1995). A partir de la geoquímica de los zircons de la muestra se determinó que la mayoría de los zircons son continentales y de origen ígneo, presentando patrones de tierras raras con patrones enriquecidos a planos de LREE y patrones empobrecidos a planos de HREE; los patrones observados son muy parecidos a los mostrados por los patrones de los valores presentados por Grimes *et al.* (2015) para zircons de ambientes continentales ya sean arcos o zonas colisionales; estos patrones indican ambientes más evolucionados como lo son arcos continentales y zonas de suturas, siendo concordante con las procedencias diferenciadas con base en la edad de las distintas poblaciones de zircons observadas del Arco Permo-Triásico, panafricanos y grenvillianos, predominando esta última.

Al realizar el análisis de deformación, a partir de los datos S0 se reconocieron dos generaciones de plegamiento (Figura 40), la primera con rumbos preferenciales hacia el ENE y ESE, con posible plano axial E-W y con DTT hacia el NNE. Por sus características esta generación de plegamiento correspondería con el evento de deformación del Triásico Superior-Jurásico Inferior. La segunda generación de plegamiento presenta rumbos preferenciales hacia el NE y el SW, con posible plano axial NE y DTT hacia el SE. Por sus características esta generación de plegamiento correspondería el evento de deformación

asociado a la acreción de terrenos a inicios del Cretácico Tardío o representaría alguna de las fases iniciales del evento de deformación del Orógeno Mexicano. A partir de los datos de foliación se distinguieron cuatro generaciones de plegamiento (Figura 42). La primera con rumbo preferencial de su plano axial hacia el ENE con dirección de compresión máxima casi NNW-SSE, y con probable DTT hacia el NNW. La segunda con rumbo preferencial de su plano axial hacia el ESE con dirección de compresión máxima NNE-SSW, y con probable DTT hacia el NNE. La tercera generación presenta rumbo preferencial de su plano axial hacia el NE con dirección de compresión máxima NW-SE, y con probable DTT hacia el SE. La cuarta generación presenta rumbo preferencial de su plano axial hacia el NW con dirección de compresión máxima WSW-ENE y con probable DTT hacia el ENE. La primera y la segunda corresponderían con el evento de deformación del Triásico-Jurásico. De acuerdo con lo reportado por Bartolini (1998) y Anderson *et al.* (1991) para la Sierra de Teyra donde reconocen un grupo de foliaciones con rumbo preferencial hacia el ENE, que está presente solo en las formaciones Taray y Rodeo por lo que el primer autor infiere que es anterior al depósito de la Formación Nazas; este grupo correspondería con la primera generación de plegamiento reconocida tanto en la Formación Taray como en la Formación Rodeo en el presente trabajo. La tercera generación de plegamiento, por sus características correspondería con el evento de deformación producido por la acreción de terrenos a inicios del Cretácico Tardío o bien una de las fases iniciales del Orógeno Mexicano. Y la cuarta generación correspondería con alguna de las fases de la Orogenia Laramide u Orógeno Mexicano.

¿Un *mélange* de origen tectónico, sedimentario o poligenético?

La Formación Taray presenta un amplio espectro de características de depósito y estructurales, lo que dificulta su clasificación en un ambiente sedimentario y tectónico específico. Pero a partir de lo observado en campo y lo descrito en la literatura por otros autores, así como las definiciones y clasificaciones consultadas durante el desarrollo del presente trabajo, se puede caracterizar a la Formación Taray y restringir de manera general sus posibles ambientes sedimentarios y tectónicos. Es indudable que por sus características la Formación Taray se trata de un *mélange*, y presenta características en concordancia con las distintas definiciones hechas por varios autores como Silver y Beutner (1980), Raymond (1984) y Frisch *et al.* (2011).

Pero en lo que aún no existe un consenso es en el ambiente tectónico en donde se formó este *mélange*. A partir de las características de los componentes de la Formación Taray observadas

en el presente trabajo, así como las descritas por otros autores (Silva-Romo *et al.*, 2000; Díaz-Salgado, 2004; Anderson *et al.*, 2005; Centeno-García, 2013) se tratará de definir el origen y tipo de *mélange* que caracteriza de mejor manera los depósitos, a continuación, se describen estas características:

Matriz: está compuesta en su mayoría por lutita pizarrosa de color gris oscuro a negro, en algunas zonas se presenta arenosa a limolítica. Las estructuras sedimentarias están casi ausentes, solo se observa en algunas partes laminación siendo más frecuente en las zonas arenosas alrededor del Cerro Pedernal, y en los caminos cercanos a este cerro se observan escasas laminaciones en las lutitas pizarrosas y en los afloramientos de posibles turbiditas. Respecto a su deformación no se distinguieron de manera clara estructuras de deformación sinsedimentaria como *slumps*, estratos fragmentados o estructura de formación rota; debido a la variedad de eventos de deformación que afectaron a la Formación Taray las posibles estructuras de deformación sinsedimentaria están destruidas, modificadas o enmascaradas. La matriz registra varios eventos de deformación por acortamiento expresados por el desarrollo de foliaciones. Los distintos grupos de foliaciones, así como las diferentes propiedades de la matriz y los bloques le imprimen un aspecto sigmoidal al depósito en general (Figura 87C). A detalle en la matriz se observa el desarrollo de cuerpos facoidales producto de la cizalla como un efecto del plegamiento o acortamiento de la secuencia (Figura 87E). Este estilo de deformación también se observa en otras localidades del centro de México donde afloran rocas triásicas como por ejemplo la Formación Zacatecas y la capas “Cerro El Mazo” en Real de Catorce en el estado de San Luis Potosí (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Barajas-Nigoche, 2008; Jaime-Rodríguez, 2019), cuya deformación es explicada por el evento del Triásico-Jurásico y la sobreimpresión de las distintas fases de la Orogenia Laramide u Orógeno Mexicano para esta parte de México. Este aspecto cizallado facoidal se acentúa por el contraste de rigidez o competencia mecánica de la matriz con los bloques, por lo que reaccionan de manera diferente a la deformación (Figura 87A). Debido a la deformación la mayor parte de la matriz presenta tacto graso y en ocasiones desarrolla fisilidad, se podría decir que es metamorfismo regional pero de bajo grado sin llegar a facies de esquistos verdes, aunque Anderson *et al.* (2005) asignan un grado metamórfico bajo de facies de esquistos verdes para la matriz lutítica, a partir de la observación en lámina delgada y con ayuda de difracción de Rayos X determinan la presencia de cuarzo, clinocloro y en menor proporción micas de grano fino como sericita, illita y muscovita, con escasa albita.

Bloques nativos: según las definiciones revisadas Greenly (1919), Hsü (1968), Festa *et al.* (2019) se está de acuerdo con lo que describen Díaz-Salgado (2004) y Anderson *et al.* (2005) respecto a que los bloques nativos en la Formación Taray son los bloques de arenisca silicificada que se observan en forma de estructura en rompecabezas con diámetros de hasta 2 m, o bien como depósitos menores de bloques en matriz con diámetros de hasta 1 m, donde la matriz está compuesta por arenisca de grano fino a limolita (Figura 87A). Aunque también en otras zonas se observan depósitos masivos con límites difusos entre arenisca y lutita, que pudieran considerarse como masas de la matriz deformadas y en algunos casos se observan bordes o límites más claros y definidos de las masas de arenisca (Figura 88).

Bloques exóticos: según las definiciones revisadas Greenly (1919), Hsü (1968), Festa *et al.* (2019) en el presente trabajo se reconocieron bloques exóticos de caliza silicificada o recristalizada (Figura 87B y F), de pedernal blanco (bloque que corona el Cerro El Pedernal y el de mayor diámetro observado en el área Figura 87C), de talco y carbonatos (bloque del trabajo minero La Fe o La Cejita Figura 87E), andesita y posible piroxenita (en los alrededores del Cerro El Pedernal). Como ya se mencionó Díaz-Salgado (2004) y Anderson *et al.* (2005) reconocen más bloques como lo son de pedernal verde y negro, basaltos almohadillados, diabasa, y el caso particular del bloque que conforma la Mina La Cejita o trabajo minero La Fe, que Díaz-Salgado (2004) describe compuesto principalmente por serpentina; por su parte Anderson *et al.* (2005) describe este bloque compuesto por clinocloro, talco, magnesita y dolomita; en el presente trabajo los componentes identificados en lámina delgada son principalmente magnesita, dolomita, calcita y talco.



Figura 87. Se muestran bloques observados en la Formación Taray. En A) depósito de bloques en matriz, con bloques de arenisca en matriz de arenisca de grano fino a limolítica. En B) bloque de caliza recrystalizada de aproximadamente 20-30 metros de diámetro. En C) Cerro El Pedernal observándose en la cima bloque de pedernal blanco. En D) detalle de bloque de pedernal observándose posible laminación. En E) bloque de talco y carbonatos perteneciente al trabajo minero La Fe o mina La Cejita. Y en F) bloque de caliza silicificada de aproximadamente 15 metros de diámetro, a un costado del bloque de talco y carbonatos.

Deformación: la expresión principal de la deformación en los depósitos de la Formación Taray es el desarrollo de planos de foliación, fracturamiento de la matriz y de los bloques por la cizalla, producto de los diferentes eventos de acortamiento regional que le dan un aspecto facoidal en varias zonas a la matriz. En algunas zonas se observan posibles estratos fragmentados que bien pueden ser resultado de extensión por deslizamiento sinsedimentario así como dislocaciones por el alto grado de plegamiento en sus distintas fases. Díaz-Salgado (2004) distingue estructuras tipo lápiz, estructuras de estiramiento de estratos, estructuras de rompimiento de bloques, desarrollo de cizalla, estructuras tipo *pinch and swell*, *boudinage*,

pliegues apretados y tipo *chevron*; este autor concluye que las estructuras son producto de dos eventos o fases de deformación, la primera producto del proceso de subducción en un prisma de acreción que comprende procesos de acortamiento por empuje así como procesos de extensión de capas por la caída y deslizamiento en el margen continental; y el segundo evento o fase corresponde con la Orogenia Laramide u Orógeno Mexicano, y que generó clivaje espaciado asociado a plegamiento regional con algunos casos donde presenta ruptura de charnelas y formación de cabalgaduras. Anderson *et al.* (2005) reconocen ambos tipos de deformación, tanto deformación por acortamiento tectónico como deformación sinsedimentaria por procesos de deslizamiento por gravedad. Las estructuras que reconocen son tipo *pinch and swell*, *boudinage*, pequeñas fallas normales que separan y segmentan las capas de arenisca dándoles un aspecto en forma de lentes y astillas, desorganización de estratos que producen el aislamiento de inclusiones de arenisca que en algunas zonas se observan alineadas formando una “foliación de fragmentos” (Cowan, 1985) no muy definida, grandes bloques aislados que parece que sufrieron deslizamiento y trituraron los sedimentos que los rodean durante el movimiento, zonas localizadas con desarrollo de pequeños pliegues entre sedimentos sin este tipo de deformación, foliación principalmente paralela a las capas que puede variar su inclinación de casi ligera a abrupta y que presenta deflexiones alrededor de los clastos y bloques, superficies “C” que acomodan los desplazamientos normales de capas de arenisca y de la matriz, fallas con contenido de harina de falla aunque podrían formar parte del grupo de foliaciones y superficies de cizalla, fracturas rellenas con cuarzo presentando forma lenticular, desarrollo de pliegues en varias partes de los depósitos siendo difícil diferenciar si son producto de deformación tectónica o deformación sinsedimentaria. Este autor propone que los procesos que produjeron estas estructuras fueron flujos de escombros submarinos ricos en lodo u olistostromas junto con la migración y la intrusión de estos materiales durante el ascenso o diapirismo que produjeron la extensión y desmembramiento de las capas, ocurriendo en una parte somera no metamorfoseada de un prisma de acreción, y que posteriormente fue deformada tectónicamente produciendo principalmente los dos grupos de foliación, uno con rumbo preferencial hacia el NW que afecta solo a la Formación Taray y un segundo grupo que afecta también a la cubierta volcánica y calcárea con rumbo preferencial al NE. Después de lo visto en campo y observar a detalle las fotografías de los afloramientos de la Formación Taray y revisar las descripciones de Díaz-Salgado (2004) y Anderson *et al.* (2005) se pueden distinguir las siguientes estructuras de deformación cronológicamente: durante la parte inicial del depósito que fue por procesos de deslizamiento y caída por gravedad se reconocen cuerpos masivos de arenisca y lutita con límites difusos,

observándose en las masas de lutita fragmentos de arenisca desde decenas de centímetros a algunos metros de diámetro así como estratos fragmentados dando el aspecto de estructuras tipo *pinch and swell* hasta fragmentos separados con formas lenticulares (Figura 88A). En algunas partes de estos cuerpos masivos se observa desarrollo de posibles *slumps* representados por estratos de arenisca y partes de la matriz lutítica plegadas (Figura 88B y 89A). También dentro de estos cuerpos masivos se observan los estratos de arenisca disectados o seccionados por posibles superficies de cizalla (Figura 89B). También en algunas zonas se observan estratos más o menos bien definidos de arenisca en contacto con la matriz lutítica con límites cizallados entre las dos litologías, así como fragmentación de los estratos de arenisca dándole un aspecto facoidal a la roca observándose fragmentos de estratos con formas lenticulares y una deflexión de la foliación alrededor de estos fragmentos y cerca de las zonas de cizalla (Figura 89C y 89E). En algunas zonas de los depósitos como ya se mencionó hay desarrollo de superficies de cizalla que delimitan algunos contactos entre los bloques de arenisca y la matriz lutítica, y continúan hacia la matriz (Figura 89B y 88C), asociadas a estas superficies se observa posible desarrollo de pliegues de arrastre producto del desplazamiento a ambos lados de estas superficies (Figura 89D).

Finalmente posterior al depósito de la Formación Taray se desarrollaron los dos primeros grupos de foliaciones con rumbo preferencial hacia el ENE y ESE producto del evento de deformación por acortamiento del Triásico Tardío-Jurásico Temprano producto de la subducción que daría origen al Arco Nazas, y que deformó a las secuencias triásicas y del Jurásico Temprano en la Mesa Central, y posteriormente el grupo con rumbo preferencial hacia el NE y el grupo con rumbos preferenciales hacia el NW, representando diferentes fases del Orógeno Mexicano (Figura 42); estos grupos de foliaciones le dan a la Formación Taray un aspecto pizarroso y en ocasiones fisilidad a la matriz, así como un aspecto triturado facoidal a sigmoidal tanto a algunas zonas de la matriz como a algunos bloques (Figura 89C y 89E); es importante destacar que la matriz y los bloques reaccionaron de manera diferente a la deformación, debido a las diferencias en su competencia, siendo que la matriz se comportó de una manera más dúctil (Figura 89E) y la mayoría de los bloques de manera más frágil (p.e. bloques de pedernal y arenisca Figura 87A y D) a excepción del bloque de talco y carbonatos que presenta un alto grado de cizallamiento (Figura 89F).

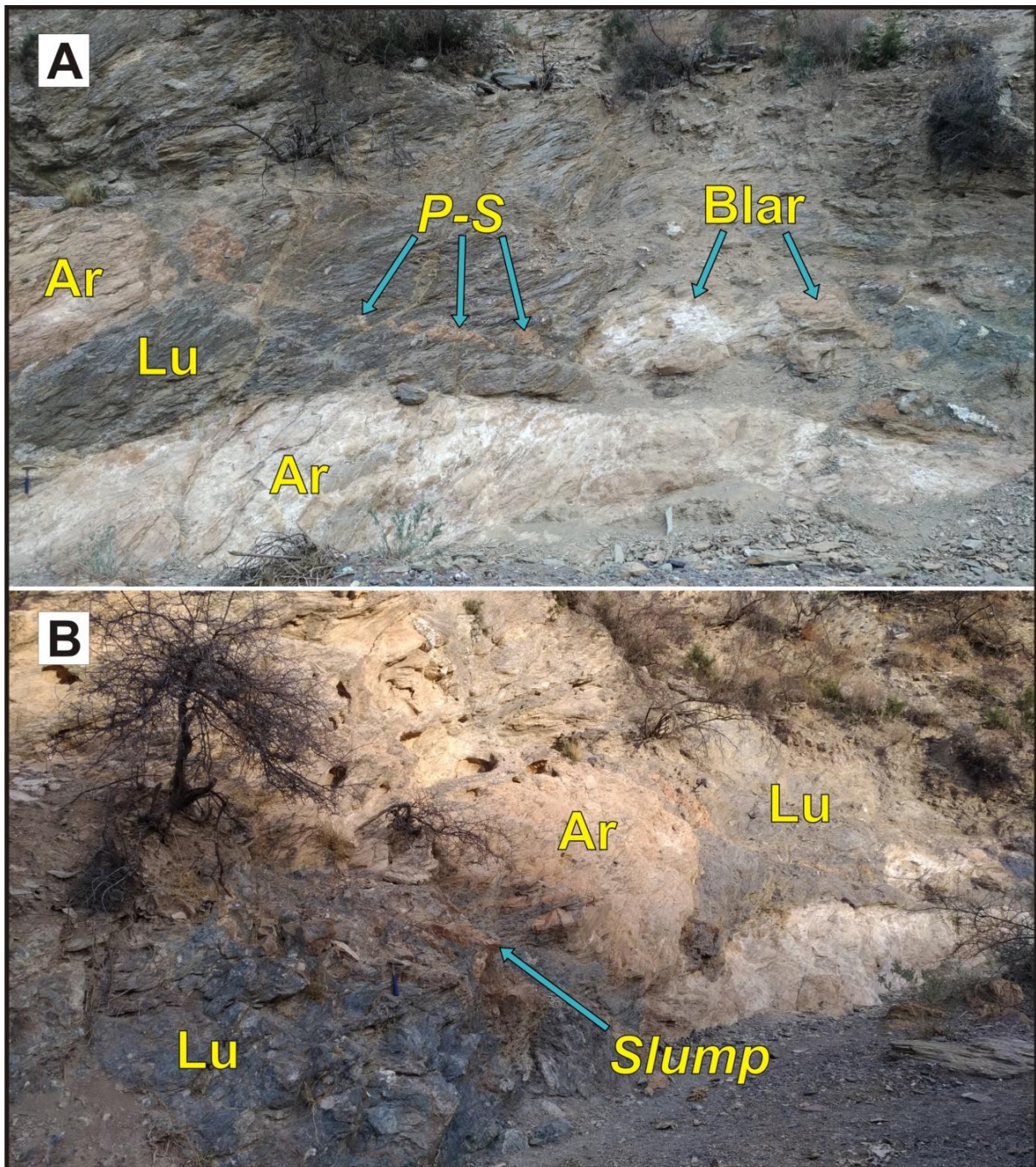


Figura 88. Se muestran depósitos masivos de arenisca y lutita con límites difusos, observándose en A) estructura tipo “pinch and swell” (P-S) y bloques de arenisca (Blar) y en B) posible desarrollo de “slumps”.

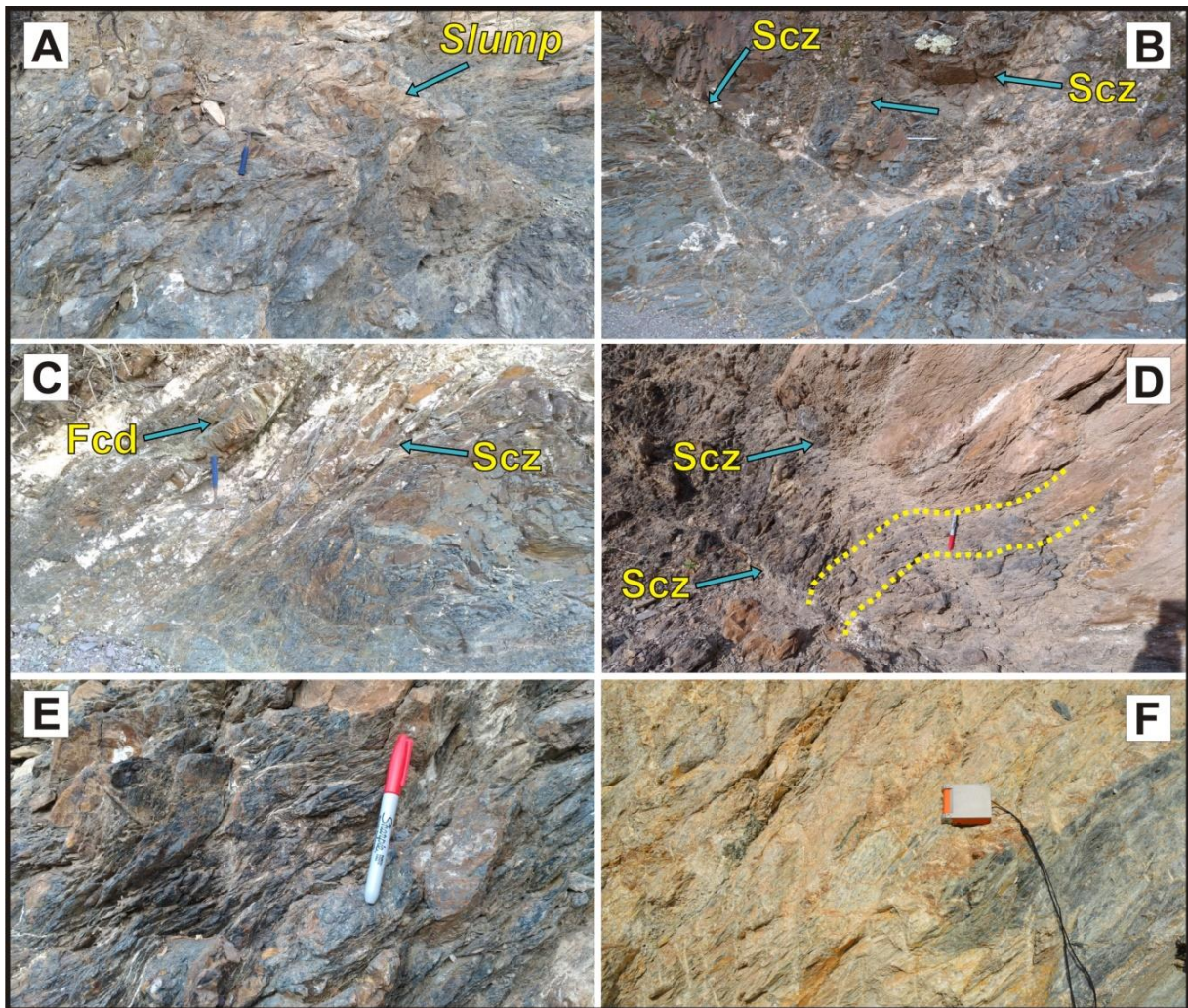


Figura 89. Se muestran estructuras de deformación en depósitos de la Formación Taray. En A) desarrollo de posibles “slumps”. En B) superficies de cizalla (Scz) y en la parte central se indica con flecha estrato fragmentado por efecto de las superficies de cizalla. En C) estratos de areniscas cizallados presentando formas facoidales en contacto por superficies de cizalla con matriz de lutita, obsérvese cerca del contacto como los planos de foliación presentan desviación o deflexión. En D) superficies de cizalla y posibles pliegues de arrastre relacionados. En E) detalle de la matriz lutítica muy foliada y desarrollando cuerpos facoidales. En F) detalle de bloque de talco y carbonatos donde se aprecia deformación similar a la matriz lutítica.

Procedencia: los resultados de la petrografía de areniscas indican un ambiente de procedencia de transición continental para 5 muestras y de orógeno reciclado para 2 muestras, las primeras se caracterizan por una ligera predominancia de los feldespatos sobre los líticos, y las segundas por un aumento en la cantidad de líticos principalmente volcánicos con proporciones similares a los feldespatos. De manera general las muestras presentan alto contenido de cuarzo microcristalino y policristalino, el primero observándose en su mayoría con extinción ondulosa y en algunos casos con desarrollo de lamelas de deformación, y el segundo también con extinción ondulosa y presentándose en menor medida como cuarzo tipo

“*stretched*” metamórfico, otra característica importante es que algunas muestras contienen fragmentos de rocas plutónicas. Complementando la petrografía se tiene la datación de la muestra TEY-21-22 y a partir de las edades obtenidas se distinguen poblaciones del Pérmico Temprano (probablemente relacionadas con el Arco Permo-Triásico), del Pensilvánico, del Ordovícico (relacionados con el Arco Ordovícico-Silúrico), panafricanas (relacionadas con los bloques panafricanos de Gondwana), grenvillianas (relacionadas al Cinturón Grenvilliano) y del Mesoproterozoico. Estas poblaciones son congruentes con las fuentes localizadas para ese entonces en el centro y noreste de México, y en detalle en el histograma con curva de probabilidad relativa se observa un grupo numeroso de 72 zircones con edades entre 814.1 y 1266.3 Ma correspondiendo con el cinturón grenvilliano que en México es representado por el Bloque Oaxaquia, que ha sido reportado en las procedencias de rocas triásicas de la Mesa Central así como en rocas paleozoicas metamorfoseadas como el Esquisto Granjeno (Barboza-Gudiño *et al.*, 2011). Esta población con tal número de zircones puede ser producto de la erosión de una zona donde haya estado expuesto parte de las rocas grenvillianas muy cercana al área de depósito de la Formación Taray, indicándonos una proximidad de la fuente principal de la roca y una zona amplia donde afloraba este basamento. Respecto a la procedencia de las areniscas de la Formación Taray Díaz-Salgado (2004) en la muestra que dató al sureste de la Mina La Cejita cerca del poblado La Valenciana reconoció las siguientes poblaciones y sus posibles fuentes: 46 zircones con edades entre 260 a 390 Ma (relacionados con dos eventos magmáticos, el primero el arco volcánico Carbonífero-Pérmico Delicias-Tuzancoa y el segundo relacionado al cinturón de rocas plutónicas del Permo-Triásico, p.e. intrusivo La Pesuña), 15 zircones con edad entre 480 y 690 Ma (Panafricanos), 16 zircones entre 1080 y 1260 Ma (Cinturón Grenvilliano) y algunos con edades de 1600 hasta 2841 Ma (relacionados al cratón de Norteamérica). En el caso de esta muestra la población principal comprende edades del Devónico Medio al Pérmico Medio y Díaz-Salgado (2004) menciona que la fuente está relacionada al Arco Delicias-Tuzancoa, por lo que esta fuente pudo estar muy próxima al depósito de la Formación Taray. Por su parte Anderson *et al.* (2005) realizan conteo de 300 puntos a 29 muestras de areniscas, distinguiendo 4 ambientes principales con base en el diagrama $Qm+Qp-Fa+Pl-Lv+Ls$ de Dickinson *et al.* (1985) variando desde Arco Disectado (5), Orógeno Reciclado (18), Transición continental (1) y Cratón Interior (5), todas las muestras con predominio de cuarzo con extinción ondulosa y recta, así como límites poligonales, con menor proporción de plagioclasa y feldespato, reconociendo líticos volcánicos microcristalinos, así como de origen andesítico, líticos sedimentarios pelíticos y psamíticos, pedernal, clinocloro, óxidos de hierro, muscovita, y como minerales accesorios zircón y

hornblenda, coincidiendo con varios de los componentes reconocidos en el presente trabajo. Anderson *et al.* (2005) mencionan que debido a la variedad de ambientes reconocidos en la procedencia debieron existir varias fuentes para los sedimentos de la Formación Taray. Tomando en cuenta lo observado en las poblaciones y fuentes principales de las muestras tanto del presente trabajo como de Díaz-Salgado (2004) y Anderson *et al.* (2005), los depósitos de la Formación Taray estuvieron formándose en una zona probablemente delimitada por importantes bloques levantados pertenecientes a las fuentes de rocas plutónicas del Devónico Medio-Pérmico Medio al norte y del Bloque Oaxaquia al noreste-este, en concordancia con las características del ambiente de procedencia de transición continental determinado a partir de la petrografía.

Con base en las características anteriores la Formación Taray se define como un *mélange*. Presentando características acordes con las distintas definiciones de este tipo de depósitos como lo son la estructura de bloques en matriz, el contenido de bloques nativos y exóticos embebidos en una matriz más suave de grano fino y con un grado de deformación mayor (Hsü, 1968; Silver y Beautner, 1980; Raymond, 1984; Frisch *et al.*, 2011; Festa *et al.*, 2019). Respecto a las estructuras de deformación se presentan tanto de origen sinsedimentario como de origen tectónico, siendo que las primeras son distorsionadas por el efecto de las segundas. Debido a lo anterior la Formación Taray no puede ser restringida a un tipo de *mélange* tectónico o sedimentario, ya que parece ser que la formación de sus depósitos comenzó en un margen continental con depósito de sedimentos siliciclásticos y aporte de bloques de rocas que se encontraban sobre el continente, transportados por flujo de escombros deslizándose a través del talud continental a manera de olistolitos, creando una mezcla de depósitos conformada por turbiditas y bloques, con una estructura caótica creando la estructura de bloques en matriz y caracterizándose por estructuras de deformación sinsedimentaria con presencia subordinada de turbiditas, probablemente en la base del talud continental. Esto último apoyado por el hecho de la presencia de varios depósitos de bloques en matriz menores compuestos por bloques de areniscas ricas en cuarzo en matriz de arenisca de grano fino a limolítica y que son comparables a los depósitos de talud observados en el Cañón General en la Sierra de Catorce pertenecientes a las “capas Cerro El Mazo”, que sobreyacen a los depósitos de turbiditas de la Formación Zacatecas de forma transicional pasando de las turbiditas a depósitos masivos de arenisca y lutita con desarrollo de *slumps* y otras estructuras de deformación sinsedimentaria, hasta pasar a los depósitos de bloques de estas capas (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Venegas-Rodríguez, 2007; Jaime-Rodríguez, 2019), aunque cabe mencionar que a diferencia de estas capas, la Formación Taray no presenta restos fósiles

de flora con afinidad continental. Posteriormente los depósitos de la Formación Taray serían deformados por los eventos de acortamiento regional del Triásico Tardío y del Cretácico Tardío, imprimiéndole un aspecto pizarroso y facoidal a la matriz por los distintos grupos de foliaciones desarrollados, y a los bloques diferentes grados de deformación debido a la diferencia en sus características de competencia y composición. Dentro del marco de las clasificaciones para cuerpos de roca caóticos la Formación Taray concuerda con las características tanto de un *mélange* como de un olistostroma conforme a la descripción hecha por Hsü (1968); respecto a la clasificación de Raymond (1984) se puede considerar como un *mélange* con características tanto de origen sedimentario como tectónico por lo que sería un *mélange* poligenético que inició su formación por procesos sedimentarios y posteriormente fue deformado por procesos tectónicos (Figura 16). Respecto a los tipos de *mélange* propuestos por Cowan (1985) la Formación Taray guarda más similitudes tanto de procesos de formación como de fábrica con el *mélange* Tipo III, ya que este tipo se caracteriza por ser una mezcla polimíctica teniendo fábrica de bloques en matriz con inclusiones de formas y tamaños diversos dispuestos caóticamente (con ausencia de arreglo de capas estratiformes) embebidos en matriz pelítica de grano fino que varía en su grado de deformación presentándose desde masiva, con ligera fisilidad hasta muy pizarrosa con una foliación planar que se desvía alrededor de los bloques, con deformación masiva heterogénea que se ve reflejada en las formas irregulares de los bloques (debido a las diferencias en sus características composicionales y de competencia) y en la foliación pizarrosa; este autor define dos posibles orígenes para este tipo de *malange* siendo el que más se relaciona con la Formación Taray el que se caracteriza por el emplazamiento de flujos de escombros ricos en arcillas u olistostromas, cuyo proceso permite que fragmentos de diversos orígenes o fuentes puedan ser mezclados y dispersados a través de la matriz de lodo móvil antes de la completa litificación tanto del lodo como de algunas inclusiones. Debido a lo anterior la Formación Taray correspondería con el *malange* Tipo III de Cowan (1985) (Figura 90), coincidiendo con lo concluido por Anderson *et al.* (2005).

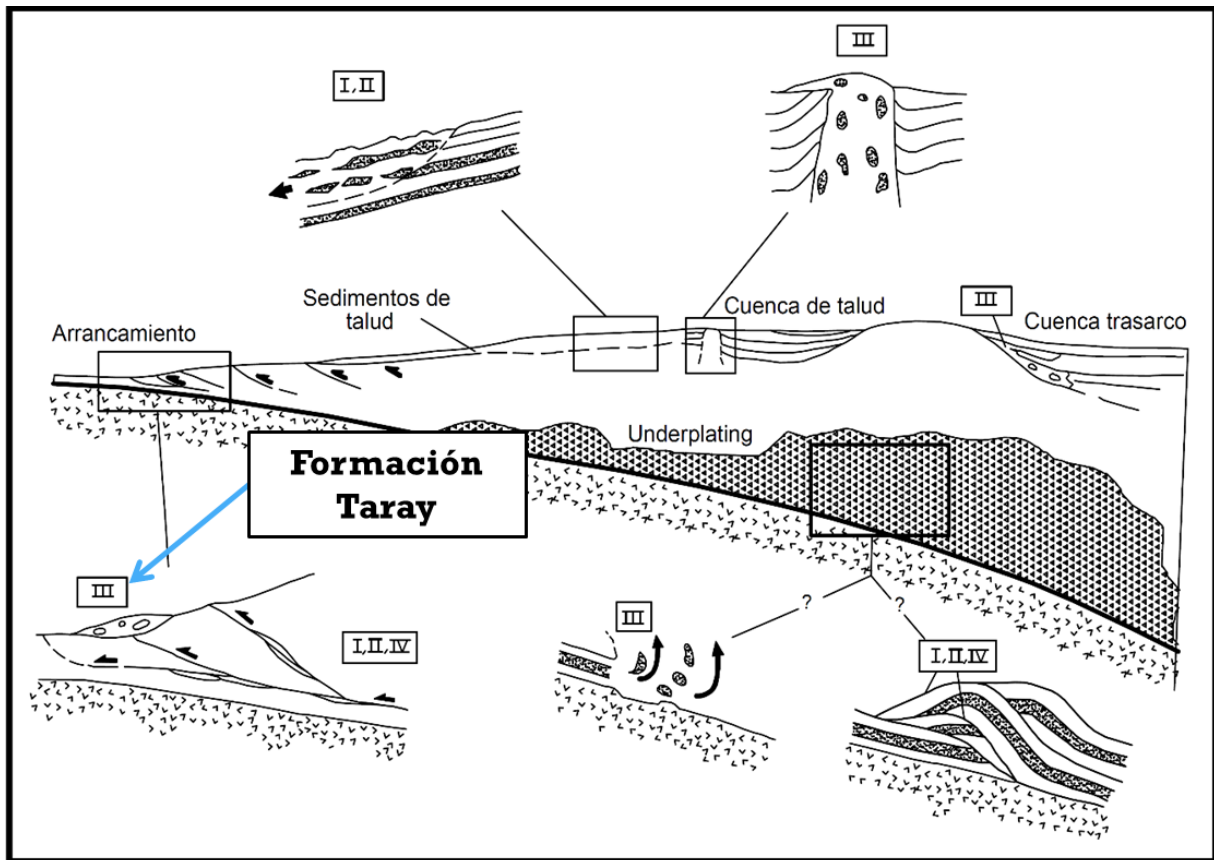


Figura 90. Se muestra tipo de mélanges al que correspondería la Formación Taray con respecto a la clasificación de Cowan (1985) para mélanges formados en un margen convergente (Tomado y redibujado de Cowan, 1985).

Respecto a la clasificación general en tres tipos de Festa *et al.* (2019) que son de origen sedimentario, tectónico y por diapirismo, la Formación Taray presenta características similares a un *mélanges* sedimentario por su estructura de bloques en matriz sin aparente arreglo estructural más bien de forma aleatoria de bloques tanto nativos como exóticos de diversa forma, tamaño y litología, con matriz lutítica o pizarrosa que puede tener mala clasificación y tamaño de grano diverso, aunque en lo observado en campo es en su mayoría lutítica pizarrosa con algunas variaciones a limolita y arenisca de grano fino; el origen de los *mélanges* sedimentarios es por derrumbe en el talud y por procesos de transporte en masa, lo que permite la incorporación de bloques de distintas litologías, con diferentes edades y grado de litificación o metamorfismo. Aunque varias de las características de la Formación Taray coinciden con las que presentan los *mélanges* sedimentarios también hay algunas que coinciden con los *mélanges* de origen tectónico como lo es la fábrica escamosa pizarrosa a facoidal que presenta la matriz, así como presencia de pliegues isoclinales (en los bloques de pedernal), tipo *chevron*, *boudinage* y desarrollo de superficies de cizalla reportados por Díaz-

Salgado (2004) y Anderson *et al.* (2005), estas estructuras pueden ser producto de la sucesión de varios eventos de deformación por acortamiento debido a empuje tectónico afectando a una secuencia, deformando y sobreympriendo las estructuras preexistentes. Debido que no aflora la base de la Formación Taray no se conoce como es el contacto con el basamento y no se puede utilizar como criterio para caracterizar si es de tipo sedimentario o tectónico. Por las características anteriores la Formación Taray correspondería con un *mélange* poligenético producto de la superposición de diferentes procesos sedimentarios y tectónicos, en este caso los procesos iniciales serían los deslizamientos y derrumbes sedimentarios, y posterior a la consolidación del depósito ocurrieron los eventos de acortamiento regional que deformaron los depósitos y sus estructuras primarias dándole el aspecto pizarroso a la matriz, y desarrollándose de forma heterogénea por las diferencias en las características de la matriz y los bloques, destacando que el proceso de fragmentación y mezclamiento ocurrió por procesos sedimentarios, y la deformación en conjunto de los depósitos fue tectónica.

En cuanto al ambiente de talud continental propuesto como el ambiente de formación para los depósitos de la Formación Taray parece corresponder con las características descritas para este ambiente destacando las siguientes: los sedimentos van desde turbiditas, masas deslizadas, arena de canal, de talud y lodos hemipelágicos producto principalmente de procesos de caída de rocas, deslizamientos y corrientes de turbidez (Figura 12), con estructuras como cuerpos masivos de arenisca y lutita con límites difusos e irregulares, pliegues sinsedimentarios o *slumps*, y la estructura caótica general de bloques en matriz (correspondiendo en gran parte con la facies F y G de ambientes de talud y abanico submarino definidas por Mutti y Ricchi-Lucci, 1972), generados principalmente por procesos de transporte en masa que predominan en el talud continental y que permiten la incorporación de bloques de litología y tamaño variado, lo que hace que predominen los depósitos caóticos y se encuentren en mucho menor proporción depósitos estratiformes (Cook *et al.*, 1984; Ercilla, 2000; Boggs, 2006).

Formación Las Delicias, en el estado de Coahuila

Aproximadamente a 200 km hacia el noroeste del Pico de Teyra se encuentra la localidad de Las Delicias en el municipio de San Pedro, en el estado de Coahuila (Figura 91), en donde aflora la Formación Las Delicias del Paleozoico Superior abarcando un área de aproximadamente 6000 km² (McKee *et al.*, 1999).

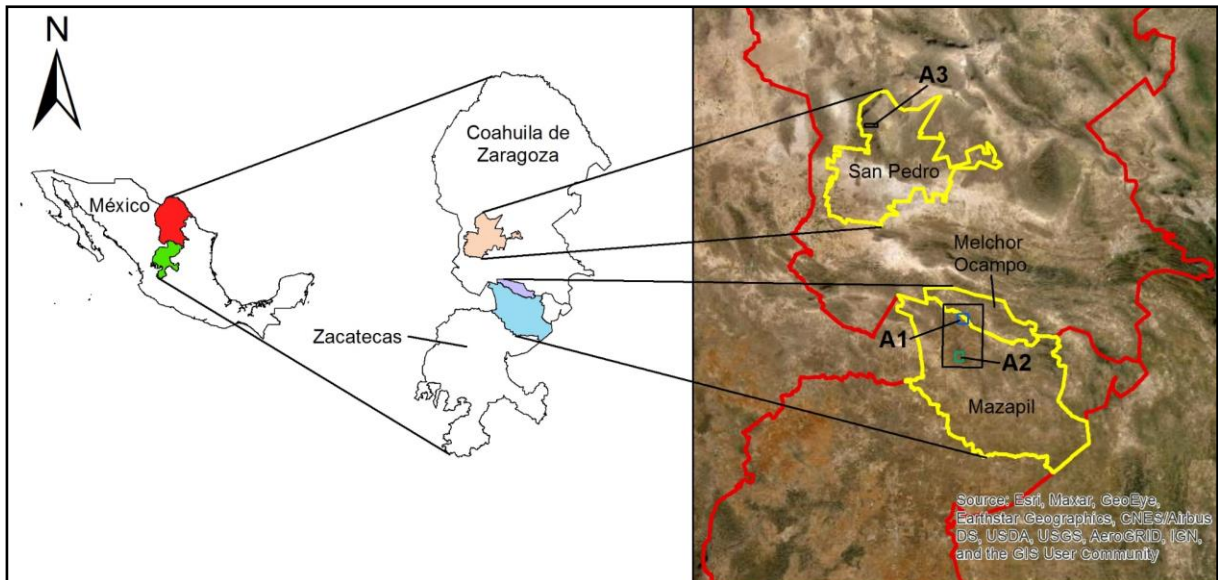


Figura 91. Se muestra localización del área de Las Delicias en el estado de Coahuila y localización de áreas de estudio en el estado de Zacatecas.

La Formación Las Delicias consiste principalmente de detritos volcanoclásticos (de composición andesítica a dacítica) con tamaño de arenas hasta megabloques y sedimento pelágico, y en menor medida caliza alóctona de margen de cuenca, con edades que van desde el Misisípico Tardío o Pensilvánico Tardío hasta cubrir casi todo el Pérmico (McKee *et al.*, 1999). De forma regional se observan depósitos a manera de bloques en matriz. McKee *et al.* (1999) dividen a la Formación Las Delicias en 11 litosomas debido a la complejidad en la distribución y litología que observan y que hace difícil definir de manera formal como miembros, cuyo proceso de formación fue por movimientos de transporte en masa desencadenados por gravedad; 4 corresponden con litosomas estratificados que son producto de procesos sedimentarios normales de origen pelágico y de transporte en masa por gravedad, y su estratificación está acorde con el patrón estructural regional y parecen no tener evidencia de estar contenidos dentro de algún olistolito; los otros 7 litosomas son caóticos y registran transporte a gran escala de grandes bloques por procesos de transporte en masa por gravedad, conformados por clastos exóticos que varían en tamaño desde menos de un metro a cientos de metros de diámetro. En el presente estudio se hizo una visita a esta área para observar de manera general la estructura de los depósitos, ya que, al ser depósitos interpretados producto de deslizamientos y derrumbes por gravedad, representan un ejemplo comparable de los procesos que pudieron haber generado la estructura de bloques en matriz observada en la Formación Taray. Los afloramientos observados fueron en el área del Valle del Sobaco, en los cerros El Fraile, El Panal y La Difunta. En el Cerro El Fraile hacia su flanco oriental se observan bloques de andesita de color verde con estructura porfirítica y de caliza

estratificada con fósiles (probablemente parte del litosoma 2 designado como El Fraile, con edad del Pensilvánico Tardío, Figura 92B), y hacia su parte norte bloques de mayor tamaño de caliza fosilífera con contenido de foraminíferos (muestra DEL-21-03, probablemente parte del litosoma 3 designado como Los Angelitos, con edad del Pensilvánico Tardío). Hacia el NW del Cerro El Fraile se encuentra el Cerro El Panal y se observa principalmente bloque de caliza fosilífera de color gris claro recristalizada con contenido de foraminíferos (muestra DEL-21-14, probablemente parte del litosoma 4 designado como Los Piloncillos con edad del Pensilvánico Tardío). Finalmente, hacia el oeste del Cerro La Difunta, siguiendo el arroyo del mismo nombre hacia el Valle de Acatita se observan bloques principalmente de andesitas a latitas de color verde claro, verde oscuro a gris claro con estructura porfirítica (muestras DEL-21-11b, DEL-21-11c y DEL-21-11d; Figura 92C), en menor medida bloques de rocas de origen piroclástico como tobas e ignimbritas (muestras DEL-21-04, DEL-21-06, DEL-21-07 y DEL-21-08) así como bloques de caliza fosilífera de color gris claro a blanco aperlado con abundante contenido de fusulínidos, y restos de foraminíferos y moluscos (Muestras DEL-21-FUS y DEL-21-11; Figura 92D), en conjunto estos bloques de andesita, latita, rocas piroclásticas y caliza corresponderían con el litosoma 11 designado como San Pedro de edad Guadalupiano Tardío; también se observaron varios afloramientos de arenisca y lutita bien definidas intercalándose formando turbiditas (Figura 92A), y en ocasiones con límites poco claros así como zonas con solo lutita pizarrosa, así como zonas conglomeráticas sobreyaciendo a los depósitos volcánicos, correspondiendo con el litosoma 9 designado como La Cría de edad Guadalupiano Tardío. Hacia la parte suroeste del Valle del Sobaco se observó una roca fanerítica de color verde oscuro conformada principalmente por piroxenos y en menor medida plagioclasa, feldespato alcalino y cuarzo, probablemente una andesita de piroxenos (muestra DEL-21-01). Por sus características los depósitos de la Formación Las Delicias podrían representar un análogo más antiguo y en parte contemporáneo de la Formación Taray, por lo que podrían ser correlacionables en cierta medida.



Figura 92. Se muestran parte de los depósitos de la Formación Delicias en el estado de Coahuila. En A) se observa intercalación de arenisca y lutita, posibles turbiditas al oeste del Valle del Sobaco siguiendo el arroyo La Difunta. En B) bloque de caliza fosilífera en el flanco NW del Cerro El Fraile. En C) bloque de andesita porfirítica y en D) bloque de caliza fosilífera, al oeste del Valle del Sobaco siguiendo el arroyo La Difunta.

Evolución tectónica para la región septentrional del estado de Zacatecas, parte centro-norte de México

La Sierra de Teyra se localiza hacia el sur de la sutura Ouachita-Marathon, que se extiende desde el noreste de los Estados Unidos hasta el norte de México en los estados de Coahuila, Chihuahua y Sonora. Este cinturón orogénico es producto de la colisión de Laurencia con Gondwana de manera diacrónica iniciando la colisión en el Misisípico Medio, culminando en el Pensilvánico Tardío en la región de Ouachita, en el Pérmico Temprano en la región de Marathon y finalizando en el sureste en Sonora en el Pérmico Tardío, terminando la conformación de Pangea, y México estaría en la parte centro occidental de este supercontinente (Sedlock *et al.*, 1993; Poole *et al.*, 2005). Posterior a la conformación de Pangea, en el borde continental centro-occidental inicia el depósito de los sedimentos siliciclásticos de la Formación Taray originándose en el talud y depositándose en el océano Pantalasa, todo esto a finales del Pérmico Temprano, contemporáneo a esto se empiezan a formar y emplazar los primeros plutones del Arco Permo-Triásico (con rangos de edad de 287-232 Ma, Torres *et al.*, 1999) (Figura 93A); en la región del pico de Teyra no se observa deformación asociada al arco Permo-Triásico, esto se puede deber a que en el Pérmico la

subducción ya había cambiado de un tipo *High Stress* a un tipo *Low Stress* (Barboza-Gudiño *et al.*, 2011), por lo que el evento de deformación por acortamiento inicial en el proceso de subducción habría sucedido antes del inicio del depósito de la Formación Taray. La Formación Taray termina su depósito probablemente a finales del Pérmico, y el arco Permo-triásico su actividad en el Triásico Medio. Posterior a esto durante el Triásico Medio a Triásico Tardío el margen continental es pasivo (Figura 93B); en esta etapa hacia el sur en el centro de México se desarrolla el Abanico Potosino, depositándose así la Formación Zacatecas del Triásico. Posteriormente en el límite Triásico-Jurásico inicia el desarrollo de una nueva zona de subducción, y en su etapa inicial de bajo ángulo o tipo *High Stress* deforma los depósitos de la Formación Taray (Figura 93C), así como las rocas triásicas de la Formación Zacatecas hacia el sur; posteriormente en el Jurásico Temprano se da el cambio a subducción de alto ángulo o tipo *Low Stress* que produce el desarrollo de la secuencia volcanosedimentaria del Arco Nazas conformada en el área de estudio por las formaciones Rodeo, Nazas y Caopas, que se deposita del Jurásico Temprano a Jurásico Medio (Figura 93D); durante el Bajociano no hay generación de depósitos y hacia su límite con el Batonianiano inicia el depósito de La Formación La Joya en cuencas continentales cuyo origen podría estar relacionado con la actividad del Arco Nazas, o relacionarse a la apertura del Golfo de México o una combinación de ambos procesos (Figura 93D), la secuencia termina su depósito en el Calloviano y posteriormente inicia la transgresión marina proveniente del Golfo de México, y se depositan las secuencias calcáreas conocidas como Series del Golfo empezando con la Formación Zuloaga (Figura 93E) y culminando con las formaciones cretácicas; posteriormente hacia finales del Cretácico subduce la Placa de Farallón debajo de la Placa Norteamericana iniciando así el evento de acortamiento regional conocido como Orogenia Laramide u Orógeno Mexicano y junto con los eventos de acreción de terrenos intraoceánicos al continente deforman las secuencias del Mesozoico y en este caso también a la Formación Taray del Pérmico (Figura 93F); finalmente durante el Paleoceno a Eoceno se desarrollan eventos de extensión y transcurrencia que producen fallamiento normal y lateral con dirección NW-SE en la parte central de México (Figura 93G) (Barboza-Gudiño *et al.*, 1998, 2004, 2008, 2011, 2020; Silva-Romo *et al.*, 2000; Barajas-Nigoche, 2008; Tristán-González, 2008; Eguiluz-de Antuñano *et al.*, 2014; Pérez-Casillas, 2018; Fitz-Díaz *et al.*, 2018).

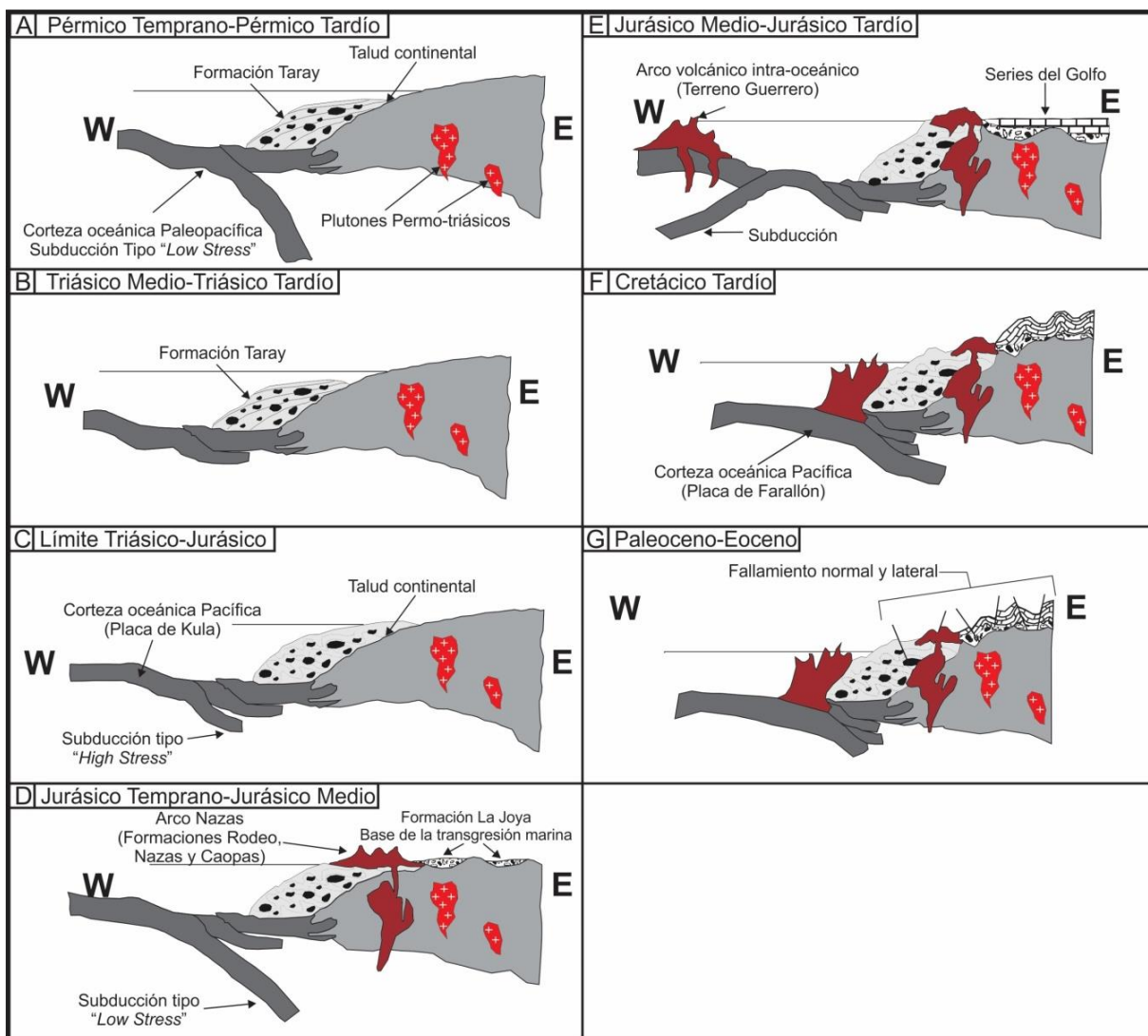


Figura 93. Se muestra modelo de evolución tectónica para la Sierra de Teyra, en la región septentrional del estado de Zacatecas (Tomado y modificado de Barboza-Gudiño et al., 2008 y 2011, y Jaime-Rodríguez, 2019).

Correlación de las unidades prebajocianas de la Sierra de Teyra con otras unidades del centro de México

A partir de los resultados del presente trabajo y de los estudios previos hechos en la región, se puede realizar una correlación o no correlación de las unidades prebajocianas que afloran en los alrededores del Pico de Teyra y en las localidades de Caopas y El Rodeo, con unidades con características similares que afloran en distintas localidades del centro de México. Las unidades que han sido correlacionadas con la Formación Taray principalmente por su posición estratigráfica subyaciendo a la Formación Nazas son las formaciones Zacatecas y La Ballena. Mientras que las formaciones Caopas y Rodeo, formarían parte del mismo evento de arco

continental que produjo La Formación Nazas. Las localidades donde afloran las unidades posiblemente correlacionables son Real de Catorce (1) y Charcas (2) en el estado de San Luis Potosí; La Ballena (3), La Ciudad de Zacatecas (4) y La Sierra de Teyra (5), en el estado de Zacatecas (Figura 94).

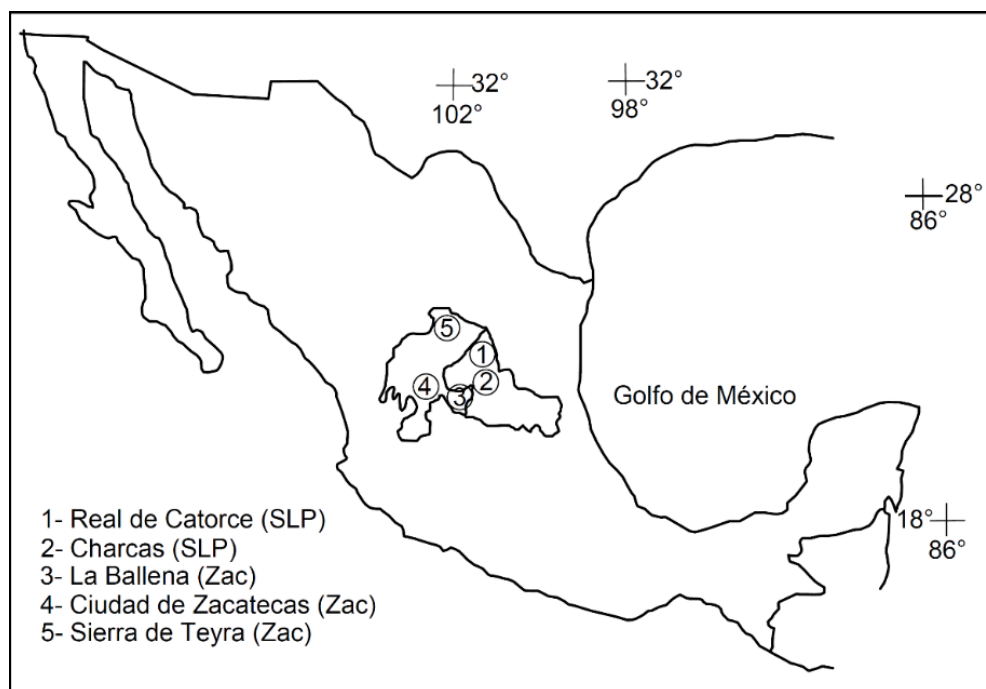


Figura 94. Se muestran localidades del centro y centro-norte de México donde afloran unidades prebajocianas (Tomado de Bartolini et al., 2001).

Debido a su ubicación geográfica y a la poca continuidad que presentan las rocas del límite Triásico-Jurásico, que en su mayoría afloran como bloques levantados aislados rodeados por sucesiones más jóvenes principalmente del Cretácico, estas unidades han recibido distintas interpretaciones en cuanto a sus ambientes de depósito y tectónico. Distintos autores han propuesto ambientes de depósito tomando en cuenta factores como la litología, grado de deformación, edad, contenido fósil y geoquímica. En la Tabla 6 se muestra una recopilación de las edades obtenidas por distintos autores y que han servido para ubicar temporalmente a las distintas unidades.

Tabla 6. Se muestra recopilación de edades obtenidas a partir de métodos isotópicos para las unidades prebajocianas que afloran en el centro y centro-norte de México, se incluyen algunas unidades del noreste de México.

Formación	Edad	Método	Roca	Mineral	Autores	Localidad
Formación Taray	260 ± 3.9 Ma	U-Pb	Arenisca	Zircones	Díaz-Salgado (2004)	Pico de Teyra
	287 Ma	U-Pb	Arenisca	Zircones	Este trabajo	Pico de Teyra
El Alamar	245 Ma	U-Pb	Arenisca	Zircones	Barboza-Gudiño <i>et al.</i> (2010)	San Marcos
	216-214 Ma	U-Pb	Arenisca	Zircones	Barboza-Gudiño <i>et al.</i> (2010)	La Boca
La Ballena	245.4 ± 4.9 Ma	U-Pb	Arenisca	Zircones	Barboza-Gudiño <i>et al.</i> (2012)	La Ballena
Zacatecas	230-225 Ma	U-Pb	Arenisca	Zircones	Barboza-Gudiño <i>et al.</i> (2010)	Real de Catorce
	230-225 Ma	U-Pb	Arenisca	Zircones	Barboza-Gudiño <i>et al.</i> (2010)	Charcas
	212 ± 30 Ma	U-Pb	Arenisca	Zircones	Wengler (2014)	Charcas
	215.7 ± 5.8 Ma	U-Pb	Arenisca	Zircones	Wengler (2014)	Real de Catorce
Capas Cerro El Mazo	212 Ma	U-Pb	Arenisca rica en cuarzo	Zircones	Venegas-Rodríguez (2007)	Real de Catorce
	199.4 ± 4.2 Ma	U-Pb	Arenisca rica en cuarzo	Zircones	Wengler (2014)	Real de Catorce
	187.7 ± 3.1 Ma	U-Pb	Arenisca rica en cuarzo	Zircones	Wengler (2014)	Real de Catorce
Nazas	174.7 ± 1.3 Ma	U-Pb	Dique riolítico	Zircones	Barboza-Gudiño <i>et al.</i> (2004)	Real de Catorce
	179 ± 1 Ma	U-Pb	Flujo piroclástico	Zircones	Zavala-Monsiváis <i>et al.</i> (2010)	Charcas
	180.7 ± 2.5 Ma	U-Pb	Brecha piroclástica	Zircones	Jaime-Rodríguez (2019)	Real de Catorce
	168.4 ± 3.3 Ma	U-Pb	Riolita	Zircones	Barboza-Gudiño <i>et al.</i> (2020)	Santa María del Oro
	167.6 ± 3.7 Ma	U-Pb	Roca piroclástica	Zircones	Barboza-Gudiño <i>et al.</i> (2020)	El Tepozán
	182.9 ± 2.5 Ma	U-Pb	Ignimbrita soldada	Zircones	Barboza-Gudiño <i>et al.</i> (2020)	Villa Juárez
	184.4 ± 2.3 Ma	U-Pb	Domo riolítico	Zircones	Barboza-Gudiño <i>et al.</i> (2020)	Sierra de Ramírez

	168 ± 2.1 Ma	U-Pb	Roca piroclástica	Zircones	Barboza-Gudiño <i>et al.</i> (2020)	La Ballena
	191.3 ± 2.1 Ma	U-Pb	Toba de flujo de ceniza soldada	Zircones	Barboza-Gudiño <i>et al.</i> (2020)	Aramberri
Formación Rodeo	183 ± 8 Ma	K-Ar	Andesita	Hornblenda	López-Infanzón (1986)	El Rodeo
	145.5 ± 2.5 Ma	Ar-Ar	Andesita	Concentrado de feldespato	Bartolini (1998)	El Rodeo
	185 Ma	U-Pb	Roca vulcanosedimentaria	Zircones	Este trabajo	El Rodeo
Esquisto Caopas	200 ± 60, 220 ± 30, 156 ± 40, 195 ± 20 Ma	Rb-Sr	Intrusivo	Feldespatos	Fries y Rincón-Orta (1965)	Caopas
	165 ± 3 Ma	U-Pb	Muestra no esquistosa del intrusivo	Zircones	Jones <i>et al.</i> (1990)	Caopas
	158 ± 4 Ma	U-Pb	Muestra no esquistosa del intrusivo	Zircones	Jones <i>et al.</i> (1995)	Caopas

Para las formaciones Zacatecas y La Ballena, los distintos autores coinciden en un ambiente de depósito de abanico submarino, variando en el grado de deformación así como asociación de facies dentro de este ambiente, presentando de manera general una intercalación de depósitos de arenisca y lutita, predominando esta última, presentándose de forma rítmica así como con desarrollo de secuencias tipo Bouma completas o incompletas dependiendo el grado de deformación, todo esto característico de depósitos formados por corrientes turbidíticas, y en menor medida estructuras de deformación sinsedimentarias como *slumps*, estratos fragmentados y depósitos masivos de arenisca y lutita con límites difusos (Figura 95; Silva-Romo *et al.*, 2000; Bartolini *et al.*, 2001; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). Las edades de estas unidades abarcan un rango desde los 245 a 212 Ma según las distintas edades obtenidas a partir de geocronología de zircones detríticos, colocándolas en el Triásico Medio a Triásico Tardío (Tabla 6).

El origen de los sedimentos se puede caracterizar por las procedencias obtenidas a partir de los zircones de las distintas muestras datadas de la Formación Zacatecas, en donde hay poblaciones Permo-triásicas, de origen Panafricano y Grenvillianas principalmente, provenientes de fuentes al sur de la sutura Ouachita-Marathon en donde se encontraban las rocas del arco Permo-Triásico, bloques panafricanos como Yucatán y el bloque Oaxaquia (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010; Barboza-Gudiño *et al.*, 2012). En el caso de Real de Catorce respecto a la “unidad informal capas Cerro El Mazo” se ha interpretado como depósitos formados en un ambiente continental-marino o transicional de tipo deltaico distal a marino proximal, que por la estructura deformada y caótica que presenta terminó de depositarse sobre

el talud continental. Con un rango de edad que va desde los 212 a 187 Ma (Tabla 6), colocando a estas capas en el Triásico Tardío-Jurásico Temprano. En el Cañón General en Real de Catorce se observa el cambio transicional de los depósitos de derrumbe y con deformación sinsedimentaria de la parte superior de la Formación Zacatecas hacia los depósitos de estas capas con depósitos de bloques en matriz caóticos y presentando restos de plantas de origen continental (Figura 95 Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Venegas-Rodríguez, 2007; Jaime-Rodríguez, 2019). La Formación Taray presenta características similares a los depósitos de la Formación Zacatecas como su contacto superior discordante con la Formación Nazas en 4 de las 5 localidades mencionadas (La Formación Nazas no aflora en la Ciudad de Zacatecas), la deformación de finales del Triásico, y que su matriz tiene características de depósito en un ambiente de abanico submarino con aportes turbidíticos y procesos de deslizamiento en masa, por lo que se ha correlacionado con la Formación Zacatecas, pero por otra parte existen tres características principales que la diferencian y evitan su correlación, las cuales son su estructura caótica de bloques en matriz, el alto contenido de bloques exóticos y las dos edades obtenidas a partir de geocronología de zircones detríticos que la colocan en el Pérmico Temprano a Medio, por lo que la Formación Taray no es correlacionable temporalmente con la Formación Zacatecas, aunque si pudiese guardar similitudes de ambiente de depósito en parte con los depósitos de abanico submarino y de talud con esta última y las “capas Cerro El Mazo”.

En cuanto a la Formación Nazas, solo no se observa en la Ciudad de Zacatecas, y en las otras localidades está conformada por intercalaciones de productos de origen piroclástico, flujos de lava de composición andesítica hasta riolítica, paquetes de conglomerados, limolitas y lutitas a pizarras (Figura 95); geoquímicamente se caracteriza por presentar enriquecimiento de elementos ligeros o de radio iónico grande y empobrecimiento de elementos pesados o de radio iónico pequeño, y al aplicar diagramas de discriminación de ambientes tectónicos se observa que las rocas son clasificadas dentro de campos de rocas volcánicas con origen en un ambiente de arco continental con firma calciálica (López-Infanzón, 1986; Bartolini, 1998; Barboza-Gudiño *et al.*, 2020). Este arco ha sido designado como el Arco Nazas, que se desarrolló en el margen occidental de Pangea, teniendo una orientación NW-SE, producto de la subducción de la placa de corteza oceánica de Kula debajo de la placa de Norteamérica (Barboza-Gudiño *et al.*, 2008), presentando edades que van de los 191 a 167 Ma (Tabla 6). Las características que presenta la secuencia en la Sierra de Teyra donde en la base se observa la Formación Rodeo compuesta principalmente por flujos de lava andesítica y en menor medida rocas volcanosedimentarias son comparables a los depósitos de la base de la

Formación Nazas de las localidades de Real de Catorce, Charcas y La Ballena, y por su edad queda dentro del rango de edades determinadas para la Formación Nazas (Tabla 6), continuando la secuencia se encuentran los depósitos característicos de la Formación Nazas compuestos por flujos de lava andesítica a riodacítica, rocas piroclásticas y presencia de sedimentos que son característicos de la cima de la Formación Nazas en las localidades mencionadas, y finalmente se tiene la Formación Caopas que intrusión a la Formación Rodeo y es de composición félsica, y cuya edad ha sido asignada más joven a la Formación Rodeo, ya que la intrusión y probablemente es contemporánea a la cima de la Formación Nazas (Tabla 6), esto ha llevado a distintos autores a designar a estas tres formaciones como parte del mismo evento de arco continental del Jurásico Temprano a Medio, y en el presente trabajo se apoya esta designación (Tristán-González y Torres-Hernández, 1994; Bartolini, 1998; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998, 2008, 2020; López-Infanzón, 1986; Anderson *et al.*, 2005; Rodríguez-Hernández, 2009).

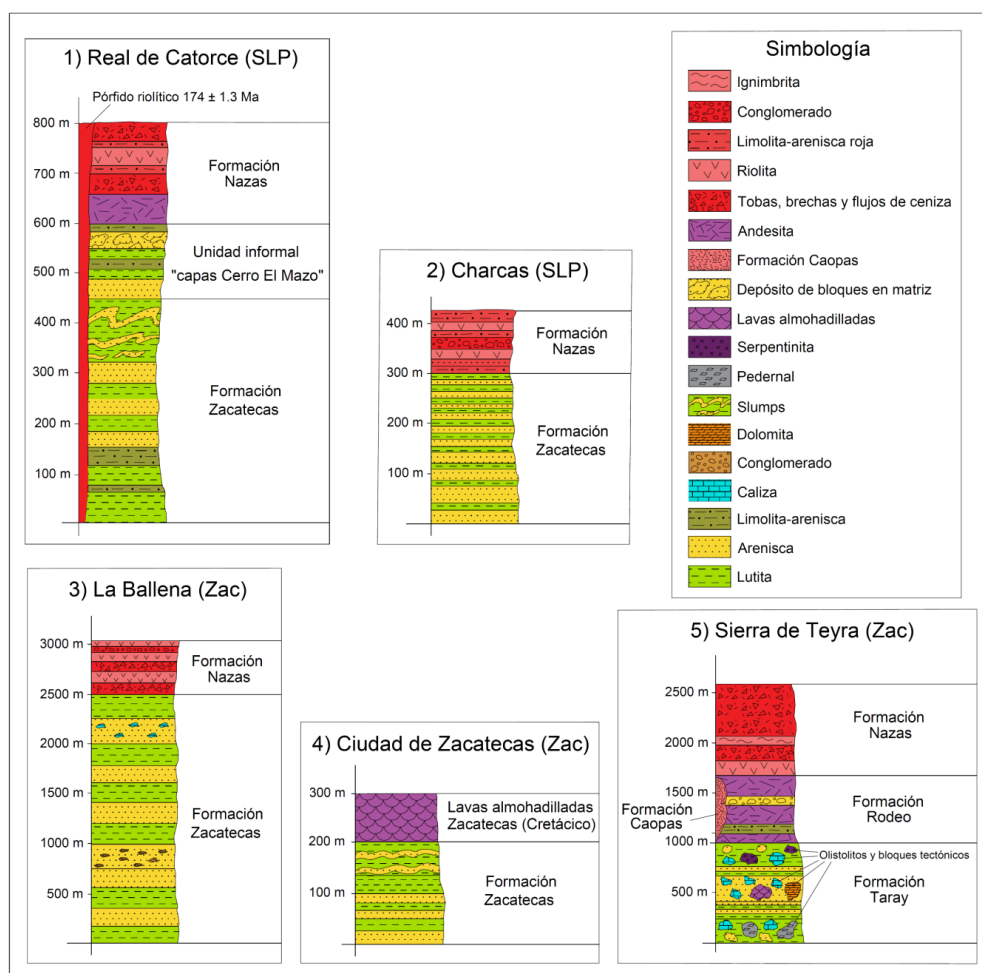


Figura 95. Se muestran columnas litológicas de las 5 áreas del centro y centro-norte de México donde afloran rocas prebajocianas, elaboradas a partir de los trabajos previos hechos por diferentes autores en las distintas áreas.

Conclusiones

- Por las características de la Formación Rodeo en cuanto a litología y edad, primeramente se descarta la posible correlación de su base volcanosedimentaria con los sedimentos de la Formación Taray, como se ha sugerido previamente y en cambio el conjunto total de sus depósitos presenta características muy similares a los depósitos de la base de la Formación Nazas documentados en otras áreas del centro de México por diferentes autores, principalmente en Real de Catorce y La Ballena, y junto con la edad determinada de 185 Ma permiten apoyar la propuesta de autores previos de incluirla junto con las formaciones Nazas y Caopas como parte de la actividad de arco continental del Jurásico Temprano a Medio conocido como Arco Nazas para esta región.
- El cizallamiento observado en el contacto entre las formaciones Caopas y Rodeo, así como entre los distintos paquetes de esta última, se considera que se trata de un proceso de deformación localizado, producto del emplazamiento del intrusivo Caopas, cuyo empuje y deslizamiento directo con la Formación Rodeo provocó inicialmente la generación de la zona de cizalla principal, y conforme continuaba su ascenso y empuje provocó el deslizamiento intracapa entre los distintos paquetes de la Formación Rodeo, desarrollándose así las zonas de cizalla menores.
- A partir del análisis de deformación se reconocieron tres eventos de deformación por acortamiento para el área de estudio. Siendo el primero de edad Triásico Tardío a Jurásico Temprano con DTT hacia el NNW Y NNE, y que se observa solamente en las formaciones Rodeo y Taray, producido por la subducción, en su etapa inicial de tipo *High Stress*, que posteriormente, daría origen al vulcanismo de arco continental del Jurásico Temprano-Medio. Este evento de acortamiento ha sido documentado en rocas del Triásico Tardío y Jurásico Temprano en el centro de México. Designado como Tectogenia Americana por Eguiluz-De Antuñano *et al.* (2014). El segundo evento correspondería con la deformación producida por la acreción de terrenos intraoceánicos al margen continental mexicano que sucedió a inicios del Cretácico Tardío, con DTT hacia el SE. Y el tercer evento correspondería con una de las fases de la Orogenia Laramide con DTT hacia el NE con edad del Cretácico Tardío-Paleógeno. Estos dos últimos eventos formarían parte del denominado Orógeno Mexicano, deformando a la Formación Taray y las formaciones mesozoicas.
- Dadas las edades absolutas obtenidas por geocronología de zircones detríticos en el presente trabajo y en el trabajo previo de Díaz-Salgado (2004), que colocan a la Formación

Taray en el Pérmico Temprano a Medio, no permiten correlacionarla en cuanto a edad con la Formación Zacatecas del centro de México o con la unidad informal “capas Cerro El Mazo”, pero no se descarta su desarrollo en un ambiente similar al de estas unidades en una etapa más temprana de la Cuenca Paleopacífica en el paleomargen occidental de Pangea. Por su edad y características litológicas la Formación Taray podría correlacionarse al menos en parte con la Formación Las Delicias del estado de Coahuila.

- Finalmente, la Formación Taray es definida como un *mélange* debido a su estructura caótica y muy deformada de bloques en matriz. Habría iniciado su formación por procesos sedimentarios en el talud continental (talud continental del paleomargen occidental de Pangea) contribuyendo a la fragmentación y mezclamiento de sus componentes, debido al deslizamiento y derrumbe a través de este, y una vez consolidado su depósito fue deformada posteriormente por varios eventos tectónicos de acortamiento regional. Por lo anterior La Formación Taray se clasificaría como un *mélange* del tipo III de la clasificación de Cowan (1985), o como un *mélange* poligenético de acuerdo con la definición de Silver y Beutner (1980) y las clasificaciones de Raymond (1984) y Festa *et al.* (2019).

Referencias

- Allmendinger, R. W., Cardozo, N., Fisher, D., 2012**, Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology: Cambridge University Press, 302 p.
- Anderson, T.H., McKee, J.W., Jones, N. W., 1991**, A northwest trending, Jurassic fold nappe, northernmost Zacatecas, Mexico: *Tectonics*, vol. 10, no. 2, p. 383-401.
- Anderson, T.H., McKee, J.W., Jones, N. W., 2005**, The Taray Formation: Jurassic(?) mélange in northern Mexico-Tectonic implications, *Geological Society of America, Special Paper 393*, p. 427-455.
- Armstrong-Altrin, J.S., 2020**, Detrital zircon U-Pb geochronology and geochemistry of the Riachuelos and Palma sola beach sediments, Veracruz State, Gulf of Mexico: a new insight on paleoenvironment. *Journal of Palaeogeography* 9-28.
- Barajas-Nigoche, L.D., 2008**, Análisis de deformación en localidades de la secuencia siliciclástica marina del Triásico Superior de la porción occidental del estado de San Luis Potosí: San Luis Potosí, San Luis Potosí, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Tesis de Maestría, 88 p.
- Barboza-Gudiño, J.R., Hoppe, M., Gómez-Anguiano, M., Martínez-Macías, P.F., 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* vol. 21, no. 3, p. 299-319.
- Barboza-Gudiño, J.R., Jaime-Rodríguez, D., Ocampo-Díaz, Y.E., 2021**, Registro estratigráfico del Mesozoico en la Sierra de Catorce: de los depósitos triásicos en el talud continental de Pangea a las series del golfo en el Jurásico-Cretácico. *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Jornadas Técnicas 2021*.
- 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-Gomez, J.J., Tolson, G., and Molina-Garza, R.S., eds. *The Southern Cordillera and Beyond: Geological Society of America Field Guide* 25, p. 1-18; doi: 10.1130/2012.0025(01).
- Barboza-Gudiño, J.R., Tristán-González, M., Torres-Hernández, J.R., 1998**, The Late Triassic-Early Jurassic active continental margin of western North America in northeastern Mexico, *Geofísica Internacional*. vol. 37, núm. 4, 283-292 p.
- 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, no. 5: p. 621-640; doi: 10.1130/GES00545.1.1.
- Barboza-Gudiño, J.R., Zavala-Monsiváis, A., Castellanos-Rodríguez, V., Jaime-Rodríguez, D., Almaraz-Martínez, C., 2020**, Subduction-related Jurassic volcanism in the Mesa Central province and contemporary Gulf of Mexico opening. *Journal of South American Earth Sciences* vol. 108. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102961>
- Bartolini, C., 1998**, "Stratigraphy, geochronology, geochemistry and tectonic setting of the Mesozoic Nazas Formation, north-central Mexico". ETD Collection for University of Texas, El Paso. AAI9903604.
- Bartolini, C., Lang, H., Cantú-Chapa, A., Barboza-Gudiño, J.R., 2001**, The Triassic Zacatecas Formation in central Mexico: Paleotectonic, paleogeographic, and paleobiogeographic implications, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: AAPG Memoir 75*, p. 295-315.
- Belusova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Fisher, N.J., 2002**, Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143, p. 602-622. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7>.
- Bettelli, G., Conti, S., Panini, F., Vannucchi, P., Fioroni, C., Fregni, P., Bonacci, M., Gibellini, R., Mondani, C., 2004**, The mapping of chaotic rocks in Abruzzo (Central Italy): comparison with selected examples from Northern Apennines. In: Pasquaré, G., Venturini, C., Groppelli, G., Eds., *Mapping Geology in Italy*. APAT – SELCA, Firenze, p. 199-206.
- Busby, C.J., and Centeno-García, E., 2022**, The "Nazas Arc" is a continental rift province: Implications for Mesozoic tectonic reconstructions of the southwest Cordillera, U.S. and Mexico: *Geosphere*, vol. 18, no. X, p. 1– 23, <https://doi.org/10.1130/GES02443.1>.

- Boggs, S., 2006**, Principles of sedimentology and stratigraphy 4th ed. Pearson Prentice Hall, Pearson Education, Inc. Upper Saddle River New York, 662 p.
- Cardozo, N., Allmendinger, R. W., 2013**, Spherical projections with OSXStereonet: Computers & Geosciences, v. 51, no. 0, p. 193 - 205, doi: 10.1016/j.cageo.2012.07.021
- 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.
- Campa, M. F., Coney, P.J., 1983**, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 20, p. 1040-1051.
- Centeno-García, E., 2005**, Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography. Geological Society of America, Special Paper 393, p. 233-258.
- Centeno-García, E., 2013**, Caracterización del prisma de acreción del Mesozoico TEMprano del occidente-centro de México: implicaciones en la distribución regional de yacimientos minerales, Trabajo de ingreso en la especialidad de Ingeniería Geológica, de la Academia de Ingeniería.
- Centeno-García, E., 2017**, Mesozoic tectono-magmatic evolution of Mexico: An overview, Ore Ore Geology Reviews, vol. 81, p. 1035-1052.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., Talavera-Mendoza, O., 2008**, The Guerrero composite terrane of western Mexico: collision and subsequent rifting in a suprasubduction zone. Geological Society of America, Special Paper 436, p. 279-308.
- Centeno-García, E., Silva-Romo, G., 1997**, Petrogenesis and tectonic evolution of central Mexico during Triassic-Jurassic time, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, vol. 14, no. 2, p. 244-260.
- Charlton, T., 1988**, Tectonic erosion and accretion in steady-state trenches. Tectonophysics, vol. 149, p. 233-243.
- Cloos, M., Shreve, R.L., 1988a**, Subduction-channel model of prism accretion, mélange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins, 1, Background and description, Pure Appl. Geophys., vol. 128, p. 456-500.
- Cloos, M., Shreve, R.L., 1988b**, Subduction-channel model of prism accretion, mélange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins, 2, Implications and discussion, Pure Appl. Geophys., vol. 128, p. 501-505.
- Codegone, G., Festa, A., Dilek, Y., 2012a**, Formation of Taconic mélanges and broken formations in the Hamburg Klippe, central Appalachian Orogenic Belt, eastern Pennsylvania. Tectonophysics vol. 568-569, p. 215-229.
- Codegone, G., Festa, A., Dilek, Y., Pini, G.A., 2012b**, Small-scale polygenetic mélanges in the Ligurian accretionary complex, Northern Apennines, Italy, and the role of shale diapirism in superposed mélange evolution in orogenic belts. Tectonophysics vol. 568-569, p. 170-184.
- Condie, K.C., 1997**, PLATE TECTONICS AND CRUSTAL EVOLUTION, Fourth Edition, Butterworth Heinemann, Oxford, England, p. 282.
- Córdoba-Méndez, D.A., 1964**, "Geology of Apizolaya Quadrangle (east half), Northern Zacatecas, Mexico, Master Thesis, University of Texas, United States, 111 p.
- Cook, H.E., 1979a**, Ancient continental slope sequences and their value in understanding modern slope development, In: Pilkey, O.H., Doyle, L.S. Eds., Geology of continental slopes: SEPM Special publication 27, p. 287-305.
- Cook, H.E., 1979b**, Small-scale slides on intercanion continental slope areas, Paleozoic, Nevada (abs): Geological Society of America Ann. Mtg, vol. 11, p 405.
- Cook, H.E., et al., 1972**, Allochthonous carbonate debris flows at Devonian bank ("reef") margins, Alberta, Canada: Bulletin Canadian Petroleum Geologists, vol. 20, p. 439-497.
- Cook, H.E., Field, M.E., Gardner, J.V., 1982**, "Characteristics of Sediments on Modern and Ancient Continental Slopes"; In: Schoell P.A. y Spearing D. Eds. Sandstone Depositional Environments AAPG Memoir 31 p.p. 329-364.
- Cook, H.E., Taylor, E., 1977**, Comparison of continental slope and shelf environments in the Upper Cambrian and Lowest Ordovician of Nevada: SEPM Special Publication 25, p. 51-82.
- Cowan, D.S., 1982**, Deformation of partly dewatered and consolidated Franciscan sediments near Piedras Blancas Point, in Leggett, J.K., Ed., Trench forearc geology: Geological Society of London Special Publication 10, p. 439-457.

- Cowan, D.S., 1985**, Structural styles in Mesozoic and Cenozoic mélanges in the western Cordillera of North America. *Geological Society of America Bulletin*, v. 96, p. 451-462.
- Cowan, D.S., Pini, G.A., 2001**, Disrupted and chaotic rock units in the Apennines *In*: Vai, G.B., Martini, I.P. Eds., *Anatomy of a Mountain Belt: The Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p. 165-176.
- Davis, G.H., Reynolds, S.J., Kluth, C.H.F., 2012**, Structural geology of rocks and regions, Third Edition, John Wiley and Sons, Inc. United States, 839 p.
- Della Pierre, F., Festa, A., Irace, A., 2007**, Interaction of tectonic, sedimentary and diapiric processes in the origin of chaotic sediments: an example from the Messinian of the Torino Hill (Tertiary Piedmont Basin, NW Italy). *Geological Society of America Bulletin* vol. 119, p. 1107-1119.
- Dellisanti, F., Pini, G.A., Tateo, F., Baudin, F., 2008**, The role of tectonic shear strain on the illitization mechanism of mixed-layers illite-smectite. A case study from a fault zone in the Northern Apennines, Italy. *International Journal of Earth Sciences* vol. 97, p. 601-616.
- Díaz-Salgado, C., 2004**, "Caracterización tectónica y procedencia de la Formación Taray, region de Pico de Teyra, Estado de Zacatecas", Tesis de Maestría Universidad Nacional Autónoma de México, D.F., México, p. 95.
- Dickin, A.P., 1995**, Radiogenic Isotope Geology, Second Edition, Cambridge University Press, U.K., p. 488.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Breakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Lindberg, F.A., Ryberg, P.T., 1983**, Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting, *Geological Society of America Bulletin*, vol. 94, p. 222-235.
- Dickinson, W.R., Suczek, C.A., 1979**, Plate Tectonics and Sandstone Compositions. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin vol. 63, no. 12, p. 2164-2182.
- Dott, R.H., 1963**, Dynamics of subaqueous gravity depositional processes: *AAPG Memoirs* 15, p. 192-211.
- Dunham, R.J., 1962**, Classification of carbonate rocks according to depositional texture *In*: Ham, W.E., Ed., *Classification of carbonate rocks*, AAPG, Tulsa, p.p. 108-121.
- 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, no. 3, p.507-539.
- Eguiluz-De Antuñano, S., Aranda-García, M., Marret, R., 2000**, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 53, p.1-26.
- Elter, P., Raggi, G., 1965**, Contributo a lla conoscenza dell'Appennino ligure: 1. Osservazioni preliminar sulla posizione delle ofioliti nella zona di Zignago (La spezia); 2. Considerazioni sul problema degli olistostromi. *Bollettino della Societa Geologica Italiana* vol. 84, p. 303-322.
- Ercilla, G., 2000**, Introducción a la Geología Marina. Grupo Márgenes Continentales. Instituto de Ciencias Marinas. Barcelona, España, 6 p.
- Faure, A., 1998**, Principles and applications of geochemistry: A comprehensive textbook for geology students. Second Edition. Prentice Hall, New Jersey, P. 600.
- Festa, A., Dela Pierre, F., Irace, A., 2005**, Role of tectonic deformation in the genesis of the Messinian chaotic sediments of the northern-Tertiary Piemonte Basin (Torino Hill and Monferrato unit). *Rendiconti della Società Geologica Italiana, Nuova Serie* 1, p. 105-106.
- Festa, A., 2011**, Tectonic, sedimentary, and diapiric formation of the Messinian mélange: Tertiary Piedmont Basin (northwestern Italy). *In*: Wakabayashi, J., Dilek, Y. Eds., *Mélanges: Processes of Formation and Societal Significance*. Geological Society of America Special Papers vol. 480, p. 215-232.
- Festa, A., Dilek, Y., Pinin, G.A., Codegone, G., Ogata, K., 2012**, Mechanisms and processes of stratal disruption and mixing in the development of mélanges and broken formations: redefining and classifying mélanges. *Tectonophysics* vol. 568-569, p. 7-24
- Festa, A., Dilek, Y., Codegone, G., Cavagna, S., Pini, G.A., 2013**, Structural anatomy of the Ligurian accretionary wedge (Monferrato, NW Italy), and evolution of superposed mélanges. *Geological Society of America Bulletin* vol. 125 (9-10), p. 1580-1598. <https://doi.org/10.1130/B30847.1>.
- Festa, A., Pini, G. A., Ogata, K., Yildirim, D., Alonso, J. L., 2016**, Origin and significance of Olistostromes in the Evolution of Orogenic Belts: A

Global Synthesis. Gondwana Research vol. 39, p. 180-203.

Festa, A., Balestro, G., Dilek, Y., Tartarotti, P., 2015a, A Jurassic oceanic core complex in the high-pressure Monviso ophiolite (western Alps, NW Italy). *Lithosphere* vol. 7, p. 646-652.

Festa, A., Fioraso, G., Bissacca, E., Petrizzo, M.R., 2015b, Geology of the Villalvernia-Varzi Line between Scrivia and Curone valleys (NW Italy). *Journal of Maps* vol. 11 (1), p. 39-55.

Festa, A., Ogata, K., Pini, G.A., Dilek, Y., Codegone, G., 2015c, Late Oligocene-early Miocene olistostromes (sedimentary mélanges) as tectono-stratigraphic constraints to the geodynamic evolution of the exhumed Ligurian accretionary complex (Northern Apennines, NW Italy). *International Geology Review* vol. 57 (5-8), p. 540-562.

Festa, A., Pini, G. A., Ogata, K., Dilek, Y., 2019, Diagnostic features and field-criteria in recognition of tectonic, sedimentary and diapiric mélanges in orogenic belts and exhumed subduction-accretion complexes. *Gondwana Research*, vol. 74 p. 7-39. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.01.003>.

Fitz-Díaz, E., Lawton, T.F., Juárez-Arriaga, E., Chávez-Cabello, G., 2018, The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth Science Reviews* vol. 183, p. 56-84.

Flores, G., 1955, Les résultats des études pour les recherches pétrolifères en Sicile: Discussion. *Proceedings of the 4th World Petroleum Congress*. Casa Editrice Carlo Colombo, Rome, Section1/A/2, p. 121-122.

Flores, G., 1959, Evidence of slump phenomena (olistostromes) in areas of hydrocarbon exploitation in Sicily. *Proceedings of the 5th World Petroleum Congress*, New York, USA, John Wiley and Sons, Chicester, Section 1, p. 259-275.

Folk, R.L., 1962, Spectral subdivision of limestone types, *In*: Ham, W.E., Ed., *Classification of carbonate rocks*, AAPG, Tulsa, p.p. 62-84.

Folk, R.L., 1980, *Petrology of sedimentary rocks*, Hemphill Publishing Company, Austin, 184 p.

Fries, C., Scmitter, E., Damon, P.E., Livingston, D.E., Erickson, R., 1962, Edad de las rocas metamórficas en los Cañones de La Peregrina y de Caballeros, parte centro-occidental de Tamaulipas: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 64, p. 55-69.

Frisch, W., Meschade, M. Blakey, R., 2011, *Plate Tectonics: Continental Drift and Mountain Building*, Springer Heidelberg Dordrecht London New York, 212 p.

Fryer, P., Wheat, C.G., Mottl, M.J., 1999, Mariana blueschist mud volcanism: implications for conditions within the subduction zone. *Geology* vol. 27, p. 103-106.

Ghosh, S.K., 1968, Experiments of buckling of multilayers which permit interlayer gliding: *Tectonophysics*, vol. 6, p. 207-249.

Gregory, B., Herrmann, A., Clift, P.D., 2017, Apatite Geochemistry and Detrital Zircon Application in Provenance Studies of the Modern Mississippi. AAPG Annual Convention and Exhibition, Houston, Texas.

Greenly, E., 1919, The geology of Anglesey, vol. I y II. *Memoirs of Geological Survey*. HM Stationary Office, London (p. 1.388, 390-980).

Grimes, C.B., John, B.E., Kelemen, P.B., Mazdab, F.K., Wooden, J.L., Cheadle, M.J., Hanghoj, K., Schwartz, J.J., 2007, Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguish detrital zircon provenance: *Geological Society of America, Geology*, vol. 35, no. 7, p. 643-646.

Grimes, C.B., Wooden, J.L., Cheadle, M.J., John, B.E., 2015, "Fingerprint" tectono-magmatic provenance using trace elements in igneous zircon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 170. doi:10.1007/s00410-015-1199-3.

Gutiérrez-Navarro, R., 2017, Historia de deformación por acortamiento de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría, 80 p.

Hammer, S., Passchier, C., 1991, Shear-sense indicators: a review: *Geological Survey of Canada Paper* 90-17, p. 72.

Hay, W. W. 2018, Continental Slope. *Encyclopedia of Marine Geosciences*. Springer Science Business Media, Dordrecht 2014. DOI 10.1007/978-94-007-6644-0_156-3.

Hsü, K.J., 1968, Principles of Mélanges and Their Bearing on Franciscan-Knoxville Paradox. *Geological Society of America Bulletin*, v. 79, p. 1063-1074.

Imlay, R.W., 1938, Studies of the Mexican Geosyncline: *Geological Society of America Bulletin*, 49, 1951-1964.

INEGI, 1972, Carta topográfica Pico de Teyra G13D59 [en línea], en Topografía: <http://www.beta.inegi.org.mx/temas/mapas/topografia/>, consulta abril 2017.

INEGI, 2003, Carta topográfica Caopas G13D59 [en línea], en Topografía: <http://www.beta.inegi.org.mx/temas/mapas/topografia/>, consulta abril 2020.

INEGI, 2014, Características edafológicas, fisiográficas, climáticas e hidrográficas de México, 32 p.

Jaime-Rodríguez, D., 2019, "Cartografía e interpretación tectónica en el límite Triásico-Jurásico de la sucesión expuesta en el Cañón General, Sierra de Catorce, S.L.P.", Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, 163 p.

Jones, N.W., McKee, J.W., Anderson, T.H., Silver, L.T., 1990, Jurassic volcanic rocks in northeastern Mexico: A possible remanent of a Cordilleran magmatic arc: Geological Society of America Special Paper vol. 301, p. 179-190.

Jones, N.W., McKee, J.W., Anderson, T.H., Silver, L.T., 1995, Jurassic volcanic rocks in northeastern Mexico: a possible remnant of a Cordilleran magmatic arc. In: Jaques-Ayala, C., Gonzalez-León, C.M., Roldán-Quintana, J. (Eds.), studies on the Mesozoic of Sonora and Adjacent Areas. Geological Society of America Special Paper, vol. 301, 301, pp. 179-190.

Keleman, P.B., Hanghoj, K., Greene, A.R., 2003, One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. In: Rudnick R.L. Ed., The crust: Holland, H.D., Turekian, K.K. Eds., Treatise on Geochemistry, vol. 3, Elsevier-Pergamon, Oxford, p. 593-659.

Kimura, G., Yamaguchi, A., Hojo, M., Kitamura, Y., Kameda, J., Ujiie, K., Hamada, Y., Hamashi, M., Hina, S., 2012, Tectonic mélange as fault rock of subduction plate boundary. Tectonophysics vol. 568-569, p. 25-38.

Klein, E.M., 2003, Geochemistry of the igneous oceanic crust. In: Rudnick R.L. Ed., The crust, vol. 3 In: Rudnick, R.L. Ed., The crust: Holland, H.D., Turekian, K.K. Eds., Treatise on Geochemistry, vol. 3, Elsevier-Pergamon, Oxford, p. 433-464.

Lash, G.G., 1987, Diverse mélanges of an ancient subduction complex. Geology, vol. 15, p. 652-655.

López-Infanzón, M., 1986, Estudio petrogenético de rocas ígneas en las Formaciones Huizachal y Nazas: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. 47, no. 2, p. 1-42.

Maekawa, H., Shozul, M., Ishli, T., Fryer, P., Pearce, J.A., 1993, Blueschist metamorphism in and active subduction zone. Nature vol. 364, p. 520-523.

Martínez-Pérez, J., 1972, Exploración Geológica del área El Estribo-San Francisco, San Luis Potosí: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, vol. 24, p. 327-402.

McKee, J.W., Jones, N.W., Anderson, T.H., 1999, Late Paleozoic and early Mesozoic history of the Las Delicias terrane, Coahuila, Mexico. Geological Society of America, Special Paper 340, p. 161-189.

Middleton, G.V., Hampton, M.A., 1973, Mechanics of flow and deposition, In: Middleton, G.H., Bouma, H. Eds., Turbidites and deep water sedimentation SEPM Pacific Sect. Short Course, Anaheim, California, p. 1-38.

Middleton, G.V., Hampton, M.A., 1976, Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows, in Stanley, D.J., Swift, D.J.P. (eds.), Marine sediment transport and environmental management: John Wiley and Sons, Inc., p. 197-218.

Mixon, R.B., Murray, G.E., Díaz-González, T., 1959, Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), State of Tamaulipas, Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 23, 757-771.

Mosser, D.E., Scott, D.J., 2001, Towards a more accurate U-Pb geochronology. Chemical Geology, 172, 1-3.

Mutti, E., Ricci-Lucchi, F., 1972, Le torbiditi dell 'Apennino settentrionale: introduzione all 'analisi di facies: Memoir Society Geology Italy, 11, p. 161-199. English translation in International Geology Review, 1978, vol. 20, no. 2, p. 125-166.

Ogata, K., Tinterri, R., Pini, G.A., Mutti, E., 2012, Mass transport-related stratal disruption within sedimentary mélanges examples from the northern Apennines (Italy) and south-central Pyrennes (Spain). Tectonophysics vol. 568-569, p. 185-199.

Ogata, K., Pogačnik, Ž., Pini, G.A., Tunis, G., Festa, A., Camerlenghi, A., Rebescio, M., 2014b, The carbonate mass transport deposits of the Paleogene Julian-Slovenian Basin (Italy/Slovenia): internal anatomy and inferred genetic process. Marine Geology vol. 356, p. 88-110.

Orange, D.L., 1990, Criteria helpful in recognizing shear-zone and diapiric mélanges: examples from the Hoh accretionary complex, Olympic Peninsula, Washington. Geological Society of America Bulletin vol. 102, p. 935-951.

- 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-Gutierrez, F., Ruiz, J., & Centeno-Garcia, E., 1995**, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, 23(12), 1127-1130. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<1127:OAPMAT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<1127:OAPMAT>2.3.CO;2)
- Pantoja-Alor, J., 1972**, La Formación Nazas del Levantamiento de Villa Juárez, Estado de Durango (resumen): México, Segunda Convención Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana, 25-31.
- Parolari, M., Martini, M., Gómez-Tuena, A., Ortega-Gutiérrez, F., Errázuriz-Henao, C., Cavazos-Tovar, J.G., 2022**, The petrogenesis of Early–Middle Jurassic magmatism in southern and central Mexico and its role during the break-up of Western Pangaea. *Geological Magazine* <https://doi.org/10.1017/S0016756822000061>
- Passchier, C.W., 1987**, Stable positions of rigid objects in non-coaxial flow: a study in vorticity analysis. In: Cobbold, P.R., Gapais, D., Means, W.P., Treagus, S.H., Eds., *Shear criteria in rocks: Journal of Structural Geology*, vol. 9, p. 679-690.
- Passchier, C.W., 1994**, Mixing in flow perturbations: a model for development of mantled porphyroclast in mylonites: *Journal of Structural Geology*, vol. 16, p. 733-741.
- Passchier, C.W., Simpson, C., 1986**, Porphyroclast systems as kinematic indicators: *Journal of Structural Geology*, vol. 8, p. 831-843.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005**, *Microtectonics*: Springer, Berlin, 366p.
- Pearce, J.A., 1996**, A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams, in Wyman, D.A., ed., *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*: Geological Association of Canada, Short Course Notes, vol. 12, p. 79-113.
- PEMEX, 2010**, Provincias Geológicas de México. Subdirección Técnica de Exploración, Exploración y Producción, 18 p.
- Pérez-Arvizu, O., Ortega-Obregón, C., Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., 2010**, Aplicaciones del sistema LA-ICPMS del Centro de Geociencias de la UNAM: Simposio Nacional de Metrología 2010. 7 p.
- Pérez-Casillas, I.G., 2018**, Sedimentación y evolución tectónica de la Cuenca de Catorce, Jurásico Medio de la Mesa Central de México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, tesis de maestría 101 p.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R., 1972**, *Sand and sandstones*. First Edition. Springer-Verlag, New York, p. 618.
- Picha, F., 1979**, Ancient submarine canyons of Tethyan continental margins, Czechoslovakia: *AAPG Bulletin* vol. 63, p. 67-86.
- Pini, G.A., 1999**, Tectonosomes and olistostromes in the Argille Scagliose of the Northern Apennines, Italy. *Geological Society of America Special Papers* vol. 335, p. 73.
- Piper, D.J.W., 2005**, Deep Water Processes and Deposits; In Selley, R.C., Cocks, L.R.M., Plimer, I.R. Eds. *Encyclopedia of Geology* vol. 4, p. 641-649.
- Poole, F. G., Perry, W. J., Madrid, R. J., & Amaya-Martinez, R., 2005**, Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate-tectonic model. *Special Paper of the Geological Society of America*, 393, p. 543-596. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2393-0.543>
- Ramsay, J.G., Huber, M.I., 1987**, The techniques of modern structural geology, vol. 2: *Folds and fractures*: Academic Press, London, 307 p.
- Raymond, L.A., 1984**, Classification of mélanges. *Geological Society of America, Special Paper* 198, p. 7-20.
- Reading, H. G., Richards, M., 1994**, Turbidite system in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 78, p. 792-822.
- Ricci-Lucchi, F., 1975a**, Depositional cycles in two turbidite formations of northern Apennines (Italy): *Jour. Sed. Petrology*, v. 45, p. 3-43.
- Rodríguez-Hernández, S.E., 2009**, Estratigrafía y origen de rocas verdes del Jurásico Inferior en la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, S.L.P., Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, San Luis Potosí, México, 110 p.
- Rogers, C.L., DeCserna, Z., Tavera-Amezcu, E., Van Vloten, R., Ojeda-Rivera, J., 1961**, Reconocimiento Geológico y Depósitos de Fosfatos

del Norte de Zacatecas y Áreas Adyacentes en Coahuila. In: Nuevo León y San Luis Potosí, vol. 56. Consejo de Recursos Naturales no Renovables, Boletín p. 322.

Rollinson, H. R., 1993, Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation, First Edition Longman Scientific and Technical, p. 352.

Rubatto, D., 2002, Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* vol. 184, p. 123-138.

Rubatto, D., Gebauer, D., 2000, Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by ion microprobe: some examples from the western Alps. In: Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P., Ohnenstetter, D. Eds., *Cathodoluminescence in Geosciences*. Springer, Berlin, p. 373-400.

Rudnick, R.L., Gao, S., 2003, Composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L., Ed., *The crust: Holland, H.D., Turekian, K.K. Eds., Treatise in geochemistry*, vol. 3, Elsevier-Pergamon, Oxford, p. 1-64.

Servicio Geológico Mexicano, 2000, Carta geológico-minera Caopas G13-D59 [en línea], en cartas geológico-mineras: Servicio Geológico Mexicano, https://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas_Online/geologia/1252_G13-D59_GM.pdf, consulta abril 2020.

Servicio Geológico Mexicano, 2003, Carta geológico-minera Pico de Teyra G13-D69 [en línea], en cartas geológico-mineras: Servicio Geológico Mexicano, https://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas_Online/geologia/1253_G13-D69_GM.pdf, consulta abril 2020.

Sedlock, R. L., Ortega-Gutierrez, F., and Speed, R. C., 1993, Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 278.

Sharpe, D., 1847, On slaty cleavage: *Geological Society of London Quarterly Journal*, vol. 3, p. 74-105.

Shepard, F.P., 1973, *Submarine geology* second edition: New York, Harper and Row Pub., 557 p.

Silva-Romo, G., 1993, Estudio de la estratigrafía y estructuras tectónicas de la Sierra de Salinas, estados de S.L.P. y Zac., Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, p. 139.

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.

Silver, E.A., Beutner, E.C., 1980, *Mélanges. Geology* vol. 8 (1), p. 32-34. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1980\)8<32:M>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1980)8<32:M>2.0.CO;2)

Simpson, C., Schmid, S.M., 1983, An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks: *Geological Society of America Bulletin*, vol. 94, p. 1281-1288.

Sorby, H.C., 1853, On the origin of slaty cleavage: *Edinburgh New Philosophical Journal*, vol. 55, p. 137-148.

Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process, In: Saunders, A.D., Norry, M.J., (eds.), *Magmatism in ocean basins*. *Geol. Soc. London. Spec. Pub.* 42, pp. 313-345.

Streckeisen, A.L., 1976, Classification and nomenclature of igneous rocks, *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, vol. 107, 144-240.

Tristán-González, M., 2008, Evolución Tectono-Volcánica durante el Paleógeno en la porción sur-oriental de la Mesa Central, Tesis Doctoral, Juriquilla, Querétaro, México, Universidad Autónoma de México, 207 p.

Tristán-González, M., Torres-Hernández, J. R., 1994, Geología de la Sierra de Charcas, Estado de San Luis Potosí, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 11, no. 2, p. 117-138

USGS, Laser Ablation ICP-MS Laboratory [en línea], laboratorios: USGS, https://crustal.usgs.gov/laboratories/icpms/laser_ablation.html, consulta enero 2021.

Uyeda, S., Kanamori, H., 1979, Back-arc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*/ vol 84: p. 1049-1061.

Vannucchi, P., Bettelli, G., 2010, Myths and recent progress regarding the Argille Scagliose, Northern Apennines, Italy. In: Dilek, Y. Ed., *Alpine Concept in Geology*. *International Geology Review* vol. 52 (10-12), p. 1106-1137.

Varnes, D.J., 1978, Slope movement types and processes, In: Schuster, R.L., Krizek, R.J. Eds., *Landslides: analyses and control: Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Special Report*, vol. 29, p. 16-21.

Vermeesch, P., 2018, IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, v.9, p.1479-1493, doi: 10.1016/j.gsf.2018.04.001.

Von Huene, R., Scholl, D.W., 1991, OBSERVATIONS AT CONVERGENT MARGINS CONCERNING SEDIMENT SUBDUCTION, SUBDUCTION EROSION, AND THE GROWTH OF CONTINENTAL CRUST. *Reviews of Geophysics*, v. 29, no. 3, p. 279-316.

Watson, E.B., Harrison, T.M., 2005, Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest magmatic differentiation. *Earth Planet Sci Lett* 204, p. 333-346.

White, W.M., 2001, *Encyclopedia of Geochemistry: A Comprehensive Reference Source on the Chemistry of the Earth*, First Edition, Springer International Publishing AG, p.1557.

ANEXO 1: Metodología

Elaboración de láminas delgadas: el proceso consiste de manera general en cortar un cuadrángulo de la roca de la muestra de interés de 4.5 x 3.0 cm de lado con un espesor aproximado de 1 cm (Figura 96A y 96B), después se pule con la ayuda de abrasivos y agua sobre un vidrio. Estos abrasivos son 220, 400, 600, 800 y 1500, que ayudan a quitar irregularidades y dar brillo a la superficie de la muestra (Figura 96C). Una vez que se ha pulido la muestra se procede a pegar sobre un portaobjeto petrográfico, utilizando una mezcla de resina termoplástica y catalizador (Figura 96D y 96E). Después se desprende parte de la muestra, tratando de dejar el mínimo espesor posible con ayuda de la desbastadora (Figura 96F y 96G). Finalmente se procede a pulir la muestra utilizando los abrasivos en el mismo orden, hasta lograr que los minerales presenten sus colores de interferencia característicos para dejar lista la muestra, esto revisando la muestra en el microscopio petrográfico constantemente para evitar removerla (Figura 96H y 96I).

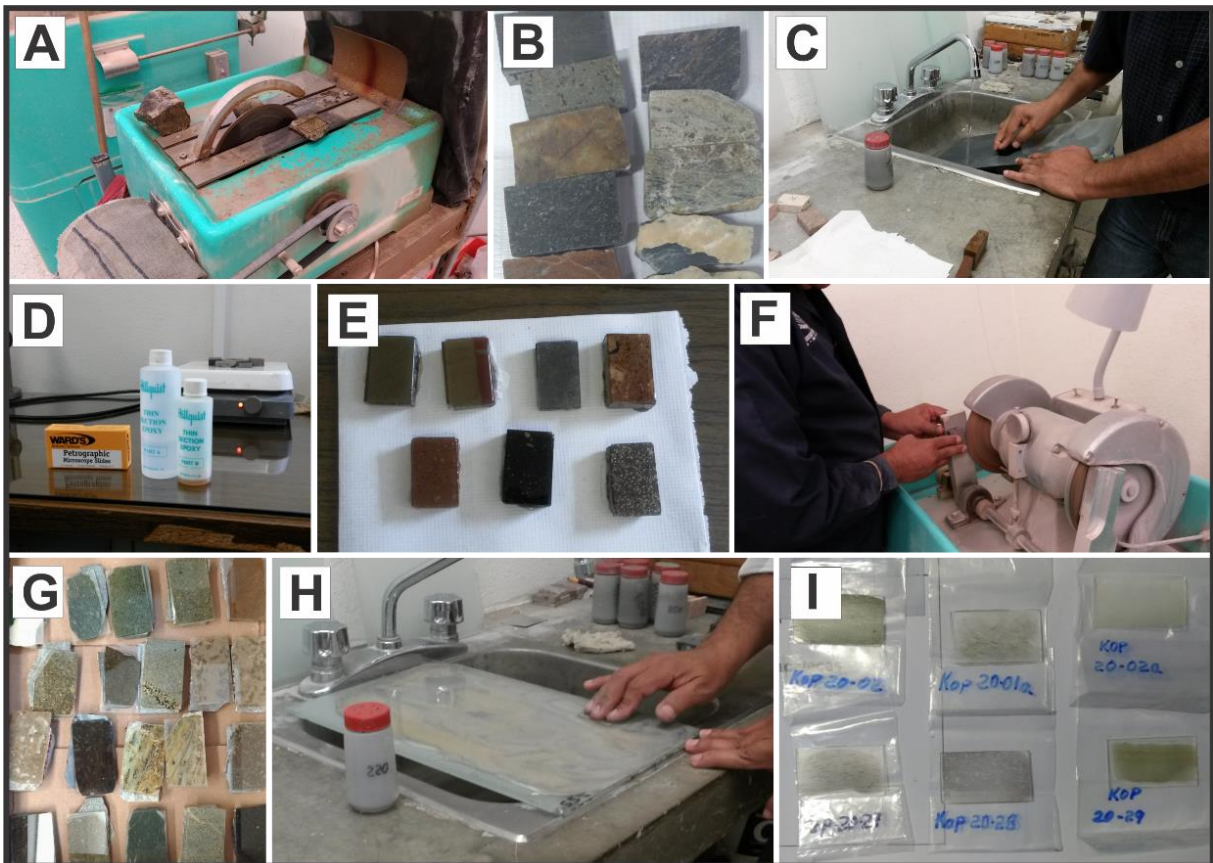


Figura 96. Se muestran etapas del proceso de elaboración de láminas delgadas en el laboratorio de corte y laminación del Instituto de Geología de la UASLP.

Descripción petrográfica de láminas delgadas: Las muestras se describieron tanto en muestra de mano como en lámina delgada para realizar una mejor descripción de sus características y clasificarlas tomando en cuenta ambos aspectos. La descripción de cada muestra incluye mineralogía, estructuras, alteraciones y clasificación de la roca, así como sus características más importantes en cuanto a su origen y posible deformación; también se incluye una figura con microfotografías señalando sus características y componentes más importantes en lámina delgada. La descripción megascópica se hizo con ayuda de lupa de aumento 10x, lápiz de dureza y microscopio estereoscópico Leica binocular MZ 6, mientras que para la descripción microscópica se realizó con ayuda del microscopio petrográfico de polarización Motic BA310POL con objetivos de 4x, 10x, 20x, 40x y 60x dentro del laboratorio de microscopios del Instituto de Geología de la UASLP. Para tomar las microfotografías se utilizó el microscopio petrográfico de polarización Nikon ECLIPSE LV100NPDL, con objetivos de 5x, 10x, 40x, 50x, y 100x, que cuenta con una cámara incorporada para observar las imágenes en tiempo real en una *tablet* marca FUJITSU con software especializado para la toma y edición de este tipo de fotografías (Figura 97).

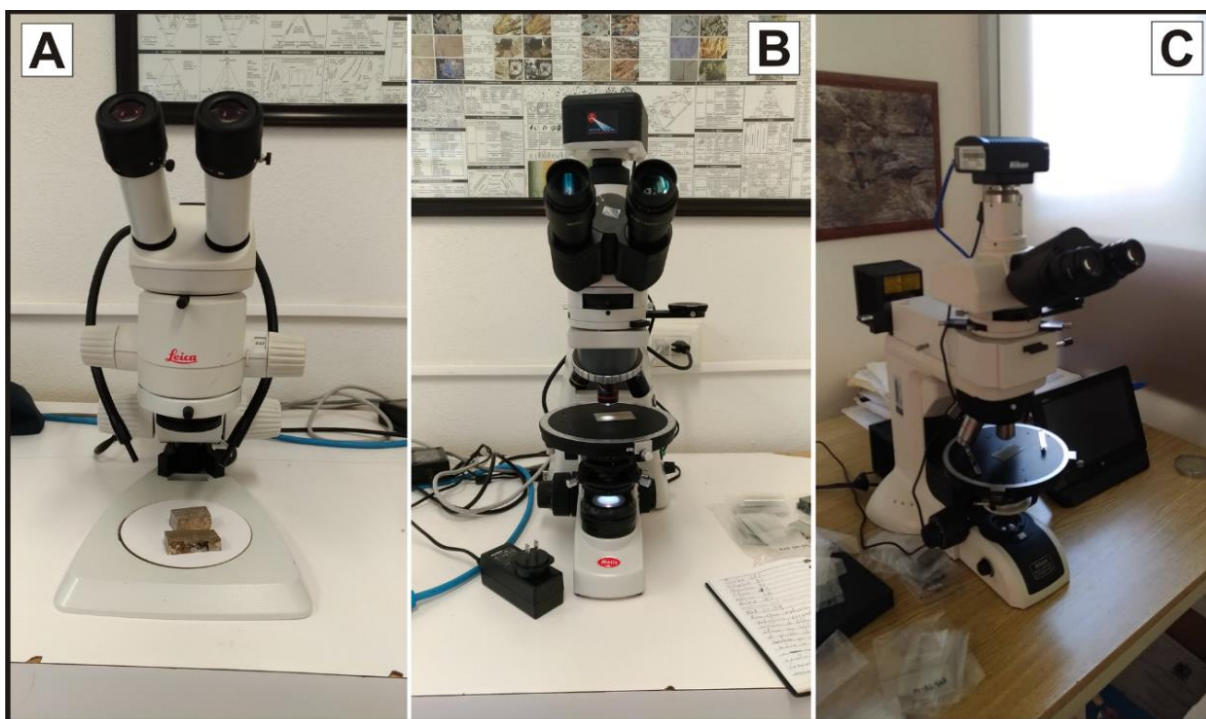


Figura 97. Se muestra en A) microscopio estereoscópico binocular Leica MZ 6, en B) microscopio petrográfico Motic BA310POL, utilizados para descripción megascópica y microscópica respectivamente, y en C) microscopio petrográfico Nikon ECLIPSE LV100NPDL junto con tablet FUJITSU para toma de fotografías.

Separación de zircones: La preparación de las muestras para análisis de zircones magmáticos o detríticos se lleva a cabo de la siguiente manera: las muestras seleccionadas se cortan en pedazos menores tratando de quitar las zonas alteradas (Figura 98A). El equipo de trituración y tamizado se debe lavar con agua y limpiar con acetona antes de triturar cada muestra para evitar que se contamine con restos de muestras trituradas anteriormente (Figura 98B, 98C y 98E). Para secar el equipo y quitar residuos se utiliza la compresora de aire (Figura 98D). Una vez que se tiene limpio el equipo se procede a colocar los fragmentos de muestra dentro de la trituradora, cabe destacar que se deben usar sordinas y tapabocas para realizar los procedimientos con seguridad, el diámetro de trituración se coloca a la mitad de la escala indicada en la trituradora para reducir los fragmentos en 2 pasos, ya que se realiza la primera trituración se coloca la escala cerca del cero para reducir el tamaño de los fragmentos y obtener polvo de la muestra en la segunda trituración, el polvo que se obtiene de la trituración se pasa por los tamices de 50 mallas y posteriormente por el de 100 mallas (Figura 98F), el polvo del fondo de este último tamiz es la muestra preparada y se procede a guardarla en una bolsa limpia y cerrarla de tal manera que no se contamine. Una vez que se tiene la muestra, esta se lleva al laboratorio de separación de minerales, y antes de prepararla el equipo también se debe lavar con agua y limpiar con acetona (Figura 98G). Ya que se tiene el equipo limpio se coloca un balde en el lavabo, la batea se coloca sobre el balde y se vacía un poco de muestra (Figura 98H). Después se agrega agua y se empieza a lavar la muestra moviendo la batea, esto se hace hasta que se hayan quitado por completo las arcillas y solo se aprecien en la batea pequeños granos del tamaño de arenas finas (Figura 98I). Los granos que quedan en la batea se van a colocar dentro de una caja de Petri con la ayuda de agua destilada, una vez que están los granos sobre esta caja se agrega un poco de alcohol etílico para evitar que haya tensión superficial del agua y se puedan manipular más fácilmente los granos (Figura 98J). La muestra se lleva al laboratorio de microscopios, y se utiliza un microscopio binocular simple para separar los zircones que se distingan entre los granos de la muestra, esto se hace con unas pinzas y los zircones que se van separando se van montando en un portaobjetos que tendrá una capa de pegamento colocada con cinta especial, así como un círculo pintado con marcador de 1 cm de diámetro donde se tratará de colocar los zircones (Figura 98K). Los zircones deben estar dentro del círculo antes mencionado y si se puede en un arreglo rectangular; una vez que se hayan separado y montado los zircones (entre 100 y 150 para rocas sedimentarias, y entre 40 y 50 para rocas ígneas) se tapa con cinta el portaobjeto y se etiqueta, así la muestra de zircones estará lista para enviarse al laboratorio de geocronología (Figura 98L).

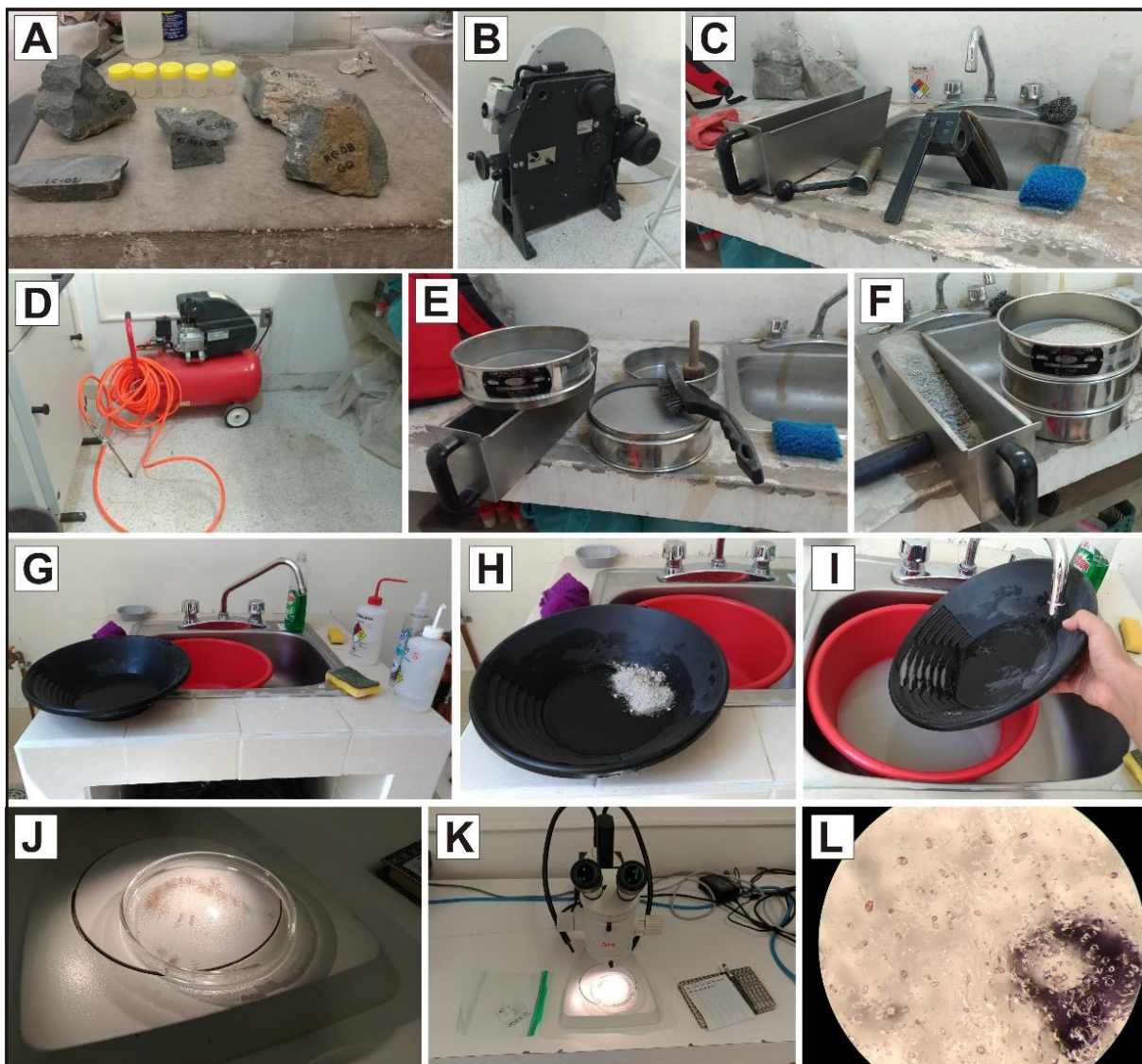


Figura 98. Se muestra procedimiento y equipo utilizado para la preparación de muestras para geocronología de zirrones.

ANEXO 2: Tablas geocronología de zircones detríticos

Tabla 7. Geocronología U-Pb de zircones detríticos de la muestra KOP-20-19, procedente de la localidad de El Rodeo del municipio de Mazapil, estado de Zacatecas.

Zircón	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\text{se}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\text{se}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\text{se}$	Best age (Ma)	$\pm 2\text{se}$	Disc %
KOP20-19_Zrn-05	37.8	1.72	127.9	17.43	2476.1	204.25	37.8	1.72	70.5
KOP20-19_Zrn-46	39.7	6.55	50.3	28.46	1785.8	799.27	39.7	6.55	21.1
KOP20-19_Zrn-13	168.8	3.24	173.1	8.99	398.8	83.72	168.8	3.24	2.5
KOP20-19_Zrn-29	169.3	7.50	201.3	27.53	999.3	190.94	169.3	7.50	15.9
KOP20-19_Zrn-11	171.0	2.66	170.7	8.52	350.6	70.52	171.0	2.66	-0.2
KOP20-19_Zrn-72	173.1	3.84	198.6	15.90	707.2	151.64	173.1	3.84	12.8
KOP20-19_Zrn-93	174.8	4.83	178.2	19.95	499.2	213.69	174.8	4.83	1.9
KOP20-19_Zrn-19	176.0	2.95	181.2	10.89	465.4	103.75	176.0	2.95	2.9
KOP20-19_Zrn-63	176.2	2.86	178.3	10.17	375.8	76.17	176.2	2.86	1.2
KOP20-19_Zrn-09	177.2	5.49	199.2	16.11	458.8	115.84	177.2	5.49	11.0
KOP20-19_Zrn-94	177.9	3.70	174.1	11.81	419.1	104.01	177.9	3.70	-2.2
KOP20-19_Zrn-15	178.0	3.55	187.2	12.34	490.9	110.98	178.0	3.55	4.9
KOP20-19_Zrn-40	178.1	2.82	187.1	11.49	470.5	81.12	178.1	2.82	4.8
KOP20-19_Zrn-74	180.0	2.45	185.9	8.38	347.3	56.87	180.0	2.45	3.2
KOP20-19_Zrn-71	181.0	3.75	186.0	10.95	413.5	91.45	181.0	3.75	2.7
KOP20-19_Zrn-06	181.2	6.87	185.4	21.88	809.7	161.48	181.2	6.87	2.2
KOP20-19_Zrn-20	181.5	9.55	239.7	43.42	1382.4	257.09	181.5	9.55	24.3
KOP20-19_Zrn-14	181.5	3.38	177.3	9.35	310.6	97.05	181.5	3.38	-2.4
KOP20-19_Zrn-10	182.3	4.43	195.4	15.28	634.7	132.69	182.3	4.43	6.7
KOP20-19_Zrn-41	183.4	3.59	197.3	14.10	553.7	129.61	183.4	3.59	7.1
KOP20-19_Zrn-92	183.6	9.13	206.3	31.50	717.2	240.92	183.6	9.13	11.0
KOP20-19_Zrn-03	183.7	5.98	195.5	18.70	736.6	161.94	183.7	5.98	6.1
KOP20-19_Zrn-07	183.8	3.05	179.5	9.77	355.0	95.80	183.8	3.05	-2.4
KOP20-19_Zrn-34	184.8	4.85	194.2	13.65	618.5	135.19	184.8	4.85	4.9
KOP20-19_Zrn-86	184.8	4.24	188.3	13.14	473.6	91.30	184.8	4.24	1.9
KOP20-19_Zrn-55	184.9	4.05	191.4	10.10	371.7	73.33	184.9	4.05	3.4
KOP20-19_Zrn-65	185.1	7.67	259.4	36.92	1325.0	251.42	185.1	7.67	28.6
KOP20-19_Zrn-18	185.3	4.61	183.9	12.67	506.3	94.37	185.3	4.61	-0.8
KOP20-19_Zrn-16	185.5	3.85	194.8	10.12	377.8	71.49	185.5	3.85	4.8
KOP20-19_Zrn-36	186.3	4.54	197.2	14.55	631.4	152.53	186.3	4.54	5.5
KOP20-19_Zrn-51	186.4	4.81	184.3	13.04	487.1	124.19	186.4	4.81	-1.1
KOP20-19_Zrn-26	186.5	8.50	200.2	15.12	426.9	152.59	186.5	8.50	6.9
KOP20-19_Zrn-49	186.7	5.49	186.5	15.45	592.3	139.27	186.7	5.49	-0.1
KOP20-19_Zrn-02	187.1	3.44	193.3	12.18	383.6	90.62	187.1	3.44	3.2

KOP20-19_Zrn-44	188.9	4.38	182.7	15.41	479.8	105.61	188.9	4.38	-3.4
KOP20-19_Zrn-57	190.1	6.02	196.6	22.78	726.4	153.49	190.1	6.02	3.3
KOP20-19_Zrn-56	190.1	6.48	243.1	33.83	1235.6	251.88	190.1	6.48	21.8
KOP20-19_Zrn-37	190.2	6.94	221.9	21.20	864.5	134.40	190.2	6.94	14.3
KOP20-19_Zrn-100	190.4	3.82	197.4	12.09	499.5	112.63	190.4	3.82	3.5
KOP20-19_Zrn-82	191.1	5.97	196.4	18.93	660.9	172.40	191.1	5.97	2.7
KOP20-19_Zrn-45	191.3	10.32	183.5	27.14	944.3	251.71	191.3	10.32	-4.3
KOP20-19_Zrn-50	192.2	2.97	192.1	9.31	315.7	73.38	192.2	2.97	-0.1
KOP20-19_Zrn-25	192.3	8.65	220.6	28.86	905.6	209.05	192.3	8.65	12.8
KOP20-19_Zrn-89	193.2	6.55	214.9	24.19	828.0	302.84	193.2	6.55	10.1
KOP20-19_Zrn-90	194.1	6.60	189.2	18.52	479.7	162.22	194.1	6.60	-2.6
KOP20-19_Zrn-66	195.2	4.97	190.6	12.78	432.5	103.85	195.2	4.97	-2.4
KOP20-19_Zrn-60	196.9	3.62	199.9	11.62	369.4	95.84	196.9	3.62	1.5
KOP20-19_Zrn-47	199.4	6.32	219.4	25.44	631.6	248.30	199.4	6.32	9.1
KOP20-19_Zrn-75	200.7	7.61	340.8	41.95	1491.9	238.82	200.7	7.61	41.1
KOP20-19_Zrn-43	207.4	11.03	235.7	38.38	845.1	222.94	207.4	11.03	12.0
KOP20-19_Zrn-54	207.7	6.60	332.3	38.11	1285.0	218.03	207.7	6.60	37.5
KOP20-19_Zrn-95	216.7	4.10	212.6	11.39	324.5	78.70	216.7	4.10	-1.9
KOP20-19_Zrn-70	223.9	20.40	234.4	42.45	614.2	198.62	223.9	20.40	4.5
KOP20-19_Zrn-17	233.7	3.06	235.7	11.47	384.9	73.47	233.7	3.06	0.9
KOP20-19_Zrn-84	246.4	4.40	247.2	10.81	308.8	56.34	246.4	4.40	0.3
KOP20-19_Zrn-76	246.5	4.65	246.2	15.07	437.3	119.11	246.5	4.65	-0.1
KOP20-19_Zrn-53	248.5	7.12	252.3	13.27	328.1	61.97	248.5	7.12	1.5
KOP20-19_Zrn-79	248.8	5.45	290.5	23.73	688.7	179.49	248.8	5.45	14.4
KOP20-19_Zrn-88	249.3	4.33	251.7	11.83	337.2	62.17	249.3	4.33	1.0
KOP20-19_Zrn-85	268.5	3.56	273.0	11.66	355.8	62.65	268.5	3.56	1.6
KOP20-19_Zrn-39	268.6	3.94	263.6	13.43	353.3	72.11	268.6	3.94	-1.9
KOP20-19_Zrn-68	270.2	9.28	364.5	23.10	994.0	80.05	270.2	9.28	25.9
KOP20-19_Zrn-23	272.6	6.21	285.1	23.03	557.3	146.13	272.6	6.21	4.4
KOP20-19_Zrn-59	288.8	4.09	286.5	12.63	316.5	60.79	288.8	4.09	-0.8
KOP20-19_Zrn-97	297.7	10.36	293.3	18.28	338.8	96.52	297.7	10.36	-1.5
KOP20-19_Zrn-01	305.2	5.35	292.8	18.46	426.2	107.38	305.2	5.35	-4.2
KOP20-19_Zrn-42	332.2	8.99	484.9	33.20	1266.7	158.47	332.2	8.99	31.5
KOP20-19_Zrn-27	344.2	7.66	361.6	21.65	541.8	87.47	344.2	7.66	4.8
KOP20-19_Zrn-69	372.2	14.39	480.1	27.23	1015.3	100.22	372.2	14.39	22.5
KOP20-19_Zrn-30	382.4	8.02	506.2	18.78	1095.6	39.34	382.4	8.02	24.5
KOP20-19_Zrn-67	442.7	15.40	464.8	51.84	958.0	203.17	442.7	15.40	4.8
KOP20-19_Zrn-22	443.9	6.68	451.7	17.11	471.5	55.62	443.9	6.68	1.7
KOP20-19_Zrn-58	450.2	17.43	472.9	51.00	977.4	212.09	450.2	17.43	4.8

KOP20-19_Zrn-32	493.1	10.67	498.2	19.56	496.1	62.00	493.1	10.67	1.0
KOP20-19_Zrn-48	562.8	30.27	862.4	51.19	1723.1	62.82	562.8	30.27	34.7
KOP20-19_Zrn-87	578.7	7.33	585.6	19.63	605.4	38.68	578.7	7.33	1.2
KOP20-19_Zrn-38	654.1	8.75	673.4	24.74	709.4	63.89	654.1	8.75	2.9
KOP20-19_Zrn-61	735.7	68.82	810.4	149.83	1278.1	397.41	735.7	68.82	9.2
KOP20-19_Zrn-98	845.6	21.58	834.1	37.97	824.0	118.04	845.6	21.58	-1.4
KOP20-19_Zrn-73	923.0	13.62	986.8	27.20	1122.4	42.09	923.0	13.62	6.5
KOP20-19_Zrn-31	947.2	15.61	966.5	30.89	987.3	63.87	947.2	15.61	2.0
KOP20-19_Zrn-12	986.0	13.30	992.8	27.69	1001.2	34.91	986.0	13.30	0.7
KOP20-19_Zrn-35	1019.5	20.10	1002.9	40.58	941.7	113.79	1019.5	20.10	-1.7
KOP20-19_Zrn-77	1027.5	15.69	1031.9	31.22	1031.3	60.16	1027.5	15.69	0.4
KOP20-19_Zrn-96	1075.6	16.96	1057.4	38.41	1008.8	89.49	1075.6	16.96	-1.7
KOP20-19_Zrn-28	1084.9	16.07	1084.9	32.10	1074.6	52.60	1084.9	16.07	0.0
KOP20-19_Zrn-24	1092.0	19.79	1070.3	30.57	1020.1	42.83	1092.0	19.79	-2.0
KOP20-19_Zrn-04	1107.0	13.81	1127.3	30.24	1161.3	52.45	1107.0	13.81	1.8
KOP20-19_Zrn-80	1113.4	12.83	1123.5	28.73	1140.1	35.23	1113.4	12.83	0.9
KOP20-19_Zrn-08	1117.3	13.15	1150.3	29.18	1208.1	37.77	1117.3	13.15	2.9
KOP20-19_Zrn-81	1186.2	13.38	1164.2	32.09	1119.0	52.14	1186.2	13.38	-1.9
KOP20-19_Zrn-52	1224.9	16.93	1187.9	32.28	1103.9	55.09	1224.9	16.93	-3.1
KOP20-19_Zrn-33	1236.1	18.33	1244.5	38.65	1243.4	83.94	1236.1	18.33	0.7
KOP20-19_Zrn-78	1252.9	14.37	1222.7	31.98	1164.7	49.31	1252.9	14.37	-2.5
KOP20-19_Zrn-64	1304.7	15.12	1307.6	30.49	1294.6	38.85	1304.7	15.12	0.2
KOP20-19_Zrn-62	1353.4	15.23	1381.0	29.72	1400.2	39.62	1353.4	15.23	2.0
KOP20-19_Zrn-21	1606.0	20.26	1658.4	35.23	1715.6	35.70	1715.6	35.70	3.2
KOP20-19_Zrn-83	1725.4	20.30	1783.4	38.10	1835.5	37.48	1835.5	37.48	3.3
KOP20-19_Zrn-91	1948.9	188.72	2260.6	128.46	2652.8	25.03	2652.8	25.03	13.8
KOP20-19_Zrn-99	2294.1	31.34	2492.9	38.66	2665.4	16.65	2665.4	16.65	8.0

Tabla 8. Geocronología U-Pb de zircones detríticos de la muestra TEY-21-22, procedente de los alrededores hacia el noroeste del Pico de Teyra del municipio de Mazapil, estado de Zacatecas.

Zircón	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\text{se}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\text{se}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\text{se}$	Best age (Ma)	$\pm 2\text{se}$	Disc %
Tey21-22_Zrn-55	276.0	6.48	298.2	18.85	558.1	109.95	276.0	6.48	7.4
Tey21-22_Zrn-50	282.1	8.22	293.3	15.63	426.0	88.57	282.1	8.22	3.8
Tey21-22_Zrn-40	286.7	6.38	299.0	16.57	506.3	91.51	286.7	6.38	4.1
Tey21-22_Zrn-26	288.0	5.65	286.9	17.00	430.9	91.04	288.0	5.65	-0.4
Tey21-22_Zrn-68	289.7	6.33	305.9	19.15	505.6	103.04	289.7	6.33	5.3
Tey21-22_Zrn-23	297.7	9.73	330.3	27.31	715.9	143.46	297.7	9.73	9.9
Tey21-22_Zrn-78	300.8	6.63	302.1	15.51	326.3	70.68	300.8	6.63	0.4
Tey21-22_Zrn-61	304.9	10.38	323.6	24.58	695.1	126.04	304.9	10.38	5.8
Tey21-22_Zrn-54	312.6	8.50	303.7	22.03	564.8	114.59	312.6	8.50	-2.9
Tey21-22_Zrn-74	313.1	7.10	369.7	25.90	729.8	128.24	313.1	7.10	15.3
Tey21-22_Zrn-64	447.7	10.56	477.3	24.97	657.9	94.82	447.7	10.56	6.2
Tey21-22_Zrn-70	470.3	16.31	516.0	29.60	701.3	131.13	470.3	16.31	8.9
Tey21-22_Zrn-58	696.7	18.58	773.3	35.85	1013.3	89.55	696.7	18.58	9.9
Tey21-22_Zrn-62	701.3	43.89	975.3	108.11	1609.2	327.38	701.3	43.89	28.1
Tey21-22_Zrn-97	782.4	15.89	895.1	29.95	1162.5	54.55	782.4	15.89	12.6
Tey21-22_Zrn-69	794.0	23.11	914.0	46.68	1195.4	127.37	794.0	23.11	13.1
Tey21-22_Zrn-80	814.1	17.78	964.2	36.70	1318.6	73.82	814.1	17.78	15.6
Tey21-22_Zrn-30	827.7	40.56	1074.7	50.31	1545.0	72.59	827.7	40.56	23.0
Tey21-22_Zrn-90	831.0	22.51	935.9	32.50	1182.1	64.03	831.0	22.51	11.2
Tey21-22_Zrn-53	847.6	35.61	966.7	52.38	1253.7	137.87	847.6	35.61	12.3
Tey21-22_Zrn-76	847.8	52.62	1032.7	59.61	1444.9	160.56	847.8	52.62	17.9
Tey21-22_Zrn-65	876.9	20.07	915.5	32.56	1020.2	72.67	876.9	20.07	4.2
Tey21-22_Zrn-72	900.2	19.97	949.3	38.39	1038.3	90.49	900.2	19.97	5.2
Tey21-22_Zrn-79	913.2	19.25	933.4	37.91	965.9	95.06	913.2	19.25	2.2
Tey21-22_Zrn-63	921.6	19.64	976.6	37.46	1111.0	91.53	921.6	19.64	5.6
Tey21-22_Zrn-31	924.4	17.23	975.9	31.23	1071.5	53.81	924.4	17.23	5.3
Tey21-22_Zrn-12	938.8	16.33	961.4	31.14	1023.1	51.61	938.8	16.33	2.4
Tey21-22_Zrn-44	940.7	18.80	975.6	38.24	1062.4	89.59	940.7	18.80	3.6
Tey21-22_Zrn-96	947.1	18.70	956.8	30.64	954.5	58.44	947.1	18.70	1.0
Tey21-22_Zrn-59	949.3	20.74	1024.9	38.32	1206.1	84.27	949.3	20.74	7.4
Tey21-22_Zrn-87	950.0	25.13	964.4	36.94	1000.6	76.64	950.0	25.13	1.5
Tey21-22_Zrn-41	952.8	18.87	933.1	31.59	927.6	70.17	952.8	18.87	-2.1
Tey21-22_Zrn-100	954.8	17.44	1001.9	31.33	1082.5	43.53	954.8	17.44	4.7
Tey21-22_Zrn-60	959.4	19.03	972.2	33.72	1020.8	65.19	959.4	19.03	1.3
Tey21-22_Zrn-77	968.5	18.52	1041.5	34.85	1186.1	61.82	968.5	18.52	7.0
Tey21-22_Zrn-42	971.9	22.84	1029.5	40.89	1179.4	83.82	971.9	22.84	5.6
Tey21-22_Zrn-85	985.4	18.69	1042.8	35.03	1171.0	69.63	985.4	18.69	5.5
Tey21-22_Zrn-71	987.3	21.71	1048.4	40.62	1137.9	99.77	987.3	21.71	5.8
Tey21-22_Zrn-52	991.8	41.23	1310.3	72.62	1863.1	181.70	991.8	41.23	24.3
Tey21-22_Zrn-75	992.2	17.57	1012.0	32.09	1038.0	53.44	992.2	17.57	2.0
Tey21-22_Zrn-04	997.8	20.68	988.2	36.71	962.6	76.43	997.8	20.68	-1.0
Tey21-22_Zrn-81	999.7	20.79	998.1	34.21	1014.9	62.09	999.7	20.79	-0.2

Tey21-22_Zrn-73	1011.1	21.37	1056.0	35.39	1126.2	66.13	1011.1	21.37	4.3
Tey21-22_Zrn-83	1016.4	21.36	1050.1	35.23	1130.7	54.89	1016.4	21.36	3.2
Tey21-22_Zrn-16	1040.2	19.76	1023.8	34.12	999.9	66.35	1040.2	19.76	-1.6
Tey21-22_Zrn-99	1043.1	26.24	1052.0	39.34	1039.4	91.47	1043.1	26.24	0.8
Tey21-22_Zrn-27	1055.5	17.98	1113.6	34.19	1174.0	52.45	1055.5	17.98	5.2
Tey21-22_Zrn-19	1059.3	22.98	1058.1	36.46	1070.9	55.28	1059.3	22.98	-0.1
Tey21-22_Zrn-28	1076.8	27.37	1102.8	42.95	1070.8	90.82	1076.8	27.37	2.4
Tey21-22_Zrn-48	1078.2	27.97	1051.1	44.29	990.1	101.60	1078.2	27.97	-2.6
Tey21-22_Zrn-56	1082.3	20.33	1088.1	33.98	1115.0	55.44	1082.3	20.33	0.5
Tey21-22_Zrn-98	1094.7	29.77	1086.5	43.34	1056.3	81.03	1094.7	29.77	-0.8
Tey21-22_Zrn-32	1111.9	20.23	1141.2	37.43	1175.6	67.06	1111.9	20.23	2.6
Tey21-22_Zrn-66	1118.2	25.10	1129.7	39.48	1147.6	83.01	1118.2	25.10	1.0
Tey21-22_Zrn-09	1119.5	19.75	1365.1	41.89	1761.8	69.95	1119.5	19.75	18.0
Tey21-22_Zrn-92	1128.4	21.30	1166.6	36.27	1212.7	62.70	1128.4	21.30	3.3
Tey21-22_Zrn-13	1131.4	21.60	1125.7	35.53	1130.3	62.50	1131.4	21.60	-0.5
Tey21-22_Zrn-18	1133.3	20.81	1112.1	36.66	1081.8	63.15	1133.3	20.81	-1.9
Tey21-22_Zrn-95	1138.5	32.33	1155.5	42.70	1167.6	61.12	1138.5	32.33	1.5
Tey21-22_Zrn-82	1138.7	23.77	1145.1	34.42	1150.8	75.94	1138.7	23.77	0.6
Tey21-22_Zrn-21	1143.0	22.83	1152.8	36.36	1168.2	50.97	1143.0	22.83	0.9
Tey21-22_Zrn-08	1150.3	25.42	1127.4	36.28	1090.3	57.95	1150.3	25.42	-2.0
Tey21-22_Zrn-89	1161.7	22.27	1186.7	38.35	1231.7	70.30	1161.7	22.27	2.1
Tey21-22_Zrn-17	1162.8	25.41	1166.2	39.00	1184.0	69.97	1162.8	25.41	0.3
Tey21-22_Zrn-24	1163.0	28.05	1188.8	39.38	1185.1	61.92	1163.0	28.05	2.2
Tey21-22_Zrn-88	1171.5	23.18	1186.7	40.01	1214.4	76.83	1171.5	23.18	1.3
Tey21-22_Zrn-93	1173.5	22.63	1178.2	37.20	1169.0	65.53	1173.5	22.63	0.4
Tey21-22_Zrn-94	1180.4	26.24	1202.5	42.39	1219.6	77.99	1180.4	26.24	1.8
Tey21-22_Zrn-51	1181.6	29.45	1166.2	43.44	1128.8	87.84	1181.6	29.45	-1.3
Tey21-22_Zrn-46	1182.6	22.51	1178.1	38.12	1181.5	62.16	1182.6	22.51	-0.4
Tey21-22_Zrn-05	1183.5	26.15	1154.6	39.73	1100.1	74.98	1183.5	26.15	-2.5
Tey21-22_Zrn-43	1184.4	23.00	1156.8	39.04	1135.9	70.43	1184.4	23.00	-2.4
Tey21-22_Zrn-29	1185.8	23.21	1189.7	38.90	1115.9	66.74	1185.8	23.21	0.3
Tey21-22_Zrn-84	1186.9	24.88	1183.8	38.51	1198.6	64.85	1186.9	24.88	-0.3
Tey21-22_Zrn-15	1191.0	28.39	1183.3	39.01	1164.2	71.45	1191.0	28.39	-0.7
Tey21-22_Zrn-47	1210.4	22.49	1189.7	36.47	1152.7	57.76	1210.4	22.49	-1.7
Tey21-22_Zrn-25	1211.6	28.10	1232.0	39.96	1233.8	51.25	1211.6	28.10	1.7
Tey21-22_Zrn-86	1211.7	24.49	1227.5	38.72	1260.3	65.39	1211.7	24.49	1.3
Tey21-22_Zrn-03	1216.3	25.33	1198.1	44.06	1159.2	84.02	1216.3	25.33	-1.5
Tey21-22_Zrn-07	1216.4	29.45	1178.8	42.57	1126.6	70.89	1216.4	29.45	-3.2
Tey21-22_Zrn-45	1220.6	29.74	1202.4	40.85	1182.8	89.59	1220.6	29.74	-1.5
Tey21-22_Zrn-57	1232.5	29.54	1200.7	40.48	1159.9	84.69	1232.5	29.54	-2.6
Tey21-22_Zrn-01	1235.0	30.91	1205.5	45.15	1142.6	68.11	1235.0	30.91	-2.4
Tey21-22_Zrn-11	1237.0	27.90	1231.2	42.77	1224.9	83.37	1237.0	27.90	-0.5
Tey21-22_Zrn-91	1237.9	29.12	1229.0	47.35	1194.1	96.34	1237.9	29.12	-0.7
Tey21-22_Zrn-67	1242.0	29.23	1267.1	45.70	1310.9	89.06	1242.0	29.23	2.0
Tey21-22_Zrn-02	1262.1	21.95	1283.1	37.31	1315.9	56.26	1262.1	21.95	1.6
Tey21-22_Zrn-20	1266.3	25.93	1232.7	33.07	1184.6	57.11	1266.3	25.93	-2.7

Tey21-22_Zrn-49	1527.2	29.53	1512.8	39.35	1499.8	50.39	1499.8	50.39	-0.9
-----------------	--------	-------	--------	-------	--------	-------	--------	-------	------

ANEXO 3: Resultados geoquímica de elementos traza para zircones detríticos

Tabla 9. Se muestran datos de elementos traza para zircones de la muestra KOP-20-19 separados por poblaciones según su edad.

Zircón	Best age (Ma)	P	Sc	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
KOP20-19_Zrn-13	168.8	257.0	144.6	6.6	2322.6	4.1	0.1	36.1	0.3	5.2	11.0	6.1	59.4	18.7	216.5	76.3	352.2	640.4	132.8	9648.2	20.1	945.3	592.0
KOP20-19_Zrn-29	169.3	353.9	187.0	15.8	587.1	1.6	0.1	6.1	0.1	1.4	2.9	1.3	11.5	3.7	46.2	17.4	93.2	207.1	48.9	8408.8	3.4	53.5	100.2
KOP20-19_Zrn-11	171.0	128.4	161.8	2.9	578.6	3.5	0.0	10.1	0.0	0.7	1.6	0.7	9.7	3.3	43.6	17.3	91.1	209.9	50.8	10365.9	15.9	256.3	594.7
KOP20-19_Zrn-72	173.1	971.7	184.5	9.8	624.7	1.7	2.0	13.1	0.6	2.8	2.3	1.1	10.9	3.9	48.5	19.1	98.1	219.0	52.2	8441.3	6.6	127.7	223.7
KOP20-19_Zrn-93	174.8	348.4	176.0	11.4	632.6	1.6	0.1	6.9	0.1	0.9	1.6	1.2	10.9	3.7	48.0	19.2	99.9	231.5	56.2	8598.1	5.1	101.4	210.0
KOP20-19_Zrn-19	176.0	135.4	136.8	3.7	496.7	2.7	0.0	10.7	0.0	0.5	1.3	0.7	8.1	2.8	37.1	14.7	79.9	187.3	45.9	10348.1	11.6	195.1	410.2
KOP20-19_Zrn-63	176.2	133.7	170.1	8.2	1031.5	3.9	0.0	25.6	0.1	1.4	3.8	1.7	19.7	6.5	82.8	31.7	159.2	330.7	73.4	11016.9	15.8	256.0	563.7
KOP20-19_Zrn-09	177.2	197.3	187.4	4.7	573.1	1.9	0.0	6.9	0.0	0.8	1.8	0.7	9.7	3.3	43.5	16.8	91.5	214.0	50.7	10299.4	7.6	113.8	347.1
KOP20-19_Zrn-94	177.9	431.7	150.6	14.7	489.4	1.3	0.2	5.4	0.1	1.2	2.1	1.0	10.2	3.1	38.2	15.1	77.4	174.3	41.7	9024.6	6.2	123.3	206.2
KOP20-19_Zrn-15	178.0	115.9	98.3	2.9	533.7	2.1	0.0	8.6	0.0	0.5	1.1	0.4	7.8	2.8	38.5	15.6	86.6	199.9	45.9	9805.3	6.0	116.7	208.2
KOP20-19_Zrn-40	178.1	77.4	198.0	4.3	699.0	2.9	0.1	8.0	0.0	0.7	1.4	0.7	10.8	3.7	50.0	21.1	118.9	295.4	74.8	10642.8	14.7	112.8	501.2
KOP20-19_Zrn-74	180.0	1878.7	162.8	4.9	1750.5	5.4	9.4	36.3	4.0	20.1	9.1	0.9	35.8	11.8	150.0	57.6	276.9	497.4	101.5	9920.8	28.8	583.7	1024.6
KOP20-19_Zrn-71	181.0	321.8	171.7	8.1	501.5	2.1	0.0	9.7	0.0	0.4	1.1	0.8	7.7	2.7	37.7	15.2	82.0	189.1	45.9	10455.6	11.1	167.2	382.4
KOP20-19_Zrn-06	181.2	226.9	126.9	7.6	332.5	1.2	0.0	3.1	0.1	1.2	1.4	0.9	7.0	2.2	27.3	10.0	52.2	124.7	29.4	8340.9	1.8	30.7	60.0
KOP20-19_Zrn-20	181.5	5807.1	126.0	7.6	420.8	1.1	21.6	52.5	6.0	24.0	5.0	1.6	11.2	2.9	34.0	13.0	67.1	148.7	35.0	8073.1	2.4	36.5	68.0
KOP20-19_Zrn-14	181.5	199.1	173.3	10.0	516.5	3.0	0.0	9.4	0.0	0.7	1.3	0.8	8.1	3.0	38.0	15.6	83.3	194.5	46.5	8736.3	9.9	156.2	343.8
KOP20-19_Zrn-10	182.3	210.1	116.1	18.0	760.2	1.3	0.1	3.8	0.1	1.1	2.4	0.2	15.1	5.4	65.9	24.8	118.1	201.6	41.1	9458.9	6.2	87.1	212.7
KOP20-19_Zrn-41	183.4	2621.1	115.2	5.2	859.3	2.4	22.9	64.4	6.1	25.0	6.8	1.4	17.5	5.5	69.2	26.7	140.8	308.9	70.3	9998.6	9.1	192.9	280.4
KOP20-19_Zrn-92	183.6	166.3	83.0	1.6	523.2	1.7	0.0	8.5	0.0	0.4	1.3	0.4	6.9	2.7	35.4	15.7	83.5	205.5	48.5	12937.6	5.5	97.6	235.1
KOP20-19_Zrn-03	183.7	315.7	171.8	6.1	551.2	1.4	0.2	5.0	0.1	1.0	1.6	0.9	8.6	3.1	42.1	16.8	87.7	201.5	48.2	7600.1	3.3	57.4	114.8
KOP20-19_Zrn-07	183.8	149.5	262.5	5.8	734.0	3.3	0.0	6.0	0.0	0.6	1.7	0.9	10.3	4.0	54.0	21.9	116.4	269.0	64.4	9921.0	11.6	116.1	424.1
KOP20-19_Zrn-34	184.8	139.5	63.6	5.6	156.1	0.9	0.0	1.7	0.0	0.1	0.6	0.2	3.1	1.0	13.2	4.9	23.8	50.7	12.0	10359.0	5.4	41.1	186.4
KOP20-19_Zrn-86	184.8	1325.9	125.2	4.5	871.9	2.3	6.3	26.0	1.8	7.8	3.1	0.9	15.0	5.1	66.7	26.1	140.6	304.3	66.9	10231.0	8.1	166.9	242.5
KOP20-19_Zrn-55	184.9	882.5	109.4	4.8	1129.6	3.8	4.4	26.8	1.2	5.6	3.8	1.2	18.5	6.7	86.3	33.8	181.2	407.7	93.7	10283.0	17.8	441.2	583.8

KOP20-19_Zrn-65	185.1	212.4	125.4	8.0	352.4	0.7	0.0	2.8	0.1	1.1	1.5	0.8	7.3	2.5	29.5	11.1	56.4	127.2	30.1	7888.3	1.9	30.5	57.7
KOP20-19_Zrn-18	185.3	87.3	80.4	5.1	252.6	1.5	0.0	3.8	0.0	0.4	0.7	0.2	4.2	1.4	17.7	7.4	41.8	109.1	27.2	12615.2	6.1	50.7	210.4
KOP20-19_Zrn-16	185.5	114.0	104.6	4.7	814.9	2.6	0.0	11.6	0.1	1.1	2.4	1.0	13.8	4.7	61.0	24.5	130.1	298.0	68.2	10373.8	10.0	203.9	319.7
KOP20-19_Zrn-36	186.3	189.1	186.5	6.6	489.4	1.6	0.0	6.4	0.1	0.6	1.8	0.8	8.1	2.9	36.5	14.5	77.8	180.1	44.9	9536.4	6.7	105.3	231.1
KOP20-19_Zrn-51	186.4	398.0	116.9	4.0	925.5	2.1	1.0	13.5	0.4	2.5	3.1	0.8	17.0	5.8	74.6	29.0	149.0	310.8	68.1	10532.3	7.6	174.5	238.3
KOP20-19_Zrn-26	186.5	218.8	79.9	1.4	454.5	2.5	0.0	6.3	0.0	0.2	0.6	0.3	4.7	1.9	30.7	13.1	77.9	210.9	49.6	13017.9	7.1	73.9	298.2
KOP20-19_Zrn-49	186.7	340.6	208.5	21.0	1052.6	2.4	0.1	8.5	0.1	1.9	3.1	1.7	20.1	7.1	86.5	32.6	164.4	339.2	77.8	8069.4	6.2	132.4	200.9
KOP20-19_Zrn-02	187.1	140.3	97.6	2.5	672.2	2.9	0.1	10.8	0.1	0.7	1.5	0.5	9.1	3.5	48.2	19.8	108.5	266.4	63.0	10232.4	9.9	189.9	325.6
KOP20-19_Zrn-44	188.9	1079.9	186.4	3.3	448.1	1.6	2.5	10.9	0.6	2.8	1.4	0.8	7.0	2.4	32.1	13.6	72.1	178.4	44.4	9348.7	6.2	78.6	211.1
KOP20-19_Zrn-57	190.1	294.0	114.6	8.1	541.2	0.9	0.0	3.2	0.1	1.8	3.4	1.9	18.7	5.7	57.3	16.1	64.4	114.2	26.1	8929.7	2.5	38.6	80.2
KOP20-19_Zrn-56	190.1	-10.1	123.6	5.8	410.5	0.9	0.4	4.3	0.1	1.2	2.0	0.8	8.5	2.7	33.3	12.7	65.3	148.9	35.5	7821.0	2.5	39.0	72.1
KOP20-19_Zrn-37	190.2	117.6	65.5	32.1	240.2	1.0	0.0	4.2	0.0	0.4	0.9	0.2	4.0	1.4	18.4	7.3	40.1	97.7	22.9	10779.3	3.3	41.9	101.9
KOP20-19_Zrn-100	190.4	274.1	137.0	3.1	421.5	1.8	0.0	6.7	0.0	0.3	0.9	0.5	5.8	2.1	30.9	12.6	69.3	168.6	41.5	10976.1	7.8	80.3	273.3
KOP20-19_Zrn-82	191.1	296.6	156.8	5.7	380.4	0.8	0.0	2.8	0.0	0.8	1.2	0.7	6.8	2.3	28.1	11.4	61.1	144.7	35.6	8355.7	3.0	38.1	95.2
KOP20-19_Zrn-45	191.3	318.4	153.5	11.2	284.1	0.8	0.0	2.5	0.0	0.5	0.8	0.6	4.7	1.7	21.6	8.5	46.2	111.0	27.6	7994.1	1.3	16.2	41.9
KOP20-19_Zrn-50	192.2	319.0	229.6	16.8	1134.8	3.1	0.0	7.6	0.1	1.1	2.5	1.3	16.1	6.0	84.2	34.8	191.6	446.0	97.0	9576.9	28.5	216.5	978.0
KOP20-19_Zrn-25	192.3	245.0	139.6	8.0	256.8	0.8	0.0	2.5	0.0	0.4	0.9	0.5	4.2	1.4	18.6	7.6	41.1	103.1	25.7	8557.6	1.3	16.6	42.3
KOP20-19_Zrn-89	193.2	108.0	85.5	5.9	170.8	0.8	0.1	4.3	0.0	0.2	0.6	0.3	2.1	0.9	11.9	5.1	28.1	70.6	17.9	11457.6	4.0	39.1	139.8
KOP20-19_Zrn-90	194.1	264.8	223.9	6.2	576.5	1.2	0.0	3.6	0.1	1.2	1.9	1.0	9.3	3.3	42.1	17.2	89.7	218.3	54.0	9560.2	5.9	82.6	224.6
KOP20-19_Zrn-66	195.2	402.5	96.1	612.5	656.2	2.9	1.0	11.5	0.3	2.0	2.3	0.5	11.5	3.9	52.6	20.7	105.7	223.6	50.1	10808.5	8.3	183.8	261.7
KOP20-19_Zrn-60	196.9	387.9	152.8	2.7	1774.2	4.1	0.0	18.2	0.0	0.9	2.8	0.4	22.7	8.8	130.3	55.0	296.8	653.1	146.3	10865.6	15.1	219.7	499.4
KOP20-19_Zrn-47	199.4	292.3	79.3	16.2	450.9	1.4	3.5	13.3	0.7	4.5	2.3	0.4	8.6	3.0	38.6	14.4	71.1	145.2	31.8	11078.5	5.0	124.1	156.1
KOP20-19_Zrn-75	200.7	3216.0	102.3	21.6	598.9	1.4	10.5	37.1	4.7	21.9	7.3	1.4	18.0	5.0	55.7	19.2	90.9	168.9	35.6	9369.7	3.7	74.5	90.2
KOP20-19_Zrn-43	207.4	105.1	140.1	8.2	315.2	1.1	0.0	3.7	0.1	0.5	1.1	0.7	6.1	1.8	24.4	9.4	51.0	119.7	28.8	8271.6	1.7	27.2	60.4
KOP20-19_Zrn-54	207.7	237.8	156.3	105.5	642.7	2.4	1.3	8.1	0.3	1.7	1.8	0.9	9.7	3.6	46.3	19.4	103.3	225.1	52.5	7401.4	3.7	55.9	103.3
KOP20-19_Zrn-95	216.7	667.3	158.4	4.6	1969.2	11.0	0.1	45.3	0.1	1.4	4.1	1.0	29.4	11.6	158.4	64.5	329.5	655.9	140.4	11544.8	21.1	340.4	524.5
KOP20-19_Zrn-70	223.9	248.9	146.7	9.7	304.4	0.9	0.0	3.7	0.0	0.7	0.9	0.6	5.4	1.8	23.7	8.8	46.8	103.4	24.7	9378.7	2.7	35.2	92.0
KOP20-19_Zrn-17	233.7	2668.5	466.0	15.2	8590.8	1.2	0.0	1.3	0.3	7.4	22.7	0.2	159.1	60.4	789.1	295.1	1382.5	2129.1	394.2	9950.7	20.1	192.4	530.4
KOP20-19_Zrn-84	246.4	624.7	173.7	4.5	2578.9	4.6	0.3	17.1	0.2	2.0	4.6	0.6	35.7	14.0	191.7	82.3	425.0	876.0	185.4	10621.5	45.4	589.1	1204.6

KOP20-19_Zrn-76	246.5	1047.0	228.2	15.1	2831.5	1.1	0.0	1.8	0.2	3.5	9.7	0.2	56.3	20.6	257.0	95.5	445.6	726.6	140.8	11322.0	12.3	135.3	317.4
KOP20-19_Zrn-53	248.5	270.3	238.6	70.6	1317.9	2.9	0.4	7.6	0.6	5.5	6.9	3.1	29.0	10.2	119.3	41.7	202.2	402.3	87.1	9164.5	25.6	177.1	709.6
KOP20-19_Zrn-79	248.8	1347.8	300.2	19.5	3080.2	1.0	0.0	1.1	0.2	3.1	10.7	3.7	74.6	24.7	288.2	99.1	442.5	723.3	145.6	11435.1	9.8	86.6	242.3
KOP20-19_Zrn-88	249.3	592.2	197.2	6.0	1955.9	1.7	0.0	3.9	0.1	3.0	7.6	0.7	39.7	14.2	174.1	65.4	311.7	553.9	110.5	10282.3	36.4	231.7	858.8
KOP20-19_Zrn-85	268.5	432.1	109.0	4.5	1400.7	2.2	0.0	15.1	0.2	2.4	5.6	0.4	29.6	10.0	122.8	46.7	222.8	397.1	81.1	11263.4	29.1	406.4	650.9
KOP20-19_Zrn-39	268.6	256.2	88.8	11.1	608.1	1.1	0.0	14.3	0.0	0.7	1.8	0.2	10.8	3.8	47.6	18.9	95.6	189.2	40.3	11825.5	14.5	196.2	318.0
KOP20-19_Zrn-68	270.2	667.5	186.8	261.7	1495.1	5.9	0.8	55.7	1.4	8.7	10.4	4.7	27.7	9.7	121.3	47.3	270.7	646.6	125.5	10547.9	77.4	106.1	1559.4
KOP20-19_Zrn-23	272.6	690.0	87.6	9.3	1119.7	4.0	2.8	43.1	1.0	5.4	3.4	0.9	18.1	6.3	84.2	34.6	184.0	401.4	87.6	10798.4	10.4	155.9	200.5
KOP20-19_Zrn-59	288.8	2092.5	116.9	8.4	2134.9	4.1	23.7	80.1	8.3	40.4	13.3	1.8	40.8	13.3	170.2	66.6	335.5	647.4	136.3	8925.7	30.9	448.1	584.3
KOP20-19_Zrn-97	297.7	540.8	237.7	7.5	1576.8	2.2	0.1	17.5	0.1	1.9	5.1	1.5	32.0	11.3	142.9	54.2	262.8	503.8	101.2	10456.2	23.9	206.4	428.6
KOP20-19_Zrn-01	305.2	98.6	118.2	3.7	694.0	1.1	0.0	4.6	0.0	0.5	1.0	0.3	9.4	3.5	51.0	21.7	115.5	249.6	56.0	9519.2	11.4	128.9	230.4
KOP20-19_Zrn-42	332.2	418.8	151.6	53.3	753.6	2.5	0.2	12.0	0.1	1.6	3.0	1.1	16.0	5.4	65.5	23.8	130.6	312.6	66.0	9887.7	43.8	166.7	607.7
KOP20-19_Zrn-27	344.2	182.2	112.7	3.2	697.7	2.1	0.0	13.8	0.0	0.5	0.9	0.3	6.9	2.7	45.2	20.3	122.9	331.9	77.5	12046.3	17.7	71.5	387.1
KOP20-19_Zrn-69	372.2	307.8	89.3	3.8	284.6	1.2	0.0	3.6	0.0	0.2	0.5	0.2	3.6	1.5	21.3	8.6	44.9	106.5	26.2	10720.2	13.8	58.8	209.9
KOP20-19_Zrn-30	382.4	344.2	136.2	47.1	988.9	3.6	0.2	9.5	0.1	1.3	3.1	1.2	16.3	5.9	78.6	32.0	164.4	388.6	85.4	12112.0	48.2	190.0	854.8
KOP20-19_Zrn-67	442.7	214.5	209.8	11.2	450.5	0.9	0.0	5.2	0.0	0.6	1.7	0.6	9.0	3.1	39.9	15.2	76.6	154.2	34.4	8521.2	2.4	21.0	32.6
KOP20-19_Zrn-22	443.9	554.5	115.3	4.2	4484.5	11.5	0.1	70.0	0.8	12.3	21.7	3.3	106.5	35.1	418.1	152.5	709.9	1206.1	237.5	9586.0	54.6	691.8	543.1
KOP20-19_Zrn-58	450.2	211.1	136.5	7.0	341.9	1.0	0.0	2.7	0.0	0.2	0.5	0.2	5.1	2.1	29.0	11.6	59.4	118.2	25.9	8882.3	2.0	10.7	26.8
KOP20-19_Zrn-32	493.1	938.5	468.6	8.5	3150.5	4.4	0.0	15.5	0.1	2.4	7.8	1.6	51.1	19.5	267.2	106.7	528.7	935.3	187.2	10231.0	27.6	218.8	346.4
KOP20-19_Zrn-48	562.8	232.0	173.1	13.0	785.2	4.1	0.0	5.9	0.1	1.8	5.0	0.5	26.1	7.1	71.5	24.3	122.4	317.4	71.7	10156.1	50.9	139.6	386.6
KOP20-19_Zrn-87	578.7	767.3	95.4	11.9	2301.0	11.1	7.3	62.1	2.4	13.3	8.8	1.5	39.7	13.9	179.0	71.9	369.2	763.9	161.4	10153.9	107.2	926.7	990.7
KOP20-19_Zrn-38	654.1	445.6	234.1	15.7	2534.8	3.1	0.1	35.3	0.4	6.0	11.6	4.3	63.5	19.9	230.4	83.2	406.3	789.5	165.3	10255.1	68.9	759.2	620.8
KOP20-19_Zrn-61	735.7	196.8	68.1	15.2	55.9	0.4	0.0	4.1	0.0	0.9	2.0	0.5	5.1	1.0	7.8	1.9	6.0	8.6	1.8	10161.7	0.8	1.5	7.1
KOP20-19_Zrn-98	845.6	461.9	51.5	7.6	479.3	4.0	0.0	9.6	0.2	3.4	5.6	0.3	21.2	5.5	53.5	16.8	66.7	98.3	19.7	10023.5	9.5	18.1	65.5
KOP20-19_Zrn-73	923.0	390.7	109.4	23.4	2016.7	12.5	0.3	50.7	0.3	4.1	5.3	1.2	26.1	9.8	136.2	58.8	333.1	827.3	189.1	11337.5	187.6	503.8	1039.0
KOP20-19_Zrn-31	947.2	376.9	60.2	5.7	1366.3	18.7	0.0	24.5	0.0	1.6	3.3	0.8	21.6	7.6	101.8	40.5	216.7	462.9	97.9	13365.1	34.9	52.9	219.9
KOP20-19_Zrn-12	986.0	176.3	53.6	3.4	967.8	6.9	0.7	19.8	0.6	4.3	4.4	0.2	21.5	7.4	91.8	33.2	154.3	255.9	49.7	10447.0	52.4	91.2	326.3
KOP20-19_Zrn-35	1019.5	112.1	79.3	16.1	452.9	1.1	0.0	9.4	0.3	3.9	5.5	1.7	19.5	5.2	51.1	15.6	63.1	92.3	17.6	8107.3	7.4	33.8	38.4
KOP20-19_Zrn-77	1027.5	307.6	54.6	3.7	1624.3	2.2	0.0	5.8	0.3	5.2	11.6	0.8	51.6	15.5	168.7	56.5	242.1	358.9	65.5	10534.3	34.2	98.0	213.6

KOP20-19_Zrn-96	1075.6	329.8	69.1	16.5	510.3	2.0	0.0	33.6	0.1	3.6	5.0	1.3	18.5	5.1	53.0	16.7	75.8	137.9	29.2	10567.8	45.5	116.7	291.4
KOP20-19_Zrn-28	1084.9	274.5	53.0	1.5	841.2	3.2	0.0	10.7	0.2	2.2	6.4	0.4	29.8	8.5	90.8	30.2	128.1	187.5	35.6	9925.4	51.7	76.9	243.8
KOP20-19_Zrn-24	1092.0	155.5	44.9	4.4	166.4	2.4	0.0	0.4	0.0	0.1	0.1	0.0	1.1	0.6	9.3	4.6	29.6	66.8	15.8	14882.0	88.4	11.9	442.3
KOP20-19_Zrn-04	1107.0	205.9	68.2	3.0	918.0	2.4	0.0	9.7	0.1	1.4	4.7	0.3	20.2	6.6	84.0	29.6	141.2	232.8	48.0	9331.3	61.8	109.4	282.0
KOP20-19_Zrn-80	1113.4	306.3	71.1	6.2	2022.2	3.7	0.1	13.7	0.5	8.3	12.9	0.5	55.6	17.2	195.6	69.9	317.1	525.6	102.8	9848.0	77.9	151.8	358.1
KOP20-19_Zrn-08	1117.3	106.4	49.9	15.9	1176.6	16.6	0.0	20.0	0.1	1.0	2.8	0.2	19.8	7.7	98.4	39.5	199.2	399.5	88.8	10744.2	86.0	116.6	530.9
KOP20-19_Zrn-81	1186.2	330.5	50.6	7.5	1584.7	3.3	0.3	24.7	0.5	4.8	6.3	0.5	33.4	11.3	135.3	51.4	245.0	452.1	88.4	10308.6	221.7	417.5	852.1
KOP20-19_Zrn-52	1224.9	318.3	60.5	11.0	1672.6	1.3	0.0	6.7	0.3	4.8	10.2	0.6	50.2	14.8	165.6	56.1	242.0	370.6	68.7	10530.5	64.7	124.7	265.9
KOP20-19_Zrn-33	1236.1	182.4	74.9	4.7	1420.0	1.9	0.1	8.6	0.8	10.5	13.1	0.7	49.1	13.6	144.5	46.9	203.2	304.4	58.6	8524.1	30.9	61.9	112.3
KOP20-19_Zrn-78	1252.9	295.8	53.7	4.8	293.5	1.4	0.0	5.5	0.0	0.7	1.6	0.2	7.7	2.6	27.5	9.4	40.9	69.5	13.7	11619.2	79.9	109.9	335.3
KOP20-19_Zrn-64	1304.7	302.8	107.3	2.4	742.9	1.4	0.1	13.3	0.1	1.2	2.6	0.6	13.7	4.9	59.1	22.9	115.8	236.5	53.8	11133.5	54.1	125.9	231.2
KOP20-19_Zrn-62	1353.4	265.4	90.2	4.9	1029.6	2.7	0.0	9.7	0.0	1.1	2.6	0.4	17.9	6.5	87.1	34.0	171.3	311.1	63.6	10804.0	45.5	77.1	189.2
KOP20-19_Zrn-21	1715.6	276.1	89.5	9.8	2054.6	5.4	0.0	13.9	0.2	3.0	6.7	0.9	42.7	14.1	180.2	68.7	321.3	516.4	101.9	10770.8	105.8	270.1	391.0
KOP20-19_Zrn-83	1835.5	735.4	144.5	12.1	1461.1	1.4	0.0	2.1	0.1	1.5	3.8	0.1	24.7	9.2	121.0	47.2	232.0	404.4	81.8	12175.4	102.3	110.7	406.3
KOP20-19_Zrn-91	2652.8	501.6	153.7	3.9	1077.0	6.9	0.2	5.4	0.1	1.4	2.7	0.5	16.2	6.1	83.2	35.4	187.7	401.7	86.7	11434.6	106.1	62.2	371.8
KOP20-19_Zrn-99	2665.4	8006.5	45.3	769.9	988.0	7.5	26.1	95.1	14.2	82.0	35.0	3.5	60.5	12.4	105.0	32.6	144.2	257.6	52.9	11062.1	114.2	109.2	224.2

Tabla 10. Se muestran datos de elementos traza para zircones de la muestra TEY-21-22 separados por poblaciones según su edad.

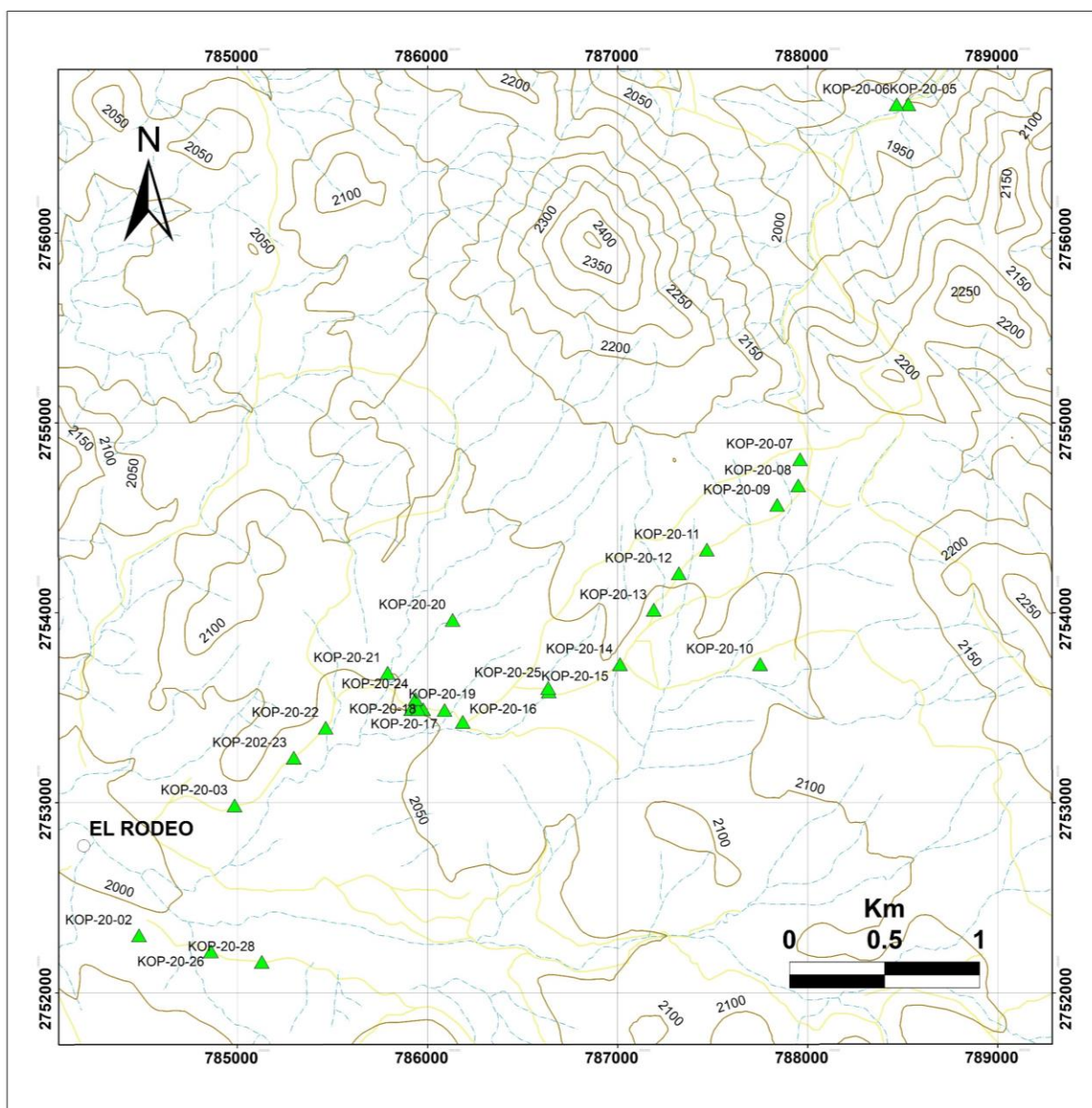
Zircón	Best age (Ma)	P	Sc	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
Tey21-22_Zrn-55	276.0	64.6	225.0	6.1	673.6	1.3	0.0	12.1	0.1	0.8	2.5	0.8	12.4	4.3	53.4	20.5	103.7	230.3	53.7	9731.9	14.2	114.2	297.5
Tey21-22_Zrn-50	282.1	-764.7	191.1	2.3	1440.1	2.3	0.1	43.5	0.1	1.7	3.8	1.5	24.8	8.5	109.1	43.0	220.7	502.6	115.4	11937.9	34.4	401.6	713.7
Tey21-22_Zrn-40	286.7	632.0	221.7	5.6	873.9	1.5	0.0	6.8	0.0	0.6	1.8	0.3	12.7	4.8	65.6	27.3	151.5	344.2	76.3	11013.5	18.5	126.0	432.8
Tey21-22_Zrn-26	288.0	-211.4	86.0	2.8	658.0	0.7	0.0	9.4	0.1	1.5	3.5	0.8	14.0	4.5	52.1	18.9	101.0	245.2	56.9	11805.3	18.0	179.6	371.3
Tey21-22_Zrn-68	289.7	-1186.2	140.7	4.1	876.2	0.9	0.0	5.2	0.1	1.9	3.4	0.9	18.9	6.1	73.5	28.6	141.5	287.4	62.3	9505.6	11.2	99.7	233.8
Tey21-22_Zrn-23	297.7	798.8	168.2	4.0	499.4	0.9	0.0	9.6	0.0	0.6	1.2	0.6	8.6	3.0	38.0	15.2	80.9	184.5	43.7	12222.3	7.1	36.4	119.6
Tey21-22_Zrn-78	300.8	328.4	256.4	3.0	1180.1	1.1	0.0	7.5	0.1	1.0	2.6	0.8	19.2	6.9	91.0	37.3	190.7	390.1	87.4	9419.3	19.3	168.7	384.8
Tey21-22_Zrn-61	304.9	-414.5	113.2	3.0	408.6	0.7	0.0	4.0	0.0	0.4	1.1	0.4	6.3	2.2	29.7	12.1	65.8	157.4	36.0	9968.0	4.6	32.4	86.3
Tey21-22_Zrn-54	312.6	-257.6	153.5	5.9	1581.4	1.7	0.0	7.3	0.1	1.6	4.0	0.6	29.1	10.0	131.6	54.8	265.1	473.7	93.9	9824.8	9.9	92.0	182.9
Tey21-22_Zrn-74	313.1	-184.7	113.5	58.5	621.3	0.7	4.4	12.6	0.9	4.8	2.6	0.4	11.5	3.9	49.6	19.9	101.4	213.5	46.2	7312.0	11.2	93.9	238.7
Tey21-22_Zrn-64	447.7	-255.9	233.4	53.8	1686.0	4.3	0.0	36.5	0.1	2.5	6.3	2.2	36.6	12.1	145.7	54.7	269.5	517.7	109.6	12054.0	33.5	295.4	349.6
Tey21-22_Zrn-70	470.3	-1750.2	309.3	14.7	1112.7	2.1	0.0	13.6	0.1	1.7	4.8	1.4	25.0	8.2	100.8	38.2	184.9	333.3	68.7	10232.2	9.1	73.5	84.0
Tey21-22_Zrn-58	696.7	287.8	154.8	6.3	1269.0	7.0	0.1	14.1	0.0	1.3	2.6	0.8	17.0	7.7	105.2	42.1	212.3	449.0	90.3	13397.9	63.5	131.5	539.0
Tey21-22_Zrn-62	701.3	51.2	90.2	8.0	298.2	0.7	0.0	5.3	0.1	1.5	3.2	1.4	9.6	2.7	35.3	9.7	47.6	93.3	17.7	9093.7	2.5	6.1	20.1
Tey21-22_Zrn-97	782.4	59.8	143.2	38.2	1109.6	4.3	0.6	16.2	1.4	11.8	12.9	6.9	39.4	12.0	119.8	35.1	144.4	225.3	38.6	11837.2	60.1	50.0	437.2
Tey21-22_Zrn-69	794.0	1899.8	91.8	4.2	252.1	2.5	0.0	6.4	0.1	1.2	3.5	0.4	15.3	3.8	32.4	8.6	29.3	38.2	7.4	10999.2	17.9	83.5	103.5
Tey21-22_Zrn-80	814.1	152.0	74.8	6.7	388.9	2.5	0.0	4.9	0.1	0.8	1.4	0.5	8.8	3.1	37.4	13.3	64.3	121.3	22.7	11288.8	31.1	64.8	210.6
Tey21-22_Zrn-30	827.7	-187.2	152.3	22.2	1797.1	5.7	0.9	18.5	1.7	11.9	13.3	7.5	44.9	15.0	181.5	60.0	290.7	534.9	99.0	12624.6	75.3	241.0	475.0
Tey21-22_Zrn-90	831.0	-159.7	87.7	13.8	126.2	1.2	0.0	3.4	0.0	0.5	1.3	0.4	5.1	1.4	13.5	4.5	20.0	35.5	6.2	12135.9	35.0	42.7	246.7
Tey21-22_Zrn-53	847.6	-380.5	107.6	18.0	780.3	2.2	0.0	16.4	0.3	3.7	5.4	1.8	26.0	8.0	83.3	26.5	109.0	173.9	32.5	9465.4	12.0	28.3	57.4
Tey21-22_Zrn-76	847.8	-563.5	78.7	8.4	215.2	1.2	0.0	2.7	0.1	0.7	1.5	0.2	8.1	2.4	23.8	6.7	25.9	33.8	6.0	10105.5	4.0	11.9	24.5
Tey21-22_Zrn-65	876.9	166.0	85.4	8.5	228.4	1.3	0.0	8.0	0.2	3.1	5.2	0.5	12.7	3.1	26.2	7.4	25.3	29.3	5.0	10142.2	43.1	297.9	212.5
Tey21-22_Zrn-72	900.2	595.0	103.5	11.0	196.9	1.3	0.0	10.8	0.1	1.6	3.4	0.1	14.2	3.5	28.2	6.8	21.1	23.3	3.7	11150.7	27.2	202.3	136.8
Tey21-22_Zrn-79	913.2	-353.3	75.7	7.1	614.1	4.4	0.0	34.7	0.1	0.8	1.9	0.4	9.8	3.7	48.0	19.8	102.0	222.9	46.3	11218.7	18.3	67.8	102.5
Tey21-22_Zrn-63	921.6	-126.2	89.3	5.8	1020.2	2.9	0.9	15.8	0.8	9.0	11.3	2.0	41.5	11.5	117.6	36.3	146.8	217.8	40.6	9990.4	27.1	87.4	154.0
Tey21-22_Zrn-31	924.4	266.6	98.5	7.5	465.7	7.6	0.0	8.8	0.1	1.6	3.9	0.4	18.6	5.4	50.8	16.1	67.2	102.9	20.9	12210.1	108.3	62.8	535.5

Tey21-22_Zrn-12	938.8	-17.6	79.0	7.3	504.9	2.4	0.0	4.4	0.1	0.8	1.5	0.3	9.3	3.2	40.7	15.6	78.8	166.4	38.0	9533.4	74.3	104.8	455.9
Tey21-22_Zrn-44	940.7	-3382.6	75.4	9.4	98.8	2.6	0.0	8.6	0.1	1.5	3.1	0.3	8.3	1.7	13.2	3.1	10.7	13.2	2.2	10785.7	27.5	71.4	208.3
Tey21-22_Zrn-96	947.1	213.3	85.9	4.6	992.3	3.9	0.1	6.3	0.1	1.2	3.1	0.2	18.8	7.2	90.7	34.3	159.0	271.6	52.0	10605.8	42.3	140.6	261.7
Tey21-22_Zrn-59	949.3	177.4	84.1	6.0	609.2	1.9	0.0	4.0	0.1	1.5	2.7	0.6	16.6	5.1	62.4	20.1	93.2	155.2	29.6	11069.7	28.2	75.4	165.6
Tey21-22_Zrn-87	950.0	-31.2	91.4	7.0	259.8	3.5	0.0	8.5	0.1	1.9	3.9	0.3	14.7	3.4	30.4	8.6	30.1	33.3	5.1	12849.6	35.8	139.6	168.6
Tey21-22_Zrn-41	952.8	-426.1	82.0	1.7	115.6	1.0	0.3	4.9	0.1	1.2	1.7	0.4	7.6	1.8	14.6	3.9	13.9	16.2	3.1	11560.2	28.6	77.0	143.2
Tey21-22_Zrn-100	954.8	217.2	102.1	10.0	439.0	5.3	0.0	3.2	0.0	0.4	1.2	0.1	8.9	3.2	37.6	12.8	62.5	130.9	29.0	12014.2	235.2	73.4	1156.1
Tey21-22_Zrn-60	959.4	-438.9	71.6	23.1	687.8	6.4	0.0	14.1	0.0	1.0	1.7	0.8	10.6	4.1	53.3	22.5	113.7	262.7	58.7	9800.2	74.4	128.6	517.1
Tey21-22_Zrn-77	968.5	117.0	77.8	105.2	951.0	1.9	0.1	5.1	0.2	3.3	5.9	0.7	29.3	9.0	98.8	32.9	141.8	215.6	40.4	10077.2	43.7	60.4	256.4
Tey21-22_Zrn-42	971.9	-1437.7	86.8	3.8	224.9	1.9	0.0	5.7	0.1	1.1	2.6	0.4	11.1	2.9	27.8	7.6	29.2	43.6	8.3	11885.4	18.7	51.8	103.5
Tey21-22_Zrn-85	985.4	54.9	80.1	4.0	512.4	2.2	0.0	5.6	0.1	1.4	3.7	0.4	18.8	5.3	56.9	18.1	74.8	113.7	19.9	10750.5	33.9	66.1	207.7
Tey21-22_Zrn-71	987.3	1583.6	88.7	9.9	749.3	4.0	0.0	13.5	0.2	3.0	5.8	1.1	26.7	7.4	82.1	25.8	106.9	154.3	29.1	9624.2	10.4	27.8	51.2
Tey21-22_Zrn-52	991.8	-90.2	86.1	8.3	200.9	0.7	0.0	2.9	0.0	0.4	0.7	0.1	4.8	1.6	18.7	6.5	31.3	52.1	9.8	9056.3	3.7	12.0	16.9
Tey21-22_Zrn-75	992.2	875.8	62.7	2.7	426.3	2.4	0.0	8.4	0.1	0.7	2.0	0.2	12.2	4.1	44.1	13.9	54.2	75.7	13.7	10563.6	57.7	70.5	361.0
Tey21-22_Zrn-04	997.8	4.2	82.1	9.3	98.0	1.7	0.0	5.7	0.1	1.0	2.5	0.5	8.6	1.9	13.5	3.2	10.5	10.9	2.0	11163.8	40.6	52.0	200.7
Tey21-22_Zrn-81	999.7	-139.7	79.3	7.3	182.3	1.7	0.0	5.5	0.0	0.7	1.8	0.7	9.3	2.4	22.3	6.1	19.7	20.0	3.3	12235.2	42.2	77.5	252.2
Tey21-22_Zrn-73	1011.1	-473.0	65.2	6.7	376.7	4.1	0.0	7.9	0.0	0.7	1.6	0.2	8.2	2.9	34.5	12.8	62.1	111.6	21.9	10464.4	26.0	47.9	150.0
Tey21-22_Zrn-83	1016.4	4.7	72.6	7.8	299.0	3.4	0.1	9.4	0.1	1.8	3.1	0.3	13.5	3.7	37.6	10.7	38.3	53.1	9.3	11702.1	65.5	141.8	347.8
Tey21-22_Zrn-16	1040.2	10.2	101.7	17.1	278.8	1.5	0.0	4.1	0.1	0.8	1.4	0.4	8.0	2.3	25.4	8.7	38.7	63.2	13.4	10172.0	47.3	34.5	239.6
Tey21-22_Zrn-99	1043.1	40.5	90.6	14.2	155.1	1.4	0.0	10.4	0.1	1.6	2.8	0.2	11.0	2.3	19.0	5.0	18.2	28.2	5.9	10623.4	22.3	183.5	90.9
Tey21-22_Zrn-27	1055.5	462.5	120.9	5.9	1150.5	2.8	0.0	12.0	0.1	2.5	5.5	0.5	28.2	9.5	110.4	39.0	179.1	331.3	64.2	10956.2	112.8	184.5	663.9
Tey21-22_Zrn-19	1059.3	17.8	113.5	6.3	1895.2	2.4	0.1	5.4	0.2	3.3	7.7	0.4	45.5	15.5	180.0	63.8	285.3	449.1	87.2	10550.4	66.9	148.2	342.6
Tey21-22_Zrn-28	1076.8	462.7	68.8	5.6	338.7	1.3	0.0	5.7	0.1	1.5	3.2	0.7	13.2	3.8	36.3	11.6	49.6	76.9	14.6	11085.7	23.4	53.0	136.3
Tey21-22_Zrn-48	1078.2	-1610.9	83.3	6.0	382.4	1.8	0.0	3.5	0.1	0.7	1.4	0.2	7.8	2.9	34.4	12.7	59.2	105.6	20.8	9701.4	16.5	29.0	81.7
Tey21-22_Zrn-56	1082.3	-277.3	102.7	8.1	987.0	3.2	0.7	6.8	0.3	3.2	6.6	0.4	33.6	10.5	108.3	32.2	131.1	179.5	31.8	11480.8	102.9	157.0	511.0
Tey21-22_Zrn-98	1094.7	-126.0	65.2	4.2	293.8	1.6	0.0	5.0	0.1	1.1	1.9	0.3	9.6	2.7	29.7	9.9	44.5	70.4	14.1	9960.4	26.9	59.2	138.3
Tey21-22_Zrn-32	1111.9	211.9	57.4	4.1	421.0	5.3	0.0	10.3	0.1	0.8	1.8	0.1	8.1	3.1	37.8	14.4	68.5	123.8	24.3	12375.4	39.2	81.3	177.6
Tey21-22_Zrn-66	1118.2	-1012.4	82.6	9.3	598.8	2.6	0.0	9.0	0.1	1.6	2.8	0.4	15.0	4.8	54.9	20.3	89.7	148.5	29.1	9430.4	18.0	42.2	76.9
Tey21-22_Zrn-09	1119.5	29.1	143.0	24.7	885.4	3.0	0.2	10.8	0.2	2.7	6.5	1.7	24.7	8.0	84.6	28.9	132.4	264.4	55.6	13357.5	119.3	244.5	695.8

Tey21-22_Zrn-92	1128.4	205.7	105.6	14.4	2984.8	5.0	0.1	8.2	0.5	8.1	15.2	1.4	80.7	24.7	288.0	105.6	474.6	783.7	148.9	10032.1	52.0	251.7	208.4
Tey21-22_Zrn-13	1131.4	17.7	91.4	2.7	1026.8	6.2	0.0	7.4	0.1	1.6	4.9	0.2	24.0	8.6	99.1	35.7	157.8	243.9	47.5	10317.4	58.2	81.5	260.9
Tey21-22_Zrn-18	1133.3	-12.8	85.1	42.5	1335.7	3.0	0.3	12.4	0.5	6.9	11.0	0.9	44.4	13.1	138.1	44.9	191.9	294.7	56.3	8641.4	41.6	122.0	206.9
Tey21-22_Zrn-95	1138.5	59.5	92.0	7.7	252.1	1.2	0.0	4.9	0.1	1.4	3.3	0.1	17.8	4.1	34.3	8.3	24.7	28.0	4.9	10567.7	51.5	82.7	268.7
Tey21-22_Zrn-82	1138.7	277.0	108.2	2.7	996.2	3.1	0.0	4.4	0.1	1.1	3.0	0.3	20.7	7.2	89.0	34.1	158.6	274.3	54.2	9628.7	19.2	41.1	93.6
Tey21-22_Zrn-21	1143.0	1366.9	117.2	235.2	1997.8	3.3	11.5	42.7	4.9	30.1	21.1	0.7	76.0	20.5	216.7	70.4	299.4	452.3	81.5	11124.9	104.5	289.9	358.9
Tey21-22_Zrn-08	1150.3	65.5	72.4	8.8	1485.3	3.8	15.1	55.1	7.7	42.5	15.0	0.8	43.3	12.3	137.1	51.1	231.8	375.3	71.5	10600.1	55.7	94.3	251.2
Tey21-22_Zrn-89	1161.7	11.4	83.5	4.6	1149.3	2.6	0.0	5.6	0.2	3.5	6.6	0.5	33.4	10.0	113.7	39.4	173.9	272.5	50.9	10007.5	26.0	69.8	119.2
Tey21-22_Zrn-17	1162.8	76.1	113.5	9.2	2312.1	3.6	0.0	5.6	0.2	3.0	8.0	0.6	49.3	16.7	204.7	77.3	360.5	547.0	110.2	10306.9	43.5	122.1	190.9
Tey21-22_Zrn-24	1163.0	1437.4	124.6	7.5	1400.5	1.7	0.0	5.4	0.2	5.0	9.8	0.5	44.7	13.2	147.3	48.6	210.0	338.8	63.2	11382.7	41.9	107.1	172.2
Tey21-22_Zrn-88	1171.5	385.1	111.0	1.8	1311.9	1.4	0.1	5.5	0.7	10.7	14.0	0.8	52.4	14.2	145.2	45.3	187.7	279.8	52.5	9710.4	26.1	107.1	101.8
Tey21-22_Zrn-93	1173.5	240.1	114.5	2.3	1360.9	1.6	0.0	3.6	0.2	2.8	6.4	0.4	34.3	11.0	131.0	46.1	205.4	336.0	63.6	10394.0	31.2	60.2	133.9
Tey21-22_Zrn-94	1180.4	40.4	101.1	8.2	1093.3	1.4	0.1	2.6	0.1	1.3	4.1	0.1	26.0	8.9	103.1	35.6	165.9	280.1	54.2	11035.6	21.2	50.9	93.0
Tey21-22_Zrn-51	1181.6	224.5	87.4	5.6	603.4	1.5	0.0	4.1	0.1	1.4	3.2	0.3	15.3	4.6	55.8	19.6	93.9	162.7	31.9	10316.2	12.2	33.7	52.0
Tey21-22_Zrn-46	1182.6	5370.2	76.2	4.2	937.0	1.4	0.0	4.3	0.1	1.3	3.2	0.3	20.2	6.9	86.3	30.2	142.4	235.5	45.3	10493.3	38.6	61.9	174.8
Tey21-22_Zrn-05	1183.5	24.8	95.9	1.8	775.1	2.0	0.1	3.6	0.1	1.6	3.4	0.2	18.5	6.3	73.3	25.9	117.2	194.0	37.5	10755.7	27.0	46.1	118.9
Tey21-22_Zrn-43	1184.4	-1232.5	83.2	3.0	1031.6	2.0	0.0	6.8	0.2	2.0	5.2	0.3	25.5	8.0	100.2	35.2	157.0	257.7	48.5	10649.8	48.3	84.3	189.0
Tey21-22_Zrn-29	1185.8	976.4	85.1	6.1	522.6	2.5	0.0	7.2	0.1	1.8	3.5	0.4	17.0	5.1	53.7	18.1	83.4	124.0	24.0	10725.7	38.4	87.6	211.7
Tey21-22_Zrn-84	1186.9	-175.7	76.2	1.6	1861.9	5.7	0.0	10.0	0.2	4.5	8.7	0.5	50.3	15.2	181.1	64.1	283.7	454.3	85.5	10915.6	32.3	62.8	142.9
Tey21-22_Zrn-15	1191.0	-24.5	102.1	15.0	472.7	2.0	0.0	2.7	0.0	0.4	1.1	0.2	8.1	3.1	40.7	15.4	75.3	139.4	29.5	11111.9	16.5	13.3	70.1
Tey21-22_Zrn-47	1210.4	-1254.8	143.8	7.2	669.3	1.1	0.0	3.3	0.1	1.5	4.2	0.2	23.3	7.1	73.1	21.9	94.2	136.0	25.6	12563.7	101.5	80.7	558.8
Tey21-22_Zrn-25	1211.6	338.5	62.3	8.8	825.6	5.1	0.0	7.1	0.0	0.4	1.5	0.2	11.6	5.1	65.5	26.7	138.7	279.6	60.7	13510.5	122.3	40.4	555.8
Tey21-22_Zrn-86	1211.7	208.8	73.3	8.1	668.6	2.4	0.0	5.1	0.1	1.2	2.4	0.2	14.5	5.0	61.8	22.0	104.8	178.9	35.8	10524.6	20.9	26.8	90.2
Tey21-22_Zrn-03	1216.3	-29.2	103.9	6.5	1161.3	2.1	0.4	4.3	0.3	5.2	7.9	1.0	35.0	10.4	117.9	39.8	172.7	269.0	52.4	9824.8	19.1	34.8	78.1
Tey21-22_Zrn-07	1216.4	71.7	102.7	4.8	1476.6	4.1	0.0	6.9	0.2	4.7	8.5	0.6	44.0	13.7	147.0	51.2	222.0	343.6	67.4	13186.9	20.0	58.8	71.6
Tey21-22_Zrn-45	1220.6	4511.8	79.0	10.2	1519.9	5.8	0.0	33.6	0.1	2.8	6.4	2.2	33.6	11.8	142.4	51.5	240.1	413.1	80.5	8151.2	20.5	52.4	95.7
Tey21-22_Zrn-57	1232.5	242.3	66.1	10.9	667.2	2.3	0.0	4.3	0.1	1.3	2.9	0.3	15.1	5.0	59.9	22.5	102.6	179.2	34.4	10047.0	20.0	31.0	89.0
Tey21-22_Zrn-01	1235.0	45.4	161.1	8.9	1688.1	2.0	0.3	4.2	0.4	5.1	9.8	0.7	45.6	14.2	165.8	57.4	250.9	411.7	80.7	10299.6	42.1	107.5	185.9
Tey21-22_Zrn-11	1237.0	22.3	105.7	12.9	511.7	1.3	0.0	2.3	0.1	1.2	2.4	0.4	13.3	4.2	51.4	17.7	79.4	124.0	25.7	7326.0	14.9	18.7	70.7

Tey21-22_Zrn-91	1237.9	59.3	143.7	10.1	1412.2	1.2	0.0	3.2	0.4	6.5	9.7	1.5	47.9	13.8	147.6	49.4	209.9	320.2	61.3	9913.0	16.4	39.2	58.9
Tey21-22_Zrn-67	1242.0	343.8	90.8	9.8	792.7	1.3	0.0	5.2	0.1	0.9	2.5	0.2	15.1	5.3	68.9	25.6	124.3	217.7	43.3	10042.8	29.9	43.8	108.8
Tey21-22_Zrn-02	1262.1	188.3	202.9	5.9	1740.8	3.8	18.1	68.4	9.6	44.9	18.5	1.0	46.1	13.6	162.0	60.4	284.1	496.6	101.1	9390.6	75.9	167.5	298.9
Tey21-22_Zrn-20	1266.3	42.5	157.8	13.0	1134.6	2.1	0.0	5.3	0.1	2.0	5.1	0.2	24.8	8.2	103.2	36.0	173.6	308.4	63.0	10695.0	82.6	132.2	325.7
Tey21-22_Zrn-49	1499.8	368.3	103.3	25.5	770.4	5.4	0.0	47.3	0.0	0.8	2.6	0.4	13.2	4.8	63.7	24.8	130.5	286.8	62.5	10960.9	134.0	406.5	336.5

ANEXO 4: Mapa con localización de puntos levantados para el área de Caopas-Rodeo



ANEXO 5: Mapa con localización de puntos levantados para el área de la parte noroeste del Pico de Teyra

