



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE INGENIERÍA

*Análisis estructural de la margen oriental del
anticlinorio de Huayacocotla, sobre la sección
Tlacolula-La Morita, Hidalgo*

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniero Geólogo

P R E S E N T A

Adrián Rivera González

DIRECTORA DE TESIS

Dra. Elisa Fitz Díaz





Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Contenido

Agradecimientos

Resumen

Abstract

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Ubicación.....	3
1.2. Problemática.....	3
1.3. Hipótesis.....	5
1.4. Objetivos y Metas.....	5
1.5. Metodología	6
2. MARCO TEÓRICO.....	8
2.1. Rifting.....	8
2.1.1. Evolución	9
2.2. Subducción	10
2.2.1. Configuración general	10
2.3. Orógenos.....	12
2.3.1. Tipo Alpino.	13
2.3.2. Tipo Cordillerano	13
2.4. Cinturones de pliegues y cabalgaduras.....	13
2.4.1. Acortamiento dominado por fallas	14
2.4.2. Pliegues asociados con fallas.....	17
2.4.3. Pliegues no asociados con fallas	19
2.4.4. Anticlinorio	21
3. MARCO GEOLÓGICO.....	23
3.1. Estratigrafía general en el Norte de Hidalgo	24
3.1.1. Rocas basamento	24
3.1.2. Secuencias Paleozoicas	27
3.1.3. Unidades Jurásicas	29
3.1.4. Unidades Cretácicas	31

3.2.	Estructuras Regionales.....	32
3.2.1.	Anticlinorio de Huayacocotla	32
3.2.2.	Falla Pochutla	32
4.	RESULTADOS: GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	34
4.1.	Gneis Huiznopala.....	37
4.2.	Formación Tuzancoa	39
4.2.1.	Facies, turbiditas volcanoclásticas y basáltico-andesítica (Localidades 2 y 3)	39
4.2.2.	Facies flujos de detritos (Localidad 4)	41
4.2.3.	Facies turbiditas silisiclásticas (Localidad 5).....	43
4.2.4.	Conglomerados (Localidad 6).....	46
4.3.	Formación Huayacocotla.....	48
4.4.	Formación Tamán/ Pimienta.....	51
4.5.	Formación Tamaulipas Inferior	52
4.6.	Formación Tamaulipas Superior	55
4.7.	Formación Agua Nueva	58
4.8.	Formación San Felipe/ Formación Méndez	60
4.9.	Falla Pochutla	63
5.	DISCUSIÓN, INTERPRETACIÓN CINEMÁTICA DE LAS ESTRUCTURAS Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL ÁREA.	64
5.1.	Análisis cinemático de fallas.....	64
5.2.	Resultados del análisis gráfico para sistemas de esfuerzos.....	67
5.3.	Evolución	70
	Conclusiones	75
	Anexo 1. Mapas temáticos.....	77
	Anexo 2. Petrografía.....	78
	Anexo 3. Ecuación de Both.....	91
	Bibliografía y Referencias.....	92

Listado de Figuras

Capítulo 1

FIGURA 1 IMAGEN SATELITAL DE MÉXICO QUE MUESTRA LA DISTRIBUCIÓN DEL CINTURÓN DE PLIEGUES Y CABALGADURAS MEXICANO (CPCM) Y LA SIERRA MADRE ORIENTAL, ASÍ COMO LA UBICACIÓN DE LA ZONA ESTUDIADA (MODIFICADO FITZ-DÍAZ ET AL., 2017).	2
FIGURA 2. MAPA DE SOMBRAS EN EL QUE SE OBSERVA EL ACCIDENTADO RELIEVE DE LA ZONA.....	4

Capítulo 2

FIGURA 3. DIFERENCIA ESQUEMÁTICA DE LA FORMACIÓN DE UN RIFT.....	8
FIGURA 4. MODELO DEL DESARROLLO DE UNA CUENCA DE RIFT	9
FIGURA 5. ESQUEMA GENERAL DE UN MODELO DE SUBDUCCIÓN, DONDE SE REFLEJAN LAS PRINCIPALES DIFERENCIAS ENTRE UN ARCO CONTINENTAL Y UN ARCO DE ISLAS.....	10
FIGURA 6. ORÓGENO TIPO CORDILLERANO Y ORÓGENO DE TIPO ALPINO.....	12
FIGURA 7. MODELOS GEOMÉTRICOS PARA EL ACOMODO ACORTAMIENTO HORIZONTAL POR FALLAMINETO	15
FIGURA 8. EJEMPLOS DE INVERSIÓN DE CUENCA.....	16
FIGURA 9. MODELOS QUE REPRESENTAN LA GENERACIÓN DE UNA ZONA DE CIZALLA TRIPLE.....	17
FIGURA 10. MODELO DE EVOLUCIÓN DE UN PLIEGUE POR DOBLES DE FALLA Y DE UN PLIEGUE POR PROPAGACIÓN DE FALLA	18
FIGURA 11. ZONA DE DESPEGUE BASAL.....	19
FIGURA 12. GEOMETRÍA GENERAL DE LOS PLIEGUES TIPO CHEVRON.....	21
FIGURA 13. GEOMETRÍA CONCEPTUAL DE UN ANTICLINORIO	22

Capítulo 3

FIGURA 14. MAPA REGIONAL QUE MUESTRA LA DISTRIBUCIÓN DE UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS UBICADAS ALREDEDOR DEL ÁREA ESTUDIADA.	23
FIGURA 15. MAPA QUE MUESTRA LA DISTRIBUCIÓN DE LAS ROCAS BASAMENTO SOBRE LA PORCIÓN NORTE DE HIDALGO Y FOTOGRAFÍAS DE PARAGNEIS Y GNEIS GRANÍTICO	25
FIGURA 16. TABLA COMPARATIVA DE LA ESTRATIGRAFÍA GENERAL DEL NORTE DE HIDALGO, SINTETIZADA DE LOS TRABAJOS YA EXISTENTES DEL NORTE DE HIDALGO.....	26
FIGURA 17. FOTOGRAFÍA PANORÁMICA QUE MUESTRA LAS UNIDADES PRINCIPALES EN EXPOSICIÓN A PARTIR DE LA EDAD DE DEPÓSITO Y FOTOGRAFÍAS CORRESPONDIENTES A LAS DIFERENTES FACIES DEL PÉRMICO.....	28
FIGURA 18. FOTOGRAFÍA DE ACTIVIDAD ORGÁNICA, PERTENECIENTES A LA FORMACIÓN HUAYACOCOTLA, CERCA DEL POBLADO DE TIANGUISTENGO.....	30
FIGURA 19. LINEAMIENTO DE LA FALLA POCHUTLA DE MANERA PANORÁMICA, DONDE SE OBSERVA LA DIVISIÓN DEL CRETÁCICO Y EL PALEOZOICO	33

Capítulo 4

FIGURA 20. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA GENERAL DEL ÁREA TLACOLULA-LA MORITA, EN LA CUAL SE MUESTRAN LAS PRINCIPALES UNIDADES QUE AFLORAN EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	35
FIGURA 21. MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO Y SECCIÓN GEOLÓGICA A-A'.	36
FIGURA 22. ROSETA ASOCIADA A LAS FRACTURAS EN LAS ROCAS PRECÁMBRICAS CON ORIENTACIÓN NNE-SSW Y NNW-SSE ...	37
FIGURA 23 AFLORAMIENTO DEL ORTOGNEIS HUIZNOPALA, SOBRE EL RÍO TLACOLULA	38
FIGURA 24 GRANO DE CUARZO CON DISLOCACIÓN Y GRANO DE CUARZO CON DEFORMATION LAMELLAE.....	38

FIGURA 25. SECCIÓN ESQUEMÁTICA C-C', SOBRE LOS CORTES CARRETEROS CON DIRECCIÓN A OTLAMALACATLA Y FOTOGRAFÍAS DE ZONA DE MOLIENDA, PERDIDA DE COHERENCIA DE CAPAS Y PLIEGUES SINSEDIMENTARIOS EN CAPAS DE ARENISCA Y FLUJOS DE LAVA INTERCALADA	39
FIGURA 26. A) TRAZAS CICLOGRÁFICAS DE LOS DATOS S_0 Y ANÁLISIS DE LOS DATOS,	40
FIGURA 27. MATRIZ DE ANDESITA BASÁLTICA Y GRANO DE CUARZO ALTAMENTE FRACTURADO DE LAS ARENISCAS VOLCANICLÁSTICAS.....	41
FIGURA 28. DIAGRAMA DE POLOS A S_0 DE CAPAS DE CALIZA DE LA FORMACIÓN TUZANCOA Y DATOS S_1 MOSTRANDO LA DIRECCIÓN DE LA FOLIACIÓN.....	42
FIGURA 29. ROSETA QUE MUESTRA LA ESTADÍSTICA DE LAS FALLAS NORMALES, AFECTANDO A CAPAS DE LOS FLUJOS DE DETRITOS, CERCANOS AL POBLADO DEL HORMIGUERO.	42
FIGURA 30. FRAGMENTO FÓSIL DEFORMADO CON FRACTURAMIENTO A SU INTERIOR Y MATRIZ MICRITICA CON ALTO DESARROLLO DE CLIVAJE.....	43
FIGURA 31. SUCESIÓN DE CAPAS DE ARENISCA Y LUTITA; PRESENTAN SECUENCIAS TIPO BOUMA Y EN CAPAS MÁS GRUESAS SE GENERAN PLIEGUES CERRADOS Y EN OCASIONES DE TIPO CHEVRON.	44
FIGURA 32. BLOQUES IMBRICADOS, ZONA DOMINADA POR CAPAS DE LUTITA CON UN CLIVAJE MUY PENETRATIVO Y DEFORMACIÓN SINSEDIMENTARIA PRESENTES EN LAS CAPAS MÁS DELGADAS.	45
FIGURA 33. TRAZAS CICLOGRÁFICAS DE LOS DATOS S_0 PARA LA FACIES DE TURBIDITAS SILICLÁSTICAS; ANÁLISIS DE LOS DATOS, ESTABLECIENDO LOS CÍRCULOS MAYORES QUE DEFINEN LA GEOMETRÍA DE LOS PLIEGUES, ESTIMACIONES GEOMÉTRICAS DE LOS PLIEGUES Y MODELO GEOMÉTRICO IDEALIZADO.	46
FIGURA 34. TRAZAS CICLOGRÁFICAS DE LOS DATOS DE S_0 DE LA FACIES DE CONGLOMERADOS.....	47
FIGURA 35. FOTO DEL AFLORAMIENTO DEL LIMITE ENTRE LA FACIES SILICLÁSTICA Y LOS CONGLOMERADOS Y PATRON DE FRACTURAS	47
FIGURA 36. SECCIÓN B-B', MUESTRA LAS ESTRUCTURAS PRESENTES EN LA SUCESIÓN PALEOZOICA EN LAS INMEDIACIONES DEL POBLADO CHAPULA, LA DEFORMACIÓN DE LAS CAPAS PALEOZOICAS SE PRESENTA DE MANERA ESQUEMÁTICA EN ESTA SECCIÓN, LA CUAL TIENE UNA EXTENSIÓN DE AL MENOS 4 KM.	48
FIGURA 37 ROSETA DE LAS FRACTURAS DE LA FORMACIÓN HUAYACOCOTLA.....	49
FIGURA 38. AFLORAMIENTO DE ARENISCAS-CUARCÍTICAS, CERCA DEL POBLADO DE TIANGUISTENGO.....	50
FIGURA 39. MATRIZ DE CONGLOMERADO	50
FIGURA 40. FOTOGRAFÍA DE LAS ROCAS CARBONATADAS DE LA FORMACIÓN TAMÁN- PIMIENTA CON UN ARREGLO DESORDENADO DONDE LOS PLIEGUES MUESTRAN UN ALTO GRADO DE DISTORSIÓN.	51
FIGURA 41. CALCIESFERA ELONGADA LATERALMENTE, EN SU PARTE SUPERIOR ES DESTRUIDA POR DISOLUCIÓN.	52
FIGURA 42. AFLORAMIENTO DE LA FORMACIÓN TAMAULIPAS INFERIOR, SOBRE EL RÍO TLACOLULA, ESTILOLITAS PARALELAS A LA ESTRATIFICACIÓN Y FRAGMENTOS FÓSILES VISIBLES MACROSCÓPICAMENTE.....	53
FIGURA 43. TRAZAS CICLOGRÁFICAS DE LOS DATOS S_0 , PARA LA FM. TAMAULIPAS INFERIOR., ANÁLISIS DE LOS DATOS, ESTABLECIENDO LOS CÍRCULOS MAYORES QUE DEFINEN LA GEOMETRÍA DE LOS PLIEGUES, PARÁMETROS ESTRUCTURALES DEFINIDOS A PARTIR DE ESTOS DATOS Y MODELO GEOMÉTRICO IDEALIZADO PARA LA GEOMETRÍA PROMEDIO DE LOS PLIEGUES.	54
FIGURA 44. PLANO DE CLIVAJE MUY BIEN DESARROLLADO Y ARENISCA CALCÁREA EN DONDE ES VISIBLE ORIENTACIÓN DE GRANO. 54	54
FIGURA 45. DEFORMACIÓN EN LAS CAPAS DE LA FORMACIÓN TAMAULIPAS SUPERIOR.	56
FIGURA 46. TRAZAS CICLOGRÁFICAS DE LOS DATOS S_0 , PARA LA FM. TAMAULIPAS SUPERIOR, ANÁLISIS DE LOS DATOS ESTABLECIENDO LOS CÍRCULOS MAYORES QUE DEFINEN LA GEOMETRÍA DE LOS PLIEGUES, DATOS OBTENIDOS Y MODELO GEOMÉTRICO IDEALIZADO DE LA GEOMETRÍA DE LOS PLIEGUES.	57
FIGURA 47. DESARROLLO DE CLIVAJE EN FORMAS ONDULANTES Y TRENZADAS.....	57
FIGURA 48. FORMACIÓN AGUA NUEVA	58
FIGURA 49. TRAZAS CICLOGRÁFICAS DE LOS DATOS S_0 , PARA LA FM. AGUA NUEVA, ANÁLISIS DE LOS DATOS ESTABLECIENDO LOS CÍRCULOS MAYORES QUE DEFINEN LA GEOMETRÍA DE LOS PLIEGUES, DATOS OBTENIDOS Y MODELO GEOMÉTRICO IDEALIZADO DE LA GEOMETRÍA DE LOS PLIEGUES.	59

FIGURA 50. TRAZAS CICLOGRÁFICAS DE LOS DATOS S_0 , PARA LA FM SAN FELIPE, ANÁLISIS DE LOS DATOS, ESTABLECIENDO LOS CÍRCULOS MAYORES QUE DEFINEN LA GEOMETRÍA DE LOS PLIEGUES, DATOS OBTENIDOS Y MODELO GEOMÉTRICO IDEALIZADO.	61
FIGURA 51. AFLORAMIENTO DE LA FORMACIÓN SAN FELIPE	61
FIGURA 52. ROCA POCO DEFORMADA Y CLIVAJE INCIPIENTE (FM. AGUA NUEVA)	62
FIGURA 53. AFLORAMIENTO DE LA FORMACIÓN MÉNDEZ Y ESTEREOGRAMA DE LOS DATOS S_1	62
FIGURA 54. CONTACTO ENTRE LAS CAPAS DE TURBIDITAS VOLCANICLÁSTICAS, DE LA FORMACIÓN TUZANCOA Y LAS CALIZAS DE LA FORMACIÓN TAMAULIPAS INFERIOR, DONDE NO SE GENERA UNA ZONA DE FALLA A PESAR DE LAS CONTRASTANTES EDADES DE LAS FORMACIONES AFECTADAS.	63

Capítulo 5

FIGURA 55. EJEMPLO DE FIBRAS DE CALCITA SOBRE UN PLANO DE FALLA EN LUTITAS CALCÁREAS DE LA FM. MÉNDEZ, CERCA DEL POBLADO DE SAN MIGUEL, HIDALGO.....	65
FIGURA 56. MÉTODO GRÁFICO PARA ESTIMAR LAS DIRECCIONES PRINCIPALES DE ESFUERZOS EXTENSIVOS Y COMPRESIVOS.....	66
FIGURA 57. TRAZAS CICLOGRÁFICAS DE LOS PLANOS DE FALLA UTILIZADOS EN EL ANÁLISIS CINEMÁTICO.	68
FIGURA 58. DIAGRAMAS BEACHBALL, QUE MUESTRAN LA CINEMÁTICA PREFERENTE A PARTIR DE LOS DATOS DE FALLAS.	69
FIGURA 59. DIAGRAMAS QUE MUESTRAN LAS DIRECCIONES DE COMPRESIÓN MÁXIMA.	69
FIGURA 60. MODELO EVOLUTIVO, PARA LA ZONA ORIENTE DEL LEVANTAMINETO DE HUAYACOCOTLA	73
FIGURA 61. RELACIÓN ENTRE LOS ESTILOS DE DEFORMACIÓN A TRAVÉS DE LA SECCIÓN A-A'	74

Anexo1

FIGURA 62. MAPA DE PENDIENTES Y MAPA DE ENERGÍA DEL RELIEVE, ESCALA 1:50, 000.....	77
---	----

Anexo 2

FIGURA 63. ORTOGNEIS GRANÍTICO, COLECTADA SOBRE EL RÍO TLACOLULA.....	79
FIGURA 64. ÁNDESITA PORFÍDICA, COLECTADA SOBRE LA CARRETERA LA MORITA-OTLAMALACATLA	80
FIGURA 65. CALIZA TIPO RUDSTONE, COLECTADA CERCA DEL POBLADO DE CHAPULA.....	81
FIGURA 66. CUARZO ARENITA, COLECTADA CERCA DEL POBLADO EL HORMIGUERO	82
FIGURA 67. CONGLOMERADO LÍTICO, COLECTADO CERCA DEL POBLADO EL HORMIGUERO	83
FIGURA 68. CONGLOMERADO LÍTICO, COLECTADO CERCA DEL POBLADO DE TONCHINTLAN.....	85
FIGURA 69. RUDSTONE DE RUDISTAS, COLECTADO SOBRE EL RÍO TLACOLULA, CERCA DEL POBLADO DE OTLAMALACATLA.	86
FIGURA 70. CALIZA MUDSTONE-WACKSTONE, COLECTADA CERCA DEL POBLADO DE OTLAMALACATLA.	87
FIGURA 71. ARENISCA LÍTICA, COLECTADA SOBRE EL RÍO TLACOLULA, CERCA DEL POBLADO CON EL MISMO NOMBRE	88
FIGURA 72. CALIZA WACKSTONE CON CALCIESFERAS, COLECTADA SOBRE EL RÍO TLACOLULA, CERCA DEL POBLADO CON EL MISMO NOMBRE.	89
FIGURA 73. CALIZA FLOATSTONE, CERCA DEL POBLADO DE LOS LINDEROS.....	90
FIGURA 74. CALIZA FLOATSTONE, CERCA DEL POBLADO DE LOS LINDEROS.....	91

Agradecimientos

Este trabajo va con muchísimo amor y cariño a mis señores padres; mamá, gracias por tu tiempo, gracias por todos esos regaños y por todo tu amor incondicional; papá, gracias por ayudarme a formar carácter y por enseñarme que las cosas buenas en la vida implican esfuerzo y mucha dedicación. Estoy eternamente agradecido con ambos por guiarme y construirme como persona. Sepan que este logro también es de ustedes ¡Los amo!

A mis hermanos, Sebas, Pepe y Angelín, gracias por toda la ayuda y risas compartidas, que quede como prueba este texto de que somos capaces de hacer cosas increíbles, los quiero.

A toda mi familia, por las palabras de ánimo, por esas increíbles platicas, por todos los buenos y malos consejos. ¡Gracias por creer!

Elisa, muchísimas gracias por todo el tiempo dedicado, por no desesperarte en ningún momento a pesar de todo y por apoyarme de todas las maneras posibles para que pudiera seguir adelante. Especialmente, te doy las gracias por todos los consejos fuera de tu papel de asesora, en verdad valoro y aprecio cada uno de ellos.

A mi amigo Rogelio Hernández, por toda la ayuda en los trabajos de campo a tu muy particular estilo, a ti te debo una muy buena parte de este trabajo, gracias por todos los buenos ratos dentro y fuera de la Universidad.

A Rodrigo, Marisa y Daniel, en verdad fue todo un privilegio compartir experiencias, charlas y conocimientos. ¡Gracias por su ayuda y por no dejarme a la intemperie, los admiro mucho!

Agradezco al Instituto de Geología por permitirme ser parte durante este largo año lleno de actividades y aventuras.

Al Dr. Timothy Lawton, por haber compartido su conocimiento y tiempo en mi área de trabajo.

Al Dr. Fernando Núñez, gracias por toda la ayuda brindada en la inspección petrológica, análisis de fósiles y entendimiento de los mismos.

A todos mis amigos del grupo de Geología Estructural (ago-dic/2017), les agradezco muchísimo por sus aportaciones y observaciones a mi trabajo, la pasé increíble.

Al Ing. Miguel Rodríguez, gracias por todos los apoyos brindados, tanto moral como económico, estoy en deuda.

A toda la gente de Pemex que se interesó y contribuyó con sugerencias, comentarios y consejos. Especialmente al Ing. Miguel Juárez, gracias por toda su ayuda en la última etapa de este texto.

A mis amigos de la carrera: Arnold, Miguelito, Rodrigo, Hugo, Martín, Laura, Fany y a todos los que me falten, les debo las mejores vivencias de la Universidad y las mejores fiestas de mi vida ¡animo muchachos, ya casi!

A mis amigos de toda la vida, Juanito, Oscarín y Aldo, a ustedes debo mucho de lo que soy como persona, gracias por estar ahí.

Finalmente, le agradezco infinitamente a todos aquellos que estuvieron conmigo durante todo este largo y arduo camino, pero que no pudieron llegar a esta parte. Los guardo con mucho cariño en mi corazón.

¡Gracias totales a todos!

Resumen

El “anticlinorio de Huayacocotla” (aH) es una importante estructura tectónica del oriente de México, que forma parte del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM), con una longitud de 55 km largo por 25 km de ancho (aprox); ha sido descrita como un pliegue de primer orden que involucra a rocas del Paleozoico, Jurásico y Cretácico, mismas que forman la cubierta sedimentaria del centro-oriente de México. Sin embargo, un estudio estructural detallado, indica que esta estructura no es tan simple.

En el área comprendida entre La Morita-Tlacolula, Hidalgo, aflora la margen oriental del **aH**, en donde se expone un sistema de fallas subvertical con orientación N-S, la cual pone en contacto localmente a rocas volcánicas del Paleozoico al occidente; y a calizas cretácicas y el basamento cristalino al oriente. En el bloque oriente aflora una sucesión de rocas carbonatadas del Jurásico Tardío al Cretácico Tardío, las cuales fueron plegadas sobre una zona de despegue basal localizada en el contacto con el gneis grenviliano. Por otro lado, en el bloque occidental aflora la Fm. Tuzancoa, cubierta discordantemente por lechos rojos del Jurásico Medio de la Formación Huayacocotla, sobre las cuales se localiza una zona de despegue que las separa de las sucesiones carbonatadas del Jurásico Tardío-Cretácico. Esta discrepancia en la estratigrafía alrededor de la falla implica que esta estructura controló la distribución de los lechos rojos del Jurásico Medio, y por lo tanto pudo ser originalmente una falla normal, la cual invirtió su cinemática levantando a las rocas paleozoicas y poniéndolas al mismo nivel que las calizas cretácicas. Las observaciones y datos estructurales de fallas y pliegues colectados en el área sugieren que el **aH** no es tal, sino que más bien parece ser el resultado de al menos tres episodios de deformación sobre puestos, incluidos: 1), una fase de extensión con dirección E-W en el Jurásico Medio la cual originó a la Falla Pochutla; 2), compresión NE-SW, la cual generó a las estructuras de “piel delgada”, con una zona de despegue localizada en calizas carbonosas del Jurásico tardío; y 3), la inversión de la Falla Pochutla.

Abstract

The “anticlinorio de Huayacocotla” (aH) is an important tectonic structure of the East of Mexico, which is part of The Mexican Folds and Thrust Belt (MFTB), with a length of 55 kilometers and 25 kilometers in long; It have been described as a first order fold, involving Paleozoic, Jurassic and Cretaceous rocks. Which form the sedimentary cover of central-eastern Mexico. However, a detailed structural study indicates that this structure is not so simple.

*In the area between “La Morita-Tlacolula”, Hidalgo, outcrop the eastern margin of the **aH**, where a subvertical fault system with N-S orientation is exposed; these faults put volcanoclastic rocks from the Paleozoic region in the west; and Cretaceous limestones and the crystalline basement to the east. In the eastern block a succession of carbonate rocks from the Late Jurassic to the Late Cretaceous arose, which were folded over a detachment zone located in the contact with the Grenvillian gneiss. On the other hand, in the western block, the Fm. Tuzancoa is covered discordantly by red beds of the Middle Jurassic of the Fm. “Huayacocotla”, on which is located an area of detachments that separates them from the Carbonated successions of the Late Jurassic-Cretaceous. That difference in the stratigraphy around the fault implies that this structure controlled the distribution of the red beds of the Middle Jurassic, even that it could originally be a normal fault, which changed its kinematics by lifting the Paleozoic rocks and putting them at the same level than the Cretaceous limestones. The observations and structural data of faults and folds collected in the area suggest that **aH** is not such, and also it seems to be the result of at least three deformation episodes, including: 1) an extension phase with direction E-W in the Middle Jurassic which originated the “Falla Pochutla”; 2), NE-SW compression, which generated the structures of thin skin, with an area of detachment located in carbonate limestones of the Late Jurassic; and 3), the investment of the “Falla Pochutla”.*

“ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LA MARGEN ORIENTAL DEL ANTICLINORIO DE HUAYACOCOTLA, SOBRE LA SECCIÓN TLACOLULA-LA MORITA, HIDALGO”

INTRODUCCIÓN

El “anticlinorio de Huayacocotla” es una importante estructura tectónica del oriente de México, la cual forma parte del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM, Figura 1). Esta estructura referida con este nombre por primera vez por Erben (1956). Dicho autor describió a este rasgo como un pliegue con rumbo NNW-SSE, los cuales se evidencian por repeticiones de las capas rojas del Jurásico Medio y Tardío y de capas carbonatadas del Jurásico Tardío y del Cretácico Temprano en ambos flancos, los cuales rodean a un núcleo constituido por rocas sedimentarias del Paleozoico (Ochoa-Camarillo, 1996; Rosales-Lagarde *et al.*, 2006). La interpretación de un anticlinorio de dimensiones regionales (~55 km largo por ~25 km de ancho) es apoyada en el primer mapa geológico que contiene a todo el “anticlinorio” (Von Kuegelgen, 1958). En mapas posteriores más detallados (P/ej., Ochoa-Camarillo, 1996) se sigue observando la distribución de rocas sedimentarias jurásicas y cretácicas con pliegues mesoscópicos alrededor de un núcleo de rocas paleozoicas. Sin embargo, en este último mapa también se aprecia que esta estructura no es tan simple como un pliegue regional con pliegues de orden inferior alrededor de su núcleo. En parte ello se debe a que se observan fallas que involucran al basamento cristalino, el cual es sobrepuesto a rocas de la cubierta sedimentaria al norte y oriente del “anticlinorio”, respectivamente. Además, estas fallas parecen controlar la distribución de las unidades sedimentarias paleozoicas y jurásicas del área, de tal manera que parecen definir límites de cuencas desde el Paleozoico y quizá hasta el Cenozoico. Todo esto en conjunto sugiere una tectónica de fallas corticales con múltiples reactivaciones, que permitieron la generación de cuencas en etapas tempranas, y la inversión de cuencas en

etapas tardía de su evolución. Por esta razón, “levantamiento de Huayacocotla” será un término más apropiado para referirse a esta estructura.



Figura 1. Imagen satelital de México que muestra la distribución del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM) y la Sierra Madre Oriental, así como la ubicación de la zona estudiada (modificado Fitz-Díaz et al., 2017).

Esta tesis se enfoca en el análisis estructural detallado y cartografía de la margen oriental del “anticlinorio o levantamiento” de Huayacocotla, en el área de La Morita-Tlacolula, Hidalgo, para lograr una mejor documentación y entendimiento de esta importante estructura del oriente de México.

Para cumplir los objetivos de esta tesis se revisó con detalle la estratigrafía del norte del Estado de Hidalgo, la cual se ha estudiado con mucho detalle en varios trabajos (P/ej., en Erben, 1925; Carrillo Bravo, 1975; Suter, 1996; Ochoa Camarillo, 1999). En general, la columna estratigráfica está bien expuesta en la abrupta topografía de la zona, e incluye desde rocas del basamento cristalino hasta rocas volcánicas del Cenozoico. Basado en observaciones de campo se sintetizaron una columna estratigráfica regional y otra local, las cuales sirvieron de base en el análisis estructural.

1.1. Ubicación

El área estudiada se localiza entre los poblados de La Morita y Tlacolula. En la región NE de Hidalgo; dentro del municipio de Tianguistengo (Figura 2). Con las siguientes coordenadas:

	UTM	GEOGRÁFICAS
LONGITUD NORTE	2, 302, 000 – 2, 296, 000	20°45´ - 20°49´
DE LONGITUD OESTE	544, 000 - 554,000	98°29´ - 98°34´

El área en cuestión se encuentra en la carta topográfica Canali-F14-D52 (INEGI, 2016) con escala 1: 50, 000. Se delimitó un polígono de 73 km², este corresponde al recuadro amarillo que se observa en la Figura 2.

Geológicamente esta región se ubica en la parte frontal del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM), y corresponde fisiográficamente con la Sierra Madre Oriental (SMO) (Figura 1). Específicamente se estudió el flanco centro-oriental del anticlinorio de Huayacocotla.

1.2. Problemática

Se ha interpretado recientemente que la estructura regional denominada anticlinorio de Huayacocotla, corresponde a un bloque que fue levantado por procesos compresionales en la última orogenia del Cretácico-Paleógeno (Fitz-Díaz *et al.*, 2017.). Lo cual indicaría que esta estructura sufrió un proceso de formación diferente a aquel que generaría un anticlinorio por acortamiento paralelo a capa de sucesiones sedimentarias.

Dos trabajos han sido fundamentales en el entendimiento del anticlinorio o levantamiento de Huayacocotla. Uno es el trabajo de Carrillo-Bravo (1965), quien mapeó y estableció la estratigrafía vigente de la porción sur del anticlinorio, y el otro es el de Ochoa-Camarillo (1997) quien hizo una cartografía y análisis estructural detallado de la porción oriental. Esta

tesis se centra en un área geográfica y geológica clave que permite considerar criterios de ambos autores, además de trabajos más recientes que afinan la estratigrafía del área, en la búsqueda de un mejor entendimiento de su evolución tectónica.

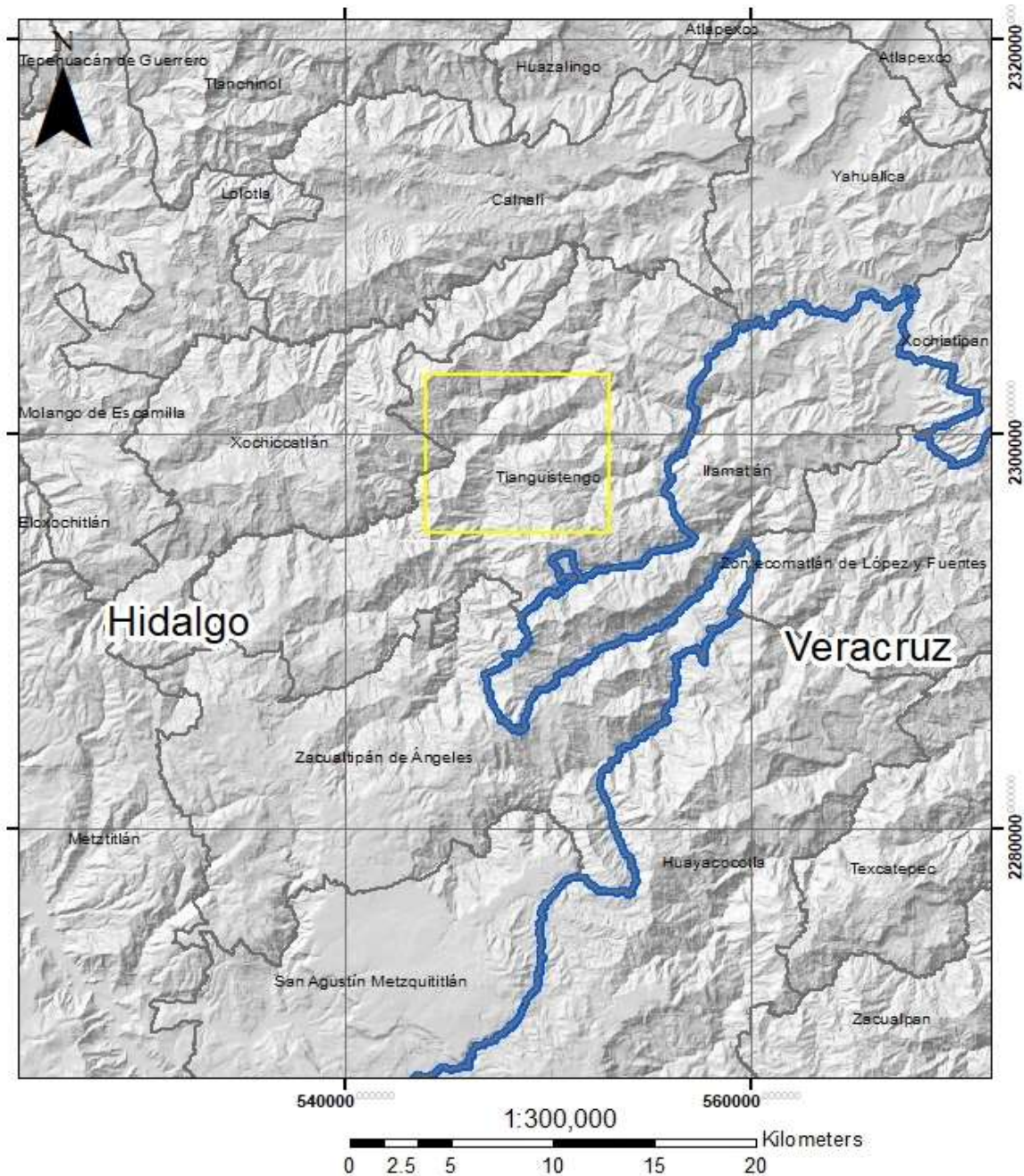


Figura 2. Mapa de sombras en el que se observa el accidentado relieve de la zona. El polígono de color amarillo corresponde al área analizada, la cual está comprendida en el municipio de Tianguistengo, Hidalgo. Las líneas en color azul corresponden a los límites entre los estados de Veracruz e Hidalgo.

1.3. Hipótesis

La presencia de una falla de “piel gruesa” en el flanco oriental del “anticlinorio” de Huayacocotla, sugiere que esta estructura podría asemejarse más a un bloque tectónicamente levantado, que sólo a un pliegue mayor con pliegues de orden menor hacia sus flancos.

La presencia de una zona de despegue basal basculada hacia el oriente, afectada por una falla de piel gruesa, hace suponer que el “anticlinorio” pudo haberse formado al menos durante dos episodios de deformación, uno de “piel delgada” y otro de “piel gruesa” en el área de estudio.

1.4. Objetivos y Metas

Objetivos

Detallar la cartografía existente, así como documentar y clasificar a las estructuras del área a escala kilométrica, mesoscópica y microscópica. Basado en esta documentación se pretende conocer la geometría, cinemática y sobreposición de las estructuras para determinar la evolución tectónica del área.

Metas

- Realizar un mapa geológico, que muestre con precisión las distintas formaciones aflorantes, así como las principales estructuras presentes en esta área.
- Sintetizar la columna estratigráfica detallada de esta área.
- Elaborar una sección a detalle, la cual muestre la geometría de las principales estructuras del área a profundidad.
- Hacer un análisis de datos estructurales (S_0 , S_1 , F, C) con ayuda de redes estereográficas, mismo que servirá para hacer interpretaciones cinemáticas de las estructuras.

- A partir de la información recopilada, crear un modelo de evolución geológica, que permita explicar consistentemente la deformación de las rocas; así como la presencia de rocas precámbricas del basamento cristalino en el área.

1.5. Metodología

Para la elaboración de este trabajo se revisó la bibliografía existente del área de Hidalgo asociada al anticlinorio de Huayacocotla. De esta revisión se pudo notar que, aunque hay muchos trabajos en el área, muchos de ellos son muy locales o abordan aspectos estratigráficos y paleontológicos muy particulares (Carrillo-Bravo, Rosales-Lagarde, Suter; por mencionar algunos). Por otro lado, algunos textos contemporáneos, abordan la estructura a una escala tan regional, que omiten detalles equilibrados entre lo regional y lo local, y vigentes son aquellos de Ochoa-Camarillo (1996) y Rosales-Lagarde (1997); cuyas ideas y terminología se retoman en este trabajo.

Basado en estas lecturas se planearon y realizaron tres campañas de campo, con la asesoría del M. en C. Rogelio Hernández Vergara y la Dr. Elisa Fitz Díaz. La primera se realizó en el mes de mayo del 2017, y durante la misma se realizó un reconocimiento general de la zona, identificando y colectando muestras de distintas formaciones del área de estudio. Así mismo se corroboró y se corrigió parcialmente la cartografía existente. La segunda jornada se realizó en el mes de septiembre del año 2017, a la cual nos acompañó el Dr. Tim Lawton, quien significativamente contribuyó con el entendimiento de las capas rojas jurásicas y paleozoicas de la zona. La tercera y última campaña se llevó en el mes de noviembre del 2017, donde fuimos acompañados por el grupo de Geología Estructural del Instituto de Geología, en esta última campaña se reafirmaron teorías con el apoyo de todo el grupo, mismo que sirvió para dar enfoques diferentes a los que se tenían.

Finalmente, en las tres campañas se revisaron y colectaron datos estructurales, muestras y fotos de los afloramientos, mismas que permitieron afinar el mapa geológico, la sección estructural y la columna estratigráfica del área de estudio.

El mapa geológico se realizó y editó en el programa Q-gis, para el cual se utilizaron mapas auxiliares temáticos de pendientes y de energía del relieve. Mientras que la columna estratigráfica y la sección geológica, fueron realizadas a través del programa *illustrator*. Para los espesores de las formaciones se echó mano de los datos obtenidos en trabajos pasados, así como de la información realizada en campo.

Para el procesamiento de datos, se utilizaron los programas *Dips*, *GeOrient* y *Orient* que sirvieron para hacer el análisis de datos estructurales; entre los cuales está el cálculo de los ángulos de las estructuras plegadas, para posteriormente caracterizar la geometría. Finalmente, se realizó el cálculo de las direcciones de acortamiento máximo en la zona, apoyado de fallas e indicadores cinemáticos.

Se hicieron análisis petrográficos de las unidades más representativas de cada unidad aflorante, con lo que se pudo describir, clasificar y correlacionar a las unidades litoestratigráficas del área, además de identificar algunos microfósiles, que permitieron confirmar las edades relativas a algunas secuencias marinas presentes.

Se redactaron 5 capítulos con un total de 74 imágenes, editadas y diseñadas en Adobe *Illustrator*, de las cuales 61 son propias de este texto.

Capítulo 2

MARCO TEÓRICO

1.6. Rifting

En el Ciclo de Wilson, el modelo de evolución de la Tectónica de Placas por excelencia, ocurre en una etapa inicial la división de una placa mayor por adelgazamiento térmico de una zona en la litósfera, el ascenso de la astenosfera y la separación de las nuevas placas se da un régimen de tectónica extensional. A esta etapa inicial se le conoce como etapa de *rifting* (Stanley, 2002). Respecto a la morfología de este escenario, Olsen (1995) lo define como una serie de cuencas limitadas por fallas normales donde el régimen principal es la extensión de corteza continental.

Existen diversos factores que dan origen a un evento de *rift*. Sin embargo, debido a su génesis se clasifican en activo y pasivo (Condie, 2011). Un *rift* activo se asocia principalmente al ascenso de material astenosférico o a una pluma mantélica. En este escenario la litosfera pierde grosor en una gran extensión y existe una alta tasa de vulcanismo, por lo cual, la presencia de rocas sedimentarias clásticas es menor, aunque significativa, debido al rápido levantamiento (Figura 3a). En cambio, en un *rift* pasivo la apertura se debe al movimiento de las placas con respecto a la base litosférica, el adelgazamiento cortical es exclusivamente en la parte profunda del *rift*, y el vulcanismo es escaso o nulo; por lo cual la sedimentación será preferentemente clástica e inmadura (Figura 3b).

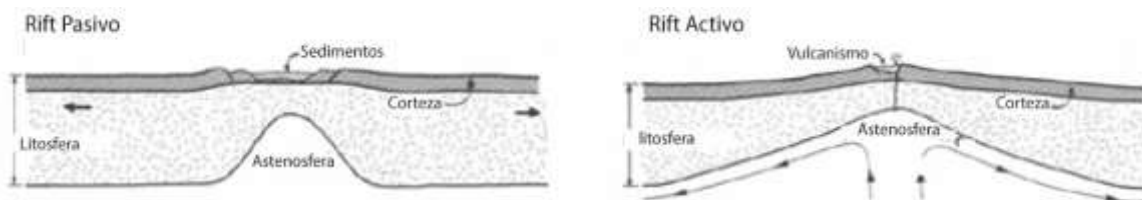


Figura 3. Diferencia esquemática de la formación de un *rift*, en la imagen de la izquierda se aprecia como el deslizamiento de la corteza genera la extensión, mientras que en la imagen de la derecha el magmatismo ascendente será el causante del dominio. Modificado de Condie (2011).

1.6.1. Evolución

El *rifting* comienza en una corteza abultada, donde se generan sistemas de fracturas, mismas que pueden llegar tan profundo, que propician la intrusión de magmas mantélicos (Figura 4a). La siguiente y principal etapa es la extensión donde la corteza es verticalmente adelgazada y lateralmente extendida. Es aquí donde las fracturas evolucionan interconectándose con otras, alcanzando más profundidad para finalmente originar movimiento y transformarse en fallas, además se puede dar el colapso de algunos bloques (Stanley, 2002). Una vez que la extensión cesa, los bloques mayores afallados tienden a caer por efectos gravitatorios, dando como resultado topografías de *horst* y *graben* (Figura 4b).

Así mismo, Fossen (2010) clasifica a los depósitos de *rift* en tres: Sucesiones de *prerift*, las cuales corresponden a capas sedimentarias depositadas antes de la extensión; las sucesiones *synrift*, son los depósitos generados durante la apertura, las fallas limitarían sus espesores, así como el cambio de facies; mientras que los depósitos *postrift*, serán aquellos depositados una vez que ceso la apertura, estará controlada la deposición por las morfologías finales (Figura 4c).

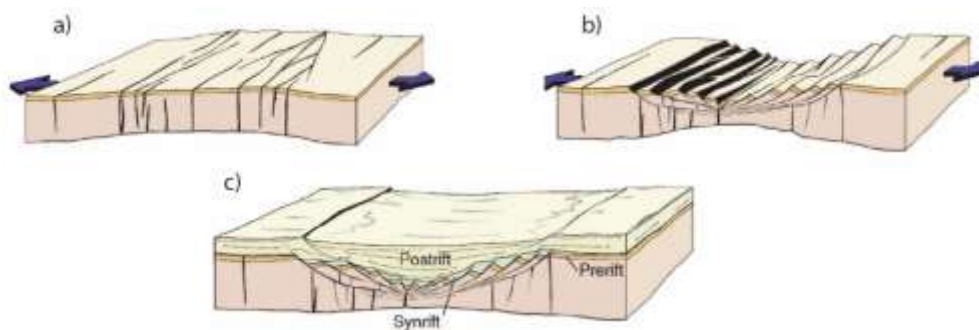


Figura 4. Modelo del desarrollo de una cuenca de *rift*. En primer lugar, se desarrolla una zona de debilidad en la corteza (a), para posteriormente generar apertura a partir de fallamiento normal (b), finalmente, la cuenca es inundada y se depositarán las secuencias sedimentarias (c). Tomado de Fossen (2010).

1.7. Subducción

Un proceso de subducción se da cuando una placa litosférica fría y densa se hunde por debajo de otra. Las zonas de subducción comúnmente generan magmatismo, cuya manifestación volcánica es distinta de acuerdo al tipo de litosfera involucrada. Se forman **arcos de Islas**, cuando la convergencia se da entre dos placas oceánicas, y **arcos volcánicos**, cuando la colisión ocurre entre una placa oceánica y una continental. Aunque el mecanismo de formación es la subducción en ambos casos, la configuración del arco cambia, así como su morfología y nomenclatura (Figura 5; Tourcotte and Schubert, 2002; Condie, 2011; Fossen, 2010).

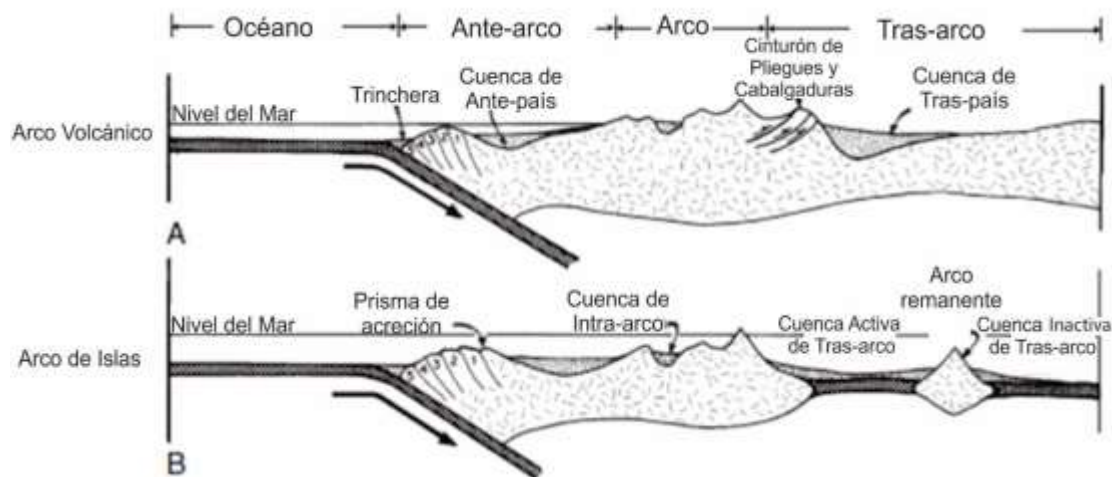


Figura 5. Esquema general de un modelo de subducción, donde se reflejan las principales diferencias entre un arco continental (superior) y un arco de islas (inferior). Así como las partes que lo componen y su ubicación. Modificado Condie 2011.

1.7.1. Configuración general

De acuerdo a los ejemplos actuales, se definen a cada una de las partes que componen a un sistema de subducción (Figura 5), donde cada una posee particularidades que permiten identificarlas en campo fácilmente. Condie (2011), detalla el esquema de la siguiente manera.

1. **Trinchera.** Es la zona superior de contacto entre las placas en una zona de subducción. Es una zona con una morfología de cañones submarinos con relieves de gran pendiente, la cual permite la acumulación de turbiditas con pocos componentes pelágicos. Sedimentos de mayor tamaño se depositarán en facies más proximales al continente.
2. **Prisma de Acreción.** Es una zona con un alto grado de deformación con metamorfismo de bajo grado, que involucra a rocas sedimentarias o volcánicas, en la parte superior del *slab*. La deformación en esta zona es tal que produce el transporte de bloques de tamaños diversos tanto alóctonos como autóctonos, dando como resultado rocas clásticas con variaciones muy marcadas en el tamaño de grano; tectónicamente mezcladas dentro de una matriz de grano fino (*melange* tectónico).
3. **Cuenca de Ante-arco.** Es una depresión que se forma detrás del prisma de acreción, su forma y extensión la modifican la evolución de la subducción. Esta cuenca contiene principalmente secuencias turbidíticas, donde la composición es hemipelágica (mezcla de sedimentos de continentales y oceánicos). Los sedimentos más viejos son de origen completamente volcánico, a pesar de que no existe magmatismo en esta zona.
4. **Arco.** Región magmática que puede ser toleítico o calco-alcalino. En la zona continental se observa un **arco volcánico subaéreo**, donde dominan las rocas andesíticas y dacíticas, e incluye flujos y rocas piroclásticas en estratovolcanes. Mientras que un **arco de islas oceánico** está constituido por grandes volúmenes de tobas vítreas, brechas y basaltos almohadillados (composiciones básicas).
5. **Cuenca de Tras-arco.** Ubicada en la parte trasera del arco, donde la sedimentación estará condicionada al tamaño de la cuenca y a su proximidad con el arco. Si se encuentra cerca del arco la sedimentación será principalmente volcanoclástica, de lo contrario la sedimentación será pelágica hemipelágica o biogénica (Klein, 1986).
6. **Arco remanente.** Porciones del arco que han sido separados por procesos de apertura en la cuenca de trasarco.
7. **Cuenca de retroarco.** Formada detrás del arco, en un arco continental, esta cuenca se caracteriza por estar rellena de sedimentos provenientes del cinturón de pliegues y cabalgaduras (**CPC**), mismos que se reciclan constantemente debido a la actividad de

este, los sedimentos varían de tamaño en relación a la cercanía con el CPC, entre más cerca estén de esta estructura mayor será el tamaño de grano.

1.8. Orógenos

Los orógenos son estructuras tectónicas alargadas, ubicadas en los márgenes de placas convergentes, los cuales acomodan acortamiento horizontal y engrosamiento vertical de la corteza continental por deformación y magmatismo, acompañados de metamorfismo. Por esta razón, son los principales generadores de los cinturones montañosos más importantes del planeta (Stanley, 2012). En la periferia de los orógenos, se desarrollan los cinturones de pliegues y cabalgaduras (CPC), los cuales son el resultado de acortamiento de rocas de la cubierta sedimentaria.

Dependiendo de si los orógenos se formaron por colisión o subducción, se describen como orógenos tipo **alpinos** o tipo **cordillerano** (Figura 6; van der Pluijm, 2010; Fossen 2010).

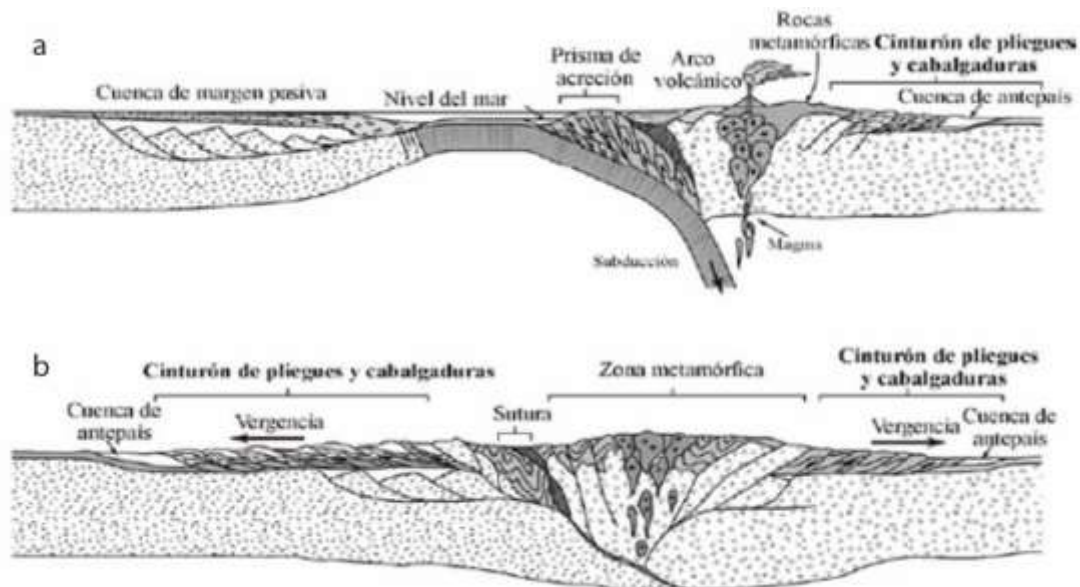


Figura 6. En un orógeno tipo cordillerano la deformación y vulcanismo son procesos dominantes, mismos que tienen sus expresiones principalmente en la cubierta sedimentaria (a). Mientras que un orógeno de tipo alpino o de "piel gruesa" (b), la deformación, metamorfismo y plutonismo, afectan a rocas del basamento, además de la cubierta superior. Tomado de Pluijm y Marshak, 2004.

1.8.1. Tipo Alpino.

Consiste en la subducción continua de una placa oceánica hasta llegar a la colisión entre placas continentales de mayor espesor (completando el ciclo de Wilson). En este proceso la corteza duplica su espesor por deformación y metamorfismo, los cuales involucran desde la cubierta sedimentaria hasta las raíces de la corteza. Se generan CPC con vergencias divergentes en la periferia del orógeno, en ambas placas involucradas (Figura 6b). Se pueden generar además el levantamiento de bloques y napas tectónicas (van der Pluijm, 2010; Fossen 2010).

El ejemplo clásico, es el sistema montañoso de los Alpes (donde radica el nombre), en la que se da la colisión entre dos placas continentales (Africana y Europea).

1.8.2. Tipo Cordillerano

Por otro parte, cuando la corteza oceánica es de gran amplitud, conlleva un proceso de subducción más tardía, en este largo periodo de consumo se pueden dar múltiples colisiones de arcos de islas, *plateaus* oceánicos o micro-continentes. Se caracterizan por la alta generación de rocas ígneas y deformación en las zonas aledañas a la trinchera (van der Pluijm, 2010).

El orógeno cordillerano en la parte Oeste de América es un *collage* de terrenos exóticos y plutones, mientras que, hacia el oriente, en el antepaís consiste de dos importantes cinturones de pliegues y cabalgaduras que involucran a la cubierta sedimentaria autóctona (orógenos Sevier y Laramide).

1.9. Cinturones de pliegues y cabalgaduras

Esta estructura consiste primordialmente en una secuencia de rocas que han sido plegadas y afalladas. Donde principalmente se generan fallas inversas y pliegues. La vergencia de las estructuras es controlada por la dirección del empuje horizontal principal, procedente de la zona de convergencia (Davis et al., 1983).

Los cinturones de pliegues y cabalgaduras tienen forma de cuña en un perfil transversal a las estructuras, la cual está definida por la superficie topográfica, que decrece a la periferia del orógeno y una zona de despegue basal que se inclina a la zona de subducción (Figura 6). La zona de despegue basal es la zona que separa a las secuencias deformadas de la cubierta sedimentaria de las rocas no deformadas del basamento. Dentro de la cuña orogénica se observa un gradiente de acortamiento que decrece hacia la periferia del orógeno. También se da la generación de fallas secundarias con una orientación muy similar a la estructura principal (Figura 6, Davis et al., 1983). Dentro de la cuña orogénica se puede generar estructuras dominadas por fallas o dominadas por pliegues, dependiendo de la competencia mecánica y variaciones de ésta en las sucesiones de roca involucrada (Boyer y Elliott, 1982; Fitz-Díaz et al., 2011 y 2012).

1.9.1. Acortamiento dominado por fallas

Las fallas son superficies o zonas de ruptura sobre las cuales ha ocurrido un desplazamiento. El bloque por encima del plano de falla se denominará bloque de techo, y el bloque de piso estará por debajo de este plano (Fossen, 2010). De acuerdo al desplazamiento relativo de los bloques las fallas se clasifican de acuerdo a como se describe en la Tabla 1. Estas estructuras ocurren en arreglos espaciales formados en eventos tanto extensivos como compresivos (Tabla 1). Las fallas pueden provocar deformación interna, rotación y desplazamiento de bloques de escala mesoscópica a escala regional.

Tabla 1. Descripción general de fallas a partir de su geometría y cinemática.

Tipo	Descripción	Tipo	Descripción	Tipo	Descripción
Falla normal	Cuando el bloque de techo desliza hacia abajo sobre el bloque de piso.	Falla inversa o Rampa	Falla donde el bloque de techo se mueve hacia arriba con respecto al bloque de piso.	Fallas inversas de piel gruesa	Fallas inversas que afectan a rocas de la cubierta sedimentaria y basamento cristalino.
Falla lístrica	Falla donde el plano de falla es curvo, y se hace horizontal hacia abajo.	Cabalgadura y Flat	Falla inversa de bajo ángulo. Los <i>flats</i> se caracterizan por ser subhorizontales y paralelos a la estratificación.	Fallas laterales de acomodo	Acomoda el movimiento relativo entre bloques que han sido movidos por fallas inversas o normales.
Fallas de tijera	El desplazamiento vertical/horizontal cambia con el rumbo, y el bloque de techo rota sobre un eje perpendicular a la falla.	Decollement o Detachment	Zona de deslizamiento entre dos cuerpos de roca, de competencias mecánicas contrastante. Se localiza en una capa poco competente.	Falla lateral	Fallas con desplazamiento dominante horizontal sobre planos verticales.

En deformación de “piel delgada”, las fallas que acomodan acortamiento incluyen a toda la gama de fallas inversas (subhorizontales, rampas de bajo, de alto ángulo y lítricas), en varias combinaciones dependiendo de la cercanía con la superficie o con el despegue basal. En los cinturones de pliegues y cabalgaduras dominados por fallas, cerca del despegue basal dominan los sistemas de fallas inversas, por ejemplo, aquellas que acomodan acortamiento con imbricaciones de bloques en la dirección del transporte (estructuras tipo *dúplex*) limitados hacia la base y cima por fallas, los cuales pueden estar inclinados hacia el transpaís o al antepaís, apilamientos antiformes (Figura 7a), o bien, abanicos de fallas inversas lítricas conectadas hacia el despegue basal (Figura 7b). En cambio, hacia la superficie dominan los pliegues, los cuales pueden estar controlados por fallas (Boyer y Elliott, 1982), o no, y ser el resultado de plegamiento por *buckling* (Fitz-Díaz *et al.*, 2011 y 2012).

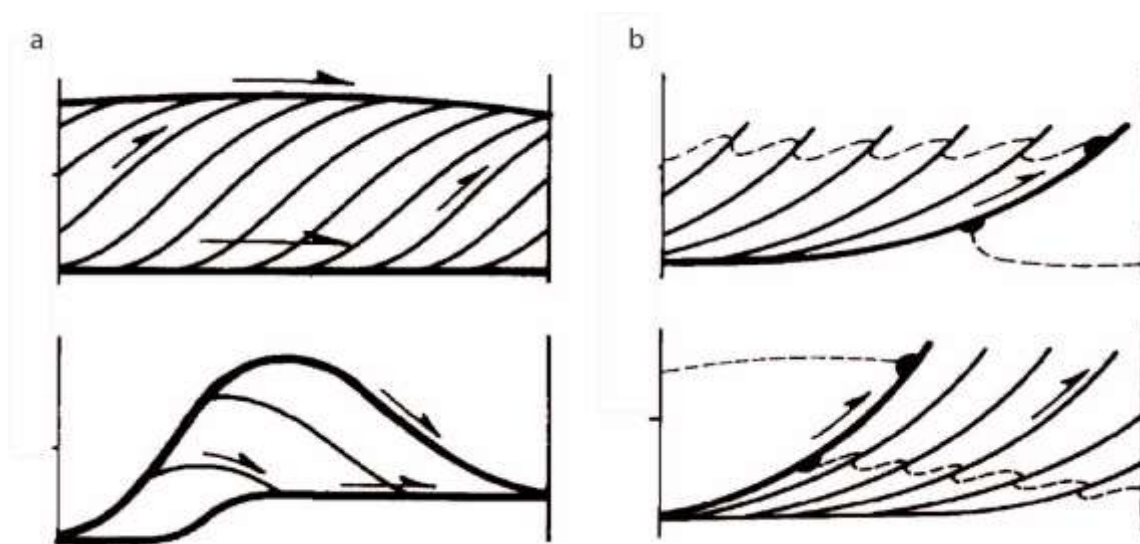


Figura 7. Modelos geométricos para el acomodo acortamiento horizontal por fallamiento; La flecha superior indica el transporte, mientras que la menor indica la dirección del movimiento de los bloques (a) el esquema superior corresponde a una secuencia de bloques imbricados; mientras que se observa un apilamiento antiforme en la imagen inferior. El esquema (b) denota sistemas de fallas en forma de abanico diferenciando el deslizamiento máximo a la parte frontal del cabalgamiento (arriba) o a la parte trasera (inferior) Tomado de Boyer and Elliott, 1982.

En la deformación de “piel gruesa”, las fallas que acomodan el acortamiento afectan a las rocas del basamento y a la cubierta sedimentaria. Sin embargo, estas expresiones pueden o no mostrarse en superficie. Cuando están expuestas en superficie generalmente

corresponden a reactivaciones de fallas antiguas, mismas que pueden reactivarse con cinemáticas diferentes a las que las originaron. Como ocurre con la inversión de cuencas.

La inversión se da cuando existe un cambio en el régimen; de extensional a contraccional (inversión positiva) o de contraccional a extensional (inversión negativa), las estructuras generadas en el primer dominio, se reactivan cambiando su cinemática, afectando a las secuencias *prerift*, *postrift* y *sinrift* (Cooper and Williams, 1989).

Para comprender la geometría que se genera después de una inversión de cuencas, McClay (1995), propone que esta estará directamente controlada por los límites de la cuenca que se generaron a partir de la extensión (Figura 8).

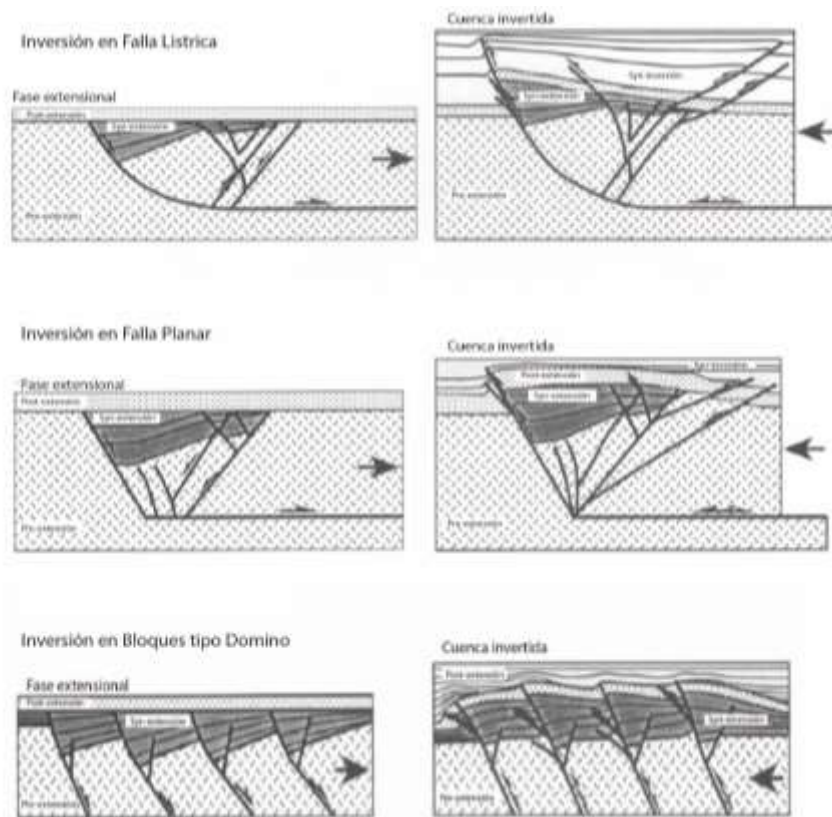


Figura 8. Se muestran tres ejemplos de inversión, donde se diferencian de acuerdo con la geometría del límite de la cuenca. Los esquemas a la izquierda corresponden a regímenes extensionales y las estructuras que se generan; una vez que se da el acortamiento se muestra el acomodo geométrico idealizado en los esquemas de la derecha. Las flechas indican la dirección del transporte. Modificado de McClay, 1995.

De la misma forma en estadios más evolucionados de la deformación se pueden generar zonas de cizalla triple (*tri-shear zones*), las cuales consisten en acomodo de la deformación de una falla sin pérdida volumétrica o de cohesión, en una zona triangular, misma que puede estar en el bloque de techo, de piso o en ambos. La formación de estas estructuras se puede asociar con pliegues por dobles de falla, fallas normales o fallas inversas (Figura 9; Erslev, 1991).

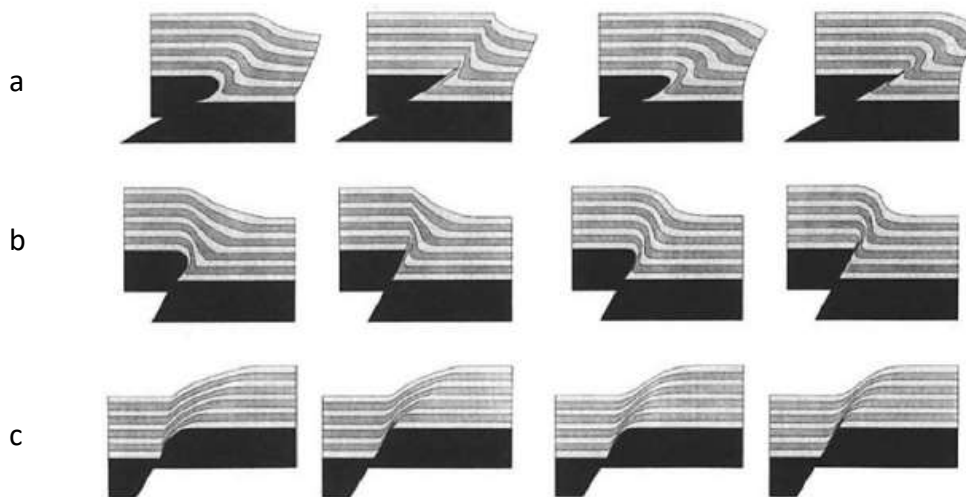


Figura 9. Modelos que representan la generación de una zona de cizalla triple en pliegues por propagación de falla (a), fallas inversas (b) y fallas normales (c). Del lado izquierdo se da la formación de una *tri-shear* homogénea; mientras que la del lado derecho será una *tri-shear* heterogénea.

1.9.2. Pliegues asociados con fallas

Los pliegues asociados con fallas se desarrollan en sucesiones estratificadas, en un régimen contraccional de “piel delgada” en los CPC. La geometría y vergencia de estos pliegues es controlada por la cinemática y geometría de las fallas que los forman (Suppe et al, 1984). Algunos modelos de estos pliegues en la literatura son los siguientes:

- **Pliegues por doblez de Falla.** Se desarrolla en una sucesión estratigráfica con variaciones tanto litológicas como de espesor. Donde la generación del plegamiento depende de la propagación de una falla inversa a través de *flats* y *rampas*. Las fallas paralelas a capa o *flats*, son casi horizontales y se localizan en capas de competencia

menor, mientras que la **rampa** corta a rocas de mayor competencia a ángulos de 15° a 30° con respecto a la horizontal (Figura 10a).

El deslizamiento de las capas en el bloque de techo, sobre las rampas y *flats* origina el pliegue por doblez de falla cuyo flanco frontal empieza a inclinar en la dirección del desplazamiento y un flanco trasero en dirección opuesta. En estadios avanzados, se desarrollan ambos flancos. El flanco trasero es paralelo con la rampa, mientras que el flanco frontal se inclina 60° hacia el antepaís. Estas estructuras mantienen su geometría a lo largo de la deformación hasta encontrar otra rampa que las modifique.

- **Pliegues por Propagación de Falla.** Este tipo de pliegues se desarrollan al frente de una rampa, y transfieren acortamiento en el bloque de techo. Los pliegues son asimétricos y con vergencia hacia la dirección de transporte (Figura 10b).

De igual forma que los **PDF**, en el primer estadio, tenemos la generación de un flanco frontal y uno trasero, asociados al crecimiento de la falla (cabalgadura). Ambos flancos continúan creciendo, amplificando al pliegue, para acomodar la deformación. En un estadio más avanzado, el pliegue puede ser transportado a través del plano de falla. A diferencia de los **PDF**, el flanco frontal es vertical o está invertido, y no inclinado hacia el antepaís (Fossen 2010).

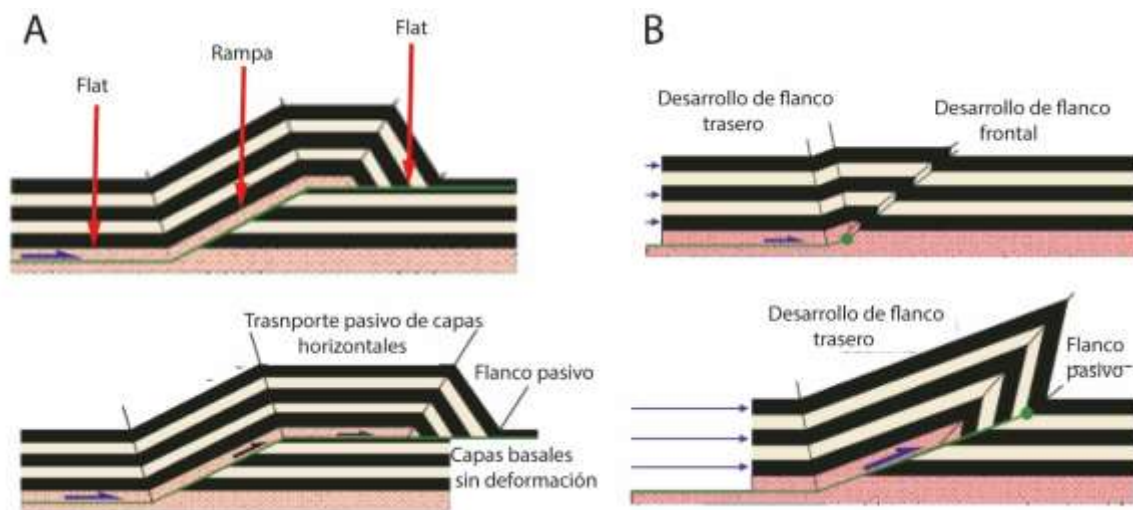


Figura 10. Modelo de evolución de un Pliegue por dobles de falla (A) y de un Pliegue por propagación de falla (B) en el cual se ilustran las partes principales componentes. Modificada Fossen, 2010.

1.9.3. Pliegues no asociados con fallas

Pliegues de despegue (*detachment folds*)

Este tipo de pliegues se desarrollan generalmente sobre un horizonte de despegue muy débil, el cual acomoda un gran desplazamiento, con una diferencia en competencia mecánica con las capas plegadas por arriba de este. Las rocas plegadas son más resistentes y se acortan horizontalmente mucho más que el sustrato (Figura 11). Como resultado se forma un tren continuo de pliegues, los cuales son más abiertos hacia el antepaís.

El plegamiento es generado por *buckling*, el cual genera pliegues predominantemente concéntricos (clase 1B de Ramsay), verticales y subparalelos. Aunque, cuando el despegue es dominado por evaporitas también pueden presentar geometrías en forma de caja. Estos a su vez pueden ser modificados por efectos de cizalla en el despegue basal asociados al plano de una falla (Fossen, 2010).

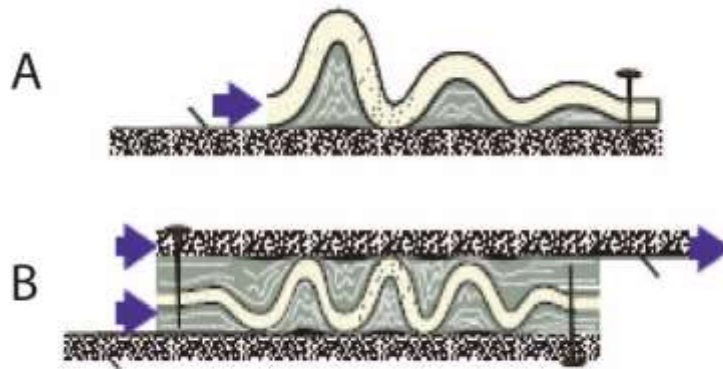


Figura 11. La imagen superior muestra una zona de despegue basal. La imagen inferior representa una zona de despegue entre dos capas rígidas, donde entre ellas existe una capa de menor competencia mecánica, que promueve el movimiento del bloque superior. Las flechas en color morado indican el transporte. Tomado de Fossen, 2010.

Pliegues tipo *Chevron*

Comúnmente se observan en trenes continuos, en sucesiones rítmicas de capas de competencia mecánica diferente. En dichas capas, se diferencian las capas competentes (con espesor t_1), de incompetentes (con espesor t_2), resultando un alto contraste de viscosidad (Figura 12). Las capas t_1 , son las que controlan la geometría final del plegamiento; mientras que las capas t_2 acomodan pasivamente problemas de espacio, fluyendo de los flancos a la charnela del pliegue (Ramsay, 1997). Para la formación de estas estructuras, la sucesión de capas debe estar expuesta a acortamiento paralelo a las capas, las cuales se pliegan por rotación de flanco, hasta llegar a un ángulo de bloqueo en el cual ya no se plegará más (Ramsay, 1974). Sin embargo, si la compresión sigue, la charnela tiende a aplastarse (*flattening*) o a colapsar (Fossen, 2010).

Ramsay (1974), explica un modelo geométrico para el desarrollo de los pliegues de tipo *Chevron*, el cual considera las siguientes características generales:

1. Las capas competentes generalmente tendrán un espesor constante a través de toda la estructura, y la relación entre el espesor y la longitud en los flancos será menor a 1/10. Además, la presencia de fracturas rellenas en la charnela de estas capas sugiere comportamiento frágil-dúctil.
2. Las capas competentes tienden a formar pliegues paralelos o concéntricos (1B) durante una primera fase de plegamiento activo. Donde la rotación de flanco es facilitada por cizalla paralela a capa en sentidos opuestos en ambos flancos.
3. Las capas incompetentes tendrán un espesor constante a lo largo de los flancos; mientras que este será mayor en la charnela.
4. Las capas incompetentes muestran deformación interna asociada a mecanismo de flujo dúctil, siendo el factor principal la cizalla simple.
5. Es común la presencia de vetas extensionales de cuarzo o calcita en la zona de arco interno como externo alrededor de la charnela.



Figura 12. Geometría general de los pliegues tipo *chevron*, en la fotografía de la izquierda se aprecia esta estructura sobre una secuencia de areniscas, limolitas y lutitas en Metzontla, Hgo. Diagrama tomado de Fossen, 2010.

1.9.4. Anticlinorio

Es una estructura antiformal regional, la cual presenta una geometría cóncava hacia abajo, misma que a su vez se encuentra constituida por pliegues anticlinales y sinclinales de menor escala. Los pliegues de orden menor tienen una geometría simétrica en la cresta de la estructura (tipo M), mientras que en los flancos los pliegues tendrán una vergencia en dirección hacia la cresta de la estructura, generando geometrías tipo S y tipo Z, como se indica en la Figura 13.

Una explicación para la formación de los anticlinorios, es que son el resultado de *buckling*, el cual afecta a sucesiones de capas con distinta viscosidad, primero desestabilizando y generando pliegues simétricos de menor longitud de onda en las capas más delgadas, y después afectando a escala mayor a toda la sucesión de rocas, generando un pliegue de mayor longitud de onda, cuya rotación de flancos modifica la geometría de los pliegues menores que le anteceden (Fossen, 2016).

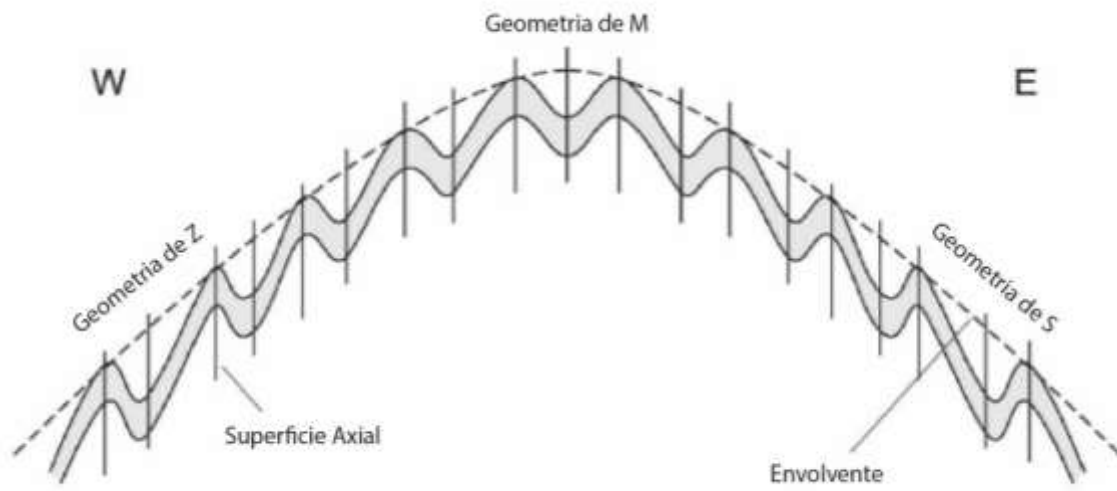


Figura 13. Geometría conceptual de un anticlinorio.

Capítulo 3

MARCO GEOLÓGICO

El área estudiada, tiene una alta diversidad de litologías y estructuras, las cuales a su vez cubren un amplio rango de tiempo geológico, incluyendo a rocas del basamento cristalino. En este capítulo se detalla la estratigrafía general de la porción NW del estado de Hidalgo (Figura 14) y las dos estructuras regionales presentes más importantes, el Anticlinorio de Huayacocotla y la Falla de Pochutla (Figura 14).

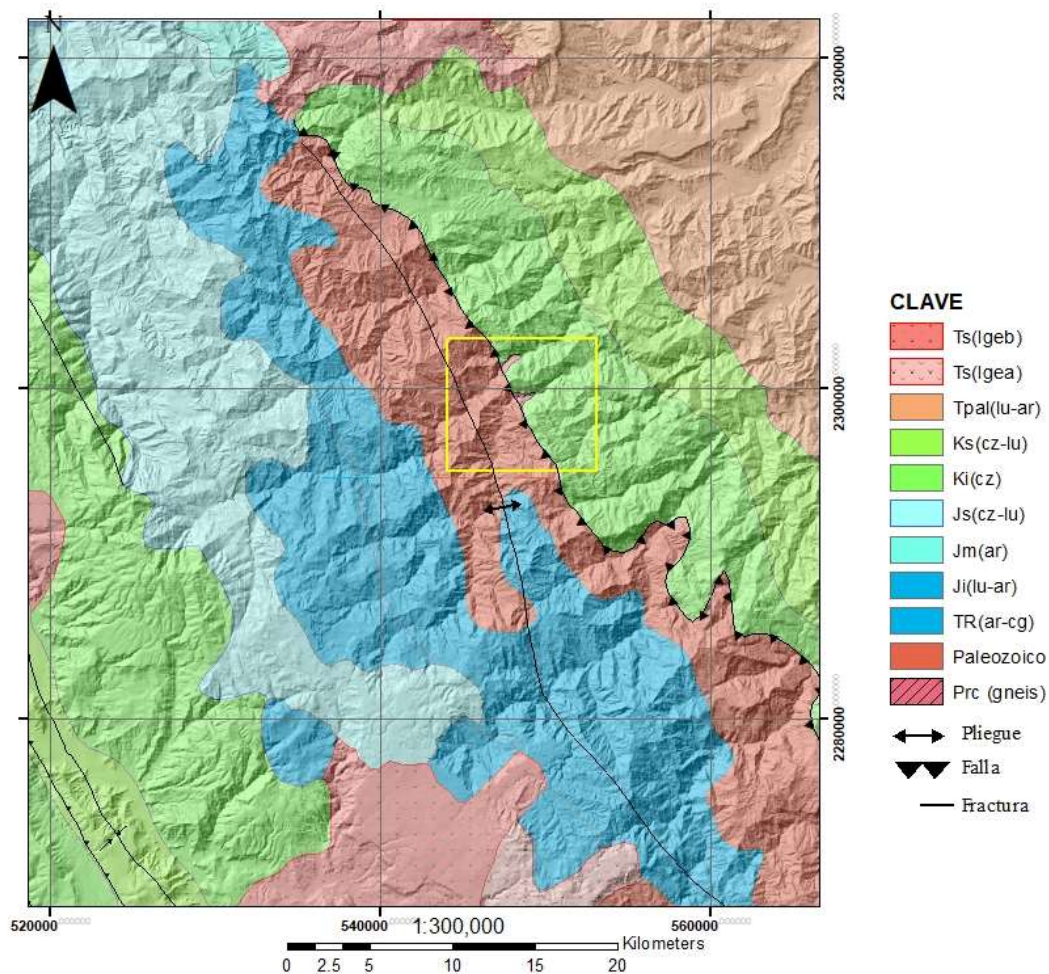


Figura 14. Mapa regional que muestra de forma generalizada la distribución de unidades litoestratigráficas ubicadas alrededor del área estudiada. Resaltando el eje del anticlinorio de Huayacocotla en la parte central, del lado derecho a esta, se plasmó una línea correspondiente a la traza de la Falla Pochutla. El recuadro amarillo corresponde al área estudiada.

1.10. Estratigrafía general en el Norte de Hidalgo

1.10.1. Rocas basamento

Las rocas más antiguas expuestas en el este de México, las cuales incluyen ortogneis, paragneis, metagabro, anortosita y charnokitas, se han interpretado como el resultado de la acreción de un arco entre Amazonia y Avalonia, durante el ensamble del súpercontinente Rodinia, el cual fue formado durante la orogenia Grenvilliana hace aproximadamente 1000 Ma (Keppie y Ortega, 2010), aunque la edad absoluta obtenida para estas rocas por U/Pb en zircón se extiende hasta los 1200 Ma (Lawlor, 1999).

En México, se ha documentado la exposición de rocas de este basamento cristalino en cuatro lugares de la república: Ciudad Victoria, La Mixtequita, Complejo Oaxaqueño y Molango. Aunque estas localidades están muy distanciadas entre sí, las rocas presentan características similares, como son: un rango de edad similar, facies de granulitas, presencia de complejos anortosíticos y trenes de estructuras con orientación NW (Lawlor *et al.*, 1999; Ortega-Gutierrez *et al.*, 1995).

En el estado de Hidalgo, los afloramientos de estas rocas son muy cortos en extensión y se encuentran en las partes más profundas de la sierra, preferentemente en los causes profundos de los ríos (Figura 15). Lawlor *et al.* (1999) documentaron en su estudio cinco principales rocas basamento: ortogneis, paragneis, metagabro, anortosita y charnokitas, procedentes de protolitos sedimentarios e ígneos (gabro, granito y anortosita), los cuales fueron multideformados en condiciones de alto grado de metamorfismo antes de ser exhumados y servir de basamento a rocas de la cubierta sedimentaria del área (Figura 16).

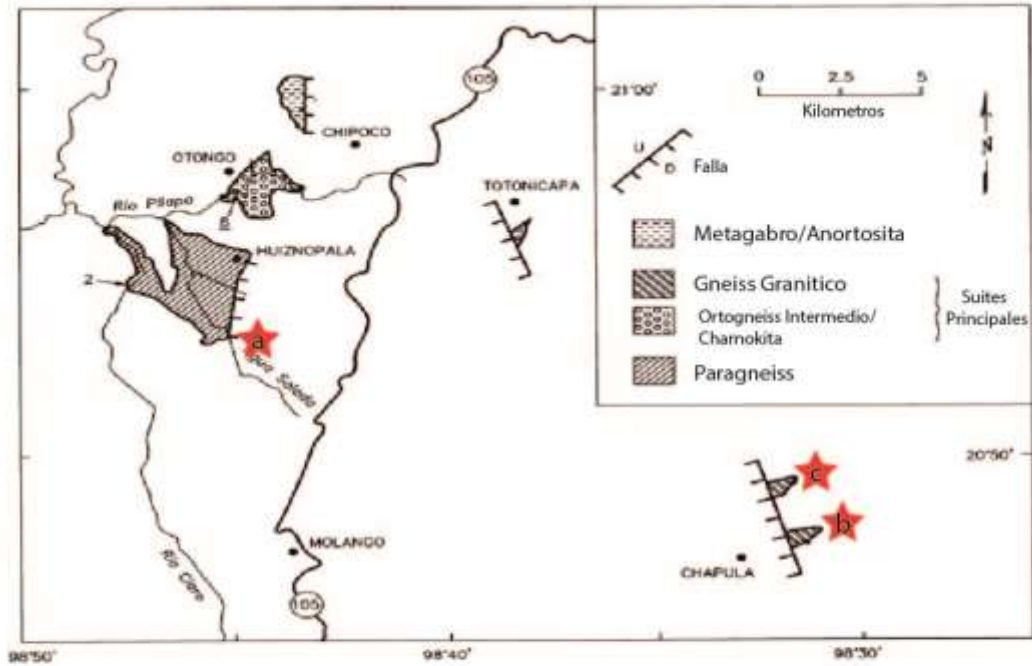


Figura 15. Arriba, mapa que muestra la distribución de las rocas basamento sobre la porción norte de Hidalgo. Las estrellas en rojo, indican las localidades visitadas. **a)** Fotografía de paragneiss, con un bandeamiento muy marcado por un alto contraste entre el melanosoma y el leucosoma. **b)**, Fotografía de gneis granítico, donde los componentes minerales no muestran una orientación preferencial o foliación. **c)** Fotografía de un afloramiento de gneis granítico, donde se aprecia la poca extensión de los afloramientos, esto sobre el cauce del río Coatzintla.

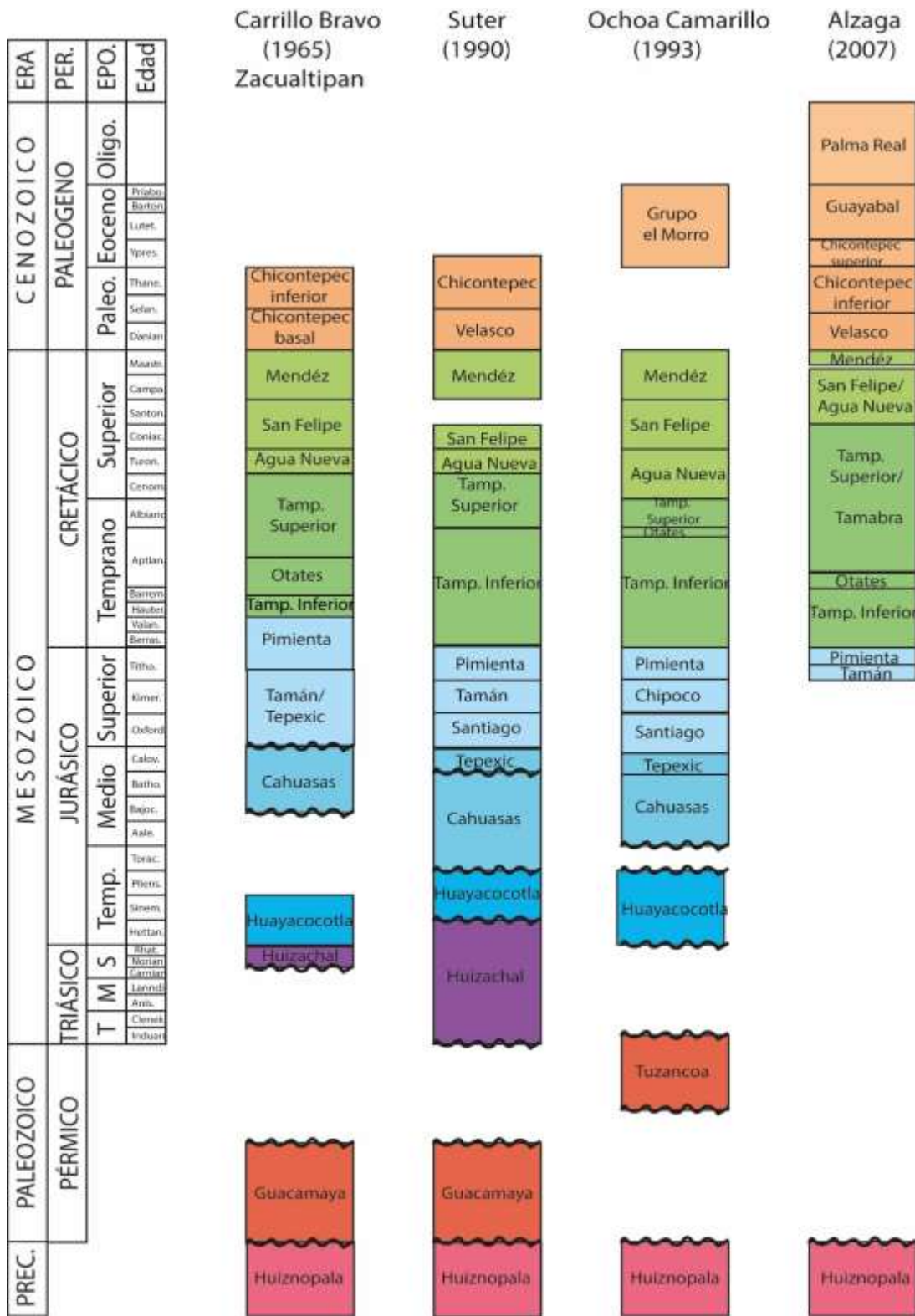


Figura 16. Tabla comparativa de la estratigrafía general del norte de Hidalgo. La estratigrafía de esta tabla fue sintetizada basada en los trabajos ya existentes del norte de Hidalgo. Note la diferencia en los nombres y edades de las unidades litoestratigráficas de cada autor. Las líneas onduladas corresponden a límites estructurales, erosivos o no determinados.

1.10.2. Secuencias Paleozoicas

La unidad de la cubierta sedimentaria más antigua del área corresponde a la Formación (Fm.) Tuzancoa, la cual está formada por una sucesión de rocas sedimentarias del Paleozoico. Dichas rocas fueron originalmente descritas como Fm. Guacamaya (secuencia marina intercalada de arenisca y conglomerado) en el Estado de Tamaulipas (Carrillo-Bravo, 1961), debido a que ambas formaciones comparten características litológicas semejantes y edad. Sin embargo, se diferenciaron por la influencia importante de vulcanismo básico intercalado en la Fm. Tuzancoa (Ochoa-Camarillo, 1993; Rosales-Lagarde, 1997).

Esta formación es compuesta por cinco facies principales: 1) intercalaciones de flujos submarinos de composición basáltico-andesítico, 2) turbiditas siliciclásticas, 3) turbiditas volcánicas, 4) flujos de detritos y 5) lentes conglomeráticos (Figura 17; Rosales-Lagarde, 1997). Las rocas volcánicas y volcánicas presentes en el área, se asocian a vulcanismo de arco, debido a la poca contaminación cortical, y por los patrones de tierras raras (REE). Este vulcanismo se explica como un emplazamiento de magma en corteza adelgazada por extensión (Rosales-Lagarde, 1997). Mientras que las secuencias clásticas están asociadas a pequeñas cuencas de intra-arco originadas por extensión, donde los sedimentos son procedentes de la erosión del gneis Huiznopala o de las formaciones Las Delicias en Coahuila o Guacamaya en Tamaulipas (Rosales-Lagarde *et al.*, 2006).

Estas rocas se exponen sólo a lo largo de una franja de más de 50 km de largo y un máximo 10 km de ancho, con orientación NW-SE (Figura 14), la cual coincide con lo que correspondería al núcleo del “anticlinorio de Huayacocotla”. Sin embargo, el registro de estas unidades directamente sobre el basamento cristalino en el área de estudio, y en los tres afloramientos de Molango, no está preservado generalmente. Ochoa-Camarillo (1996) reportó un contacto discordante de estas unidades sobre el basamento cristalino en una localidad cerca del poblado de Calnali, sobre el eje del “anticlinorio de Huayacocotla”.



Figura 17. Arriba, fotografía panorámica que muestra las unidades principales en exposición a partir de la edad de depósito. Abajo, fotografías correspondientes a las diferentes facies que componen al Pérmico; **a)** Turbiditas volcánoclasticas; **b)** Turbiditas volcánoclasticas con intercalaciones de flujos volcánicos; **c)** Turbiditas siliciclásticas; **d)** Flujos de detritos calcáreos; **e)** Horizontes (y en algunas zonas lentos) conglomeráticos.

1.10.3. Unidades Jurásicas

El Jurásico Temprano se encuentra constituido por sedimentos marinos, que fueron el relleno de una cuenca de gran amplitud, donde su extensión se ha reportado incluso en el subsuelo de la cuenca Tampico-Misantla (Salvador, 1991). Siendo representativa la Fm. Huayacocotla (Figura 18), la cual ha sido estudiada por diversos autores (Buckhard, 1930; Carrillo-Bravo 1965; Díaz-Lozano, 1916; Imlay 1948; Erben, 1956; Ochoa-Camarillo, 1993; Suter, 1990), quienes la diferenciaron por sus características litológicas y/o contenido paleontológico. Carrillo-Bravo (1993), resumió a la formación de la siguiente manera.

1. **Unidad base.** Conglomerado, arenisca, limolita y lutita con intervalos de brecha y presencia de fósiles alóctonos (fusulínidos) en los clastos del conglomerado.
2. **Unidad Intermedia.** Areniscas y lutitas en secuencias rítmicas, con intervalos conglomeráticos. Con presencia de amonites en las capas de lutitas.
3. **Unidad Superior.** Limolita y lutita en tonalidades verdes, con presencia de plantas fósiles, y pequeños estratos de areniscas y conglomerados.

El Jurásico Medio (Cahuasas y Tepexic) corresponden con capas rojas continentales, mismas que han sido asociadas a las etapas tempranas de la apertura del Golfo de México, su extensión es muy variable y está controlada por la paleogeografía, teniendo con esto zonas altas de no depósito.

Por un lado, la Fm. Cahuasas corresponde a depósitos conglomeráticos, *grauvaca*, areniscas, limolitas y lutitas de color rojo, asociados a un ambiente de tipo fluvial o aluvial, donde su extensión se controló por los altos paleotopográficos (Suter, 1990).

Mientras que la Fm. Tepexic está conformada por ortoconglomerados cuarcíticos, areniscas calcáreas, calizas pisolíticas, margas y limolitas a la parte superior (Ochoa-Camarillo, 1993). Asociado al contenido faunístico en las unidades, se le asignó un ambiente litoral, que da inicio a una transgresión marina (Suter, 1990).

Finalmente, el Jurásico Superior, está conformado por secuencias predominantemente marinas, asociadas a la etapa de inundación y a una alta oxigenación, la cual permitió la

proliferación de vida. Misma que causó el depósito de secuencias carbonosas hacia la parte final de esta etapa (formaciones Santiago, Tamán, Chipoco y Pimienta).

La Fm. Santiago está constituida por lutitas y limolitas, calizas arcillosas y calizas de estratificación delgada de textura *mudstone-wackstone* y microfauna pelágica (Pedrazzini y Basañez, 1978). Mientras que Tamán está compuesta por calizas negras de textura *Mudstone*, con intercalaciones delgadas de lutita negra con microfauna pelágica y amonites. Estos le asignaron una edad del Kimmerigiano Temprano al Titoniano Temprano (Cantu-Chapa, 1971).

La Fm. Chipoco, la cual ha sido explotada por su alto contenido en manganeso, se asocia a un ambiente marino lagunar de circulación restringida (Aguayo-Camargo, 1971), se compone por calizas margosas micríticas de color negro con bioclastos y oncoides (Suter, 1990).

Finalmente, la Fm. Pimienta, que de acuerdo a Cantu-Chapa (1971) corresponde al Titoniano con respecto al contenido de amonites, está compuesta de caliza micrítica de color negro de estratificación delgada con nódulos de pedernal, caliza arcillosa y lutita en partes bentonítica (Suter, 1990).



Figura 18. Fotografía de actividad orgánica (*burrow*), sobre una secuencia de areniscas y lutitas, pertenecientes a la Formación Huayacocotla, cerca del poblado de Tianguistengo. En esta formación se encontraron además una alta cantidad de plantas fósiles.

1.10.4. Unidades Cretácicas

Las formaciones asociadas a esta etapa corresponden a rocas marinas que varían de ambientes de cuenca a talud, sin embargo, hay una gran diferencia litológica entre el Cretácico Temprano y el Cretácico Tardío, esta última etapa caracterizada por la alta sedimentación de material terrígeno proveniente del continente (Alzaga-Ruiz, 2007). A estas rocas se les han asignado edades relativas a partir del abundante contenido faunístico presente, y a la restricción temporal de estos fósiles índice.

El Cretácico Temprano se encuentra conformado por las formaciones Tamaulipas Superior, Tamaulipas Inferior (Carrillo-Bravo, 1965). Separadas en algunas ocasiones por un horizonte arcilloso que se le denomina como Fm. Otates.

La Fm. Tamaulipas Inferior, es descrita principalmente como calizas de color gris, en estratos de medianos a gruesos, con nódulos de pedernal y pirita en su interior. Además de presentar estilolitas bien desarrolladas paralelas a la estratificación. Mientras que las calizas de la Fm. Tamaulipas Superior se diferencian por una textura más granular y estratos medios a delgados y por presentar intercalaciones con lutitas. Las estilolitas están menos desarrolladas y los nódulos menos abundantes (Carrillo-Bravo, 1965; Suter, 1990; Ochoa-Camarillo, 1993).

El Cretácico Tardío está representado por las formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez. A diferencia de las rocas Tamaulipas completamente carbonatadas, estas formaciones se caracterizan por el alto contenido de material terrígeno correspondiente a la etapa erosiva *synorogenica* del Orógeno mexicano (Fitz-Díaz et al., 2012) y por espesores menores.

La Fm. Agua Nueva por otro lado, es descrita como rocas calizas de color gris en estratificación delgada con intercalaciones de limolita de color verde y nódulos de pedernal. La Fm. San Felipe es descrita de la misma manera, pero esta presenta además estratos de arenisca de color verde con cementante calcáreo. De acuerdo con el contenido faunístico se les asigno edades del Cenomaniano-Turoniano y Campaniano-Coniaciano respectivamente. Finalmente, la Fm. Méndez corresponde a un paquete de lutitas y margas

de color gris en estratos pequeños, mismas que no se encuentran bien definidas, además de presentar un clivaje bastante penetrativo. De acuerdo a la fauna de foraminíferos bentónicos, se le asignó una edad que va del Campaniano hasta el Maastrichtiano (Carrillo-Bravo, 1965; Suter, 1990; Ochoa-Camarillo, 1993).

1.11. Estructuras Regionales

1.11.1. Anticlinorio de Huayacocotla

El anticlinorio de Huayacocotla fue descrito por primera vez por Erben en 1956, el cual se encuentra limitado al norte por el lineamiento de Tlamaya-Huichiuyan, al oriente por la Cuenca Tampico Misantla y al occidente por cabalgaduras pertenecientes a la Plataforma Valles-San Luis Potosí, esta estructura es parte del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras (Suter, 1984).

De acuerdo con las formaciones presentes se categorizó como una estructura con orientación NNW-SSE, con una extensión de ~55 km largo y ~25 km de ancho (Figura 14).

Esta estructura fue descrita como un conjunto de pliegues y cabalgaduras, donde su complejidad fue causada por las geometrías estructurales preexistentes de la tectónica de *Horst y Graben* en el Jurásico. Donde el despegue basal es ubicado en las formaciones del Jurásico Tardío. Presenta además la reactivación como fallas inversas de las fallas normales jurásicas. (Ochoa-Camarillo, 1997).

1.11.2. Falla Pochutla

Ubicada al oriente del anticlinorio de Huayacocotla, corresponde a una Falla inversa con orientación N 41° W, la cual varía en inclinación (Figura 19).

Esta estructura pone en contacto a las rocas del Paleozoico con las secuencias jurásicas y cretácicas con ángulos semiverticales, estos ángulos, se han documentado que pueden

variar hasta los 45° en zonas aledañas al área de estudio. En la parte más profunda de los ríos Tlacolula y Coatzintla, esta cabalgadura pone en contacto a las rocas del Paleozoico con el Gneiss Huiznoapala con una inclinación de 31° (Ochoa-Camarillo, 1997).

Ochoa-Camarillo (1997), documenta la extensión de este lineamiento hasta el poblado de Calnali al norte de este estudio, donde crea una zona milonítica de al menos 4m. Además, documenta que la extensión de esta falla podría seguir al occidente a través de rampas laterales y conectarse a otras estructuras regionales.



Figura 19. Lineamiento de la falla Pochutla de manera panorámica, donde se observa la división del Cretácico y el Paleozoico, distinguibles por la topografía. Así mismo, se muestran los poblados límite de este estudio.

Capítulo 4

RESULTADOS: GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Este capítulo hace una descripción detallada de las unidades expuestas en el área de estudio, a partir de la información geológica existente del norte de Hidalgo (descrita anteriormente), así como en observaciones directas y datos recabados en campo, mismos que sirvieron para confirmar o replantear los conocimientos que se tienen sobre geología estructural en esta zona.

La estratigrafía local se sintetizó en una columna (Figura 20), la cual sirve como base para la descripción de estructuras geológicas en este capítulo. En esta columna se muestra a grandes rasgos, las rocas documentadas, la formación a la que pertenecen, los tipos de contactos entre ellas y otras observaciones generales. Adicionalmente, para cada una de las formaciones se realizó una descripción general a escala de afloramiento y muestra de mano, incluida su composición mineralógica. Posteriormente, se escogieron localidades que se presume son las mejores exposiciones de cada una de estas rocas (Figura 21), en las cuales se observaron y documentaron estructuras, para posteriormente realizar un muestreo para análisis petrográfico.

Finalmente, se documentaron las estructuras dominantes (pliegues, fallas y fracturas) en cada litología, y en el caso de las rocas plegadas, se crearon modelos idealizados de las geometrías principales. Para análisis a microescala, se observaron texturas y microestructuras, incluidas foliaciones y granos deformados, de los cuales se tomaron fotos en el microscopio petrográfico con luz paralela (lp), y con luz polarizada (lx).

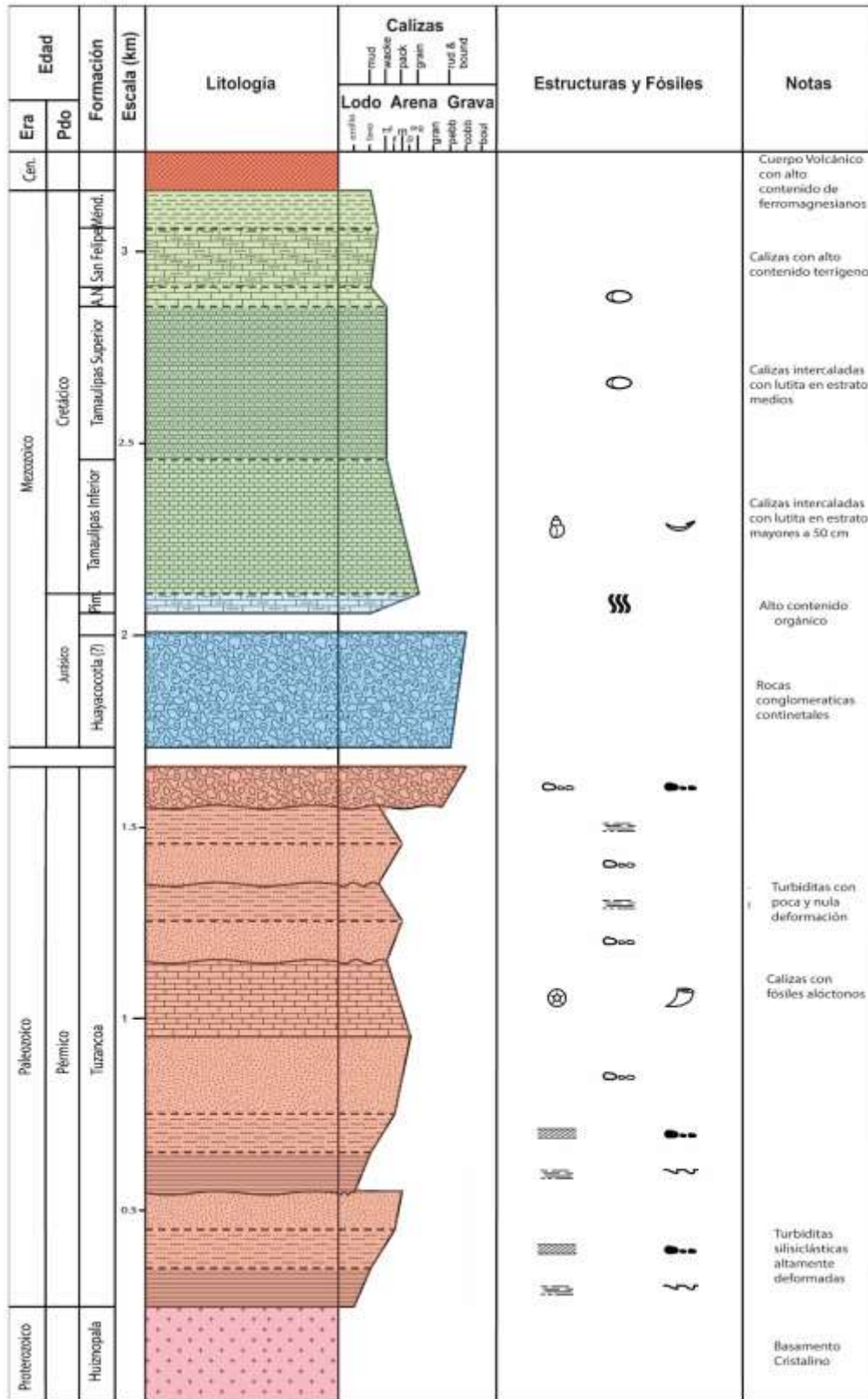


Figura 20. Columna estratigráfica levantada en el área Tlacolula-La Morita, en la cual se muestran las principales unidades que afloran en el área de estudio.

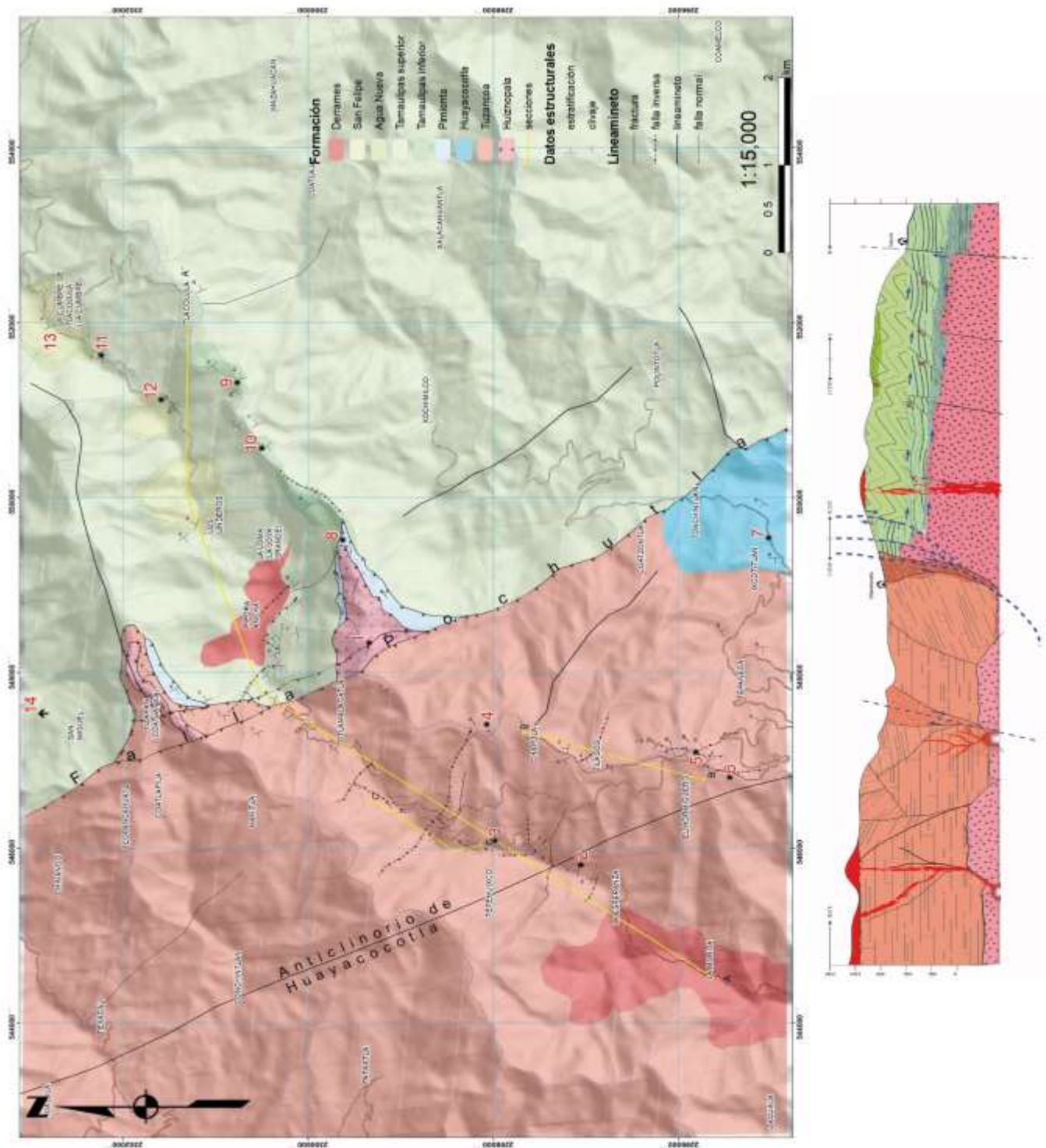


Figura 21. Mapa geológico del área de estudio. Los números en rojo corresponden a los lugares en que se muestreo, la numeración va acorde a como se presentan las descripciones en este capítulo. Las líneas amarillas, muestran la orientación de las secciones levantadas. En la parte baja, se aprecia la sección geológica A-A' (escala 1:15, 000).

1.12. Gneis Huiznopala

El gneis Huiznopala incluye una asociación de rocas del basamento cristalino, las cuales se encuentran aflorando en las partes más profundas del área, por ejemplo, las causas de los ríos Tlacolula y Coatzintla. La extensión de estos afloramientos es muy limitada tanto lateral como verticalmente y los contactos con las formaciones suprayacentes son muy difusos, aunque en su mayoría han sido descritos como contactos tectónicos (Suter, 1990; Carrillo-Bravo, 1996, Figura 23).

Tanto en el afloramiento del río Tlacolula como en el del río Coatzintla (Figura 21), esta unidad corresponde a un ortogneis granítico con coloración verde, con cristales de cuarzo, feldespato y minerales ferromagnesianos, además de presentar granos de granates muy bien desarrollados. Suter (1990), describe a esta roca como granulita, basado en la asociación de enstatita (piroxeno), hornblenda (anfíbol) y ortoclasa (feldespato), en muestra de mano.

A diferencia del paragneis del poblado de Huiznopala (Figura 15a), la foliación en el ortogneis es muy incipiente y los granos no presentan una orientación preferencial visible a escala de muestra de mano. En cambio, si muestran un alto grado de fracturamiento y la orientación de estas estructuras es muy variable, como se muestra en la roseta de la Figura 22.

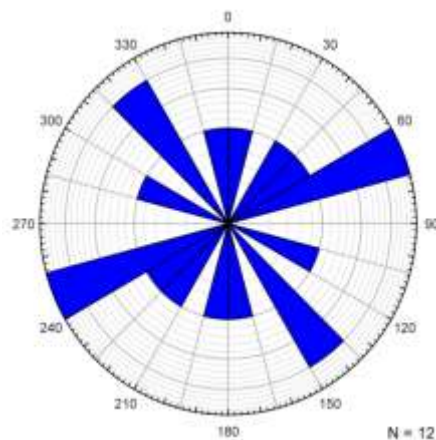


Figura 22. La roseta asociada a las fracturas en las rocas precámbricas muestra una distribución aleatoria con respecto a su orientación, aunque son apreciables dos orientaciones dominantes, las cuales podrían corresponder a un par conjugado de fallas con orientación NNE-SSW y NNW-SSE.



Figura 23. Afloramiento del ortogneis Huiznopala, sobre el río Tlacolula, las líneas de color rojo delimitan a un dique de composición intermedia que corta, ambos cuerpos presentan un ligero grado de mineralización. Las líneas de color negro señalan fracturas.

Este alto fracturamiento se aprecia, además, bajo el microscopio, al observar cristales de cuarzo dislocados y con múltiples microfracturas. De la misma manera la deformación generó en esta roca planos de foliación (por dominios de disolución) visibles en ocasiones como estilolitas entre los granos, en la matriz o en los cristales de cuarzo como estructuras *deformation lamellae* (Figura 24).

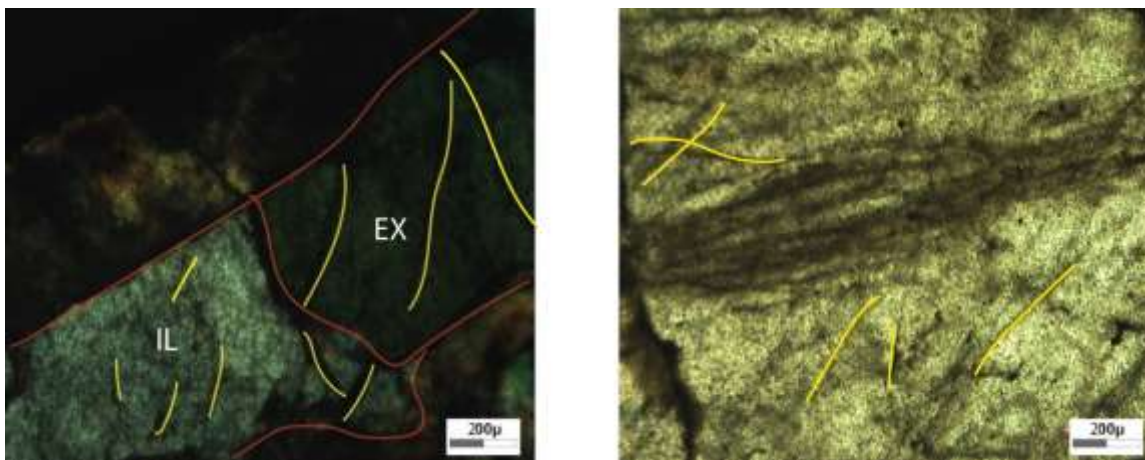


Figura 24. Izquierda, grano de cuarzo con dislocación por lo cual presenta una parte iluminada (lp) y otra en completa extinción (lx). Derecha, grano de cuarzo con *deformation lamellae*. Las líneas amarillas corresponden a microfracturas visibles.

1.13. Formación Tuzancoa

En el área de estudio se lograron identificar las cinco facies sedimentarias descritas para esta unidad por Rosales-Lagarde (2006), las cuales son: basáltico-andesítico (1), turbiditas-siliciclásticas (2), turbiditas-volcaniclásticas (3), flujos de detritos (4) y lentes conglomeráticos (5). Basado en la exposición de los afloramientos, se seleccionaron algunas localidades típicas de cada facies para observaciones más detalladas (esta numeración coincide con la del mapa de la Figura 21).

1.13.1. Facies, turbiditas vulcaniclásticas y basáltico-andesítica (Localidades 2 y 3)

Estas localidades corresponden al tramo carretero que va de La Morita a Otlamalacatla, en cortes de carretera se aprecian de manera detallada las facies de turbiditas vulcaniclásticas, estas, se encuentran constituidas por capas de arenisca y lutita con espesores variables, de delgados a gruesos. Las capas de arenisca corresponden a los espesores más grandes, y van de 15 hasta 70 cm, mientras que las capas de lutita no miden más de 10 cm. Sobre este tramo, se aprecian además los flujos volcánicos de varios metros de espesor, los cuales tienen composición intermedia y están intercalados con la sucesión de capas (Figura 25).

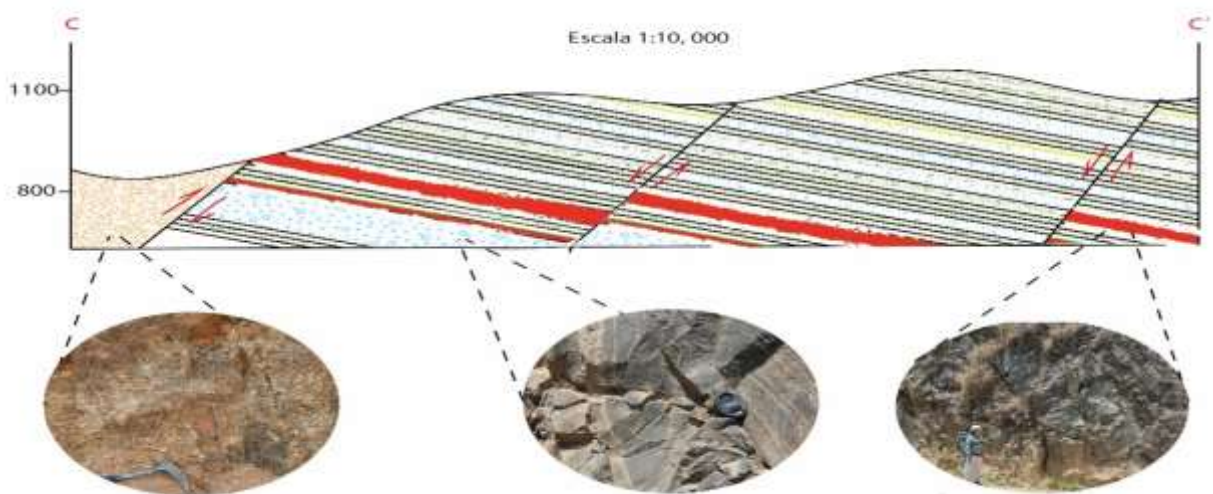


Figura 25. Sección esquemática C-C', sobre los cortes carreteros con dirección a Otlamalacatla. En la fotografía de la izquierda se puede apreciar una zona de molinamiento, en la cual cambia el color de las rocas y su coherencia desaparece; en la imagen de en medio se observan pliegues sin-sedimentarios en capas de arenisca. Finalmente, en la imagen de la derecha se aprecian los flujos de lava intercalada.

La orientación de las capas cambia ligera, pero constantemente sobre la carretera, debido a la presencia de pliegues (suaves y abiertos) con longitud de onda de decenas a cientos de metros, así como múltiples fallas (normales e inversas, que se analizarán el capítulo siguiente) en esta zona.

En el diagrama de polos de los datos de estratificación (Figura 26a), se observa que los polos a S_0 se disponen en una guirnalda, y se concentran ligeramente en dos zonas, las cuales pueden corresponder a los flancos de promedio de los pliegues (Figura 26b). Aunque, estos datos sugieren la presencia de rocas altamente plegadas, en campo se aprecia que el plegamiento es muy suave, y estos cambios abruptos en la orientación de las capas es controlado por la abundante cantidad de fallas generadas por un acortamiento con orientación NE-SW.

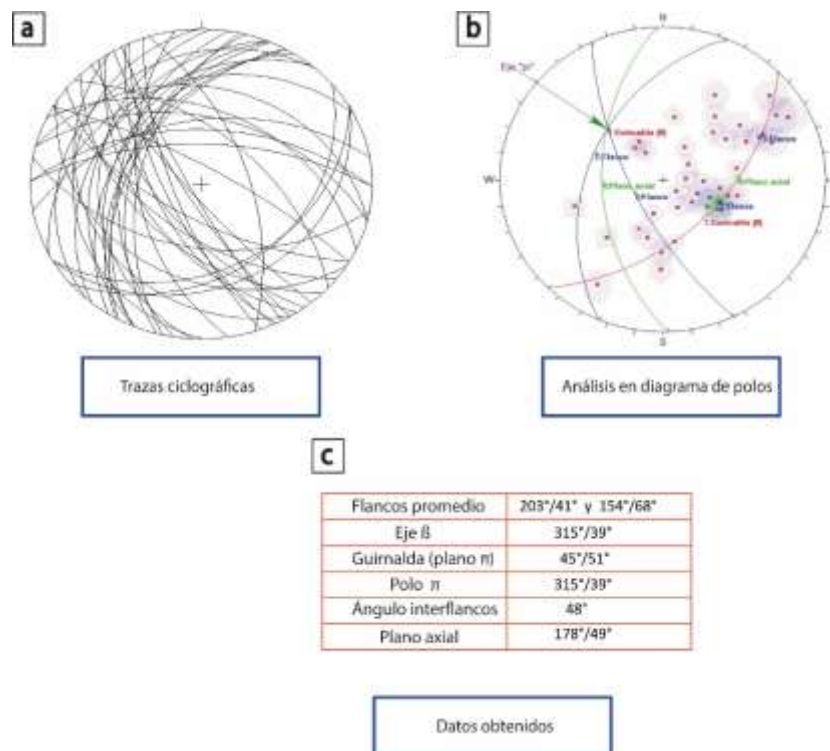


Figura 26. a) Trazas ciclográficas de los datos S_0 , para esta facie b) Análisis de los datos, estableciendo los círculos mayores que definen la geometría de los pliegues. c) Datos obtenidos a partir del análisis estereográfico.

A escala de grano, las rocas asociadas a estas facies presentan poco desarrollo de estructuras de deformación, entre las cuales se distinguen: granos orientados, desarrollo incipiente de planos de clivaje (paralelo y discontinuo) y microfracturamiento (Figura 27).

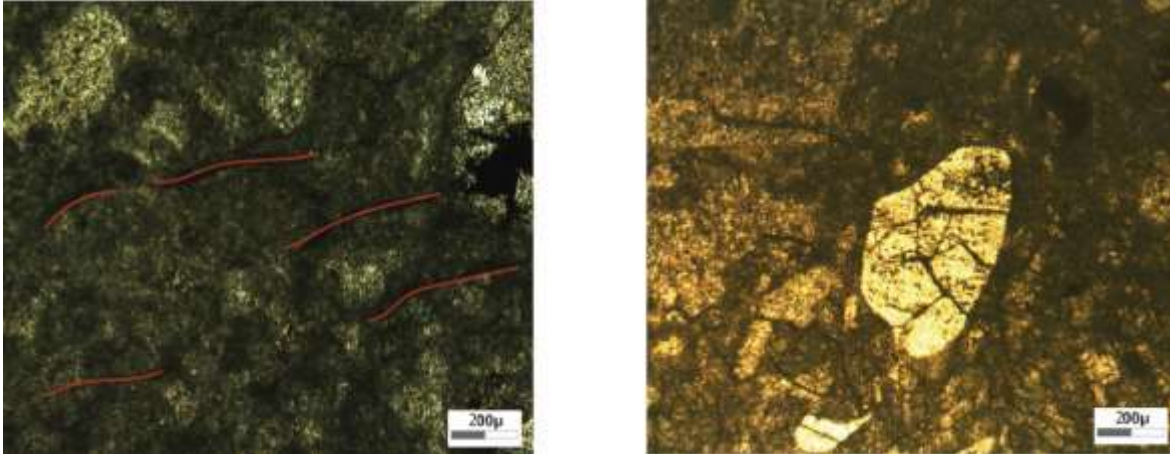


Figura 27. Izquierda, matriz de andesita basáltica, en donde las líneas rojas representan los planos discontinuos de foliación (I_x). Derecha, grano de cuarzo altamente fracturado de las areniscas volcanoclásticas (I_p).

1.13.2. Facies flujos de detritos (Localidad 4)

Sobre el cauce del río Tlacolula, cerca del poblado de Chapula, se encontró un afloramiento de capas de arenisca con detritos calcáreos con abundantes fusulínidos y crinoides, inmersos en capas de lutita. Mientras que las capas de lutita se observan con un clivaje tectónico (S_1) muy bien desarrollado. En la parte superior de este afloramiento se puede observar un bloque de brecha calcárea (sin fósiles) cabalgando a estas rocas (parte NW de la sección, Figura 36). Los diagramas de polos a S_0 (Figura 28, Izquierda), se disponen sobre una guirnalda, la cual indicaría una geometría en pliegues. Sin embargo, en campo estos no fueron visibles, por lo que el análisis geométrico no es aplicable en esta facies. Por otro lado, el diagrama S_1 , dispone a los datos, aunque dispersos, en un área bien definida, por lo que el desarrollo de la intensa foliación no ha sufrido modificaciones de orientación notorias, desde su formación (Figura 28, Derecha).

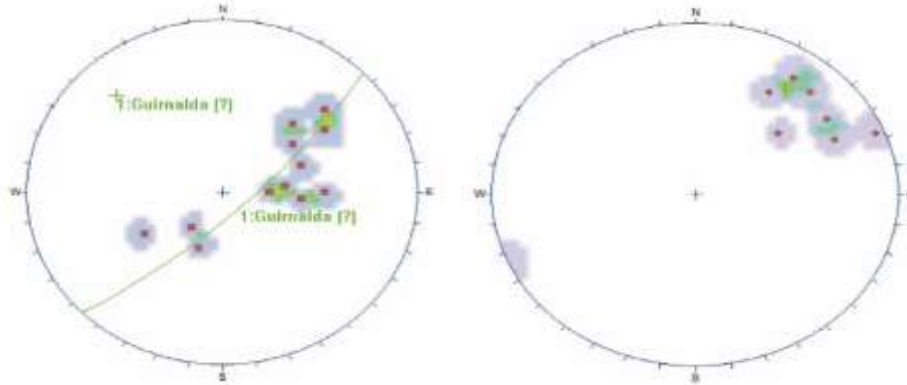


Figura 28. **Izquierda**, diagrama de polos a S_0 de capas de caliza de la Formación Tuzancoa, los cuales están dispuestos sobre una guirnalda que sugiere acortamiento con dirección NE-SW. **Derecha**, datos S_1 , que muestran una concentración al NE, mostrando que la dirección de la foliación no ha sido modificada fuertemente.

En cortes recientes sobre el camino que lleva al poblado de El Hormiguero (en las coordenadas 546561 m. E., 2297593 m. N.), se expuso un afloramiento fresco de capas de al menos 50 cm de espesor de caliza con crinoides en posición de crecimiento y fusulínidos. La continuidad de estas capas se ve afectada por la presencia de fallas normales tardías cuya orientación dominante es en dirección N-S (Figura 29).

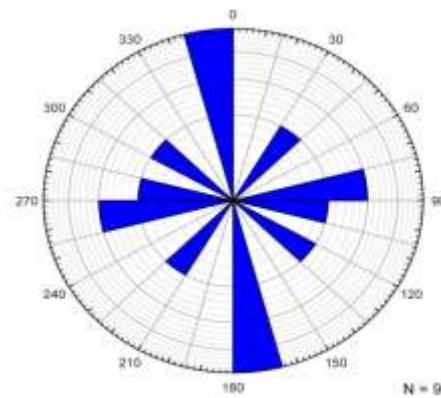


Figura 29. Roseta que muestra la estadística de las fallas normales, afectando a capas de los flujos de detritos, cercanos al poblado del Hormiguero. Se observa un dominio de estas estructuras con dirección N-S; consistente con la dirección de la falla Pochutla.

Esta roca presenta un grado de deformación mucho más alto, el cual es visible en lámina delgada por la presencia de una foliación continua y muy desarrollada en direcciones diversas. Lo que provoca que la matriz este muy distorsionada. Los granos fósiles presentan

un cambio en su forma original, contactos estilolíticos y microfracturamientos en su interior (Figura 30).

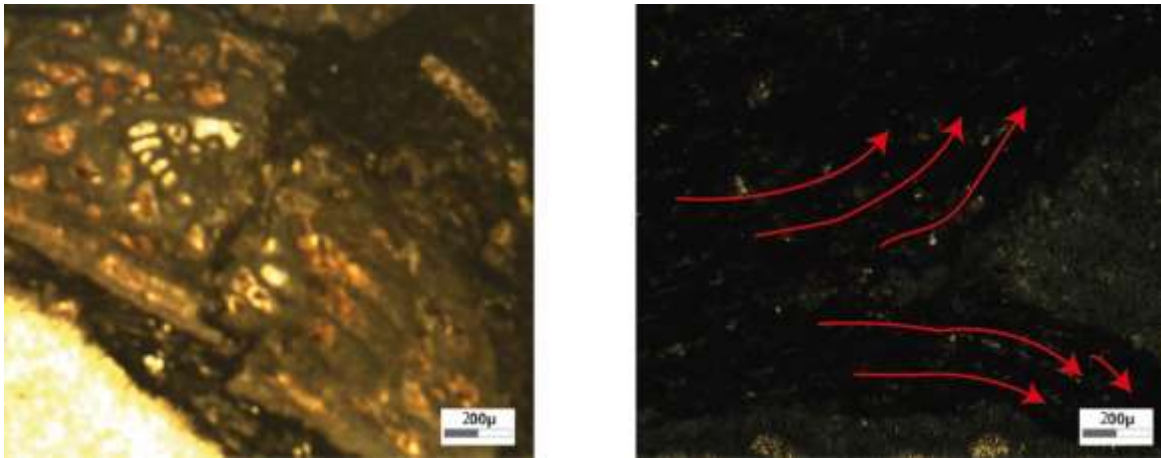


Figura 30. *Izquierda*, fragmento fósil deformado con fracturamiento a su interior, misma que presenta una forma ondulante. *Derecha*, matriz micrítica con alto desarrollo de clivaje, dando la impresión de fluidez.

1.13.3. Facies turbiditas siliciclásticas (Localidad 5)

La facies de turbiditas siliciclástica se puede observar con mucho detalle sobre el cauce del río Tlacolula entre el poblado del mismo nombre y el poblado el Hormiguero. Se encuentra compuesto por una intercalación de areniscas y lutitas en capas de estratificación delgada, siendo las capas de arenisca más gruesas, y constituidas por litoarenita y cuarzoarenita (Folk, 1968). En las secuencias tipo *flysch*, se reconocieron secuencias *Bouma* (1962), presentando los horizontes a-d, mismos que se utilizaron para definir polaridad de la estratificación, aunque debido a la presencia de pliegues sin-sedimentarios y tectonismo posterior, es muy cambiante a escala de afloramiento (Figura 31a).

La deformación en esta localidad es más compleja que aquella de la sección anterior, de acuerdo a la poca coherencia y a su geometría podría asociarse a una deformación causada por cizalla simple, misma que causa el plegamiento asimétrico, y zonas altamente distorsionadas. Al mismo tiempo, la presencia de estructuras sin-sedimentarias dificulta la coherencia de la sucesión.

Cercano al camino (terracería) podemos identificar una zona dominada por pliegues apretados muy parecidos a pliegues de tipo *chevron* (Figura 31b). En estos pliegues los estratos de areniscas funcionan como las capas competentes y las lutitas como capas incompetentes, la longitud de onda de los pliegues es del orden de uno a dos metros con planos axiales verticales.

La secuencia siliciclástica disminuye su espesor de una manera muy considerable hacia el SE (base de la columna). En zonas donde las capas de lutita son dominantes en la columna estratigráfica, se localiza mayor deformación, evidenciada por el desarrollo de una foliación penetrativa con geometría ondulosa-escamosa, la cual sugiere el desarrollo de zonas de cizalla, la cuales son verticales y parecen acomodar desplazamiento de tipo lateral (Figura 32 a, b y c).



Figura 31. a) Sucesión de capas de arenisca y lutita, mismas que llegan a presentar secuencias tipo Bouma, (incompletas generalmente). **b)** En capas más gruesas se generan pliegues cerrados y en ocasiones de tipo chevron, los cuales al mismo tiempo están afectados por colapso en la zona de charnela.



Figura 32. a) Bloques imbricados, generando en muchas ocasiones la pérdida de la coherencia de la estratificación. b) Zona dominada por capas de lutita, mismas que presentan el desarrollo de un clivaje muy penetrativo, asociado a una posible zona de cizalla. c) Deformación *syn*-sedimentaria presentes en las capas más delgadas. A la cual se sobrepone deformación tectónica.

En estas secuencias, las trazas ciclográficas de la S_0 permiten definir la orientación de los dos flancos promedio de los pliegues, como se aprecia en los diagramas de la Figura 33a y b. El análisis estereográfico de estos datos permite definir una guirnalda, con los polos a la S_0 con concentración de polos hacia los flancos (Figura 33c). Con estos datos en mente, se pudo representar la geometría general de los pliegues de esta facies, mismos que se pueden clasificar como cilíndricos, similares, cerrados, inclinados y con vergencia hacia el NE (Figura 33d), los cuales también sugieren una dirección de acortamiento NE-SW.

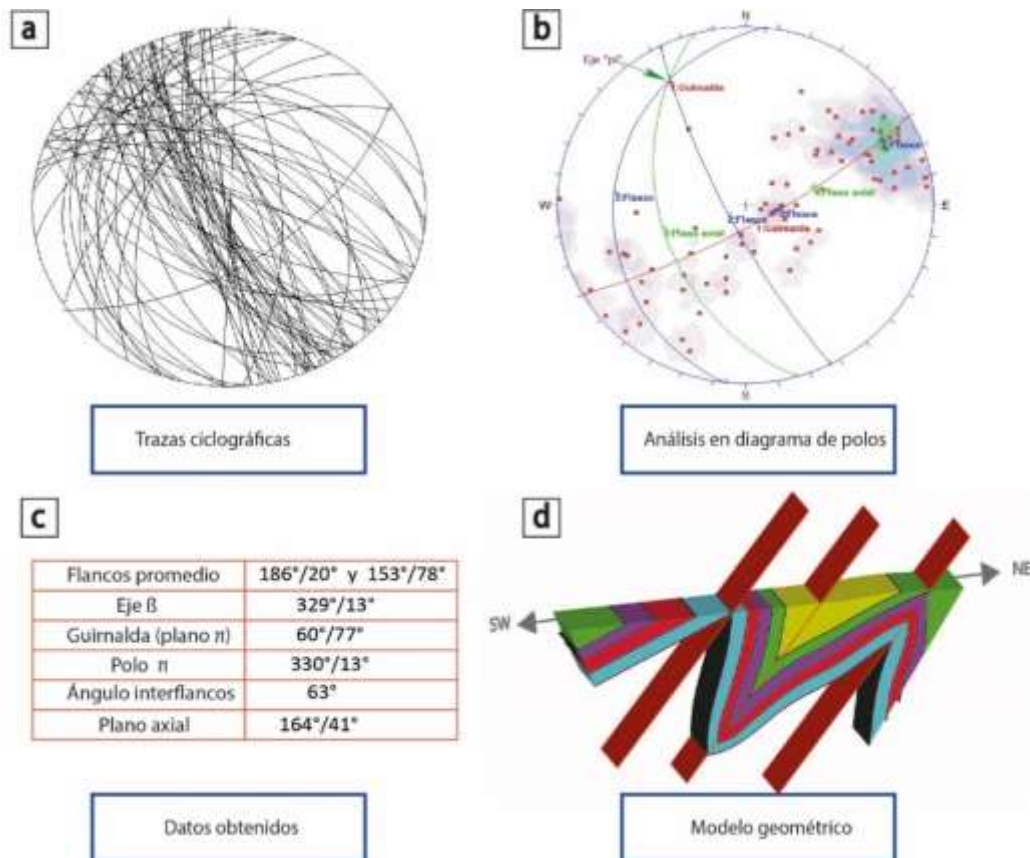


Figura 33. a) Trazas ciclográficas de los datos S_0 , para esta facies sedimentaria. b) Análisis de los datos, estableciendo los círculos mayores que definen la geometría de los pliegues. c) Estimaciones geométricas de los pliegues. d) Modelo geométrico idealizado.

En microescala, se muestreo una capa gruesa de arenisca, la cual muestra poca deformación interna, teniendo como estructuras principales, foliaciones poco desarrolladas y ondulantes, orientaciones de grano y granos de cuarzo fracturados y dislocados en algunas ocasiones (Ver anexo 2, areniscas siliciclásticas).

1.13.4. Conglomerados (Localidad 6)

La última facie que fue detallada por Rosales-Lagarde *et al.* (2005), corresponde a depósitos conglomeráticos (reellenos de canal), mismos que se encuentran aflorando al sur del poblado el Hormiguero (sobre el río Tlacolula, Figura 21). Estas rocas se encuentran intercaladas en la sucesión de areniscas y lutitas, con límites erosivos, abruptos e irregulares (Figura 35).

Los clastos varían en tamaños, los más grandes llegan a medir hasta 50 cm. Mientras que la composición son esencialmente fragmentos de otras facies de la Formación Tuzancoa y clastos del gneis Huiznopala.

Los datos S_0 fueron muy pocos, ya que los afloramientos no son muy extensos. Y, los diagramas estereográficos de estos datos muestran que la estratificación tiene una orientación más o menos constante (Figura 34a y b), con un promedio de 187° y una inclinación de 44° hacia el NW.

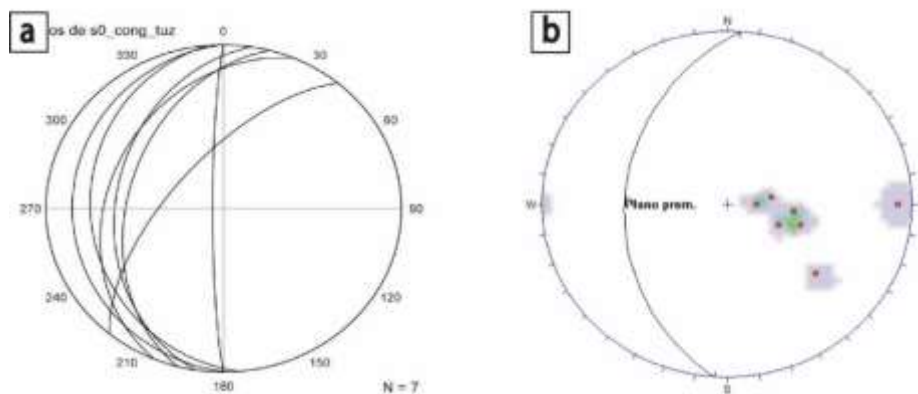


Figura 34. a) Trazas ciclográficas de los datos de S_0 . b) Diagrama de polos en donde se puede apreciar una orientación constante de la estratificación hacia $187^\circ/44^\circ$.

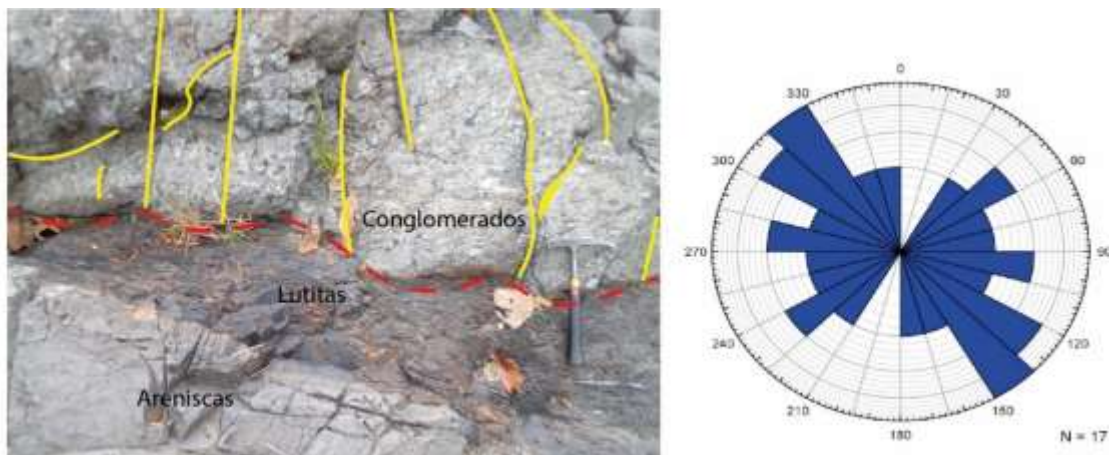


Figura 35. Izquierda, foto del afloramiento en el que se puede observar los límites con la facie siliciclástica, el cambio es abrupto y presenta un mayor grado de fracturas. Derecha, Las fracturas presentan un patrón preferentemente NNW-SSE.

Estas capas son significativamente afectadas, por fallas y fracturas penetrativas a escala de metros. Dichas fallas tienen un entramado complejo con estrías verticales, subhorizontales y oblicuas con una cinemática predominantemente de tipo normal, y lateral. Asimismo, las fallas y fracturas se disponen en direcciones preferentemente NNW-SSE, (Figura 35).

Finalmente, para las rocas que se encuentran aflorando sobre el cauce del río (localidades 4,5 y 6) se presenta la siguiente sección que sirva para dar una idea clara de las relaciones de contacto y complejidad estructural de las rocas expuestas de edad Paleozoica.

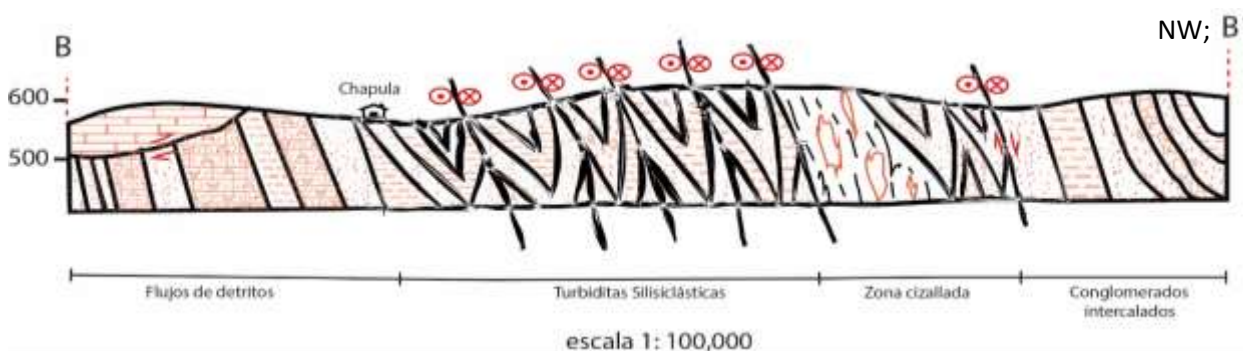


Figura 36. Sección B-B', muestra las estructuras presentes en la sucesión paleozoica en las inmediaciones del poblado Chapula, la deformación de las capas paleozoicas se presenta de manera esquemática en esta sección, la cual tiene una extensión de 2 km (aproximadamente).

1.14. Formación Huayacocotla

Como anteriormente se señaló, esta formación se ha dividido de acuerdo con la litología y a su contenido fósil. En la zona de estudio, solo se reconoció la parte basal, que corresponde a conglomerados y brechas líticas (Ochoa-Camarillo, 1996).

La exposición de estas rocas se observó en las partes altas de la topografía, cerca del poblado de Tonchintlán (Localidad 7, Figura 21). En este sitio las rocas se componen principalmente por fragmentos de rocas volcánicas, calizas con fusulínidos en su interior y fragmentos del basamento cristalino. Los clastos varían en tamaños, llegando a medir más de 10 cm y están rodeados por una matriz arcillo-arenosa.

No fue reconocible el contacto inferior con las rocas del Paleozoico o en su defecto con el gneis Huiznopala y su contacto superior está erosionado. Es probable que localmente estas rocas hayan estado cubiertas por rocas del Jurásico Tardío (Tamán, Pimienta), como se ha reportado en otras localidades por Ochoa Camarillo (1996).

Aunque se ha documentado que estas capas presentan un plegamiento muy marcado, sobre los afloramientos recorridos solo se observó la presencia de fracturas espaciadas, pero con una orientación bien definida hacia el NE-SW (Figura 37). Los planos de estratificación son muy difusos y los clastos no presentan una imbricación suficientemente marcada por lo que se omitieron esos datos para un análisis de geometría.

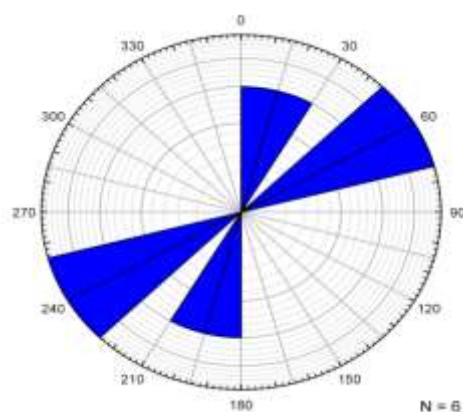


Figura 37. Roseta de las fracturas con orientación principal es NE-SW.

Por otro lado, sobre la carretera que va de Tianguistengo a la Morita (en las coordenadas 540100 m. E. y 2292024 m. N.), se identificaron capas de areniscas cuarcíticas, intercaladas con lutitas con una orientación $S41^{\circ}E/48^{\circ}$. Las areniscas presentan una alta madurez textural, y presencia de micas blancas, las cuales cambian gradualmente a capas de lutita con un clivaje localmente bien desarrollado (Figura 38). Estas sucesiones se asemejan a lo que Suter (1990) describió como la facies intermedia del Fm Huayacocotla. Sin embargo, este último afloramiento se encuentra lejos del polígono de estudio por lo cual no se realizaron más trabajos a detalle.



Figura 38. Afloramiento de areniscas-cuarcíticas, cerca del poblado de Tianguistengo. Tomado de Google Earth 2018.

A escala de grano, la deformación es apreciable por estructuras estilolíticas, poco frecuentes pero paralelas entre sí (mismas que podrían haber sido originadas por diagénesis, Figura 39), múltiples microfracturaminetos y orientación entre los granos (poco perceptible).



Figura 39. Matriz de conglomerado, en donde se muestran con líneas de color rojo las superficies estilolíticas paralelas.

1.15. Formación Tamán/ Pimienta

Corresponden a las rocas carbonatadas del Jurásico Tardío. La mejor exposición de estas rocas en el área de estudio, se encuentra sobre el río Tlacolula, específicamente en las coordenadas 549615 m. E; 2299812 m. N. (Localidad 8, Figura 21). Consiste en una intercalación de rocas calizas con textura *packstone* y lutitas carbonosas, ambas de color negro (asociadas a rocas con un alto contenido orgánico).

Hacia la base estas rocas están en contacto tectónico directamente con el gneis Huiznopala como se ha documentado en otras regiones aledañas (Suter, 1990; Ochoa-Camarillo, 1996). El contacto con las rocas del Cretácico Tardío es concordante. Los espesores de las capas de calizas son mayores que los de la lutita negra. Sin embargo, estas se encuentran altamente distorsionadas por la actividad tectónica, lo que hace que estos espesores varíen. Las capas de lutita pueden engrosarse significativamente y a veces desaparecer.

Esta alta deformación, está asociada principalmente a cizalla localizada en el contacto con el basamento cristalino, la cual dio lugar al desarrollo de un clivaje muy desarrollado cuyos polos se distribuyen sobre una guirnalda en la red estereográfica. Esta geometría sugiere que los planos de foliación han sido plegados (modificados de su geometría original de formación) con una geometría ondulado-escamosa. Los pliegues dentro de esta zona de alta deformación son muy apretados y comúnmente están degollados y por ello carecen de continuidad (Figura 40).



Figura 40. **Izquierda.** Fotografía de las rocas carbonatadas de la formación Tamán- Pimienta, donde se aprecia un arreglo estructural desordenado, debido a la intensa actividad tectónica que las ha afectado. Donde los pliegues muestran un alto grado de distorsión. **Derecha.** El cambio en la orientación de los datos S_1 se asocia con el continuo plegamiento de estos planos.

A escala de grano se aprecian fragmentos fósiles (calciesferas) con orientación preferencial, mismos que se encuentran aplastados y en muchas ocasiones fracturados (Figura 41, Izquierda). Tiene planos de foliación muy bien desarrollados, continuos y en forma ondulante, como se aprecia en la Figura 41 (derecha).

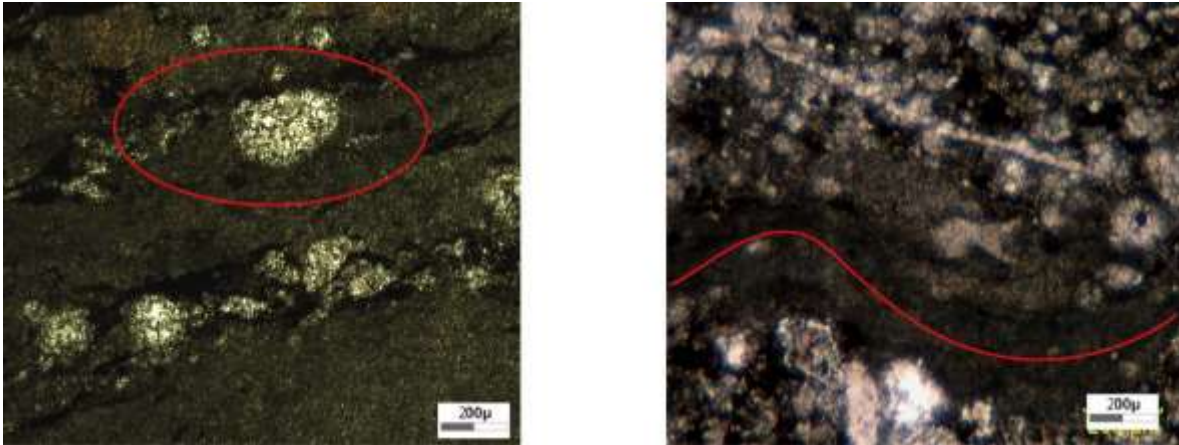


Figura 41. **Izquierda**, calciesfera elongada lateralmente y en su parte superior presenta corrosión. **Derecha**, estructuras de disolución por presión (estilolitas) ondulantes y bien desarrolladas.

1.16. Formación Tamaulipas Inferior

Presentes cerca del poblado de Otlamalacatla y en el cauce del río Tlacolula (Localidad 9, Figura 21), donde, las rocas de esta formación constan de calizas de textura *mudstone* de color gris claro, en su interior presentan una alta cantidad de esqueletos fósiles visibles en muestras de mano que pueden llegar a medir hasta 10 cm, aunque su distribución se restringe a solo algunos sectores (Figura 42c). Presenta, además, capas intercaladas de areniscas y microconglomerados calcáreos.

Una de las características principales que diferencia a estas rocas, es el espesor de sus estratos, en general son estratos gruesos (Figura 42a) o masivos que pueden alcanzar varios metros de espesor. Sobre el río Tlacolula se observa un cambio transicional de capas gruesas a capas delgadas de la Formación Tamaulipas Superior.

Como menciona Suter (1990) y Ochoa Camarillo (1996), estas rocas presentan estilolitas de gran tamaño, paralelas a la estratificación, las cuales son fácilmente reconocibles en los estratos de mayor tamaño. Como se aprecia en la Figura 42b.

Estas rocas presentan un estilo de deformación dominado por pliegues, en general estos son suaves o abiertos (debido al espesor de las capas). Las fallas en esta formación son recurrentes y se presentan como pliegues asociados con fallas o, debido a la cercanía con el despegue (FM Tamán-Pimienta), las capas pudieron haber sido imbricadas por fallamiento local durante su acortamiento.

No obstante, con el análisis estereográfico se pueden definir los flancos principales de estos pliegues, donde es evidente la gran apertura de estos (Figura 43a y b), como se observó en campo. Los datos obtenidos del análisis estereográfico permiten crear un modelo representativo de los pliegues en esta formación (Figura 43c y d), en donde podemos identificar pliegues cilíndricos, paralelos, suaves e inclinados o reclinados.

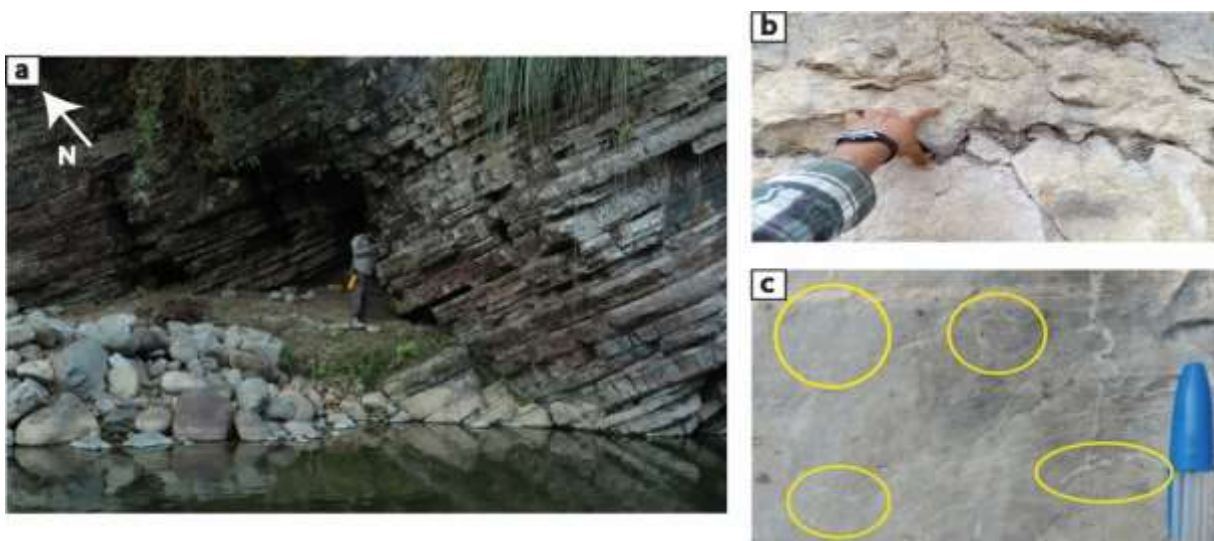


Figura 42. a) Afloramiento de la Formación Tamaulipas Inferior, sobre el río Tlacolula, se observa como a las partes superiores cambia transicionalmente hacia la Formación Tamaulipas Superior. b) Estilolitas paralelas a la estratificación. c) Fragmentos fósiles visibles macroscópicamente.

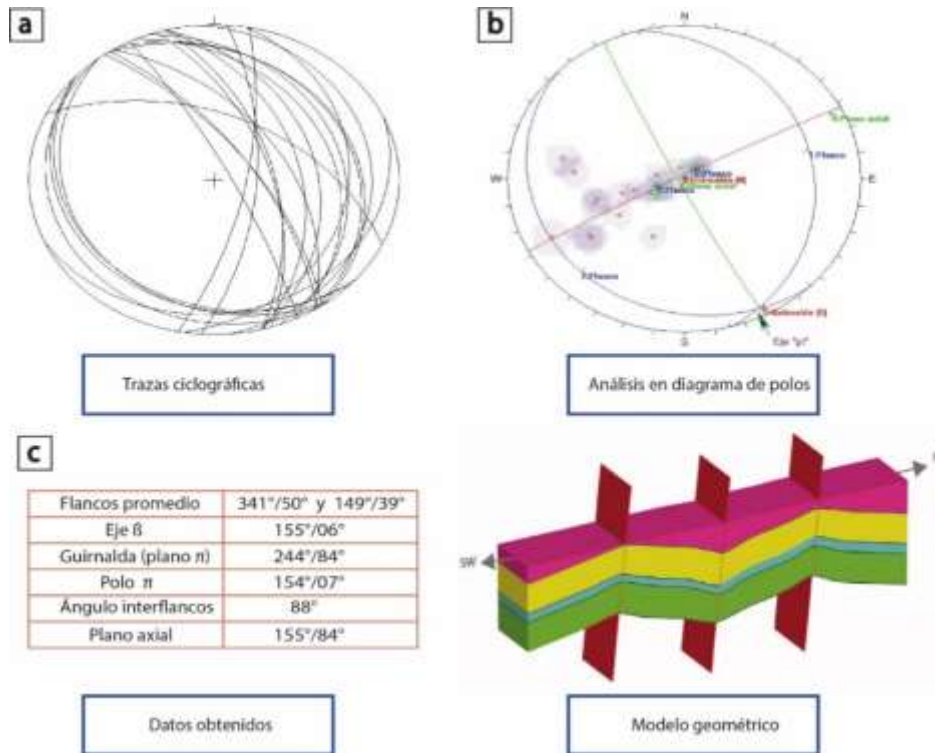


Figura 43. a) Trazas ciclográficas de los datos S_0 , para la Fm. Tamaulipas Inferior. b) Análisis de los datos, estableciendo los círculos mayores que definen la geometría de los pliegues. c) Parámetros estructurales definidos a partir de estos datos. d) Modelo geométrico idealizado para la geometría promedio de los pliegues.

A escala de grano, la caliza presenta fuertes dominios de clivaje, espaciado, pero de gran tamaño (del orden de cm). Aunque, es notable que en las zonas donde no existe esta acumulación de material residual, la roca (fósiles y granos) se presenta intacta (Figura 44, derecha).

Por el contrario, las areniscas calcáreas, no presentan este desarrollo de clivaje muy marcado y solo se percibe una orientación de granos (Figura 44, izquierda).

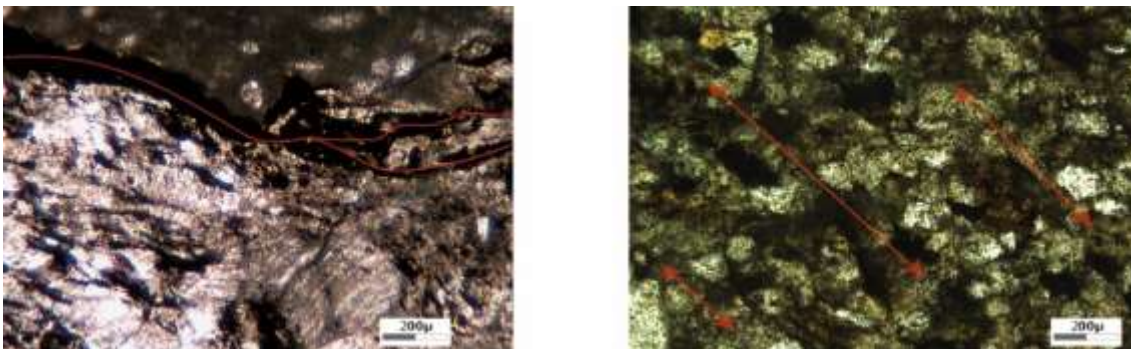


Figura 44. Izquierda, la línea roja denota la traza de un plano de clivaje muy bien desarrollado, y a su parte superior se aprecia la roca sin deformar. Derecha, arenisca calcárea en donde solo es visible una orientación de grano.

1.17. Formación Tamaulipas Superior

Corresponde a las rocas con mayor distribución espacial en el área de estudio. (Localidad 10-11, Figura 21) y se componen por intercalaciones de calizas y lutitas carbonatadas. Estas rocas calizas presentan una textura que varía entre *packstone* y *grainstone*, en donde los espesores de los estratos no son mayores a 30 cm. En muestra de mano, no se reconocieron fósiles, aunque, presenta una abundante cantidad de nódulos de pirita y lentes de pedernal. Los estratos de lutita no superan los 10 cm de espesor y desarrollaron un clivaje incipiente y un alto grado de intemperismo.

El límite inferior es transicional con la Formación Tamaulipas Inferior, mientras que el límite superior con la Formación Agua Nueva es concordante pero abrupto.

La Formación Tamaulipas Superior, muestra una deformación dominada por pliegues de diferente estilo. Sobre el cauce del río Tlacolula, se observaron pliegues abiertos y paralelos (1B, Ramsay, 1967, Figura 45a). Sin embargo, son dominantes los pliegues de tipo *chevron*; horizontales y horizontales inclinados, con longitudes y amplitudes de onda de más de 10 m (Figura 45b). En general presentan una vergencia hacia el NW.

Los estratos de calizas presentan estrías de corrimiento entre capas (cizalla capa a capa), que nos indica un mecanismo de deformación dominado por *buckling* y posterior *flattening* poco desarrollado, puesto que la charnela presenta sólo un ligero aplastamiento.

Sobre la carretera los pliegues son cerrados, pero sin charnelas quebradas, estas capas presentan zonas de despegue intercapa, y algunos pliegues monoclinales (Figura 45c). Se documentaron fallas dentro de algunos pliegues. Sin embargo, muchas de estas asociadas al rompimiento de la charnela, sobre uno de los flancos (Figura 45d).

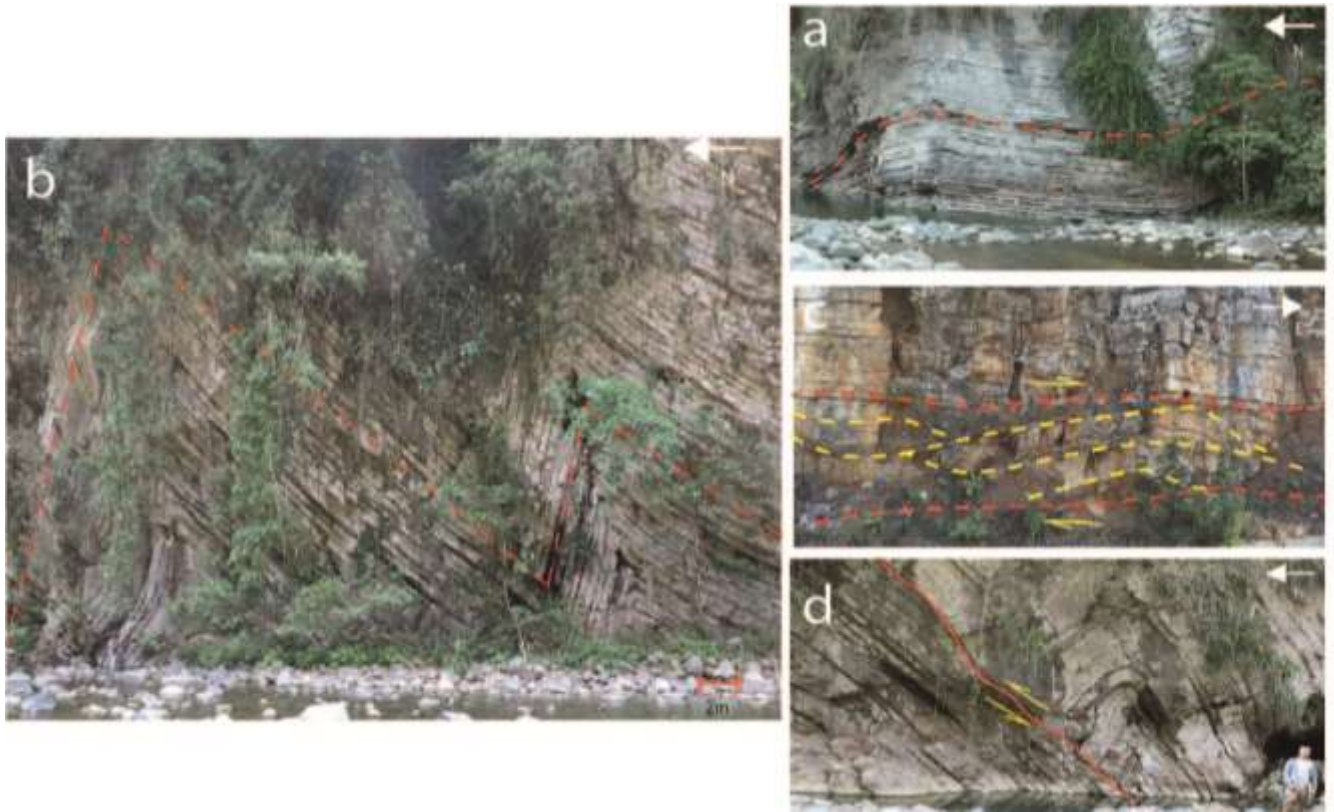


Figura 45. Deformación en las capas de la Formación Tamaulipas Superior. **a)** Capas en estratos horizontales, muy cercanos al límite con la Formación Tamaulipas Inferior. **b)** Pliegues tipo *chevron*, presentes en las partes superiores de la formación. **c)** Capas que muestran zonas de despegue entre las capas, las líneas amarillas muestran los estratos deformados. **d)** Colapso de charnela a partir de una falla inversa. Las líneas rojas punteadas, muestran el seguimiento de la estratificación.

A partir de los datos colectados en campo, se pudo crear un modelo geométrico general, ya que es importante mencionar que el plegamiento tiene un gradiente muy marcado, donde los pliegues se vuelven recumbentes y sus charnelas se hacen quebradas a la parte superior (Pliegues *Chevron*). Por lo que el diagrama de la Figura 46d, solo es representativa de las partes medias y bajas en esta formación. Se clasifica a este pliegue como: pliegue cilíndrico, paralelo, abierto-cerrado, inclinado semi-horizontal.

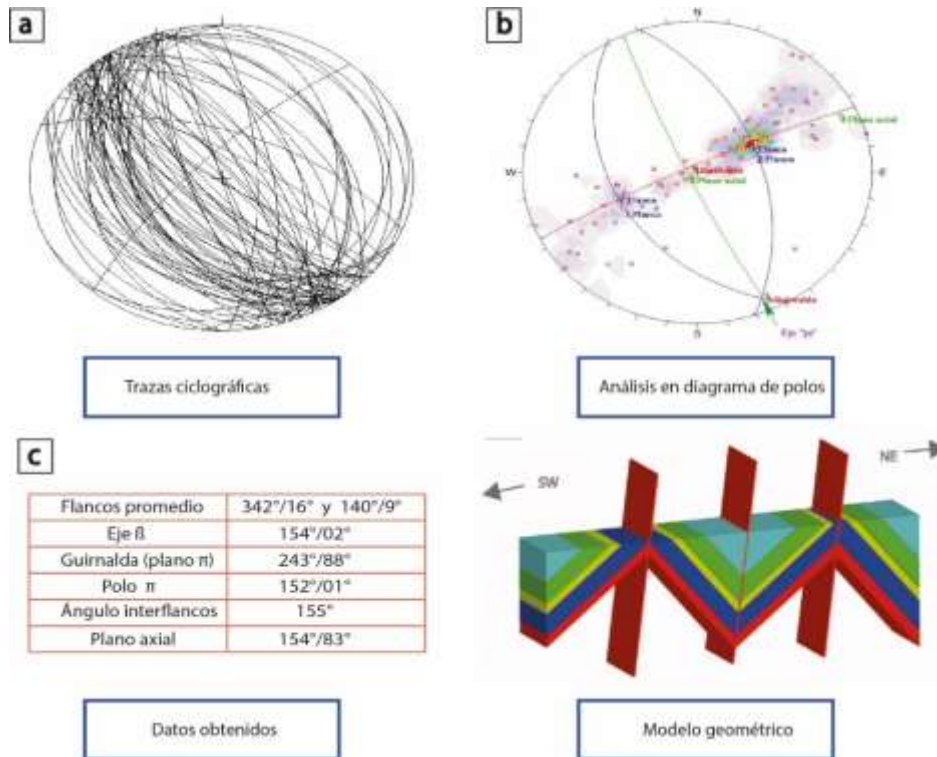


Figura 46. Trazas ciclográficas de los datos S_0 , para esta facies. **b)** Análisis de los datos, estableciendo los círculos mayores que definen la geometría de los pliegues. **c)** Datos obtenidos. **d)** Modelo geométrico idealizado de la geometría de los pliegues.

La deformación a escala de grano es visible por la orientación de forma de estos y por el desarrollo de un clivaje muy penetrativo, continuo, espaciado (mm) y de forma estilolítica. En algunas ocasiones el conjunto de estos planos de materiales insolubles crea formas trenzadas (Figura 47 Derecha).

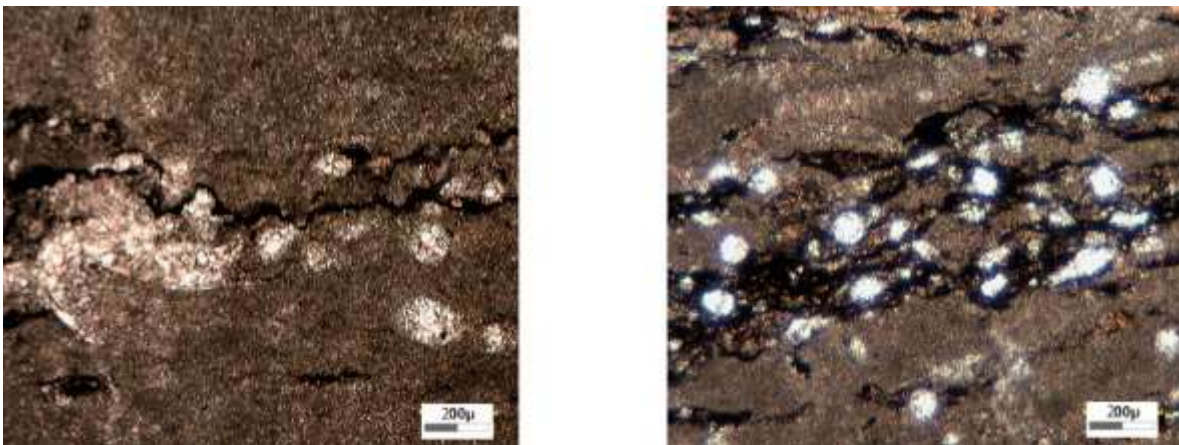


Figura 47. Izquierda, desarrollo de clivaje en formas ondulantes. Derecha, dominios de clivaje en formas trenzadas.

1.18. Formación Agua Nueva

Las rocas correspondientes a esta formación se encuentran como altos topográficos al norte del polígono delimitado (Localidad 12, Figura 21). Corresponde a calizas negras de textura *mudstone*, con un alto contenido orgánico, de estratificación media a fina, intercaladas con capas de lutitas carbonosas de color café (Figura 48). Presenta zonas de bioturbación como *burrows*, o pequeñas galerías rellenas de pirita.

El espesor observado para esta formación es de alrededor de 20m, donde el límite con la Formación Tamaulipas Superior es abrupto, mientras que cambia de manera transicional a las capas de la Formación San Felipe.

Los estratos se observan de manera tabular, y solo se aprecia a las capas inclinadas en dirección NNW. Sin embargo, también se observa cizalla entre las capas, que se entiende como un acortamiento (Plegamiento) dominado por *buckling*, en pliegues abierto o suaves.



Figura 48. Rocas tabulares de la Formación Agua Nueva, donde la deformación en las capas no es evidente. El color café, nos indica que la composición deja de ser completamente carbonatada y presenta contenido de arcillas.

Aunque es menos marcada la deformación, el análisis estereográfico permite observar que las capas deformadas fácilmente se acoplan sobre el plano de una guirnalda bien definida

con dirección $50^{\circ}/86^{\circ}$ (Figura 49b), de la misma manera, con los datos obtenidos de ese análisis se creó el modelo geométrico que responde a un pliegue cilíndrico, paralelo, suave, inclinado semi-horizontal (Figura 49d). El cual es consistente con el tren de compactación NE-SW.

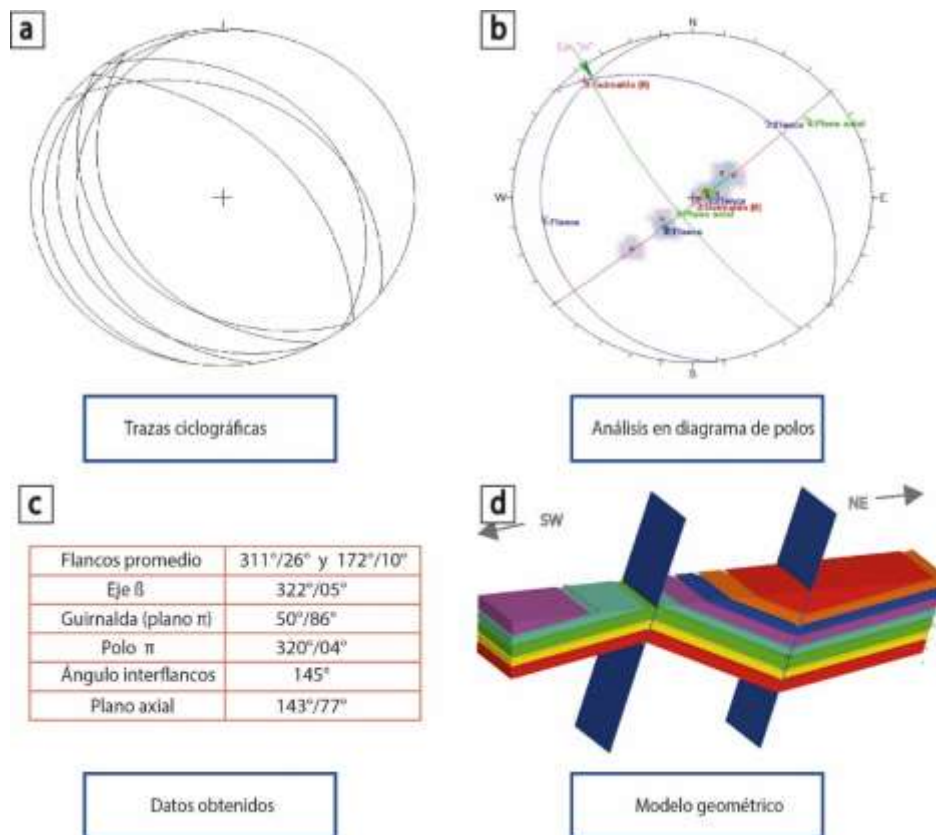


Figura 49. a) Trazas ciclográficas de los datos S_0 , para esta facies. b) Análisis de los datos, estableciendo los círculos mayores que definen la geometría de los pliegues. c) Datos obtenidos. d) Modelo geométrico idealizado de la geometría de los pliegues.

1.19. Formación San Felipe/ Formación Méndez

La unidad más joven reconocida que aflora en el área de estudio es la Formación San Felipe, diferenciada de la Formación Agua Nueva, por el incremento de capas de composición clástica (Localidad 13, Figura 21)

Corresponde a una intercalación de calizas con textura *packstone* a *grainstone*, capas de areniscas de grano fino y lutitas (Figura 51). Y aunque no presentan componentes fósiles en muestra de mano, se pueden distinguir zonas con bioturbaciones (*burrows*, galerías, etc), bien definidas.

La deformación de estas capas es a partir de pliegues, por lo que, para su análisis se colectaron datos estructurales cerca del poblado de Los Linderos, en donde estas rocas presentaban deformación mucho menos marcada que las rocas infrayacentes. Sin embargo, el análisis estereográfico (Figura 50a), nos permite observar la concordancia en las direcciones de acortamiento, y una similitud con la geometría de los pliegues ya estudiados. Siendo los pliegues idealizados: cilíndricos, paralelos, suaves e inclinados-semi-horizontales (Figura 50 b).

Las Fm. Agua Nueva y San Felipe, se caracterizan por tener una deformación a escala de grano muy incipiente, el desarrollo de planos de clivaje es muy pobre, los clastos no presentan orientación de forma y se observan intraclastos que presentan distorsiones. Sin embargo, estos últimos son ocasionados por su deposición en materiales aun no consolidados (Figura 52).

Por otra parte, la Formación Méndez se documentó al Norte del poblado de San Miguel (Localidad 14, Figura 21), consta de una secuencia de lutitas en estratos no mayores a 10 cm y laminaciones de areniscas, (menores a 1cm), ambas afectadas por un clivaje (S_1) muy desarrollado, el cual modificó la estructura general de estas rocas (Figura 53). Además, dominan los pliegues abiertos, muy asimétricos y con poca coherencia. Sin embargo, debido a la lejanía y difícil acceso a esta zona, en esta formación solo se midieron y caracterizaron

fallas, mismas que serán utilizadas para la comprensión de la cinemática de esta área en el siguiente capítulo.

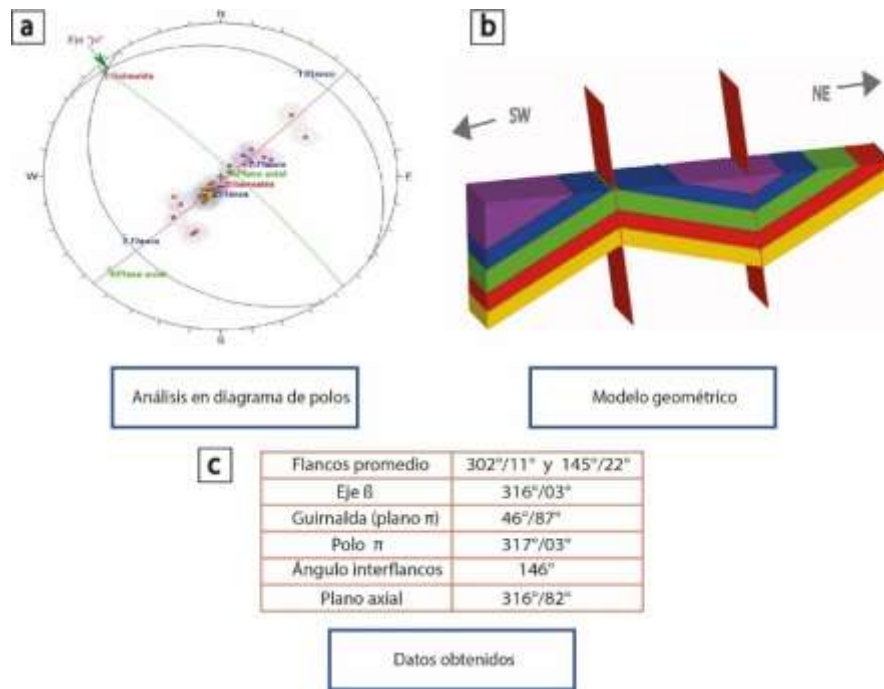


Figura 50. a) Trazas ciclográficas de los datos S_0 , para esta facie b) Análisis de los datos, estableciendo los círculos mayores que definen la geometría de los pliegues. c) Datos obtenidos d) Modelo geométrico idealizado.



Figura 51. Afloramiento de la Formación San Felipe, los estratos son más delgados, aumentan los componentes clásticos y la deformación disminuye significativamente.

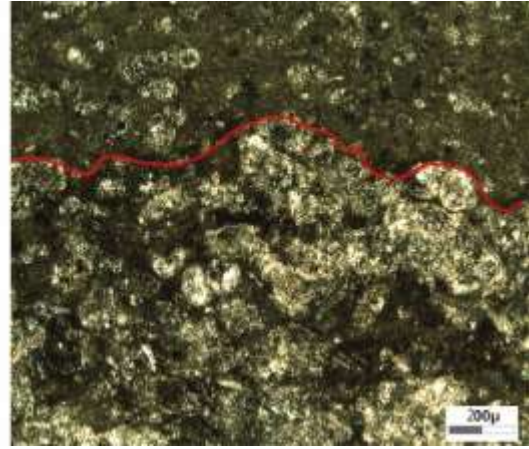
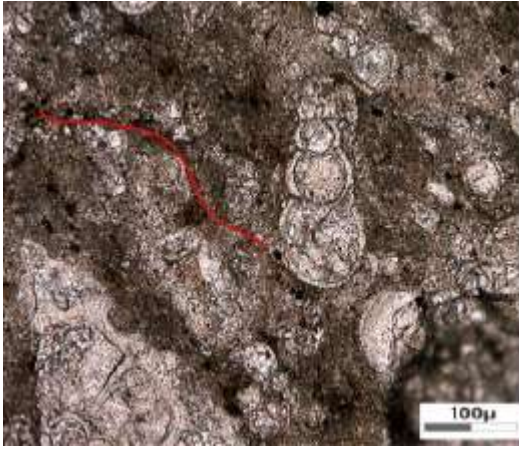


Figura 52. **Izquierda**, desarrollo de clivaje incipiente, roca poco deformada. (Fm. Agua Nueva). **Derecha**, intraclasto, en el que se observan bordes discontinuos, por deposición en materiales no consolidados (Fm. San Felipe).

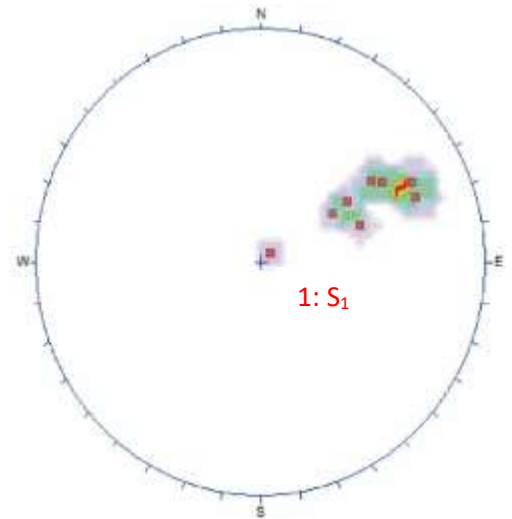


Figura 53. **Izquierda**, Afloramiento de la Formación Méndez, donde se aprecia la generación de planos de foliación. **Derecha**, La agrupación de los datos de clivaje en un solo sector del estereograma permite identificar que estos planos no han sufrido modificación desde su generación.

1.20. Falla Pochutla

Sobre la carretera La Morita-Tlacolula en las coordenadas 547693 m. E y 2300122 m. N. Se observa a las rocas del Cretácico Temprano en contacto (tectónico) vertical con las turbiditas volcaniclásticas de la Formación Tuzancoa (Figura 54).

El contacto o falla, tiene una dirección 319/87°. Y aunque las rocas que pone en disposición varían en un rango de edad bastante amplio, sobre la carretera no se aprecian zonas de brecha de falla e incluso no se pudieron reconocer estructuras que permitan asignarle una cinemática precisa.

Hacia las partes profundas del río, se aprecia que la falla documentada sobre la carretera es una bifurcación de una estructura más grande, en este lugar la falla presenta una dirección 04/82° en donde esta ramificación si generó una zona de brecha de falla importante.

Hacia el poblado de Tuzancoa, se siguió la traza de este rasgo regional importante, en donde se aprecia que el ángulo de esta disminuye notablemente, hasta llegar a los 60° con una dirección 336°. En este lugar la falla pone en contacto a rocas del Jurásico Tardío, con las rocas del Paleozoico; estas últimas con una deformación muy incipiente.



Figura 54. Contacto entre las capas de turbiditas volcaniclásticas, de la Formación Tuzancoa y las calizas de la Formación Tamaulipas Inferior, donde no se genera una zona de falla a pesar de las contrastantes edades de las formaciones afectadas.

Capítulo 5

DISCUSIÓN, INTERPRETACIÓN CINEMÁTICA DE LAS ESTRUCTURAS Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL ÁREA.

Este capítulo tiene por objetivo dar un entendimiento de la evolución del área en cuestión a partir del estudio de las fallas encontradas en las formaciones antes descritas, ello mediante la aplicación de técnicas analíticas para determinar paleo-esfuerzos, las cuales permiten estimar las orientaciones de acortamiento y extensión principales causadas por las fallas antes mencionadas. Además, en la discusión de estos datos se consideran los análisis geométrico-cinemáticos de pliegues expuestos en el capítulo anterior, y se comparan entre sí para determinar si hay consistencia cinemática entre ellos.

1.21. Análisis cinemático de fallas

Para realizar el análisis cinemático, se utilizaron datos de orientación en fallas, así como de estrías o fibras de calcita, además de los escalones de falla (Figura 55), los cuales nos dan el sentido de movimiento. Se asume que un sistema de fallas es el resultado de la acción de un estado de esfuerzos, por lo cual la inversión del deslizamiento sobre los planos de falla a lo largo de las estrías y fibras, permite estimar la orientación de los esfuerzos principales que produjeron dicho desplazamiento. Se han desarrollado diversos métodos estadísticos para determinar el campo de esfuerzos basado en el análisis cinemático de fallas. Uno de los primeros trabajos en desarrollar este tema es el de Both (1959), quien propone que existe una relación entre la orientación y la forma del elipsoide de esfuerzos que actúa sobre un plano, con respecto a la orientación de la máxima componente de cizalla (estría) sobre dicho plano (ver Anexo 3). Basado en esta visión, se desarrollan otras metodologías numéricas, como aquellas de Carey y Brunier (1974), con la cual se pueden deducir tensores de esfuerzos a partir de planos y estrías de falla. Otros métodos gráficos, basados en el

método de los diedros rectos, permiten relacionar la orientación de fallas y sus indicadores cinemáticos en la red estereográfica, para determinar la orientación de los esfuerzos principales. Dicho método fue retomado y ampliamente difundido por Angelier y Mechler (1977).



Figura 55. Ejemplo de fibras de calcita sobre un plano de falla en lutitas calcáreas de la Fm. Méndez, cerca del poblado de San Miguel, Hidalgo.

En dichos diagramas se dibuja la traza ciclográfica de la falla y el polo de la estría sobre la traza, además de un plano auxiliar (plano nodal complementario a la falla, de manera similar a como se define en los diagramas de mecanismos focales de terremotos) cuyo polo es la estría de la falla. Ambos planos definen cuatro zonas (diedros) opuestas entre sí, las cuales son compatibles con extensión (o compresión mínima) y con compresión (o compresión máxima), respectivamente (Figura 56).

Otro método para determinar la orientación del tensor de esfuerzos basado en el análisis de fallas, es el utilizado en el programa Orient de Frederick W. Vollmer (2017). En dicho programa se registran datos de orientación (rumbo y echado) de planos de falla, junto con orientaciones de estrías o fibras de minerales referidos al plano (*pitch*) o medidos independientemente del plano (*plunge*), así como el sentido de movimiento de la falla. El

resultado de este análisis que se obtiene en el programa Orient, es un resultado estadístico de todos los datos de falla que se le proporcionen al programa.

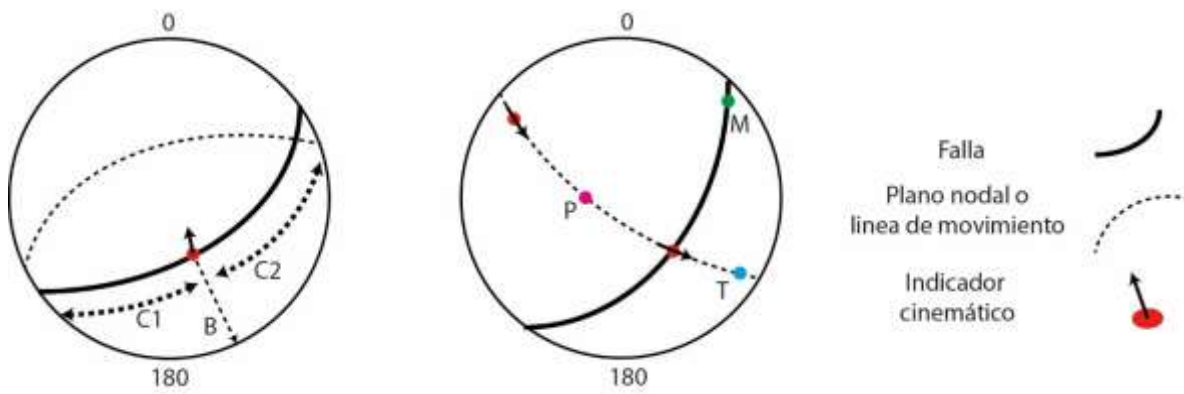


Figura 56. A. Método gráfico para estimar las direcciones principales de esfuerzos extensivos y compresivos. Para ello se utiliza el buzamiento del plano de falla (B, 0-90) y el pitch de la estría sobre el plano de falla (C, 0-180). El plano nodal será un plano auxiliar, el cual tiene como polo a la estría. La flecha roja sobre la estría indica cómo se mueve el bloque de techo. **B.** Falla normal con una línea de desplazamiento (rojo) dentro de la red de Schmidt. El punto azul es el polo de la falla. El punto verde (Plano M) corresponde al polo del plano delimitado por el polo de la falla y la estría de movimiento. Los puntos de color morado y cian, denotan los ejes de extensión y acortamiento, respectivamente. Las flechas indican la dirección del movimiento (modificado de Frederick W. Vollmer, 2017).

En esta tesis, se decidió aplicar este análisis a fallas que afectan a las rocas a un lado y otro de Falla de Pochutla, la cual define a un bloque occidental y uno oriental. En el bloque oriental, se midieron fallas en la Fm. Tuzancoa, las cuales son más abundantes cerca del contacto con el basamento cristalino (Falla Pochutla), como se observa en la Figura 21. Dichas fallas son predominantemente subverticales en arreglos anastomosados y afectan a las facies 2, 3 y 4 de la formación Tuzancoa. Por otro lado, en el bloque oriental se analizaron fallas inversas de bajo ángulo, las cuales se asocian con pliegues mesoscópicos en rocas carbonatadas del Cretácico (Formaciones Tamaulipas, Agua Nueva, San Felipe y Méndez). En este caso, queremos ver si el campo de esfuerzos que generó a las estructuras formadas durante el evento de deformación de piel delgada fue el mismo que aquel que generó a las fallas inversas subverticales del bloque occidental. A las fallas de “piel delgada” se les hizo una corrección de inclinación de 8.5° a favor de la inclinación, debido que la zona de despegue basal está inclinada 6° al oriente cuando debería estar inclinada alrededor de 2.5

° hacia el occidente de acuerdo con la geometría de la cuña del CPCM en esta región (Fitz-Díaz et al., 2011). No se hizo corrección de rumbo, ya que el rumbo de la Falla Pochutla es cercano con la orientación de las fallas de bajo ángulo, de modo que la rotación de cuerpo rígido que basculó las estructuras del despegue basal, no afectó significativamente su rumbo. No se analizaron datos específicamente de la Falla Pochutla ya que son muy escasos.

1.22. Resultados del análisis gráfico para sistemas de esfuerzos

Se analizaron un total de 61 fallas con cinemática predominantemente inversa y oblicua para este estudio, aunque también se observaron fallas normales y laterales con una orientación muy similar, pero presentes en menor número. Estas últimas, no sólo eran escasas, sino que muchas no presentaban indicadores bien conservados. Las fallas encontradas en el bloque occidental se disponen en un arreglo anastomosado subvertical con un rango de orientaciones en los cuadrantes NW-SE (Figura 57, Izquierda). Por otro lado, casi todas las fallas del bloque oriental son de bajo ángulo, tienen cinemática inversa y un rumbo preferencial NW-SE afectando a las capas de carbonatos del Cretácico (Figura 57, Derecha).

La teoría de Anderson (1951) sobre formación de fallas, indica que el esfuerzo principal máximo (σ_1) se orienta alrededor de 30° con respecto a planos falla conjugados (se orienta con la bisectriz del ángulo agudo que forman las fallas conjugadas), y que al menos uno de los esfuerzos principales se orienta con la dirección de la gravedad (es vertical). De esta forma sostiene que las fallas normales se inclinan 60° porque σ_1 es vertical, las fallas inversas se inclinan de 15 a 30° porque σ_3 es vertical, y, por lo tanto, las fallas laterales son verticales porque σ_2 es vertical.

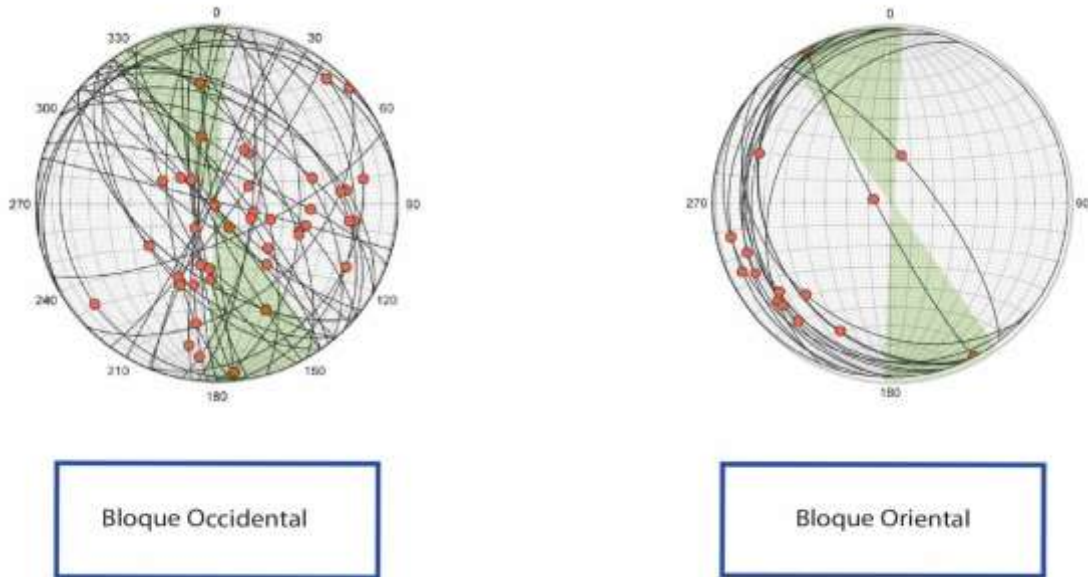


Figura 57. Trazas ciclográficas de los planos de falla utilizados en el análisis cinemático. Los puntos rojos representan a las estrías sobre los planos analizados. Mientras que la sombra verde representa la orientación de la falla Pochutla basado en mediciones de campo y el rumbo de la falla en el mapa.

Siguiendo este orden de ideas, los diagramas de *beach ball* que resultaron del análisis cinemático de las fallas, muestran pares conjugados de fallas que pudieron formarse bajo el mismo campo de esfuerzos. En el bloque occidental, el análisis de las fallas (y estrías correspondientes) medidas en la Formación Tuzancoa indican que las fallas conjugadas tienen orientación $304^{\circ}/32^{\circ}$ y $160^{\circ}/61^{\circ}$ con cinemática inversa (Figura 58). Basado en observaciones de campo, la falla activa o dominante (Falla Pochutla) tiene orientación $160^{\circ}/61^{\circ}$. Para el caso de las fallas de bajo ángulo medidas en rocas del Cretácico, las fallas conjugadas tienen orientación $164^{\circ}/25^{\circ}$ y $336^{\circ}/65^{\circ}$ (Figura 58). De las cuales, la que se desarrolló mejor tiene orientación $164^{\circ}/25^{\circ}$.

Por otro parte, el análisis cinemático para determinar direcciones compresión máxima, basado en el método de los diedros o de Angelier, nos indica para ambos bloques, la dirección (σ_1) es la misma, y está orientada NE-SW (Figura 59). Sin embargo, se aprecia una diferencia en el ángulo de inclinación de este vector, ya que en el bloque occidental se inclina 20° hacia $N240^{\circ}$, mientras que para el bloque oriental se inclina 12° hacia $N070^{\circ}$ (Figura 59).

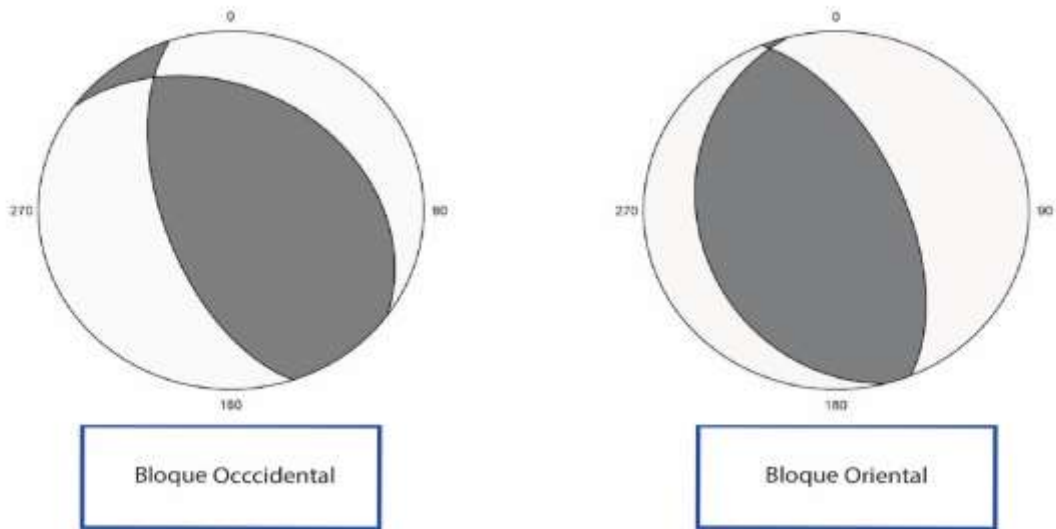


Figura 58. Diagramas *Beachball*, que muestran la cinemática preferente a partir de los datos de fallas.

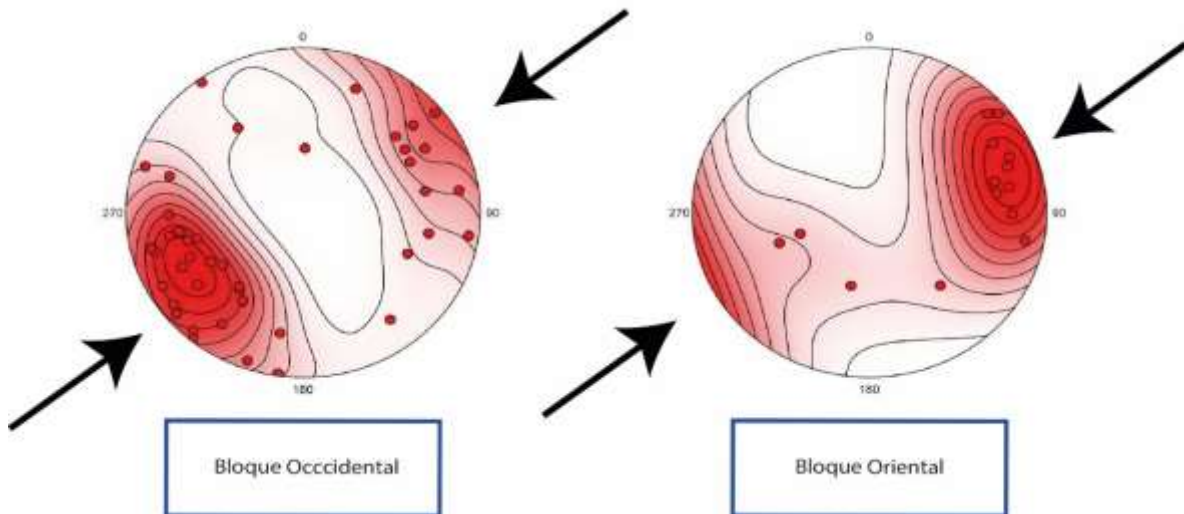


Figura 59. Diagramas que muestran las direcciones de compresión máxima; para ambos bloques la dirección es coincidente NNW-SSE, sin embargo el ángulo de incidencia cambia ligeramente.

Es importante mencionar que, las rocas paleozoicas del bloque occidental han sufrido una historia de deformación más compleja a través de su evolución, comparado con las rocas cretácicas del oriente. Sin embargo, en la aplicación del método de Angelier (1979) solo se consideraron las fallas, estrías e indicadores cinemáticos de la última reactivación en las

rocas paleozoicas. Mientras en las rocas cretácicas sólo se utilizaron datos de la única generación de fallas inversas presentes en estas rocas. Por lo cual, y debido que ambas estructuras tienen la misma dirección de acortamiento máximo, es posible que ambas generaciones de fallas fueron generadas o reactivadas (según sea el caso), bajo un régimen de esfuerzos similar, pero en distintos episodios, ya que las fallas de alto ángulo cortan a las fallas de bajo ángulo.

Considerando los pliegues y fallas del área, podemos apreciar la dirección de acortamiento de las estructuras plegadas (polo a planos axiales) y los esfuerzos que originaron o reactivaron las fallas inversas de nuestra área, son consistentes con una dirección de compresión máxima en dirección hacia el NE-SW. Aunque en el caso de la falla de Pochutla y fallas asociadas en las rocas paleozoicas, debido a su alto ángulo, el vector de compresión máxima tiene un ángulo de inclinación más alto. Es decir, que tanto la deformación de “piel delgada” como la deformación de “piel gruesa” ocurrieron en un evento compresivo similar, durante el cual la inclinación de σ_1 , se volvió más abrupta hacia el occidente.

1.23. Evolución

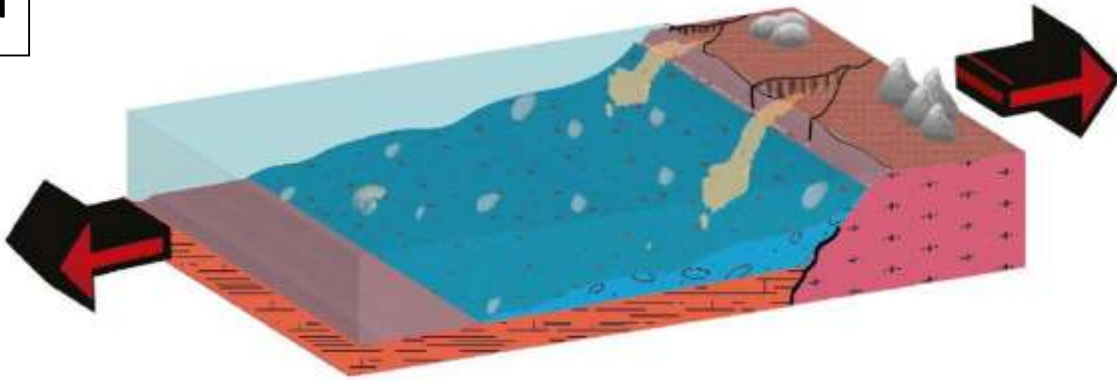
Considerando la estratigrafía y estructuras del área de estudio, podemos hacer la reconstrucción de la evolución tectónica del “alto de Huayacocotla”. Recordemos que en el área afloran rocas del basamento cristalino Precámbrico y rocas sedimentarias de Pérmico, cuyas historias no se abordan en nuestra reconstrucción. Nuestro punto de partida es el Jurásico Medio y hasta el Paleógeno.

- Después del depósito de la Fm. Tuzancoa sobre el gneis Huiznopala, se inició una etapa extensiva precursora de la apertura del Golfo de México. Durante esta etapa se formaron fallas normales con orientaciones NNW-SSE. Una de ellas fue quizás la Falla de Pochutla, la cual limita el depósito de los lechos rojos del Jurásico en el área de estudio. Dichos depósitos están presentes en el bloque occidental y ausentes en el bloque oriental de la Falla Pochutla (Figura 60a).

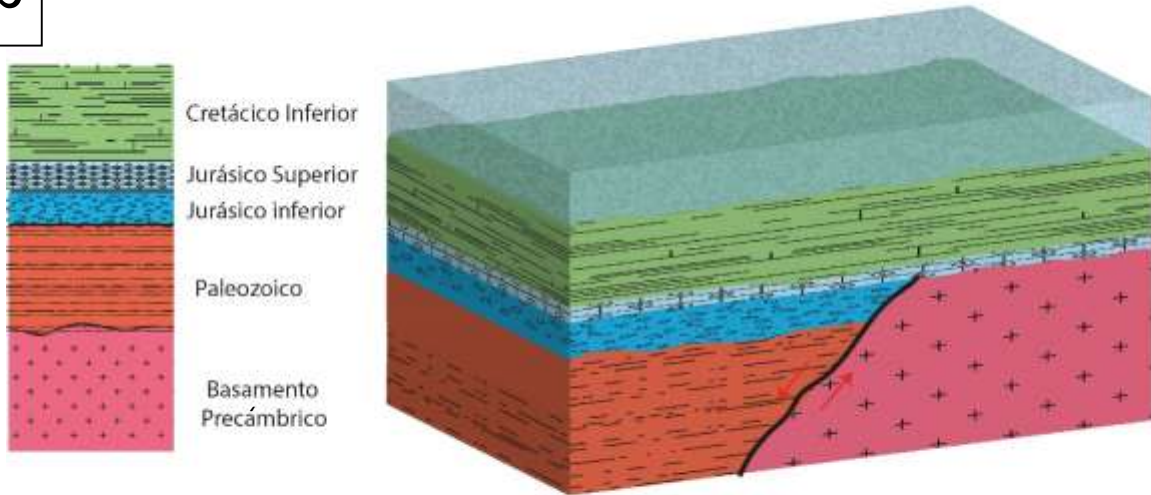
- Posterior a la apertura del golfo, en el Jurásico Tardío, la sedimentación de las rocas estuvo controlado por la paleotopografía, la cual propició que hubiera depósitos de lutita carbonosa más gruesos en el bloque de techo y más delgados sobre el bloque de piso de la Falla de Pochutla, los cuales progresivamente nivelaron la batimetría. En el Cretácico Temprano se depositaron paquetes gruesos de caliza sobre ambos bloques (Figura 60b).
- Con el comienzo de la Orogenia Mexicana, en el Cretácico Tardío, comienza el acortamiento de la cubierta sedimentaria, generando pliegues que afectaron a las calizas cretácicas y una zona de despegue basal en las lutitas carbonosas de Jurásico Tardío, es decir, hay una primera fase de deformación de “piel delgada”. Dicho despegue se observa a ambos lados de la Falla de Pochutla, por lo cual, posiblemente pasó por arriba de ésta, evitando daños en las rocas paleozoicas y en el basamento cristalino (Figura 60c).
- Las estructuras de “piel delgada” son posteriormente cortadas por estructuras de piel gruesa, debido a la reactivación inversa de la Falla de Pochutla. De esta forma, se invierten las rocas de las cuencas paleozoica y jurásica, las cuales han sido casi completamente erosionadas. Debido a que la traza de la Falla de Pochutla, no sólo corta a las estructuras de “piel delgada”, sino que también controla variaciones importantes en la estratigrafía pre-Jurásico Tardío, ello nos da la clave para decir que esta estructura es de larga vida y que ha sido multireactivada (Figura 60d).

En la actualidad, en el área de estudio se observa con claridad que al oriente de la Falla de Pochutla hay un dominio de deformación de “piel delgada”, con una zona de despegue basal basculada hacia el oriente, y al occidente deformación de “piel gruesa” caracterizada por fallas de alto ángulo que afectan a la cubierta sedimentaria y al basamento cristalino. Si seguimos las estructuras de “piel delgada” hasta el otro “flanco” del “anticlinorio de Huayacotla”, vemos que los pliegues siguen teniendo vergencia hacia el oriente lo cual no concuerda con la descripción cinemática de los pliegues que conforman un verdadero anticlinorio (Figura 61).

a



b



Continúa...

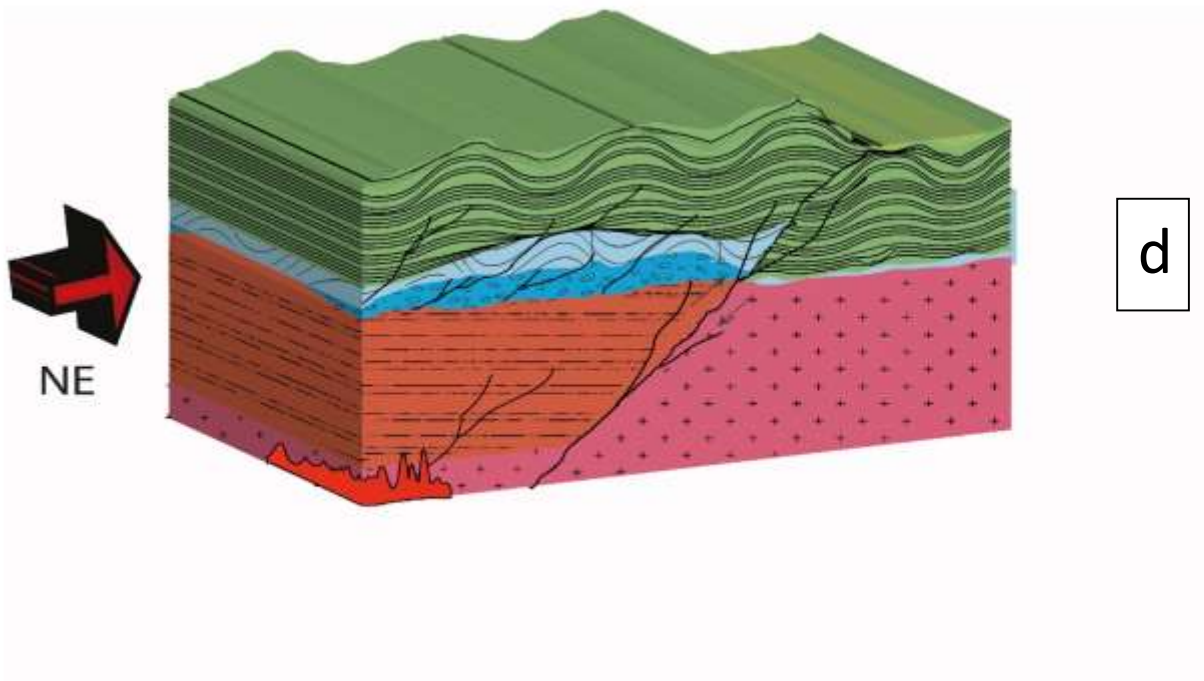
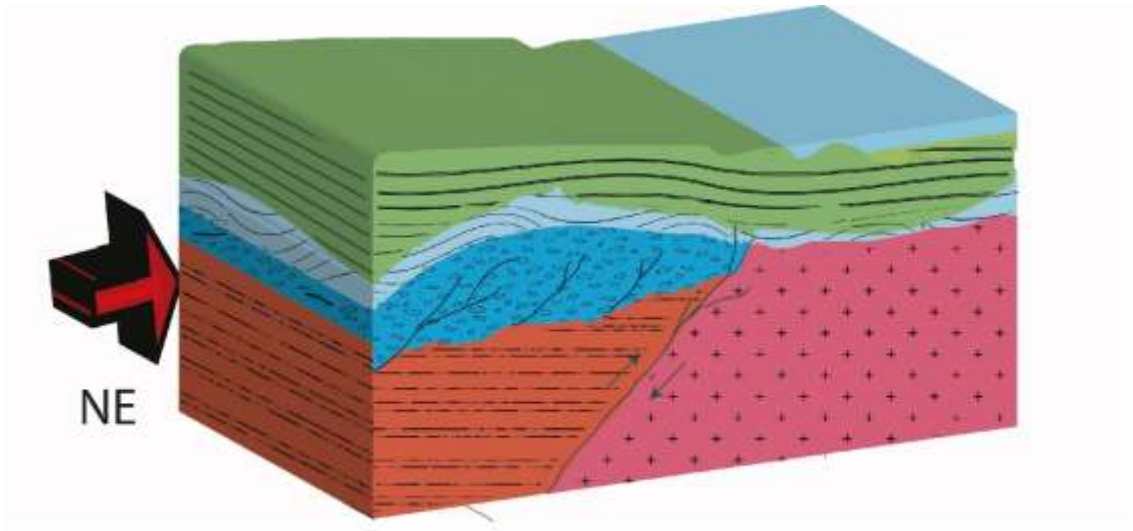


Figura 60. Modelo evolutivo, para la zona oriente del levantamiento de Huayacocotla.

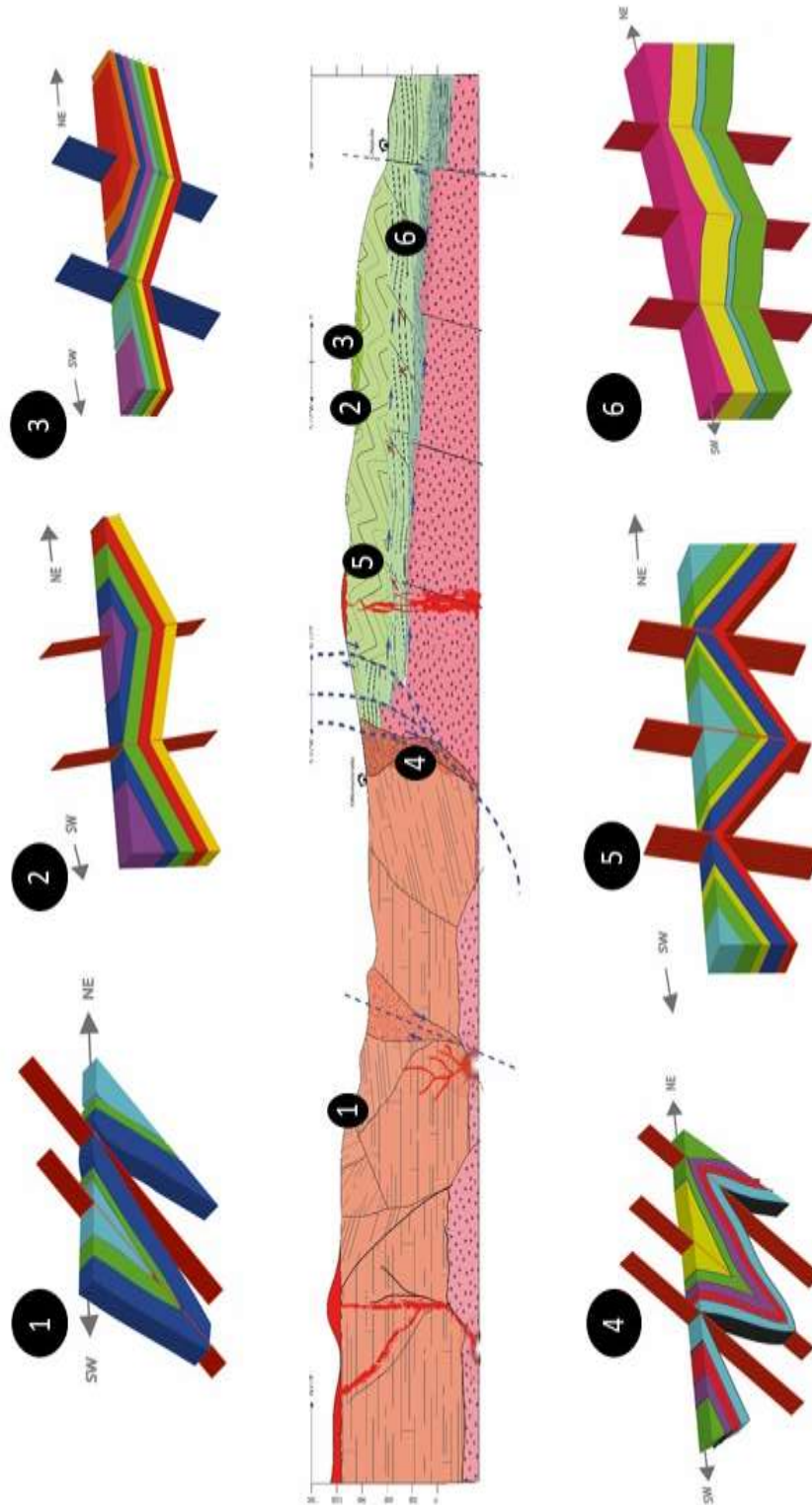


Figura 61. Relación entre los estilos de deformación a lo largo de la sección A-A' (sin escala).

CONCLUSIONES

El área estudiada, tiene una alta diversidad de litologías y estructuras, las cuales cubren un amplio rango de tiempo geológico, incluyendo a rocas del basamento cristalino que datan del Precámbrico (1200 Ma), hasta rocas del Cretácico Tardío y posteriores emplazamientos volcánicos cuaternarios.

En este trabajo se analiza si es apropiado el uso de término “Anticlinorio de Huayacocotla”. Ya que, después de realizar observaciones de campo y análisis estereográficos (geométricos y cinemáticos), se concluye que el término “anticlinorio” no describe apropiadamente la estructura regional del área, la cual no es dominada por pliegues, sino que la deformación fue controlada por la Falla de Pochutla, en el área estudiada. La actividad de dicha falla permitió el relleno e inversión de cuencas continentales del Jurásico Medio, por lo cual el término “alto o levantamiento de Huayacocotla” es más apropiado para referirse a esta estructura.

El Uso del término “anticlinorio” se basó en el hecho de que en el flanco oriente de la estructura hay pliegues mesoscópicos en las rocas de la cubierta sedimentaria. Sin embargo, observaciones cuidadosas en campo muestran que estos pliegues no son parte de un anticlinorio, sino que se formaron sobre una zona de despegue que se localizó entre las calizas del Cretácico y el basamento cristalino al oriente del área, la cual fue rota y basculada por la Falla de Pochutla. Esta zona de despegue basal se encuentra en las capas del Jurásico Tardío, específicamente en capas de lutita carbonosa, mismas que jugaron un papel muy importante, como un “lubricante” natural.

Con el análisis cinemático de fallas inversas asociadas al sistema Pochutla, se pudo obtener la dirección de máximo acortamiento para el último evento orogénico importante (Cretácico- Paleógeno) el cual es NE-SW (240° - 25°) y coincide en rumbo con la dirección de acortamiento de las estructuras de “piel delgada” (070° - 12°), lo cual implica una rotación

vertical del campo de esfuerzos, asociado a cambios en la subducción de la placa de Farallón por debajo de México.

Debido a la extensión de la Falla de Pochutla en el área (con más de 40 km de exposición hoy en día) y el papel tan importante que ha jugado en el desarrollo de cuencas durante la etapa de *rifting* del Golfo de México, es probable que sea una estructura cortical.

Considerando el hecho que la Falla de Pochutla corta estructuras de “piel delgada” que se han fechado con edades inferiores a 65 Ma en la región (Fitz-Díaz et al, 2014), es posible que esta estructura tenga reactivaciones hasta edades eocénicas.

Anexo 1. Mapas temáticos

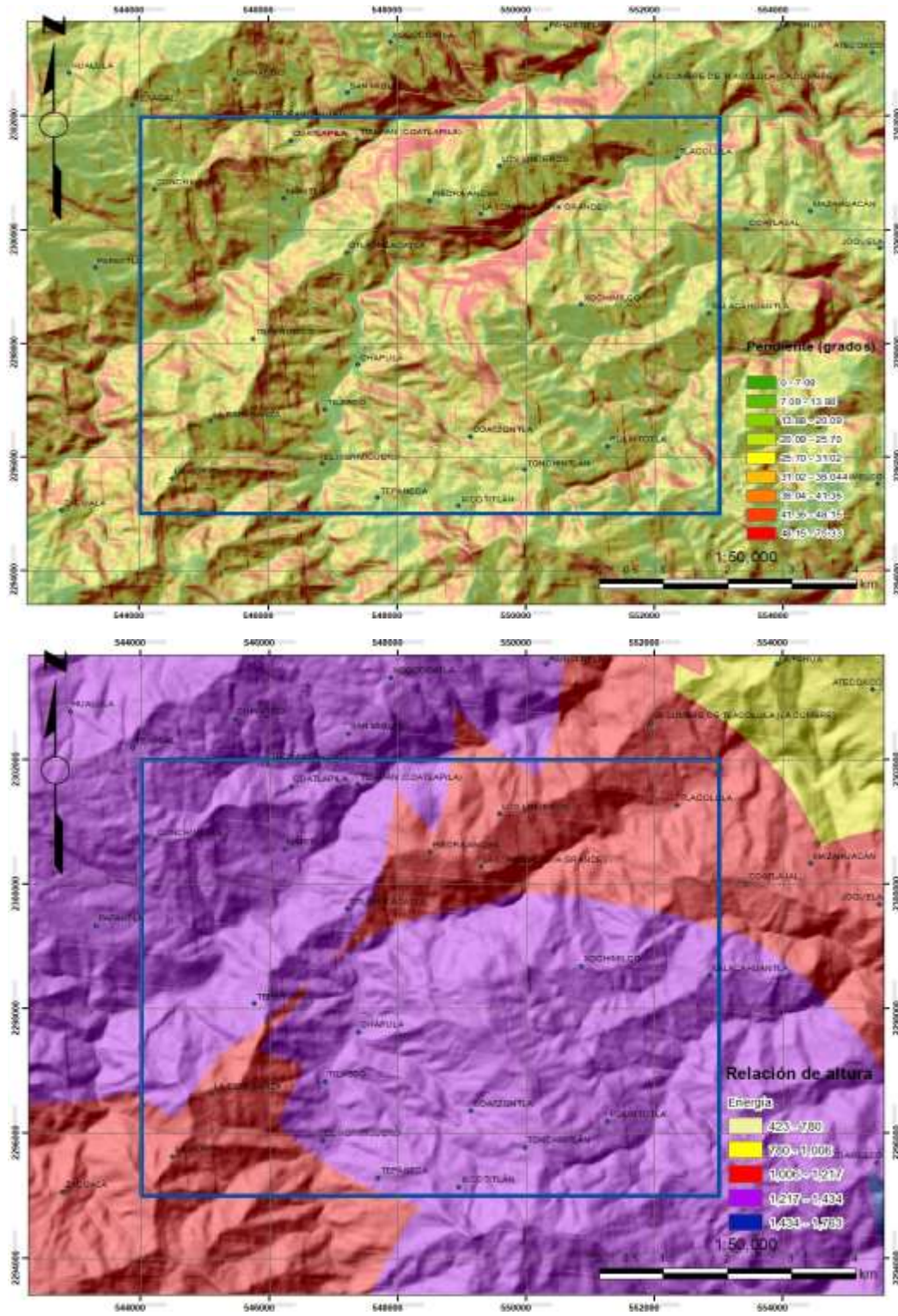


Figura 62. Arriba, mapa de pendientes. Abajo, mapa de energía del relieve. Ambos utilizados para la elaboración del mapa geológico general del área de estudio. (Señalada con el recuadro azul). Escala 1:50, 000.

Anexo 2. Petrografía

Ortogneis Cuarcítico

La roca se encuentra compuesta principalmente por cristales de cuarzo, feldespato y minerales isótopos de piritita, además presenta cristales de granate de color rojo (Figura 63). Los cristales de cuarzo corresponden con al menos el 20% del total de la roca, con formas anhedrales a subhedrales, algunos cristales pueden llegar a medir más de 2 mm en su lado largo. Dichos cristales presentan golfos muy desarrollados (Figura 63b), los cuales han sido rellenos por minerales isótopos. La extinción del cuarzo es fuertemente ondulante en todos los granos y presenta abundantes microfracturas (Figura 63c). Los cristales presentan contactos planos, suturados o en puntas triples, lo cual sugiere procesos de recuperación de alta temperatura. Algunos de los cristales se encuentran compuestos por múltiples fragmentos de cuarzo, evidentes al aumentar la luz, como se aprecia en el cristal blanco en la Figura 63d.

Los cristales de feldespato (incolores en luz paralela), corresponden con el 10% de la muestra, y sus tamaños llegan a alcanzar 1 mm y en general se encuentran en formas anhedrales. Estos cristales se encuentran altamente fracturados internamente y en algunas ocasiones se aprecian cristales de piritita, relleno de espacios entre los cristales de feldespato y cuarzo. Los contactos entre los cristales de feldespato son planos generalmente.

Los cristales de granate se aprecian en color rojo en luz paralela y se encuentran en formas completamente euhedrales, el cristal más grande registró un tamaño de 0.4 mm (Figura 63d), estos corresponden del 2-3% del total de la muestra. Algunos de los cristales se encuentran alineados, dispuestos sobre planos que son paralelos a algunas de las fracturas más grandes (Figura 63e).

Finalmente, los minerales de piritita como se observaron en la muestra de mano, se encuentran relleno de discontinuidades y se caracterizan por sus formas cúbicas. En esta lámina delgada no se distinguieron cristales mayores a 0.1 mm.

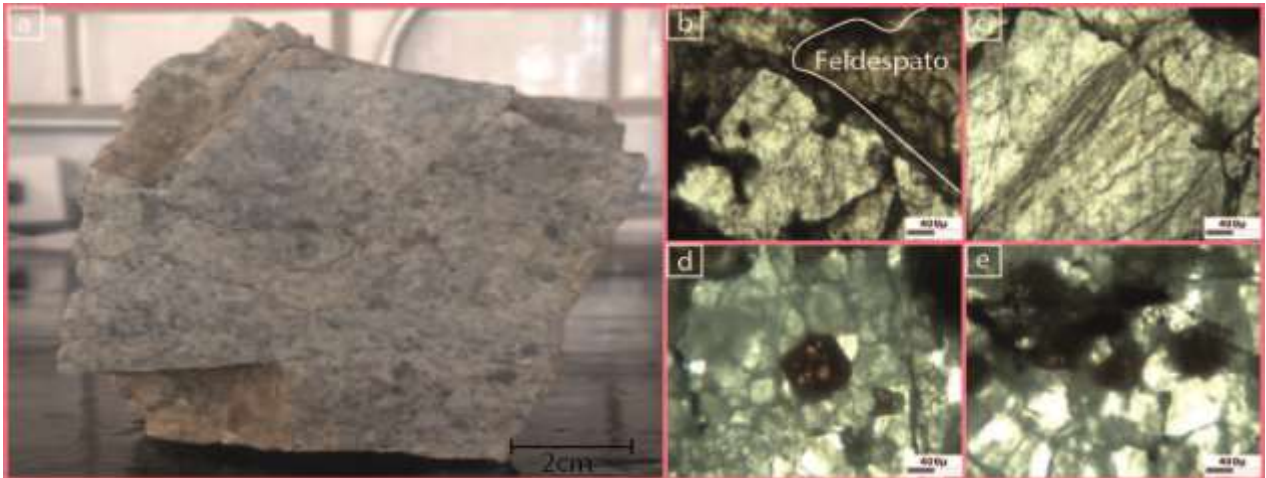


Figura 63. Muestra de mano y observaciones en lámina delgada de un ortogneis granítico, colectada sobre el río Tlacolula **a)** Muestra de mano, donde se observa una textura de grano grueso, compuestas esencialmente por cuarzo **b)** Cristal de cuarzo con bordes cuspidos y feldespato fracturado (lp) **c)** Cristal de cuarzo con abundante microfracturamiento al menos en dos direcciones preferenciales (lp) **d)** Cristal de Granate euhedral **e)** Cristales de granate en disposición lineal (lp).

Andesita Basáltica (Facies 1, Fm. Tuzancoa)

La roca presenta una textura porfídica y está compuesta por plagioclasa y piroxeno (Figura 64a). Los fenocristales de plagioclasa corresponden al menos al 10% de la muestra y llegan a medir hasta 0.2mm estos granos tienen formas euhedrales y estos presentan bordes disueltos. Como se ve en la Figura 64b, algunos óxidos se encuentran alterando a los fenocristales de plagioclasa a partir de bordes de disolución. A pesar de su alto grado de intemperismo aún se preservan con una macla polisintética.

Por otra parte, los cristales de piroxeno (augita), se encuentran en formas subhedrales, y presentan zoneamientos claros en luz paralela (Figura 64c), y corresponden con el 5-6% de la muestra, con cristales tan largos como 0.15mm. Dichos fenocristales se encuentran rodeados de una matriz microlítica de feldespato y cristales ferromagnesianos, además de fragmentos de los fenocristales de plagioclasa y piroxeno (Figura 64d).

Finalmente, se observa la presencia de cristales de cuarzo con formas anhedrales, mismos que presentan un alto grado de fracturamiento a su interior, por lo que estos cristales podrían haber sido ser asimilados de las rocas sedimentarias que encajonan al flujo volcánico (Figura 64e).

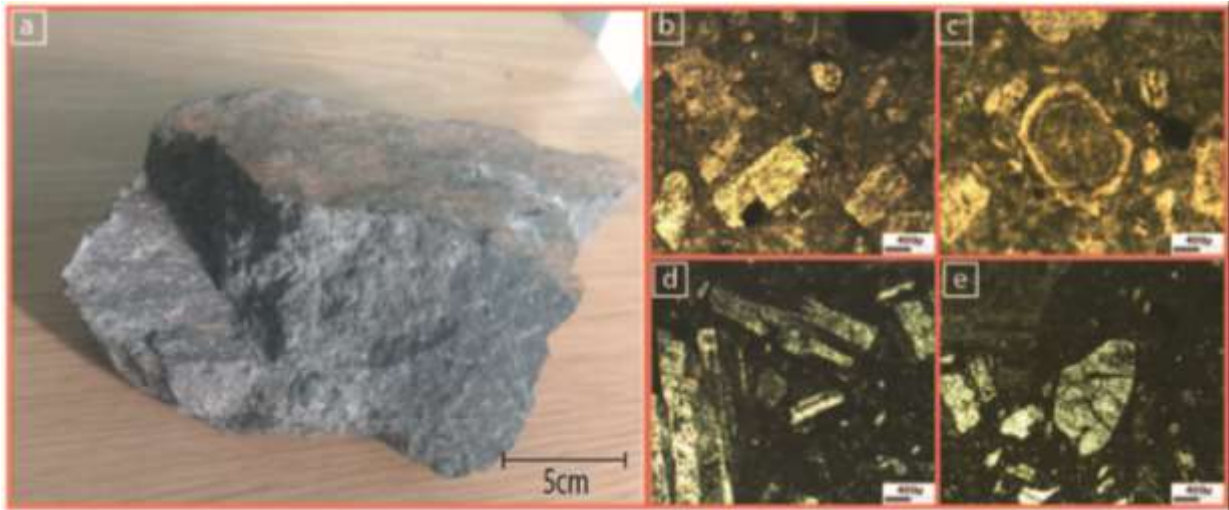


Figura 64. a) Andesita porfídica, colectada sobre la carretera La Morita-Otlamalacatla b) Cristal de feldespato siendo remplazado por minerales ferromagnesianos (Ip) c) Cristal de piroxeno con bordes de sobrecrecimiento (Ip) d) Cristales de plagioclasas con maclas polisintéticas dentro de una matriz microlítica (Ix) e) Cristal de cuarzo en forma anhedral y muy fracturado (Ix).

Rudstone de fusulínidos y crinoides (Fm. Tuzncoa, Facies 2)

La roca se encuentra compuesta por granos fósiles dentro de una matriz de lodo calcáreo (micrítica). Dentro de los fragmentos fósiles podemos distinguir la presencia de fusulínidos, crinoides y algas rojas, biota de edad pérmica.

Los fusulínidos (Figura 65b, c y d) llegan a medir hasta 3 mm de diámetro, representan el 10% del total de la muestra y son los fósiles más abundantes. Estos se observan tanto de manera aislada (Figura 65a) como en conjunto, donde el contacto con los otros fósiles se da de manera suturada o en planos bien definidos (Figura 65c).

Los restos de crinoides corresponden con el 3% de la muestra y estos se aprecian en luz paralela como tubos en forma de "U". Finalmente se documentó el resto de un alga roja coralina, el fragmento más representativo tiene un diámetro de 0.5mm (Figura 65c), aunque se aprecian algunos ejemplares más pequeños.

La roca fue asignada como un *rudstone* de fusulínidos y crinoides por la clasificación de Embry-Klovan (1971). Sin embargo, debido a que los fósiles se encuentran bien preservados, se pudo denotar que algunos presentan alargamientos y acortamientos en

direcciones diversas (Figura 65e). Por lo cual estas rocas en un inicio pudieron ser calizas tipo *floatstone*, las cuales al sufrir procesos diagenéticos o tectónicos se convirtieron en caliza tipo *rudstone*.

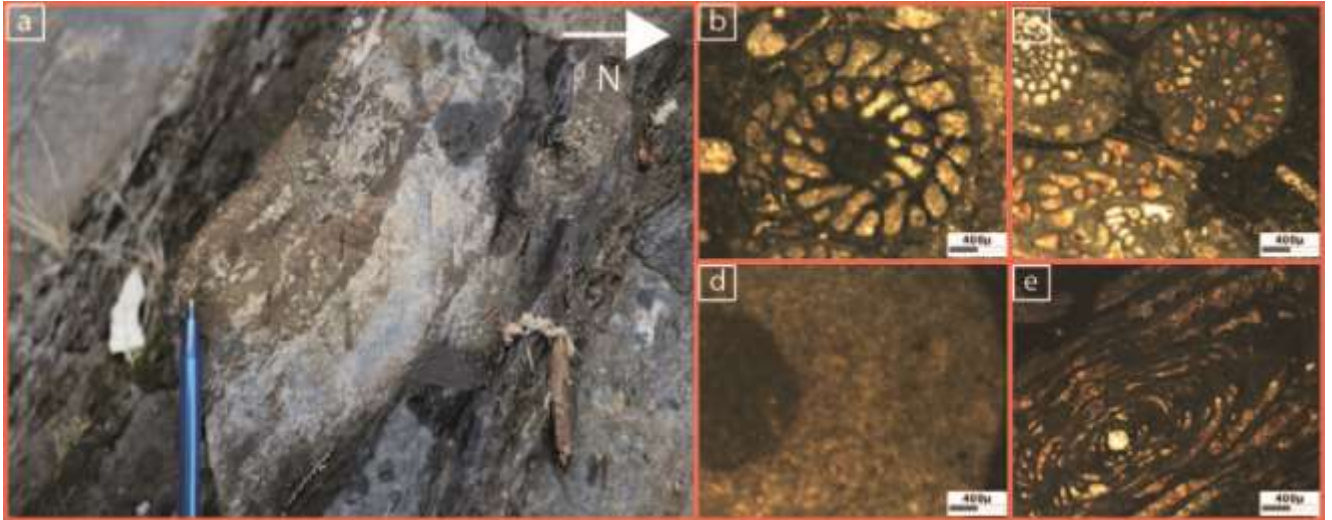


Figura 65. a) Caliza tipo *rudstone*, colectada cerca del poblado de Chapula b) Fusulínido en forma aislada, con forma simétrica (lp) c) En las zonas donde se aprecian los granos acumulados, se aprecian contactos con estilolitas o en planos bien definidos (lp) d) Alga roja coralina (lp) e) Grano deformado con visible alargamiento (lp).

Cuarzo arenita (Fm. Tuzancoa, Facies 3)

Corresponde a una roca clástica de color gris, grano soportada (Figura 66a) con tamaño de grano de medio a fino (menores a 1 mm). Se encuentra moderadamente clasificada (Cappton, 1962) y los clastos son subangulosos en su mayoría (Pettijohn, 1973, Figura 66b). No se observan imbricaciones ni laminaciones y los contactos se presentan en formas suturadas, planas o afectadas por disolución (Figura 66 c, d y e, respectivamente).

La roca está compuesta por feldespato (15- 20%), son los granos más grandes con tamaños de hasta 0.8 mm (Figura 66c) de los cuales muchos están alterados a sericita y otros remplazados por calcita. Los minerales isótropos (10%), en general son menores a 0.5 mm, son anhedrales y subredondeados a redondeados. Algunos ejemplos muestran simetrías o formas poligonales y la gran mayoría presentan bordes de corrosión o se encuentran alterando a otros minerales, así mismo, se aprecian algunos granos de muscovita (menores

al 1%), se encuentran deformadas por la compactación de los granos, aunque, estos no superan 1 mm en su lado más largo.

Finalmente, observamos cristales de cuarzo (menores al 1%), poco geométricos y redondeados. Los contactos son planos y algunos granos presentan “engolfamientos” (Figura 66d y e), ninguno presenta fracturamiento interno.

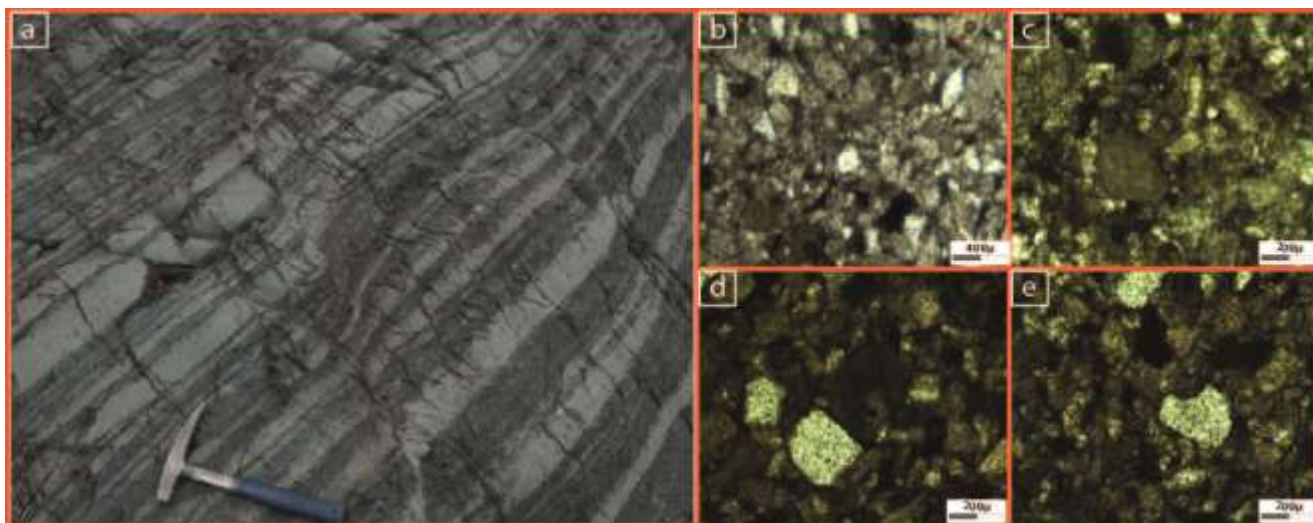


Figura 66. a) Cuarzo arenita, colectada cerca del poblado El Hormiguero en secuencias turbidíticas con presencia de cuarzoarenita y lutita b) Con la escala 2.5x, se aprecia que los granos no presentan un arreglo preferencial y varían en tamaños (lp) c) Fragmentos de feldspatos con contactos en disolución (lp) d) Contactos planos entre granos de cuarzo y feldspatos (lp) e) Cuarzo con “engolfamiento” (lp).

Conglomerado lítico (Fm. Tuzancoa, Facie 5)

La roca presenta alta variación en tamaños de grano, los más grandes superan los 5 cm de largo. Presenta una mala selección y los clastos poseen un cierto grado de redondez. En general, el arreglo de los clastos no presenta orientación preferencial (Figura 67a).

Los fragmentos volcánicos representan el 25% de la muestra (Figura 67), siendo los más abundantes y pertenecen a rocas de fuentes diferentes, todas ellas presentan un alto grado de intemperismo. A continuación, se hace una descripción de estos:

Basalto. Compuesto de una matriz de microlítica con fenocristales de olivino (subhedrales muy alterados) y piroxenos. Presenta además minerales de alteración como sericita.

Andesita. Fragmento de textura porfídica, donde los fenocristales son de plagioclasa, con tamaños mayores a 1mm, y euhedrales. Presentan zoneamientos y/o sobrecrecimientos. Se aprecian piroxenos euhedrales, todos ellos en una matriz microlítica.

Fragmentos sedimentarios (5%) Debido al alto grado de alteración son difíciles de reconocer o discriminar: Conglomerado de cuarzo y feldespato con contactos suturados; pedernal en fragmentos mayores a 1.5 cm, tiene un alto grado de redondez; arenisca gris de grano muy fino. En general, los fragmentos tienen contactos planos y suturados, los cuales pudieron ser producidos por procesos diagenéticos, más que por deformación interna (Figura 67c y d).

La matriz está compuesta por fragmentos líticos de menor tamaño y principalmente por feldespato y cuarzo. No tienen una orientación preferencial y presentan contactos de corrosión (Figura 67e).

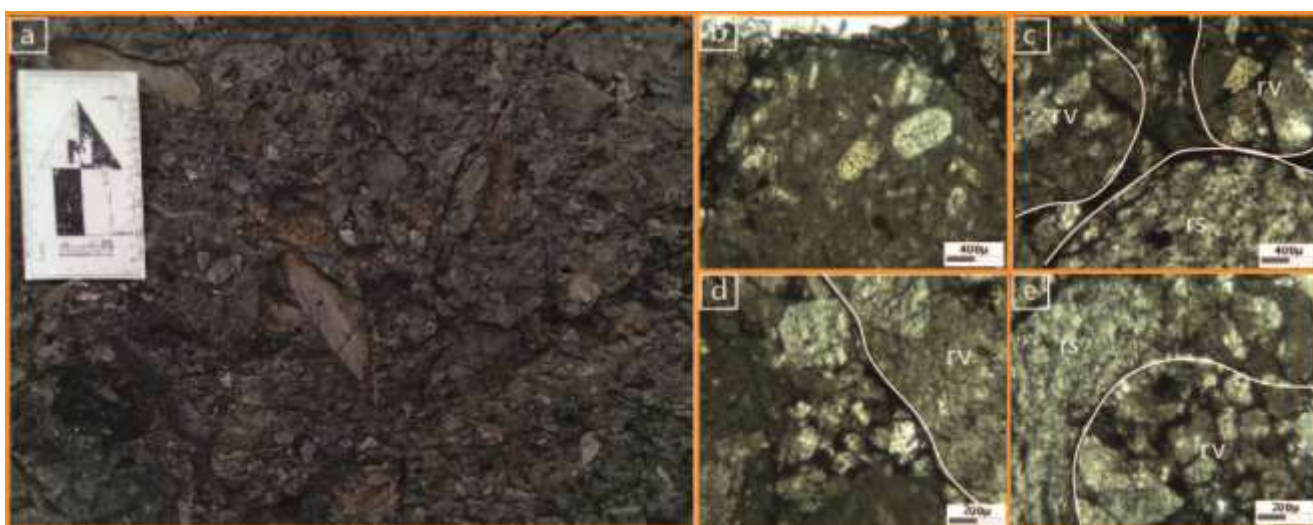


Figura 67. a) Conglomerado lítico, colectado cerca del poblado El Hormiguero b) Fragmento de andesita, donde se presentan fenocristales de plagioclasas reconocibles. (lp) c) Contacto entre fragmentos de rocas volcánicas (rv) de composición visiblemente diferente y lo que aparenta ser fragmento de arenisca (rs), donde se genera fracturamiento en los bordes de estos (lp) d) Comparativa entre los fragmentos más grandes y los que componen a la matriz (lp) e) Fragmento de roca volcánica (rv) intemperizada, en contacto curvo con una roca sedimentaria (rs; lp).

Conglomerado lítico (Fm. Huayacocotla)

Los clastos presentan una mala clasificación, bajo redondeamiento y nula esfericidad (muy baja madurez textural). Estos fragmentos llegan a medir hasta 2 cm de largo y se encuentran en una matriz de grano fino (Figura 68a, b y c). De la misma manera, los clastos carecen de patrones de orientación preferencial, con contactos ondulados y planos entre los fragmentos (Figura 68d y e). Se observa además el desarrollo de vetas de calcita.

Los fragmentos líticos representan el 20% de la muestra los cuales están rodeados de una matriz cuarzo-feldespática (donde los fragmentos más grandes no superan 0.15 mm). En donde estos se clasifican de la siguiente manera.

- **Caliza Rudstone.** Son los fragmentos de mayor tamaño, compuestos por una gran cantidad de fragmentos fósiles, entre los cuales se pueden distinguir crinoides, fusulínidos (Figura 68d), amonites, bivalvos y algas rojas (por mencionar los más significativos). Los ejemplares se encuentran bien preservados y su tamaño supera 1mm en sus lados más largos. Se encuentran dentro de un matriz micrítica y no se aprecian deformaciones aparentes.
- **Dacita-Andesita** (Figura 68e). Corresponden a los fragmentos de menor tamaño, y están compuestos por plagioclasas con formas euhedrales, con tamaños promedio de 0.1 mm en su lado largo y presentan un alto grado de alteración. De la misma forma, en la matriz (compuesta por microlitos de plagioclasa y minerales oscuros) se puede apreciar esta alteración a sericita.

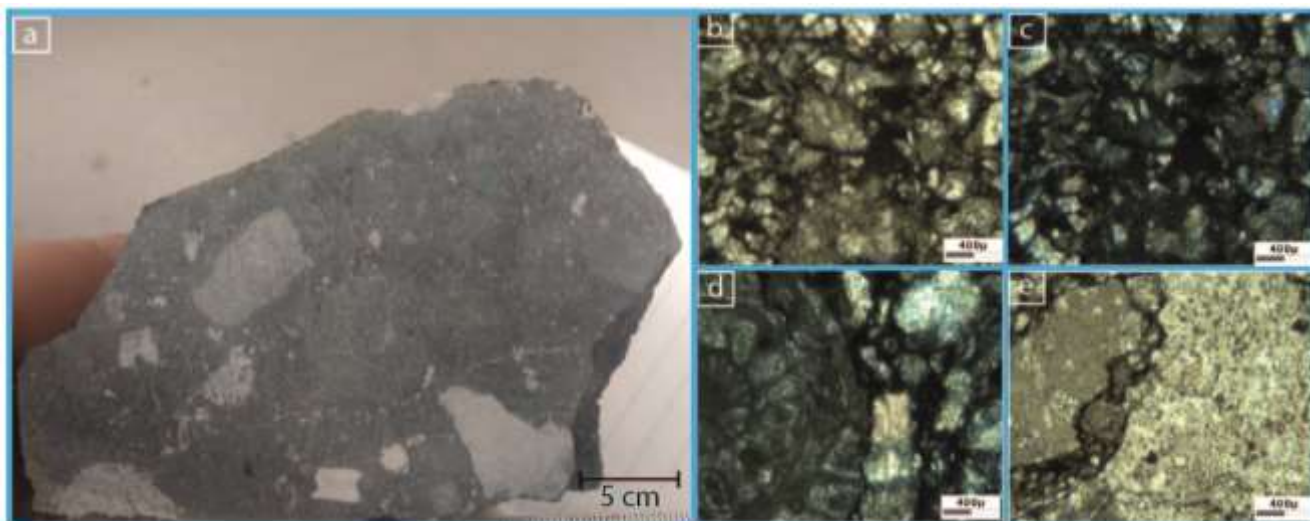


Figura 68. a) Conglomerado lítico, colectado cerca del poblado de Tonchintlan b y c) Matriz del conglomerado, se aprecia que está compuesto por fragmentos de rocas de tamaños de arena (izquierda, lp; derecha, lx) d) Fragmento de un fusulínido bien conservado, con bordes ondulados (lx) e) Fragmentos de rocas andesíticas con bordes ondulados, asociados a una baja madures textural (lp).

Rudstone de rudistas (Fm. Pimienta)

Muestra carbonatada de color negro con horizontes bentónicos (Figura 69a). En lámina delgada podemos apreciar múltiples fósiles de rudistas (esferas) dentro de una matriz de lodo calcáreo, los fósiles componen al menos el 40% de la muestra y llegan a medir hasta 0.1 mm de diámetro (Figura 69b). Presenta además fragmentos de bivalvos (1-2% de la muestra), donde las longitudes de las valvas pueden alcanzar los 0.4 mm en su lado largo (Figura 69c), aunque estos clastos no presentan orientación preferencial.

Finalmente, la matriz está compuesta de lodo calcáreo (micrítica) de color negro, aunque, en algunos horizontes se observan capas bentónicas con rizaduras (Figura 69d). Hay abundantes vetillas de calcita, perpendiculares a las capas (Figura 69e), y una de mayor tamaño a la mitad con al menos 1 mm de espesor.

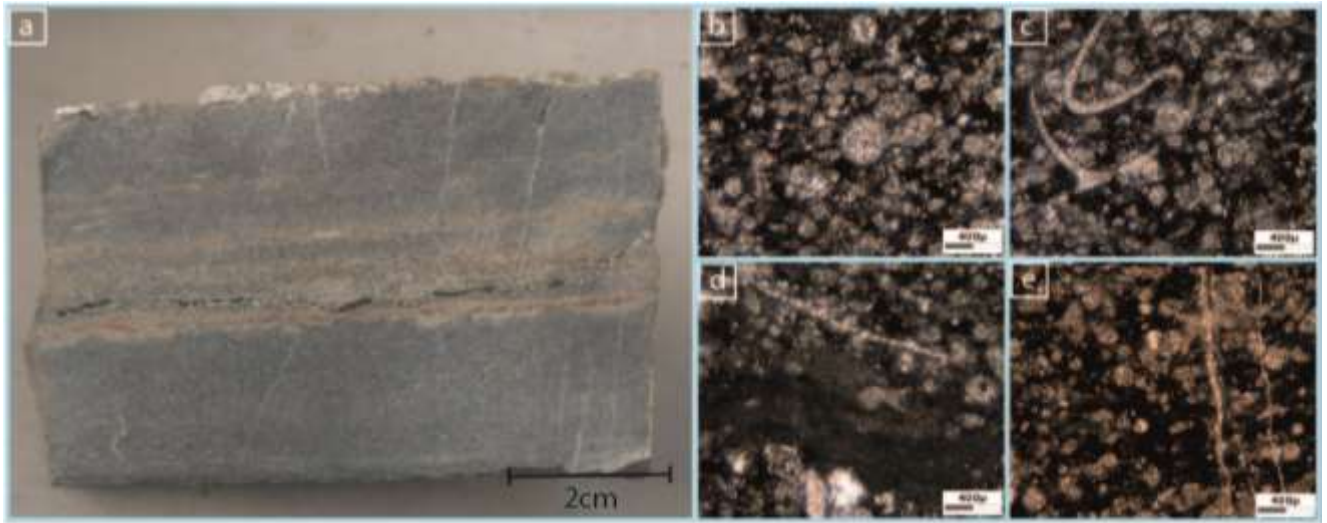


Figura 69. a) *Rudstone* de rudistas, colectado sobre el río Tlacolula, cerca del poblado de Otlamalacatla b) Fósiles de rudistas, presentes en toda la muestra, con tamaños muy diversos (lp) c) Fragmentos de bivalvos(lp) d) Horizontes bentónicos en geometrías de rizaduras (lp) e) Fracturas rellenas de calcita perpendicular a la estratificación (lp).

Caliza *Mudstone-Wackstone* (Fm. Tamaulipas Inferior)

Corresponde a una caliza de color gris (Figura 70a), esta se puede clasificar en dos partes debido a la cantidad de fragmentos fósiles presentes.

- La parte basal de la muestra se clasifica como un ***mudstone***, se encuentra constituida casi exclusivamente por lodo calcáreo (Figura 70b). Y, solo presenta una cantidad de clastos mucho menores al 1%, representados por: un fragmento de amonita (0.4 mm, Figura 70c), una valva y algunos radiolarios.
- La parte superior se puede clasificar como un ***wackstone de Calpionélidos***, siendo este el fósil de mayor abundancia (7-8%), estos pueden medir hasta 0.01 mm. Se reconocieron, también: foraminíferos, fragmentos de amonites y ostrácodos. Todo embebidos en una matriz micrítica (Figura 70d), donde además se aprecian zonas de bioturbación (actividad orgánica).

Ninguno de los fósiles muestra geometrías de deformación apreciables. Sin embargo, se observan estilolitas, una de las cuales fue rellena por calcita y otros minerales opacos, que sirve como separación entre las dos facies descritas arriba (Figura 70e). Presenta además

múltiples vetillas, paralelas y perpendiculares a la estratificación, estas se encuentran rellenas de calcita y tienen aperturas de hasta 0.1mm.

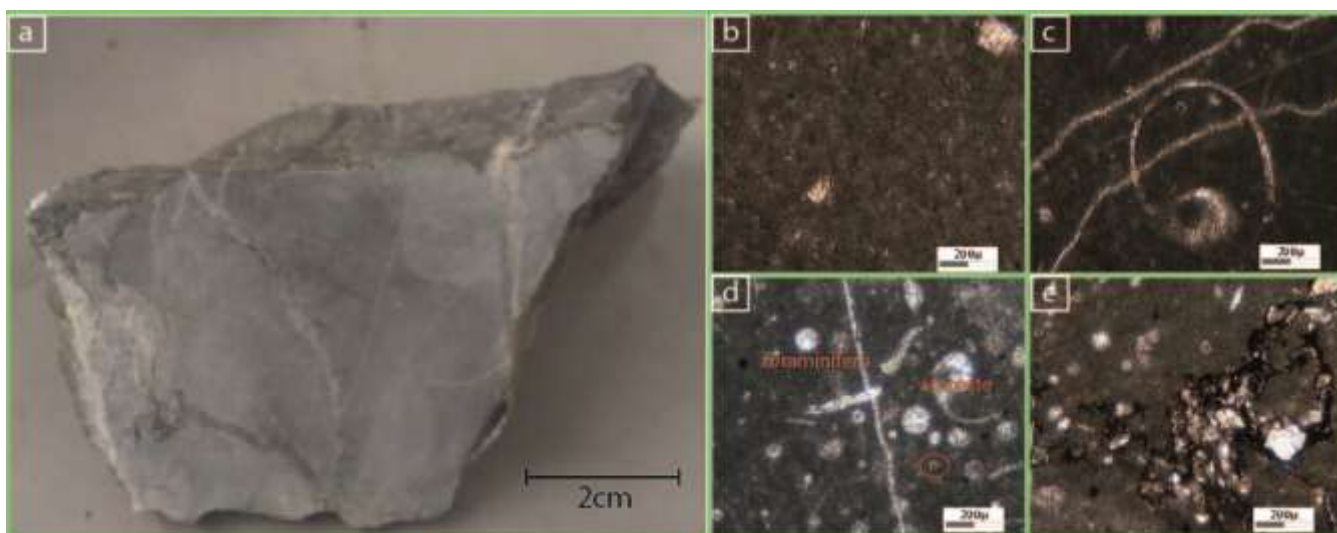


Figura 70. a) Caliza mudstone-wackstone, colectada cerca del poblado de Otlamalacatla b) Parte inferior compuesta de lodo micrítico (lp) c) Amonite, identificado en la parte basal (lp) d) Parte superior con un alto contenido faunístico, en la foto se aprecian foraminíferos, la testa de un amonite y en círculo rojo resalta un calpionélidos con forma de “U” (lx) e) Desarrollo de estilolitas bien marcadas paralelas a las capas, para esta muestra sirvió de separación para las dos facies de la roca (lp).

Litoarenita (Fm Tamaulipas Inferior)

Corresponde a una roca siliciclástica moderadamente clasificada, donde los granos (fragmentos líticos, fósiles y cuarzo) varían entre 0.02 mm y hasta 2 mm, son subredondeados y se encuentran cementados por calcita (Figura 71a), los granos presentan contactos tangenciales, planos y por disolución (Figura 71b, c y d) y no presentan lineamientos o imbricaciones marcadas.

Los fragmentos líticos que representan el 10% de la roca, se clasificaron como calizas tipo *mudstone* y lutitas, corresponde a los tamaños mayores con hasta de 2 mm (Figura 71b), están generalmente bien redondeados y tienen contactos planos y por disolución.

Los granos de cuarzo constituyen el 10% de la muestra, con tamaños de hasta 1.5 mm, euhedrales a subhedrales. Estos se encuentran subredondeados y con una esfericidad media (Figura 71c). La mayoría presenta contactos tangentes y algunas veces contactos por

disolución, no se aprecian fracturas internas, por lo que muy probablemente su procedencia no sea del gneis Huiznopala.

Existen granos de menor tamaño, entre los cuales se aprecian fragmentos fósiles y cristales de óxidos (geométricos), representando el 2-3% de la muestra (Figura 71e).

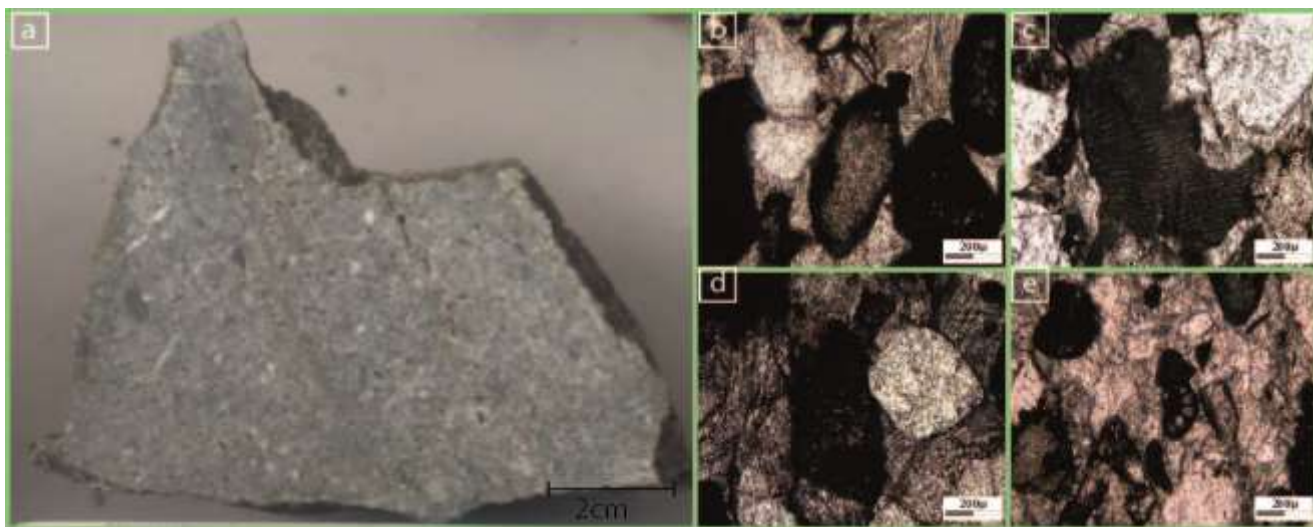


Figura 71. a) Arenisca lítica, colectada cerca del poblado de Tlacolula, sobre el cauce del río b) Contacto tangencial entre fragmentos de rocas sedimentarias (lp) c) Contacto por disolución entre un clasto de roca sedimentaria y un grano de cuarzo (lp) d) Contactos planos o suturados entre un fragmento de pedernal y un grano de cuarzo (lp) e) Los granos de menor tamaño se componen por fragmentos más pequeños de las rocas, cuarzo y algunos fragmentos fósiles (lp).

Wackstone con calciesferas (Fm Tamaulipas Superior)

Muestra de color gris claro con textura *wackstone* (Figura 72a). Consta de foraminíferos (calcíferas) embebidos en una matriz de lodo calcáreo micrítico. Presenta además horizontes paralelos a la estratificación de color café, de minerales de alteración.

Las calcíferas, se encuentran en toda la muestra, son muy simétricas y van de los 0.001 mm hasta los 0.02 mm aproximadamente. Tienen una abundancia del 10% del total de la muestra y se encuentran en una disposición paralela a la estratificación, están rodeadas de minerales opacos con tamaños menores a los 0.001mm (Figura 72b y c).

La roca presenta deformación por compactación, que se puede deducir por la presencia de estilolitas de gran tamaño (paralelas a capa, Figura 72d y e), una alta cantidad de fracturas tanto paralelas como perpendiculares a la estratificación rellenas de calcita.

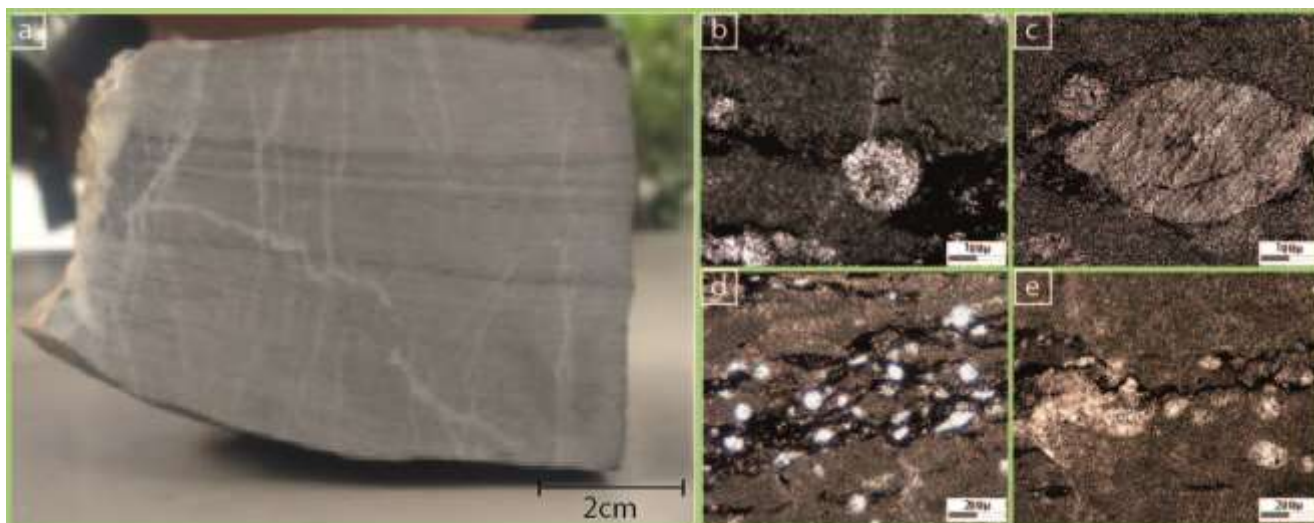


Figura 72. a) Caliza *wackstone* con calciesferas, colectada sobre el río Tlacolula, cerca del poblado con el mismo nombre b) Foraminífero con forma geométrica, dentro de una estilolita (lp) c) Foraminífero con composición calcítica (lp) d) En algunas zonas se da el desarrollo de estilolitas bien desarrolladas, dentro de las cuales podemos apreciar los fragmentos fósiles (lp) e) En otras partes las estilolitas no presentan relleno de fósiles, solo de materiales insolubles. (lp).

***Floatstone* de rudistas y foraminíferos (Fm. Agua Nueva)**

Constituida por fósiles de diferentes especies los cuales están rodeados por un matriz limo-micrítica (Figura 73a) los fragmentos fósiles constituyen el 10% de la muestra; mismo que se pueden dividir en 70% rudistas y 30% foraminíferos. (Figura 73b y c).

Otro constituyente importante, son fragmentos líticos autóctonos. Estos fragmentos llegan a medir hasta 1 cm en su lado más largo y su orientación es paralela a la estratificación, representan al menos el 15% de la roca (Figura 73d). La composición es muy semejante a la roca original y se pueden diferenciar dos tipos principales.

- ***Rudstone***, Estos fragmentos son los más grandes y la cantidad de contenido fósil es más abundante, donde se aprecia una matriz micrítica-arcillosa. No presentan un patrón de lineamiento, pero se aprecian contactos y disolución entre algunos granos (fósiles).

- **Floatstone de rudistas**, estos fragmentos llegan hasta 1 mm de tamaño y se componen de fósiles dentro de una matriz micrítica-arcillosa un tono más oscuro, los fragmentos y los granos no muestran un alto grado de deformación.

Se aprecia además en toda la muestra la presencia de minerales opacos de un tamaño máximo de 0.001 mm estos son anhedrales y representan al menos el 3% de la roca. No presentan orientación preferencial. Así mismo no presentan estructuras de deformación importantes.

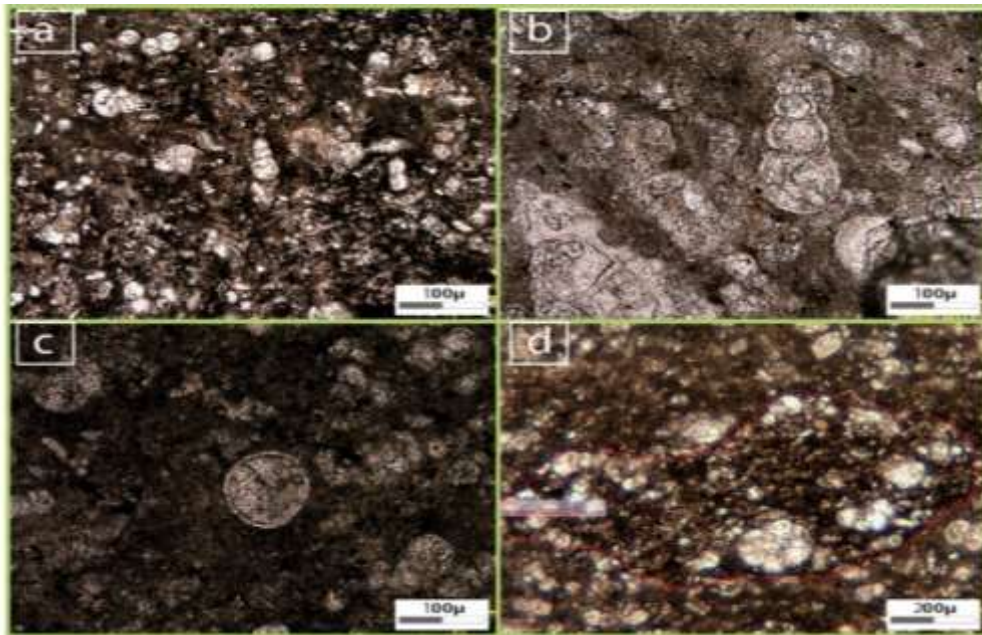


Figura 73. a) Caliza *floatstone*, cerca del poblado de Los Linderos b) La muestra se encuentra constituida por fragmentos fósiles dentro de una matriz micrítica (lp) c) Foraminífero bien preservado (lp) d) Rudista de gran tamaño en forma aislada(lp). e) Fragmento de un clasto autóctono, diferenciado por una tonalidad más oscura (lp).

Floastone de Rudistas y foraminíferos (Fm. San Felipe)

Compuesta por fósiles de rudistas de composición calcítica, estos llegan a tener una abundancia del 3% del total de la muestra, el tamaño máximo no sobrepasa los 0.02 mm, mientras que los fragmentos más pequeños distinguibles son menores a los 0.004 mm (Figura 74b). La matriz está constituida de micrita-arcilla.

Se aprecia un fragmento autóctono, el cual presenta la misma composición, pero la matriz es más oscura (Figura 74c), presenta, además, granos que se asemejan a micas blancas

(muscovita), los cuales están presentes en al menos el 3% de la muestra, no se encuentra deformados, pero si tienen los bordes corroídos. (Figura 73d y e). Finalmente, los minerales opacos representan al menos el 2% de la muestra, con tamaños menores a 0.001 mm.

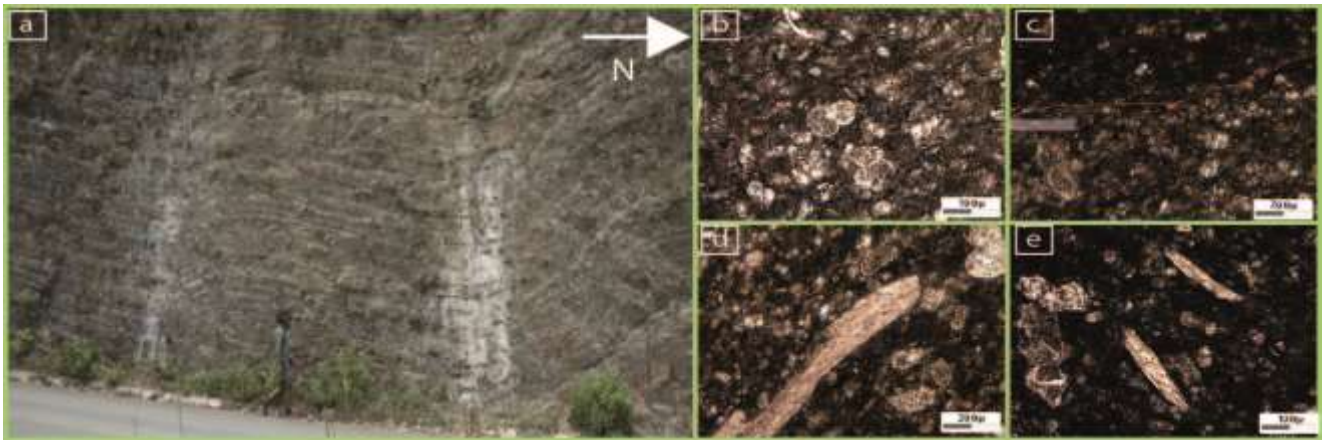


Figura 74. a) Caliza *floatstone*, cerca del poblado de Los Linderos b) La muestra se encuentra constituida por fragmentos fósiles dentro de una matriz micrítica (lp) c) Fragmento de un clasto autóctono, diferenciado por una tonalidad más oscura(lp) d y e) Grano de muscovita con corrosión en los bordes.

Anexo 3. Ecuación de Both

$$\tan(\theta) = \frac{n}{lm}(m^2 - (1 - n^2)R')$$

Donde

$$R' = \frac{\sigma_z - \sigma_x}{\sigma_y - \sigma_x}; \text{el cual proporciona la forma del elipsoide}$$

θ = buzamiento de la estría sobre el plano de falla

n, l, m = cosenos directores del plano de falla

σ_z = esfuerzo principal vertical

σ_y = esfuerzo principal horizontal máximo

σ_x = esfuerzo principal horizontal mínimo

Bibliografía y Referencias

Aguayo-Camargo, J.E., 1977, Sedimentación y Diagénesis de la Formación “Chipoco” (Jurásico Superior) en afloramientos, estados de Hidalgo y San Luis. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 9(2), 11–37.

Alzaga-Ruiz, H, Lopez, M., Roure F., Séranne, M., 2009, Interactions between the Laramide Foreland and the passive margin of the Gulf of Mexico: Tectonics and sedimentation in the Golden Lane area, Veracruz State, Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, 26, 951–973.

Angelier. J., 1985, Extension and rifting: The Zeit region, Gulf of Suez, *Journal of Structural Geology*. v. 7, 605-612.

Boyer, S.E. y Eliot.,1982, Thrust Systems. *A.A.P.G. Bull.*,66(9), 1196-1230.

Burckhardt, C., 1930, Etude Syntetique sur le Mesozoique Mexican, *Schweizer paleont. Gesell Abh.* v 49-50, 280p.

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

Carrillo Bravo, J.C., 1965. Estudio Geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petra.*, XVII, nos. 5-7, 73-96.

Casas, A., Peña, G., y Simón, J., Los métodos de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: sistemática y técnicas de aplicación. *Estudios geol.*, 46, 385-398.

Cantú-Chapa, A.,1971, La serie Huasteca (Jurásico Medio-Superior del Centro-Este de México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*. v. 3, núm 2, 17-40.

Condie, Kent C., 2011. *Earth as an evolving planetary system (second edition)*. Elsevier, 557 pp.

Davis, Dan, Suppe, John, y Dahlen, F. A.,1983, Mechanics of fold-and- thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical research*, v.8, no. B2, 1153-1172.

Díaz Lozano, E.,1916, Descripción de algunas plantas liásicas de Huayacocotla. Instituto Geológico de México, Boletín 34.

Donald L., Turcotte, Gerald Schubert, 2002, Geodynamics 2da edition, Cambridge University. Science, 456 p.

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

Erslev, E.,1991, Trishear fault-propagation folding. *Geology*, 19, 617-620.

Embry, A.F. y Klovan J.E., 1971. A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT. *Canadian Petroleum Geology Bulletin*, v. 19, 730-781.

Fitz-Díaz E, Hudleston P, Tolson G, in: **Poblet, J. & Lisle, R. J.**, 2011. Comparison of tectonic styles in the Mexican and Canadian Rocky Mountain Fold-Thrust Belt. *Geological Society, London, Special Publications*, 349:149–167.

Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., Kirschner, D., Siebenaller, L., Camprubí, T., Tolson, G., y Pi-Puig, T., 2011. Insights into fluid flow and water-rock interaction during deformation of carbonate sequences in the Mexican Fold-Thrust belt. *Journal of Structural Geology* 33, 1237-1253.

Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Hudleston, P., Bolaños Rodríguez, D., Ortega Flores, B., y Vazquez-Serrano, A.,2012. The role of folding in the development of the Mexican fold-and-thrust belt. *Geosphere*. 8, 931-949.

Fitz-Díaz, E., Lawton T.F., Juárez –Arriaga, E., Chavéz-Cabello G., 2017. The Cretaceous-Paleogene Mexican Orogen, structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews*.

Folk, R., 1968, Petrology of sedimentary rocks. Austin Texas. Hemphill’s Book Store. 154 p.

Haakon Fossen, 2010, *Structural Geology*, Cambridge University Press. 463p.

Haakon Fossen, 2016, Structural Geology 2nd Edition. United States of America. Cambridge. 463p.

Heim, A., 1926, Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, Mexico). *Ecolgae Geologicae Helveticae*. 20, 84-87.

Imlay, R.W., Cepeda, E., Álvarez, M., Díaz, T., 1948, Stratigraphic relations of certain Jurassic Formations in Eastern México. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist*, 32(9), 1970-1761.

Lawlor, P., F. Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K., Ochoa-Carrillo, H., Lopez R., y Sampson D., 1999, U/Pb Geochronology, Geochemistry and Provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico. *Precambrian Research*, v. 94, 73-99.

McClay, K. R., 1995, The geometries and kinematics of inverted fault systems: A review of analogue model studies, *in* Buchanan, J.G., and Buchanan, P.G., eds, Basin Inversion. The Geological Society of London, Special Publication 88, 97-118.

Ochoa-Camarillo, A. & P. Sosa-León., 1993, Geología y estratigrafía de la Sierra Agua Verde, con énfasis en el Paleozoico. Tesis de Licenciatura. Universidad de Sonora, México. 44 p

Ochoa-Camarillo, H., 1996, Geología del Anticlinorio de Huayacocotla en la región de Molango, Estado de Hidalgo. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, División de Estudios de Posgrado, Tesis de Maestría en Ciencias (Geología), 91 p.

Ochoa-Camarillo, H., Buitrón, B.E., Silva Pineda, A., 1997, Red beds of the Huayacocotla Anticlinorium, State of Hidalgo, east-central Mexico. *Geological Society of America Abstracts*, 50(2), 42.

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.

Ortega-Obregón, Carlos; Duncan Keppie, J.; Brendan Murphy, J., 2010, Geochemistry of Carboniferous low metamorphic grade sedimentary and tholeiitic igneous rocks in the western Acatlán complex, southern Mexico: deposition along the active western margin of Pangea. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 27, núm. 2, 238-253.

Pedrazzini, C., Basáñez, M.A., 1978, Sedimentación del Jurásico Medio-Superior en el Anticlinorio de Huayacocotla–Cuenca de Chicontepec, estados de Hidalgo y Veracruz, México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 10(3), 6-25.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E. and Siever, R., 1973, *Sand and Sandstones*. Springer Verlag, New York.

Ramsay, J. D., 1967, *Folding and Fracturing of rocks*, McGraw-Hill, New York, 568 p.

Ramsay, J. D., 1997, *Plegamiento y fracturación de las rocas*. Ed. H. Blume Ediciones. España. 590 p.

Rosales-Lagarde, L., Centeno-García, E., Ochoa-Camarillo, H., Sour-Tovar, F., 1997, Permian volcanism in eastern Mexico. Preliminary Report. II, Convención sobre la Evolución geológica de México y Recursos Asociados: IICT, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo-IGEOL, Universidad Nacional Autónoma de México. Libro-guía de las excursiones geológicas, excursión, 1, 27-32.

Rosales-Lagarde, L., 2002, *Estratigrafía y Geoquímica de la secuencia volcano-sedimentaria paleozoica del noreste del Estado de Hidalgo*. México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis de maestría, 89 p.

Rosales-Lagarde L., Centeno-García E., Dostal J., Sour-Tovar F., Ochoa Camarillo H., Quiroz-Barroso S., 2005, The Tuzancoa Formation of Hidalgo State: evidence of a Carboniferous Permian submarine arc built on continental crust in eastern Mexico. *International Geology Review*, 47(9), 901-919.

Salvador, A., 1991, *Origin and development of the Gulf of Mexico Basin*, The Gulf of Mexico Basin. Geological Society of America.

Stanley, Steven M., 2002. Earth system history.

Suppe, J., 1984, Kinematics of arc-continent collision, flipping of subduction and back-arc spreading near Taiwan. *Memoirs Geological Society China* 6, 21-33.

Suter, M., 1984, Cordillera deformation along the Eastern edge of the Valles San Luis Potosi carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east- Central Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 95, 1387-139.

Suter, M., 1990, Geología de la hoja de Tamazunchale, Estado de Hidalgo, Querétaro y San Luís Potosí, Escala 1: 100,000. *Revista del Instituto de Geología* 22. 56 p.

Turcotte, D., Schubert, G., 2002 *Geodynamics*. Cambridge University Press, 456 p.

Van der Pluijm, B., Marshak S., 2004, *Earth Structure: an introduction to the structural geology and tectonics* 2nd edition. WW Norton & Company.

Van der Pluijm, B., 2016, *Processes in structural geology and tectonics*.

Von Kuegegen, H., 1958, Der aufbau der Zentralen Sierra Madre Oriental, México: *Zitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*.

Williams, C.M., Cooper M.A., 1989, *Geometry and Kinematic of inversion tectonics*. Geological society. London. *Special Publications*. v. 44; 3-15.