



**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A.C.**

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

**Estudio de la distribución de apertura de fracturas en
las formaciones Agua Nueva y San Felipe (Cretácico
Superior), al oriente de San Luis Potosí, como análogos
a yacimientos carbonatados naturalmente fracturados**

Tesis que presenta

Raúl Edgardo Del Ángel Juárez

Para obtener el grado de

Maestro en Geociencias Aplicadas

Director de la Tesis:

Dr. Pablo Dávila Harris

San Luis Potosí, S.L.P., 26 de Enero de 2017



Constancia de aprobación de la tesis

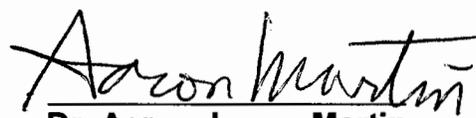
La tesis ***“Estudio de la distribución de apertura de fracturas en las formaciones Agua Nueva y San Felipe (Cretácico superior), al oriente de San Luis Potosí, como análogos a yacimientos carbonatados naturalmente fracturados”*** presentada para obtener el Grado de Maestro en Geociencias Aplicadas fue elaborada por **Raúl Edgardo del Ángel Juárez** y aprobada el **veintiseis de enero del dos mil diecisiete** por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.



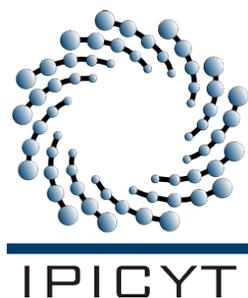
Dr. Pablo Dávila Harris
Director de la tesis



Dr. Miguel Morales Gámez
Miembro del Comité Tutorial



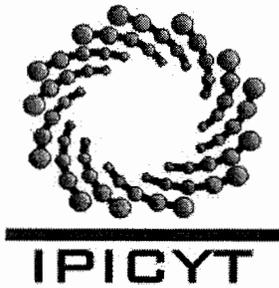
Dr. Aaron James Martin
Miembro del Comité Tutorial



Créditos Institucionales

Esta tesis fue elaborada en el Laboratorio de Geología Aplicada de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., como parte del proyecto SENER-CONACYT no. 0186291 titulado “**Proceso de recuperación mejorada con la tecnología de inyección de vapor con aplicación mediante prueba piloto en el campo Ébano-Pánuco-Cacalilao**” y bajo la dirección del Dr. Pablo Dávila Harris

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología 634254 y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 025 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Maestría en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 26 días del mes de enero del año 2017, se reunió a las 17:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

Dr. Aaron James Martín	Presidente	IPICYT
Dr. Miguel Morales Gámez	Secretario	UASLP
Dr. Pablo Dávila Harris	Sinodal	IPICYT

a fin de efectuar el examen, que para obtener el Grado de:

MAESTRO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

sustentó el C.

Raúl Edgardo del Ángel Juárez

sobre la Tesis intitulada:

Estudio de la distribución de apertura de fracturas en las formaciones Agua Nueva y San Felipe (Cretácico superior), al oriente de San Luis Potosí, como análogos a yacimientos carbonatados naturalmente fracturados

que se desarrolló bajo la dirección de

Dr. Pablo Dávila Harris

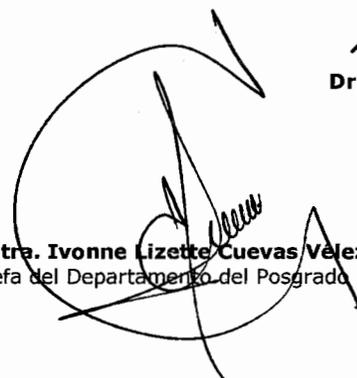
El Jurado, después de deliberar, determinó

APROBARLO

Dándose por terminado el acto a las 18:25 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición del interesado y para los fines que al mismo convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 26 días del mes de enero de 2017.


Dr. Horacio Flores Zúñiga
Secretario Académico


Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez
Jefa del Departamento del Posgrado



A mi mamá Sonia, por su cariño, consejos y haberme apoyado durante toda mi formación.

A mi papá Raúl, por haberme inculcado desde niño el amor por la ciencia y el pensamiento.

Ustedes son mi inspiración, muchas gracias.

AGRADECIMIENTOS

Antes que nada, quiero agradecer a mis padres y hermano por todo el apoyo que me han dado durante mi formación académica y estar siempre al pendiente de mí.

También quiero agradecer de una manera muy especial a mi asesor, el Dr. Pablo Dávila Harris, quien siempre me ha brindado sus enseñanzas y consejos durante la realización de este trabajo, también por no dejarme solo durante mi estancia prolongada en San Luis Potosí.

Agradezco al IPICYT por haberme dado la oportunidad de realizar mis estudios y haberme otorgado una beca, la cual me permitió terminar con éxito mi trabajo.

Agradezco el apoyo brindado por el proyecto SENER-CONACYT no. 0186291 “Proceso de recuperación mejorada con la tecnología de inyección de vapor con aplicación mediante prueba piloto en el campo Ébano-Pánuco-Cacalilao”. Asimismo, agradezco al Dr. Armando García y su equipo de trabajo por el apoyo en la toma de datos para este trabajo.

Quiero agradecerle al Dr. Aaron James Martin por sus sugerencias y su disposición para enseñarme lo importante que es tomar en cuenta los errores en la medición. También agradezco al Dr. Miguel Morales Gámez por su retroalimentación a mi trabajo.

A la M. C. María Mercedes Zavala Arriaga por sus enseñanzas y su gran ayuda durante la realización de las secciones delgadas utilizadas en este trabajo. También quiero agradecer al M. C. Juan Manuel González Piña por su gran ayuda durante el trabajo de campo.

Al Dr. Margarito Tristán-González por ser un gran maestro quien me hizo querer involucrarme en el estudio de la geología estructural.

A mi novia Cristina por haberme ayudado en mis mapas y por todo su cariño y apoyo. También a su mamá por su amable hospitalidad.

A mi amiga Lupita por su gran amistad y su disposición para compartir sus experiencias conmigo.

A mis amigas Mariana y Edna por haberme soportado durante dos años.

A mis amigos y compañeros Arely, Pradip, Vichi, Uriel, Martha, Luz, Yadira y Mauricio, por compartir estos años y hacer que mi estancia en San Luis Potosí haya sido más placentera.

CONTENIDO

CONSTANCIA DE APROBACIÓN DE LA TESIS	II
CRÉDITOS INSTITUCIONALES	III
ACTA DE EXAMEN	IV
AGRADECIMIENTOS	VI
LISTA DE FIGURAS	IX
LISTA DE TABLAS	XI
RESUMEN	XII
ABSTRACT	XIV
1. GENERALIDADES	1
1.1 INTRODUCCIÓN	1
1.2 HIPÓTESIS	3
1.3 OBJETIVOS	3
1.3.1 OBJETIVO GENERAL	3
1.3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	4
1.4 LOCALIZACIÓN DE LA ZONA	4
1.5 METODOLOGÍA	4
2. MARCO GEOLÓGICO	8
2.1 INTRODUCCIÓN	8
2.2 EVOLUCIÓN ESTRATIGRÁFICA DEL NORESTE DE MÉXICO	8
2.2.1 TRIÁSICO SUPERIOR	9
2.2.2 JURÁSICO MEDIO-JURÁSICO SUPERIOR	9
2.2.3 JURÁSICO SUPERIOR-CRETÁCICO INFERIOR (MARGEN PASIVA)	11
2.2.4 CRETÁCICO INFERIOR	13
2.2.5 CRETÁCICO SUPERIOR	13
2.2.6 PALEOCENO	15
2.2.7 EOCENO	16
2.2.8 OLIGOCENO-PLEISTOCENO	16
2.3 SIERRA MADRE ORIENTAL	18
2.3.1 INTRODUCCIÓN	18
2.3.2 TECTÓNICA Y GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	20
2.4 CUENCA TAMPICO-MISANTLA	22
2.4.1 EVOLUCIÓN ESTRATIGRÁFICA	23
2.4.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	26
2.4.3 SISTEMA PETROLERO	28
2.5 DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES PRODUCTORAS	31
2.5.1 FORMACIÓN AGUA NUEVA	31
2.5.2 FORMACIÓN SAN FELIPE	32
2.6 RECAPITULACIÓN	33
3. YACIMIENTOS NATURALMENTE FRACTURADOS	35
3.1 INTRODUCCIÓN	35
3.2 CLASIFICACIÓN	36
3.3 GEOLOGÍA DE LOS YACIMIENTOS NATURALMENTE FRACTURADOS	38
3.3.1 INTRODUCCIÓN	38
3.3.2 FRACTURAS	38
3.3.3 EL CAMPO DE ESFUERZOS	46
3.4 CARACTERIZACIÓN DE FRACTURAS	47
3.5 ANÁLISIS DE MICROFRACTURAS	49
3.5.1 ORIENTACIÓN	51

3.5.2 CEMENTOS	52
3.5.3 PROPIEDADES DE ESCALAMIENTO	53
3.5.4 RECOLECCIÓN DE DATOS	56
3.5.5 POROSIDAD Y PERMEABILIDAD	58
4. LITOLOGÍA, GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y PETROGRAFÍA	61
4.1 GEOLOGÍA	61
4.1.1 DESCRIPCIÓN POR AFLORAMIENTOS	67
4.2 ANÁLISIS PETROGRÁFICO	80
4.2.1 METODOLOGÍA	80
4.2.2 TAMBACA	82
4.2.3 PITAHAYA	83
4.2.4 CRUZTITLA/CUARTILLO VIEJO	84
4.2.5 TAMAZUNCHALE	85
4.2.6 POXTLA	86
4.3 RECAPITULACIÓN	88
5. ANÁLISIS DE FRACTURAS	90
5.1 INTRODUCCIÓN	90
5.2 METODOLOGÍA	91
5.2.1 RECOLECCIÓN DE DATOS EN CAMPO	91
5.2.2 INTENSIDAD DE FRACTURAS NORMALIZADA	94
5.3 ATRIBUTOS DE FRACTURAS	95
5.3.1 ATRIBUTOS DE MACROFRACTURAS	95
5.3.2 DISTRIBUCIÓN DE MACROFRACTURAS	98
5.3.3 ATRIBUTOS DE MICROFRACTURAS	103
5.3.4 DISTRIBUCIÓN DE MICROFRACTURAS	105
5.4 RECAPITULACIÓN	109
6. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN	110
6.1 ORIENTACIÓN DE FRACTURAS	110
6.2 CONTROL LITOLÓGICO EN LA INTENSIDAD DE FRACTURAMIENTO	112
6.3 ESCALAMIENTO DE FRACTURAS	113
6.4 LIMITACIONES DE LA METODOLOGÍA	119
6.5 SOBRE LAS DISTINTAS DISTRIBUCIONES DE FRACTURAS EN LAS FORMACIONES	121
6.6 ACERCA DE LA TEXTURA CRACK-SEAL	122
6.7 IMPLICACIONES EN LOS YACIMIENTOS DE HIDROCARBUROS	123
6.8 DETERMINACIÓN DEL ERROR	124
6.8.1 ERROR DE MEDICIÓN DE <i>SCANLINE</i>	124
6.8.2 ERROR DE MEDICIÓN DE APERTURAS	125
6.8.3 ERROR DE MEDICIÓN DE ORIENTACIONES Y BUZAMIENTOS	128
6.8.4 ERROR DE MEDICIÓN DE LINEAMIENTOS TOPOGRÁFICOS	129
6.8.5 PROPAGACIÓN DE ERROR HACIA LEYES DE POTENCIA	130
7. CONCLUSIONES	134
GLOSARIO	138
BIBLIOGRAFÍA	139
ANEXOS	151

LISTA DE FIGURAS

Fig. 1. 1 Ubicación del área de estudio.....	5
Fig. 1. 2 Esquema general de la metodología.....	6
Fig. 1. 3 Proceso de elaboración de secciones delgadas.....	7
Fig. 2. 1 Paleogeografía de México durante el Triásico Superior.....	10
Fig. 2. 2 Migración del bloque de Yucatán a su posición actual.....	12
Fig. 2. 3 Distribución de evaporitas durante la apertura temprana del Golfo de México.....	12
Fig. 2. 4 Paleogeografía de México durante el Albiano-Cenomaniano.....	14
Fig. 2. 5 Paleogeografía de México durante el Eoceno Tardío.....	17
Fig. 2. 6 Ubicación de la Sierra Madre Oriental.....	18
Fig. 2. 7 Mapa tectónico general de la Cordillera Orogénica de Norteamérica.....	20
Fig. 2. 8 Ubicación de la Cuenca Tampico-Misantla.....	23
Fig. 2. 9 Columna litológica de la Cuenca Tampico-Misantla.....	26
Fig. 2. 10 Principales rasgos fisiográficos de la Cuenca Tampico-Misantla.....	27
Fig. 2. 11 Estructuras regionales en la corteza de México.....	28
Fig. 2. 12 Ubicación del proyecyo EPC.....	30
Fig. 2. 13 Modelo conceptual del sistema petrolero.....	30
Fig. 2. 14 Afloramiento de la Formación Agua Nueva.....	32
Fig. 2. 15 Afloramientos de la Formación San Felipe.....	34
Fig. 3. 1 Mapa de esfuerzos contemporáneos de México.....	36
Fig. 3. 2 Sistema de clasificación de los yacimientos naturalmente fracturados.....	37
Fig. 3. 3 Tipos de fracturas.....	38
Fig. 3. 4 Orientación de las fracturas con respecto a los esfuerzos.....	39
Fig. 3. 5 Fracturas Modo I, II, III y IV.....	40
Fig. 3. 6 Juntas presentes en arenisca bien estratificada.....	41
Fig. 3. 7 Imagen de satélite de fracturas.....	43
Fig. 3.8 Clusters de juntas verticales en rocas carbonatadas, cerca de Monterrey, México.....	44
Fig. 3.9 Estilolita tectónica en rocas carbonatadas de la Formación Tamabra En San Luis Potosí.....	45
Fig. 3.10 Algunos de los múltiples métodos que pueden ser empleados para caracterizar cuantitativamente las fracturas.....	48
Fig. 3.11 Fotografías de microfracturas. (a) Microfracturas en calizas. (b) Microfracturas en arenisca.....	50
Fig. 3.12 Esquema del muestreo de fracturas con pozos verticales.....	51
Fig. 3.13 Microfotografía de incrementos repetitivos en la apertura de las microfracturas, textura <i>crack-seal</i>	53
Fig. 3.14 Modelo de un objeto fractal.....	54
Fig. 3.15 Gráfica de apertura vs frecuencia acumulada, en donde se aprecia un comportamiento mejor modelado con ecuaciones de tipo ley de potencia.....	55
Fig. 3.16 Ejemplo de datos del extremo inferior que se desvían de una ley de potencia.....	58
Fig. 4. 1 Lineamientos topográficos de la región norte.....	63
Fig. 4. 2 Lineamientos topográficos de la región sur.....	64
Fig. 4. 3 Estereogramas de datos S0 medidos en afloramientos.....	65
Fig. 4. 4 Rosetas de orientaciones de fracturas por afloramiento.....	66
Fig. 4. 5 Capas de calizas y lutitas del afloramiento Tambaca.....	67
Fig. 4. 6 Pliegue inclinado en la localidad de Tambaca.....	68
Fig. 4. 7 Fracturas en el afloramiento Tambaca.....	69

Fig. 4. 8 Capas de caliza y lutita con intercalaciones de nódulos de pedernal en el afloramiento de Pitahaya.	70
Fig. 4. 9 Afloramiento de Pitahaya en donde se muestra el plano de falla inferido.	71
Fig. 4. 10 Vista del plano de estratificación mostrando interconexión entre los sets de fracturas en el afloramiento de pitahaya.	71
Fig. 4. 11 Calizas de La Formación Agua Nueva en una cantera ubicada en la localidad de Xilitla.	72
Fig. 4. 12 Rocas del afloramiento de Xilitla. (a) Materia orgánica y bandeamiento de piritas entre planos de estratificación. (b) Hidrocarburo contenido en planos de fractura. (c) y (d) Enrejado de fracturas con impregnación de hidrocarburo.	73
Fig. 4. 13 Capas de caliza y lutita verdosa perteneciente a La Formación San Felipe en el afloramiento de Poxtla.	74
Fig. 4. 14 Presencia de hidrocarburo entre planos de fractura en poxtla, en la Formación Agua Nueva.	75
Fig. 4. 15 Estratos inclinados de la Formación San Felipe, en Poxtla.	76
Fig. 4. 16 Enrejado de fracturas presentes en plano de estratificación de la Formación San Felipe, en Cuartillo Viejo.	77
Fig. 4. 17 Microfracturas selladas con calcita de la Formación San Felipe en el afloramiento de Tlamaya.	78
Fig. 4. 18 Pliegue estilo chevrón de la Formación Agua Nueva, en La Fortuna, Tamazunchale.	79
Fig. 4. 19 Microfotografías de rocas de la Formación Agua Nueva en el afloramiento de Tambaca.	82
Fig. 4. 20 Foraminíferos planctónicos en secciones delgadas de rocas de la Formación Agua Nueva en Pitahaya.	83
Fig. 4. 21 Fracturamiento observado en muestras de la Formación Agua Nueva en Pitahaya.	84
Fig. 4. 22 <i>Set</i> de fracturas NW-SE en rocas de la Formación San Felipe, afloramiento de Cruztitla.	85
Fig. 4. 23 Fracturamiento de rocas de la Formación Agua Nueva en afloramiento de Tamazunchale.	86
Fig. 4. 24 Secciones delgadas de la base del afloramiento de Poxtla (Formación Agua Nueva).	87
Fig. 4. 25 <i>Wackestone</i> con presencia de filamentos observado en la parte media del afloramiento de Poxtla.	88
Fig. 4. 26 Fracturamiento en mudstones de la cima del afloramiento de Poxtla (Formación San Felipe).	88
Fig. 5. 1 Ilustración del método de scanline para la recolección de datos de fracturas en afloramiento.	92
Fig. 5. 2 Esquema ideal de la medición de un <i>scanline</i> .	93
Fig. 5. 3 Comparador utilizado para la medición de aperturas de fracturas en campo.	94
Fig. 5. 4 Gráficas de aperturas de macrofracturas vs. localización en scanline.	99
Fig. 5. 5 Distribución de aperturas para afloramientos de la Formación Agua Nueva.	100
Fig. 5. 6 Distribución de fracturas. Apertura vs. Número acumulativo de fracturas de la Formación San Felipe.	101
Fig. 5. 7 Microfotografías ilustrando la textura tipo <i>crack-seal</i> .	104
Fig. 5.8 Microfotografías de fracturas de la Formación San Felipe.	104
Fig. 5. 9 Ejemplo de una sección de un mosaico hecho a base de fotografías de secciones delgadas.	106
Fig. 5. 10 Distribución de apertura de microfracturas.	108
Fig. 6.1 Representación de las direcciones de fracturas y lineamientos en una elipse.	111
Fig. 6. 2 Interpretación de un diagrama de intensidad acumulada vs. apertura.	116
Fig. 6. 3 Gráfica de deformación vs. Exponente de distribución para los datos mejor modelados con ley de potencia.	118
Fig. 6. 4 Gráfica de deformación vs. Coeficiente <i>a</i> para los datos mejor modelados con ley de potencia.	118

Fig. 6. 5 Fracturas predichas con datos de fracturas de núcleos de pozo de campo Altamira y EPC.	120
Fig. 6. 6 Variación de ley de potencia por error de medición de <i>scanline</i>	131
Fig. 6. 7 Variación de ley de potencia por error de apreciación de aperturas.....	132

LISTA DE TABLAS

Tabla 3. 1 Valores del coeficiente <i>b</i> de la ley de potencia reportados en la literatura.	55
Tabla 4. 1 Inventario de secciones delgadas realizadas por localidad.	81
Tabla 4. 2 Resumen de resultados obtenidos en las localidades de estudio.	89
Tabla 5. 1 Colección de datos de fracturas obtenidos en campo y estadísticas de <i>scanline</i>	97
Tabla 5. 2 Estadística de microfracturas de los <i>scanlines</i> realizados en secciones delgada.	120
Tabla 6. 1 Valores de escalamiento obtenidos en las gráficas de distribución.	114
Tabla 6. 2 Valores obtenidos del experimento de determinación de error de longitud.	125
Tabla 6. 3 Error en la medición de aperturas con el comparador.	126
Tabla 6. 4 Error por apreciación en la medición de aperturas.	127
Tabla 6. 5 Valores de orientación obtenidos de experimento.	129

RESUMEN

Los yacimientos naturalmente fracturados son considerados la mayor fuente de hidrocarburos tanto en México como a nivel mundial, por lo que es de suma importancia conocer la geometría y distribución de fracturas que está afectando a un yacimiento. Una técnica utilizada frecuentemente para lograr dicha caracterización es el uso de afloramientos análogos a las rocas que almacenan el hidrocarburo, ya que estos son el único medio en donde se puede observar directamente la distribución de fracturas. Existen en la actualidad diversos trabajos acerca de la caracterización de fracturas en afloramientos análogos, sin embargo, la mayoría de ellos se ha enfocado en la longitud, y pocos en su apertura. En este trabajo se analiza la distribución de las aperturas de fracturas en las formaciones Agua Nueva y San Felipe (Cretácico Superior Turo-niano y Coniaciano-Santoniano, respectivamente), las cuales afloran en la parte oriental de San Luis Potosí, dentro del cinturón plegado y cabalgado de la Sierra Madre Oriental. Estas dos unidades constan de estratos de calizas y calizas arcillosas intercalados con lutitas, localmente consideradas productoras (roca almacén) en algunos campos dentro de la Provincia Petrolera de la Cuenca Tampico-Misantla, al noreste de México, como lo son el bloque Ébano-Pánuco-Cacalilao y Altamira, entre otros. Por esta razón es posible considerarlos como afloramientos análogos al yacimiento, el cual, si bien es ya maduro, no se conoce a detalle la geometría del sistema de fractura que lo gobierna.

Para este estudio se seleccionaron 9 localidades de campo, donde mediante técnicas convencionales de geología estructural se obtuvieron datos geométricos de fracturas. También se realizó la medición de su espaciamiento en una dimensión (*scanline*) y de su apertura, obteniendo alrededor de 2,500 datos, tanto de afloramiento como en microscopio. De acuerdo a la orientación de fracturas, se identificó un principal *set* de fracturas de orientación NE-SW, las cuales están parcialmente abiertas con cemento sincinemático de calcita y algunas impregnaciones de hidrocarburo. Se observó un mayor fracturamiento en las rocas de la Formación Agua Nueva. También, dentro de esta misma Formación se encontró evidencia incluida en los cementos de las microfracturas de las distintas etapas de apertura que sufrieron al momento de su formación (textura *crack-seal*).

Los diagramas de frecuencia vs. apertura de fracturas se analizaron para conocer la distribución espacial de las mismas. Se observó que las fracturas en la Formación Agua Nueva tienen

un comportamiento que se adapta mejor a leyes de potencia, con un exponente de distribución cercano a 0.75. Basado en dicho exponente y apoyado con datos de fractura de núcleos verticales del yacimiento, se estimó una intensidad de 4 fracturas conductivas por metro lineal. Por otra parte, en la Formación San Felipe se encontró una distribución mejor modelada con ecuaciones de tipo exponencial, por lo que realizar un escalamiento en esta Formación no es viable.

Este tipo de trabajos han demostrado ser de gran utilidad a la hora de caracterizar redes de fracturas, ya que son relativamente sencillos y de bajo costo, además, estos aportan datos cuantitativos para la creación de modelos estáticos y dinámicos, los cuales son de vital importancia durante la planeación y desarrollo de pozos o en prácticas de recuperación mejorada de hidrocarburos.

ABSTRACT

Naturally fractured reservoirs are considered a major source of hydrocarbons both in Mexico and worldwide, hence it is very important to know the geometry and fracture distributions that is influencing a reservoir. A technique frequently used to achieve such characterization is the study of outcrops analogous to rocks that store the hydrocarbons, since these are the only locations where the fracture distribution can be viewed directly. There exist several examples of fracture characterization in outcrops analogous, most of which have focused on fracture length and only few on fracture aperture. In the present work, the fracture-aperture distribution in the Agua Nueva and San Felipe formations (Upper Cretaceous Turonian and Coniacian-Santonian, respectively) is analyzed, in outcrops located in the eastern part of San Luis Potosí, within Sierra Madre Oriental fold-and-thrust belt. These units are composed of limestone, argillaceous limestone and minor claystone. Both formations are reservoir rocks in some oil fields within the Tampico-Misantla Basin oil province in Northeast Mexico, such as the Ebano-Panuco-Cacalilao and Altamira play, amongst others. These are thus outcrops analogous to the reservoir, in which, although it is already a mature field, the fracture system geometry that controls them it is still unknown.

In this study, 9 field localities were selected, and through conventional structural geology techniques, geometric data from fractures were obtained, also, the spacing between them and aperture size were measured in 1D (scanline), obtaining ca. 2,500 data both in outcrop and thin sections. According to fracture orientation, a main set was recognized, whose fractures trend NE-SW, which are partially sealed with syn-kinematic calcite cement and some hydrocarbon impregnations. More fractures were encountered in samples from the Agua Nueva Formation than from the San Felipe Formation. In the Agua Nueva Formation, we found evidence within microfracture cements of several opening stages through time (crack-seal texture).

Frequency vs fracture aperture plots were analyzed in order to characterize the fracture-aperture spatial distribution. It was noticed that fractures from the Agua Nueva Formation have a trend best modeled with power law equations and a distribution exponent close to 0.75. Based on this exponent and supported with fracture data from vertical borehole cores retrieved from reservoir wells, we estimate a fracture intensity about 4 conductive fractures per lineal meter. In

contrast, the fracture distribution in the San Felipe Formation is better fit by exponential equations, so that it is not feasible to carry out scaling methods in these rocks.

This research has proven useful in characterizing fracture networks, since they are relatively simple and inexpensive. Further, this type of investigation provides quantitative data for static and dynamic modeling, which has vital importance during planning and development of wellbores or enhanced hydrocarbon recovery

1. GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

Las fracturas son los rasgos geológicos encontrados con mayor frecuencia en la corteza terrestre superior. Son muy evidentes en la mayoría de los afloramientos y es bastante probable que todos los yacimientos contengan algún tipo de fractura natural. Si un yacimiento es naturalmente fracturado o no es una conclusión que debe ser basada en el grado en que las fracturas afectan el rendimiento del yacimiento (Narr *et al.*, 2006).

Un yacimiento naturalmente fracturado (YNF) es un reservorio en el cual las fracturas proporcionan una mejora en la permeabilidad, por lo tanto, la productividad de los pozos y la eficiencia de recuperación es afectada significativamente. Los YNF han sido considerados de los más grandes y productivos del mundo (Bratton *et al.*, 2006). Tan solo en México la mayor parte del hidrocarburo que se extrae proviene de este tipo de yacimientos, teniendo varios campos como Akal y Kuil en la zona sureste y Ébano-Pánuco-Cacalilao (EPC) y Campo Tamaulipas en la zona noreste. Siendo estos últimos el objeto de estudio de este trabajo de tesis.

En informes de PEMEX se ha documentado que los campos EPC y Tamaulipas, ubicados dentro de la Cuenca Tampico-Misantla (CTM) producen a partir de las formaciones Agua Nueva y San Felipe, las cuales, a grandes rasgos, consisten en intercalaciones de capas de calizas arcillosas con lutitas laminares. Se ha reportado que la principal permeabilidad de este yacimiento es por medio de fracturas, sin embargo, no se tiene un estudio a detalle de cómo estas fracturas se encuentran distribuidas en el yacimiento, ni de su intensidad de fracturamiento (relación entre número de fracturas y unidad de medida lineal), ya que, solo se cuenta con estudios geofísicos como registro de imágenes FMI (*fullbore formation microimager*) o información sísmica. Aunque los estudios de registros de imágenes han sido ampliamente usados para identificar fracturas cuando el núcleo no es recuperado, existen varias dificultades a la hora de la interpretación, ya que las fracturas selladas o parcialmente selladas son difíciles de identificar, además, la magnitud de las aperturas medidas son imprecisas y es difícil distinguir entre fracturas naturales e inducidas (Hooker *et al.*, 2014). Se sabe que la mayoría de las fracturas existentes son verticales

o sub-verticales, así mismo se ha reconocido en otros trabajos que el espaciamiento entre fracturas es considerablemente mayor que el diámetro de un pozo (Ladeira *and* Price, 1981), por lo que es poco probable que un pozo vertical pueda muestrear una suficiente cantidad de fracturas.

Métodos usados recientemente y muy bien documentados en la literatura consisten en realizar estudios en afloramientos análogos a las formaciones almacenadoras, es decir, llevar a cabo dicho análisis de fracturas en las mismas rocas productoras pero expuestas en superficie, por medio de un conteo unidimensional de fracturas (*scanline*) y con respecto a un atributo geométrico de la fractura (longitud, altura o apertura), ya sea en afloramiento o en sección delgada, para que así, se tengan datos suficientes para realizar extrapolaciones de microfracturas un orden de magnitud mayor, y de esta manera, inferir con mayor certidumbre la distribución de fracturas en el subsuelo (Priest *and* Hudson, 1981; Priest, 1993; Ortega *et al.*, 2000; 2006, 2010; Gale, 2002, 2004; Bons *et al.*, 2004; Gómez, 2007).

Una caracterización de fracturas se puede lograr conociendo la distribución de fracturas en base su longitud, su apertura o el movimiento de cizalla que han sufrido. En la literatura existen varios estudios de la distribución de fracturas utilizando afloramientos análogos, la mayor parte de ellos se basan en la longitud de las fracturas (Ejemplo: Ortega *et al.*, 2000; Bonnet *et al.*, 2001; Nieto-Samaniego *et al.*, 2003; Zeeb *et al.*, 2013; entre otros) debido a que no se tienen suficientes herramientas para medir aperturas en campo, sin embargo, en los últimos años el estudio de la apertura de fracturas se ha estado tomando en cuenta. Además, la apertura de fracturas tiene gran importancia en los YNF, ya que están directamente relacionados con la permeabilidad del yacimiento.

Este tipo de estudios han demostrado ser de bastante utilidad y es la única opción que tenemos para caracterizar a detalle una red de fracturas que de otra manera no es posible alcanzar en el subsuelo, además, los diagramas de distribución obtenidos a partir de estos estudios permiten realizar comparaciones entre diferentes localidades y el sesgo puede ser evitado, ya que los errores de muestreo pueden ser rápidamente identificados.

En el contexto de lo mencionado, el propósito principal de este trabajo es realizar un estudio de la distribución de apertura de fracturas, basándonos en rocas y secciones delgadas de afloramientos localizados en el frente de la Sierra Madre Oriental (SMO), (en donde se puede apreciar claramente la distribución hacia la horizontal de las fracturas de extensión), complementándolo con núcleos que se obtuvieron de pozos de la zona, proporcionados por el proyecto “Proceso de recuperación mejorada con la tecnología de inyección de vapor con aplicación mediante prueba piloto en el campo Ébano-Pánuco-Cacalilao” para con ello determinar la anisotropía de la permeabilidad que pudiera estar afectando el flujo de hidrocarburo dentro del yacimiento, así como también los posibles eventos que dieron origen al principal *set* de fracturas conductoras, y también realizar un escalamiento con los resultados obtenidos, y con ello, tener una estimación de intensidad de fracturamiento dentro del yacimiento, lo cual, también aportará datos cuantitativos para futuros modelos de flujo estáticos y dinámicos de la zona.

1.2 HIPÓTESIS

Mediante el estudio de la distribución y apertura de macro y microfracturas en afloramientos análogos, es posible, por medio de leyes de potencia, realizar extrapolaciones a mayores ordenes de magnitud y así, predecir la distribución de fracturas en el yacimiento.

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 Objetivo general

Realizar un estudio estructural de las formaciones Agua Nueva y San Felipe en afloramientos análogos a las unidades productoras localizadas en el frente oriental de la Sierra Madre Oriental, que nos pueden ayudar a entender el comportamiento del fracturamiento dentro del yacimiento y con ello, aportar datos cuantitativos para futuros modelos estáticos y dinámicos.

1.3.2 Objetivos Específicos

- Realizar un mapa de lineamientos con modelos de elevación digital de la zona para con ello establecer relaciones geométricas entre las fracturas y el campo de paleoesfuerzos.
- Caracterizar las fracturas y microfracturas en afloramientos análogos de las Formaciones Agua Nueva y San Felipe.
- Identificar los *sets* de fracturas que están presentes dentro de las formaciones Agua Nueva y San Felipe.
- Identificar el *set* de fracturas que juega un papel importante en la movilidad del fluido para determinar la anisotropía de la permeabilidad.
- Determinar la relación que existe entre la deformación generada por las fracturas y la intensidad de fracturamiento.
- Predecir el fracturamiento en el yacimiento basándonos en datos estadísticos determinados por el estudio de análogos y apoyándonos con núcleos de pozos de la zona.

1.4 LOCALIZACIÓN DE LA ZONA

La zona de estudio se localiza en la región oriente de San Luis Potosí, la cual abarca los municipios de Ciudad Valles, Tamasopo y Aquismón en la región norte y Xilitla, Axtla de Terrazas y Tamazunchale en región sur. Comprende las coordenadas 21°15' a 22°06' de latitud norte y de 98°45' a 99°26' de longitud oeste cubriendo aproximadamente un área de 6,300 km² (Fig. 1.1). El área total fue dividida en dos zonas, referidas aquí como: zona norte y zona sur. Regionalmente esta zona se localiza dentro del cinturón plegado de la SMO, y paleogeográficamente abarca a la CTM y los límites orientales de la Plataforma Valles San Luis Potosí (PVSLP). La zona norte se caracteriza por tener estructuras regionales con tendencia casi N-S, mientras que la zona sur la tendencia de las estructuras es más heterogénea.

1.5 METODOLOGÍA

El núcleo de los datos para llevar a cabo este estudio fue recopilado usando técnicas convencionales de geología estructural, enfocándonos en atributos geométricos de fracturas, y medición de *scanline*, el cual consiste en medir atributos de fracturas que intersectan

perpendicularmente a una línea recta. Este tipo de métodos aplicados tanto afloramientos como secciones delgadas están muy bien documentados en la literatura (Ej: Marrett *et al.*, 1999; Ortega *et al.*, 2000; Gale, 2002; Gómez and Laubach, 2006; Ortega *et al.*, 2006; Hooker *et al.*, 2012; Zeeb *et al.*, 2013).

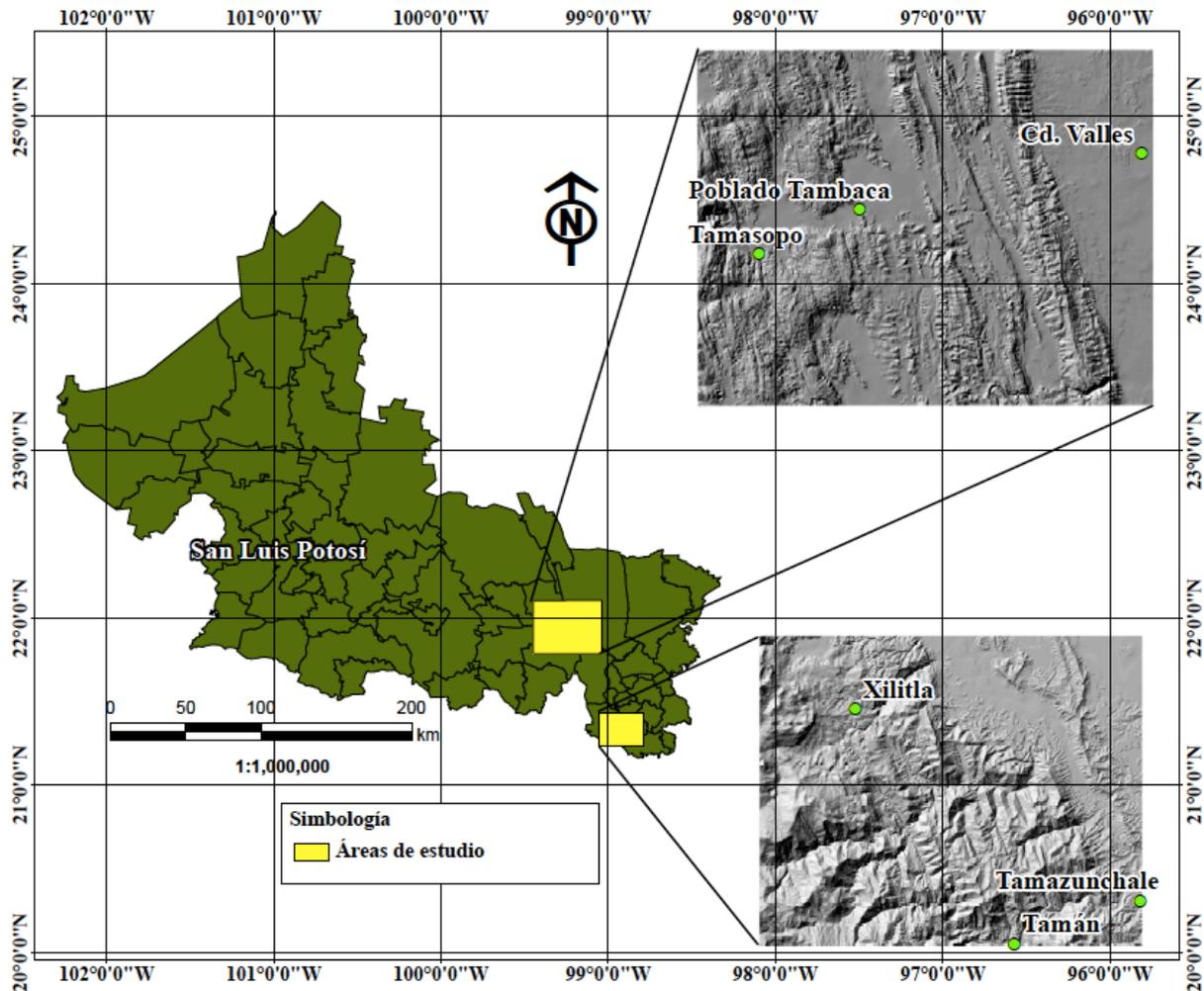


Fig. 1.1 Ubicación de la zona de estudio.

La metodología empleada en este estudio se puede ilustrar de manera general en la figura 1.2, aunque en capítulos posteriores se estará explicando con mayor detalle. El trabajo comenzó con un reconocimiento geológico con el objetivo de ubicar afloramientos de las Formaciones Agua Nueva y San Felipe en la zona de estudio, esto se logró revisando literatura de la zona en donde previamente se reportaban las formaciones. Una vez identificadas las localidades, se procedió a una toma de datos estructurales apoyado con brújula. Los datos incluyen: orientación, inclinación y apertura.

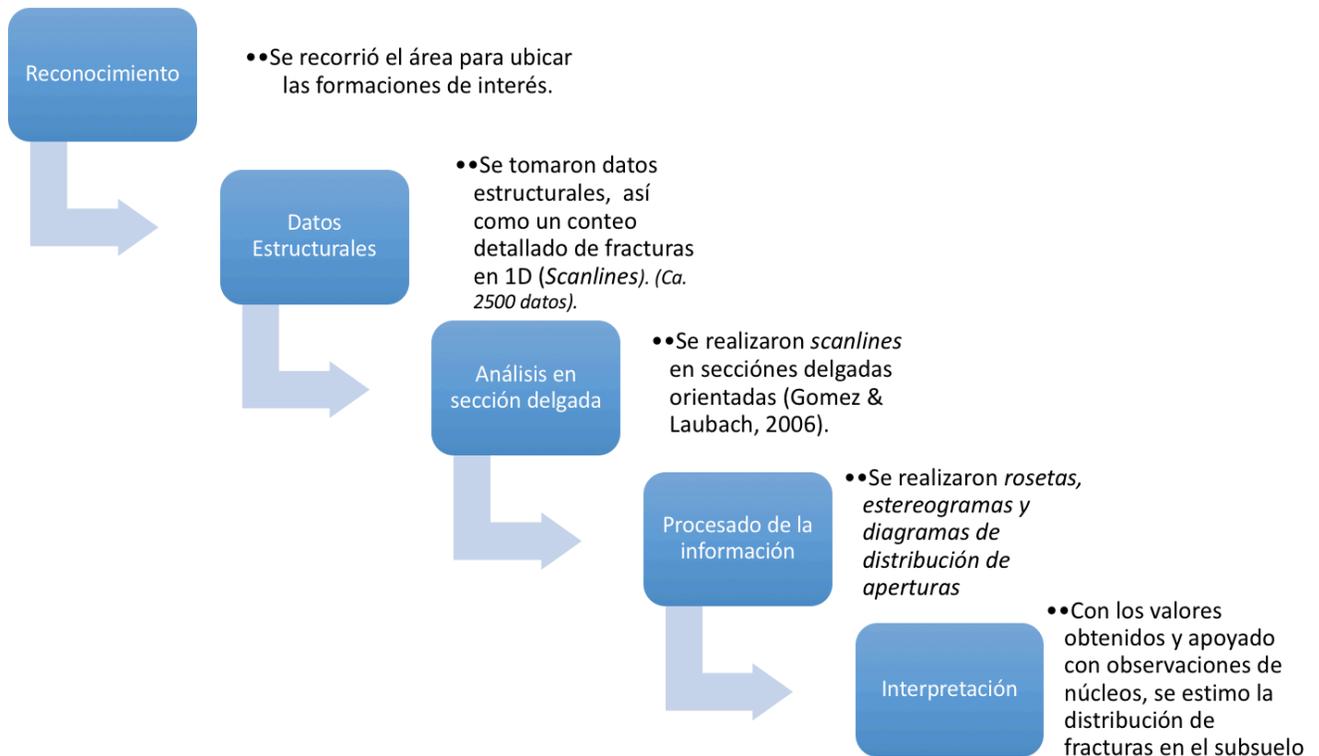


Fig. 1.2 Esquema general de la metodología utilizada para la realización de este trabajo.

Una vez identificados los *sets* de fracturas dominantes en el afloramiento, se realizaron *scanlines*, obteniendo alrededor de 2,500 datos entre ambas medidas. También se llevaron a cabo mediciones de lineamientos geomorfológicos basándonos en modelos de elevación digital generados a partir de curvas de nivel obtenidas de INEGI (CEM 30 m). En el campo se recolectaron alrededor de 30 muestras para su análisis en sección delgada, marcando su base y su cima. En algunos afloramientos fue posible tomar muestras orientadas, esto se logró marcando el dato estructural en la muestra *in situ*, y posteriormente extrayéndola, cuidando conservar completamente el plano en donde se marcó el dato estructural, con el fin de que la orientación de la muestra pueda ser recreada en laboratorio. Las muestras orientadas se cortaron paralelas a la estratificación, marcando en ellas el norte y sur, sin embargo, debido a la inclinación del estrato, una medida de orientación real no puede ser dada, es por eso que se refiere a estas orientaciones como aparentes. También hay que mencionar que el pegado fue realizado a partir de la base, por lo que los puntos cardinales este y oeste se invierten. Para las demás muestras se realizó el corte, cuidando intersectar la mayor cantidad de fracturas posibles y siguiendo la metodología convencional para la realización de secciones delgadas (Fig. 1.3) De las secciones delgadas se hizo

un análisis petrográfico enfocado en la descripción de las fracturas y también se realizaron *microscanlines*, a modo de complementar la información de afloramientos. Una vez teniendo la base de datos completa, se realizaron rosetas de los datos de campo y los lineamientos topográficos, y estereogramas, con el objetivo de identificar los principales *sets* de fracturas. También se graficaron los datos en Excel en un diagrama de distribución de apertura vs intensidad acumulada y se modelaron con una ecuación matemática. Con los datos y descripciones obtenidos en campo y apoyados en núcleos se propuso una intensidad de fracturamiento que pudiera estar afectando el yacimiento.

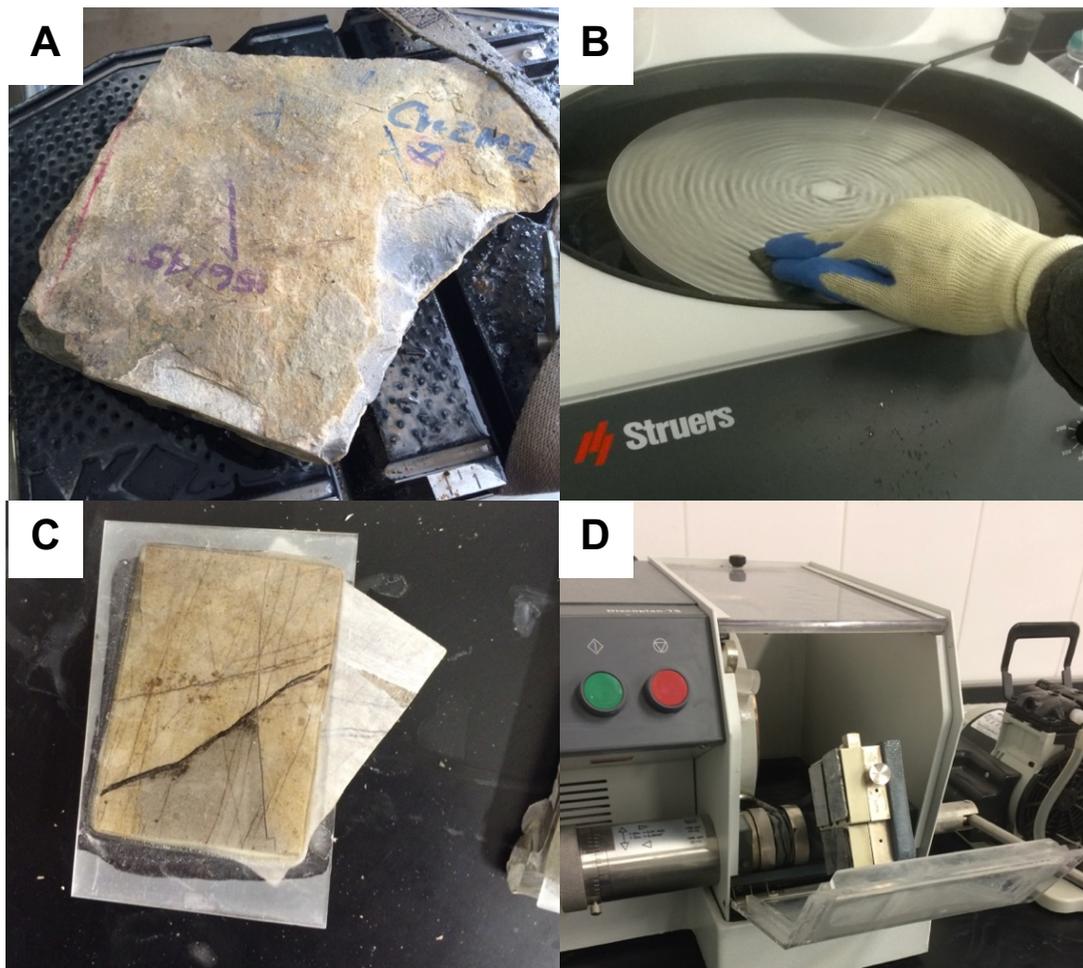


Fig. 1.3 Proceso de elaboración de secciones delgadas. A) Muestra de afloramiento orientada marcando su dato estructural en su plano de estratificación. B) Pulido de muestras. C) Pegado de las muestras. D) Despegue de la muestra y desbaste final.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1 INTRODUCCIÓN

El conocer a fondo los procesos geológicos que desarrollaron el sistema estratigráfico-estructural de la zona de estudio tiene gran importancia a la hora de la interpretación sobre los procesos tectónicos que pudieron haber jugado un papel importante en el desarrollo de los principales *sets* de fracturas encontrados en este estudio.

Este capítulo representa una revisión literaria sobre la evolución tectonoestratigráfica del Noreste de México, partiendo desde la apertura del Golfo de México, enfocándonos en provincias de la SMO y la paleoprovincia de la CTM, además, a partir de informes de PEMEX, presentamos una descripción del sistema petrolero de interés para este trabajo, incluyendo la información que se ya tiene sobre el fracturamiento que proporciona la permeabilidad del hidrocarburo, obtenida a partir de registros de pozos.

Es importante hacer énfasis tanto en la SMO como en la CTM, ya que, en la primera se encuentran los afloramientos que fueron tratados como análogos para analizar las fracturas, mientras que en la segunda se encuentran los yacimientos productores.

2.2 EVOLUCIÓN ESTRATIGRÁFICA DEL NORESTE DE MÉXICO

La zona de estudio comienza su desarrollo pos-paleozoico desde finales del Triásico con la apertura del Golfo de México. Caracterizada principalmente por rocas de tipo marino-carbonatadas, que fueron depositadas durante diversas etapas de subsidencias, generando transgresiones y regresiones del mar, las cuales fueron afectadas por el evento de acortamiento de la orogenia Laramide y la posterior sedimentación terrígena. En la mayor parte del área afloran calizas de ambiente de plataforma con un abundante contenido fósil, correspondientes a la Formación El Abra, cubiertas por capas de calizas arcillosas con una mayor influencia de sedimentación clástica y eventos volcánicos, correspondientes a las formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez.

2.2.1 Triásico Superior

Existe un gran acuerdo entre varios autores acerca de que el origen del Golfo de México estuvo ligado a la apertura del mar de Tethys en el Triásico, mientras que, la apertura del Atlántico y el Golfo de México ocurrió durante el Jurásico, hace 230 Ma. (Van der Voo *et al.*, 1976; Salvador y Green, 1980). En este período, comenzó el *rifting* que provocó la separación de la placa norteamericana de las placas africana y sudamericana, en el momento en que Pangea comenzó a disgregarse, dando lugar a la apertura del mar de Tethys para así, comenzarse a formar el océano Atlántico y el Golfo de México (Van der Voo *et al.*, 1976).

Es considerado que, el rift que dio lugar a este rompimiento haya sido originado por un ascenso de material por una pluma del manto, ocasionando inestabilidad en la corteza. Posiblemente, la disgregación de Pangea ocurrió hasta el inicio del Jurásico Superior (Pindell y Kennan, 2009). Esto generó un régimen tectónico extensional y transtensional, el cual, se reflejó en fallas normales con una componente lateral izquierda, grábenes y medios grábenes a lo largo del frente de los cinturones orogénicos apalachinos y alegenianos en los límites del Golfo de México (Pindell y Dewey, 1982). Posteriormente, sobre estos grabens se depositaron lechos rojos continentales y material volcánico desde el Triásico Superior hasta el Jurásico Inferior (Fig. 2.1), dando lugar a lo que hoy conocemos como Formación Eagle Mills en la parte norte del Golfo. En la región de Tamaulipas alcanzaron los 2000 m de espesor y son conocidos como la Formación Huizachal, y para la parte sur como Formación Todos los Santos (PEMEX, 2010). Se sugiere que durante la etapa inicial del *rifting*, solo hayan existido hundimientos lentos en la corteza continental, por lo que se considera que el proto-Golfo tendría un relieve muy suave.

2.2.2 Jurásico Medio-Jurásico Superior

Para este periodo, una porción del rift se separó por esfuerzos tensionales, desplazándose hacia el oeste, ocasionando la separación entre África y Sudamérica, dando lugar al desprendimiento del bloque de Yucatán, y así, comenzar la apertura del Golfo de México (Pindell, 2001).

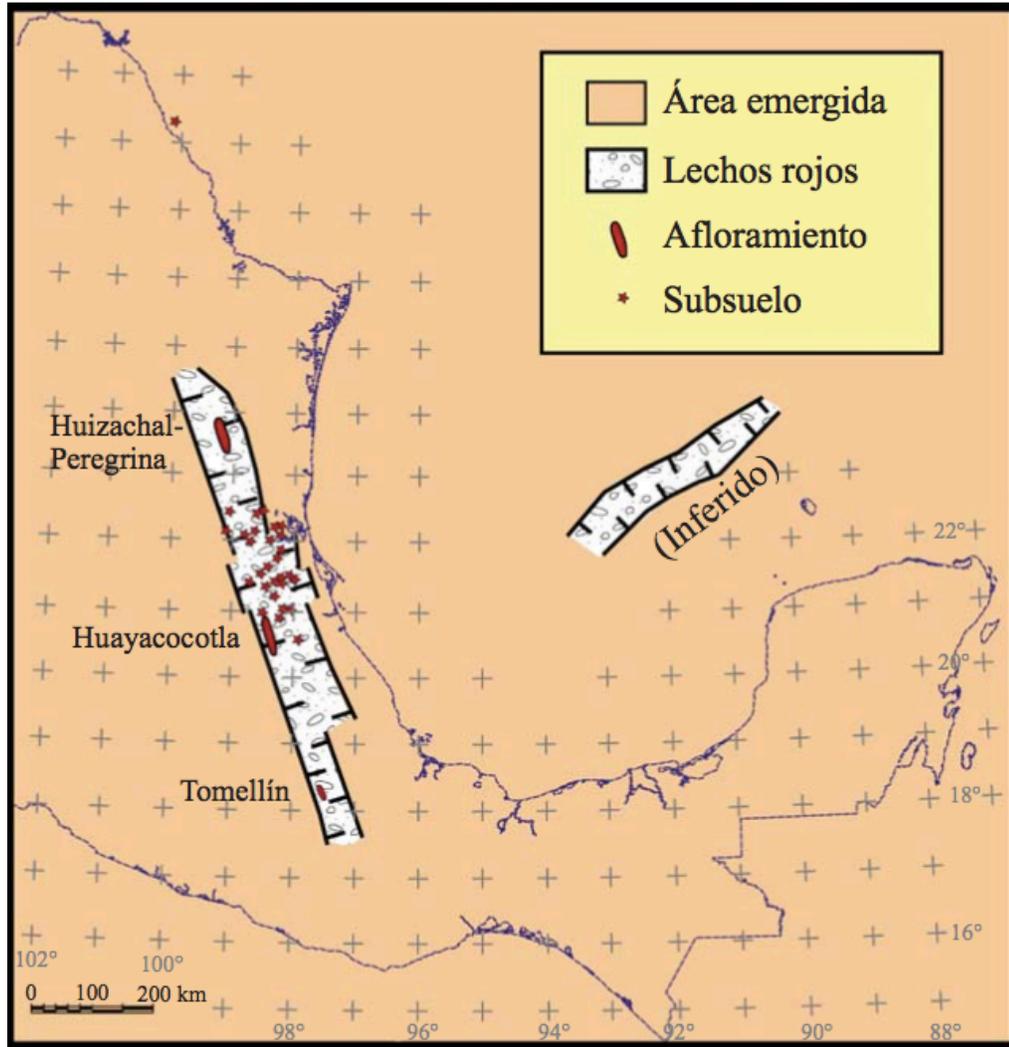


Fig. 2.1 Mapa de la paleogeografía del Triásico Superior, en donde se muestra la ubicación de *horst* y afloramientos de lechos rojos. Las fronteras de México son mostradas como referencia. (Tomado de Padilla y Sánchez, 2007).

Varios autores están de acuerdo en que el bloque de Yucatán se desprendió desde la costa sureste de los Estados Unidos, desplazándose con una dirección hacia el sureste hasta la posición que ocupa actualmente (Fig. 2.2). Dicho movimiento hacia el sur, ocurrió a lo largo de dos sistemas de fallas transformantes. El sistema de fallas occidental ha recibido varios nombres, de los cuales destaca *Falla Tamaulipas-Oaxaca* (Robin, 1982; Padilla y Sánchez, 1986), mientras que para el sistema oriental no se le ha otorgado un nombre formal. Sin embargo, otros autores (Quezada, 1990) opinan que el bloque de Yucatán tuvo su separación durante finales del Paleozoico.

zoico, en lo que se conoce como la paleopenínsula de Tamaulipas, desplazándose hacia el sureste a su posición actual; formando el aulacógeno de Huayacocotla, en el Triásico-Jurásico Inferior y después al de Sabinas-Coahuila durante el Jurásico Tardío.

Para finales del Jurásico Medio, ocurrió un adelgazamiento significativo de la corteza continental, el cual, produjo levantamientos en el basamento, formando rifts en la parte norte del Golfo y acumulando la extensión con una dirección noroeste-sureste (Cantú-Chapa, 2001).

La apertura prematura del Golfo y la presencia de un clima árido, favorecieron las condiciones para el depósito de grandes estratos de evaporitas, ubicadas actualmente en el subsuelo del Golfo, en provincias del norte y sur (Sal de Louann y Cuenca Salina del Golfo) (Fig. 2.3). También, las plataformas de Yucatán y Florida emergieron para así, actuar como una barrera que impedía la circulación del agua, lo que se reflejó en un mayor aumento en los espesores de la sal.

2.2.3 Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Margen pasiva)

La expansión terminó a principios del Jurásico Superior, volviéndose un margen pasivo y teniendo subsidencia en la parte central del Golfo de México (Salvador, 1991c). Esta última debido a la gran carga litostática de los depósitos que venían del noreste, norte y sur y que se acumularon en las márgenes del Golfo, junto con el enfriamiento del piso oceánico. Esto, generó una invasión del mar en el continente, al mismo tiempo, las condiciones de evaporación terminaron, cesando el depósito de evaporitas y dando lugar a condiciones de mares abiertos y semi-abiertos. Todo esto, originó un pronto desarrollo de condiciones marinas, y así formando una plataforma somera o rampa en el límite de la corteza oceánica y la corteza transicional. Los depósitos de sedimentos clásticos en aguas someras dominaron, los cuales, lateralmente cambiaron a carbonatos de aguas profundas.

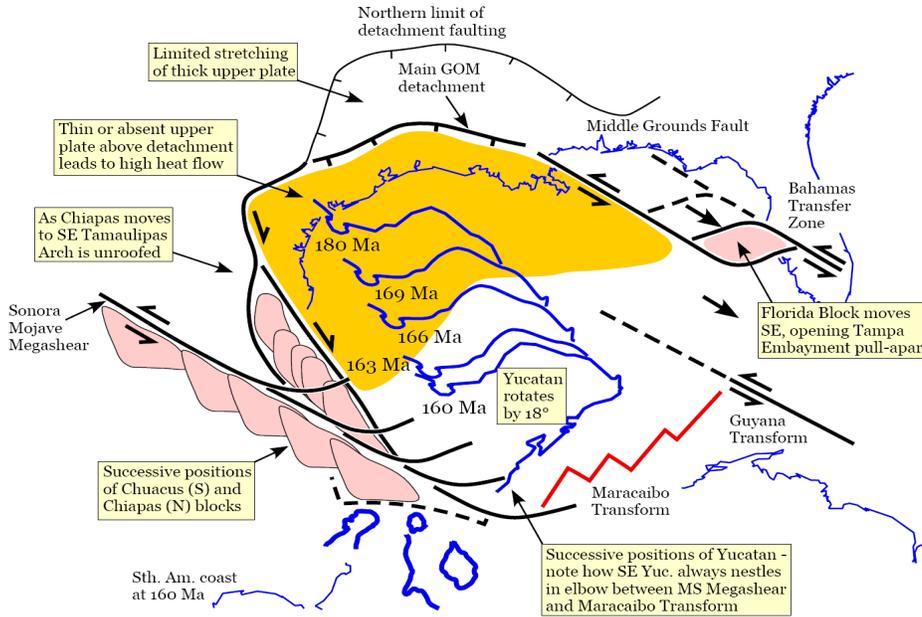


Fig. 2.2. Separación del bloque de Yucatán desde el borde noroccidental del Golfo en los Estados Unidos hacia el sureste durante el Jurásico Medio (Tomado de Pindell *and* Kennan, 2002).



Fig. 2.3. Distribución de las evaporitas durante la temprana apertura del Golfo de México durante el Jurásico Medio, Calloviano (Tomado de Stanley, 2002).

2.2.4 Cretácico Inferior

Se cree que el bloque de Yucatán alcanzó la posición que guarda actualmente durante el Valangiano (Ángeles Aquino *et al.*, 1988; Sawyer *et al.*, 1991). En este período se mantuvo la depositación de carbonatos de plataforma y evaporitas, aunque algunos depósitos muestran una intercalación con depósitos de pedernal y bentonita, debido al material volcánico proveniente del occidente (Padilla y Sánchez, 2007).

Para ese entonces, el Golfo de México ya era una cuenca con márgenes pasivos, el cual, desde aquel tiempo, solo ha sido afectado por subsidencia. Así mismo, el archipiélago de Tamaulipas, el Macizo de Chiapas y la Plataforma de Yucatán proseguían con su lenta subsidencia, lo que dio lugar a una transgresión marina.

La velocidad con la que el Golfo se hundía dependía de la posición en la cuenca y del tipo de corteza. Teniendo una mayor velocidad de subsidencia en la corteza oceánica, mientras que, para la corteza continental, la tasa de subsidencia era relativamente menor. En este mismo período, el archipiélago de Tamaulipas fue totalmente cubierto por aguas del océano, quedando solo emergidos los bloques altos de basamento de la isla de Coahuila, el Macizo de Chiapas y parte del bloque de Yucatán, en cuyos litorales proseguía la sedimentación terrígena y carbonatada.

Después de haberse depositado más de 2,000 metros de rocas carbonatadas, en una etapa de subsidencia que duró 23 millones de años (correspondientes a las formaciones Cupido y Tamaulipas Inferior), una rápida elevación del nivel del mar en el Aptiano temprano dio lugar al inicio de un depósito de capas de lutitas intercaladas con capas delgadas de carbonatos (Goldhammer, 1999; Goldhammer y Johnson 2001).

2.2.5 Cretácico Superior

Hacia el Albiano-Cenomaniano, la velocidad de la subsidencia aumentó, lo cual, dio lugar a la invasión del mar en el continente y a la formación de grandes cadenas de arrecifes, sobre los basamentos de la PVSLP, la plataforma de Córdoba y las paleoislas de Coahuila (Fig. 2.4),

depositándose espesores mayores a 2,000 metros de rocas carbonatadas, ampliamente distribuida en la zona de estudio y conocida como, Formación El Abra.

Durante el Turoniano se marca un cambio importante en los patrones de sedimentación influenciado por una gran presencia de terrígenos y la disminución de carbonatos en la parte oriental de México, ocasionado por el levantamiento de la zona occidental de México junto con la regresión marina, mientras que, en la parte meridional, la depositación de los carbonatos prosiguió hasta casi finales del Cretácico Superior. Esto dio lugar a la depositación de capas delgadas de calizas y lutitas sobre las plataformas, mientras que en las cuencas se depositaron capas de calizas con abundantes nódulos de pedernal, conocida en nuestra zona como la Formación Agua Nueva.

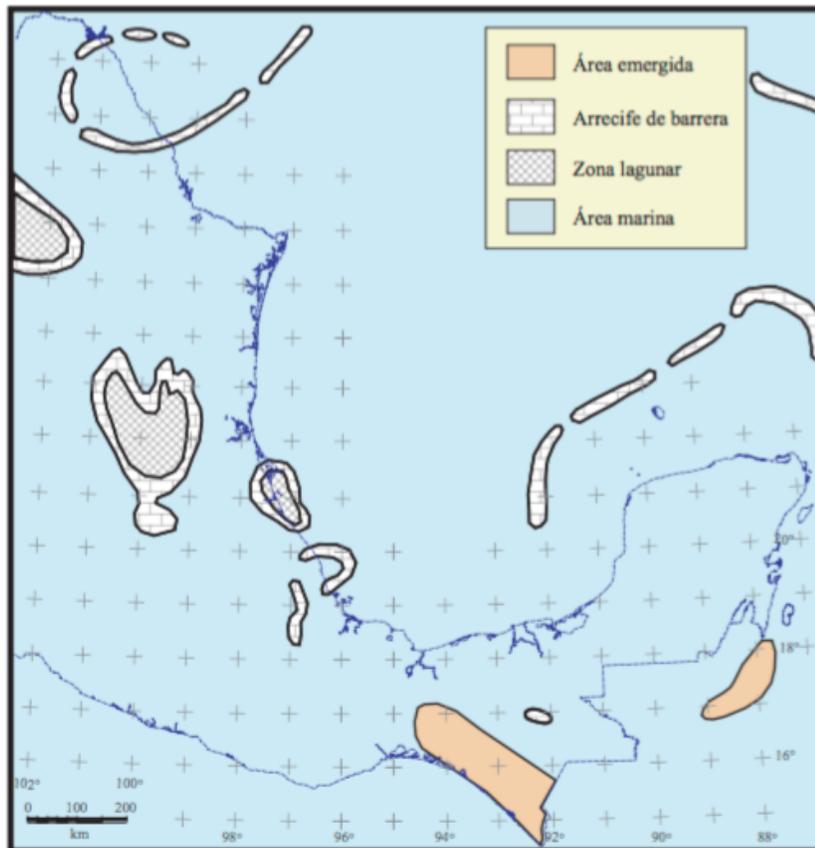


Fig. 2.4 Paleogeografía durante el Albiano-Cenomaniano. (Tomado de Padilla y Sánchez, 2007)

La actividad volcánica proveniente del oeste incrementó durante el Coniaciano y Santoniano en la parte occidental de México, lo que se reflejó en un depósito de calizas con mayor cantidad de arcilla e intercaladas con capas de lutitas con abundantes horizontes verdosos de bentonita, las cuales se extienden sobre la mayor parte de la zona occidental y Meridional del Golfo, conocida en la zona de estudio como Formación San Felipe (Salvador, 1991b).

Hacia el final del Cretácico, durante el Campaniano–Maastrichtiano, la tasa de sedimentación terrígena proveniente del occidente de México aumentó, al mismo tiempo, la subsidencia continuó en la parte occidental del Golfo de México y dio lugar a gruesos espesores de margas y lutitas ampliamente distribuidos en la parte noreste de México y conocidos como Formación Méndez, lo cual, marca el comienzo de los primeros eventos compresivos del área (Morán-Zenteno, 1986; Padilla y Sánchez, 1986, 2007; Eguiluz *et al.*, 2000).

2.2.6 Paleoceno

Los sedimentos que fueron depositados durante el Mesozoico en la margen occidental del Golfo de México sufrieron deformación de acortamiento, generada por el evento compresivo de la orogenia Laramide, la cual se cree que fue accionada por un cambio en la geometría y dirección de las placas de Farallón y Kula a lo largo del margen del Pacífico, comenzando a subducir con un ángulo bajo (Bird, 1988; Dickinson *and* Snyder, 1978), generando una intensa deformación a gran distancia de la zona de la trinchera, y así, causando la elevación de una porción considerable en el oriente de México, en lo que conocemos como Sierra Madre Oriental. Estos esfuerzos compresivos tuvieron su máxima intensidad durante el Paleoceno (Chávez-Cabello *et al.*, 2005), y ocasionaron un intenso plegamiento y cabalgamiento, levantando, gran parte de las rocas carbonatadas depositadas durante el Mesozoico, las cuales, al estar propensas a la erosión, generaron una gran fuente de sedimentos que posteriormente se depositaron en el interior de la cuenca del Golfo de México. (Weidie *et al.*, 1972; Sohl *et al.*, 1991; Salvador, 1991c).

2.2.7 Eoceno

Para el Eoceno, los esfuerzos compresivos de la orogenia Laramide continuaron afectando la zona, los depósitos sedimentarios provenientes de la SMO, se extendieron tanto en el oeste y noroeste del Golfo, dando lugar a un incremento de grandes volúmenes de espesores de arenas al culminar la orogenia, las cuales, se depositaron en las cuencas antepaís de la SMO, conocidas de norte a sur como las cuencas de Parras-San Carlos, de Tampico-Misantla y de Veracruz (de Cserna, 1989; Padilla y Sánchez, 2007) (Fig. 2.5). También, en la parte interior de la cuenca, comenzaron a depositarse turbiditas de baja energía y de materiales hemipelágicos y pelágicos.

Para finales del Eoceno, el arco submarino que alcanzó Norteamérica y Sudamérica, formando las Antillas Mayores, cambió su polaridad y colisionó contra la península de Florida. Esto tuvo lugar al final de la orogenia Laramide, (Dickinson, 1980 y Coney, 1983, en Quezada, 1990) y dio comienzo a la formación de la Placa del Caribe.

2.2.8 Oligoceno-Pleistoceno

Durante el Oligoceno y Mioceno, el aporte de sedimentos terrígenos a la cuenca fue notoriamente mayor, sobre todo en la parte norte y noroeste del Golfo de México, en donde los espesores alcanzaron hasta 6000 m. Durante este período la CTM y la Cuenca de Veracruz tuvieron un significativo depósito de arenas provenientes de la SMO.

Para el Mioceno la sedimentación en las cuencas disminuyó, sin embargo, en la parte sureste el depósito de terrígenos fue mayor a causa del levantamiento del Macizo de Chiapas. (Cruz *et al.*, 1977; Salvador, 1991c). En las costas de Tampico–Misantla y Veracruz, se formaron una serie de estructuras plegadas llamadas Cordilleras Mexicanas, una serie de levantamientos batimétricos en el fondo marino, formados por pliegues de tipo anticlinal paralelos entre si y a la línea de costa, cuya longitud alcanzó hasta 96 km. (Bryant *et al.*, 1968).

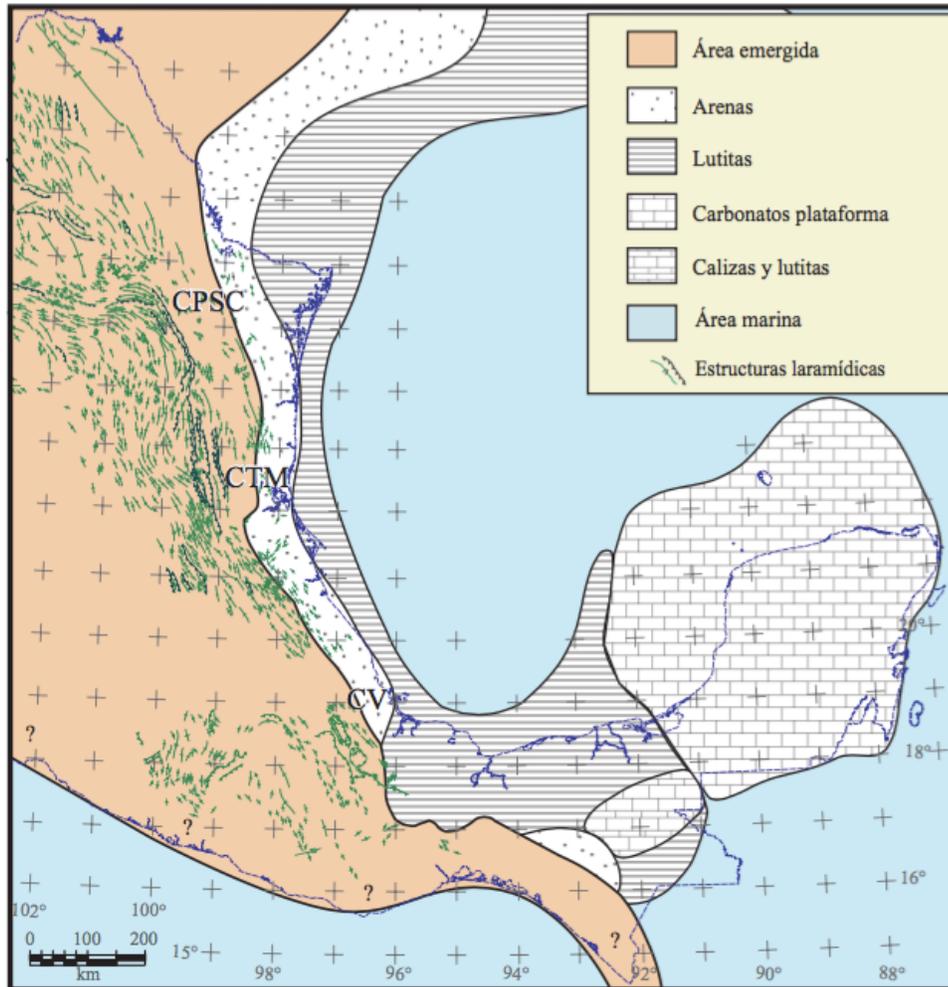


Fig. 2.5 Paleogeografía durante el Eoceno tardío, en donde comenzó el depósito de sedimentos clásticos en las cuencas de Tampico – Misantla, Cuenca de Parras-San Carlos y la cuenca de Veracruz (Tomado de Padilla y Sánchez, 2007).

Para este período, la placa de Farallón se separó en dos y formó las placas de Cocos y la de Nazca. Se interpreta que, durante el Pleistoceno, en el oeste del Golfo de México, la sedimentación quedó suspendida debido a que culminó el levantamiento del bloque de Chiapas y el movimiento tectónico que dio origen a la SMO ya era relativamente poco. Finalmente, la cuenca del Golfo de México estuvo afectada por el depósito cíclico de sedimentos durante las glaciaciones posteriores (Pérez-Drago, 2011).

2.3 SIERRA MADRE ORIENTAL

2.3.1 Introducción

Se le conoce como Sierra Madre Oriental (SMO), a un rasgo orográfico que se encuentra conformado por un macizo montañoso, rugoso, angosto y alargado, ubicado en la parte oriente de la República Mexicana, con elevaciones que sobrepasan los 2,500 m sobre el nivel del mar, esta termina hacia el occidente, en donde cambia al altiplano mexicano (Eguiluz *et al.*, 2000) y hacia el oriente en donde comienza la Planicie Costera del Golfo (Fig. 2.6).

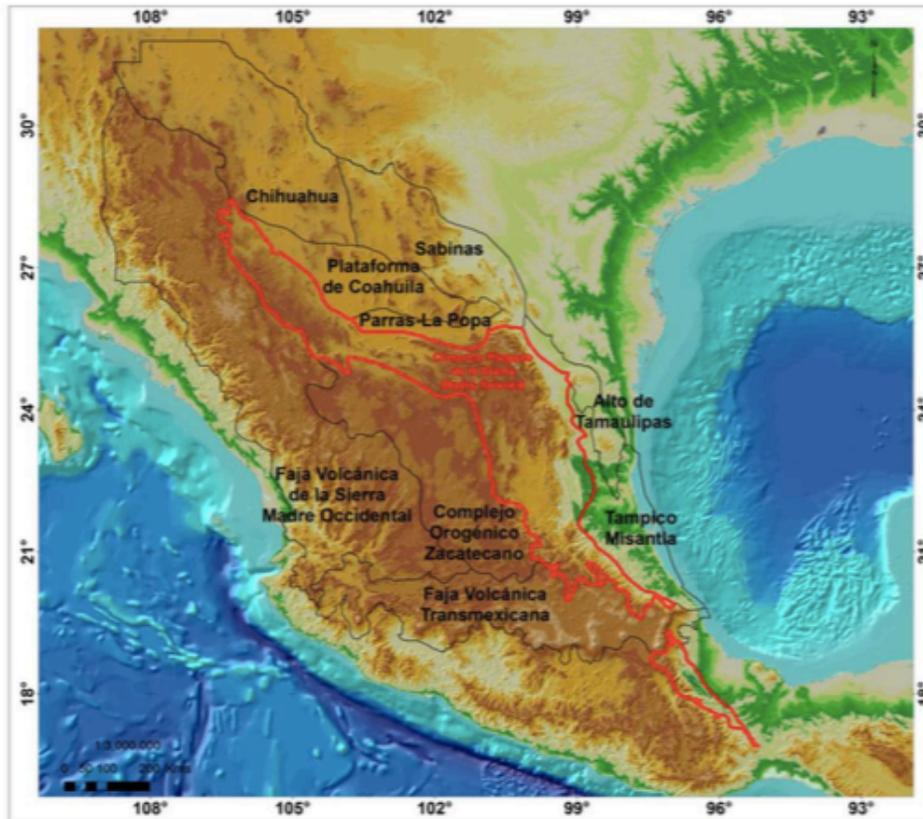


Fig. 2.6. Mapa de la ubicación del cinturón plegado de la SMO en México (Tomado de Pemex, 2010).

Se han realizado numerosos estudios sobre la SMO desde comienzos del siglo XX, el conocimiento acerca de su geología ha estado evolucionando y tomando mayor interés. Los primeros trabajos se enfocaron en su estratigrafía y en los aspectos estructurales preliminares (Heim, 1926; Burckhardt, 1930; Kellum, 1930, 1932, 1936; Imlay, 1936, 1937; Sugerstrom, 1961; Humphrey, 1949; Carrillo-Bravo, 1961, 1965). Los trabajos desarrollados en los años cincuenta y sesenta, abrieron nuevas áreas sobre el conocimiento dinámico de los sectores que

forman esta provincia geológica. Al comienzo, fue considerada como parte de la teoría geosinclinal (Álvarez, 1949, 1958 y 1961; Humphrey, 1956; Guzmán y De Cserna., 1963; De Cserna, 1956 y 1960); posteriormente se realizaron modelos paleogeográficos (Viniegra, 1963; Garza, 1973; Carrillo-Bravo, 1971; Salvador, 1987). Estudios más recientes han aportado nuevos datos que modificaron el concepto geodinámico de esta región y la inclusión de esta provincia, dentro del contexto de los avances de la tectónica de placas y se avanzó en su entendimiento (Tardy, 1973, 1980; Suter, 1984, 1987; De Cserna *et al.*, 1977; Ramírez, 1978; Padilla y Sánchez, 1985; Quintero y Aranda, 1985; Eguiluz y Campa, 1982; Campa y Coney, 1983; Campa, 1985; Longoria 1994; Eguiluz, 1989a, 1989b, y 1991). Durante la década de los sesenta, PEMEX realizó excursiones geológicas para conocer los rasgos estratigráficos y estructurales sobre esta zona. Por otro lado, dependencias gubernamentales e institutos de investigación, tanto nacionales como extranjeros, han publicado cartas tectónicas y geológicas sobre esta provincia (King, 1969; Muehlberger, 1992; González *et al.*, 1986). En 1993, PEMEX realizó un estudio integral (NEM 1032) sobre esta provincia, con el objetivo de evaluar sus posibilidades petroleras, definir sus límites y establecer modelos geológicos, que ayuden a orientar la exploración de hidrocarburos.

Estudios recientes se han enfocado en estructuras como estilolitas, venas, o juntas en los grandes pliegues de la saliente de Monterrey, con el objetivo de establecer edades del desarrollo de los pliegues. Camerlo (1998) estudio los anticlinales de San Blas y San Juan Bautista en la saliente de Monterrey, concluyendo que el deslizamiento por flexión fue el principal responsable de dicho plegamiento. Con respecto al fracturamiento presente en la SMO, Ortega (2002) estudió las relaciones entre la intensidad de fracturamiento con las facies, espesor de la capa y grado de dolomitización en la Formación Cupido, concluyendo que solamente el grado de dolomitización está directamente relacionado con el fracturamiento. También se han realizado constantes estudios sobre su tectónica y geología estructural en donde se ha determinado con mayor exactitud por medio de la datación de pliegues mediante el método de argón-argón en ilita que la orogenia actuó en distintos pulsos, teniendo las estructuras más antiguamente deformadas al oeste y las más jóvenes al este (Fitz-Díaz *et al.*, 2014a).

2.3.2 Tectónica y Geología Estructural

La SMO está representada por un cinturón de pliegues y cabalgaduras con una tendencia NNW-SSE y un transporte tectónico hacia el oriente. La mayoría de los autores coincide en que la subducción a lo largo del borde occidental de Norteamérica y la acreción de terrenos durante el Jurásico es la responsable de la formación de dicho orógeno (Armstrong, 1974; Coney *et al.*, 1980; Coney *and* Evenchick, 1994; Fitz-Díaz *et al.*, 2012) en el evento de acortamiento conocido como orogenia Laramide. Este término fue mencionado por primera vez en Dana (1986), para nombrar al evento orogénico contemporáneo a la Formación Laramie de Wyoming, Estados Unidos. La cordillera generada por esta orogenia se extiende a lo largo del extremo oriental de Norteamérica. La acreción de terrenos alóctonos (Coney *et al.*, 1980; Campa-Uranga, 1983), el magmatismo y metamorfismo fueron los procesos dominantes de la formación de la parte occidental del orógeno, mientras que el acortamiento de la cubierta de rocas sedimentarias, asociada con deformación a un muy bajo grado de metamorfismo fueron los procesos responsables de levantar las estructuras en la parte oriental. Hacia el norte de Estados Unidos, la parte oriental de la cordillera es conocida como Las Montañas Rocallosas, de la cual, la SMO corresponde a su contraparte en el sur (Fig. 2.7).

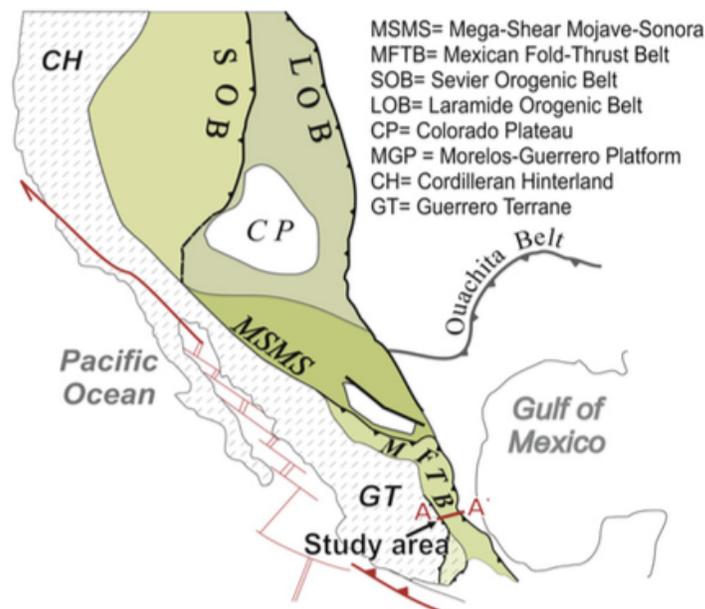


Fig. 2.7. Mapa tectónico general de la cordillera orogénica de Norteamérica, donde se muestra la configuración tectónica de la SMO. (Tomado de Fitz-Díaz *et al.*, 2011).

La SMO generalmente, presenta una dirección de acortamiento principal noreste-suroeste, y una vergencia hacia el noreste con algunas variaciones ligeras hacia el sureste en ciertos sectores. La cinemática de la orogenia Laramide aún es tema de controversia (Carciumaru y Ortega, 2008). Algunos modelos sugieren una deformación por acortamiento con una muy pequeña o inexistente componente lateral (Hamilton, 1988; Woodward *et al.*, 1997), aunque, otros consideran un papel más significativo de la componente lateral.

También se ha sugerido un modelo de génesis por transpresión para explicar la génesis y evolución de la SMO, (Velez-Scholvin, 1990; Longoria, 1994) en donde se considera que las variaciones de los movimientos laterales se reflejan en diferencias estructurales de la saliente de la cadena plegada, y que tales direcciones pueden ser paralelas cuando el desplazamiento se incrementa, sin embargo, este modelo no es consistente con los datos cinemáticos obtenidos en campo por PEMEX (1993), y además, solo existe evidencia de desplazamientos laterales en fallas de desgarre y rampas laterales asociadas a pliegues y cabalgaduras, por lo que no existe un fundamento cinemático para decir que la SMO fue generada por transpresión (Eguiluz, 2000).

Diferentes mecanismos han sido sugeridos para explicar la propagación de los esfuerzos hacia el interior del continente, algunos de ellos proponen un bajo ángulo de subducción (Dickinson *and* Snyder, 1978; Bird, 1988), sin embargo, es bastante aceptada la idea de que la orogenia fue accionada por un reacomodo en la geometría de la subducción durante el Cretácico Superior, el cual, ocasionó un desplazamiento del magmatismo hacia el interior de la placa, representado en el norte de México y en el suroeste de Estados Unidos, con un desplazamiento hacia el este de hasta 1000 km (Calmus, 2011). Esto fue activado por un aumento en la velocidad de subducción de la placa de Farallón bajo la placa norteamericana, teniendo su máximo entre los 60 y 40 Ma (Jurdy, 1984; Engebretson *et al.*, 1985; Stock y Molnar, 1988), aunque, también se ha sugerido que tal aumento de velocidad ocurrió desde hace 80 Ma (Coney, 1976; Clark *et al.*, 1982).

Fitz-Díaz *et al.* (2012) describen a la SMO como un cuerpo de rocas deformadas en forma de cuña, el cual, se va estrechando hacia el este, mientras la falla de despegue asciende hacia la

superficie. Se caracteriza por el cambio abrupto entre las facies de carbonatos de cuenca a plataforma, en donde, las plataformas presentan un estilo de deformación frágil, dominado en su mayoría por fallas inversas y cabalgaduras de gran escala, mientras que las cuencas muestran una deformación más dúctil de mesoescala, en donde se puede observar un muy intenso plegamiento. Es importante mencionar que existe una diferencia muy evidente en los estilos de deformación que sufrieron la PVSLP y la CTM, esto puede ser explicado por las diferentes fuerzas internas que oponen las unidades sobre la zona de despegue, en donde las capas masivas y dolomitizadas de la plataforma opusieron una mayor resistencia que las calizas y lutitas bien estratificadas de la CTM (Fitz-Díaz *et al.*, 2012).

Generalmente, se ha establecido una edad del plegamiento de la SMO de finales del Cretácico a comienzo del Eoceno (De Cserna 1956, 1970; Humphrey, 1956; Tardy, 1980; Campa, 1985), sin embargo, otros autores sugieren que prosiguió hasta el comienzo del Oligoceno (Eguiluz *et al.*, 2000). Por otra parte, Chávez-Cabello (2005) y Chávez-Cabello *et al.* (2011) establecen que no hay evidencia de deformación en el Noreste de México más reciente que 39 Ma. Fitz-Díaz *et al.* (2014a) caracterizaron la edad de la deformación mediante el método de argón-argón en illita, datando las edades absolutas de los pliegues y zonas de cizallas a lo largo de una sección transversal con orientación NE, pasando por las secuencias de Tolimán, la Plataforma el Doctor, La Cuenca Zimapán, PVSLP y la CTM. Se determinó una edad de deformación que fue avanzando progresivamente de poniente a oriente, teniendo las estructuras más antiguas hacia el poniente de las secuencias de Tolimán, con una edad de plegamiento de 83.5 ± 1.5 Ma, mientras que las estructuras que se encuentran al oriente son más recientes, calculando una edad de plegamiento para la PVSLP y la CTM de 64 ± 2 Ma.

2.4 CUENCA TAMPICO-MISANTLA

La CTM se localiza en la parte centro-oriental de México, la cual, se extiende desde el extremo sur del Estado de Tamaulipas hasta el centro del estado de Veracruz, dentro de las porciones orientales de los estados de San Luis Potosí, Hidalgo, Norte de Puebla y occidente del Golfo de México. Al norte colinda con la Cuenca de Burgos y el Alto de Tamaulipas, al sur con el Cinturón Plegado de la SMO y la Faja Volcánica Transmexicana, y al occidente con la Plataforma Valles-San Luis Potosí. (Fig. 2.8).

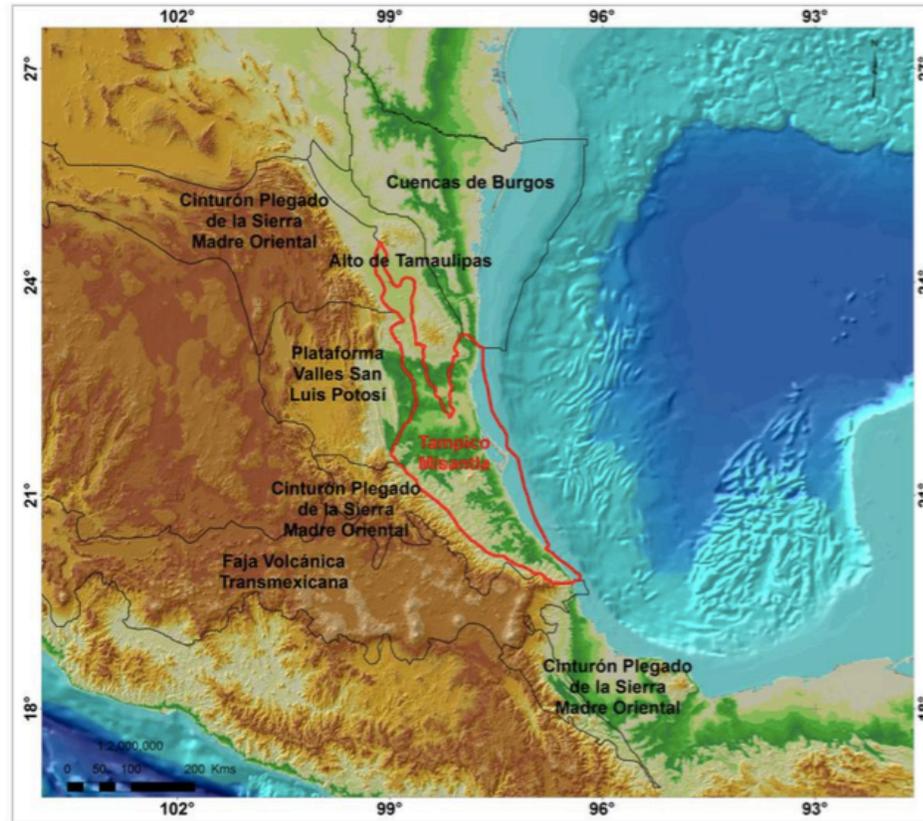


Fig. 2.8. Ubicación de la Cuenca Tampico-Misantla (Tomado de Pemex, 2010).

2.4.1 Evolución estratigráfica

El basamento de la CTM está conformado principalmente por rocas ígneas y metamórficas de edad Pérmico-Triásico, sobre ésta se depositó discordantemente una acumulación de conglomerados y lechos rojos durante el Triásico Tardío, correspondiente a la Formación Huizachal. Posteriormente, durante el Jurásico Temprano, se depositaron abanicos aluviales que rellenaron las fosas, los cuales, constan de conglomerados, areniscas y limolitas, transportados por corrientes de alta energía, conocido como la Formación Huayacocotla (PEMEX, 2010).

Para el Jurásico Medio, la apertura del Golfo de México ya estaba afectando en la zona de la CTM, en donde se depositaba una secuencia de tipo *synrift*, la cual, está conformada mayormente por sedimentos continentales de areniscas, conglomerados y lutitas color rojizo, transportadas por corrientes aluviales, presentando un mayor espesor en los depocentros de los *synrift* y adelgazándose al acuñarse con los altos del basamento. Esta secuencia se encuentra cubierta

por calizas oolíticas y bioclásticas que representan el miembro inferior de la Formación Huehuetepic e indican el inicio de una transgresión, a partir de aquí, se tiene la presencia de rocas marinas de tipo *mudstone* y *wackestone* anhídricos y anhidritas del miembro superior de la Formación Huehuetepic (Hernández-Romano *et al.*, 2001). Para el Calloviano, la transgresión marina dio lugar a un ambiente de plataforma abierta, depositando una secuencia de *packstone* y *grainstone*, correspondientes a la Formación Tepexic, la cual cambia posteriormente a un ambiente de aguas profundas que depósito secuencias de calizas carbonosas-arcillosas. Este ambiente sedimentario persistió hasta finales del Kimmeridgiano, depositando las formaciones Santiago, San Andrés, Tamán y Chipoco.

Para comienzos del Tithoniano, termina el depósito de calizas carbonosas de la Formación Tamán, y la secuencia comienza a cambiar gradualmente a capas de calizas de espesores delgados con algunas capas y nódulos de pedernal con abundante materia orgánica y algunos radiolarios de ambientes de depósito pelágico, distinguido principalmente por algunas especies de amonitas (Cantu-Chapa, 1971), pertenecientes a la Formación Pimienta. Estos depósitos cambian transicionalmente hacia la Plataforma de Tuxpan a sedimentos bioclásticos someros y siliciclásticos costeros de la Formación La Casita.

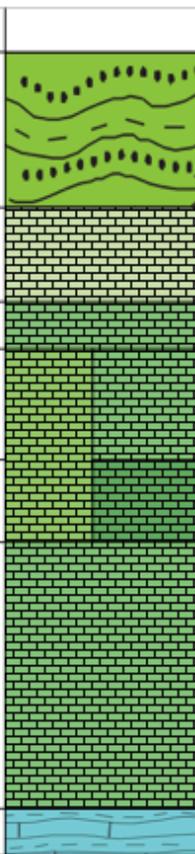
Esta secuencia se encuentra subyaciendo a un miembro calcáreo-arenoso, constituido por capas de *packstone* y *grainstone* oolíticos, bioclásticos e intraclásticos, las cuales pertenecen a la Formación Tamaulipas Inferior, depositadas durante el Berriasiano al Barremiano. Posteriormente una nueva transgresión marina da lugar a un depósito de calizas arcillosas a finales del Aptiano, conocido como “Horizonte Otates”.

Para comienzos del Albiano, la agradación vertical impulsó el desarrollo de grandes plataformas carbonatadas con taludes muy inclinados, como la Plataforma de Tuxpan, la cual está conformada principalmente por las calizas someras de la Formación El Abra, mientras que el talud está constituido por flujos de escombros y turbiditas carbonatadas correspondientes a la Formación Tamabra. Dichos depósitos cambian a calizas pelágicas de ambiente de cuenca, conocidos como la Formación Tamaulipas Superior.

Para el Cenomaniano tardío y Turoniano temprano, la plataforma se ve inundada por una nueva transgresión, dando lugar al depósito de calizas arcillosas y lutitas calcáreas de la Formación Agua Nueva, mientras que, para la cuenca, continuó la depositación de calizas arcillosas y lutitas, las cuales, se vieron influidas por la actividad volcánica proveniente del occidente, creando depósitos de calizas con bentonita, correspondiente a la Formación San Felipe y Méndez.

Para el Paleoceno, la deformación y el plegamiento generado por la Orogenia Laramide, provocó un gran cambio en la sedimentación, cambiando de rocas calcáreas de ambientes profundos a sedimentos terrígenos, dando lugar a una secuencia tectonoestratigráfica típica de anfotasa y depositándose gruesas capas de areniscas y lutitas de tipo turbidítico, conocidas como las formaciones Velasco, Chicontepec Inferior, Medio y Superior. Durante esta época, los depósitos de turbiditas tienen un aumento, lo que impulsó la formación de cañones y abanicos submarinos. Se considera que este aumento de la sedimentación está relacionado con el levantamiento de la porción occidental y su subsecuente descenso del nivel del mar. Algunos de los flujos de estos sistemas de canales chocaron con el margen occidental del paleoalto que formaba la Plataforma de Tuxpan, desviándose hacia el sur y originando canales orientados NW-SE y formando el Paleocañón Chicontepec (PEMEX, 2010).

Durante el Neógeno, en la sección oriental de la CTM, se deposita una secuencia de tipo margen pasivo constituida por depósitos deltaicos e influenciada por los cambios relativos del nivel del mar, la cual, está conformada por las formaciones: Guayabal, Palma Real Inferior y Superior, y Mesón. En la figura 2.9 se presenta la columna litológica de la CTM.

Era	Período	Época	Formación	Litología	
Cretácico	Superior	Maastrichtiano	Méndez		Caliza arcillosa
		Campaniano			
		Santoniano	San Felipe		Caliza-arcillosa
		Coniaciano			
		Turoniano	Agua Nueva		Caliza-lutita
		Cenomaniano	Abra		Tamaulipas Superior
	Albiano	Horizonte Otates		Caliza-lutita	
	Inferior	Aptiano	Tamaulipas Inferior	Caliza	
		Barremiano			
		Hauteriviano			
		Valangiano			
Berriasiano					
Jurásico	Superior	Tithoniano	Pimienta	Caliza-lutita	

2.9 Columna litológica de la CTM.

2.4.2 Geología estructural

La CTM es una cuenca de margen pasivo, la cual, como se mencionó en secciones anteriores, fue construida como una cuenca antepaís durante el Paleógeno, resultado del plegamiento de la SMO. La geometría de su basamento está relacionada a la etapa de apertura del Golfo de México. Fisiográficamente, puede ser dividida por los siguientes elementos tectónicos-estructurales y estratigráficos: el Alto de Tamaulipas y el Homoclinal de San José de las Rusias como su límite norte, Paleocañón Bejuco-La Laja, el Alto de la Sierra de Tantima, el Paleocañón de Chicontepec. Limita al sur con la Faja Volcánica Transmexicana; y de este a oeste se tiene el Alto o Isla de Arenque, Alto de la Plataforma de Tuxpan y el frente tectónico del cinturón plegado y cabalgado de la SMO (PEMEX, 2010) (Fig. 2.10).

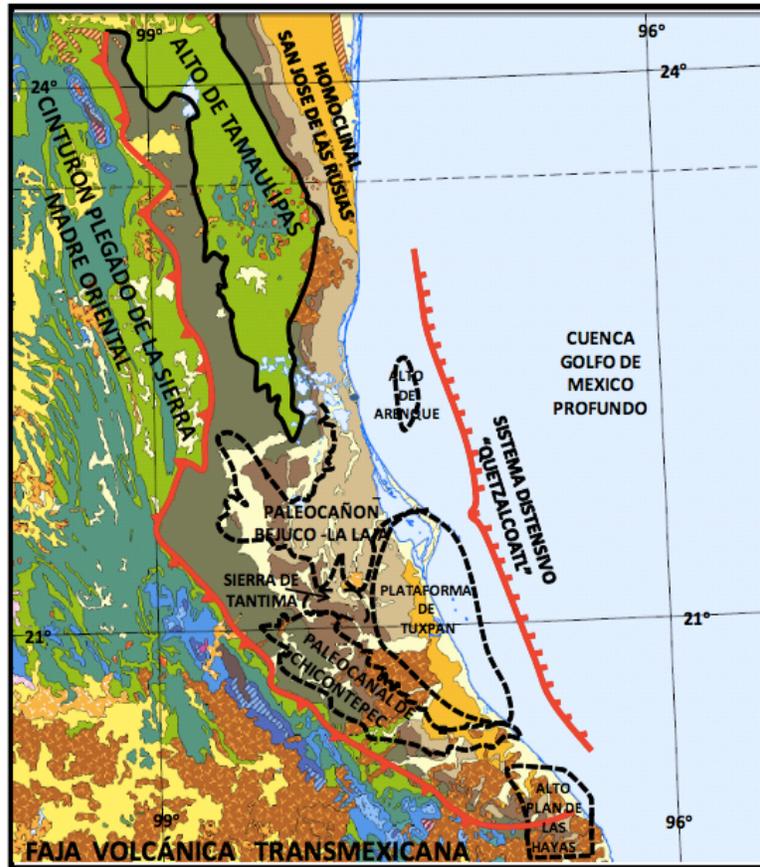


Fig. 2.10 Principales rasgos fisiográficos de la CTM (Tomado de PEMEX, 2010).

La intensidad de deformación en esta provincia paleogeográfica va disminuyendo abruptamente conforme nos desplazamos hacia el oriente. Según informes de PEMEX de la zona, un elemento estructural importante, es la presencia de la falla transformante Tamaulipas-Oaxaca de edad pre-Calloviano (Fig. 2.11; Padilla y Sánchez, 2007), la cual se interpreta como un elemento condicionante en la conformación de las estructuras, ya que está falla hizo la función de barrera, evitando que los esfuerzos laramídicos se propaguen con gran intensidad hacia el oriente, limitándolos hasta el frente oriental de la SMO, sin embargo, no hay suficiente evidencia que apoye esta hipótesis. Otro elemento que tuvo gran importancia fue la profundidad y la geometría de la cima del basamento, ya que, al estar relativamente somero, actuó como una barrera que se opuso a los esfuerzos compresivos de la orogenia Laramide.

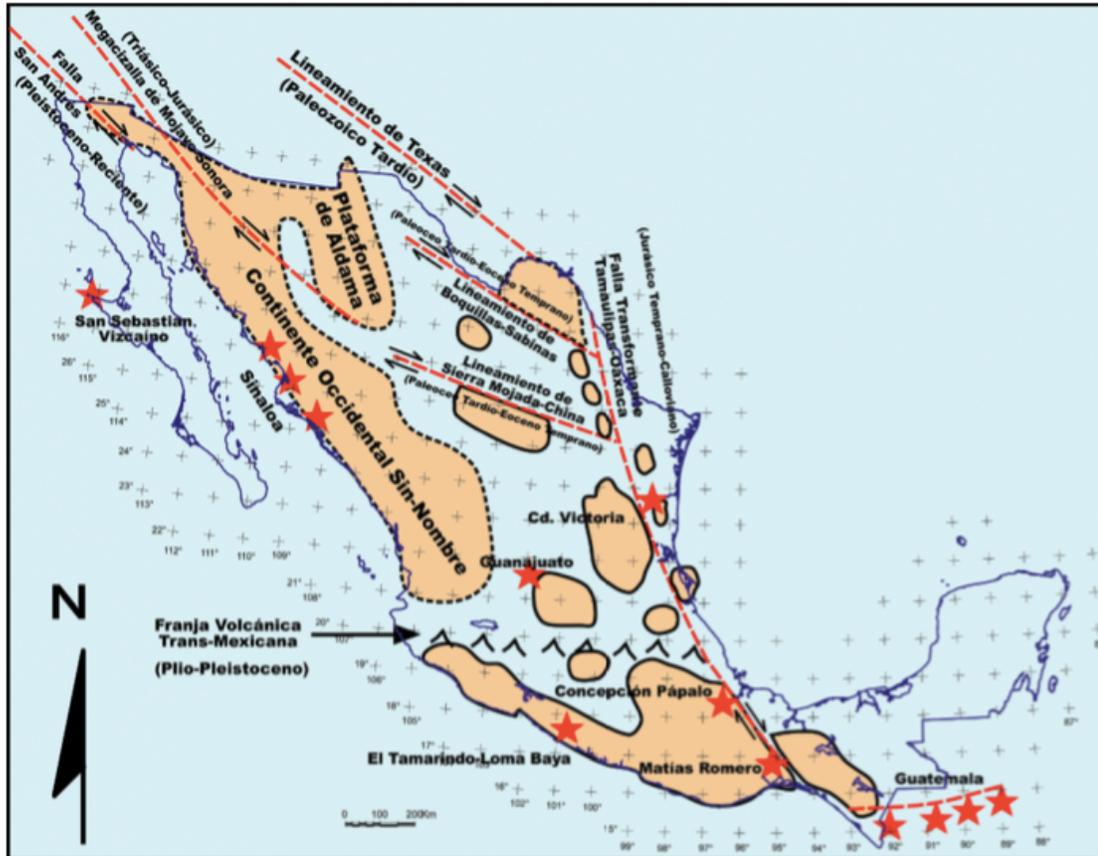


Fig. 2.11 Estructuras regionales en la corteza de México, donde se observa la presencia de la falla transformante Tamaulipas-Oaxaca, ubicada al oeste de la CTM, la cual, según informes técnicos de PEMEX, evitó la propagación de los esfuerzos tectónicos hacia el este. (Tomado de Padilla y Sánchez, 2007).

2.4.3 Sistema petrolero

Debido a sus condiciones geológicas, la CTM alberga varios sistemas petroleros, los cuales se explotan en diversos campos de la zona. Estudios geoquímicos realizados en la zona han identificado rocas generadoras que datan del Jurásico Inferior y Medio al Jurásico Superior Tithoniano. Por medio del estudio de la composición isotópico-molecular de los bitúmenes provenientes de estas rocas generadoras del Mesozoico comparados con los aceites de las calizas del Cretácico, se identificaron los siguientes sistemas petroleros (PEMEX, 2010).

- Jurásico Inferior-Medio – Jurásico Medio
- Jurásico Superior – Jurásico Kimmeridgiano
- Jurásico Superior – Cretácico Inferior

- Jurásico Superior – “Cretácico Medio” (PEMEX, 2010)
- Jurásico Superior – Cretácico Superior
- Jurásico Superior – Paleoceno-Eoceno
- Jurásico Superior – Neógeno

Para el caso de este trabajo de Tesis, el sistema petrolero a estudiar será el Jurásico Superior-Cretácico Superior, el cual, se explota principalmente en los campos EPC (Fig. 2.12) y Tamaulipas. La unidad generadora de hidrocarburo en este sistema, es la Formación Pimienta (Jurásico Superior), la cual, consiste en mudstone arcillosos negros con escasa pirita, en estratos delgados e intercalados con lutita negra laminar, bentonita y lentes de pedernal. Tiene un contenido de materia orgánica (COT) entre 0.4 y 6.5% y una madurez de kerógeno de tipo I y II (PEMEX, 2010).

Los aceites creados a partir de esta roca se encuentran alojados en las rocas carbonatadas del Cretácico Inferior, las rocas arrecifales y prearrecifales del Albiano-Cenomaniano y en las rocas fracturadas del Cretácico Superior de las formaciones Agua Nueva y San Felipe (Turoniano-Santoniano). Estas últimas corresponden a las unidades del estudio en cuestión. Están conformadas por capas de calizas arcillosas, las cuales, presentan una porosidad y permeabilidad secundaria gracias a la presencia de fracturas. Según PEMEX (2010), estas fracturas se asocian con fallas de los bordes de las fosas de *synrift*, originadas en la apertura del Golfo de México y reactivadas por el evento laramídico provocando una inversión y fracturamiento, formando así, trampas de tipo estructural que se conocen para este sistema (PEMEX, 2010; Fig. 2.13). De acuerdo a informes ejecutivos de Schlumberger para PEMEX, en los estudios de registros de imágenes de pozos FMI realizados en pozos en el campo EPC y en el campo Tamaulipas en Altamira, se ha registrado una orientación preferencial de fracturamiento NE-SW para fracturas abiertas, en las formaciones Agua Nueva y San Felipe, obteniendo una intensidad de fracturamiento en el campo EPC de 4 fracturas por metro con aperturas entre 1 y 5 mm, mientras que las fracturas cerradas presentan rumbos paralelos a las abiertas con una subfamilia NW-SE. Para el campo Altamira se identificaron un total de 26 fracturas conductoras y 14 selladas, de las cuales 18 conductoras fueron identificadas en la Formación Agua Nueva y apenas 3 para San Felipe, en una profundidad de 435-896.5 m, y al igual que en Ébano, con una orientación NE-SW.

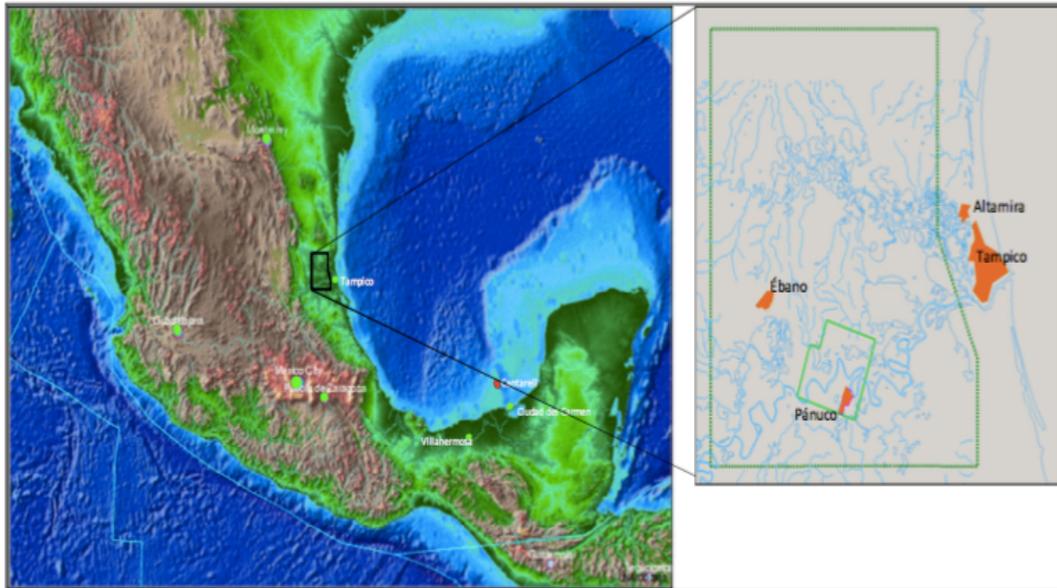


Fig. 2.12 Ubicación del proyecto EPC, el cual incluye a los campos de estudio de este trabajo (Tomado de informes internos de PEMEX).

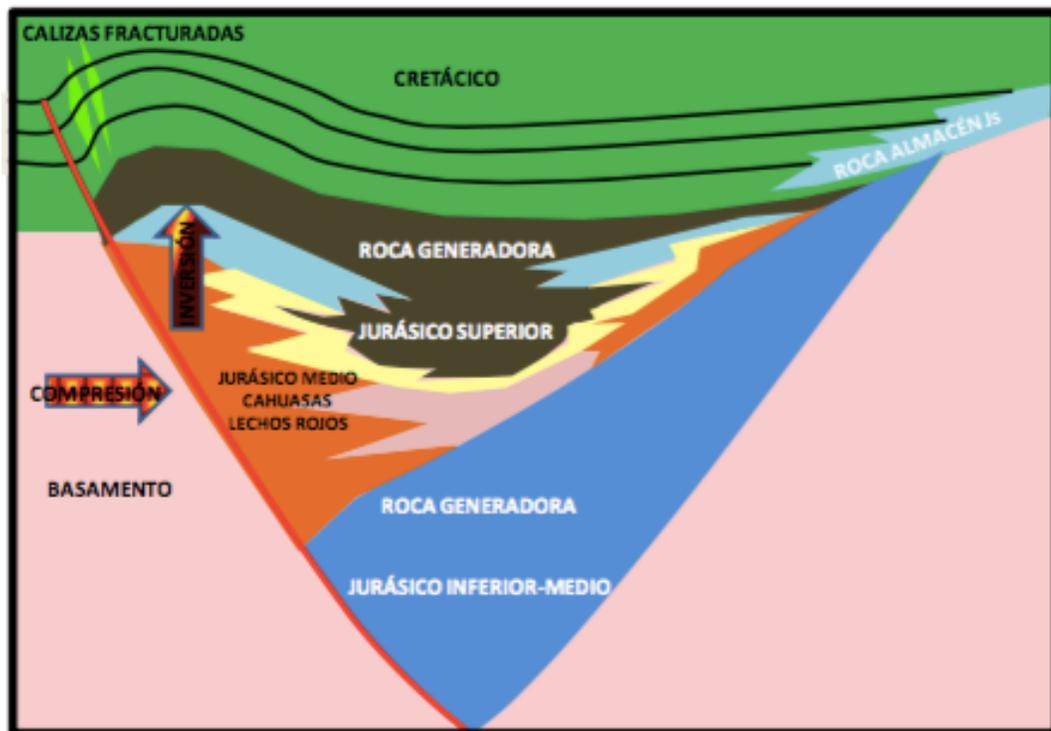


Fig. 2.13 Modelo conceptual del sistema petrolero. El aceite se genera en las rocas de la Formación Pimienta y se hospeda en las calizas fracturadas de las formaciones Agua Nueva y San Felipe (Tomado de PEMEX, 2010).

También, a partir de rosetas de direcciones de fracturas obtenidas con registros de imagen FMI en el campo EPC, se obtuvo el esfuerzo máximo horizontal. Con base en este análisis, se determinó que la dirección preferencial del esfuerzo horizontal máximo regional en el bloque EPC es NE-SW. (PEMEX, 2010), el cual, coincide con el esfuerzo máximo horizontal responsable del plegamiento de la SMO.

2.5 DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES PRODUCTORAS

Como ya fue mencionando, en varios campos de la CTM, tales como EPC o el Campo Tamaulipas en Altamira, Tamps., las unidades en donde se encuentra hospedado el hidrocarburo son las formaciones Agua Nueva y San Felipe, las cuales de acuerdo a informes ejecutivos de PEMEX y de empresas subcontratadas por PEMEX, la porosidad y permeabilidad de estas unidades es obtenida por medio de fracturas, por lo que en este trabajo se realiza una descripción de ambas formaciones a partir de la literatura existente, enfocándonos en algunas características básicas y obvias, ya que aspectos detallados sobre su estratigrafía no tienen gran relevancia en un estudio de fracturas, en donde el papel más importante lo juegan las propiedades mecánicas de las rocas.

2.5.1 Formación Agua Nueva

Este nombre fue aplicado por primera vez a la secuencia de estratos que afloraban en las faldas de colinas al oeste de la Sierra de Tamaulipas (Stephenson, 1921 en Muir, 1938). Se encuentra distribuida sobre el flanco occidental de la Sierra El Abra y también se pudo observar en el área de Xilitla, SLP. Representada por capas de calizas arcillosas de estratificación mediana a gruesa de color gris a color gris oscuro con espesores de 30 a 50 cm, intercalada con capas de lutita con espesores de 10 a 20 cm. Se caracteriza por tener lentes de pedernal negro (Fig. 2.14). Fue depositada en un ambiente que va desde plataforma externa a cuenca profunda (Pemex, 1988). El espesor que se ha reportado para esta unidad varía dependiendo de la localidad. Muir (1936) reporta espesores entre 61 y 91.5 m en el Cañón de La Borreguera, en la Sierra de Tamaulipas.

En el frente de la SMO el espesor varía desde pocos centímetros hasta casi 30 m y de 150 a 175 m en el área de Xilitla, SLP (Carrillo-Bravo, 1971). En la zona de estudio, esta unidad descansa sobre la Formación El Abra y subyace a la Formación San Felipe. Por su posición estratigráfica y contenido paleontológico se le asigna una edad Turoniano (Carrillo-Bravo, 1971). Se correlaciona en edad con las formaciones Indidura, Soyatal, Mezcala, Caracol y el miembro inferior de la Formación Tamasopo.



Fig. 2.14 Afloramiento de la Formación Agua Nueva mostrado en la carretera México 70; Río Verde-Ciudad Valles. Se observa la intercalación de capas de caliza con capas de lutita. También se pueden ver abundantes fracturas verticales (Libreta amarilla aproximadamente 20 cm).

2.5.2 Formación San Felipe

Este nombre fue usado por primera vez por Jeffrey en 1910 (en Muir, 1936), en un “reporte privado” para una compañía petrolera. Más tarde, el nombre fue propuesto formalmente por Muir en 1936. Consiste en una intercalación entre calizas arcillosas, margas grises y verdes (López-Ramos, 1979) y capas de arcilla de bentonita, (Padilla y Sánchez, 1978), tiene escasos nódulos de pedernal y de pirita (PEMEX, 1988). A diferencia de la Formación Agua Nueva, el

contenido de arcilla es mayor en esta unidad. Tiene gran distribución sobre los extremos noroeste, norte, oriente y sureste de la PVSLP y en todo el subsuelo de la CTM. En la zona de estudio tiene mayor presencia en el área de Xilitla, SLP. Fue depositada en un ambiente de mar abierto de baja energía (Aguilar-Rodríguez, 1984; PEMEX, 1988) con influencia de terrígenos (Bello, 1978), y con una muy evidente influencia de bentonita que provenía del arco magmático occidental (PEMEX, 1988). Se han registrado espesores de 80 m (Suter, 1990) en San Luis Potosí. Descansa sobre la Formación Agua Nueva, con una muy leve discordancia angular en algunos sitios (Carrillo-Bravo, 1971), y subyace de manera concordante a la Formación Méndez. Basándose en su posición estratigráfica y abundante contenido fósil se le asignó la edad Coniaciano-Santoniano (Padilla y Sánchez, 1978; PEMEX, 1988; Fig. 2.15).

2.6 RECAPITULACIÓN

Remarcando los puntos principales abordados en esta revisión, la zona Noreste de México comenzó su evolución pos-paleozoica con la apertura del Golfo de México, comenzando en el Tríasico Superior con la ruptura del supercontinente Pangea. Esto generó un régimen extensional, dando lugar a la formación de grabens, medios grabens y una subsidencia lenta y continua, lo cual eventualmente, dio lugar a una transgresión marina durante el Jurásico, favoreciendo la depositación de secuencias de rocas carbonatadas durante la mayor parte del Cretácico. Dicha secuencias fueron levantadas y plegadas durante el levantamiento de la SMO, durante la orogenia Laramide, la cual, fue deformando progresivamente, teniendo las estructuras más antiguas hacia el poniente y las más jóvenes hacia el oriente. Fitz *et al.* (2013), por medio de la datación de datación de argón-argón en illita de los pliegues, calculó una edad de plegamiento de 64 ma para la zona de la PVSLP y la CTM.

La CTM es una cuenca de tipo antepaís, formada durante el plegamiento de la SMO, la geometría de su basamento está directamente relacionada con la apertura del Golfo de México. La mayor parte de su columna litológica consta de sedimentos del Paleoceno, producto de la erosión de las rocas de la SMO, lo cual favoreció las condiciones para la generación de varios sistemas petroleros.



Fig. 2.15 Afloramientos de la Formación San Felipe cerca de la ciudad de Xilitla, SLP.

De acuerdo a los objetivos de este estudio, se analizó el sistema petrolero Jurásico-Superior-Cretácico Superior, el cual tiene como roca generadora a la Formación Pimienta, a rocas almacenadoras a las Formaciones Agua Nueva y San Felipe y a la Formación Méndez como roca sello. Reportes de la región del bloque EPC indican que la principal porosidad y permeabilidad de estas unidades productoras es a partir de fracturas, las cuales tienen una orientación preferencial NE-SW para fracturas abiertas. Estos últimos datos tienen gran importancia para conocer la anisotropía de la permeabilidad, y son comparados más adelante con los resultados obtenidos en este estudio, y con ello, juzgar si los afloramientos localizados pueden ser tratados como análogos.

3. YACIMIENTOS NATURALMENTE FRACTURADOS

3.1 INTRODUCCIÓN

Los YNF son de gran importancia a nivel mundial, considerados de los más grandes y productores del mundo (Bratton *et al.*, 2006). Un YNF es un volumen de roca compuesto por un sistema multiporoso en el que se encuentra gran cantidad de fracturas, las cuales, forman una red que permite el flujo de hidrocarburos. En los yacimientos carbonatados, este fracturamiento da lugar a porosidad secundaria, estimulando la comunicación entre los compartimientos del yacimiento, sin embargo, estos conductos de alta permeabilidad a veces conllevan a la producción prematura de agua o gas y entorpecen el flujo dentro del yacimiento, haciendo que los esfuerzos de recuperación secundaria sean inútiles (Bratton *et al.*, 2006). Aunque la mayoría de los yacimientos de hidrocarburos son afectados en cierta forma por fracturas, frecuentemente no se presta suficiente importancia al estudio de éstas. Desconocer el fracturamiento no es una práctica óptima en el control de los yacimientos; tarde o temprano el yacimiento comenzará a bajar su producción, por lo que el estudio de fracturas será inminente a la hora de recurrir a un método de recuperación secundaria (Nelson, 2001).

El estudio sobre el fracturamiento natural debería iniciarse durante la etapa de exploración. Los afloramientos en la superficie correspondientes como análogos al yacimiento forman el cimiento litológico, geológico, estructural y estratigráfico sobre el cual, los geólogos podrán construir modelos conceptuales. Para esto, es importante conocer los esfuerzos regionales que afectaron la zona (Narr *et al.*, 2006). Los datos de pozos son una fuente de información importante sobre los esfuerzos que actúan sobre un área en la actualidad (Fig. 3.1), los cuales son usados para comprender las redes de fracturas que actúan en los yacimientos de todo el mundo durante el modelado (Bell, 1990). Una de las características que distingue a la mayoría de los YNF es la gran heterogeneidad en la producción que estos muestran, ya que dependen principalmente si el pozo es perforado en una zona con suficiente cantidad de fracturas, además existen diversas variables dentro de un YNF, tales como: interconexión de fracturas, discontinuidades en la estratificación, fallas, interconexión entre fracturas y/o entre vóculos, entre otras. (Narr *et al.*, 2006).

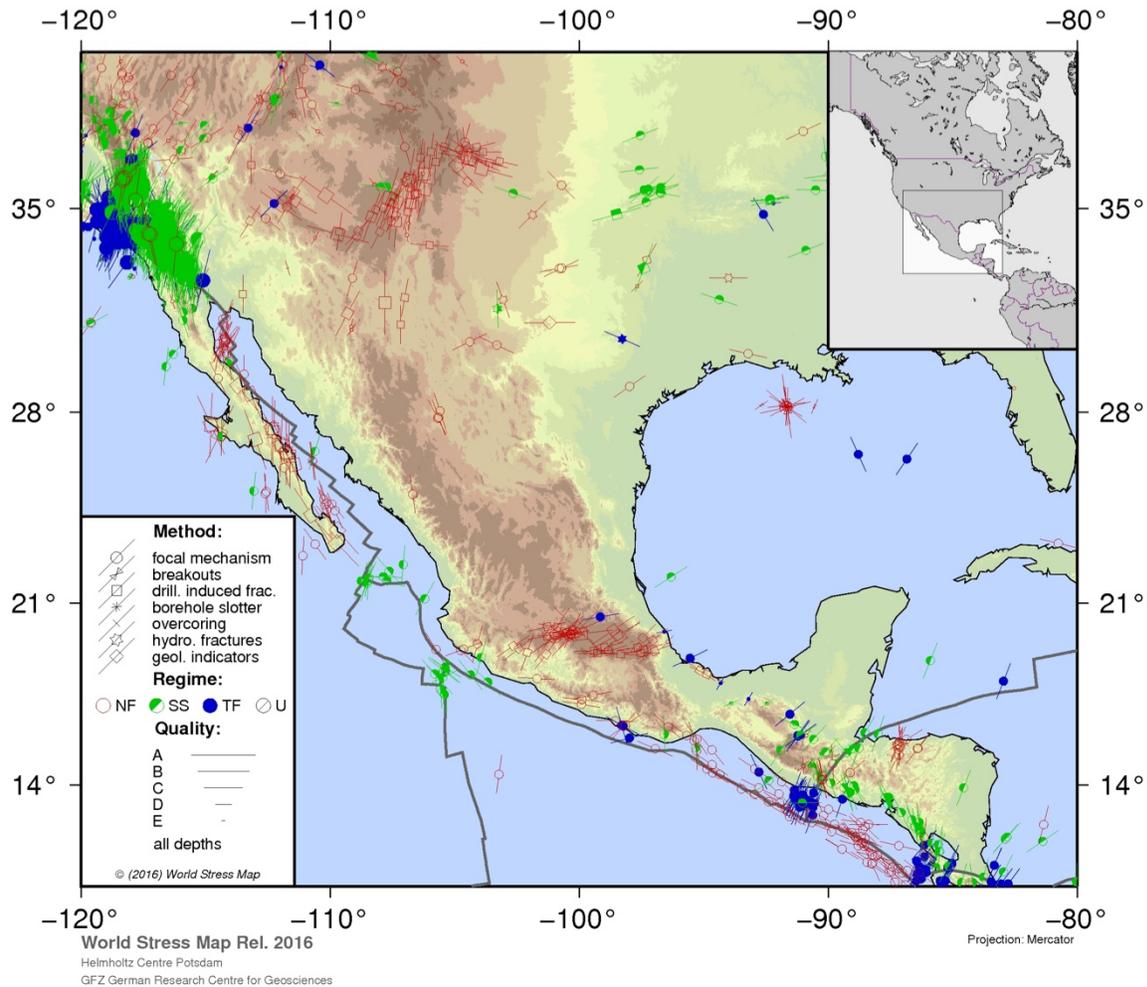


Fig. 3.1 Mapa mundial de esfuerzos de México 2016. (Obtenido del *world stress map*).

3.2 CLASIFICACIÓN

La gran mayoría de los yacimientos presentan fracturamiento. El grado en que las fracturas afectan el flujo dentro del yacimiento es lo que nos dirá el grado de recursos que se necesitarán para identificar, caracterizar y modelar las fracturas. Se debe tener en cuenta que las fracturas no siempre conducen fluidos, frecuentemente estas también actúan como barreras para el fluido. Los YNF son clasificados en base a la interacción existente entre la porosidad y permeabilidad relativas tanto del sistema de fracturas como del sistema de matriz (Nelson, 2001).

En los yacimientos de Tipo 1, las fracturas aportan elementos tanto de porosidad como de permeabilidad. En los yacimientos de Tipo 2 la porosidad y permeabilidad es baja en la matriz

y las fracturas proporcionan la permeabilidad necesaria para que pueda producir. Los yacimientos de Tipo 3 tienen alta porosidad en matriz y son productores sin las fracturas, de modo que las fracturas en estos yacimientos brindan permeabilidad adicional. Los yacimientos de Tipo M poseen alta permeabilidad y porosidad en su matriz, de manera que las fracturas abiertas pueden mejorar la permeabilidad, aunque, a menudo, las fracturas naturales forman barreras y entorpecen el flujo en estos yacimientos. En los yacimientos de Tipo 4, las fracturas no proveen porosidad y permeabilidad, sino que, por el contrario, estas actúan como barreras del flujo. Por último, la clasificación de yacimientos de Tipo G se refiere a los yacimientos de gas no convencionales y para los yacimientos de gas condensados fracturados. La mayoría de estos yacimientos son similares o aproximados a la clasificación de Tipo 2 (Bratton *et al.*, 2006; Fig.3.2).

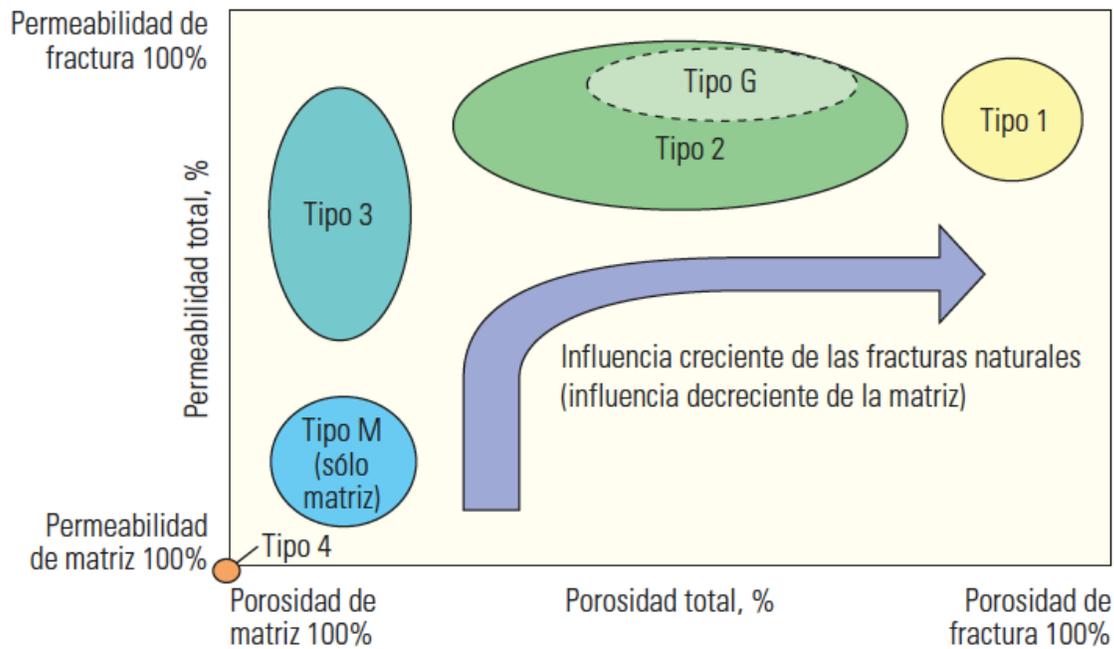


Fig. 3.2 Sistema de clasificación de los YNF (Tomado de Bratton *et al.*, 2006)

Para que esta clasificación sea válida, es necesario conocer el sistema de fracturas naturales, el sistema de matriz de un yacimiento y la compleja interacción de flujo entre estos sistemas. Son varios los factores que influyen en el flujo en un YNF, incluyendo la dirección preferencial de los esfuerzos, las direcciones de las fracturas, si estas están rellenas de mineral o están abiertas, las propiedades de los fluidos y la historia de producción e inyección del campo (Bratton *et al.*, 2006).

3.3 GEOLOGÍA DE LOS YACIMIENTOS NATURALMENTE FRACTURADOS

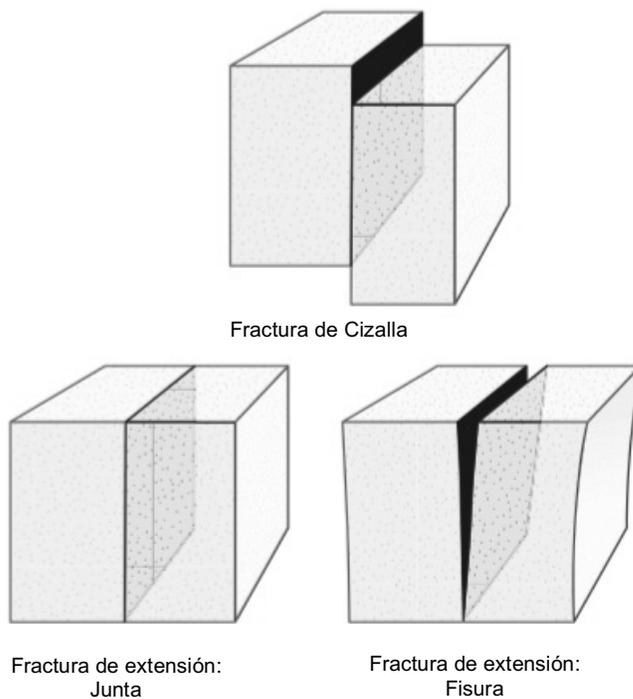
3.3.1 Introducción

Los sistemas de fracturas naturales que dan lugar a los YNF son bastante comunes en la corteza terrestre, pueden verse varios ejemplos en la mayoría de los afloramientos. Las fracturas tienen un conjunto ordenado de características particulares, especialmente en rocas sedimentarias que son el enfoque principal de este trabajo. En esta sección se describirá brevemente las principales características de las fracturas en YNF, y en secciones posteriores se revisará la manera en que estas pueden ser estudiadas

3.3.2 Fracturas

Una fractura es cualquier discontinuidad aproximadamente tabular, la cual, es muy ancha en una dimensión cuando se compara con las otras dos. Esta se forma como resultado de

esfuerzos externos (tectónicos) o internos (residuales o térmicos). Las fracturas se observan como discontinuidades en el desplazamiento y en las propiedades mecánicas donde las rocas o los minerales están rotos (Fossen, 2010)



Las fracturas pueden separarse en fracturas de cizalla y de extensión o apertura (juntas, fisuras y vetas) (Fig. 3.3). Una fractura de cizalla es una fractura en la cual el movimiento relativo es paralelo a las dos dimensiones más grandes de la fractura. El término fractura de cizalla es usado para fracturas con pequeño desplazamiento (mm a dm), mientras que el término falla es restringido a discontinuidades con un desplazamiento más grande. Las fracturas de extensión son las que muestran exten-

Fig. 3.3. Tipos de fractura (Modificado de Fossen, 2010).

des con un desplazamiento más grande. Las fracturas de extensión son las que muestran exten-

sión perpendicular a las paredes de fractura, las cuales, pueden ser juntas (*joints*), que son aquellas que tienen desplazamiento extensional pequeño, y es detectado con ayuda de microscopio. Cuando una fractura de extensión es rellenada con aire o algún fluido son llamadas fisuras, mientras que, para fracturas de extensión que contienen relleno mineral, se utiliza el término vena o veta. Las estilolitas son estructuras de compactación caracterizadas por superficies muy irregulares. Últimamente las estilolitas han sido consideradas como fracturas contraccionales o de cierre (Fossen, 2010).

Se han llevado a cabo experimentos en las rocas, probando varios esfuerzos y presiones de confinamiento para estudiar aspectos de la formación de fracturas (Fig. 3.4 y 3.5). También, se han realizado modelos numéricos que han fortalecido nuestro entendimiento del crecimiento de fracturas.

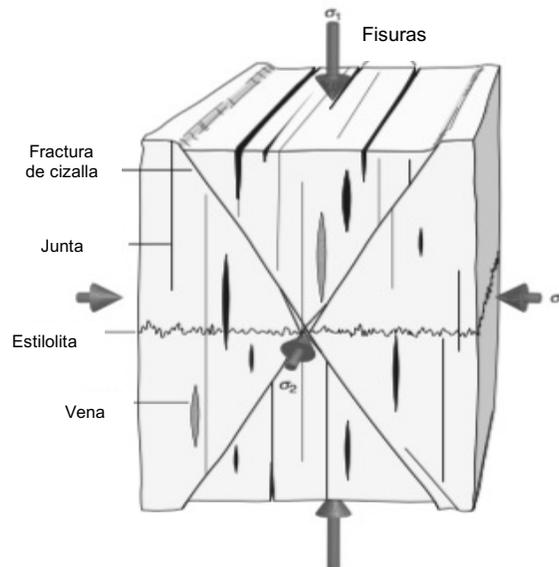


Fig. 3.4. Orientación de varios tipos de fracturas con respecto a los esfuerzos principales (Modificado de Fossen, 2010)

En el campo de la mecánica de fracturas, es común clasificarlas en cuatro modos diferentes (Fig. 3.5). La fractura Modo I es el modo de apertura (extensión), en donde el desplazamiento es perpendicular a los límites de la fractura. La fractura Modo II involucra deslizamiento (cizalla) perpendicular a los márgenes de la fractura; mientras que la fractura Modo III (Modo de desgarre), incluye un deslizamiento paralelo a los márgenes de la fractura. La combinación de

esfuerzos de cizalla (Modo II o III) y de tensión (Modo I) son llamadas fracturas híbridas. Las fracturas de cierre, como las estilolitas, son consideradas como modo IV (Fossen, 2010).

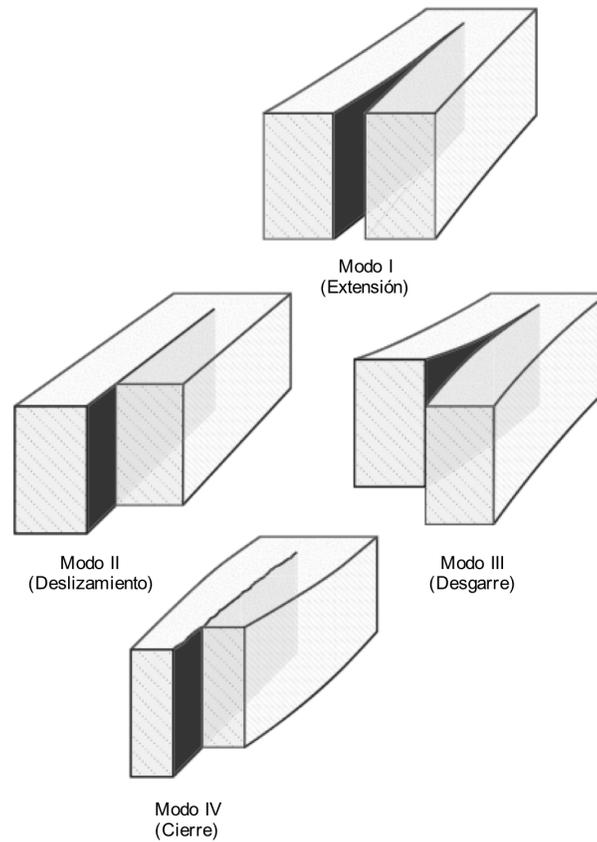


Fig. 3.5 Fracturas Modo I, II, III y IV (Tomado de Fossen, 2010).

Sin embargo, en la literatura al hablar de YNF, es común encontrar como juntas, a cualquier fractura de extensión, sin importar si el desplazamiento fue mucho o poco, por lo que, para las secciones posteriores, las consideraremos de esta misma forma.

Fracturas de extensión o de Modo I (juntas)

Las fracturas de extensión o juntas (*joints*) son consideradas como fracturas naturales que no muestran cizallamiento, por lo tanto, son fracturas Modo I (Fig. 3.5), apertura o extensión. En rocas con estratificación, las juntas comúnmente se encuentran prácticamente perpendicular a la estratificación (Fig. 3.6). Comúnmente, las juntas terminan en discontinuidades en la roca o en los límites entre los estratos. Un *set* de juntas es un grupo de juntas espaciadas y paralelas.

Las juntas son las que ayudan al transporte mejorado de fluidos en la mayoría de los YNF (Suppe, 1985).

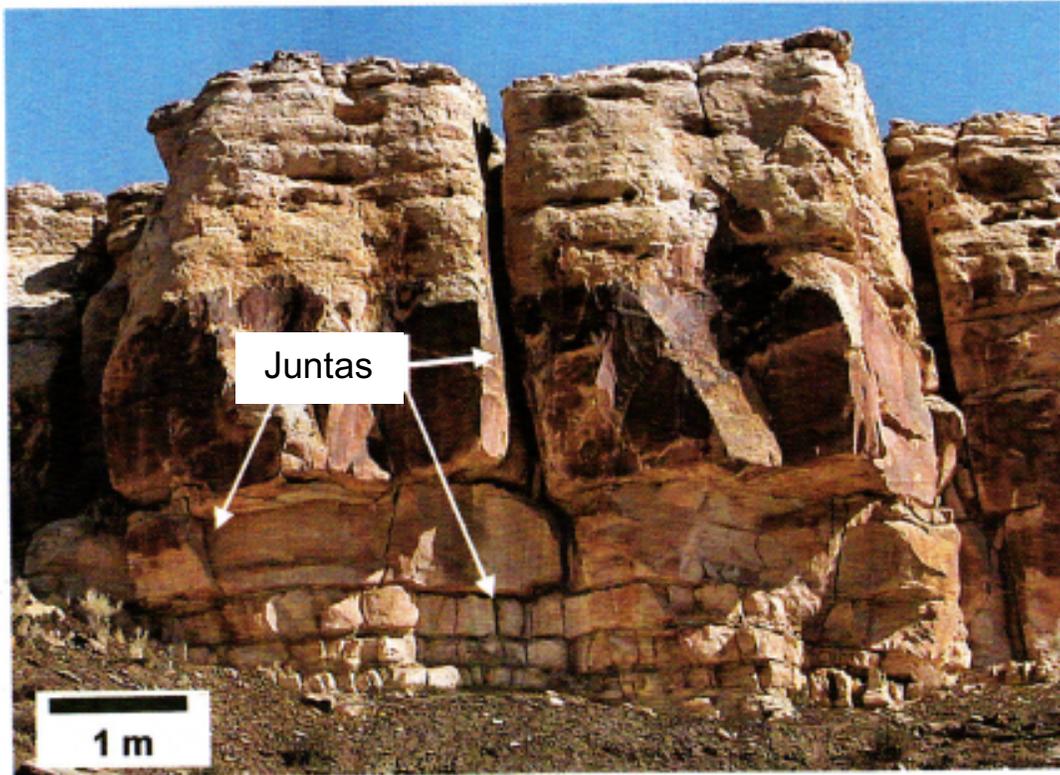


Fig. 3.6 Juntas en una arenisca bien estratificada. Se muestran perpendiculares a la estratificación y terminan al encontrar una discontinuidad (Tomado de Narr *et al.*, 2006)

Las juntas usualmente muestran una orientación que persiste sobre grandes áreas, pero también pueden variar localmente dentro de distancias menores a 1 kilómetro. Pueden mostrar una orientación consistente a través de diferentes estratos y diferentes tipos de rocas, pero también pueden cambiar su dirección abruptamente de un plano de estratificación a otro (Narr, et al., 2006).

La mayoría de los afloramientos muestran dos o más juegos de juntas que forman una red interconectada o enrejado, y que, generalmente al menos dos de los juegos tienen un alto ángulo con respecto a los demás (ángulo diedro mayor de 70°) Sin embargo, en el subsuelo es más común encontrar solo un *set* predominante de juntas (Narr *et al.*, 2006).

Geometría de fracturas

La apertura, altura, longitud y orientación son los elementos geométricos básicos en las fracturas de extensión. La apertura es la distancia entre las paredes de la fractura, la cual puede estar abierta o presentar algo de mineralización. Esta es importante, ya que, es la que permite el paso del fluido. En afloramiento, no es fácil conseguir un dato confiable de apertura, a menos que la fractura contenga algún tipo de mineralización, ya que las fracturas abiertas son fácilmente erosionadas.

La altura es la medida de la fractura de extensión que es perpendicular a la estratificación, o su distancia de arriba hacia abajo. Varias secuencias estratigráficas muestran un gran número de fracturas cortas y relativamente pocas altas. Por ejemplo, las capas delgadas en la base del afloramiento mostrado en la Figura 3.6 presenta bastantes fracturas de poca altura y solo pocas de ellas tienen la capacidad de cortar completamente el afloramiento. Las fracturas frecuentemente terminan en los planos de estratificación, que es donde las propiedades mecánicas de la roca cambian, haciendo que la propagación de la fractura se detenga. La altura de la fractura puede afectar el drenaje de fluidos inducido por la gravedad de un yacimiento. Las fracturas con mayor altura tienen mejor efectividad de drenado que las cortas (Narr, et al., 2006).

La longitud de la fractura se manifiesta en la permeabilidad efectiva del yacimiento. Las fracturas más largas pueden transportar el fluido rápidamente a través de grandes distancias. En rocas sedimentarias, frecuentemente las fracturas son diez a cien veces más largas que su altura (Narr et al., 2006). La longitud de la fractura es un aspecto muy poco entendido de las fracturas, son necesarios afloramientos bastante extensos para poder recolectar datos de longitud; por lo que los trabajos sobre este atributo no son muy comunes (Narr, et al., 2006). Lo más frecuentemente usado para conocer la longitud es llevar a cabo mediciones con ayuda de fotografías aéreas o imágenes de satélite (Fig. 3.7), sin embargo, muchas veces las fracturas son cubiertas por vegetación y las longitudes son imposibles de apreciar.

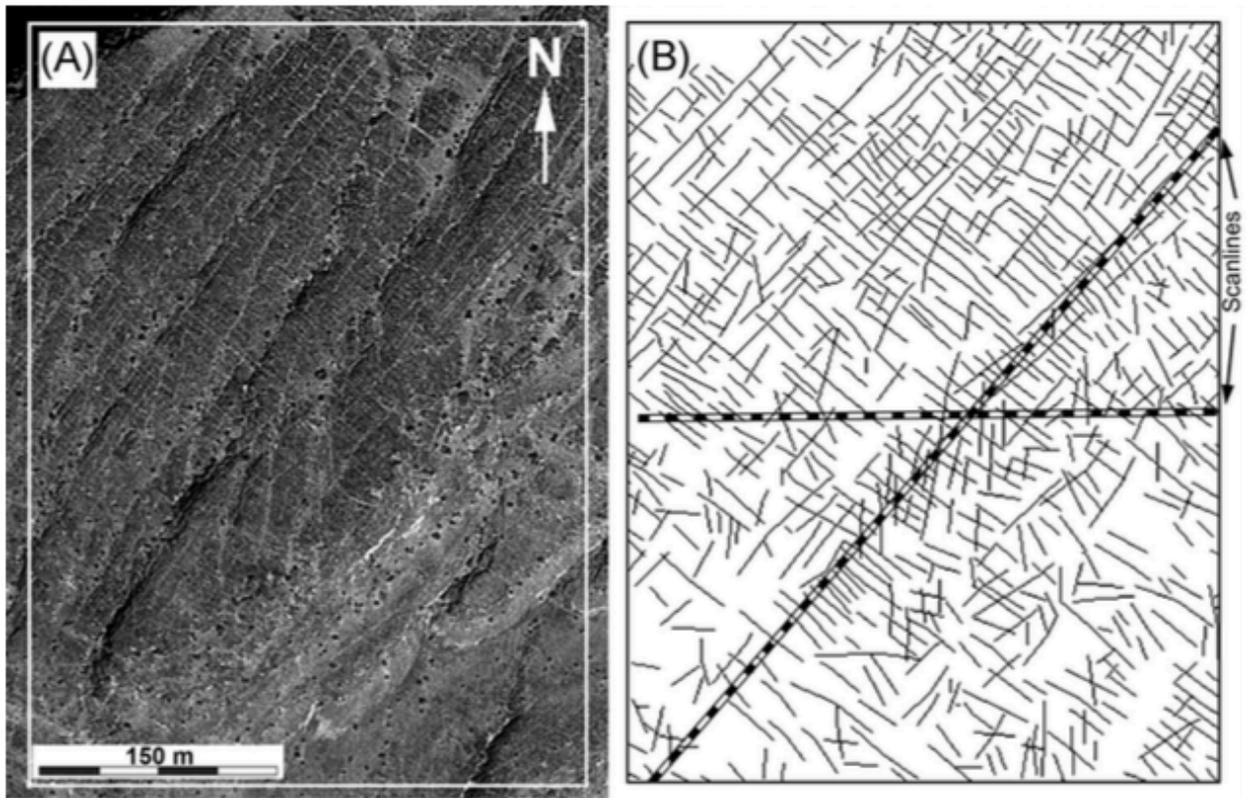


Fig. 3.7 (A) Imagen de satélite del flanco sur del domo Jabal Akhdar. (B) Interpretación y medición de fracturas a través de un *scanline*. (Tomado de Zeeb *et al.*, 2013).

Espaciamiento entre fracturas

El espaciamiento es la distancia entre dos fracturas paralelas (misma orientación), este afecta el drenaje efectivo de la matriz y la permeabilidad efectiva en la roca. La intensidad de fractura en un *set* de fracturas es el recíproco del espaciamiento entre fracturas. Cada *set* de fracturas en una roca exhibe comúnmente un espaciamiento distintivo como se puede observar en la figura 3.8. Esto puede ser debido a que cada uno de los *sets* se originaron en tiempos distintos y bajo esfuerzos completamente distintos. También, los *sets* de juntas que se encontraban previamente influyen en el espaciamiento de los *sets* posteriores (Gross, 1995; Bai and Pollard, 2000). Dentro de un *set*, la distribución del espaciamiento de las fracturas comúnmente tiene una distribución de tipo ley de potencia o logarítmico normal, pero también se han documentado distribuciones de tipo exponencial y normal (Narr and Suppe, 1991; Rives *et al.*, 1992; Gillespie *et al.* 1993; Marrett *et al.*, 1999). En rocas con una estratificación bien definida, el

espaciamiento de fracturas es fuertemente controlado por el grosor de la capa (Narr *and* Suppe, 1991). Frecuentemente el espaciamiento entre fracturas tiende a formar grupos o *clusters* (Gómez, 2007; Fig. 3.8), aunque también se han observado espaciamientos regulares, aunque no es muy común.

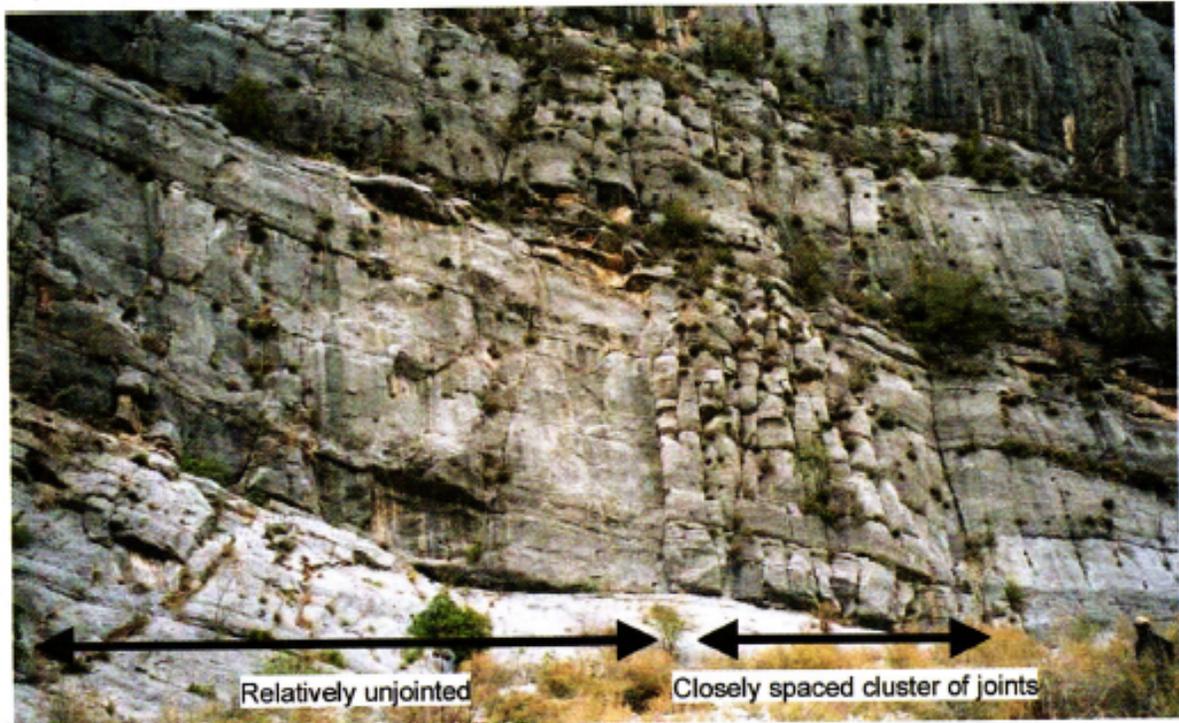


Fig. 3.8 Grupo o *cluster* de juntas verticales en rocas carbonatadas de estratificación potente, cerca de Monterrey, México (Tomado de Narr *et al.*, 2006).

Fallas

Las fallas son fracturas en las cuales ha existido mayormente un desplazamiento de cizalla (deslizamiento entre planos) (Figs. 3.3 a 3.5). Su orientación es variable, dependiendo de su configuración tectónica (Fig. 3.5), en ellas la estratificación no tiene tanto control en su orientación como lo tiene para las fracturas de extensión. Las fallas se pueden encontrar en varios tamaños, desde microscópicas hasta aparecer en cartas geológicas. Su tamaño se relaciona a su desplazamiento (tamaño más grande corresponde a más desplazamiento; Scholz *et al.* 1993). La forma de la falla comúnmente va de planar a lítrica (forma de cuchara) a escalonada. Las fallas pueden estar aisladas o en grupos. En conjunto, es común encontrarlas en *sets* conjugados, aunque también se les encuentra aisladas. Las fallas pueden mejorar localmente el movimiento del

flujo dentro de un yacimiento, sin embargo, no mejoran la permeabilidad general del yacimiento, ya que pueden actuar como barreras que impiden el desplazamiento de fluidos, dependiendo de su apertura y de la composición y textura del material dentro de la zona de falla. Las fallas son de gran importancia por el rol que desempeñan para seccionar el yacimiento (Narr, et al., 2006).

Otras características relacionadas a fracturas

Estilolitas

No todas las discontinuidades presentes en las rocas son fracturas. Las estilolitas son discontinuidades muy comunes y generadas por la disolución y presión sobre la roca (Fig. 3.9). Se identifican por una superficie parecida a una “sutura” en donde la acumulación de minerales insolubles residuales a través de la cual, la roca huésped se ha disuelto en respuesta a la solución y presión. Estas pueden haber sido formadas durante su etapa diagenética (sinsedimentarias), mostrando una propagación paralela a la estratificación, o debido a esfuerzos posteriores (tectónicas), con propagación generalmente perpendicular a la estratificación. Las estilolitas comúnmente se presentan en rocas carbonatadas, el residuo insoluble acumulado reduce la permeabilidad, por lo tanto, impiden el movimiento del fluido.



Fig. 3.9 Estilolita tectónica en rocas carbonatadas de la formación Tamabra, San Luis Potosí, SLP.

Brechas

La brecha es una roca compuesta de fragmentos de roca rotos, gruesos y angulares, los cuales, se muestran adheridos por algún cemento o por una matriz de grano fino. Técnicamente, la brecha es un término textural con el que se describe a una roca y no algún tipo de fractura. La brecha se forma adyacente a algunas fallas, en cuevas debido a colapsos, y en ambientes sedimentarios de alta energía cerca de pendientes pronunciadas (talúdes).

3.3.3 El campo de esfuerzos

El campo de esfuerzos juega el papel principal en el desarrollo de fracturas. El campo de esfuerzo total en cualquier localización en la corteza de la tierra está regido por los movimientos de las placas tectónicas, la profundidad, la resistencia de la corteza y posiblemente la temperatura (Narr et al., 2006; Fig. 3.1).

La orientación del campo de esfuerzos actual en la corteza terrestre es conocido y puede ser fácilmente determinable mediante datos de registro de imágenes. (Bell, 1990), sin embargo, la magnitud del esfuerzo es más difícil de obtener, porque para ello se requieren otro tipo de pruebas, como la prueba *casing-shoe leakoff* (Bell 1990; Zoback et al. 2003). Generalmente, la orientación de esfuerzos persiste sobre una amplia región.

En la mayoría de los YNF las fracturas son la prueba de que existieron antiguos esfuerzos que las generaron, los cuales, pueden ser completamente diferentes a los actuales. Por lo tanto, las fracturas en el yacimiento pueden no tener ninguna relación genética con los esfuerzos actuales, sin embargo, el conocimiento de estos esfuerzos actuales puede tener una gran importancia práctica durante la planeación y manejo del yacimiento (Narr, et al., 2006).

3.4 CARACTERIZACIÓN DE FRACTURAS

La detección y caracterización de redes de fracturas en el subsuelo a suficiente detalle para entender precisamente su influencia en el movimiento de fluidos no es tarea sencilla y se requiere un conjunto de diversas técnicas para poder conseguirlo. (Spence *et al.*, 2014; Fig. 3.10). Las propiedades de una red de fracturas a gran escala pueden ser obtenidas mediante estudios de sísmica de reflexión. (Murray *and* Montgomery, 2012; Slightam, 2012). También, otras técnicas pueden ser usadas para adquirir las propiedades de dicha red de fracturas, las cuales pueden ser: datos de pozos derivados de registros geofísicos, especialmente registros de imagen FMITM e imágenes de resistividad FMSTM (Bosworth *et al.*, 2012; Delorme *et al.*, 2013; Saodi *et al.*, 2012) e imágenes acústicas (Slightman, 2012), VSP (perfiles sísmicos verticales) (Emsley *et al.* 2007), análisis de núcleos (Bosworth *et al.*, 2012; Sonntag *et al.*, 2012) y cortes de perforación (Ortega *and* Aguilera 2014).

Afloramientos análogos también han sido usados para poder llegar a caracterizar una red de fracturas (Bosworth *et al.* 2012; Slightam 2012; Sonntag *et al.* 2012; Zeeb *et al.*, 2013), y al ser combinados con los datos geofísicos se obtiene una modelación bastante completa (Spence *et al.*, 2014). El modelado numérico incluye técnicas como el método del elemento finito (Lackenby *et al.*, 2007; Smart *et al.*, 2009) y el método del elemento discreto (Camac *and* Hunt, 2009; Spence *and* Finch, 2014), el cual puede ser usado para conocer los procesos que provocan el fracturamiento y simular la generación de una red de fracturas en una secuencia estratigráfica con propiedades mecánicas reales. Los datos obtenidos de investigaciones geofísicas, análisis de núcleos, estudio de afloramientos análogos y modelado numérico pueden ser integrados empleando técnicas de estadística y escalamiento para producir una imagen multiescala de la red de fracturas del yacimiento. (Prioul *and* Jocker, 2009; Bosworth *et al.*, 2012).

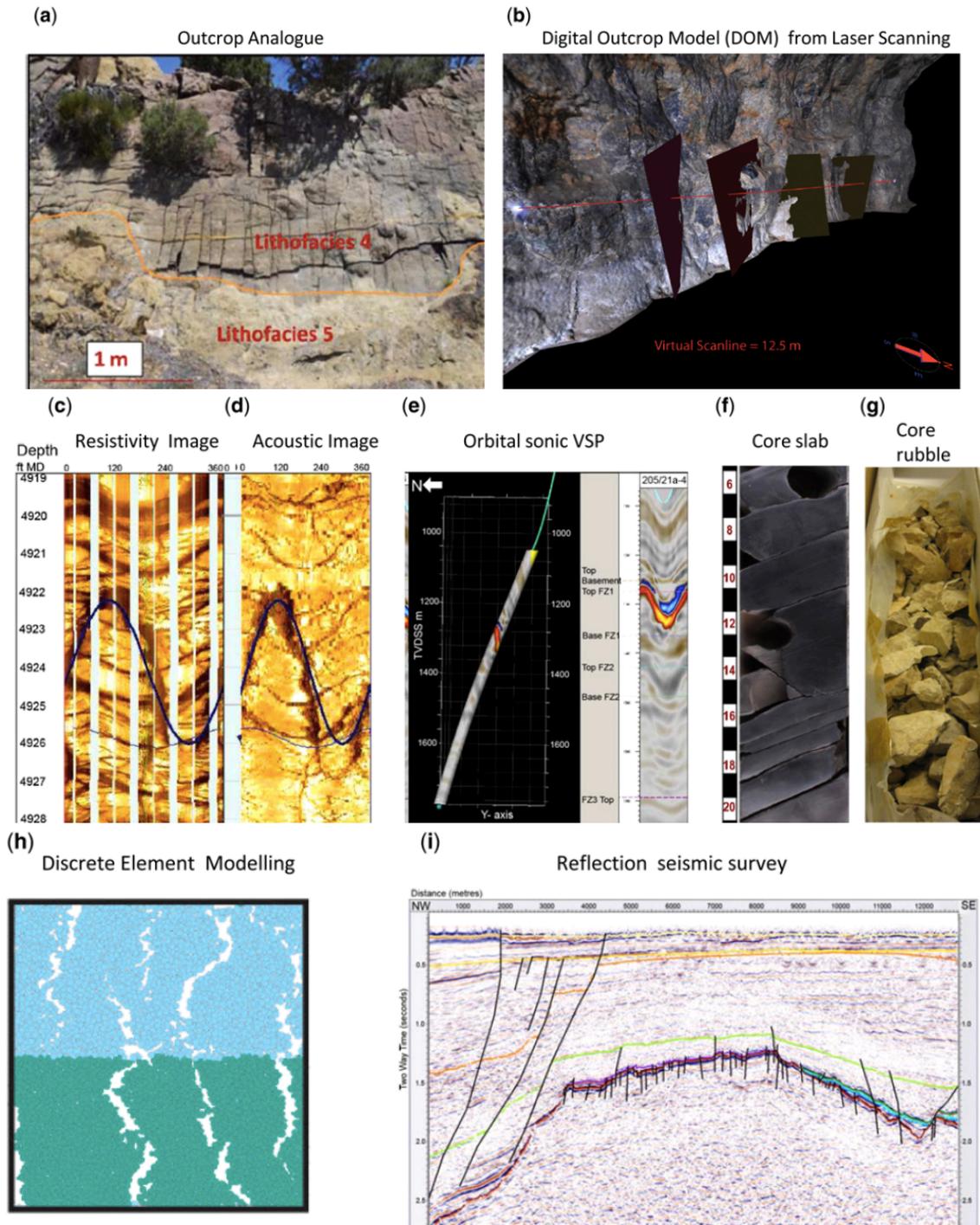


Fig. 3.10 Algunos de los múltiples métodos que pueden ser empleados para caracterizar cuantitativamente las fracturas. (a) Mediciones directas de afloramientos análogos (Sonntag *et al.*, 2012). (b) Modelos de afloramientos digitales (DOM) construido de datos LIDAR (Seers *and* Hodgetts, 2013). (c) Imagen de resistividad (FMI). (d) Imagen acústica. (e) orbital sónico VSP (Slightam, 2012). (f) Losas de núcleos (Bosworth *et al.* 2012). (g) Fragmentos de núcleos (Sagi *et al.* 2013). (h) Modelo del elemento discreto (DEM) (Spence *and* Finch 2014). (i) Estudio de reflexión sísmica. (Slightam 2012) (Tomado de Spence *et al.*, 2014).

3.5 ANÁLISIS DE MICROFRACTURAS

Simmons *and* Ritcher (1976) definieron el término *microfractura* como:

“una apertura que ocurre en la roca que tiene una o dos dimensiones más pequeñas que la tercera. Las microfracturas planares tienen una dimensión mucho menor que las otras dos y la relación de ancho *vs.* longitud. La longitud comúnmente es del orden de 100 μm o menos”. Laubach (1997) la definió simplemente como aquellas fracturas que solo pueden ser detectadas con ayuda de un microscopio como planos de inclusión de fluidos o rellenas de cemento. En este trabajo se definen como todas aquellas fracturas cuya apertura no puede ser medida con herramientas convencionales (regla, cinta métrica, etc.), para lo cual, es necesario otro tipo de instrumentos (Véase Glosario).

Las microfracturas (Fig. 3.11) gobiernan las propiedades físicas de las rocas, tales como su resistencia, la velocidad de las ondas que inciden sobre estas, y la permeabilidad (Marrett, 1997). Tienen la ventaja de que no se necesita una muestra demasiado grande para obtenerlas, ya que pueden encontrarse suficientes en núcleos verticales (Laubach, 1997). Son bastante útiles, ya que proporcionan evidencia de la temperatura del fracturamiento, las condiciones de los fluidos y la sincronía de estos al momento de la formación de la fractura, y también son indicadores de paleoesfuerzos. Kranz (1983) realizó un *review* de los trabajos que se habían llevado a cabo durante la década de los 70's, principalmente en laboratorio. Los *reviews* posteriores a esa época (e.g., Hancock, 1985; Pollard *and* Aydin, 1988) se enfocaban principalmente en las macrofracturas, ignorando completamente a las microfracturas (Anders *et al.*, 2014).

La observación sistemática de las microfracturas se puede dividir en dos eras dominantes: La era de los estudios hechos con microscopios de luz natural desde 1850 (Anders *et al.*, 2014) y la era del microscopio electrónico de barrido (SEM) basado en catodoluminiscencia. Esta última ha sido útil para el estudio de los cementos incluidos en las fracturas (e.g., Laubach, 1997, 2003; Hooker *et al.*, 2009, 2012, 2014).

En la industria de los hidrocarburos, apoyándose en la propiedades de distribución de leyes de potencia de las fracturas, se han realizado trabajos importantes de escalamiento a partir de microfrazuras, es decir, inferir propiedades físicas de las macrofracturas basándose en microfrazuras (Ejemplo: Marrett *et al.*, 1999; Ortega *et al.*, 2000; Ortega *et al.*, 2006; Hooker *et al.*, 2009, Hooker *et al.*, 2014) y con esto realizar cálculos semi-cuantitativos de permeabilidad (Marrett, 1997; Gale, 2002). Aunque las microfrazuras pueden estar presentes en una amplia gama de rocas, los estudios en rocas tales como calizas y dolomías no son tan frecuentes en la literatura (Anders *et al.*, 2014).

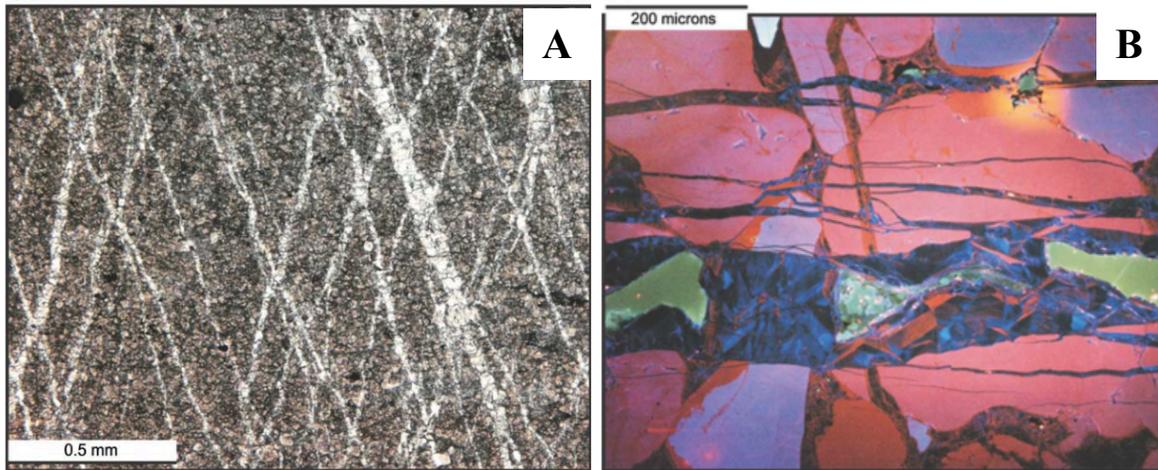


Fig. 3.11 A) Fotografía de microscopio petrográfico y luz natural de microfrazuras en dolomita. B) Imagen SEM-CL de microfrazuras contenidas en arenisca. (Tomado de Gómez *and* Laubach, 2006)

3.5.1 Orientación

Como es explicado en Laubach (1997) y anteriormente en este trabajo, uno de los principales problemas en la industria petrolera es el escaso muestreo de fracturas, debido a que la gran mayoría de las fracturas de extensión tienden a ser verticales o sub-verticales, y los pozos que frecuentemente son verticales intersectan pocas o ninguna fractura. Sin embargo, las microfracturas son mucho más comunes y pueden ser muestreadas incluso en escasos volúmenes de roca (Laubach, 1997), si las microfracturas se formaron en el mismo tiempo que las macrofracturas, las microfracturas pueden proporcionar información útil acerca de la orientación de las macrofracturas (Fig. 3.12).

La orientación es uno de los atributos más importantes, ya que está influye en la anisotropía de la permeabilidad, es decir, indica cual es la dirección principal hacia donde fluye el hidrocarburo. El uso de esta información ayudaría a planear perforaciones horizontales, de modo que las fracturas que conducen el hidrocarburo puedan ser intersectadas eficientemente (Laubach, 1997; Gale, 2002).

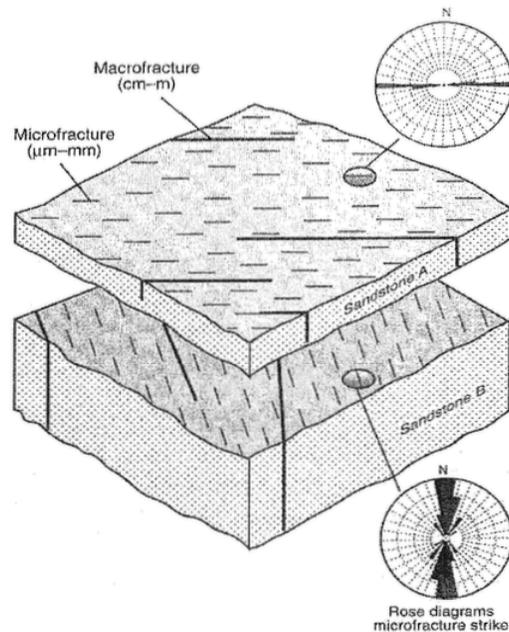


Fig. 3.12 Esquema del muestreo de fracturas con pozos verticales. Ejemplo de arenisca con varios tamaños de fracturas. Las juntas y venas comúnmente son ampliamente espaciadas y se pueden perder fácilmente con un pozo vertical, mientras que las microfracturas tienen mayor presencia y pueden brindar evidencia de la orientación de fracturamiento (Tomado de Laubach, 1997).

3.5.2 Cementos

Los procesos diagenéticos que se encuentran presentes en las rocas sedimentarias, son los encargados de convertir el sedimento en roca. En muchas rocas la precipitación de cementos es un proceso destacado. En profundidades altas a moderadas, las trazas de fracturas se consideran sitios favorables para la deposición de cementos.

Cuando la fractura se comienza a abrir, el cemento sin-cinemático (el cual es contemporáneo con la formación de la fractura) sella las microfracturas mientras que las fracturas más grandes permanecen abiertas debido a que el cemento no es capaz de sellarla completamente (Laubach, 2003). Las aperturas grandes son cruciales para la preservación de porosidad y permeabilidad. Existe un límite entre las aperturas abiertas y las selladas, al cual se le conoce como *emergent threshold* (Gale, 2002; Laubach, 2003), y se puede definir como la apertura mínima de un *set* de fracturas en la cual a partir de ahí la porosidad se conserva.

Los cementos sin-cinemáticos son frecuentemente los cementos que componen la mayor parte de la roca que la hospeda: el cuarzo en las rocas siliciclásticas, la dolomita en dolomías y la calcita en calizas (Laubach, 2003).

Sin embargo, un tamaño de apertura grande no quiere decir que la porosidad sea absolutamente preservada, los cementos posteriores conocidos como post-cinemáticos, actúan cuando la fractura ya está abierta y sellan los espacios vacíos que dejó el cemento sincinemático (Laubach, 2003), sin embargo, aunque el depósito constante de cemento rápidamente acaba con la porosidad de fractura, la permeabilidad es un poco más persistente (Laubach y Diaz-Tushman, 2009).

Textura Crack-Seal

La textura de tipo *crack-seal* es bastante común entre las fracturas, y fácilmente visible en microscopio de catodoluminiscencia. Este tipo de textura consta de bandas de cemento paralelas a la fractura, o a lo largo de las superficies paralelas a las paredes dentro del cemento o en la interface pared-cemento. (Ramsay, 1980; Urai *et al.*, 1991; Hooker *et al.*, 2014). Estas bandas son formadas mientras el cemento es depositado durante el crecimiento de la fractura, ya que esta no se crea de un solo impulso, sino que, va abriéndose gradualmente, en donde en cada

etapa de apertura es inmediatamente sellada con cemento y rompiéndose durante la siguiente etapa de apertura (Fig. 3.13; Hooker *et al.*, 2014). La repetición de este proceso genera la textura de tipo *crack-seal*.

Esto también depende de la tasa relativa de incrementos de la fractura, si los incrementos sobrepasan la precipitación de cementos, la fractura no se sellará y no formará *crack-seal* (Hooker *et al.*, 2014). La textura de tipo *crack-seal* puede ser un indicador de cemento sincinemático (Hooker *et al.*, 2012).

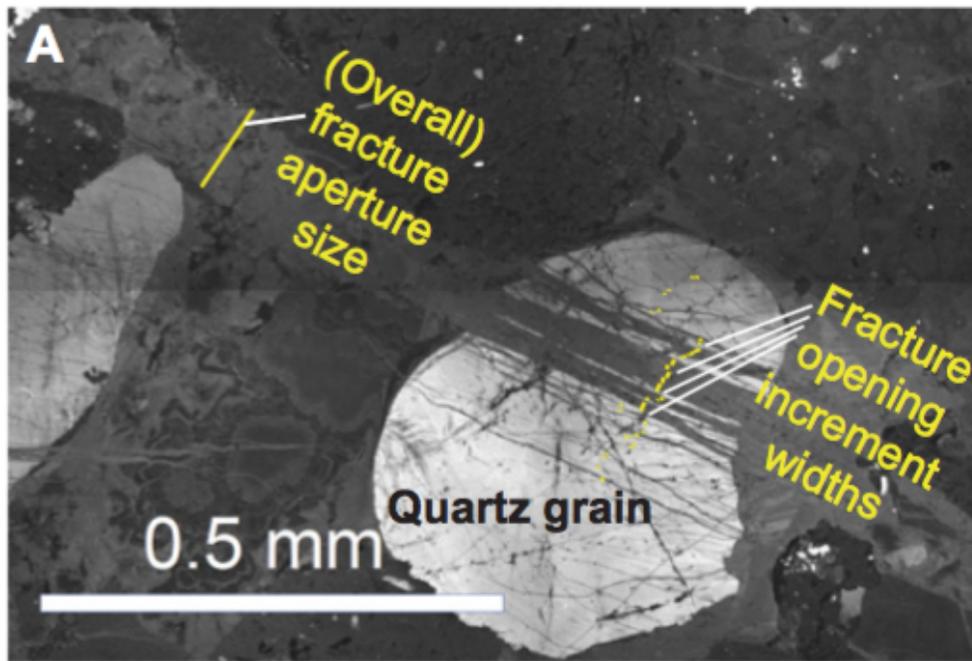


Fig. 3.13 Imagen de microscopio electrónico de catodoluminiscencia de una fractura que creció por incrementos repetitivos de apertura (*crack-seal*). (Tomado de Hooker *et al.*, 2014).

3.5.3 Propiedades de escalamiento

Como ya se ha explicado con anterioridad, uno de los objetivos principales de este trabajo es realizar un escalamiento, es decir extrapolar la intensidad del fracturamiento de un orden de magnitud a otro mayor. La intensidad de fractura se define como la cantidad de fracturas que están presentes en una unidad de medida.

Para poder abordar este tema, debemos partir de la idea de que las fracturas tienen un comportamiento fractal, es decir, las propiedades físicas de las fracturas, tales como apertura, longitud o desplazamiento, se repiten en distintos órdenes de magnitud (Ortega *et al.*, 2000; Nieto-Samaniego *et al.*, 2003; Fig. 3.14). Por ejemplo: un número dado de fracturas de una longitud en un intervalo dado, se presentaría similar si los observamos de una escala mayor o una menor (en un caso hipotético en donde nosotros podríamos cambiar de escala) a esta propiedad se le conoce como invariante a escala.

Se ha encontrado que las fracturas presentan este tipo de característica en la distribución de sus propiedades físicas acumuladas, tales como longitud, apertura o desplazamiento (Marrett, 1999; Ortega *et al.*, 2000; Nieto-Samaniego *et al.*, 2003) y estas son mejor modeladas con ecuaciones de tipo leyes de potencia (Marrett, 1999; Ortega *et al.*, 2000; Bonnet *et al.*, 2001; Ackermann *et al.*, 2001, Nieto-Samaniego *et al.*, 2003).

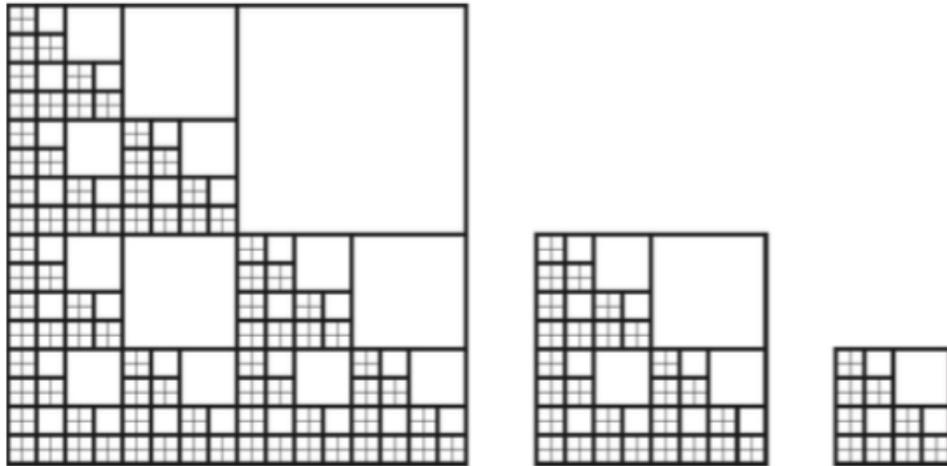


Fig. 3.14 Modelo de un objeto fractal (modelo de Sammis), donde se aprecia la autosimilaridad de los objetos (Tomado de Nieto-Samaniego *et al.*, 2003).

Gracias a esta propiedad se puede calcular el orden de magnitud en el que las fracturas van creciendo con una ecuación de tipo ley de potencia de la forma:

$$f = aX^{-b}$$

Una ecuación de este tipo se muestra como una línea recta cuando es graficado en un diagrama doble logarítmico (Fig. 3.15). El parámetro f representa la intensidad de fracturamiento acumulado normalizado por alguna unidad lineal (m) o de superficie (m²), X representa

la apertura, a indica matemáticamente la intersección de la línea con el eje “y” en el espacio doble logarítmico (en $\log(x) = 0$), y el parámetro b indica la pendiente de la línea, o la relación exponencial que existe entre microfrazuras y macrofracturas, por ejemplo: un coeficiente b cercano a 0, haría que la línea en la gráfica tienda a ser horizontal, lo que se interpreta como una relación muy similar entre microfrazuras y macrofracturas, mientras que un b cercano a infinito nos dice que hay una gran cantidad de microfrazuras por cada macrofractura. En la Tabla 3.1 se muestran algunos valores de b obtenidos en varias litologías con respecto a la apertura en distintos trabajos.

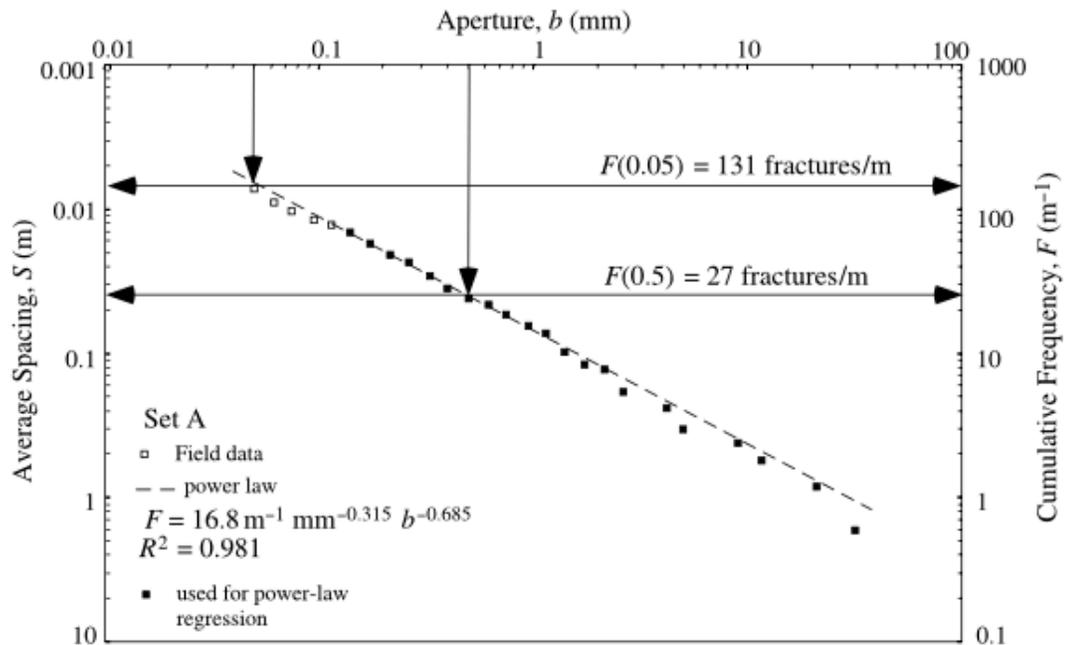


Fig. 3.15 Ejemplo de Ortega *et al.* (2006) en donde se ilustra que las aperturas de las fracturas sufren un comportamiento que es mejor modelado con una ecuación de ley de potencia.

Autor	Año	Coefficiente b	Tipo de Roca
Gross and Engelder	1995	0.45 a 0.85	Dolomía
Marrett	1997	0.758, 0.764	Arenisca
Marrett et al.	1999	0.769, 1.042	Dolomía, Arenisca
Ortega et al.	2006	0.69 a 1.0	Caliza, Dolomía
Ortega et al.	2010	0.2 a 2.0	Caliza, Dolomía
Hooker et al.	2011	0.56 a 1.17	Cuarzoarenita
Guerrero et al.	2011	0.95 a 1.44	Caliza, Dolomía
Hooker et al.	2012	0.5 a 1.0	Caliza, Dolomía

Tabla 3.1 Valores del coeficiente b de la ley de potencia reportados en la literatura para distribución de aperturas de fracturas medidas a lo largo de *scanlines* (Tomada de Hooker *et al.*, 2014).

3.5.4 Recolección de datos

Las características más importantes de las fracturas de extensión (Modo I) son su apertura, orientación, longitud, altura, posición relativa a otras fracturas, los cementos precipitados dentro de estas y su edad relativa a otras fracturas (Gómez, 2007).

Como ya fue comentado, la longitud se define como la distancia a la que se extiende la fractura medida paralela al plano de estratificación, mientras que la altura será la distancia perpendicular a este. La apertura cinemática se conoce como la distancia entre las paredes de la fractura, medida en dirección perpendicular a esta, sin considerar si esta contiene o no algún cemento o mineral (Marrett *et al.*, 1999; Gómez, 2007). La apertura cinemática en las venas nos dice con un mayor grado de confianza el desplazamiento acumulado de una fractura a través de su historia geológica (Gómez, 2007).

Muestreo Unidimensional (Scanline)

Aunque las fracturas son estructuras que se extienden en tres dimensiones, la cuantificación espacial de estas se hace comúnmente en 2D o en 1D debido a las dificultades de su observación en tres dimensiones (Gómez, 2007). Para un muestreo en 2D, las fracturas se deben de dibujar en un mapa que contenga las trazas de las fracturas visibles en la superficie (Ejemplo: Nieto-Samaniego *et al.*, 2003) mientras que para un muestreo 1D solo se cuantifica la posición de las fracturas sobre una línea de muestreo que las corta perpendicularmente, conocida como *scanline* (Ortega *et al.*, 2006; Gómez, 2007).

Los datos de *scanline* no son capaces de mostrar la complejidad de los arreglos de las fracturas en las tres dimensiones, sin embargo; si el *scanline* está posicionado en una porción representativa del arreglo de fracturas, puede distinguir entre arreglos regularmente espaciados y agrupados (*clusters*) de fracturas (Priest and Hudson, 1976; Gómez, 2007).

Los datos de fracturas a lo largo del *scanline* pueden ser adquiridos en cualquier escala, ya sea en fotografías aéreas (Huang and Angelier, 1989; Gillespie *et al.*, 2001), afloramientos (Huang and Angelier, 1989; Narr and Suppe, 1991), modelados físicos (Rives *et al.*, 1992), imágenes petrográficas (Gross and Engelder, 1995; Gómez, 2004), e imágenes de microscopio

electrónico de barrido (Marrett *et al.*, 1999; Gómez *et al.*, 2003a). Para este trabajo, los datos de fracturas fueron adquiridos de afloramientos y de microscopio petrográfico.

Sesgo y errores de medición

Los estudios de escalamiento de fallas dominan en la literatura (Ackermann y Sclicsche, 1997; Marrett *et al.*, 1999; Bonnet *et al.*, 2001, y referencias en ellos). Los estudios de fracturas de extensión son menos abundantes, pero hay un acuerdo en que su distribución es mejor modelada con una ecuación de tipo ley de potencia (Gudmundsson, 1987; Wong *et al.*, 1989; Heffer and Bevan, 1990; 1992; Gillespie *et al.*, 1993; Clark *et al.*, 1995; Gross and Engelder, 1995; Marrett, 1997; Marrett *et al.*, 1999; Ortega and Marrett, 2000; Bonnet *et al.*, 2001; Ortega *et al.*, 2006; Hooker *et al.*, 2014). Debido a las escasas herramientas para medir la apertura de las fracturas, los estudios que más predominan son los de altura de fracturas, sin embargo, en los últimos años se ha hecho un gran progreso en estudios de apertura (Hooker *et al.*, 2009; Ortega *et al.*, 2010; Hooker *et al.*, 2014)), aunque aún hay cierta imprecisión para tomar este dato en campo.

Como en todo trabajo de mediciones, siempre es inevitable que se presente algún tipo de omisión en la toma de datos, debido a que frecuentemente los afloramientos no son muy accesibles o porque las fracturas no son muy apreciables. A este tipo de errores en donde el ser humano presenta limitaciones a la hora de medir se le conoce como sesgo. Esto se refleja en una desviación entre la línea de ley de potencia y las fracturas en el extremo de las fracturas más pequeñas y/o las más grandes, lo cual es bastante común, obteniendo una curva cóncava hacia abajo (Bonnet *et al.*, 2001), este tipo de sesgo es conocido como sesgo de truncamiento para las fracturas más pequeñas y de censura para las fracturas más grandes (Fig. 3.16). Con el objetivo disminuir estos sesgos en este trabajo, durante la evaluación del coeficiente R^2 en las leyes de potencia, no se tomaron en cuenta los datos en donde se mostraba una desviación de los datos hacia abajo, tanto en la parte superior como inferior del gráfico, ya que fue directamente considerada como un sesgo. Sin embargo, en donde las gráficas mostraban una desviación bastante persistente, se consideró como real y se le adaptó una ecuación diferente.

Por otra parte, los errores de medición vienen dados por imprecisiones en el momento de la toma de datos, ya sea por error del instrumento o por error humano. Es necesario considerar tales errores, ya que pueden afectar las interpretaciones posteriores, por lo que en capítulos posteriores se presenta una sección dedicada a este tipo de errores.

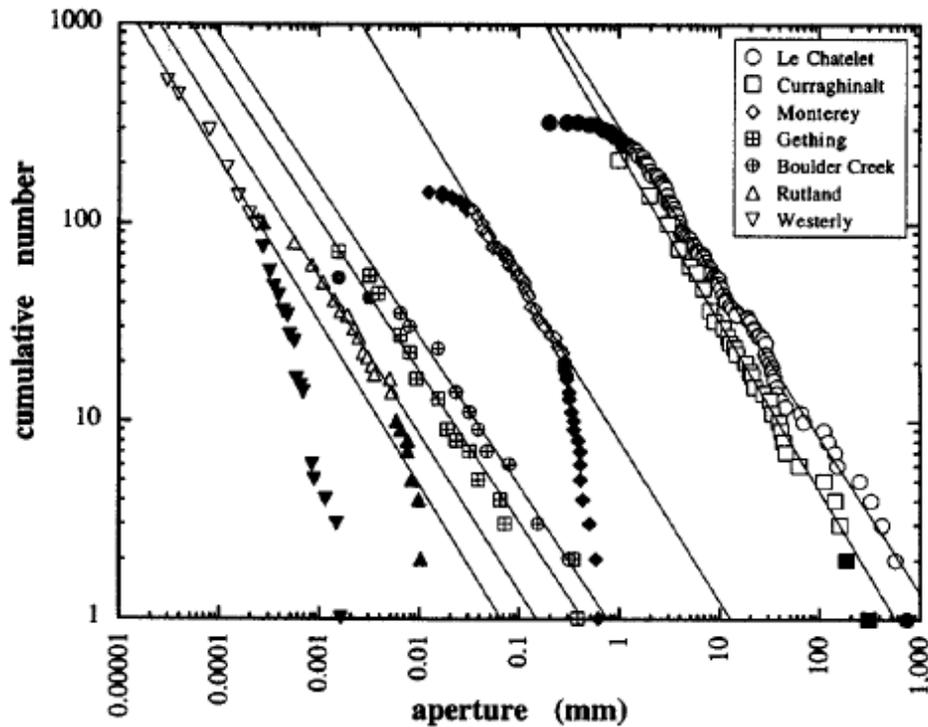


Fig. 3.16 Ejemplo de sesgos de truncamientos en donde los datos de fracturas se desvían de la ley de potencia. Los datos desviados no se toman en cuenta para la evaluación del coeficiente R^2 (Tomado de Marrett, 1997)

3.5.5 Porosidad y permeabilidad

Como ya se ha mencionado, en las rocas que no tienen porosidad matricial, como las calizas, el flujo de los hidrocarburos se da principalmente por la presencia de fracturas. En muchos casos, las fracturas de cizalla (fallas) actúan como barreras que impiden el flujo y reducen localmente la permeabilidad, mientras que las fracturas de extensión (juntas, venas, grietas) que están abiertas en el subsuelo proporcionan los conductos que mejoran la permeabilidad (Marrett, 1997).

La permeabilidad y porosidad inducida por sistemas de fracturas abiertas está relacionada a las propiedades geométricas de las fracturas. Por conveniencia se asume que las fracturas son

verticales, (Marrett, 1997) tratándolas como cuerpos tabulares perpendiculares al estrato que las contiene. La dimensión horizontal de este plano paralelo se le conoce como longitud, mientras que a la dimensión vertical como altura. La apertura cinemática es la distancia perpendicular entre las paredes de la fractura. El cubo de esta es proporcional a la permeabilidad de la fractura (Marrett, 1996).

Modelos de planos paralelos de permeabilidad y porosidad de fractura

El modelo más simple que relaciona los atributos geométricos de la fractura con sus propiedades para dejar pasar fluidos, es el modelo de planos paralelos (ejemplo: Lamb, 1932; Snow, 1969). Este asume que el fluido es laminar de una sola fase y que pasa a través de un *set* de fracturas con paredes suaves, aperturas constantes y alturas iguales al espesor de la capa fracturada que se está estudiando. Este modelo es fundamentalmente unidimensional y se asume que las fracturas tienen una longitud infinita. Sin embargo; incluso las fracturas paralelas tienden a unirse con otras fracturas a lo largo de su orientación (Laubach, 1992; Marrett, 1997). Este modelo propuesto por Marrett (1997) puede ser útil para describir en una primera instancia las características del fluido a través de una roca fracturada.

Los tratados anteriores del modelo de planos paralelos consideran que las fracturas son mejor representadas por una apertura y espaciamiento promedio (Ejemplo Nelson, 1985). El escalamiento mediante ley de potencia de las aperturas de fracturas sugiere que el uso de los atributos promedios no es significativo.

El método de Marrett (1997) dice que un *set* de fracturas tiene porosidad (ϕ_{total}) y permeabilidad (k_{total}):

$$\phi_{total} = \zeta \left(\frac{1}{c} \right) \frac{b_1}{L} = \zeta \left(\frac{1}{c} \right) \phi_1$$

$$k_{total} = \zeta \left(\frac{3}{c} \right) \frac{b_1^3}{12L} = \zeta \left(\frac{3}{c} \right) k_1$$

En dónde:

b_1 = Apertura de la fractura más grande

c = Distribuciones de apertura, exponente de ley de potencia

L = longitud del *scanline*

ζ = Función zeta de Riemann

k_1 = Permeabilidad de la fractura más grande

ϕ_1 = Porosidad de la fractura más grande

De esta manera, conociendo la fractura con apertura más grande y su distribución con el exponente de ley de potencia, se hace una sumatoria mediante la función zeta de Riemann, para integrar las permeabilidades o porosidades que aportan las fracturas de menor tamaño y con esto conocer de una manera cuantitativa la capacidad del medio para transportar el fluido.

El estudio de fracturas mediante el método de muestreo de *scanline* aplicado a afloramientos análogos a las formaciones productoras, además, tales afloramientos son la opción más directa y quizás la única para conocer distribución de fracturas que pudieran estar afectando el yacimiento, aunque también se debería correlacionar con datos de núcleos. Gracias a la modelación de los sistemas de fracturas con ecuaciones de ley de potencia, es posible realizar escalamientos para con ello caracterizar las redes de fracturas en el subsuelo y con ello poder realizar estimaciones de porosidad y permeabilidad.

4. LITOLOGÍA, GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y PETROGRAFÍA

A partir de la revisión de la literatura, se encontró que en las rocas de las formaciones Agua Nueva y San Felipe no se ha realizado un análisis de las características litológicas a detalle con un enfoque en las propiedades fracturas y especialmente microfracturas. A lo largo de este capítulo se pretende dar un contexto general de las características litológica, el ambiente estructural y la petrografía de las formaciones involucradas, con un enfoque muy particular a las fracturas. Debido a que no se tenía un estudio previo sobre el fracturamiento a detalle en la zona, la metodología utilizada para este estudio incluye desde la localización de afloramientos adecuados de las formaciones Agua Nueva y San Felipe, su levantamiento y muestreo, estudios petrográficos, y finalmente el análisis espacial del fracturamiento, el cual, es el objetivo principal de la investigación. La metodología empleada para este trabajo fue escrita de manera general en el Capítulo 1 (Fig. 1.2, página 6), sin embargo, durante los próximos capítulos se estará explicando con mayor detalle.

4.1 GEOLOGÍA

Las formaciones Agua Nueva y San Felipe se encuentran ampliamente distribuidas en la zona de la CTM y en la SMO, cubriendo los estados de Nuevo León, Tamaulipas, San Luis Potosí, Hidalgo y Veracruz, sin embargo, por motivos de logística, así como por los objetivos particulares del proyecto, se seleccionaron localidades lo más cercano posible a los yacimientos petroleros del bloque EPC (Fig. 2.12, página 30).

Se comenzó el estudio con la localización de las formaciones Agua Nueva y San Felipe dentro del cinturón plegado de la SMO en la parte oriental de San Luis Potosí, ya que era bastante probable que tales formaciones afloren en esta zona debido a la configuración tectónica de este rasgo estructural. Para esto se consultó la carta Geológico-Minera F1408, Ciudad Valles, escala 1: 250,000 del Servicio Geológico Mexicano, ubicando las zonas en donde se muestran dichas formaciones. Se realizó el reconocimiento desde el área de Ciudad Valles, SLP y en dirección hacia el sur, abarcando las localidades de Xilitla y Tamazunchale y sus alrededores (Figs. 4.1 y 4.2).

Para distinguir a las formaciones de interés, se utilizaron criterios observables en campo, en donde se buscó la secuencia de rocas que mostrara una intercalación de calizas y lutitas, observando su contenido fósil y localizando el horizonte verdoso de arcilla (posible bentonita) para hacer distinción entre Agua Nueva y San Felipe. Se levantaron perfiles geológicos y se colectaron muestras para su posterior análisis petrográfico. También se tomaron datos estructurales, con un mayor enfoque en planos de fracturas. Para llevar a cabo la medición de fracturas en las que su plano no era visible se utilizó una escuadra como apoyo, de modo que se buscaba en la fractura localizar su altura y su longitud y estas se hacían coincidir con los planos de la escuadra, obteniendo de este modo las dos dimensiones necesarias para la medición con brújula del rumbo y echado. Para los datos de estratificación se graficaron los polos en una red de áreas iguales, mientras que para las fracturas se utilizaron diagramas de rosas. Ambos fueron graficados en el software *Stereonet 9* (Allmendinger *et al.*, 2012; Cardozo and Allmendinger, 2012; Figs. 4.3 y 4.4). En el afloramiento de Cantera, Xilitla no se obtuvieron suficientes datos estructurales de estratificación, por lo que dicha localidad no fue incluida en un estereograma.

En total se localizaron 9 afloramientos que presentan condiciones adecuadas para ser estudiados con detalle, ubicando dos en la parte Norte del área de estudio dentro de la PVSLP (López-Doncel, 2003; Fig. 4.1) y los restantes siete en Xilitla y Tamazunchale dentro de la CTM (Fitz-Díaz *et al.*, 2012; Fig. 4.2). Se identificaron lineamientos topográficos en los alrededores de las localidades estudiadas (Figs. 4.1 y 4.2), los cuales fueron trazados sobre modelos de elevación, generados a partir de curvas de nivel proporcionadas por INEGI. Algunos de los lineamientos fueron descargados del sitio web de INEGI y otros fueron interpretados. Las fallas regionales fueron marcadas a partir de la carta geológica F1408 del SGM. Las direcciones de lineamientos se graficaron en dos diagramas de rosas. En las figuras 4.1 y 4.2 la roseta marcada con B muestra la frecuencia de los lineamientos, mientras que en la roseta marcada con C se aprecian las longitudes de los mismos. En la región norte, (Fig. 4.1) las estructuras que se encuentran son mayores y la alineación es más evidente, mientras que para la región sur (Fig. 4.2), los lineamientos presentan una mayor variedad de direcciones debido al comportamiento dúctil que se presenta en la CTM (Fitz-Díaz *et al.* 2012), aunque en ambas regiones logra resaltar una tendencia preferencial NNW-SSE en las estructuras, la cual es perpendicular a la dirección de compresión de la orogenia Laramide.

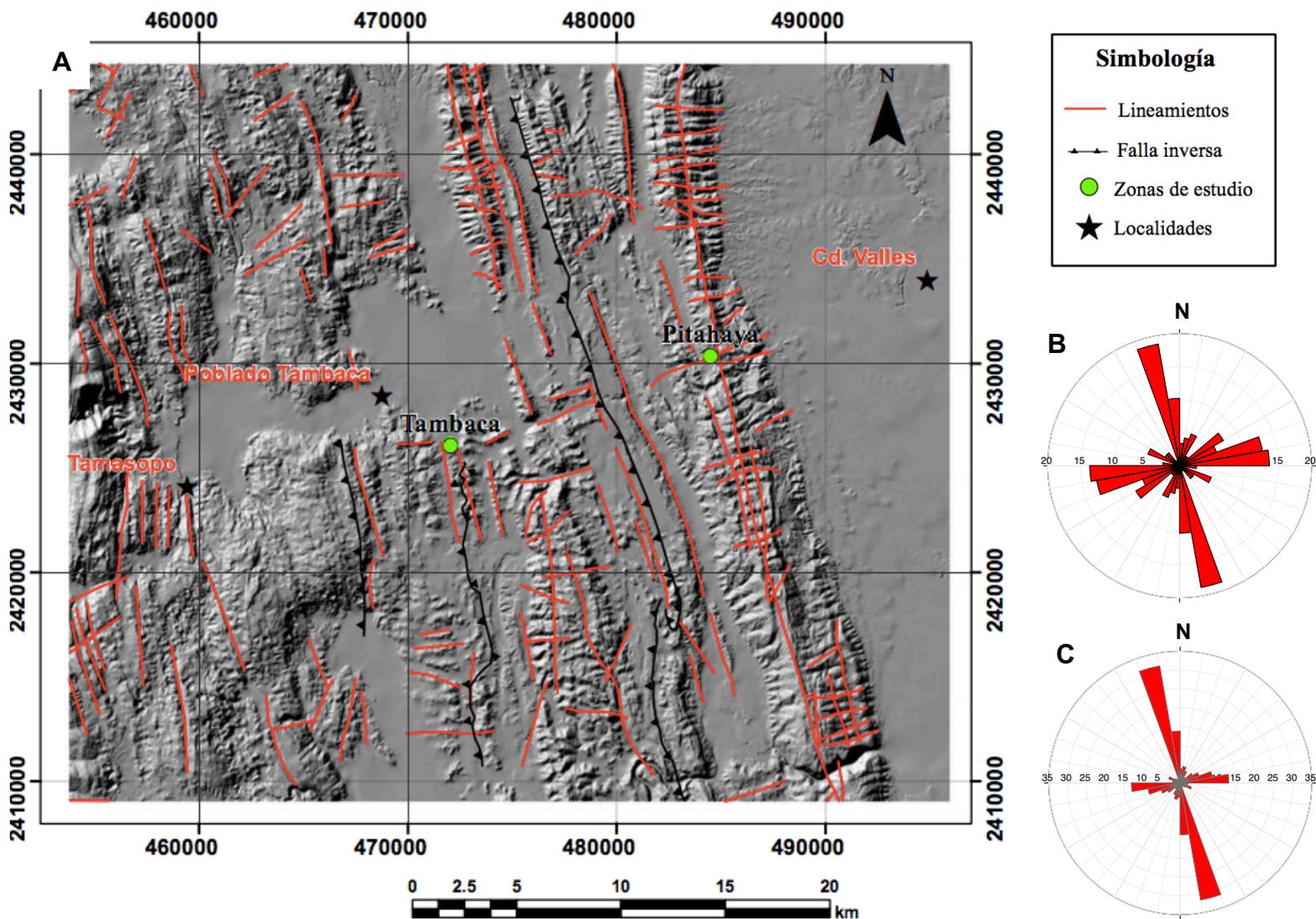


Fig. 4.1 A) Lineamientos topográficos en la región norte de la zona de estudio y sus respectivas rosetas. B) Diagrama de frecuencia de lineamientos en donde N = 118. C) Diagrama de longitud de los mismos lineamientos en donde se midió un total de 451.25 km. Eje horizontal de las rosetas está dado en porcentaje.

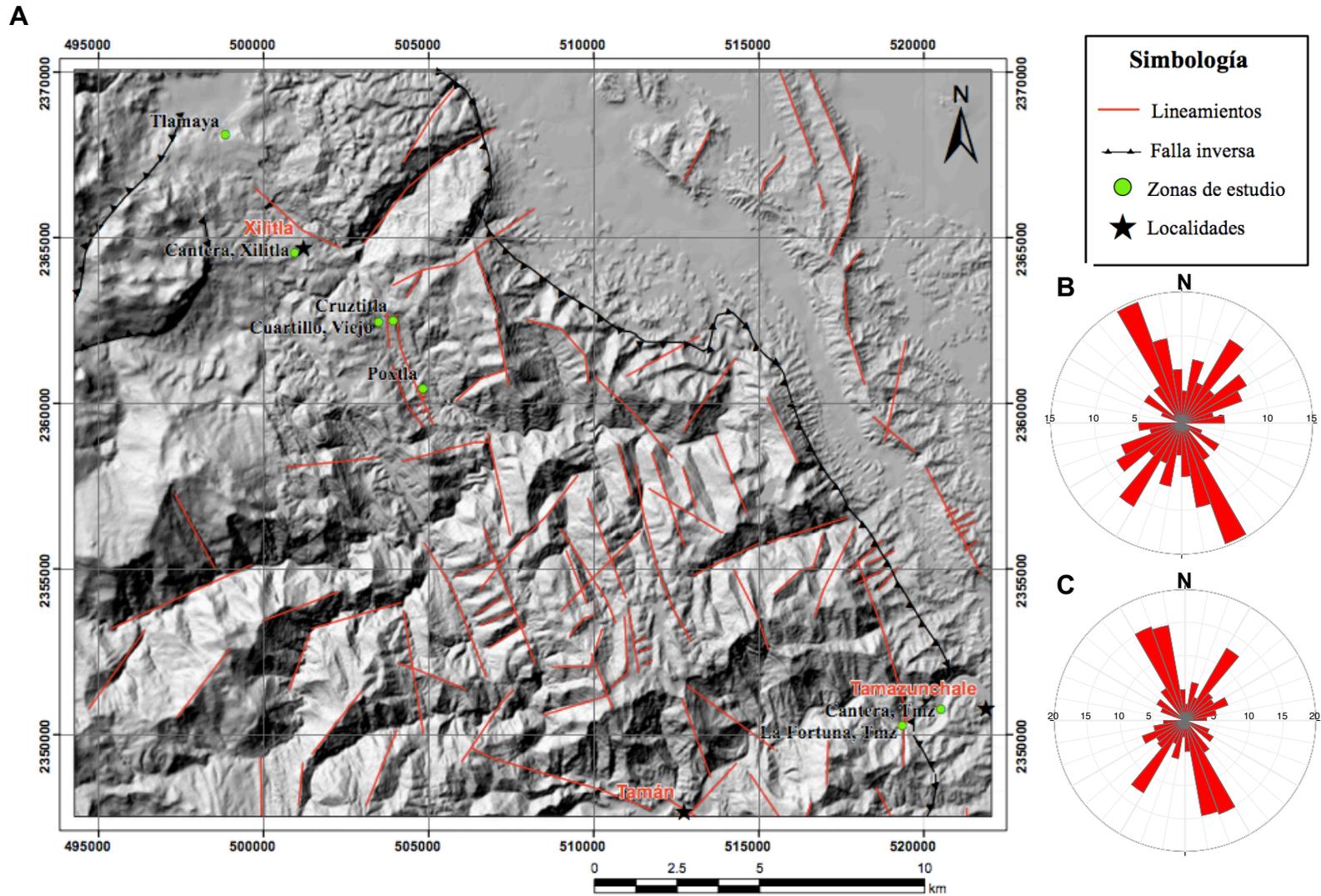


Fig. 4.2 A) Lineamientos topográficos en la región sur de la zona de estudio y sus respectivas rosetas. B) Diagrama de frecuencia de lineamientos en donde N = 82. C) Diagrama de longitud de los mismos lineamientos en donde se midió un total de 212 km. Eje horizontal en las rosetas esta dado en porcentaje.

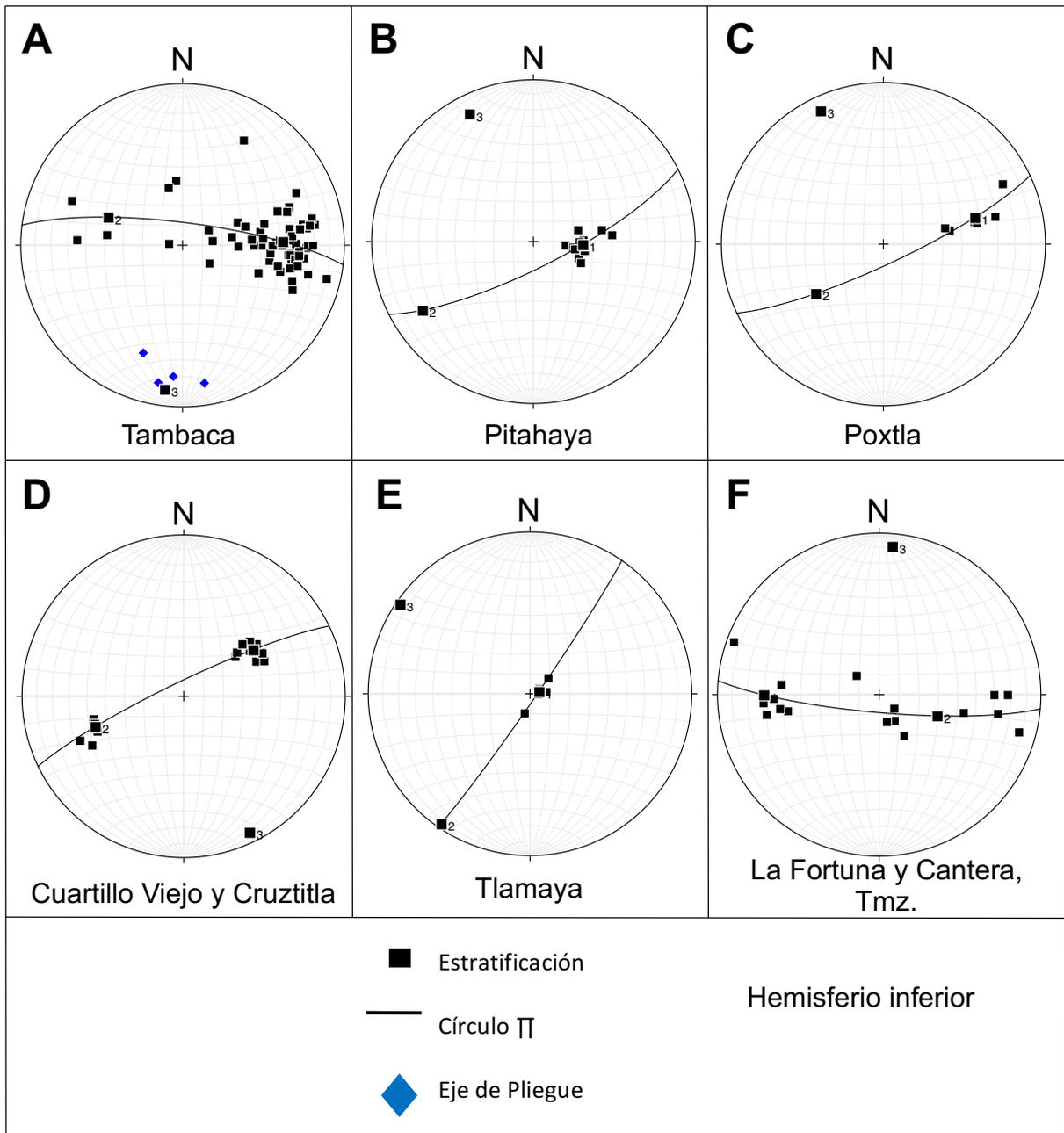


Fig. 4.3 Proyección de datos estructurales de la estratificación medidas en las diferentes localidades del área de estudio, mostrando un transporte tectónico preferencial poniente a oriente, con algunas variaciones locales (Hemisferio inferior y áreas iguales). El cuadro con número 3 indica la posición del eje Beta.

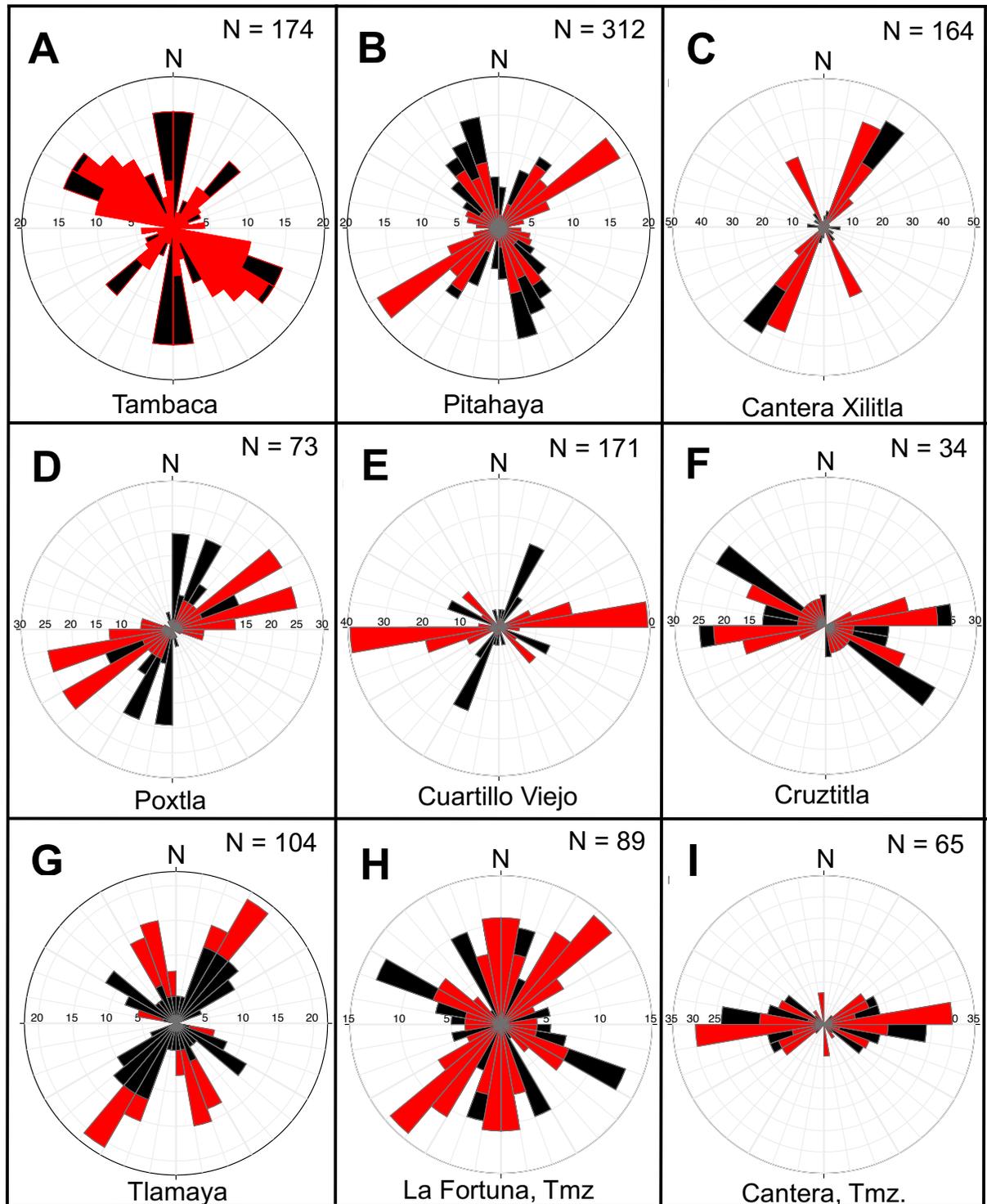


Fig. 4.4 Rosetas de las orientaciones preferenciales de macrofracturas medidas en cada afloramiento, se observan orientaciones preferenciales NE-SW y N-S (Eje horizontal está dado en porcentaje) (Los pétalos en color negro indican fracturas con algún remanente de porosidad mientras que los pétalos en color rojo muestran fracturas completamente selladas).

4.1.1 Descripción por afloramientos

Tambaca

Esta localidad se encuentra en la zona norte (Fig. 4.1). Ubicada sobre la carretera México 70, Río Verde-Ciudad Valles, en el kilómetro 51, cerca de la caseta de cobro hacia el poblado de Tambaca, SLP, coordenadas: 21°56'20" de latitud norte y 99°16'14" de longitud oeste (Fig. 4.1). En este afloramiento se muestra claramente la intercalación entre calizas color gris claro y lutitas café claro, teniendo en promedio un espesor de 30 cm de caliza y 10 cm de lutita, también se observaron nódulos de pedernal color negro dentro de algunas capas de calizas, los cuales alcanzan espesores de no más de 5 cm de pedernal (Fig. 4.5).

Hacia la base, se logra apreciar el contacto con la Formación El Abra dentro del núcleo de un anticlinal, y no se encontraron horizontes verdosos de bentonita, por lo que fue identificada como Formación Agua Nueva.

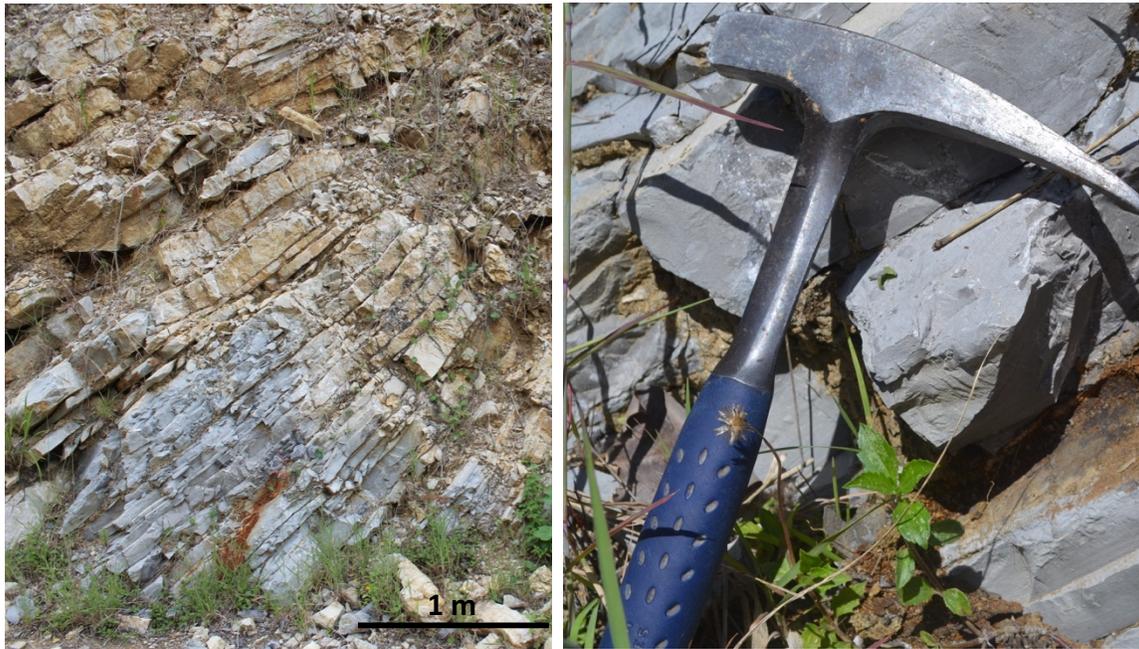


Fig. 4.5 Capas de calizas y lutitas muy inclinadas del afloramiento de Tambaca, pertenecientes a la Formación Agua Nueva.

La estructura general consta de un pliegue simétrico, tipo chevrón con un ángulo interflanco de 30° e inclinándose con vergencia hacia el ENE y su plano axial echándose 68° hacia el WSW (Fig. 4.3A). El afloramiento corta transversalmente dicho pliegue con una dirección E-W. Las capas tienen aproximadamente una orientación NNW-SSE, con inclinaciones que van desde los 15 grados en flanco normal hasta los 80 grados en flanco inverso (Fig. 4.6), estas parecen adelgazarse cuando se acercan a la charnela del pliegue. De acuerdo a los datos de estratificación el eje del pliegue parece incrustarse hacia el SSW con una inclinación de 10 grados (Fig. 4.4A).



Fig. 4.6 Vista general del afloramiento Tambaca y señalando una charnela de pliegue volcado hacia en NE. La línea roja punteada marca el plano axial.

Se encontró un intenso fracturamiento, posiblemente debido al plegamiento que sufrió la estructura. Se observó que las fracturas se propagan más allá del plano de estratificación (Fig. 4.7A) y en algunos planos se encontró gilsonita (Fig. 4.7B). Se distinguieron 3 *sets* principales de fracturas (Fig. 4.4A). 1) Un *set* N-S de fracturas parcialmente abiertas con escasas impregnaciones de hidrocarburo. 2) Un *set* de fracturas selladas NW-SE, el cual, es probable que esté relacionado al plegamiento. 3) Y un *set* de fracturas NE-SW, el cual presenta gilsonita en los planos de fracturas, también se encontró impregnación de hidrocarburo en las trazas de las microfisuras.

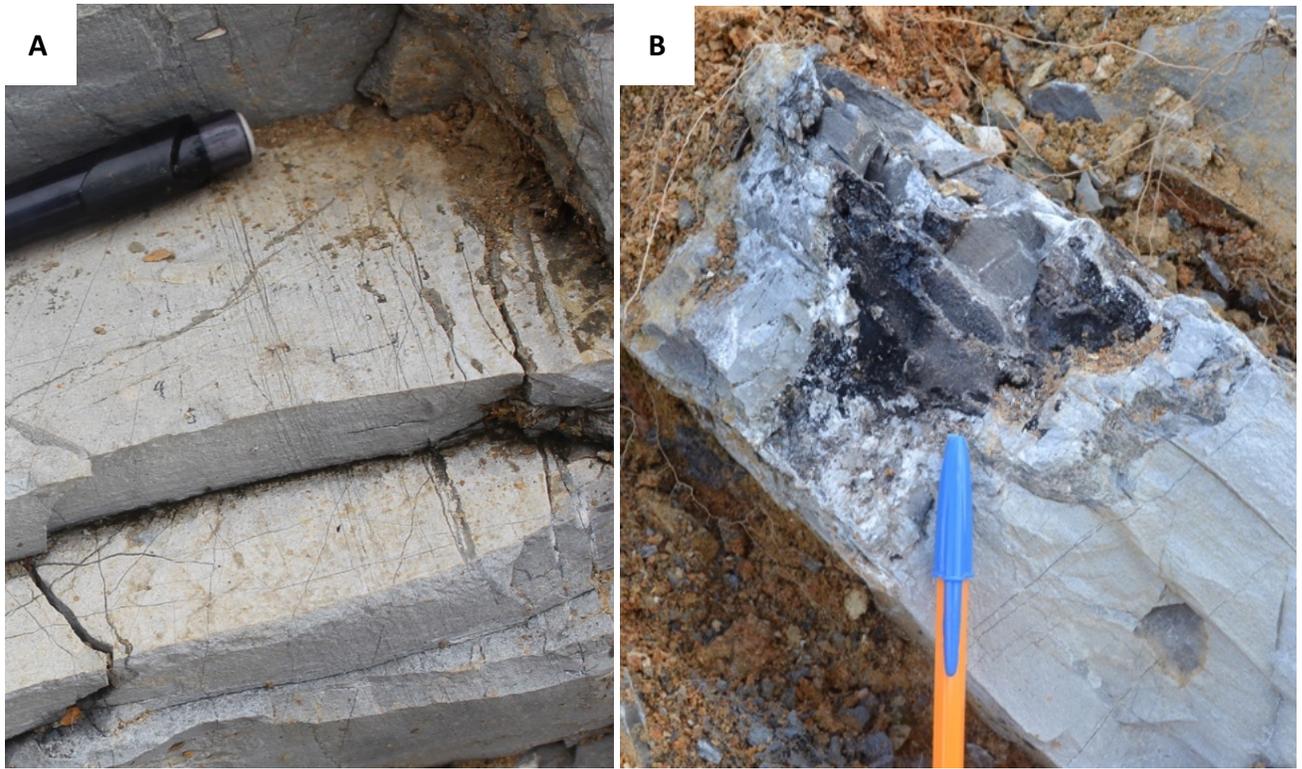


Fig. 4.7 Fracturas en el afloramiento de Tambaca. (A) Microfracturas selladas con calcita vistas en afloramiento cuyas alturas se propagan más allá de la cima del estrato. (B) Plano de fractura con impregnación de gilsonita.

Pitahaya

El afloramiento nombrado aquí como Pitahaya se encuentra en la zona norte, se ubica a 14 km al oriente del Afloramiento de Tambaca sobre la carretera Río Verde- Ciudad Valles, en el km 65, coordenadas: 21°58'39" latitud norte y 99°09'0" longitud oeste (Fig. 4.1). Consta de capas de calizas arcillosas bien estratificadas de color gris claro a gris oscuro debido a la presencia de materia orgánica, sin embargo, las capas de caliza aquí, tienen un espesor aproximadamente de 50 cm mientras que la lutita consta de horizontes muy delgados menores de los 5 cm y las bandas de pedernal son más constantes (Fig. 4.8). Las calizas presentan bioturbación leve color gris oscuro.

El afloramiento se encuentra estructuralmente en un flanco normal de pliegue volcado, el cual tiene un transporte tectónico hacia el oriente y en su núcleo se puede apreciar a la Formación El Abra. La estructura tiene una orientación predominante NNW-SSE (Fig. 4.1) y sus capas una inclinación en promedio de 30° hacia el WNW (Figs. 4.3B y 4.9). Hacia la cima, la secuencia de capas de calizas y lutitas cambia a calizas más arcillosas y las capas de lutitas aumentan en espesor, para después volver a recuperar la ciclicidad que se mostraba en la base, sugiriendo una posible cabalgadura, la cual, si fuera real, debería tener un plano de falla con una inclinación entre 20 y 30 grados y un rumbo aproximadamente N-S, pero debido a la dirección de corte del afloramiento, no es posible apreciar un desplazamiento evidente. Sin embargo, los datos fueron tomados en las capas más bajas, por lo que esta localidad fue considerada como Formación Agua Nueva.



Fig. 4.8 Capa de caliza con lutita en su base y cima de la Formación Agua Nueva, se puede apreciar nódulos de pedernal de algunos centímetros de espesor.

En esta zona fue posible observar a nivel de planos de estratificación, apreciando interconexión entre las longitudes de fracturas, formando un tipo de enrejado (Fig. 4.10). Aunque la mayor parte de ellas están selladas con calcita, algunas contienen porosidad. Se identificaron dos *sets* principales de fracturas (Fig. 4.4B). Un *set* NW-SE en donde se encontró la mayor parte de fracturas con porosidad, y 2) Un *set* NE-SW de fracturas en su mayoría selladas. El *set* 1 termina en las fracturas del *set* 2, por lo que se considera al *set* 2 anterior al *set* 1.



Fig. 4.9 Afloramiento de Pitahaya en donde se pueden apreciar los cambios abruptos de la litología, los cuales parecen sugerir la presencia de una cabalgadura, la cual, debido a la dirección de corte del afloramiento ($N40^{\circ}E$ y la dirección preferencial de las fallas en la zona (N-S), imposibilita ver un desplazamiento evidente (la línea roja con guiones muestra el plano de falla inferido).



Fig. 4.10 Vista de un plano de estratificación de la Formación Agua Nueva, en donde se puede apreciar la interconexión de las fracturas. (Cinta métrica estirada a 1 m)

Cantera, Xilitla

Este afloramiento se encuentra ubicado dentro de la comunidad de Xilitla, SLP, en una cantera de venta de piedra laja, coordenadas: 21°23'00" latitud norte y 98°59'27" longitud oeste (Fig. 4.2). Consiste en una tendencia muy bien marcada de calizas *wackestone*, color gris a gris oscuro de 20 hasta 40 cm de espesor con intercalaciones de lutitas color café-anaranjado a café-amarillento, con espesores que oscilan entre 5 a 10 cm aproximadamente, abundante pedernal color negro y bandas de pirita (Fig. 4.11). Presentan un gran contenido fosilífero, entre los cuales destaca el *Inoceramus labiatus* del Turoniano. Por lo cual fue definido como la Formación Agua Nueva.



Fig. 4.11 Calizas y nódulos de pedernal de la Formación Agua Nueva en el afloramiento de la cantera de Xilitla (Escala: 5 cm).

La estructura se encuentra dentro del cinturón plegado de la SMO, en la provincia paleogeográfica de la CTM, en la zona sur del área de estudio (Fig. 4.2). Las capas presentan inclinaciones entre 10 y 15 grados hacia el NE y un intenso fracturamiento. También contienen materia orgánica entre los planos de estratificación de las calizas (Fig. 4.12A) e impregnaciones de aceite en los planos de fractura (Fig. 4.12B).

Se aprecian dos *sets* principales de fracturas (Fig. 4.4C). 1) *set* con orientación entre 20 y 40 grados NE-SW y buzamiento vertical y sub-vertical, con fracturas que contienen en su mayoría impregnación de hidrocarburo, y 2) *set* con menor cantidad de fracturas y orientación de 20-30 NW-SE, el cual, también contiene impregnación de hidrocarburo; ambos *sets* se cortan hacia la horizontal, dando aspecto de enrejado, sin embargo, las relaciones de corte no son muy claras a simple vista, por lo que no fue posible apreciar cual *set* es más antiguo y cual más joven (Figs. 4.12C y 4.12D).

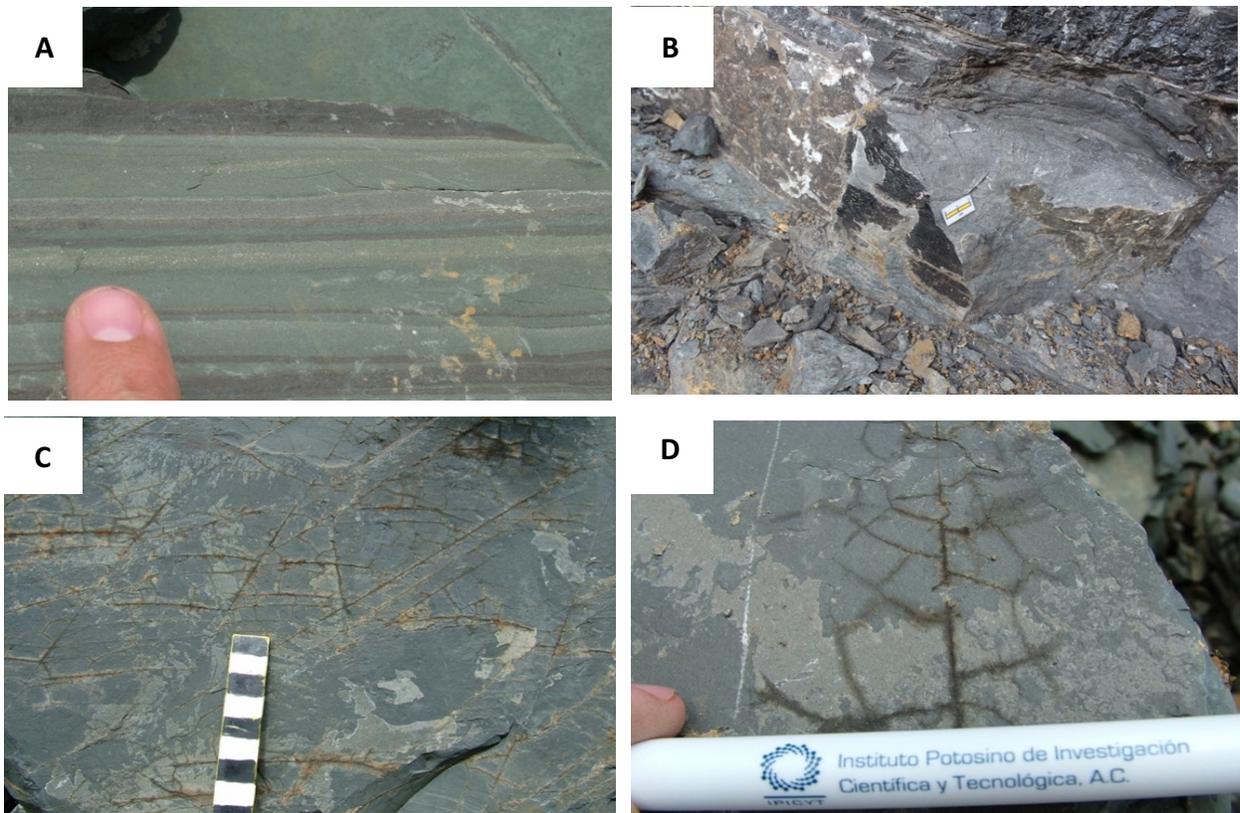


Fig. 4.12 Rocas del afloramiento de la Cantera, Xilitla. A) Muestra con materia orgánica y bandas de pirita entre sus planos de estratificación B) Hidrocarburo contenido entre los planos de fractura C) y D) Enrejado de fracturas con impregnación de hidrocarburo.

Arroyo de Poxtla

Este afloramiento se encuentra ubicado en una comunidad al sur del poblado de Xilitla, SLP, perteneciente a la rancharía de Poxtla, coordenadas: 21°20'46" latitud norte y 98°57'12" longitud oeste (Fig. 4.2). Ubicado sobre un pequeño arroyo, el cual, corta perpendicularmente estratos bastante inclinados, corriendo en dirección opuesta a la dirección del echado, permitiendo una buena observación de aproximadamente 150 metros hacia la vertical. Se identificaron dos facies litológicas evidentes en esta localidad. Hacia la base se aprecia una secuencia bien marcada de capas de calizas arcillosas, de color gris claro a gris oscuro, con espesores variables de 40 a 60 cm aproximadamente, con fracturamiento intenso, intercaladas con capas de lutita laminar, con espesores que varían entre 2 y 20 cm, de color café oscuro a negro. También existe la presencia nódulos de pedernal color negro y tamaño variable. Hacia la cima, aumenta el contenido de arcilla en las calizas y la bioturbación se vuelve muy intensa, los horizontes color gris verdoso se hacen presentes, se pierde el pedernal y el fracturamiento disminuye considerablemente (Fig. 4.13). De acuerdo a las características anteriormente descritas, a la base de este afloramiento se le consideró como Formación Agua Nueva y a la cima como Formación San Felipe. Las capas tienen rumbo preferencial N-S e inclinación preferente que va desde los 50 a los 70 grados hacia el poniente, tratándose del flanco occidental de un antiforme (Fig. 4.3C).



Fig. 4.13 Capa de caliza color gris claro con lutita laminar muy bien litificada color gris verdoso de la Formación San Felipe, localidad de Poxtla. Nótese la ausencia de fracturas.

En la facie de la Formación Agua Nueva se encontró gran contenido de fracturas con presencia de hidrocarburos entre sus planos (Fig. 4.14), destacando dos principales *sets* (Fig. 4.4D), 1) un *set* de fracturas con orientación principal ENE-WSW de fracturas selladas, y 2) un segundo *set* de fracturas con impregnación de hidrocarburo, orientación NNE-SSW, cortando oblicuamente al primero. En su mayoría las fracturas son verticales.



Fig. 4.14 Presencia de impregnación de hidrocarburo en planos de fractura, en Poxtla, en la Formación Agua Nueva.

Cuartillo Viejo y Cruztitla

Estos afloramientos se encuentran localizado cerca de la ranchería de Cuartillo Viejo, al sur del poblado de Xilitla, SLP, coordenadas: 21°21'53" latitud norte y 98°57'53" longitud oeste (Fig. 4.2). Este corte no está bien expuesto hacia la vertical, ya que solo se observaron 2 metros de rocas aflorando. Se compone de capas de calizas arcillosas, con laminación paralela, de espesores menores a 10 cm, de color gris claro a gris oscuro con bioturbación moderada a intensa, las cuales están intercaladas con lutitas color gris a gris verdoso, con espesores de 3 cm. Ambos afloramientos fueron identificadas como Formación San Felipe.

La mayor parte del afloramiento de Cuartillo Viejo consta de una capa con una inclinación de 60° hacia el ENE, de modo que se puede apreciar muy bien el plano de estratificación, tratándose del flanco de volcado de un pliegue inclinado (Fig. 4.15 y 4.16). El afloramiento de Cruztitla se ubica 500 metros al oriente del afloramiento de Cuartillo Viejo, los estratos presentan una dirección de inclinación hacia el SW, estructuralmente es el flanco occidental del pliegue subsecuente al pliegue de Cuartillo Viejo, formando entre ambos un sinforme (Fig. 4.3D).



Fig. 4.15 Estratos bastante inclinados de la Formación San Felipe, afloramiento de Poxtla.

Se observó un intenso fracturamiento, sin embargo, tales fracturas carecían de cementante, por lo que pudieron haber sido formadas después del levantamiento de las rocas. Se encontraron 3 *sets* de fracturas principales (Figs. 4.4E y 4.4F): 1) un *set* de fracturas selladas, con orientación E-W, 2) un *set* de fracturas con porosidad de orientación NE-SW, y 3) un *set* de fracturas con orientación NW-SE de fracturas abiertas y selladas y que interconecta a los otros *sets*. Sin embargo, este no se muestreo adecuadamente ya que es paralelo al rumbo de la capa, posiblemente fue originado durante el plegamiento de la estructura (Fig. 4.16).

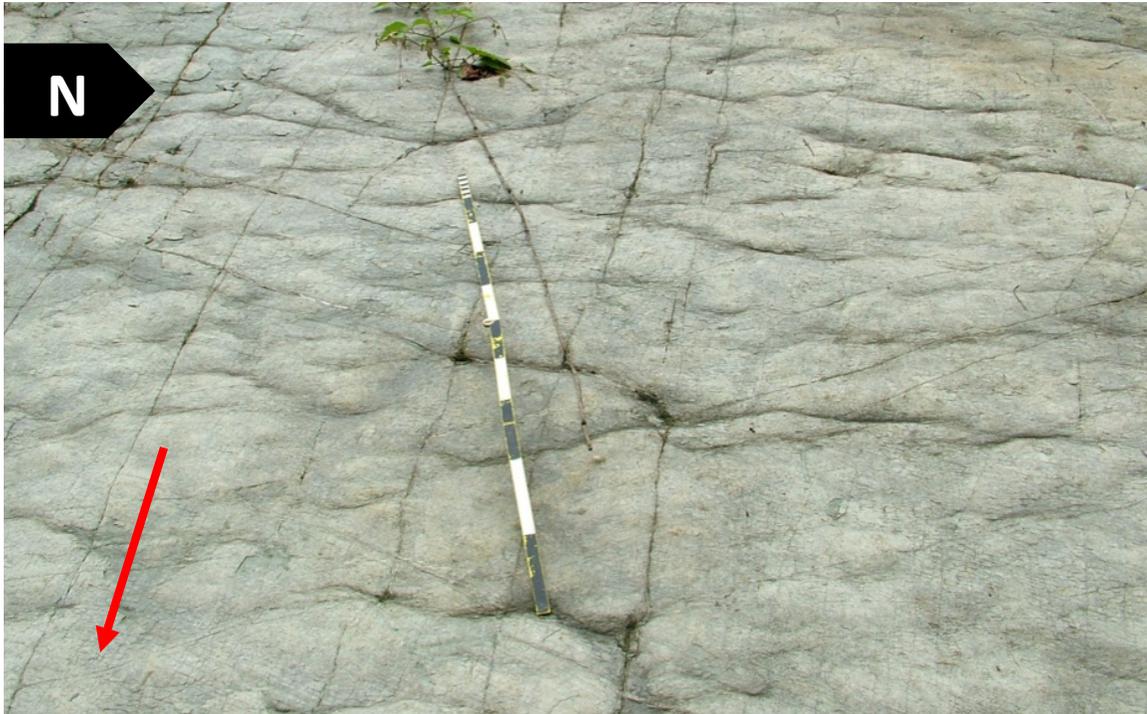


Fig. 4.16 Vista de plano de estratificación de la Formación San Felipe, en el afloramiento de Cuartillo Viejo, en donde se puede apreciar un enrejado de fracturas (la flecha negra indica el norte, mientras que la roja muestra la dirección de inclinación del estrato).

Tlamaya

Este afloramiento se encuentra ubicando 10 km al norte de la comunidad de Xilitla, SLP, sobre el camino que conduce a la ranchería de Tlamaya, coordenadas $21^{\circ}24'55''$ latitud norte y $99^{\circ}00'40''$ longitud oeste (Fig. 4.2). Está constituido por capas de *mudstone* muy arcilloso color gris a gris oscuro, con espesores que van desde 20 cm hasta los 50 cm aproximadamente. La estratificación está muy bien marcada, separada por capas muy delgadas de lutita color gris verdoso. Los espesores de la lutita no suelen superar los 3 cm en promedio, de modo que en algunas capas no son claramente visibles. Por el alto contenido arcilloso se consideró como Formación San Felipe.

Este afloramiento sufrió poco plegamiento, ya que las capas presentan una inclinación en promedio de aproximadamente 10 grados hacia el oeste (Fig. 4.3E). Pocas fracturas fueron identificadas, la mayoría con aperturas menores a 0.5 mm (Fig. 4.17A), las cuales cortan en su totalidad al estrato que las contiene, pero a diferencia de la Formación Agua Nueva (Fig. 4.7A), las alturas de tales fracturas no suelen propagarse más allá del límite del estrato (Fig. 4.17B).

Estas fracturas se encuentran recubiertas con cemento de calcita, y en algunas se pudo apreciar porosidad y/o remanentes de hidrocarburo, aunque la mayor parte del fracturamiento observado corresponde a microfracturas, se logró identificar 3 principales *sets* (Fig. 4.4G): 1) un *set* de microfracturas tanto parcialmente abiertas como selladas con cemento calcita, con una tendencia N20°E-N40°E, 2) un *set* de orientación preferencial N30°W – N50°W de fracturas completamente selladas con calcita, y 3) un *set* de microfracturas con porosidad, con tendencia N60°W. Debido al corte del afloramiento, no se aprecia una vista a nivel de plano de estratificación, por lo que no se establecieron relaciones de corte entre los *sets*.



Fig. 4.17 Fracturamiento de la Formación San Felipe en la localidad de Tlamaya. A) Longitudes de microfracturas rellenas de calcita. B) Alturas de microfracturas, las cuales no suelen propagarse más allá del límite del estrato.

La Fortuna y Cantera, Tamazunchale

Estas localidades están ubicadas 5 km al oeste de la ciudad de Tamazunchale, SLP., sobre la carretera Chapulhuacán – Tamazunchale, km 272-275, coordenadas: 21°15'21" latitud norte y 98°48'30", separadas aproximadamente 2 km una localidad de la otra (Fig. 4.2). Afloran capas de *mudstone* arcilloso, color gris oscuro de aproximadamente 30-50 cm de espesor, intercalados con capas de lutitas fisiles muy delgadas color gris claro. No se identificaron horizontes de arcilla verdosa. Los afloramientos se encuentran bastante alterados, dándole un color amarillo a

café claro. Se identificó a esta localidad como Formación Agua Nueva. El alto contenido de arcilla le dio una consistencia más plástica a la zona, ya que se puede apreciar un muy intenso plegamiento, en donde se tienen pliegues inclinados tipo chevrón (Fig. 4.18) teniendo los flancos más inclinados buzando hacia el oriente con un plano axial de aproximadamente 75° echándose hacia el poniente. La estructura mayor que alberga estos pliegues tiene una vergencia hacia el este y un eje de pliegue con un *plunge* de 10 grados con dirección NNW (Figs. 4.3F)

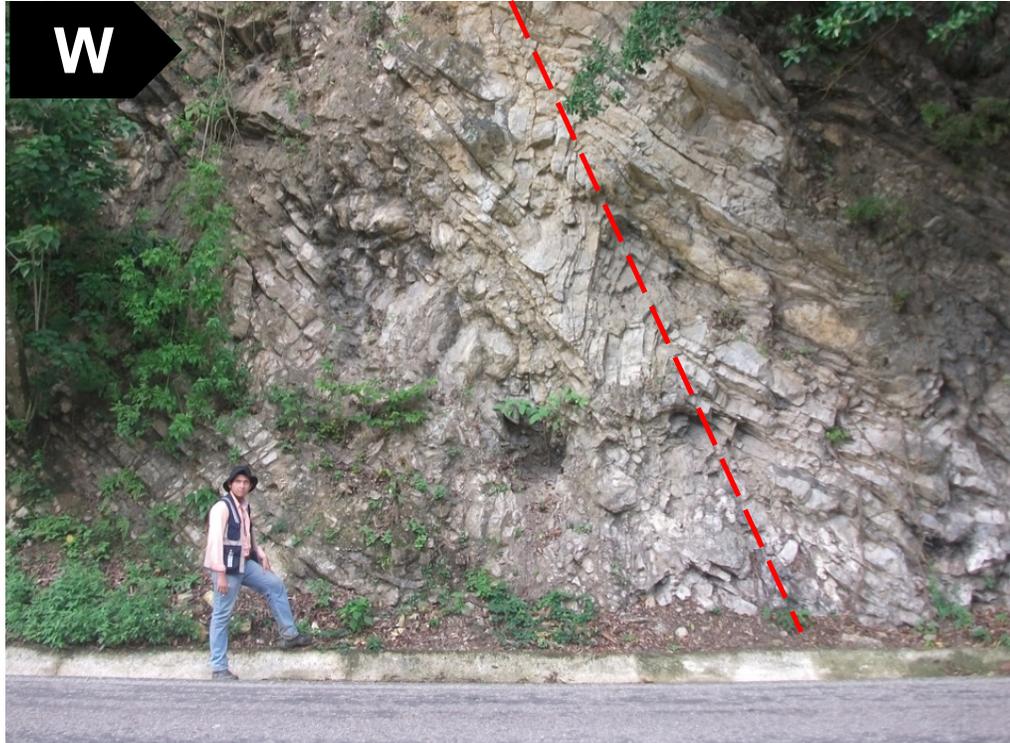


Fig. 4.18 Pliegues estilo chevrón en la Formación Agua Nueva, afloramiento de La Fortuna, Tamazunchale, marcando su plano axial.

A pesar del alto contenido de arcilla, el fracturamiento en esta zona es bastante intenso, encontrándose fracturas prácticamente en todas las orientaciones, sin embargo, resalta 1) un *set* de fracturas NE-SW de fracturas selladas, 2) un *set* de fracturas abiertas NW-SE en la localidad de la Fortuna y 3) un *set* de fracturas tanto abiertas como con porosidad con orientación NNE-SSW en Cantera, Tmz., (Figs. 4.4H y 4.4I), algunas de ellas dentro de este *set* contienen impregnaciones de hidrocarburo. La altura en la mayoría de las fracturas sobrepasa los límites de estratificación.

4.2 ANÁLISIS PETROGRÁFICO

4.2.1 Metodología

Se recolectaron 25 muestras para su análisis en sección delgada, distribuidas como se muestra en la Tabla 4.1, con el objetivo de observar los cambios de propiedades litológicas y sobre todo del fracturamiento hacia la vertical. La mayor parte de ellas pertenecen a una sección geológica levantada en el afloramiento de Poxtla. Algunas se tomaron orientadas, para así, poder relacionar las microfracturas con las macrofracturas. Para esto se seleccionaron muestras que presentaban el mayor fracturamiento visible, tratando de que la sección delgada interseque la mayor cantidad de fracturas, tanto en el plano horizontal (paralela a la estratificación) como con el vertical (perpendicular a la estratificación), con el principal objetivo de observar la distribución de fracturas hacia la horizontal (ya sea sobre el plano de estratificación o sobre la pared) para el análisis en *scanline* que se explicará más adelante.

Se realizaron las secciones delgadas en portaobjetos de tamaño convencional (25 x 45 mm) y tamaño grande (75 x 50 mm). Los análisis fueron realizados en un microscopio petrográfico marca Nikon, en el laboratorio de Petrografía del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica A.C. Se realizó una breve descripción petrográfica, utilizando la clasificación textural expuesta en Dunham (1962), tomando en cuenta los rasgos más característicos de las calizas, tales como: porcentaje de componentes y de masa básica, tipo y tamaño de componentes, fábrica y algunos fósiles visibles. El análisis se complementa con una descripción del fracturamiento, en donde se toma en cuenta el tipo de cemento que sella a las fracturas, las relaciones de corte (si se aprecian), y la textura entre otros aspectos.

Localidad	Formación	Clave	Orientación (Con respecto a la estratificación)	Tamaño de portaobjetos
Tambaca	Agua Nueva	ENF-15-23	Perpendicular	Estándar
		ENF-15-24	Perpendicular	Estándar
Pitahaya		PTH-10	Perpendicular	Grande
		PTH-11	Perpendicular	Grande
		CP01	Paralelo	Grande
		CP02	Paralelo	Grande
		CP04	Paralelo	Grande
Poxtla	San Felipe	ENF-15-04	Perpendicular	Estándar
		ENF-15-04B	Perpendicular	Estándar
		ENF-15-05	Perpendicular	Estándar
		ENF-15-06	Perpendicular	Estándar
		ENF-15-07	Perpendicular	Estándar
	Agua Nueva	ENF-15-08	Perpendicular	Estándar
		ENF-15-08B	Perpendicular	Estándar
		ENF-15-10	Perpendicular	Estándar
		ENF-15-11	Perpendicular	Estándar
		ENF-15-11B	Perpendicular	Estándar
		ENF-15-12	Perpendicular	Estándar
		ENF-15-13	Perpendicular	Estándar
		ENF-15-13B	Perpendicular	Estándar
Cruztitla/Cuarti- llo Viejo	San Felipe	CRZM1	Paralelo	Grande
		CRZM2	Paralelo	Grande
La Fortuna/Can- tera, Tmz.	Agua Nueva	LF02	Paralelo	Grande
		LF04	Paralelo	Grande

Tabla 4.1 Inventario de las secciones delgadas realizadas por cada localidad.

4.2.2 Tambaca

Consta de *wackestone* de bioclastos, constituido principalmente por cemento de micrita, y contenido de clastos de tipo orgánico mayor al 10%, los cuales, se encuentran de moderado a pobremente seleccionados, y recubiertos en su totalidad por cemento de esparita. Todos ellos son menores a 2 mm y en contacto mayormente flotante y puntual (Fig. 4.19A). También se observan algunos remanentes de óxidos distribuidos por toda la muestra y pequeñas impregnaciones de hidrocarburo en la matriz.

Se observó una gran cantidad de fracturas a lo largo de la muestra, las cuales, aparentemente solo están cubiertas con una fase de cemento de calcita (Fig.4.19B). Debido a la orientación de corte de la muestra, que es perpendicular a la estratificación, solo es posible apreciar la inclinación aparente de las fracturas, en donde se presentan dos inclinaciones dominantes, generando interconexión entre ellas. El *set* con mayor inclinación parece ser anterior al *set* de echado subhorizontal.

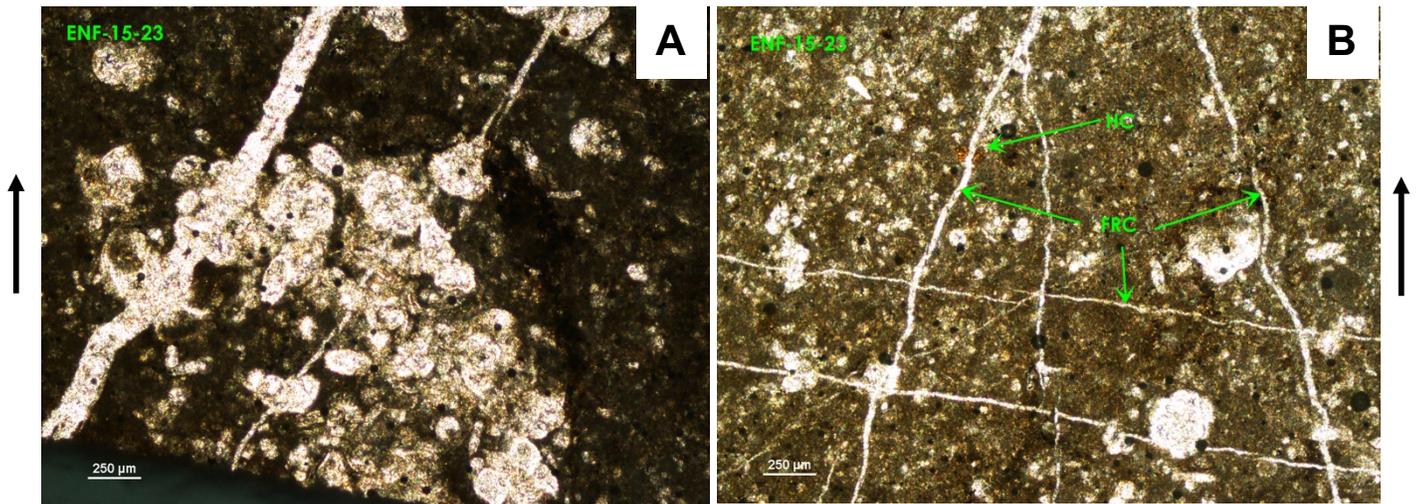


Fig. 4.19 Microfotografías de rocas de la localidad de Tambaca. A) Globotruncanas en contacto puntual recubiertos en matriz esparítica. B) Interconexión de fracturas selladas con calcita con remanente de hidrocarburo (las flechas orientan la muestra de base a cima) FRC: Fractura rellena de calcita. HC: hidrocarburo.

4.2.3 Pitahaya

Gracias a la buena exposición de este afloramiento, a las muestras colectadas se les pudieron realizar los cortes con dirección tanto paralela como perpendicular a la estratificación. Las muestras analizadas son en su mayoría *wackestone*, compuestos principalmente por matriz de micrita, cubriendo aproximadamente el 80% de la muestra, con contenido de bioclastos de *foraminíferos planctónicos*, en un tipo de contacto entre flotante y puntual, todos menores a 2 mm, entre los cuales se pudieron identificar algunos *radiolarios*, *herbergellas* y *globotruncanas*. La fábrica está principalmente soportada por lodo calcáreo (Fig. 4.20).

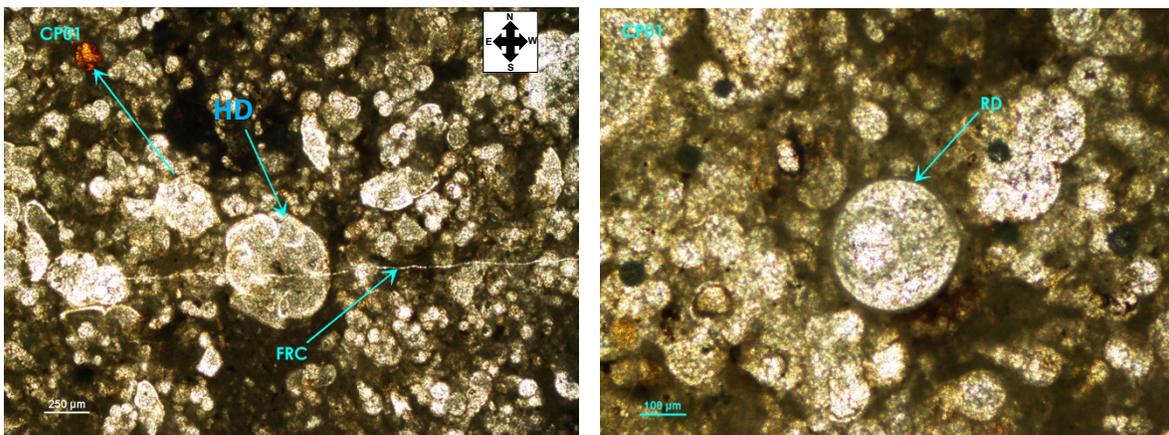


Fig. 4.20 Foraminíferos planctónicos en secciones delgadas de rocas de la Formación Agua Nueva en Pitahaya. HD: *Herbergella*, RD: *Radiolario*, FRC: Fractura rellena de calcita.

También se tiene la presencia de porosidad en la matriz de tipo interparticular e intraparticular, aunque no fue consistente en todas las muestras. A su vez, se observó un gran número de fracturas con aperturas que van desde menores de 10 micras hasta los 2 mm, todas ellas rellenas con una fase de cemento de calcita, algunas con porosidad remanente (Fig. 4.21A). Se distinguieron 2 *sets* de fracturas, un *set* de fracturas Modo I, presumiblemente más antiguo y con orientación preferencial NE-SW, el cual es cortado por otro *set* de fracturas conjugadas (Modo II) (Figs. 4.21B y C). Debido a que las muestras son vistas desde la base, los puntos cardinales Este y Oeste se invierten al igual que los movimientos dextrales o sinestrales). Se aprecia también textura de tipo *crack-seal*, (la cual es el reflejo de varios pulsos sufridos durante la apertura de la fractura (Fig. 4.21D). Este tipo de textura podría ser un indicador de que la fractura fue sellada con cemento sincinémico (Hooker *et al.*, 2012).

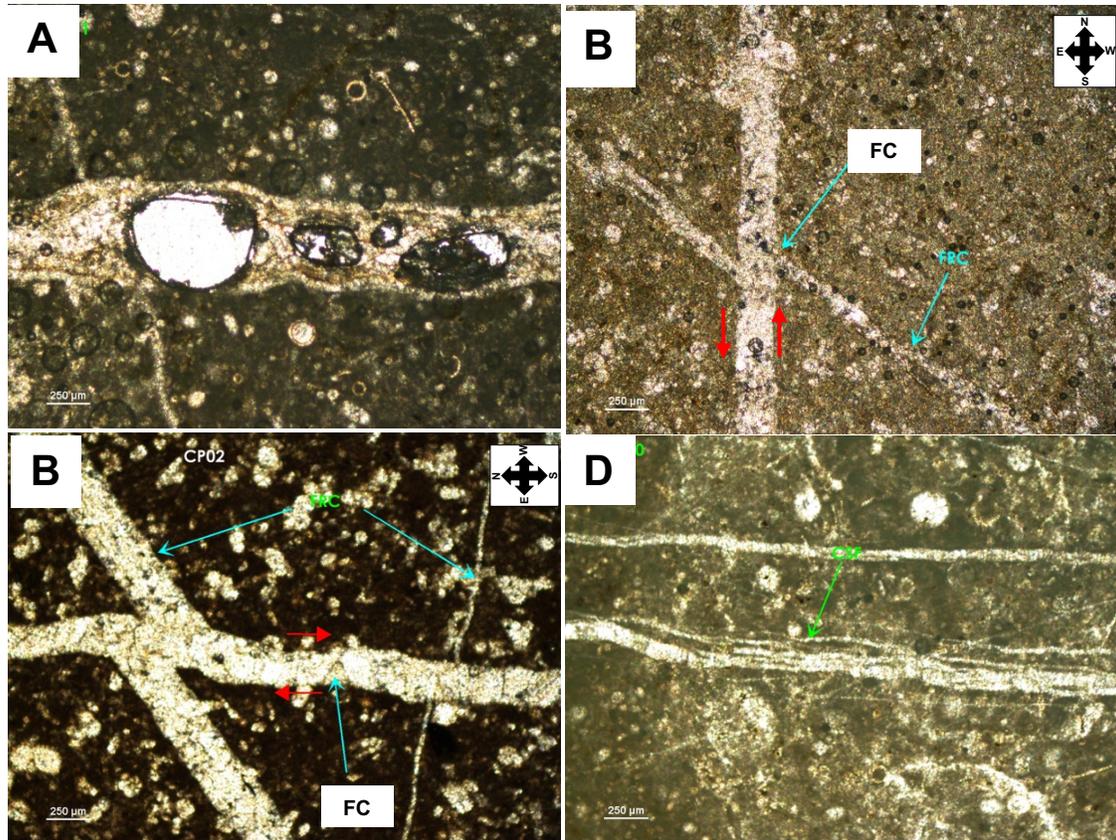


Fig. 4.21 Fracturas observadas en Pitahaya. Imágenes superiores: Fracturas de cizalla conjugadas orientación N-S, que cortan a fracturas de extensión (Modo I). A) porosidad remanente contenida en fractura. B) movimiento dextral aparente, real sinistral. C) movimiento sinistral aparente, real dextral). D) textura *crack-seal*. (El movimiento aparente y la inversión del Este y Oeste se debe a que la sección es vista desde la base; Las fotografías superiores son de muestras orientadas y cortadas paralelas a la estratificación, mientras que las inferiores son perpendiculares; FRC: Fractura rellena de calcita. FC: Fractura de cizalla. CSF: Fractura tipo *crack seal*).

4.2.4 Cruztitla/Cuartillo Viejo

Las rocas que componen estos afloramientos son en su mayoría *mudstones*, con una matriz micrítica grisácea que cubre aproximadamente el 95% de la muestra, de la cual, el porcentaje restante es ocupado por componentes de origen orgánico recubiertos con cemento esparita y entre los que destacan los foraminíferos planctónicos como *radiolarios* y *hedbergellas*. Todos los componentes son del tamaño de arena fina y se encuentran flotando en la matriz de micrita, formando una fábrica mayormente *mud-supported*, además, contiene diseminación de pirita. Se pudo observar porosidad de tipo intraparticular dentro de algunos de los bioclastos, sin embargo; no es consistente en todas las secciones. Por otra parte, las fracturas en esta muestra no persisten

de manera significativa. Las pocas que se observaron aparecen aisladas y corren paralelas. La interconexión entre ellas es prácticamente nula. La orientación de estas fracturas es NW (Fig. 4.22) y se aprecia solo una única fase de cemento sincinemático que recubrió las fracturas anchas, dejando algo de porosidad remanente en las más anchas.

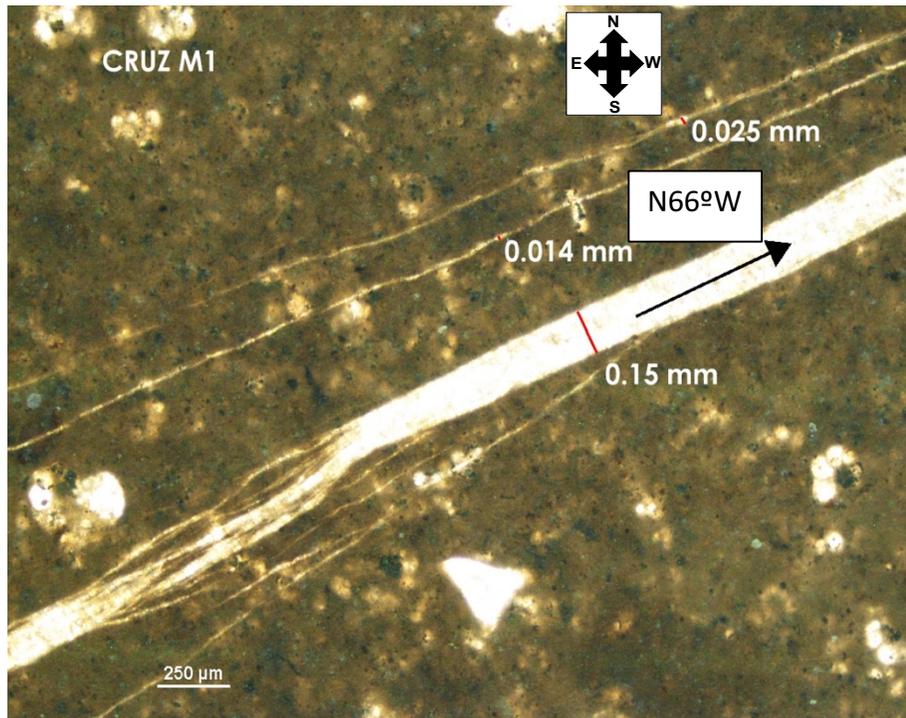


Fig. 4.22 Set de fracturas NW-SE en rocas de la Formación San Felipe en Cruztitla, la mayoría de las fracturas corren paralelas y su interconexión es nula. (Puntos cardinales Este y Oeste cambiados por el pegado de la muestra).

4.2.5 Tamazunchale

Compuestas principalmente por wackestone, con masa básica de micrita que cubre el 80% aproximadamente, en la cual, se encuentran contenidos bioclastos recubiertos con cemento de esparita, la mayoría de ellos son *radiolarios* y *hedbergellas* con un tamaño menor a los 2 mm en una fábrica de tipo *mud-supported*. También presenta diseminación de piritita y de óxidos.

Se encontraron algunas estilolitas de tipo tectónico. La porosidad primaria es despreciable, no obstante; el fracturamiento es bastante intenso (mayor que en otras localidades), aunque, la mayoría de sus fracturas consisten en venas muy delgadas de calcita que corren con un rumbo

aparente NNW-SSE (Fig. 4.23A). También contiene fracturas con aperturas mayores, aunque muy escasas y selladas con una sola fase de cemento sincinemático (Fig. 4.23B).

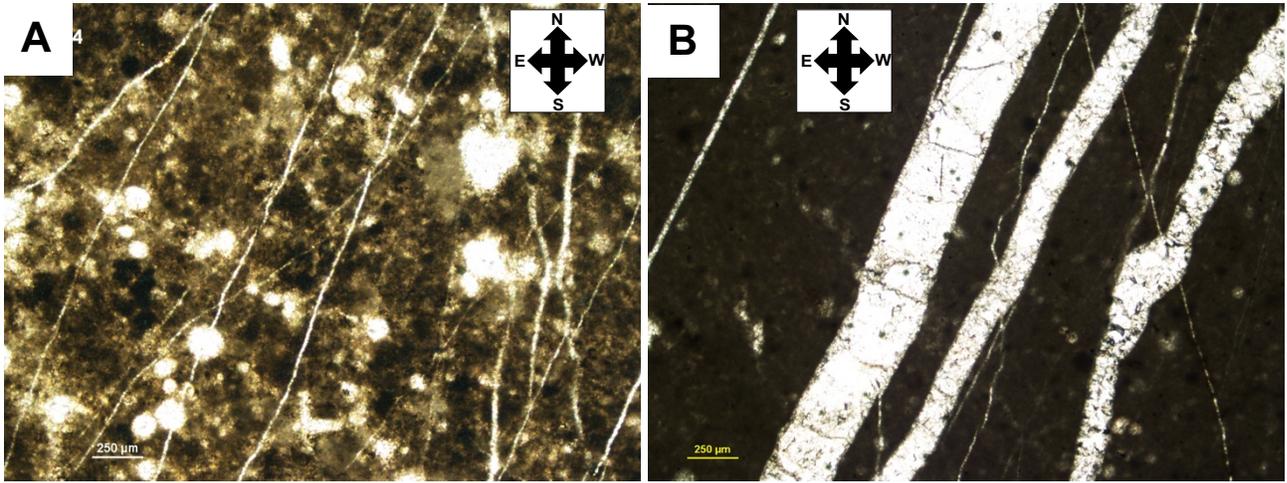


Fig. 4.23 Fracturamiento de rocas de la Formación Agua Nueva en afloramiento de Tamazunchale, A) Venas delgadas de calcita que corren NNW-SSE. B) Fracturas con NW-SE selladas con cemento calcita.

4.2.6 Poxtla

Como ya fue explicado en la sección pasada, este afloramiento presenta una buena exposición hacia la vertical, alcanzando a observar hasta 150 metros desde su base hacia su cima, por lo que se recolectaron varias muestras con el objetivo principal de ver los cambios de la intensidad de fracturamiento.

Hacia la base, las muestras presentan textura de tipo *wackestone*, con masa básica de micrita, la cual cubre aproximadamente el 85% de la muestra, conteniendo clastos de origen orgánico, tales como *radiolarios* y *hedbergellas*, todos menores a 2 mm, bien sorteados, en fábrica soportada por lodo y diseminación de óxidos. En esta zona, la porosidad es aportada principalmente por fracturas y estilolitas, encontrándose una gran cantidad de estas, y que, además, contienen remanente de aceite (Fig. 4.24). También, se identificó porosidad tipo vugular, la cual ocurre cuando hay una disolución en la roca y queda un espacio en donde se puede almacenar el fluido, aunque este tipo de porosidad no es constante en todas las secciones.

Hacia la parte media de este afloramiento, se presenta un cambio a textura tipo *wackestone*, con matriz de color café oscuro, cubriendo aproximadamente el 80% de la muestra. El porcentaje restante es ocupado por clastos de origen orgánico, pudiendo identificarse algunos filamentos. En esta zona, el contenido de arcilla aumenta considerablemente, provocando que el fracturamiento desaparezca casi completamente (Fig. 4.25).

Hacia la cima de este afloramiento, las rocas vuelven a cambiar a un *mudstone*, color gris verdoso, el cual contiene bioclastos como *Radiolarios* y *Heterohelix*, abarcando aproximadamente el 3% de la roca. Estos se encuentran en fábrica tipo *mud-supported*. También la diseminación de pirita se vuelve más constante en estas capas.

En esta última facie el fracturamiento no es tan obvio como en las rocas de la base de este mismo afloramiento, alcanzándose a observar muy pocas fracturas, en su mayoría selladas con calcita y algunas pocas que contienen posiblemente remanente de hidrocarburo (Fig. 4.26).

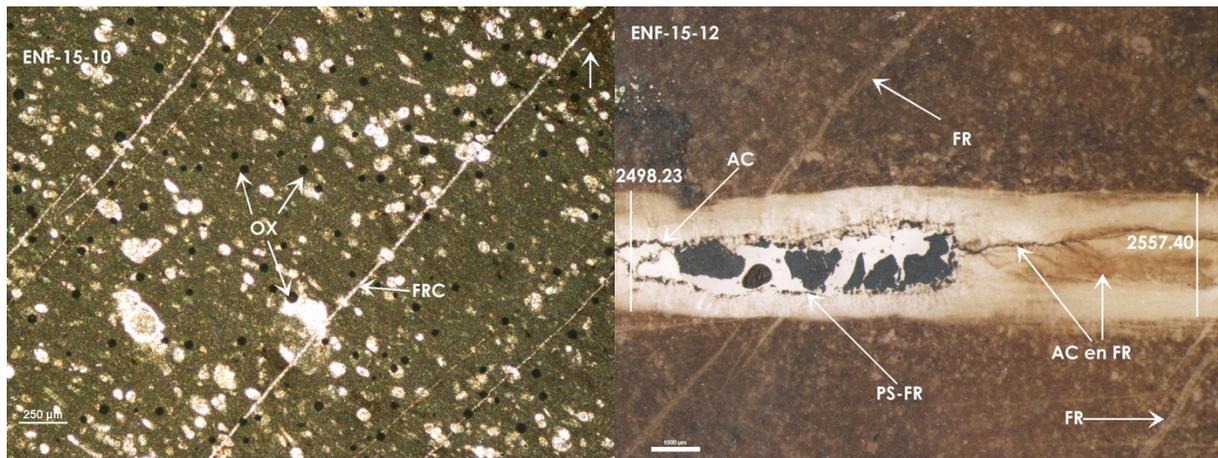


Fig. 4.24 Secciones delgadas de la base del afloramiento de Poxtla (Formación Agua Nueva). Imagen izquierda: *Wackestones* de bioclastos con diseminación de óxidos y algunas fracturas de calcita. Derecha: Fractura parcialmente abierta con posible aceite contenido en ella. Las unidades que expresan la apertura están expresadas en micras. AC: Aceite. FR: Fractura. PS: Porosidad. OX: Óxidos. Barra de escala: 1,000 micras = 1 mm.

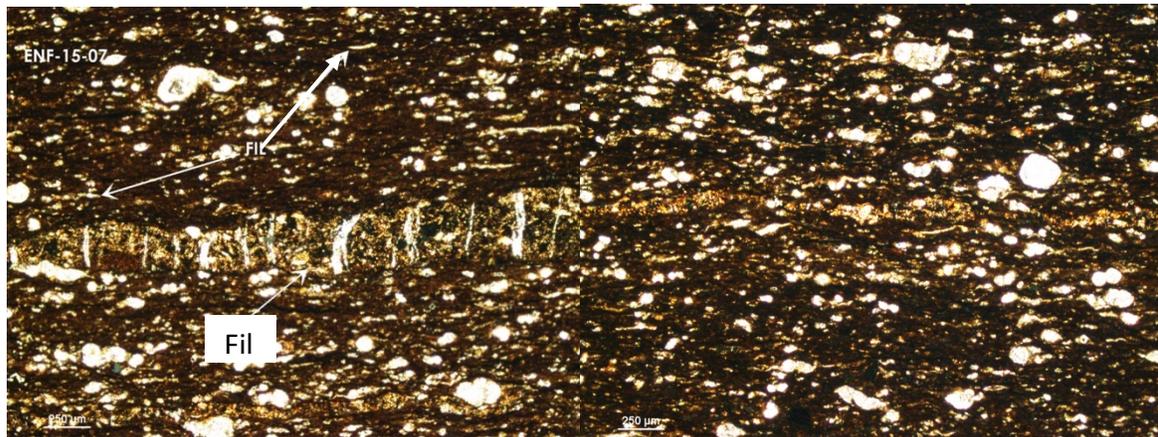


Fig. 4.25 Wackestone observado en la parte media del afloramiento con la presencia de filamentos (Fil). Nótese la inexistencia de fracturas posiblemente por el mayor contenido de arcilla.

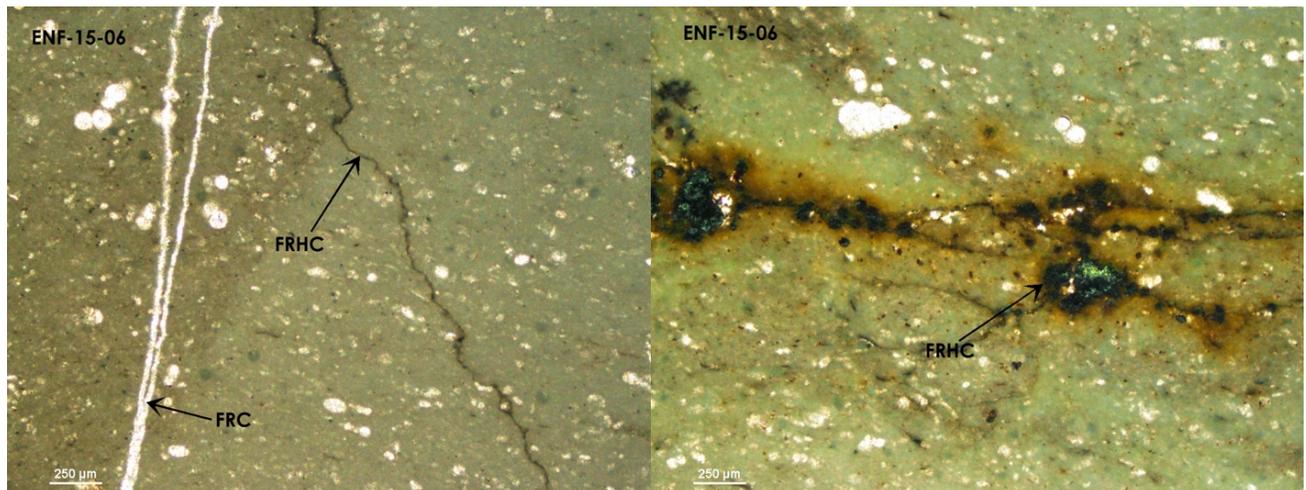


Fig. 4.26 Fracturamiento en *mudstones* de la cima del afloramiento de Poxtla (Formación San Felipe). Fractura completamente sellada con calcita y fractura con porosidad remanente impregnada posiblemente con aceite. FRHC: Fractura de con impregnación de hidrocarburo. FRC: Fractura rellena de calcita.

4.3 RECAPITULACIÓN

En la zona de estudio se localizaron 9 afloramientos con las formaciones Agua Nueva o San Felipe, los cuales presentaban condiciones adecuadas para el estudio de las fracturas principalmente. De los 9 afloramientos, 2 fueron encontrados en la parte norte de la zona, dentro de la PVSLP en donde las estructuras muestran una tendencia bien marcada NNW-SSE y los 7 res-

tantes fueron localizados en la parte sur en donde la tendencia de las estructuras no es tan evidente con la zona norte, sin embargo, las rosetas nos indican que sigue persistiendo la tendencia NNW-SSE. Todos los afloramientos presentan deformación, ya sea en menor o mayor grado, y el fracturamiento se mantuvo constante en todas las localidades. Se encontraron en total cerca de 5 *sets* de fracturas, sin embargo, el *set* con orientación NE-SW es constante en las 9 localidades, además gran parte de las fracturas impregnadas fueron encontradas con esta orientación. En el estudio de secciones delgadas pudimos encontrar que la mayoría de las muestras presentan una textura tipo *mudstone* o *wackestone*, y de acuerdo a las zonas de facies de Wilson, se localizan en la zona 1 que incluye cuenca y plataforma profunda. También el análisis petrográfico nos dice que la porosidad en la matriz es prácticamente nula, ya que el hidrocarburo se hospeda principalmente en las fracturas. Por otra parte, el fracturamiento en las muestras de la Formación Agua Nueva es notoriamente mayor que las de la Formación San Felipe, ya que las primeras muestran una mayor intensidad de fractura y también una buena interconexión, además, la textura *crack-seal*, está presente en varias muestras de la Formación Agua Nueva, sin embargo, este tema será tocado con más detalle en los siguientes capítulos. Los resultados presentados en esta sección son resumidos en la tabla 4.2.

Formación	Afloramiento	Localización estructural	Textura (Dunham)	Sets de macrofracturas	Sets con porosidad
Agua Nueva	Tambaca	Pliegue	<i>Wackestone</i>	N-S, NW-SE, NE-SW	N-S, NE-SW
	Pitahaya	Flanco normal	<i>Wackestone</i>	NW-SE, NE-SW	NW-SE
	Cantera, Xilitla	Sub-horizontal	<i>Wackestone</i>	NE-SW, NW-SE	NE-SW
	La Fortuna y Cantera, Tmz.	Pliegue	<i>Wackestone</i>	NE-SW, NW-SE, E-W	E-W
San Felipe	Poxtla	Flanco normal	<i>Wackestone/Mudstone</i>	ENE-WSW, NNE-SSW	NW-SE, NNE-SSW
	Cuartillo Viejo/Cruztitla	Flanco normal/Flanco invertido	<i>Mudstone</i>	E-W, NE-SW, NW-SE	NE-SW, NE-SE

Tabla 4.2 Resumen de los principales resultados obtenidos en las localidades de estudio.

5. ANÁLISIS DE FRACTURAS

Las fracturas son las estructuras más comunes que existen en la corteza terrestre, encontrándose en un amplio rango de órdenes de magnitud (Narr *et al.*, 2006), que van desde el tamaño del grano, hasta cientos de kilómetros, de manera que pueden ser vistas en imágenes de satélite, cartas geológicas, muestras de mano y hasta secciones delgadas. En este capítulo se expondrán resultados obtenidos acerca de los atributos espaciales de fracturas estudiadas, es decir, como estas se encuentran espacialmente distribuidas en las formaciones de interés, para, de este modo, extrapolar hacia ordenes de magnitud mayores sobre un yacimiento o zona de estudio.

5.1 INTRODUCCIÓN

La distribución espacial de fracturas se refiere, a la manera en la que están colocadas sobre una determinada línea, área o volumen de muestreo. En la literatura es común encontrar términos como, *intensidad de fracturas*, *densidad de fracturas*, *espaciamiento promedio* o *frecuencia de fracturamiento*. Todos ellos hacen referencia a la distribución espacial de las fracturas (Ortega *et al.*, 2006).

La intensidad de fracturamiento puede conocerse en las tres dimensiones y es calculada por: a) la relación entre el número de fracturas y la longitud de observación, b) el total de longitudes encontradas divididas entre el área de muestreo y c) el total de la superficie de fractura entre el volumen analizado (Mauldon *et al.*, 2001).

Es más común y práctico, que la intensidad de fracturamiento sea determinada por medio de observaciones en una dimensión o *scanline*. Por lo que, para este trabajo, se calculó la intensidad de fracturamiento (F) por la relación entre el número de fracturas (N) y la longitud total del *scanline* (L):

$$F = \frac{N}{L}$$

También, es común encontrar en la literatura espaciamento promedio entre fracturas (S) a lo largo del *scanline* (Huang *and* Angelier, 1989; Narr, 1991; Gross, 1993; Ji *and* Saruwatari, 1998). Este es conocido al calcular el valor inverso de la intensidad de fracturamiento (Ortega *et al.*, 2006).

$$S = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N S_i = \frac{L}{N} = \frac{1}{F}$$

Se han reportado varios trabajos sobre el espaciamento de fracturas a lo largo de un *scanline* y en una amplia variedad de rocas, tales como granitos (Rouleau y Gale, 1985), cuarcitas (Simpson, 2000), cretas (Priest y Hudson, 1976; Gale, 2002), pedernal (Narr y Suppe, 1991; Gross, 1993), calizas (Huang y Angelier, 1989; Rives *et al.*, 1992; Gillespie *et al.*, 2001; Ortega *et al.*, 2006; Hooker *et al.*, 2012), dolomías (Gross y Engelder, 1995; Gómez, 2004), y areniscas (Priest y Hudson, 1976; Huang y Angelier, 1989; Gillespie *et al.*, 1993, Hooker *et al.*, 2009; Hooker *et al.*, 2014). Gran parte de los trabajos se ha enfocado en la manera en la cual, las propiedades de un sistema de fracturas se relacionan unas con otras, especialmente en las propiedades de escalamiento, debido a la predicción que estos métodos pueden ofrecer. Diversos estudios han confirmado que esas propiedades existen, por lo que el enfoque de los estudios en años recientes ha sido con objetivos para la prospección petrolera principalmente.

5.2 METODOLOGÍA

5.2.1 Recolección de datos en campo

Para realizar el estudio de la distribución de fracturas, se llevaron a cabo mediciones de atributos geométricos de estas a lo largo de una línea perpendicular que las cortaba (*scanline*). Para ello, de los afloramientos que se describieron en el Capítulo 4, se seleccionaron las zonas en donde el intemperismo fuese menor y sobre todo que el fracturamiento se encontrara bien expuesto. Debido a la gran cantidad de vegetación presente en la zona de estudio, algunos de los *scanlines* no tuvieron la longitud deseada, obteniendo varios de ellos que no rebasan los 2 metros. Para nuestros *scanlines* únicamente se tomó en cuenta la apertura, ya que es el atributo

geométrico que está más directamente relacionado con la porosidad y permeabilidad (Marrett, 1997) y el que presentaría un menor error por sesgo ya que otros atributos, tales como longitud o la altura, muchas veces se extienden más allá del límite del estrato, de modo que no es posible medir ambos extremos y generando un sesgo de censura. Para llevar a cabo la medición del *scanline*, se comenzó escogiendo un *set* (fracturas que tienen aproximadamente la misma orientación). Sobre este *set* se trazó una línea, la cual, intersectaba perpendicularmente a todas las fracturas (ya sea sobre el plano de estratificación o sobre la pared; Fig. 5.1). Para cada *set* de fracturas se le realizó su propio *scanline*, de modo que las fracturas crucen perpendicularmente a cada *scanline*, con el objetivo de evitar lo más posible el sesgo de orientación. Se comenzó registrando la distancia entre el inicio del *scanline* y la pared de la fractura más cercana. Posteriormente, se midió la distancia entre las paredes de la fractura (apertura cinemática), después se registró la longitud entra la segunda pared de esta fractura y la primera pared de la siguiente fractura (espacio entre fracturas) y así sucesivamente durante toda la longitud del *scanline* (Fig. 5.2).

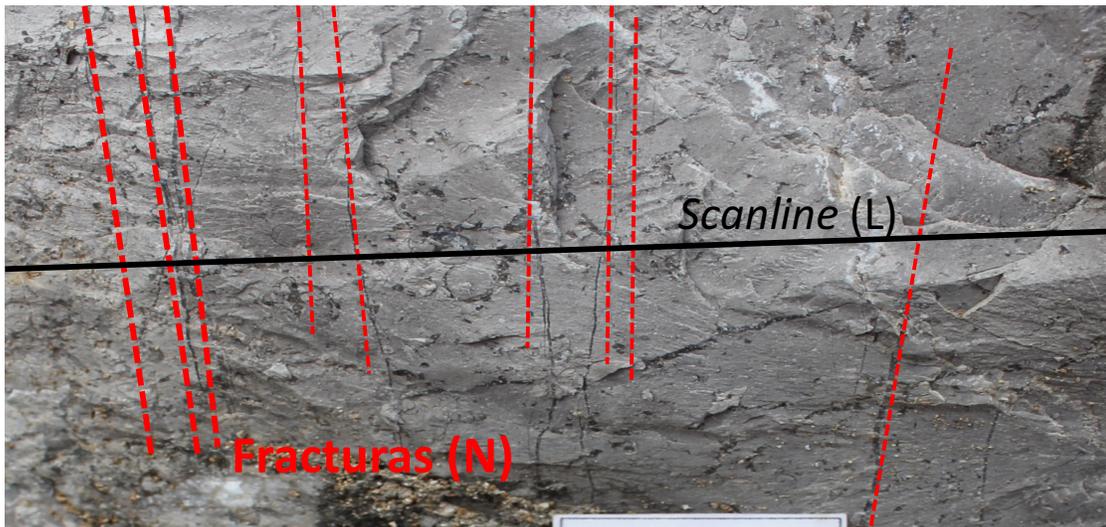


Fig. 5.1 Ilustración del método de *scanline* para la recolección de datos de fracturas en afloramiento. Las líneas rojas marcan las fracturas presentes mientras que la línea negra indica la línea sobre la cual se realizó la medición de fracturas. Esta se trazó aproximadamente perpendicular al *set* de fracturas de interés.

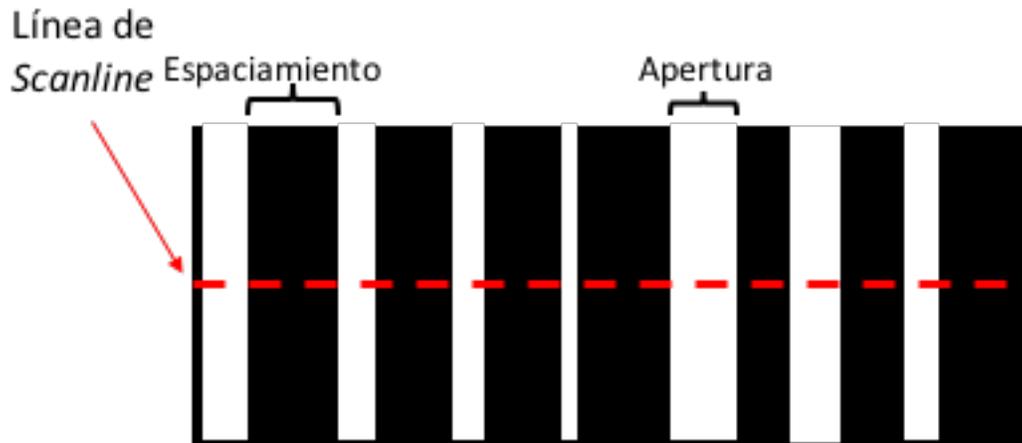


Fig. 5.2 Esquema ideal de la medición de un *scanline*. Las fracturas son representadas con color blanco mientras que el negro representa la roca huésped, la línea roja representa el *scanline*.

Las aperturas de las fracturas sin cemento podrían haber sido alterada por la acción del intemperismo, teniendo valores diferentes a los que tenían al momento de su formación. Para contrarrestar esto se registraron únicamente las fracturas que presentaban algún tipo de cementante, registrando su apertura cinemática, es decir la distancia total en que se separaron las paredes de las fracturas (Marrett *et al.*, 1999).

Para recolectar los datos de apertura se utilizó un comparador graduado logarítmico (Ortega *et al.*, 2006). Este comparador contiene líneas que van progresivamente incrementando su ancho, comenzando desde los 0.05 mm hasta los 5 mm. Se colocó este comparador sobre la fractura, con ayuda de una lente de mano se buscó la línea que mejor coincidiera y se registró la magnitud de dicha línea (Fig. 5.3).

La intensidad de fracturamiento para alguna apertura en específico se calcula por medio de la frecuencia acumulada para dicha fractura dividida por la longitud total del *scanline*. Gracias a esto se pueden hacer comparaciones de intensidad de fracturas entre varias zonas y/o escalas de observación (Ortega *et al.*, 2006).

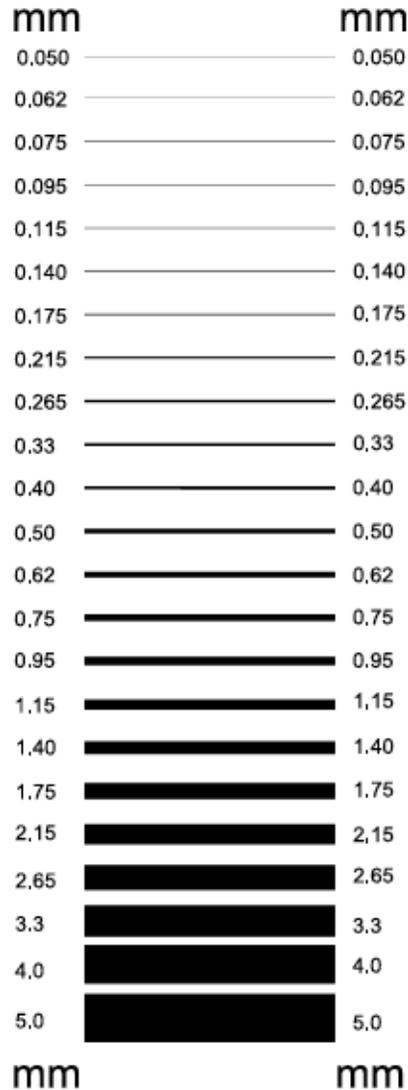


Fig. 5.3 Comparador utilizado para medir las aperturas de las fracturas en el campo. (Tomado de Ortega *et al.*, 2006). Puede estar afectado por limitaciones de impresión por lo que es posible que las líneas menores no se aprecien. Necesita calibrarse para poder usarse.

5.2.2 Intensidad de fracturas normalizada

El método explicado en Ortega *et al.* (2006), tiene la ventaja de que facilita la comparación entre diferentes *sets* de fracturas sin importar la escala de observación. Para ello, con los datos recolectados se realizaron gráficos de intensidad de fracturamiento vs. apertura. Se realizaron los siguientes pasos propuestos en Ortega *et al.* (2006). Todo esto se realizó en una hoja de cálculo en Excel TM.

1. En una columna se enlistan los datos de apertura y se ordenan de mayor a menor.
2. En otra columna se enumeran consecutivamente los tamaños de fracturas, es decir, a la mayor se le otorga el número uno, a la siguiente el dos, y así sucesivamente hasta llegar a la fractura más pequeña.
3. De la lista obtenida se eliminan las fracturas que tienen la misma apertura, dejando únicamente la apertura que tenga el mayor número acumulativo.
4. Se establece otra columna con el número acumulativo de esa fila normalizado por la longitud total del *scanline*. Esto generará estimados de frecuencia acumulada para cada apertura (número de fracturas de un tamaño o mayores por unidad de longitud de *scanline*). Este parámetro es una medida de la intensidad de fractura y puede ser utilizado para comparar y contrastar intensidades de fracturamiento de diferentes localidades y/o escalas de observación.
5. Se grafica la intensidad de fractura acumulada contra su apertura en una gráfica doble logarítmica para generar una imagen gráfica de la distribución. Varias distribuciones de fracturas pueden ser bien modeladas usando simples leyes matemáticas. En el gráfico doble logarítmico las leyes de potencia se visualizan como líneas rectas.
6. Se obtienen los parámetros de la ecuación que mayor se adecúe para la distribución observada, tales como coeficiente y exponente de la ley de potencia y el coeficiente de regresión R^2 .

La manera en que se ajusta la ecuación a los datos de apertura de un sistema de fracturas, se expresa por el coeficiente R^2 . Un coeficiente R^2 cercano a 1, indica que la ecuación se adapta mejor a los datos de fracturas. Es más común encontrar en la literatura modelos de leyes de potencia para expresar la distribución de fracturas en una roca, sin embargo, también se han reportado distribuciones de tipo log-normal, exponencial, logarítmico exponencial, entre otros.

5.3 ATRIBUTOS DE FRACTURAS

5.3.1 Atributos de macrofracturas

A partir los datos de orientaciones obtenidos en campo se determinaron *sets* de fracturas (Fig. 4.4, página 66). Aunque algunos otros atributos como morfología o cementación pueden

ser usados también para establecer los *sets*, la orientación es el atributo más utilizado para distinguir estos *sets* (Ortega *et al.*, 2006). También, como se mencionó anteriormente las relaciones de corte o traslape de fracturas son indicadores de la edad relativa de los *sets*. Los *sets* de fracturas que cubren o terminan en otro *set* son interpretados como más jóvenes.

La gran mayoría de las fracturas son sub-verticales a la estratificación, por lo que, en mediciones de afloramiento, el buzamiento no fue tomado en cuenta. Debido a que no se encontró algún desplazamiento de cizalla evidente en las fracturas analizadas, se les consideró como fracturas Modo I (fracturas de extensión, véase capítulo 3), sin embargo, varias de estas podrían ser fracturas Modo II o III (cizalla), por la geometría conjugada que forman con otras fracturas. Algunas macrofracturas presentan porosidad, ya que se pudo observar impregnación de aceite en varias de ellas, aunque la mayoría de ellas están cementadas con calcita. Se registró un total de 341 fracturas intersectadas por 16 *scanlines* en 5 diferentes localidades. La mayoría de ellas han sido muestreadas en la Formación Agua Nueva con un total de 320 y apenas se pudo hacer un *scanline* para la Formación San Felipe, intersectando 21 fracturas en la localidad de Tlamaya. Esto es debido a que la Formación San Felipe presentaba fracturas muy aisladas o nulas, además, las condiciones de vegetación en la mayoría de las localidades dificultaron la medición del *scanline*.

De acuerdo a su orientación se encontraron 5 *sets* de fracturas medidas en afloramiento, aunque todos ellos se pueden reducir a 2 principales *sets*, los cuales aparentemente son los dominantes: un *set* con orientación preferencial NE-SW, el cual, además contiene impregnación de hidrocarburo, y un segundo *set* con orientación NNW – SSE. Las poblaciones totales de fracturas muestreadas para cada localidad se resumen en la Tabla 5.1

No. De Scan-line	Formación	Localidad	Set de fracturas	Número de Set	Longitud de Scanline (m)	Fracturas Intersectadas	Intensidad (Fr/m)
1	Agua Nueva	Tambaca	≈ N85°E	3	0.85	28	32.94
2			≈ N30°W	4	0.15	35	225.34
3			≈ N56°E	2	2.95	8	2.71
4		Pitahaya	≈ N40°W	4	2.10	15	7.14
5			≈ N70°W	5	3.31	10	3.02
6			≈ N20°W	4	10.20	16	1.57
7			≈ N30°W	4	18.15	28	1.54
8			≈ N30°E	1	2.99	19	6.35
9			≈ N30°W	4	1.77	21	11.86
10			≈ N65°E	2	2.18	22	10.09
11			≈ N40°E	1	2.55	34	13.33
12			≈ N60°E	2	2.11	39	18.48
13			Xilitla, Cantera	≈ N40°E	1	0.72	16
14		≈ N10°W		4	0.82	9	10.97
15	San Felipe	Tlamaya	≈ E - W	3	1.15	21	18.26
16	Agua Nueva	Poxtla	≈ N30°E	1	3.17	20	6.31

Tabla 5.1. Colección de datos de fracturas obtenidos en campo y estadísticas de *scanline* para las localidades estudiadas. Fr: Fracturas.

Como ya se mencionó, la mayor parte de la zona estudiada se encuentra cubierta por vegetación o alterada, y los afloramientos están ubicados a un costado de carretera, lo que dificultó la realización de *scanlines* con la longitud deseada, por lo que se prefirió hacer varios *scanlines* en las zonas donde fuese posible. También, es probable que el intemperismo haya ocultado las fracturas más angostas, lo que se reflejaría en un sesgo de truncamiento, sin embargo, esto se intentó reducir al realizar las regresiones en los gráficos.

5.3.2 Distribución de macrofracturas

Los rangos de intensidad de fracturamiento varían en cada zona desde 0.73 fracturas/m en el *set* NW-SE en Pitahaya hasta 50.15 fracturas/m en el mismo *set* en Tambaca. Esta variación puede ser debido a que Tambaca sufrió mayor deformación que Pitahaya, ya que en Tambaca podemos encontrar capas casi verticales y un plegamiento bastante intenso. También, en el *scanline* 2 en Tambaca, se encontró una intensidad de fracturamiento de 225 fracturas/m (Tabla 5.1). Esta intensidad de fracturas no la consideramos real porque la longitud del *scanline* fue de apenas 15 cm y la mayoría de las fracturas registradas no son mayores a 0.05 mm, Sin embargo, una vez que la longitud del *scanline* sobrepasa el metro, la intensidad no suele superar las 15 fracturas por metro. En la figura 5.4 se ilustra la distribución espacial de las fracturas a lo largo de cada uno de los *scanlines* medidos en afloramientos, para esta sección se utilizaron los *scanlines* más representativos de cada localidad, sin embargo, los datos y gráficos totales pueden ser consultados en el Anexo 1A y 2A respectivamente.

La distribución espacial de fracturas, de acuerdo a Priest *and* Hudson (1976), está dada por la presencia o la ausencia de patrones en un espacio. Un *set* de fracturas en donde los espacios pequeños se agrupan (formando un *cluster* de fracturas) es diferente a un *set* en el cual las fracturas son regularmente espaciadas (Gómez, 2007). Normalmente los *clusters* tienen las fracturas más grandes de la población (Gómez, 2004). La gran mayoría de los métodos tradicionales en el estudio de fracturas ignora la secuencia de la posición de cada fractura, ya que, cuando los datos son normalizados por la longitud del *scanline*, las fracturas pasan a comportarse como si estuvieran uniformemente espaciadas, es decir, se pierde la secuencia de la posición de cada fractura.

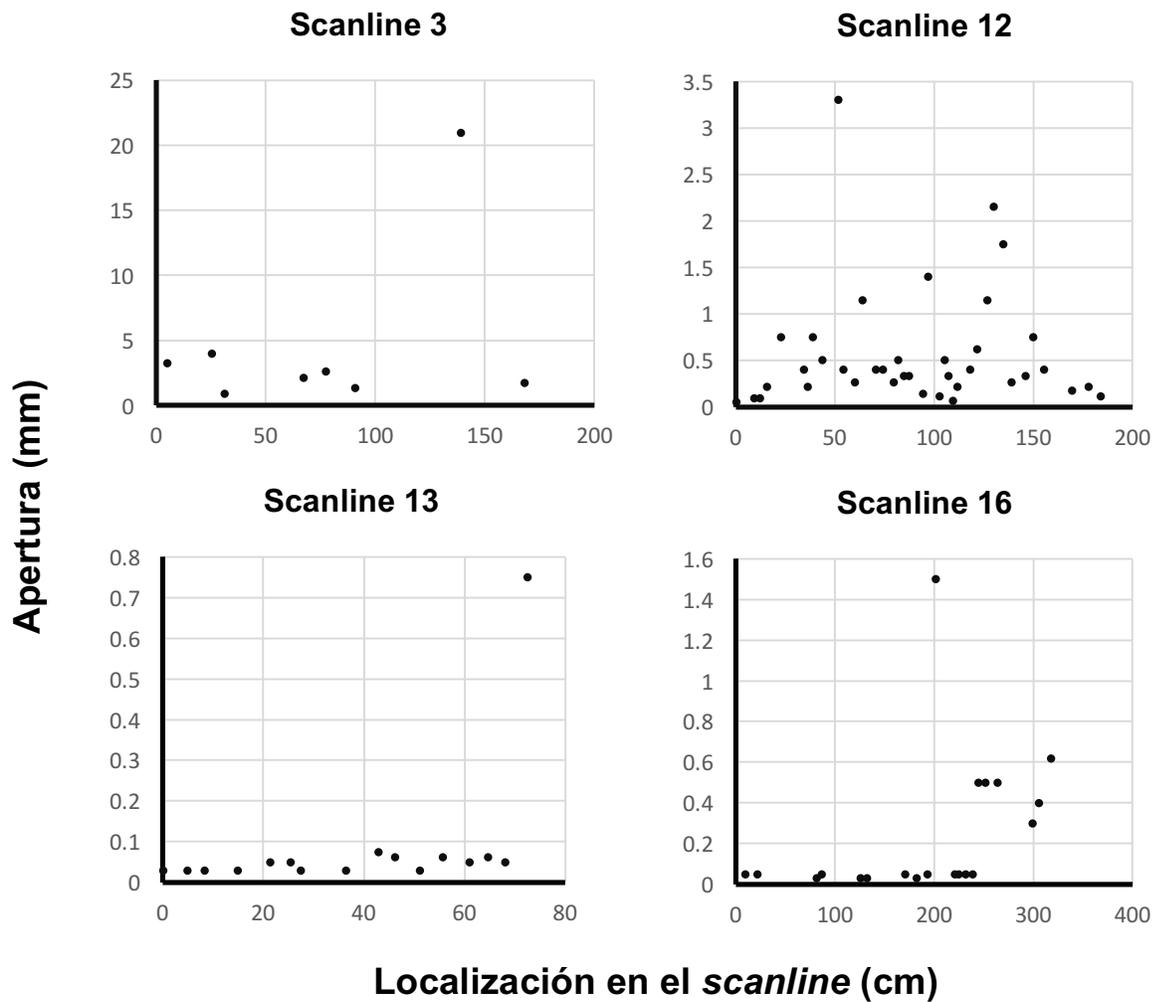


Fig. 5.4 Gráficas de aperturas de macrofracturas vs. localización en *scanline*. Los arreglos de fracturas muestran un arreglo espacial mayormente uniforme.

En las gráficas de la figura 5.4 no es posible apreciar si las fracturas tienen algún tipo de arreglo preferencial. En una primera impresión, las gráficas muestran que las fracturas se encuentran distribuidas uniformemente, las fracturas con apertura menor son más comunes, aunque entre los grupos de fracturas se encuentra una o dos fracturas de apertura mayor, esto podría sugerir que probablemente las fracturas fueron medidas sobre un mismo *cluster*, ya que de acuerdo a Ortega *et al.* (2006), los *clusters* normalmente tienen una fractura de mayor tamaño entre muchas pequeñas y dentro de un *cluster* el arreglo pudiera parecer uniforme, esto es muy evidente en los *scanline* 3 y 13 (Fig. 5.4). El *scanline* 12 tiene una mayor cantidad de fracturas

de mayor apertura, sin embargo, las fracturas menores siguen siendo más abundantes, por lo que es probable que las fracturas en la Formación Agua Nueva, estén distribuidas como un *cluster*.

Las distribuciones de apertura vs. frecuencia acumulada en su mayoría son mejor modeladas con ecuaciones de tipo ley de potencia (línea recta en una gráfica doble logarítmica) y en algunos casos exponencial (curva cóncava hacia abajo en gráfica doble logarítmica) (Fig. 5.5 y Anexo 2B). En algunas gráficas se apreciaba una concavidad de los datos en los extremos (Anexo 2B), sin embargo, estas fueron interpretadas como sesgo de truncamiento (pérdida de las fracturas más pequeñas) y censura (pérdida de las fracturas más grandes) por lo que, para reducirlo, al momento de establecer la ecuación que mejor se adapte y calcular el coeficiente de correlación (R^2), se ignoraron los datos que caen dentro de estas curvas (Triángulos en las gráficas; Anexo 2B).

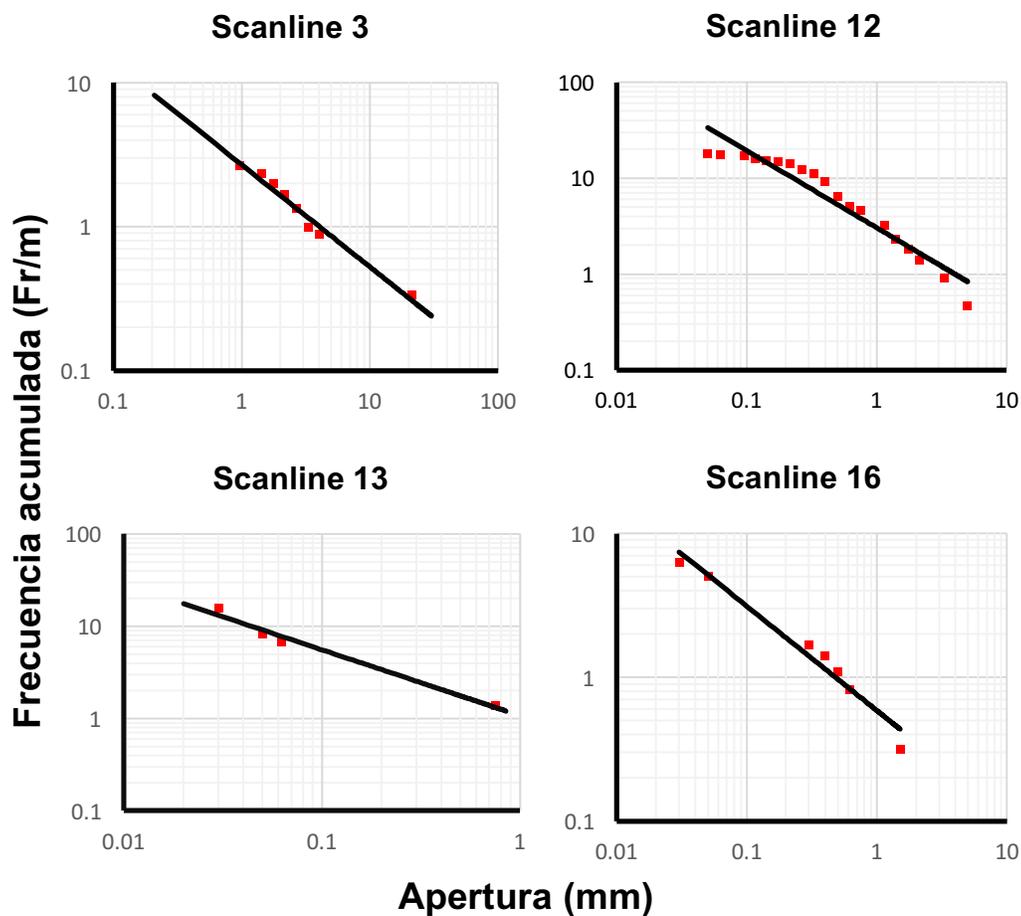
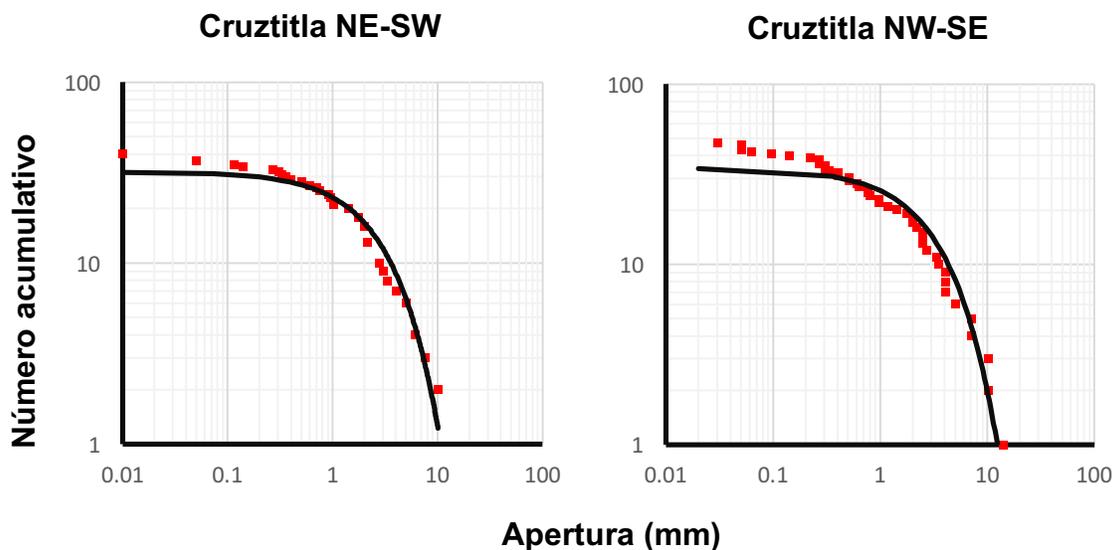


Fig. 5.5 Distribución de aperturas para afloramientos de la Formación Agua Nueva, se puede observar que los datos pudieron ser modelados con una ecuación de ley de potencia (línea recta en gráfica log-log). Fr: Fracturas.

Tanto las gráficas de distribución mostradas en la figura 5.5 y la mayoría de las mostradas en el Anexo 2B pertenecen a la Formación Agua Nueva (a excepción del *scanline* 15 en Tlamaya). Sin embargo, para darle una solución a la falta de *scanlines* en San Felipe y también tener datos de la distribución de fracturas en las localidades de difícil medición, se intentaron medir todas las orientaciones y aperturas de fracturas dentro de un mismo estrato. Con estos datos se realizó una clasificación en dos principales grupos: el grupo NNW-SSE, que abarca el *set* de fracturas con orientaciones aproximadamente entre N30°W a N10°E y el grupo NE-SW, el cual contiene fracturas del *set* N40°E a N80°E, ya que estos fueron los dos principales *sets* que se presentan en la zona. Con estos grupos se realizaron gráficos de número acumulativo de fracturas vs. apertura (Figs. 5.6). Es necesario mencionar que debido a que estos datos no están normalizados por la longitud de *scanline*, no proporcionarían estimaciones de intensidad de fracturas ni escalamientos. Sin embargo, nos pueden decir cómo se encuentran distribuidas las fracturas en esas zonas y a qué comportamiento matemático obedecen, ya que, el exponente b en la ley de potencia no cambia, solo lo hace el coeficiente a (Véase Capítulo 3). Estas gráficas fueron realizadas para ambas formaciones, sin embargo, aquí solo mostraremos la distribución de la Formación San Felipe. Las gráficas de Agua Nueva pueden ser consultadas en el Anexo 2C. Es bastante evidente que hay una diferencia en el comportamiento de la distribución de las fracturas entre ambas formaciones. En la Formación Agua Nueva, las fracturas presentan un comportamiento que obedece a leyes de potencia, y es corroborado con los *scanlines* (Fig. 5.5), mientras que, para la Formación San Felipe, los datos muestran una concavidad hacia abajo y son mejor modelados con ecuaciones de tipo exponencial (Fig. 5.6).



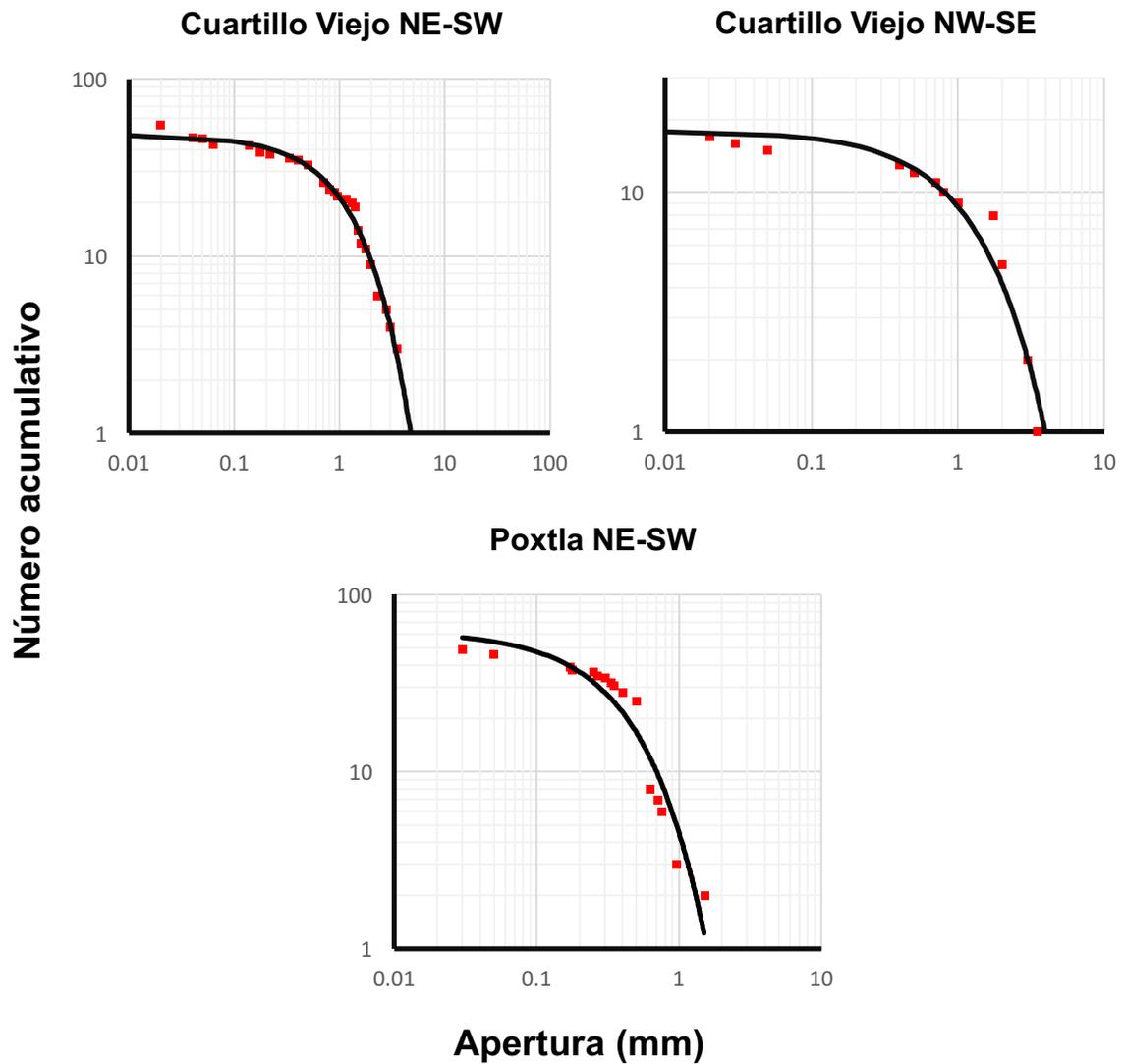


Fig. 5.6 Distribución de fracturas. Apertura vs. número acumulativo de fracturas de la Formación San Felipe. Se puede notar que, en todos los casos los datos exhiben un comportamiento exponencial.

5.3.3 Atributos de microfracturas

Para este análisis, se utilizaron las mismas secciones delgadas descritas en el Capítulo 4 (Tabla 4.1) Como ya se trató en el capítulo anterior, la gran mayoría de las microfracturas presentes en las secciones de la Formación Agua Nueva tienen un rumbo consistente con las macrofracturas, en donde persisten los dos principales *sets* vistos en afloramiento, cortándose entre ellos y formando una especie de ‘enrejado’. El *set* de fracturas NW-SE parece cubrir al *set* NE-SW, por lo que este último se le consideró como más antiguo.

En las rocas de la Formación Agua Nueva, las microfracturas están cubiertas por una sola fase de cemento sincinemático de calcita, aunque también existe porosidad remanente en varias de ellas. Por otra parte, los buzamientos de las microfracturas muestran un amplio rango de magnitudes, teniendo algunas que son verticales hasta sub-horizontales. En contraste con las macrofracturas, en donde se observaron inclinaciones mayormente verticales, las trazas de las fracturas generalmente son rectas y sus límites son claros, aunque muestran una cierta desviación cuando pasan a través de algunos clastos y la mayoría continúa aún después de pasar las estilolitas. Sus longitudes se extienden más allá del tamaño de la sección delgada. Otra característica bastante evidente dentro de las microfracturas de Agua Nueva, es la presencia de textura tipo *crack-seal*, la cual, refleja los pequeños incrementos en apertura que tuvo la fractura a lo largo de su historia (Fig. 5.7).

En las rocas de la Formación San Felipe utilizadas en este estudio las microfracturas, al igual que las macrofracturas, no son tan comunes como en la Formación Agua Nueva, ya que solo encontramos escasas fracturas aisladas y la interconexión es prácticamente inexistente (Fig. 5.8). Se encuentran selladas con cemento sincinemático de calcita. Tampoco se apreció textura *crack-seal*. La mayoría de las fracturas observadas son angostas y sus límites no siempre son claros. Tampoco fue posible reconocer sus extremos debido a que cortan por completo la sección delgada.

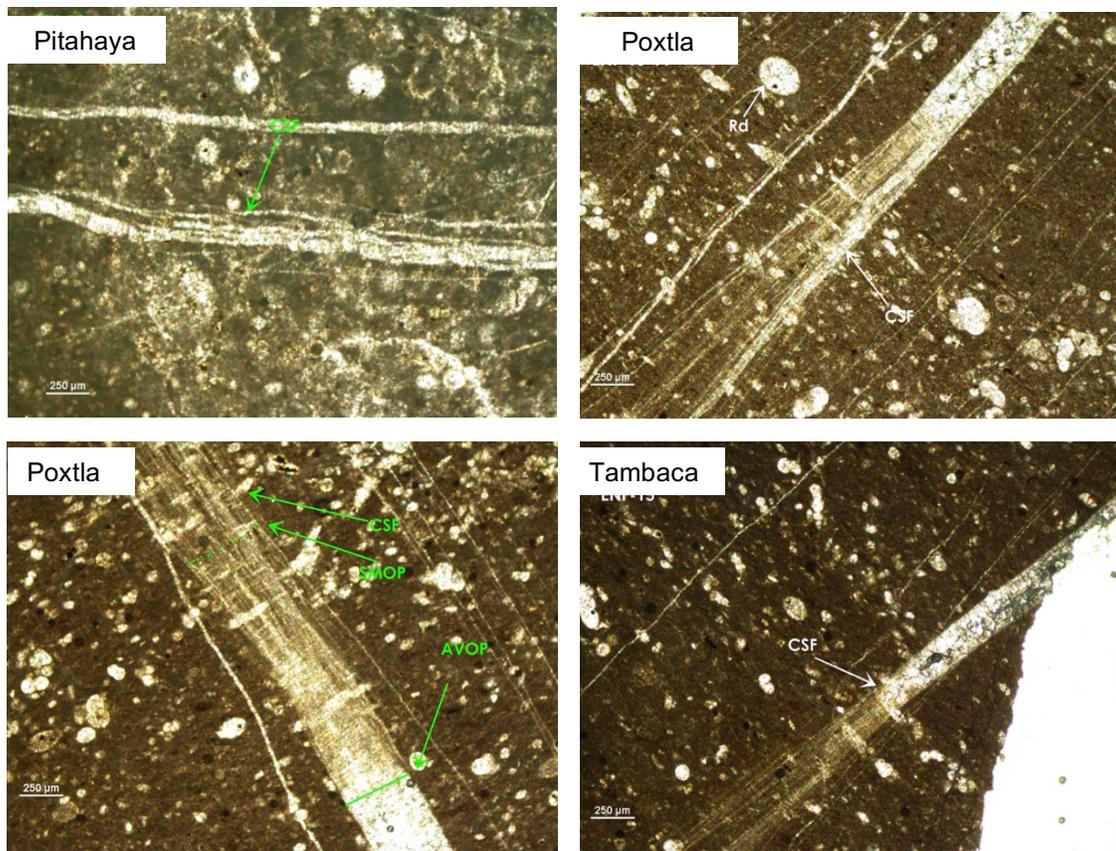


Fig. 5.7 Microfotografías ilustrando la textura tipo *crack-seal* (inclusiones de cementos que corren mayormente paralelas) presente en las secciones delgadas de la Formación Agua Nueva. Rd: *Radiolaria* CSF: textura *crack-seal*. SMOP: Incrementos de apertura individuales. AVOP: Promedio de apertura de los incrementos (apertura total).

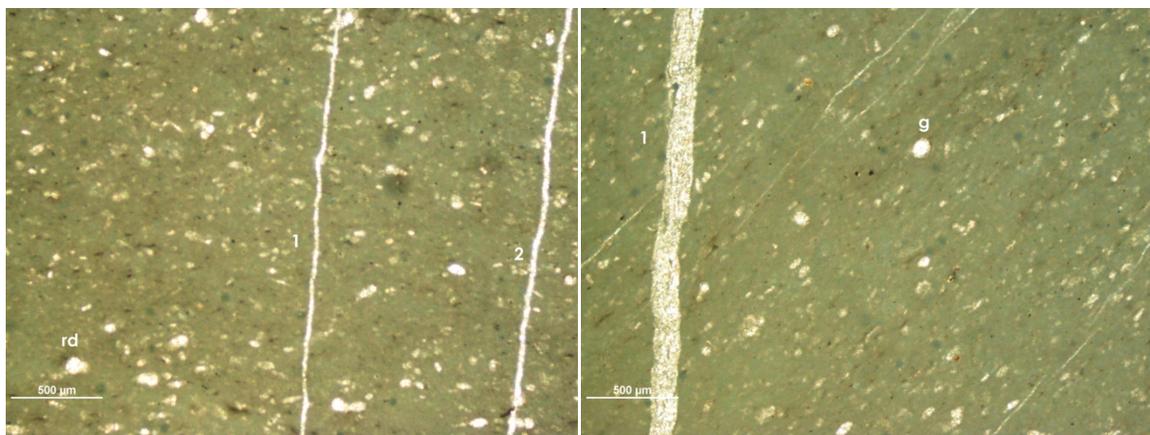


Fig. 5.8 Microfotografías de fracturas rellenas de calcita de la Formación San Felipe, en la localidad de Poxtla. Las fracturas se encuentran muy distanciadas. En la mayoría de las secciones delgadas no se apreciaron más de 3 fracturas.

5.3.4 Distribución de microfracturas

Para realizar el análisis de la distribución de microfracturas, se realizó la misma metodología de *scanlines* que se comentó anteriormente. Para medir los *scanlines*, se utilizó un microscopio óptico con una cámara digital marca Nikon y un aumento de 4x con el que se pudieron distinguir fracturas con aperturas de hasta 0.005 mm. Debido a que en ese aumento el microscopio solo es capaz de enfocar una pequeña área de la muestra a la vez, se optó por tomar fotos continuas sobre la dirección de *scanline* y posteriormente unirlos en un mosaico (Fig. 5.9). Las aperturas y el espaciamiento entre fracturas fueron medidos con el software asistente *Nis-elements*, el cual en un aumento de 4x nos brinda una resolución de 0.0012 mm por cada pixel. Fueron necesarias entre 31 y 35 fotografías para poder cubrir las secciones delgadas de tamaño convencional (45x25 mm) y entre 40 y 50 fotografías para las secciones grandes (50x75 mm).

Las muestras se cortaron de manera perpendicular al *set* de fracturas NE-SW, las cuales, hasta ahora parecen indicar que son las que proporcionan la principal movilidad del fluido. La mayoría de los *microscanlines* se realizaron sobre la localidad de Poxtla, desde la base donde aflora la Formación Agua Nueva hasta la cima donde cambia gradualmente a la Formación San Felipe. El *scanline* se hizo sobre el plano vertical con rumbo NW-SE, de modo que se buscó intersectar los echados de las fracturas del *set* NE-SW. Para las secciones de otras localidades, los *scanlines* se hicieron sobre el plano de estratificación.

Se determinó la intensidad de fracturamiento para todas las secciones delgadas, sin embargo, en las secciones de San Felipe no se observaron suficientes fracturas para ser representadas en una gráfica de distribución y solo se obtuvieron 2 gráficas de distribución (*Scanline* 18 y 20; Fig. 5.10) en donde se observaron hasta 50 microfracturas. Al final, se graficaron 9 *scanlines* de las secciones que contenían 7 o más fracturas. Los datos de los *scanlines* se ilustran en la Tabla 5.2. El total de los datos y gráficos de distribución a partir de *scanlines* realizados en microfracturas es mostrado en el Anexo 1B y 2D respectivamente. Las intensidades de fracturamiento en secciones delgadas sobrepasan el orden de los cientos a miles de fracturas por metro, un aumento bastante evidente con respecto a las intensidades calculadas en afloramiento.

Esto es debido a que el microscopio es capaz de detectar fracturas con apenas unas micras de ancho, por lo que una mayor cantidad de fracturas puede ser detectada.

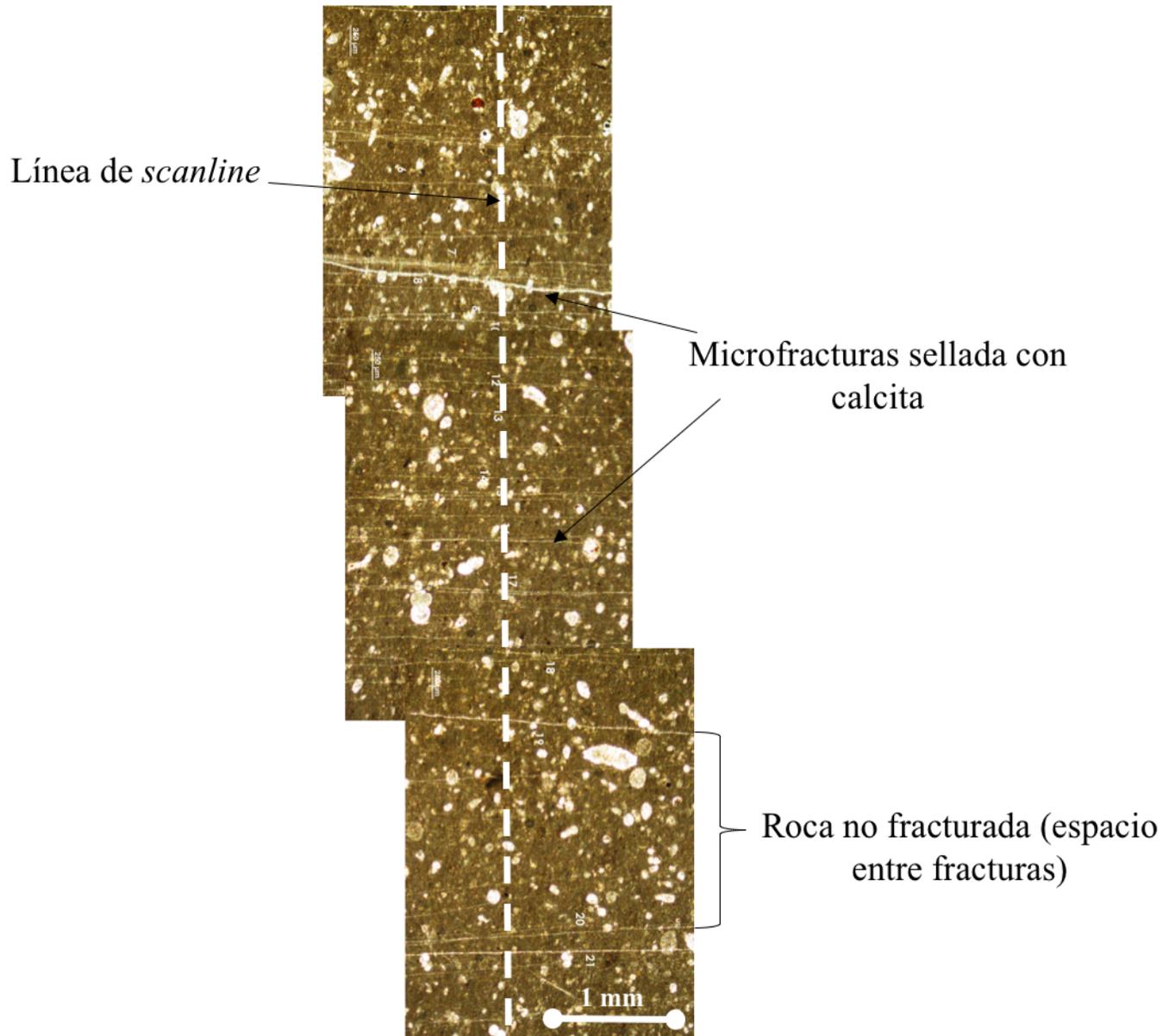


Fig. 5.9 Ejemplo de una sección de un mosaico hecho a base de fotografías de secciones delgadas, en donde se realizó el *scanline*. Se marca la línea de *scanline*, la cual interseca perpendicularmente a la mayoría de las fracturas (ejemplo creado con 3 fotografías de la Formación Agua Nueva en la localidad de Poxtla).

No. Scanline	Formación	Localidad	Orientación de Scanline (respecto a fracturas)	Longitud de Scanline (mm)	Fracturas Intersectadas	Intensidad (Fr/m)
17	Agua Nueva	Poxtla	Perpendicular al echado	23.31	21	900.82
18	San Felipe		Perpendicular al echado	22.75	28	1230.44
19	Agua Nueva		Perpendicular al echado	23.53	28	1191.48
20	San Felipe		Perpendicular al echado	36.54	49	1340.99
21	Agua Nueva		Perpendicular al echado	28.75	7	243.46
22			Perpendicular al echado	40.10	10	249.34
23		Tambaca	Perpendicular al echado	15.13	7	463.57
24		La Fortuna	Perpendicular al rumbo	32.07	11	342.98
25		Pitahaya	Perpendicular al rumbo	53.62	15	279.85
26			Perpendicular al rumbo	52.33	4	76.48
27	Perpendicular al rumbo		49.21	3	60.97	
28	San Felipe	Cruztitla	Perpendicular al echado	55.48	3	54.15

Tabla 5.2 Estadística de microfracturas de los *scanlines* realizados en secciones delgada. Fr: Fractura.

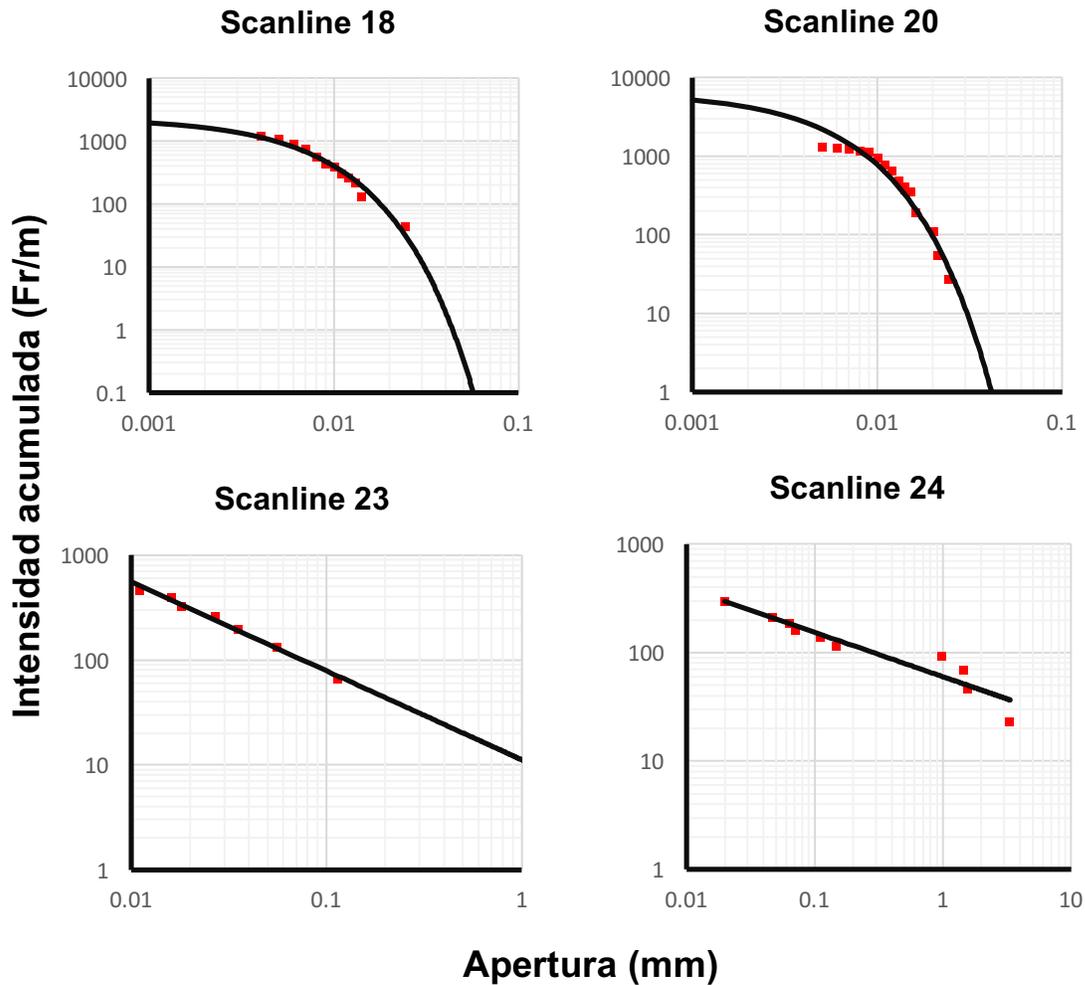


Fig. 5.10 Distribución de apertura de microfracturas para la Formación San Felipe (*scanline* 18 y 20) y Formación Agua Nueva (*scanline* 23 y 24). Fr: Fractura.

Podemos observar que la distribución de las macrofracturas persiste en escala microscópica para ambas formaciones, ya que es posible observar que la distribución exponencial de microfracturas continúa en la Formación San Felipe, mientras que, para agua Nueva, una ley de potencia sigue modelando mejor a su comportamiento. En esta escala, para adaptar estas ecuaciones, se utilizaron todos los datos para la regresión, ya que el microscopio nos ayuda a detectar una mayor cantidad de fracturas, por lo que un sesgo de truncamiento es poco probable.

5.4 RECAPITULACIÓN

Se realizaron 28 *scanlines*, 16 de ellos en afloramiento y 12 en sección delgada. Hay que considerar que, debido a las malas condiciones de los afloramientos, la mayoría de ellos no fue más largo de 3 m. Los datos se modelaron y se obtuvieron distribuciones que coinciden con varios trabajos reportados en la literatura realizados en rocas carbonatadas (Marrett *et al.*, 1999; Gale, 2002; Ortega *et al.*, 2006). Los resultados parecen decir que los *scanlines* fueron tomados sobre *clusters* específicos. Los diagramas de distribución de aperturas apuntan claramente a que las fracturas de la Formación Agua Nueva, tienen propiedades para ser escaladas, ya que se modelan mejor con leyes de potencia, a diferencia de la Formación San Felipe, de la cual emerge una distribución exponencial de aperturas. También, hay que tomar en cuenta que la Formación Agua Nueva mostró gran cantidad de fracturas con textura *crack-seal*, la cual puede tener implicaciones en el comportamiento de la distribución de aperturas de fracturas, el cual, lo trataremos en el siguiente capítulo.

6. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

6.1 ORIENTACIÓN DE FRACTURAS

El total de las regiones estudiadas en este trabajo muestran deformación por compresión, ya sea en mayor o menor intensidad. Los datos estructurales recolectados en estas localidades muestran un transporte tectónico con dirección poniente a oriente, aunque para la zona de Xilitla, el círculo π sufre algunas variaciones de hasta 15° (Fig. 4.3, página 65). La mayor deformación ocurre con dirección aproximada E-W y el alargamiento principal tiene rumbo N-S. Esto se manifiesta en ambas zonas, confirmando que la deformación principal es debido a los esfuerzos compresivos de la Orogenia Laramide.

En la región de Xilitla y Tamazunchale la deformación se vuelve un tanto más caótica (Fig. 4.2, página 64), las capas tienen echados más abruptos y las estructuras disminuyen dimensionalmente a comparación con las observadas en la región norte (Fig. 4.1, página 63), sin embargo, siguen mostrando vergencia hacia el ENE (Fig. 4.3, página 65). De acuerdo a los mapas paleogeográficos de López-Doncel (2003) y Fitz-Díaz *et al.* (2012), las localidades ubicadas en la parte sur del área de estudio se encuentran en la CTM, mientras que los afloramientos de Pitahaya y Tambaca pertenecen a la PVSLP (López-Doncel, 2003). Según Fitz-Díaz *et al.* (2012) la deformación generada por la orogenia Laramide actúa de manera más dúctil dentro de las cuencas, formando estructuras más pequeñas y mucho más plegadas, mientras que para las plataformas la deformación es más frágil, generando una mayor cantidad de fallamiento o estructuras de escala regional. Esto explicaría este alto contraste estructural entre ambas zonas de estudio.

De acuerdo a datos de registros de pozos de los informes proporcionados por PEMEX y a nuestros datos de fracturas, la orientación preferencial de las fracturas que conducen el hidrocarburo es NE-SW, las cuales, si las consideramos como fracturas de extensión Modo I, deberían ser paralelas al esfuerzo mayor, hospedando el alargamiento en dirección NW-SE (Fig. 6.1). Debido a esta geometría y a su frecuente repetición en todas las localidades, consideramos que este *set* de fracturas fue generado durante la deformación laramídica. Por otra parte, el *set* de

fracturas que corre NW-SE y que traslapa al *set* anterior, es interpretado como posterior, probablemente generado durante la etapa de relajamiento post-tectónico.

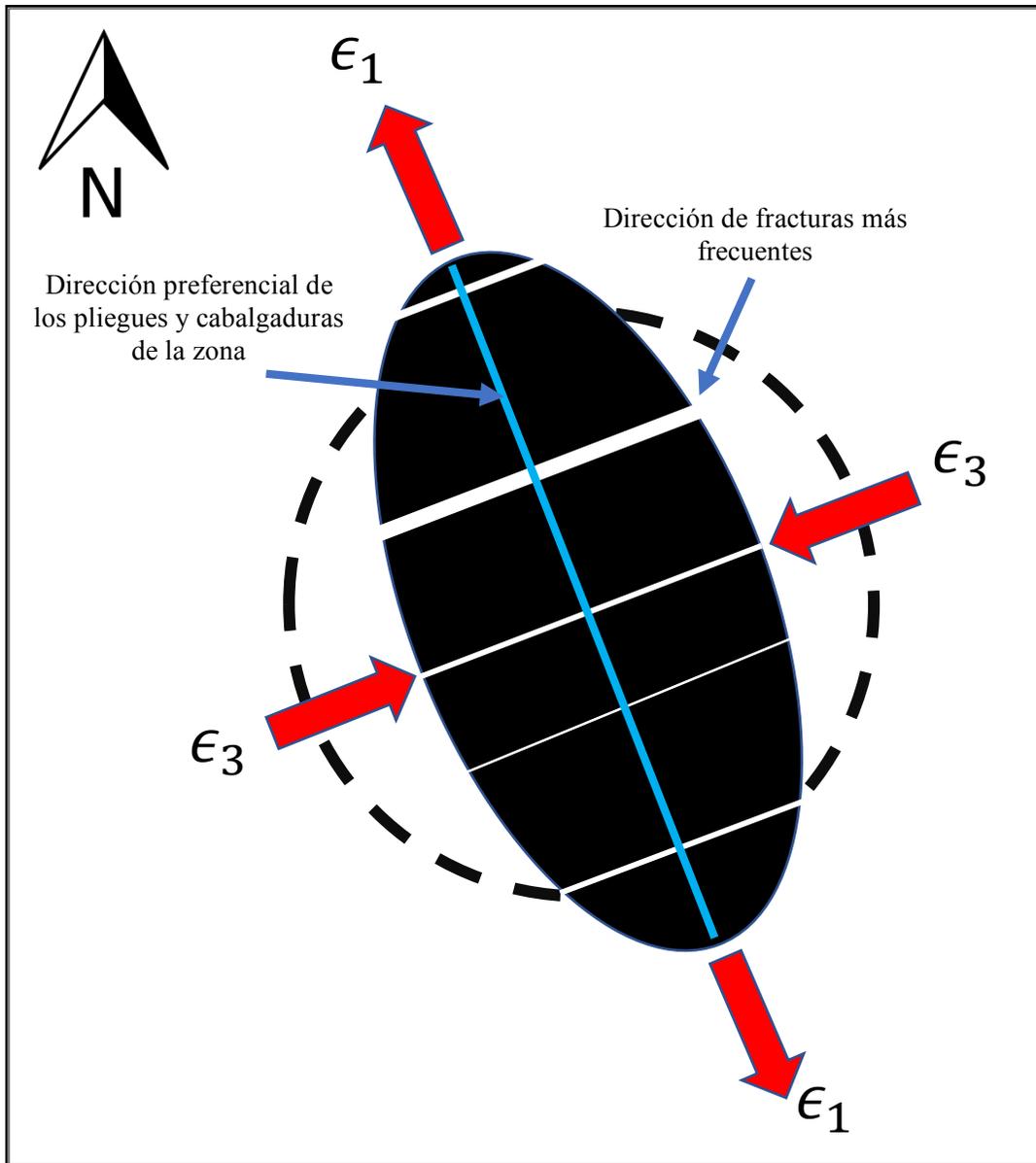


Fig. 6.1 Representación de la dirección de los lineamientos topográficos (línea azul) y el *set* de fracturas más frecuente (líneas blancas) en una elipse. Ambos son perpendiculares entre sí, por lo que probablemente fueron formados en el mismo evento de acortamiento. La dirección de los esfuerzos que generaron dichas estructuras coincide con la dirección de acortamiento de la orogenia Laramide.

6.2 CONTROL LITOLÓGICO EN LA INTENSIDAD DE FRACTURAMIENTO

Las principales variables geológicas que pueden afectar la intensidad de fracturamiento son descritas por Nelson (2001), las cuales son 1) composición, 2) textura, 3) tamaño del grano y 4) posición estructural.

Las localidades estudiadas poseen características litológicas casi idénticas cuando se trata de la misma formación, los espesores de los estratos de caliza son muy similares en tamaño, teniendo los mayores espesores en Poxtla con 60 cm y los más delgados en Pitahaya y Tambaca con 30-40 cm. Sin embargo, esta diferencia en espesor no la consideramos suficientemente importante. En Ortega *et al.* (2010), se realizó un estudio sobre los controles estratigráficos en la intensidad de fracturamiento en la SMO, dentro de la saliente de Monterrey (al norte de nuestra área de estudio), encontrando que, el grado de dolomitización es la principal variable que controla la intensidad de fracturamiento. Abascal-Hernández, Gudiño-Martínez y León-Francisco (2011) en su tesis sobre el fracturamiento en la Formación Morelos, midieron fracturas en estratos con espesores desde 20 cm hasta casi 1 m, e identificaron apenas una leve relación positiva entre el fracturamiento y el aumento del espesor, sin embargo, está no es muy clara. En nuestra zona de estudio no se apreció una cantidad significativa de dolomitización en las rocas, sin embargo, es evidente la menor intensidad de fracturamiento para la Formación San Felipe a comparación de la Formación Agua Nueva. Esto toma sentido si nos apoyamos en las características litológicas de la Formación San Felipe, la cual tiene un mayor contenido de arcilla distribuida en las calizas, lo que haría que la roca perdiera competencia y sea más maleable, oponiendo menor resistencia a la deformación. En contraste, las rocas de la Formación Agua Nueva son más calcáreas y su grado de competencia es mayor, por lo que ante la deformación responden fracturándose rápidamente.

Por otra parte, hablando solamente de la Formación Agua Nueva podemos observar un aumento en la intensidad de fracturamiento en las localidades de Xilitla, Tlamaya y Poxtla, con un promedio de 14.5 fracturas por metro, mientras que para las localidades ubicadas en el norte se tiene aproximadamente 10 fracturas por metro. Este cambio puede ser atribuido principalmente a que en la región sur las rocas se encuentran con un plegamiento mayor, de manera que,

dentro de una misma Formación, la principal variación de intensidad de fracturamiento está controlada por la intensidad de la deformación por acortamiento (plegamiento), la cual fue mayor en la región sur (Fig. 4.2, página 64).

6.3 ESCALAMIENTO DE FRACTURAS

Como se mencionó anteriormente, a los *scanlines* se les adaptó una ecuación de ley de potencia, la cual, en una gráfica log-log es representada con una línea recta. La ecuación tiene un coeficiente a y un exponente b . El parámetro a en la ecuación de distribución, representa la intersección con el eje y cuando $\log(x) = 0$. Es decir, este valor por sí solo nos puede decir cuántas fracturas de una cierta unidad de apertura hay dentro de una unidad de longitud seleccionada (metro, centímetro, milímetro, etc.), mientras que, el exponente b , representa la pendiente de la línea. Cuanto más grande sea b , la cantidad de microfracturas encontradas por cada macrofractura será mayor. En la Tabla 6.1 se muestran los valores a y b de las ecuaciones para las gráficas de distribución mostradas en el capítulo anterior, tanto para macrofracturas como para microfracturas, los cuales son necesarios en la predicción de fracturas (Fig. 6.2). El valor de R^2 mostrado en la tabla es el usado para el modelado con ley de potencia, los valores en color rojo indican que la ecuación es pobremente adaptada a los datos o que una ecuación de tipo exponencial los modela mejor. También, la ecuación muestra un valor de deformación para cada *scanline*, calculado a partir de la deformación acumulada por las microfracturas. Para calcular este valor es indispensable conocer la longitud total del *scanline*, es por ello que no se incluyó en las distribuciones de número acumulativo vs. apertura (Fig. 5.6, página 102). Tampoco se incluyó el coeficiente a en estas distribuciones, ya que este valor también es dependiente de la longitud del *scanline*, y al no estar normalizado este número no resulta útil.

Macrofracturas						
Formación	Localidad	Scanline	Deformación por fractura (%)	<i>a</i>	<i>b</i>	R ²
Agua Nueva	Tambaca	1	0.522	2.19	0.74	0.9
		2	0.963	3.18	0.97	0.93
		3	2.26	2.64	0.72	0.93
	Pitahaya	4	0.064	0.15	1.27	0.92
		5	0.329	1.20	0.59	0.97
		6	0.711	1.78	0.68	0.91
		7	0.42	1.11	0.81	0.954
		8	0.56	1.74	0.79	0.9
		9	8.21	19.57	0.84	0.95
		10	1.25	3.36	0.7	0.85
		11	0.76	2.09	0.81	0.72
		12	2.14	3.14	0.84	0.97
	Cantera, Xilitla	13	0.14	1.07	0.71	0.97
		14	0.04	0.03	1.5	0.63
	Poxtla	16	0.15	0.58	0.72	0.96
	Cantera, Tmz.	CTNE	NA	NA	0.53	0.98
CTNW		NA	NA	0.67	0.95	
La Fortuna, Tmz.	LFNE	NA	NA	0.72	0.98	
	LFNW	NA	NA	1.12	0.98	
San Felipe	Tlamaya	15	0.08	0.04	1.5	0.94
		TLNE	NA	NA	0.68	0.95
		TLNW	NA	NA	0.55	0.91
	Cruztitla	CZNE	NA	NA	0.77	0.71
		CZNW	NA	NA	0.73	0.75
	Cuartillo Viejo	CVNE	NA	NA	0.48	0.71
		CVNW	NA	NA	0.36	0.55
	Poxtla	PXNE	NA	NA	0.81	0.63

Microfracturas							
Formación	Localidad	Scanline	Deformación por fractura (%)	<i>a</i>	<i>b</i>	R²	
San Felipe	Poxtla	18	1.05	0.04	1.92	0.95	
		20	1.6	0.01	2.375	0.79	
17		2.29	5.09	0.99	0.93		
19		2.91	0.55	1.6	0.94		
Agua Nueva		21	12.55	45.16	0.5	0.98	
		22	22.09	60	0.4	0.9	
		23	1.93	11.16	0.84	0.98	
		La Fortuna, Tmz	24	0.85	13.61	0.81	0.97
		Pitahaya	25	1.99	3.26	1.23	0.8

Tabla 6.1 Valores de escalamiento obtenidos de las gráficas de distribución para macro y microfracturas. Valores de R² en rojo indican que la ley de potencia no fue la que mejor se adaptó a los datos.

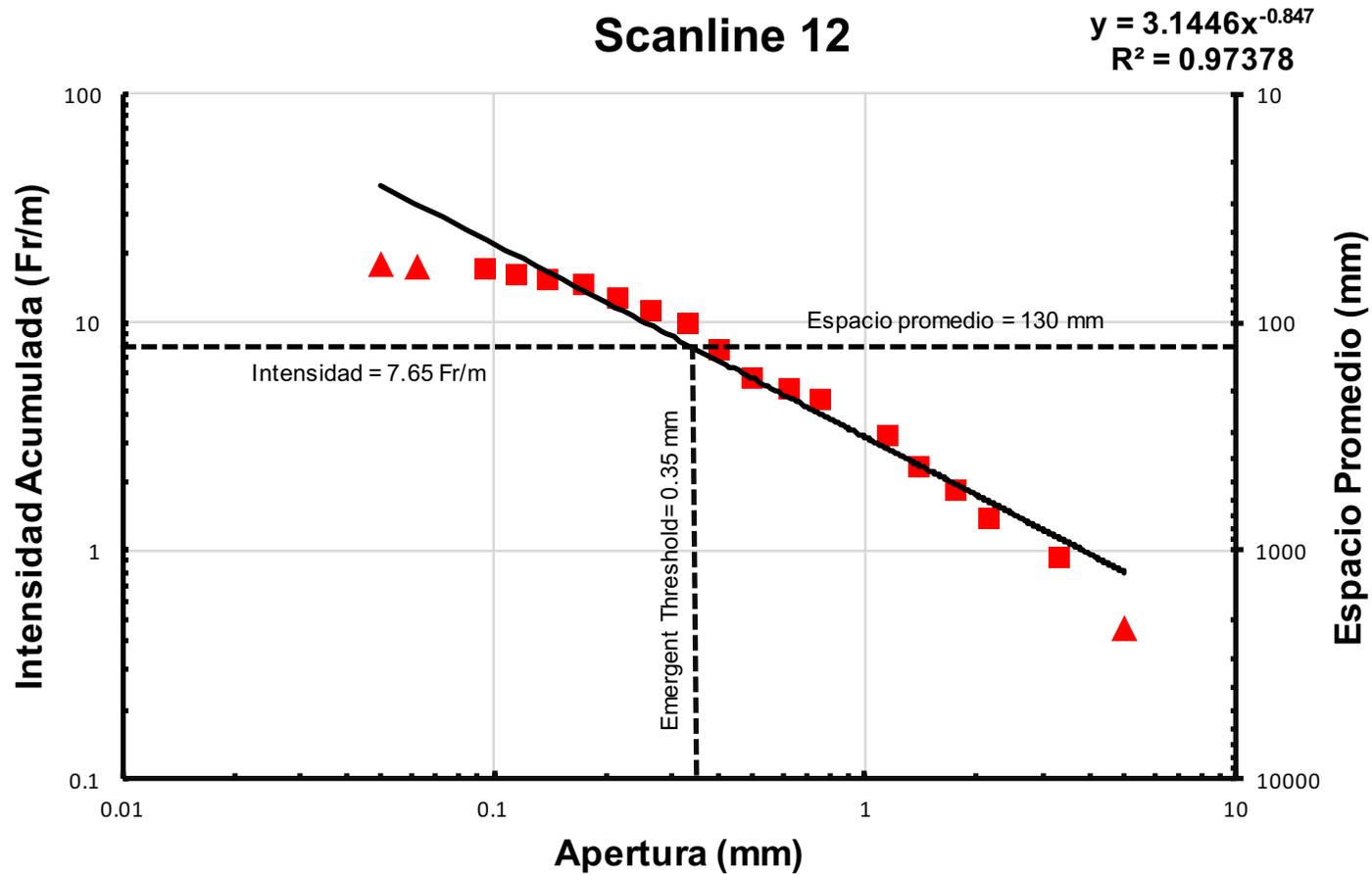


Fig. 6.2 Interpretación de un diagrama de intensidad acumulada vs apertura. Al sustituir la apertura deseada en la ecuación se puede conocer la intensidad y el espaciamiento promedio en el cual se esperan encontrar fracturas de esa apertura o mayores (los cuadros indican los datos que se usaron para la regresión). Fr: Fractura

Para poder estimar la cantidad total de fracturas en alguna zona, basta con resolver la ecuación de la intensidad de fracturas acumulada usando una apertura de fractura que sea igual al *emergent threshold*, (la apertura a partir de la cual, la porosidad de fractura es conservada, véase Capítulo 3).

Por ejemplo, para el caso particular de la Figura 6.2 que corresponde a la gráfica de distribución del *set* de fracturas NE-SW, *scanline 12*, ubicado en la localidad de Pitahaya, la apertura de fractura mínima en donde se encontró porosidad fue de 0.35 mm (*emergent threshold*), debajo de este valor ya no se observó porosidad o alguna impregnación de hidrocarburo. Al sustituir este valor en la ecuación de distribución expresada en la parte superior izquierda del gráfico obtenemos la intensidad de fracturas conductivas de este *set*, el cual, para el caso de Pitahaya es de 7.65 Fr/m, por lo que en esta localidad encontraremos aproximadamente 7 fracturas por cada metro con aperturas de 0.35 mm o mayores, las cuales pueden ser importantes para la movilidad del hidrocarburo. El inverso de este valor es el espacio promedio entre las fracturas, el cual es igual a 130 mm, por lo que esperamos cada 13 cm encontrar una posible fractura conductora.

En las gráficas de las figuras 6.3 y 6.4 se comparó la variación entre la deformación hospedada por las fracturas con el exponente de distribución b (Fig. 6.3) y el coeficiente a (Fig. 6.4) tanto para macro como para microfracturas. Se puede observar que las intensidades varían de acuerdo a la zona que se esté estudiando. Sin embargo, el exponente b parece oscilar sobre un pequeño rango de valores. Eliminando los *scanlines* menores a 1 m (para afloramientos), y aquellos que no pertenecen a la Formación Agua Nueva, el exponente de distribución b mantiene un promedio de aproximadamente 0.75 con una desviación estándar de 0.2 (Fig. 6.2), además este valor está dentro del rango de los valores de b reportados en la literatura para calizas (Tabla 3.1, página 55), por lo que podemos establecer para nuestra zona de estudio un $b = 0.75 \pm 0.2$. Este resultado es muy similar al trabajo de Hooker *et al.* (2014), en donde se midieron varios *scanlines* en distintas zonas y obtuvieron un valor de b muy cercado a 0.8, interpretándolo como un *set* regional de fracturas paralelas, el cual, probablemente fue generado por un único evento, lo cual posiblemente también aplique a nuestra zona. Por el contrario, para la

gráfica de figura 6.4, el coeficiente a parece ir creciendo linealmente conforme va aumentando la deformación. Los datos parecen adaptarse muy bien a una ecuación lineal, ya que se obtuvo un valor de R^2 de 0.92. Esto sugiere una relación muy estrecha entre la deformación y el coeficiente a , de manera que la intensidad de fracturamiento en Agua Nueva podría ser conocido a partir de la deformación y un exponente de distribución constante $b = 0.75$.

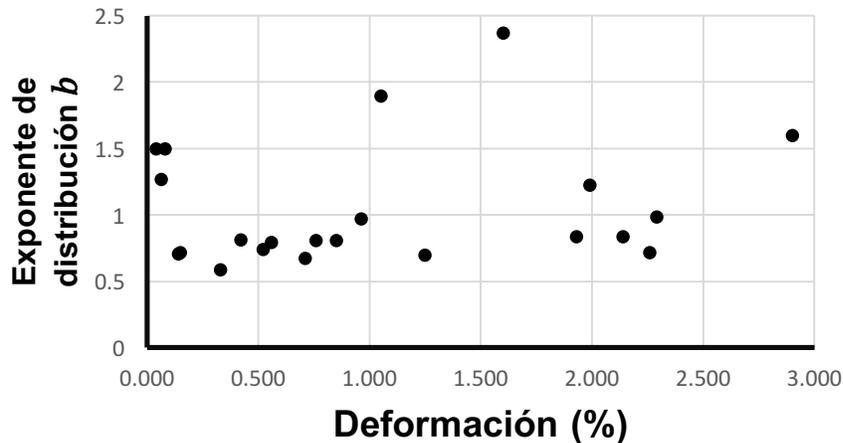


Fig. 6.3 Deformación vs. exponente de distribución para los datos mejor modelados con ley de potencia. El valor de b parece mantenerse cerca de 0.75 para la mayoría de los casos.

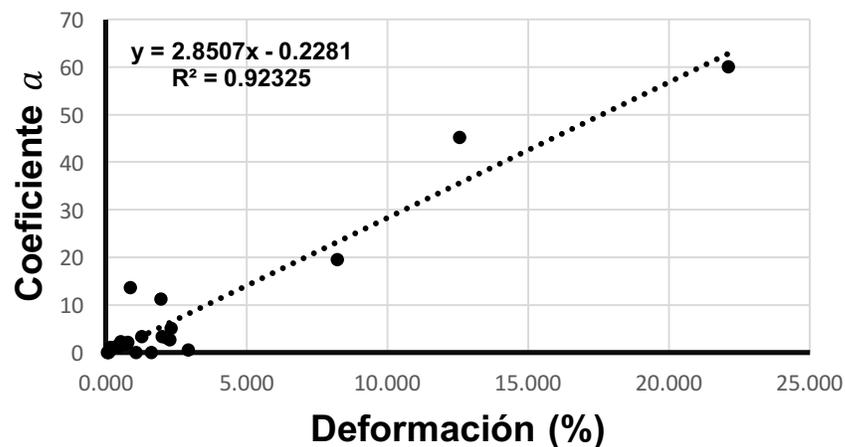


Fig. 6.4 Deformación vs. coeficiente a para los datos mejor modelados con ley de potencia. El valor de a aumenta conforme aumenta la deformación. Esta relación es ajustada a una ecuación de tipo lineal.

Hooker *et al.* (2014) se expone:

“Imagine un caso hipotético en el cual el espacio promedio de fracturas visibles (>0.1 mm de apertura) es igual al ancho de un núcleo (100 mm). Si tal población de fracturas obedeciera a una distribución de ley de potencia con $b = 0.8$, entonces a en fracturas por mm sería

0.0016. Debido a esta pendiente poco abrupta, ~40 fracturas mayores a 1 micra de apertura estarían presentes dentro del núcleo.

En núcleos verticales recuperado del campo Altamira y EPC de la Formación Agua Nueva se encontraron en promedio 3 fracturas con apertura de 0.04 mm o mayores a lo largo de los 100 mm del ancho de núcleo. Si asumimos que el espaciamiento promedio entre estas fracturas es de 33 mm, un exponente de distribución $b = 0.75$ y aplicamos el razonamiento de Hooker *et al.* (2014), obtendríamos un coeficiente a en fracturas por milímetro sería de 0.0026. Si escalamos esto a las fracturas de 0.5 mm, que son las que pueden tener algo de porosidad, tendríamos aproximadamente 4 fracturas por metro, y su espaciamiento promedio sería de 1 fractura aproximadamente cada 23 cm. Sin embargo, si extrapolamos a la microescala deberíamos tener 47 fracturas de 1 micra en los 100 mm de núcleo, pero en las secciones delgadas no se encontraron más de 5 fracturas por núcleo, con una apertura mínima de 0.04 mm. Por lo que, si esta ley de potencia existiera, parece que termina en las microfracturas de 0.04 mm (Fig. 6.5).

6.4 LIMITACIONES DE LA METODOLOGÍA

En todo estudio experimental, las metodologías que se apliquen y los resultados obtenidos conllevan ciertas limitaciones. Se debe tomar en cuenta principalmente, que las localidades de campo donde se realizó el estudio están expuestas en superficie y son afectadas por el intemperismo y la descompresión, lo que pudo haber generado fracturas que no se reflejan en el subsuelo. Sin embargo, se explicó en capítulos previos que para las mediciones de *scanlines* nos limitamos a recolectar datos de fracturas que contuvieran algún tipo de mineralización dentro de ellas, de esta manera la apertura original es preservada. Aunque, aun así, es posible que, en el subsuelo, la intensidad de fracturamiento sea menor o que no todos los *sets* estén presentes.

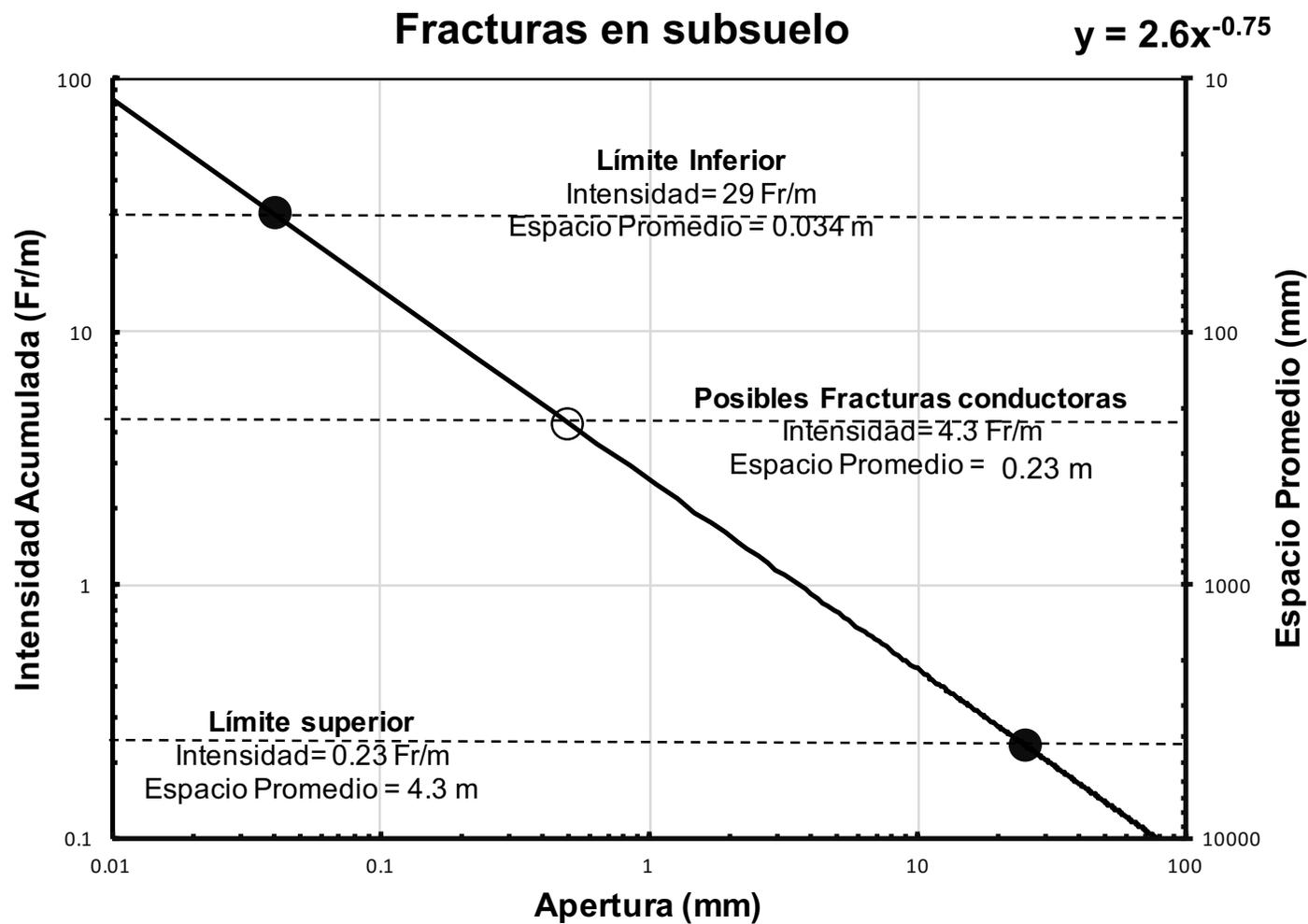


Fig. 6.5 Escalamiento de fracturas. Fracturas predichas con apoyo de datos de fracturas de núcleos de pozo de campo Altamira y EPC. Se estima 1 fractura cada 230 mm que posiblemente albergue porosidad. El límite inferior y superior se estableció por medio de observaciones en núcleos y en campo. Fr: Fractura.

También debemos considerar que, cuando se normalizan los *scanlines*, la secuencia de las fracturas se pierde, y se asume que todas las fracturas se encuentran uniformemente distribuidas, aunque en la realidad se observa que las fracturas tienen distintos tipos de agrupamientos (Gómez, 2007). Por otra parte, la ecuación de ley de potencia se podría extrapolar hasta el infinito, pudiendo calcular fracturas enormes dentro de toda la extensión de la CTM, las cuales son completamente improbables. Sin embargo, como ya se había comentado, en secciones delgadas de núcleos no se observaron fracturas menores a 0.04 mm, y en el campo, la apertura de fractura máxima medida fue de 20 mm, por lo que establecimos ambos valores como los límites de la ecuación de escalamiento (Fig. 6.5).

6.5 SOBRE LAS DISTINTAS DISTRIBUCIONES DE FRACTURAS EN LAS FORMACIONES

De acuerdo a un informe de la CTM, realizado por Pemex (2010), tanto las formaciones Agua Nueva y San Felipe son las almacenadoras del sistema petrolero Jurásico Superior – Cretácico Superior, sin embargo, nuestras observaciones sugieren que Agua Nueva contiene una intensidad de fracturamiento mucho mayor que San Felipe debido al comportamiento más plástico de la Formación San Felipe, aportado por su mayor cantidad de arcilla. y, por consiguiente, que la Formación Agua Nueva sea la que esté aportando la mayor cantidad de hidrocarburo en los campos de la zona. Como ya se mostró en las gráficas del capítulo anterior (Figs. 5.5 y 5.6, página 100), así como en la Tabla 6.1, las fracturas de la Formación Agua Nueva muestran mayormente una distribución de ley de potencia, mientras las gráficas de número acumulativo de la Formación San Felipe tienen principalmente un comportamiento exponencial o conocido en la literatura mayormente como distribución característica (aquel tipo de distribución que no es ley de potencia). A esto también se le suma la falta de fracturas con textura *crack-seal* en las secciones delgadas de la Formación San Felipe, mientras que, para Agua Nueva, el *crack-seal* estuvo presente en casi todas las localidades. Una posible causa que explique estas distintas distribuciones en el fracturamiento podría ser las distintas profundidades a las que estuvieron sometidas estas unidades al momento del fracturamiento. Probablemente las rocas de San Felipe no estuvieron lo suficientemente profundas al momento de su fracturamiento, dando lugar a un deslizamiento entre planos de estratificación, el cual, puede detener la propagación de la fractura

(Renshaw *and* Pollard, 1995) y así evitando que éstas se propaguen más allá del límite del estrato lo que también evita que su apertura crezca (Ortega *et al.*, 2006). Por otra parte, la profundidad a la que Agua Nueva fue fracturada debió ser relativamente mayor, otorgando un comportamiento más homogéneo y, permitiendo así, que las fracturas crezcan libremente y más allá del límite de estrato, de manera que, una ley de potencia puede aparecer entre las fracturas (Hooker *et al.*, 2009; Figs. 4.7A y 4.17B, páginas 69 y 78 *respec.*).

6.6 ACERCA DE LA TEXTURA CRACK-SEAL

La textura tipo *crack-seal* fue observada mayormente dentro de las muestras de Agua Nueva (Fig. 5.7, página 104). Este tipo de textura podría estar relacionada con la porosidad, ya que, en ocasiones la fractura es muy ancha y la tasa de cementación no es lo suficiente alta como para expandirse sobre ella, dejando espacios vacíos. También se ha documentado textura *crack-seal* en puentes de minerales aislados, los cuales comúnmente están rodeados por porosidad (Lau-bach, *et al.*, 2004b). Sin embargo, para tener más seguridad sobre la relación entre el *crack-seal* y la porosidad, es necesario hacer estudios de las secciones delgadas en microscopía electrónica SEM, con uso de detectores de catodoluminiscencia.

Por otra parte, la ausencia de textura *crack-seal* en la Formación San Felipe también puede estar relacionada con su distribución exponencial. Una textura de *crack-seal*, nos dice que una fractura fue formada durante varios eventos de reaperturamiento hasta su condición final. De acuerdo a un modelo propuesto por Hooker *et al.* (2012), las fracturas se forman por pulsos, en donde en cada interacción se puede formar una fractura pequeña y las mayores se amplían. Debido a la tasa de cementación muchas veces las fracturas más pequeñas son cubiertas completamente por cemento, generando adherencia en sus paredes, y así, impidiendo una futura reapertura en el próximo pulso. Por otra parte, las fracturas que llegan a alcanzar una determinada apertura, son lo suficientemente grandes como para no ser selladas en su totalidad por cemento. Esto generaría que solo aquellas fracturas que puedan alcanzar una cierta apertura característica mayor que la demás sean capaces de continuar creciendo, y a su vez, muchas fracturas angostas se pueden seguir generando en cada pulso (Hooker *et al.*, 2012), de modo que, al final, tendremos una cantidad mucho mayor de fracturas angostas en comparación con fracturas anchas y es posible que una distribución de ley de potencia pueda emerger.

6.7 IMPLICACIONES EN LOS YACIMIENTOS DE HIDROCARBUROS

De acuerdo a estudios previos en aperturas de fracturas, se sabe que estas tienen un profundo impacto en el movimiento de los fluidos en la corteza superior. La apertura de fracturas está relacionada directamente con la permeabilidad de un yacimiento. Marrett (1997) estableció un modelo de planos paralelos, el cual es explicado en el Capítulo 3, en donde mediante los valores obtenidos de la distribución de fracturas que siguen leyes de potencia es posible conocer de una forma cuantitativa la permeabilidad que afecta a una zona de medición de un *scanline*. Las ecuaciones obtenidas en dicho trabajo, demostraron que las fracturas de mayor apertura tienen control sobre la permeabilidad del yacimiento, mientras que las fracturas de aperturas menores tienen impacto en la porosidad, por lo que la permeabilidad de un pozo dependerá si este intersectó o no a la fractura de mayor apertura, lo cual explicaría la gran heterogeneidad de los YNF (Nelson, 1985). Este mismo modelo fue aplicado por Gale (2002) en areniscas en afloramientos de Austin Chalk con el objetivo de establecer longitudes para el desarrollo de pozos horizontales en YNF, encontrando permeabilidades de 286 darcies para una distancia horizontal de 300 m.

Aplicando tal modelo a nuestra zona de estudio, basándonos en los datos de escalamiento obtenidos (Fig. 6.5), la apertura máxima encontrada es de 25 mm, y tienen un espaciamiento de 4.3 m. Por lo que en una distancia de 300 m encontraríamos 69 de estas fracturas. Es necesario mencionar que el modelo de planos paralelos de Marrett (1997), no toma en cuenta la interconexión de fracturas ni los cementos que pudieran estar bloqueando el flujo del hidrocarburo, por lo que, si asumimos que esas fracturas están abiertas poco menos de la mitad de su apertura total, tendríamos una apertura máxima de 10 mm, por lo que para una distancia de 300 m se estima una permeabilidad de 304 darcies, la cual, es mucho mayor que la permeabilidad de matriz de rocas carbonatadas, ya que inicialmente son prácticamente impermeables. Este resultado es ligeramente mayor que el obtenido el Gale (2002), debido a que la intensidad de fracturamiento estimada es mayor en nuestra zona de estudio. Sin embargo, para tener una mayor certeza sobre esto, es necesario un análisis de los cementos que sellan las fracturas, para así conocer con mayor precisión el valor de la apertura mínima conductiva (*emergent threshold*).

6.8 DETERMINACIÓN DEL ERROR

Como ya fue discutido en el Capítulo 3, los errores de medición siempre están presentes en todos los trabajos en donde se requiere conocer alguna magnitud, por lo que es necesario tomar en cuenta como este puede estar afectando a nuestros datos para poder lidiar con ello. Diferentes circunstancias pueden llevar a un error de medición, tales como dilatación, pérdida de tensión de la cinta métrica durante la medición de un *scanline* o errores en la impresión del comparador de apertura de fracturas, entre otros. A continuación se explica a detalle la manera en cómo se cuantificó el error en cada una de las mediciones de este trabajo.

6.8.1 Error de medición de *scanline*

La longitud total del *scanline* fue obtenida al principio de cada medición, a partir de la distancia entre la primer y última fractura. El principal error que invade esta medición es la pérdida de tensión de la cinta métrica que usualmente ocurre en mediciones de gran longitud, sin embargo, este error afecta en menor forma a mediciones más cortas. Para poder conocer esta incertidumbre se realizó un experimento en donde 5 personas realizaron 2 mediciones un total de 5 veces cada una. La primera medición fue con el objetivo de determinar el error en mediciones pequeñas, antes de que la cinta presentara el error por pérdida de tensión, por lo que se midió una distancia de aproximadamente 5 m. La segunda medición fue realizada a una distancia de aproximadamente 50 m. La precisión de la cinta métrica es de hasta 1 mm, obteniendo los siguientes resultados (Tabla 6.2). Para poder establecer con mayor exactitud la distancia de 5 m se utilizó un medidor de distancia con láser marca *Leica* DISTO™ D5 y para la de 50 m se usó un GPS marca *Garmin* modelo 64s conectado a una antena externa de la misma marca modelo GA38, sobre estas distancias se realizaron las mediciones (Tabla 6.2).

Como se esperaba, a mayor longitud de medición existe menor precisión. La medición de 5 m apenas tuvo ligeras variaciones no mayores a los 10 mm, promediando 5.0072 m con una desviación estándar de 2 mm, este último valor representa un 0.04% del promedio, por lo que las medidas tienen bastante precisión. Por otra parte, si asumimos que la distancia medida con el láser es muy cercana a la realidad, entonces las medidas se desviaron un promedio de 0.0072 m lo cual representa un error de exactitud de 0.144%.

Intento	Mediciones (m)	
	Aproximadamente 5m	Aproximadamente 50 m
1	5.007	50.134
2	5.005	50.073
3	5.010	50.178
4	5.005	50.106
5	5.009	50.169

Tabla 6.2. Valores obtenidos del experimento de determinación de error.

Para las mediciones de 50 m el promedio de los valores obtenidos en cada uno de los intentos es de 50.132 m, con una desviación estándar de 43 mm, el cual representa el 0.09% de los datos, un poco más del doble que la medición de 5 m y totalmente lógico si consideramos todos los factores que afectan una medición de esa magnitud, por lo que para las distancias mayores a 5 m asumimos que tienen un error de precisión de aproximadamente 0.09%. Aplicando las consideraciones que se explicaron anteriormente, la exactitud tiene un error de 0.264%, lo que para una distancia grande es un error aceptable, por lo que tenemos la confianza de que nuestras mediciones tienen buena precisión y exactitud.

6.8.2 Error de medición de aperturas

La cuantificación de aperturas fue lograda gracias a un comparador previamente calibrado en microscopio, ya que medir aperturas con una regla no permitiría cuantificar aquellas fracturas menores a 1 mm. Sin embargo, en la realización de estas mediciones son dos los factores principales que nos pueden inducir a un error: 1) las limitaciones a la hora de imprimir las líneas en el comparador, denominado aquí como error por impresión y 2) la capacidad del usuario para juzgar la apertura que mejor se adapte, denominado aquí como error por apreciación.

Para la primera consideración se realizó una medición de las líneas de apertura con ayuda de un microscopio petrográfico marca Nikon y el *software* NIS *elements*, encontrando un error

de hasta 0.014 mm en aquellas mediciones menores a 1 mm. Las mediciones mayores a 1 mm muestran un error menor, teniendo como máximo 0.007 mm de inexactitud (Tabla 6.3).

Error por impresión		
Valor reportado (mm)	Valor medido (mm)	Diferencia (mm)
0.05	0.064	0.014
0.062	0.072	0.01
0.075	0.082	0.007
0.095	0.102	0.007
0.115	0.123	0.008
0.14	0.149	0.009
0.175	0.185	0.01
0.215	0.222	0.007
0.265	0.273	0.008
0.33	0.338	0.008
0.4	0.41	0.01
0.5	0.49	0.01
0.62	0.624	0.004
0.75	0.758	0.008
0.95	0.958	0.008
1.15	1.153	0.003
1.4	1.403	0.003
1.75	1.757	0.007
2.15	2.147	-0.003
3.3	3.303	0.003
4	4.002	0.002
5	5.003	0.003

Tabla 6.3. Diferencias entre los valores que deben indicar las líneas del comparador entre los valores medidos en microscopio petrográfico.

Para la segunda consideración tomamos en cuenta que aquellas fracturas menores a 0.05 mm de apertura pueden estar bastante inexactas, ya que no se tiene una escala de medición más pequeña que esta magnitud y es imposible cuantificar su error. Para todas aquellas aperturas mayores a 0.05 mm, asumimos que fueron declaradas con tal magnitud ya que se observó con la precisión de una lente de mano de 10x que dicha apertura no es lo suficientemente pequeña

para ser juzgada como menor ni lo suficientemente grande para ser juzgada como una línea mayor, por lo que podríamos establecer el error como la diferencia entre el promedio de la línea con la que fue juzgada la fractura y su línea continua (anterior y siguiente) menos la línea con la que fue juzgada la fractura. Los errores calculados con esta ecuación se muestran en la Tabla 6.4.

$$\text{Error} = \frac{\text{apertura de línea escogida} + \text{apertura de línea continua}}{2} - \text{apertura de línea escogida}$$

Error por apreciación		
Valor reportado (mm)	Error (mm)	
	-	+
0.05	n/a	0.006
0.062	0.006	0.0065
0.075	0.0065	0.01
0.095	0.01	0.01
0.115	0.01	0.0125
0.14	0.0125	0.0175
0.175	0.0175	0.02
0.215	0.02	0.025
0.265	0.025	0.0325
0.33	0.0325	0.035
0.4	0.035	0.05
0.5	0.05	0.06
0.62	0.06	0.065
0.75	0.065	0.1
0.95	0.1	0.1
1.15	0.1	0.125
1.4	0.125	0.175
1.75	0.175	0.2
2.15	0.2	0.575
3.3	0.575	0.35
4	0.35	0.5
5	0.5	n/a

Tabla 6.4. Valores calculados con la ecuación sugerida aquí para el error de apreciación en cada una de las líneas del comparador de Ortega et al. (2006).

Las aperturas que se pueden prestar a una mayor confusión son aquellas pequeñas y casi imperceptibles para el ojo humano, sin embargo, el posible error entre las líneas más pequeñas es mínimo, de modo que el error que se puede tener por una mala apreciación en líneas pequeñas no es considerable. A medida que las líneas de apertura van creciendo, el posible valor del error va aumentando, a pesar de ello, el ojo humano es capaz de detectar esas diferencias de 1 mm entre una línea y la siguiente, por lo que un error en la apreciación es menos probable en aperturas más grandes.

6.8.3 Error de medición de orientaciones y buzamientos

Un error bastante común en los estudios de geología estructural viene a la hora de manipular la brújula en campo, ya que muchas veces la topografía influye en la manera en que se coloca una brújula. Cualquier persona que realiza este tipo de mediciones sabe que una mala colocación en la brújula, por más pequeña que sea puede generar un error de hasta 10 grados o mayor.

Para poder tener una estimación aproximada del grado de error se llevaron a cabo 5 mediciones de orientación e inclinación en un mismo plano. En el campo, la orientación depende fuertemente de la inclinación, es decir, la orientación de un plano se determina más fácil cuando se está fuertemente seguro de hacia donde se inclina dicho plano, por lo que un plano sub-horizontal puede generar dudas de la dirección de inclinación y conducir a un gran error. Para conocer este grado de error se realizó este experimento en 2 planos: 1) un plano con inclinación casi horizontal y un plano con una mayor pendiente. Los resultados se muestran en la Tabla 6.5.

Como se esperaba, las medidas del error en un plano sub-horizontal son sumamente imprecisas, ya que un “plano” de estratificación no es completamente plano y cualquier anomalía en la topografía de este puede llevar al error. Sin embargo, todos los intentos coinciden en que la inclinación no es mayor a 10 grados. Por otra parte, las medidas en un plano de mayor pendiente son más certeras, con apenas variaciones de 10 grados entre ellas, ya que la gran mayoría de los datos usados en este trabajo son de fracturas cuyas inclinaciones son verticales o sub-verticales, asumimos que el error en estos datos es mínimo.

Intento	Mediciones			
	Plano sub-horizontal		Plano con mayor pendiente	
	Orientación (°)	Inclinación (°)	Orientación (°)	Inclinación (°)
1	158	03	267	65
2	120	05	265	60
3	326	05	269	68
4	284	07	270	65
5	137	10	260	65

Tabla 6.5. Valores de orientación obtenidos del experimento.

También es cierto que, en la mayor parte de las interpretaciones, en donde se utilizan valores de orientación y buzamientos no se requiere demasiada exactitud, ya que la mayoría de los casos solo se utiliza el cuadrante hacia donde se orientan las estructuras, además los estereogramas ayudan a conocer un valor con mayor precisión a partir de todas las mediciones, debido a que el círculo π y el eje β trabajan con el promedio de los polos.

6.8.4 Error de medición de lineamientos topográficos

Error en orientaciones

Para determinar las líneas en el modelo de elevación se utilizó nuestro criterio de observación, en donde se intenta continuar una estructura de extremo a extremo utilizando líneas rectas, aunque en la naturaleza nada se comporte como una línea. Para determinar la frecuencia de las orientaciones se imprimieron las líneas trazadas y se midieron con un transportador circular. El uso de este instrumento es bastante sencillo y preciso, ya que se puede apreciar muy bien los grados en los que una línea se intersecta con el círculo mayor del transportador con una precisión de hasta 1 grado, no obstante, errores como una mala colocación o un ligero giro podrían dar imprecisiones de hasta 10 grados. Sin embargo, la roseta de frecuencias es calculada en grupos de 10 grados, por lo que este error no afectaría en gran medida a nuestros datos, por lo que creemos que la exactitud de nuestros resultados es bastante confiable.

Error en longitudes

Es bastante bien conocido que conforme se aumenta la escala o la distancia desde la que se está midiendo un objeto, la exactitud disminuye. En los modelos de elevación digital, la primera limitación de la exactitud de las mediciones viene dada por la resolución del mapa. En nuestro caso, la escala es de 30 m por pixel, por lo que el mínimo error que se puede tener es de 30 m, lo que es una distancia bastante considerable. La otra limitación y la más grande es la escala en donde se está midiendo, para el caso de los mapas de modelos de elevación (Figs. 4.1 y 4.2, páginas 63 y 64), su escala es de 1: 250,000 y el instrumento que se utilizó para medir las longitudes de los lineamientos es una regla convencional, cuya mínima unidad es 1 mm, por lo que el mínimo error sería de 250 m. Aunque esta cantidad es demasiado grande, y es bastante seguro que nuestras mediciones hayan estado afectadas por errores de esta magnitud, no consideramos que influya en nuestras interpretaciones, ya que, al igual que las mediciones de orientación y buzamiento, una gran exactitud no es forzosamente necesaria, más bien solo es requerida la magnitud relativa de cada *set* de lineamientos, es decir, saber cuál *set* de lineamientos es mayor y cual es menor, por lo que, aunque estas mediciones sean propensas a errores de órdenes de kilómetros, las interpretaciones en las rosetas probablemente tengan una gran exactitud al decirnos la tendencia general de las estructuras.

6.8.5 Propagación de error hacia leyes de potencia

El objetivo principal de realizar estos experimentos de error es observar si los errores de medición repercuten en las distribuciones obtenidas y en las leyes de potencia adaptadas. Por lo que se realizaron experimentos utilizando el *scanline* 12 del ejemplo de la figura 6.1. Para determinar el posible rango de error se sustituyeron en el cálculo de intensidades acumuladas la longitud total para este *scanline* afectado por el porcentaje de error de exactitud calculado anteriormente. Como el *scanline* es menor a 5 m, se utilizó un error de exactitud de 0.144%. Para juzgar con los mismos criterios las adaptaciones de la ecuación se realizaron automáticamente en el software Excel TM. Los resultados se muestran en la figura 6.6.

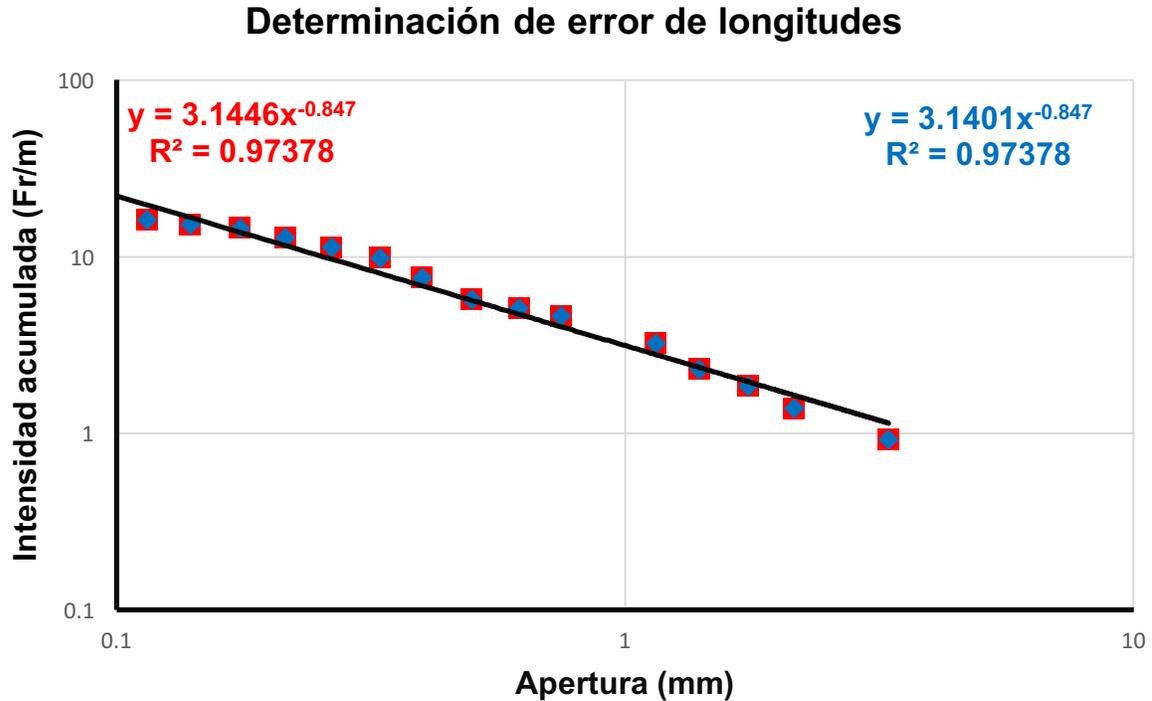


Fig. 6.6 Variación en la ley de potencia mediante un error en la medición de la longitud del *scanline*. Datos originales (rojo). Datos calculados con error (azul).

Como se puede observar en la figura 6.6, aplicando un error en la longitud de los *scanlines*, varía principalmente el coeficiente a un total de 0.0045, lo cual corresponde a el 0.144 % del valor calculado por nosotros, por lo tanto, el coeficiente a tiene el mismo porcentaje de error que las mediciones de *scanline*. Por otra parte, el exponente b se mantiene constante al igual que la constante de regresión, por lo que dicho exponente no es afectado por errores en la medición del *scanline*, ya que como habíamos comentado en secciones pasadas, el exponente b representa la pendiente de la línea en el espacio log-log, por lo que, para probar su error, debemos crear un cambio en dicha pendiente. Para lograr esto utilizamos los errores calculados en las mediciones de apertura, y para hacer que la gráfica aumente su pendiente lo más posible aplicaremos los errores negativos a la mitad de aperturas mayores y errores positivos a la mitad de las menores. El resultado se muestra en la figura 6.7.

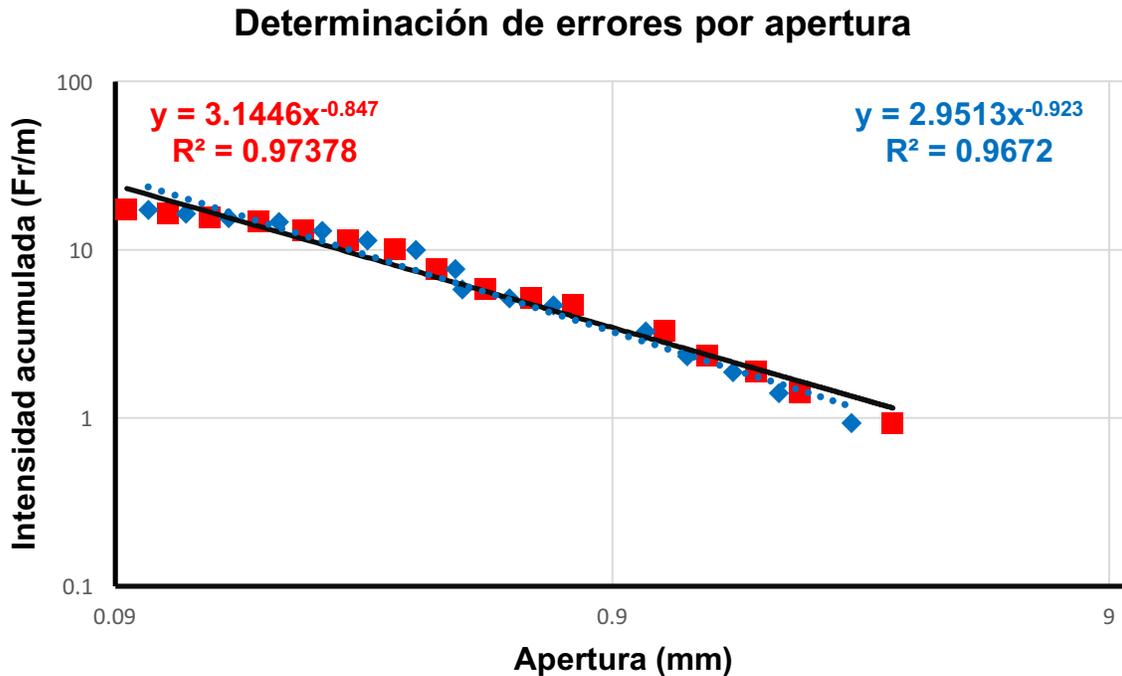


Fig. 6.7 Variación de la ley de potencia con un error en apreciación de aperturas, en donde el exponente b aumenta casi 9% de su valor calculado originalmente. Datos originales (rojo). Datos estimados con error (azul).

En la gráfica mostrada en la figura 6.7 podemos observar que no solo b mantiene una variación, sino que también lo hace a y el coeficiente de regresión R^2 . Esta variación del exponente debido al error, nos provocaría un gran cambio a la hora de predecir microfisuras de apertura de 0.01 mm o menores, teniendo 155 fisuras por metro de tal magnitud o mayores calculadas originalmente, que podrían ser hasta 207 si tomamos en cuenta el peor de los casos del error, una variación de 52 fisuras. Sin embargo, estas estimaciones suelen converger en fisuras de aperturas mayores, ya que para una apertura de 0.5 mm calculamos una intensidad de 5.65 fisuras en 1 m, mientras que la ecuación con el error inducido nos predice 5.6 fisuras en la misma distancia.

Como se puede observar en este ejemplo, el exponente b varía conforme lo hace la apertura, ya que modifica la pendiente en la ecuación, por cada medición apertura con error, el exponente b sufrirá una ligera modificación. En este caso intentamos generar una situación extrema al modificar su pendiente al máximo, sin embargo, estos errores de estimación no se pueden tener establecido con claridad como el caso de un error en las longitudes de los *scanlines*,

por lo que no es posible establecer un rango exacto de variación de b . A pesar de ello, dicha variación suele generar grandes errores en estimaciones de microfracturas del orden de 10^{-2} mm, y no lo hace tanto en fracturas mayores, por lo que consideramos que las interpretaciones realizadas en este trabajo no son fuertemente afectadas por los errores durante la toma de datos en el *scanline*.

7. CONCLUSIONES

Los Yacimientos naturalmente Fracturados (YNF) son probablemente los principales aportadores de hidrocarburo a escala mundial actualmente. Sin embargo, pocas veces se conoce con precisión las fracturas o sistemas que les gobiernan, ya que los registros y otros estudios geofísicos no tienen suficiente resolución para caracterizar dichas fracturas, y los núcleos de pozos muchas veces no intersectan más de 2 fracturas, por lo que el estudio en afloramientos análogos es una alternativa económica para la caracterización de dichas redes de fracturas, bajo ciertas reservas y conociendo los alcances y limitaciones.

La depositación de carbonatos y arcillas durante el Jurásico-Cretácico en el Noreste de México, favoreció las condiciones para la generación de grandes sistemas petroleros. Uno de ellos es el Jurásico Superior-Cretácico Superior (PEMEX, 2010), el cual produce a partir de las formaciones Agua Nueva (Cretácico Superior – Turoniano) y San Felipe (Cretácico Superior – Coniaciano-Santoniano), las cuales fueron afectadas por los esfuerzos compresivos de la orogénea Laramide durante el Paleoceno temprano, generando un intenso fracturamiento en dichas unidades y otorgándole la condición de YNF. Informes de Pemex en el campo Ébano-Pánuco-Cacalilao (EPC) han documentado que las fracturas abiertas tienen una dirección preferencial NE-SW, basándose en registros de imagen de pozo.

En este trabajo se localizaron 9 afloramientos que presentaban condiciones adecuadas para el estudio de fracturas dentro del cinturón plegado de la Sierra Madre Oriental, 2 de ellos en la región norte de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, cerca de Ciudad Valles, SLP., y los 7 restantes en la Cuenca Tampico-Misantla, al sur, cerca de Xilitla, SLP. Los mapas de lineamientos geomorfológicos muestran dos distintos tipos de deformaciones entre ambas regiones, teniendo en la zona norte estructuras con tendencia NNW-SSE muy marcada, mientras que para la región sur la deformación aparenta ser más heterogénea, sin embargo, los resultados sugieren que la tendencia de lineamientos sigue siendo NNW-SSE y los estereogramas muestran una vergencia hacia el este, por lo que se interpreta que ambas regiones fueron deformadas durante la Orogenia Laramide.

Se reconocieron 6 *sets* de fracturas en los afloramientos, sin embargo, el *set* NE-SW persiste en la gran mayoría de las localidades, por lo que tales fracturas son consideradas como fracturas de extensión o Modo I asociadas a la Orogenia Laramide. Además, esta misma dirección es reportada por PEMEX para fracturas abiertas en yacimiento, y en varias localidades se encontró la presencia de hidrocarburo en este *set*, por lo que se interpreta que este fluye con dirección NE-SW, lo cual coincide con los informes de PEMEX y que tales afloramientos pueden ser tratados como análogos.

De acuerdo a las secciones delgadas, las muestras de la Formación Agua Nueva presentan un intenso fracturamiento y una buena interconexión, ya que se logró observar enrejados de fracturas en la mayoría de ellas, así como otras estructuras generadoras de porosidad secundaria, tales como la textura tipo *crack-seal*, la cual, fue apreciada en gran parte de las secciones delgadas de la Formación Agua Nueva. Por otra parte, en las rocas de la Formación San Felipe no se encontraron muchas fracturas con textura *crack-seal*, además la intensidad de fracturamiento es menor, llegándose a observar apenas 3 fracturas aisladas por sección delgada. Este contraste en las intensidades de fracturamiento puede estar relacionado a la mayor cantidad de arcilla de la Formación San Felipe, lo cual hace que las rocas sean más plásticas y cedan ante los esfuerzos, mientras que para la Formación Agua Nueva las rocas son más competentes y se fracturan rápidamente.

El conjunto de datos de atributos de fracturas, obtenidos a partir de la medición de *scan-lines*, en las formaciones Agua Nueva y San Felipe tanto en afloramiento como en sección delgada, nos pueden dar una idea de la posible distribución de fracturas, y nos brindan la oportunidad de realizar escalamientos para de ese modo, conocer la distribución de las mismas en el subsuelo. Con los datos obtenidos se generaron diagramas de apertura vs intensidad acumulada de fracturas, los cuales muestran que la distribución de fracturas de la Formación Agua Nueva tiene un comportamiento mejor modelado con ecuaciones de tipo ley de potencia, lo cual le da propiedades de escalamiento, mientras que, para la Formación San Felipe, la distribución de fracturas sigue una tendencia exponencial.

Las gráficas de deformación por fractura *vs.* coeficiente a muestran que el coeficiente varía con la intensidad de deformación por fractura, y se relacionan linealmente, es decir, a mayor deformación, mayor cantidad de fracturas. Por el contrario, el exponente de distribución b se mantiene en un valor aproximadamente de 0.75, independientemente del grado de deformación que haya sufrido la localidad en donde se midió el *scanline*, lo cual, de acuerdo a estudios previos realizados en otras regiones, podría indicar que las fracturas se formaron bajo un mismo evento de deformación. Con los datos de campo y de secciones delgadas de muestras de afloramiento y núcleos de pozo, se estableció una fractura mínima conductiva (*emergent threshold*) de 0.5 mm. Utilizando un exponente de distribución $b = 0.75$, y apoyado con datos de fracturas medidos en núcleos de la Formación Agua Nueva, obtenidos del campo EPC y Altamira, se estima una intensidad de 4.5 fracturas conductoras por metro lineal, todas ellas mayores a 0.5 mm de apertura. Debido a que no se observó ninguna fractura menor a 0.04 mm en núcleo ni fracturas mayores a 25 mm en todas las mediciones, estos valores fueron establecidos como límites inferior y superior respectivamente.

De acuerdo a estudios paleogeográficos y estratigráficos de la zona, se infiere que la profundidad en la que se deformó la Formación San Felipe fue relativamente menor que la Formación Agua Nueva, por lo que es bastante probable que haya existido un deslizamiento entre capas, haciendo que las fracturas no crecieran lo suficiente como para generar una distribución que presente un modelado con ecuaciones de ley de potencia, además, la ausencia de textura *crack-seal*, también demuestra que las fracturas de la Formación San Felipe no estuvieron sometidas a varias etapas de incrementos, por lo tanto, el modelo de Hooker *et al.* (2012), descrito en el Capítulo 6 de este trabajo, no se cumple y esto evita la generación de una distribución de tipo ley de potencia, por lo tanto, no es posible realizar escalamientos en estas rocas.

Por medio de experimentos realizados con la cinta métrica utilizada para medir los *scanlines* se determinó un posible error de medición de aproximadamente 0.144 % para distancias menores a 5m, y se establecieron rangos de errores para la medición de aperturas. Al sustituir estos errores en las gráficas de distribución se encontró que las gráficas apenas sufren una ligera variación por lo que consideramos que tales errores no tienen una gran influencia en nuestras interpretaciones.

La caracterización de fracturas utilizando afloramientos análogos en conjunto con datos de núcleos de pozo pueden proporcionar información valiosa sobre las fracturas en el subsuelo. Sin embargo, más estudios podrían aportar mayor información para conocer y modelar con mayor detalle la red de fracturas. Se sugiere un estudio de la distribución en base a sus alturas y que se analice a detalle la interconexión entre cada fractura, ya que esto está directamente relacionado con la permeabilidad del yacimiento. También, se sugiere un estudio de fracturas mediante el uso de microscopio electrónico con detectores de catodoluminiscencia, con el objetivo de caracterizar a detalle las porosidades e identificar de manera más precisa el *emergent threshold* (fractura mínima con porosidad). En esta tesis se mostró una metodología relativamente sencilla y de muy bajo costo y que además, puede ser la única manera en donde se puedan estudiar a detalle la distribución de las fracturas, y así, obtener datos cuantitativos tales como orientación, intensidad de fractura, exponente de distribución, entre otros, para la realización de modelos que caractericen las redes de fracturas en el subsuelo, los cuales son de suma importancia durante la planeación y desarrollo de un pozo.

GLOSARIO

A lo largo de este trabajo se estarán utilizando diversos conceptos relacionados para la caracterización de una red de fracturas, los cuales pudieran ser muy propios para este tema. Aunque a lo largo de este trabajo se explican con mayor detalle, aquí se definen los términos que se utilizan con mayor frecuencia, con el objetivo de que el lector siempre pueda consultarlo de ser necesario.

Fractura: Una discontinuidad en la roca producto de la acumulación de esfuerzo. Este término incluye macro y microfractura.

Macrofractura: Toda fractura que puede ser fácilmente apreciada sin la ayuda de algún instrumento y medida con cualquier flexómetro o regla, utilizaremos el término macrofractura cuando se requiera hacer una clara distinción de las microfracturas.

Microfractura: Aquí se define como aquella fractura que no puede ser medida sin la ayuda de un microscopio o un comparador. Se generaliza en este estudio como cualquier fractura menor a 1 mm de apertura.

Apertura: La distancia total que hay entre las paredes de la fractura (Marrett *et al.*, 1999).

Longitud: La distancia horizontal que se extiende la traza de una fractura (paralela a los planos de estratificación) (Narr *et al.*, 2006).

Altura: Distancia vertical que se extiende la traza de una fractura. (perpendicular a los planos de estratificación) (Narr *et al.*, 2006).

Orientación: Dirección a la que se propaga un plano de fractura.

Scanline: Medición de propiedades geométricas de fracturas (espaciamiento, apertura, longitud) a lo largo de una línea que las intersecta perpendicularmente.

Intensidad de fracturamiento: Número de fracturas por unidad de longitud (m^{-1}) (Ortega *et al.*, 2006).

Densidad de fracturamiento: Número de fracturas por unidad de área (Zeeb *et al.*, 2013).

Intensidad o frecuencia acumulada: Número de fracturas cuya apertura es mayor que una apertura dada (Bonnet *et al.*, 2001).

Espaciamiento: Distancia entre las dos paredes contiguas más cercanas de dos diferentes fracturas.

BIBLIOGRAFÍA

- Abascal-Hernández G., Carduño-Martínez, D. E., León-Francisco, J. M., 2011. Estudio de las facies sedimentarias de la Formación Morelos y su relación con los rayos gamma y la distribución de fracturas, en el Anticlinal Cuachi. Tesis de licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ackermann, R. V., and R. W. Schlische, 1997, Anticlustering of small normal faults around larger faults: *Geology*, v. 25, no. 12, p. 1127–1130.
- Ackermann, R.V., Schlische, R.W., Withjack, M.O., 2001, The geometric and statistical evolution of normal fault systems; an experimental study of the effects of mechanical layer thickness on scaling laws: *Journal of Structural Geology*, v. 23, p. 1803-1819.
- Aguilar-Rodríguez, A., 1984. Integración Geológica-Geoquímica para determinar posibles áreas de generación de hidrocarburos en la porción centro-oriental de la Zona Norte: Pachuca, Hidalgo. Universidad Nacional Autónoma de Hidalgo. Tesis de maestro en ingeniería, pp 229.
- Aguilera, R. 1999. Recovery factors and reserves in naturally fractured reservoirs. *Journal of Canadian Petroleum Technology*, v. 38, p. 15–18.
- Allmendinger, R. W., Cardozo, N., and Fisher, D., 2012, *Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology*: Cambridge University Press.
- Álvarez, M. Jr., 1949, Unidades tectónicas de la República Mexicana: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 14, p.1-22.
- Álvarez, M. Jr., 1958, Tectónica profunda de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*: v. 10, p.163-182.
- Álvarez, M. Jr., 1961, Provincias fisiográficas de la República Mexicana: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 24, p. 5-20.
- Anders, M. H., Laubach, S. E., & Scholz, C. H. (2014). Microfractures: A review. *Journal of Structural Geology*, 69(PB), p. 377–394
- Ángeles Aquino F.J., 1988. Estudio estratigráfico-sedimentológico del Cretácico en la Sonda de Campeche, México. *Revista de Ingeniería Petrolera*, v. XXVIII, n. 1, p. 45-55.
- Armstrong, R.L., 1974, Magmatism, orogenic timing, and orogenic diachronism in the Cordillera from Mexico to Canada: *Nature*, v. 247, p. 348-351.
- Bai, T., and D. D. Pollard., 2000, Fracture spacing in layered rocks: A new explanation based on the stress transition: *Journal of Structural Geology*, v. 22, p. 43–57.
- Bell, J. S. 1990. Investigating stress regimes in sedimentary basins using information from oil industry wireline logs and drilling records. *Geological Society Special Publication.*, v. 48 p. 305-325.
- Bello, M. R., 1978. Estudio Estratigráfico y Diagenético de 13 pozos localizados al sur del Río Cazonés en la Faja de Oro: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.*, p 34-41.
- Bird, P., 1988. Formation of the Rocky Mountains, western United States: A continuum computer model: *Science*, v. 239, p. 1501-1507.
- Bonnet, E., O. Bour, N. E. Odling, P. Davy, I. Main, P. Cowie, and B. Berkowitz, 2001, Scaling of fracture systems in geological media: *Reviews of Geophysics*, v. 39, p. 347– 383.
- Bons, P. D., J. Arnold, M. A. Elburg, J. Kalda, A. Soesoo, and B. P. van Milligen, 2004, Melt extraction and accumulation from partially molten rocks: *Lithos*, v. 78, p. 25–42.

- Bosworth, W., Khalil, S., Clare, A., Comisky, J., Abdelal, H., Reed, T. & Kokkoros, G. 2012. Integration of outcrop and subsurface data during the development of a naturally fractured Eocene carbonate reservoir at the East Ras Budran concession, Gulf of Suez, Egypt. In: Spence, G. H., Redfern, J., Aguilera, R., Bevan, T. G., Cosgrove, J. W., Couples, G. D. & Daniel, J.-M. (eds) *Advances in the Study of Fractured Reservoirs*. Geological Society, London, Special Publications, v. 374, p. 333 – 359.
- Bratton, T., Gillespie, P., Duc, N. V., Nguyen Van Que, D. V C., Hunt, D., Marcinew, R., Ray, S., Montaron, B., Nelson, R., Schoderbek, D., Sonneland, L. 2006. La naturaleza de los yacimientos naturalmente fracturados. Schlumberger: *Oilfield Review*, p. 4-25.
- Bryant, W.R., Antoine, J., Ewing, M., and Jones, B., 1968, Structure of Mexican continental shelf and slope, Gulf of Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 52, p. 1204–1228.
- Burckhardt, C., 1930, Etude synthétique sur le Mesozoïque Mexicain: *Memoires de la Societe Paléontologique Suisse*, v. 49-50, 280 pp.
- Calmus, T., 2011. Evolución geológica de Sonora durante el Cretácico Tardío y el Cenozoico, en Calmus, Thierry, ed., *Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín*, v. 118, cap. 7, p. 227–266.
- Camac, B. A. & Hunt, S. P. 2009. Predicting the regional distribution of fracture networks using the distinct element numerical method. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 93, p. 1571–1583.
- Camerlo, R.H., 1998. Geometric and kinematic evolution of detachment folds, the Monterrey salient, Sierra Madre Oriental, Mexico. M.Sc. thesis, The University of Texas at Austin.
- Campa, M. F., y Coney, P. J. 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1,040-1,051.
- Campa-Uranga, M.F., 1983, The tectonostratigraphic terranes and the thrust belt in Mexican territory, in *Proceedings of the Circum-Pacific Terrane Conference: Stanford, CA, Stanford University Publications, Geological Sciences*, v. 18, p. 44–46.
- Campa, M. F. 1985, The Mexican thrust belt, in Howell, D. G., ed., *Tectonostratigraphic terranes of Circum-Pacific region: Circum-Pacific Council for Energy Mineral Resources, Earth Science Series*, v.1, p. 299-313.
- Cantú-Chapa, A., 1971, La serie Huasteca (Jurásico Medio-Jurásico Superior) del centro-este de México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo.*, v.3, No. 2, p. 17-39.
- Cantú Chapa, A. 2001. Mexico as the Western Margin of Pangea based on biogeographic evidence from the Permian to the Lower Jurassic. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, v. 75, p 1-27.
- Carciumaru D., Ortega R., 2008. Geologic structure of the northern margin of the Chihuahua through: Evidence for controlled deformation during Laramide Orogeny: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 60, n. 1, p. 43-69.
- Cardozo, N., and Allmendinger, R.W., 2013, Spherical projections with OSXStereonet: *Computers & Geosciences*, v. 51, p. 193 – 205.
- Carrillo Bravo, J., 1961, Geología del Anticlinorio Huizachal Peregrina al noroeste de Ciudad Victoria, Tamps: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 13, p. 1-98.
- Carrillo-Bravo, J., 1965, Estudio geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 17, p. 73-96.

- Carrillo-Bravo, J., 1971, La Plataforma de Valles-San Luis Potosí: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 22, p. 1-117.
- Chávez-Cabello, G., 2005. Deformación y magmatismo Cenozoico en el sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México: UNAM, Centro de Geociencias, Juriquilla Qro., Tesis doctoral, 226 pp.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J. J., Molina-Garza, R. S., Cossio-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I., y González-Naranjo, G. A., 2005. La falla San Marcos: una estructura Jurásica de basamento multireactivada del noreste de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LVII, n. 1, p. 27-52.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J. J., Iriando, A., 2011. Culminación de la Orogenia Laramide en la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, A. C., v. 56, n. 1-2, p. 80-91.
- Clark, K. F., Foster, C. T., and Damon, P. E., 1982. Cenozoic mineral deposits and subduction related magmatic arcs in Mexico: Geological Society of American Bull., v. 93, p. 533-544.
- Clark, M. B., S. L. Brantley, and D. M. Fisher, 1995, Power-law vein thickness distributions and positive feedback in vein growth: Geology, v. 23, p. 975-978.
- Coney, P. J., 1976. Plate tectonics and the Laramide Orogeny: New Mexico Geological Society Special Publication, v. 6, p. 5-10.
- Coney P.J., 1983. Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Sur y el Caribe. Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, v. 15, No.1, p. 6-15.
- Coney, P.J., and Evenchick, C.A., 1994, Consolidation of the American Cordilleras: Journal of South American Earth Sciences, v. 7, no. 3/4, p. 241-262.
- Coney, P.J., Jones, D.L., and Monger, J.W.H., 1980, Cordilleran suspect terranes: Nature, v. 288, no. 5789, p. 329-333.
- Cruz-Helú, P., Verdugo V., R., y Bárcenas P., R., 1977, Origin and distribution of Tertiary conglomerates, Veracruz Basin, Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bull., v. 61, p. 207-226.
- De Cserna, Z., 1956, Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey: México, D.F. XX Congreso Geológico Internacional, 87 pp.
- De Cserna, Z., 1960, Orogenesis in time and space in Mexico: Geologische Rundschau, v. 50, p. 595-605.
- De Cserna, Z., 1970. Mesozoic Sedimentation, Magmatic Activity and Deformation of Northern Mexico: in Seewald, K., y Sundeen, D., Eds., The Geologic Framework of the Chihuahua Tectonic Belt, a Symposium in Honor of Prof. Ronald, K. De Ford: Midland, West Texas Geological Society, p. 99-117.
- De Cserna, Z. de, 1989, An outline of the geology of Mexico: The Geology of North America –An overview: Vol. A, The Geological Society of America, p. 233-264.
- De Cserna, Z.; Grat, J. L., y Ortega, G. F., 1977, Alóctono del Paleozoico inferior de la región de Cd. Victoria, Estado de Tamaulipas: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v.1, p. 33-43.
- Delorme, D., Mota, R. O., Khvoenkova, N., Fournon, A. & Noetinger, B. 2013. A methodology to characterize fractured reservoirs constrained by statistical geological analysis and production: a real field case study. In: Spence, G. H., Redfern, J., Aguilera, R., Bevan, T. G., Cosgrove, J. W., Couples, G. D. & Daniel, J.-M. (eds) Advances in the Study of Fractured Reservoirs. Geological Society, London, Special Publication, v. 374, p. 273 – 288.

- Dickinson W.R. y Coney P.J. (1980). Plate Tectonic Constraints on the Origin of the Gulf of Mexico, in: Pilger R.H., ed., *The Origin of the Gulf of Mexico and the Early Opening of the Central North Atlantic*. Symposium, Baton Rouge, La., p. 27-36.
- Dickinson, W. R., y Synder, W. S., 1978. Plate tectonics of Laramide Orogeny: *Geological Society of America Memories*, v. 151, p. 355-370.
- Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, v. 1, p. 108-121.
- Eguiluz de A., S. 1989a, La Cabalgadura de San Felipe, en el límite de los Estados de Durango y Chihuahua. En *Tercer Simposium Geología Regional de México*, Memorias, 1988: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p. 28-33.
- Eguiluz de A., S. 1989b, La Formación Carbonera y sus implicaciones tectónicas, Estados de Coahuila y Nuevo León: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo L, nos. 1 y 2, p. 3-39.
- Eguiluz de A., S. 1991, Interpretación geológica y geofísica de la Curvatura de Monterrey, en el noreste de México: *Revista Ingeniería Petrolera*, v. 31 p. 25-39.
- Eguiluz de A., S., y Campa, M. F., 1982, Problemas tectónicos del sector San Pedro del Gallo, en los estados de Chihuahua. y Durango: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. v. 34, p. 5-42.
- Eguiluz de A. S., Aranda-García, M., y Marrett R., 2000. Tectónica de la Sierra Madre Occidental, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 53, p. 1-26.
- Emsley, S. J., Shiner, P., Enescu, N., Beccacini, A. & Cosma, C. 2007. Using VSP surveys to bridge the scale gap between well and seismic data. In: Lonergan, L., Jolly, R. J. H., Rawnsley, K. & Sanderson, D. J. (eds) *Fractured Reservoirs*. Geological Society, London, Special Publications, v. 270, p. 83–91.
- Engelbreton, D. C.; Cox, A., y Gordon, R. G., 1985. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin: *Geological Society of America S. P.* v. 206, 59 pp.
- Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., Siebenaller, L., Kirschner, D., Camprubi, A., Tolson, G., and Puig, T.P., 2011a, Insights into fluid flow and water-rock interaction during deformation of carbonate sequences in the Mexican fold-thrust belt: *Journal of Structural Geology*, v. 33, p. 1237–1253.
- Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Hudleston, P., Bolanos-Rodriguez, D., Ortega-Flores, B., and Vázquez-Serrano, A.V., 2012, The role of folding in the development of the Mexican fold- and-thrust belt: *Geosphere*, v. 8, p. 931–949.
- Fitz-Díaz E., Hudleston P., Tolson G. and van der Pluijm B. 2014a. Progressive, episodic deformation in the Mexican Fold- Thrust Belt (central Mexico): evidence from isotopic dating of folds and faults. *Int. Geol. Rev.*, v. 56, p. 734–755.
- Fossen, H., 2010. *Structural Geology*. Cambridge University Press. University of Bergen, Norway, 462 pp.
- Gale, J. F. W., 2002, Specifying lengths of horizontal wells in fractured reservoirs: *Society of Petroleum Engineers Reservoir Evaluation and Engineering*, SPE Paper 78600, p. 266–272.
- Gale, J.F.W., Laubach, S.E., Marrett, R.A., Olson, J.E., Holder, J., Reed, R.M., 2004. Predicting and characterizing fractures in dolostone reservoirs: using the link between diagenesis and fracturing. The geometry and petrogenesis of dolomite hydrocarbon reservoirs. In: *Geological Society of London, Special Publication*, v. 235, p. 177-192.

- Garza, G. R. 1973.- Modelo sedimentario del Albiano - Cenomaniano en la porción sureste de la Plataforma de Coahuila (Prospecto Parras, Estado de Coahuila): Boletón Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 25, p. 311-340.
- Gillespie, P. A., C. B. Howard, J. J. Walsh, and J. Watterson, 1993, Measurement and characterization of spatial distributions of fractures: *Tectonophysics*, v. 226, p. 113–141.
- Gillespie, P.A., Walsh, J.J., Watterson, J., Bonson, C. G. and Manzocchi, T., 2001. Scaling relationships of joint and vein arrays from The Burren, Co. Clare, Ireland. *Journal of Structural Geology*, v. 23, p. 183-201.
- Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico: in C. Bartolini, J.L. Wilson, and T.F. Lawton, eds., *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Geological Society of America Special Paper v. 340*, p. 1-58.
- Goldhammer, R.K., y Johnson, C.A., 2001, Middle Jurassic-Uper Cretaceous Paleogeographic evolution and sequence stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico rim: in C. Bartolini, T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir.*, v. 75, p. 45-81.
- Gómez, L. A., 2004. Predicting macrofracture spatial arrangement from small rock samples: testing new analytical techniques using microfracture spacing (abs). *AAPG Annual Convention Official Program 13*, A53.
- Gómez, L. A. 2007. Characterization of the spatial arrangement of opening-mode fractures. Ph.D. Dissertation. The University of Texas at Austin.
- Gómez, L., Gale, J., Laubach, S., and Cumella, S., 2003a. Quantifying fracture intensity: an example from the Piceance Basin. *Rocky Mountain Association of Geologists Piceance Guidebook*, on CD.
- Gomez, L.A., Laubach, S.E., 2006. Rapid digital quantification of microfracture populations. *Journal of Structural Geology* v. 28, p. 408–420.
- González H. M. G.; Miranda, P. L. R., y Flores, L. R., 1986, La carta de terrenos estratotectónicos de la República Mexicana: *Revista de Geografía*, v. 1, p. 27-44.
- Gross, M. R., 1993, The origin and spacing of cross joints: Examples from the Monterey Formation, Santa Barbara coastline, California: *Journal of Structural Geology*, v. 15, no. 6, p. 737 – 751.
- Gross, M. R., and T. Engelder, 1995, Strain accommodated by brittle failure in adjacent units of the Monterey Formation, U.S.A.: Scale effects and evidence for uniform displacement boundary conditions: *Journal of Structural Geology*, v. 17, p. 1303–1318.
- Gross, M.R., and Engelder, T., 1995, Strain accommodated by brittle failure in adjacent units of the Monterey Formation, U.S.A.: Scale effects and evidence for uniform displacement boundary conditions: *Journal of Structural Geology*, v. 17, p. 1303–1318.
- Gudmundsson, A., 1987, Geometry, formation, and development of tectonic fractures on the Reykjanes Peninsula, southwest Iceland: *Tectonophysics*, v. 139, p. 295–308.
- Guerriero, V., Vitale, S., Ciarcia, S., and Mazzoli, S., 2011, Improved statistical multi-scale analysis of fractured reservoir analogues: *Tectonophysics*, v. 504, p. 14–24.
- Guzmán, J. E. y De Cserna Zoltán, 1963, Tectonic history of Mexico, in *Backbone of the Americas-Tectonic History a Symposium: American Association Petroleum Geologists, Memoir*, n.2, p. 113-129.

- Hamilton, W. B., 1988. Laramide crustal shortening: Geological Society of America Memoir., v. 171, p. 27-39.
- Hancock, P.L., 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, v.7, p. 437-457.
- Heffer, K. J., and T. G. Bevan, 1990, Scaling relationships and natural fractures: Data, theory and applications: Society of Petroleum Engineers, Europec 90, The Hague, October 22– 24, SPE Paper 20981, p. 367–376.
- Heim, A., 1926, Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, México): *Eclogae Geologicae Helvetiae*., v. 20, p. 84-87.
- Hernández-Romano, U., Aguilar-Hernández, A., Argueta-González, J.L., Cárdenas-Hernández, R.S., Hernández-Martell, R., Jaques-Escobosa, F., Mena-Sánchez, E., Morales-Marín, J., Cruz-Hernández, M.M. y Marhx-Rojano, M.A., 2001, Estudio estratigráfico, sedimentológico y diagénético de las formaciones Tepexic y Huehuetepac, parte norte del área Mecapalapa, Reporte Interno Pemex Exploración y Producción.
- Hooker, J. N., Gale, J. F. W., Gómez, L. A., Laubach, S. E., Marret, R., and Reed, R. M. 2009. Aperture-size scaling variations in a low-strain opening mode fracture set, Cozzette Sandstone, Colorado. *Journal of Sctructural Geology*, 31. p. 707-718.
- Hooker, J.N., Laubach, S.E., Gomez, L.A., Marrett, R., Eichhubl, P., Diaz-Tushman, K., and Pinzon, E., 2011, Fracture size, frequency, and strain in the Cambrian Eriboll Formation sandstones, NW Scotland: *Scottish Journal of Geology*, v. 47, p. 45–56.
- Hooker, J. N., Laubach, S. E., & Marrett, R., 2014. A universalpower-law scaling exponent for fracture apertures in sandstones. *Bulletin of the Geological Society of America*., v. 126(9–10), p. 1340–1362.
- Hooker, J. N., Laubach, S. E., & Marrett, R. (2014). A universalpower-law scaling exponent for fracture apertures in sandstones. *Bulletin of the Geological Society of America*., v.126 (9–10), p. 1340–1362.
- Huang, Q., and Angelier, J., 1989. Fracture spacing and its relation to bed thickness. *Geological Magazine* v. 126, p. 355-362.
- Humphrey, W. E. 1949, Geology of the Sierra de Los Muertos and paleontology of La Peña Formation, Mexico: *Geological Society American Bulletin*, v. 60, p. 89-176.
- Humphrey, W. E. 1956, Tectonic framework of northeast Mexico: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, v.6, p. 25-35.
- Imlay, W. R. 1936, Geology of the western part of Sierra de Parras, Coah., Mexico: *Geological Society American Bulletin*, v. 47, p. 1,091-1,152.
- Imlay, W. R. 1937, Lower Neocomian fossils from the Miquihuana region, Mexico: *Journal of Paleontology*, v. 11, p. 552-574.
- Instituto Nacional de Geografía y Estadística, Lineamientos Geológicos de la carta geológica F1408, San Luis Potosí.
- Ji, S., and K. Saruwatari, 1998, A revised model for the relationship between joint spacing and layer thickness: *Journal of Structural Geology*, v. 20, no. 11, p. 1495-1508.
- Jurdy, D.M., 1984. The subduction of the Farallon plate beneath North America as derived from relative plate motions: *Tectonics*, v. 3, p. 107–113.

- Kellum, W., 1930, Similarity of surface geology in front ranges of Sierra Madre Oriental to subsurface in Mexican south fields: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.14, p. 73-91.
- Kellum, W., 1932, Reconnaissance studies in the Sierra de Jimulco, Mexico: *Geological Society American Bulletin*, v. 43, p. 541-564.
- Kellum, W., 1936. Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, Part III: Geology of Mountains west of the Laguna District. *Geological Society of America. Bulletin*, v. 47, p. 1,039-1070.
- King, B. P., 1969. Tectonic map of North America. Washington, D.C., U. S. Geological Survey. 1 map scale 1:5 000 000.
- Kranz, R.L., 1983. Microcracks in rocks: a review. *Tectonophysics.*, v. 100, p. 449-480.
- Leckenby, R. J., Longeran, L., Rogers, S. F. & Sanderson, D. J. 2007. Study of fracture-induced anisotropy from discrete fracture network simulation of well test responses. In: Longeran, L., Jolly, R. J. H., Rawnsley, K. & Sanderson, D. J. (eds) *Fractured Reservoirs*. Geological Society, London, Special Publications., v. 270, p. 117–137.
- Ladeira, F.L., and Price, N.J., 1981, Relationship between fracture spacing and bed thickness: *Journal of Structural Geology*, v. 3, p. 179–183.
- Lamb, H., 1932. *Hydrodynamics*: New York, Dover Publications, 738 pp.
- Laubach, S. E., 1992. Fracture networks in selected Cretaceous sandstones of the Green River and San Juan Basins, Wyoming, New Mexico, and Colorado, in J. W. Schmoker, E. B. Coalson, and C. A. Brown, eds., *Geological Studies Relevant to Horizontal Drilling: Examples from Western North America*: Denver, Rocky Mountain Association of Geologist, p. 115-127.
- Laubach, S.E., 1997, A method to detect natural fracture strike in sandstones: *AAPG Bulletin*, v. 81, p. 604–623.
- Laubach, S. E. 2003. Practical approaches to identifying sealed and open fractures. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin.*, v. 87, p. 561–579.
- Laubach, S. E., and Díaz-Tushman, K., 2009. Laurentian paleostress trajectories and ephemeral fracture permeability, Cambrian Eriboll Formation sandstones west of the Moine thrust zone, north-west Scotland: *Journal of the Geological Society*, v. 166, p. 349–362.
- Laubach, S.E., Olson, J.E., and Gale, J.F.W., 2004a. Are open fractures necessarily aligned with maximum horizontal stress? *Earth and Planetary Science Letters.*, v. 222, p. 191–195.
- Laubach, S.E., Reed, R.M., Olson, J.E., Lander, R.H., and Bonell, L.M., 2004b. Coevolution of crack-seal texture and fracture porosity in sedimentary rocks: cathodoluminescence observations of regional fractures. *Journal of Structural Geology.*, v. 26, p. 967-982.
- Longoria, J. F., 1994. Recognition and characteristics of a strike-slip fault system in Mexico and its mesozoic transpressional regime—implications in plate tectonics and paleogeographic reconstruction: *Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín*, v. 11, p. 77-104.
- López-Doncel, R., 2003, La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles–San Luis Potosí, centro–noreste de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas.*, v. 20(1), p. 1–19.
- López-Ramos, E., 1979, *Geología de México*, Tomo II, 2da. Edición, México, D.F., 454 pp.
- Marrett, R., 1996, Aggregate properties of fracture populations, in P. A. Cowie, R. J. Knipe, I. G. Main, and S. F. Wojtal, eds., Special issue: Scaling laws for fault and fracture populations; analyses and applications: *Journal of Structural Geology*, v. 18, no. 2–3, p. 169–178.

- Marrett, R., 1997. Permeability, porosity and shear-wave anisotropy from scaling of open fracture populations. In Hoak, T.E., Klawitter, A.L., and Blomquist, P. K. (eds.): *Fractured Reservoirs: Characterization and Modeling Guidebook*, Rocky Mountain Association of Geologists, p. 217-226.
- Marrett, R., Ortega, O., Kelsey, C., 1999. Extent of power-law scaling for natural fractures in rock. *Geology*, v. 27, p. 722–802.
- Mauldon, M., W. M. Dunne, and M. B. Rohrbaugh Jr., 2001, Circular scanlines and circular windows: new tools for characterizing the geometry of fracture traces: *Journal of Structural Geology*, v. 23, p. 247–258.
- Morán-Zenteno, D. J., 1986. Breve revisión sobre la evolución tectónica de México: *Geofísica Internacional*, v. 25, no. 1, p. 9-38.
- Muehlberger, W. R., 1992, Tectonic map of North America. southeast sheet: American Association of Petroleum Geologists. 1 map.
- Muir, J.M., 1936, *Geology of the Tampico Region, Mexico*: American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 280 pp.
- Murray, A. & Montgomery, D. W. 2012. Characterization of highly fractured basement, Say'un Masila Basin, Yemen. In: Spence, G. H., Redfern, J., Aguilera, R., Bevan, T. G., Cosgrove, J. W., Couples, G. D. & Daniel, J.-M. (eds) *Advances in the Study of Fractured Reservoirs*. Geological Society, London, Special Publications, v. 374, p. 289 – 310.
- Narr, W., 1991, Fracture density in the deep subsurface: Techniques with application to Point Arguello oil field: *AAPG Bulletin*, v. 75, no. 8, p. 1300 – 1323.
- Narr, W., and J. Suppe, 1991, Joint spacing in sedimentary rocks: *Journal of Structural Geology*, v. 13, p. 1037–1048.
- Narr, W., David, S. S., y Laird, B. T., 2006. *Naturally Fractured Reservoir Characterization*. Society of Petroleum Engineers., 115 pp.
- Nelson, R. A., 1985, *Geologic analysis of naturally fractured reservoirs*: Houston, Gulf Publishing, 320 pp.
- Nelson, R.A., 2001. *Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs*. Houston: Gulf Publishing, Boston.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Alvarez, S. A., Tolson, G., Xu, S., & Pérez-Venzor, J. A. (2003). Estimación de densidades, distribuciones de longitud y longitud total de fracturas; un caso de estudio. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, v. 56(1), p. 1–9.
- Ortega, O., 2002. Fracture-size scaling and stratigraphic controls on fracture intensity. Ph.D. dissertation, The University of Texas at Austin.
- Ortega, C. & Aguilera, R. 2014. Quantitative properties from drill cuttings to improve the design of hydraulic fracturing jobs in horizontal wells. *Journal of Canadian Petroleum Technology*, v. 53, p. 55-68.
- Ortega, O., and R. Marrett, 2000, Prediction of macrofracture properties using microfracture information, Mesaverde Group sandstones, San Juan basin, New Mexico: *Journal of Structural Geology*, v. 22, no. 5, p. 571–588.
- Ortega, O., R. Marrett, S. Hamlin, S. Clift, and R. Reed, 1998, Quantitative macrofracture prediction using microfracture observations: A successful case study in the Ozona Sandstone, west Texas (abs.): *AAPG Annual Meeting Program*, v. 7, p. A503.

- Ortega, O. J., Marrett, R. A., & Laubach, S. E. 2006. A scale-independent approach to fracture intensity and average spacing measurement. *AAPG Bulletin*, v. 90(2), p. 193–208.
- Ortega, O. J., Gale, J.F.W., and Marrett, R., 2010, Quantifying diagenetic and stratigraphic controls on fracture intensity in platform carbonates: An example from the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico: *Journal of Structural Geology*, v. 32, p. 1943–1959.
- Padilla y Sánchez, R. J., 1978, Geología y estratigrafía (Cretácico Superior) del límite sureste del estado de Nuevo León: Universidad Nacional Autónoma de México. *Revista del Instituto de Geología*, p. 37-44.
- Padilla y Sánchez, R. J., 1982. Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey, México: University of Texas, Austin, Ph D. Thesis, 217 pp.
- Padilla y Sánchez, R. 1985, Las estructuras de la curvatura de Monterrey, Estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, v. 6, p. 1-20.
- Padilla y Sanchez, R.J., 1986. Post-Paleozoic tectonics of Northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 25, no. 1, p. 157-206.
- Padilla y Sánchez, R. J., 2007. Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto del Golfo de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, tomo LIX, n. 1, p. 19-42.
- Petróleos Mexicanos (PEMEX), 1988, *Estratigrafía de la República Mexicana, Mesozoico*: México, D.F., Subdirección de Producción Primaria, Coordinación ejecutiva de Exploración, Informe inédito, 216 pp.
- Petróleos Mexicanos (PEMEX), Participantes: Aranda, M.; Eguiluz, S.; Banda, J; Galicia, J.; López, F.; Patiño, J.; Palma, M.; Prost, G.; Marrett, R.; Rosenfeld, J.; Thompson, D.; Trout, M.; Ortuño, S. Couttolenc, F. y Vázquez, M., 1993, *Tectónica del norte de México – La Sierra Madre Oriental, NE M 1033*: Inédito.
- Petroleos Mexicanos (PEMEX), Participantes: Román Ramos, JR., Lara Rodríguez, J., Patiño Ruiz, J., Valdés, L.C., Mata Jurado, M., Mora Oropeza, G., Miranda Canseco E., Hernández Romano, U., Gómez Rodríguez, R.D., 2010. *Provincia Petrolera Tampico-Misantla. PEMEX Exploración y Producción.*, 48 pp.
- Pérez Drogo, G., 2010. *Análisis sismo-estratigráfico y estructural del área Tamil-Nab, Sureste del Golfo de México Profundo*” Tesis de licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Pindell, J.L. 2001. *The Pacific Origin of the Caribbean Plate, with emphasis on Cuba*: Leicester meeting, 2001.
- Pindell, J. L., y Dewey J. F., 1982. Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region: *Tectonics*, v. 1, p. 179-211.
- Pindell, J., Kennan, L., 2002, *Exploration Framework Atlas Series, Volume 4: Mexico and Gulf of Mexico*: London, Tectonic Analysis, 200 pp.
- Pindell, J. L., y Kennan, L., 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update: *Geological Society of London*, v. 328, p. 1-55.
- Pollard, D.D., Aydin, A., 1988. Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin.*, v. 100, p. 1181-1204.

- Priest, S. D., 1993, *Discontinuity analysis for rock engineering*: London, United Kingdom, Chapman & Hall, 473 pp.
- Priest, S.D., and Hudson, J.A., 1976. Discontinuity spacings in rock. *International Journal of Rock Mechanics*, v. 13, p. 135-148.
- Priest, S. D., and J. A. Hudson, 1981, Estimation of discontinuity spacing and trace length using scanline surveys: *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, v. 18, p. 183–197.
- Prioul, R. & Jocker, J. 2009. Fracture characterization at multiple scales using borehole images, sonic logs, and walkaround vertical seismic profile. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 98, p. 1503 – 1516.
- Quezada-Muñetón J.M. 1990 El Cretácico Medio-Superior y el límite Cretácico Superior-Terciario inferior en la Sierra de Chiapas. *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 39, (1), p. 3-98.
- Quintero, O. L. y Aranda, G. M. 1985, Relaciones estructurales entre el Anticlinorio de Parras y el Anticlinorio de Arteaga (Sierra Madre Oriental), en la región de Agua Nueva, Coahuila: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, v. 6, p. 21-36.
- Ramírez, R. C. 1978, Reinterpretación tectónica del esquistos Granjeno de Ciudad Victoria, Tamaulipas: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, v. 2, p. 5-42.
- Ramsay, J. G., 1980, The crack-seal mechanism of rock deformation: *Nature (London)*, v. 284, no. 5752, p. 135–139.
- Renshaw, C.E., Pollard, D.D., 1995. An experimentally verified criterion for propagation across unbounded frictional interfaces in brittle, linear elastic materials. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, v. 32, p. 237–249.
- Rives, T., M. Razack, J.-P. Petit, and K. D. Rawnsley, 1992, Joint spacing: Analog and numerical simulations: *Journal of Structural Geology*, v.14, p. 925-937.
- Robin, C., 1982, México, in: R.S. Thorpe (Ed.), *Andesites*: John Wiley & Sons, New York, p. 137-147.
- Rouleau, A., and Gale, J.E., 1985. Statistical characterization of the fracture system in the Stripa Granite, Sweden. *International Journal of Rock Mechanics, Mining Science and Geomechanical Abstracts*, v. 22, p. 353-367.
- Sagi, D. A., Arnhild, M. & Karlo, J. F. 2013. Quantifying fracture density and connectivity of fractured chalk reservoirs from core samples: implications for fluid flow. In: Spence, G. H., Redfern, J., Aguilera, R., Bevan, T. G., Cosgrove, J. W., Couples, G. D. & Daniel, J.-M. (eds) *Advances in the Study of Fractured Reservoirs*. Geological Society, London, Special Publications., v. 374, p. 97 – 111.
- Salvador, A. 1987.- Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico Basin: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, v. 71, p. 419-451.
- Salvador, A., 1991c, Origin and development of the Gulf of Mexico Basin, in A. Salvador, ed., *The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, The Geology of North America*, v. J, p. 389–444.
- Salvador A., y Green, A., 1980. Opening of the Caribbean Tethys (Origin and development of the Caribbean and the Gulf of Mexico): En Auboin, J., et al. eds., *Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys: Bull. du Bureau de recherches géologiques et Minières Memories*, v. 115, p. 224-229.

- Saoudi, A., Moustafa, A. R. et al. 2012. Dual- porosity fractured Miocene syn-rift dolomite reservoir in the Issaran Field (Gulf of Suez, Egypt): a case history of the zonal isolation of highly fractured water carrier bed. In: Spence, G. H., Redfern, J., Aguilera, R., Bevan, T. G., Cosgrove, J. W., Couples, G. D. & Daniel, J.-M. (eds) *Advances in the Study of Fractured Reservoirs*. Geological Society, London, Special Publications, v. 374, p. 379 – 394.
- Sawyer, D.S., Buffler, R.T. and Pigler Jr., R.H. 1991. The crust under the Gulf of Mexico basin. In: Salvador, A. (ed), *The Gulf of México Basin*. Geological Society of America, *The Geology of North America*, v.J, p. 53-72.
- Scholz, C. H., Dawers, N. H., Yu, J.-Z., y Anders, M. H. 1993. Fault Growth and Fault Scaling Laws: Preliminary Results. *J. Geophys. Res.* 98 (B12): 21, 951-21, 961.
- Seers, T. D. & Hodgetts, D. 2013. Comparisons of digital outcrop and conventional data collection approaches for the characterization of naturally fractured reservoir analogues. In: Spence, G. H., Redfern, J., Aguilera, R., Bevan, T. G., Cosgrove, J. W., Couples, G. D. & Daniel, J.-M. (eds) *Advances in the Study of Fractured Reservoirs*. Geological Society, London, Special Publications, v. 374, p. 51 – 77.
- Servicio Geológico Mexicano. Carta geológico-minera Ciudad Valles, F14-8, San Luis Potosí. (1:250,000).
- Simmons, G. and Richter, D., 1976. Microcracks in rock. In: R.G.J. Strens (Editor), *The Physics and Chemistry of Minerals and Rocks*. Wiley, New York, N. Y., p 105-137.
- Simpson, G.D.H., 2000, Synmetamorphic vein spacing distributions: characterisation and origin of a distribution of veins from NW Sardinia, Italy. *Journal of Structural Geology.*, v. 22, p. 335-348.
- Slightam, C. 2012. Characterizing seismic-scale faults pre- and post-drilling; Lewisian Basement, West of Shetlands, UK. In: Spence, G. H., Redfern, J., Aguilera, R., Bevan, T. G., Cosgrove, J. W., Couples, G. D. & Daniel, J.-M. (eds) *Advances in the Study of Fractured Reservoirs*. Geological Society, London, Special Publications, v. 374, p. 311-331.
- Smart, K. J., Ferrill, D. A. & Morris, A. P. 2009. Impact of interlayer slip on fracture prediction from geomechanical models of fault-related folds. *American Association of Petroleum Geology, Bulletin*, v. 93, p. 1447-1458.
- Snow, D. T., 1969. Anisotropic permeability of fractured media: *Water Resources Research*, v. 5, p. 1273-1289.
- Sohl, N. F., Martínez, E., Salmerón-Ureña, P., and Soto-Jaramillo, F., 1991, Upper Cretaceous, in Salvador, A., ed., *The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado*, Geological Society of America, *Geology of North America*, v. J, p. 205–244.
- Sonntag, R., Evans, J. P., La Pointe, P., Deraps, M., Sisley, H. & Richey, D. 2012. Sedimentological controls on the fracture distribution and network development in Mesaverde Group sandstone lithofacies, Uinta Basin, Utah, USA. In: Spence, G. H., Redfern, J., Aguilera, R., Bevan, T. G., Cosgrove, J. W., Couples, G. D. & Daniel, J.-M. (eds) *Advances in the Study of Fractured Reservoirs*. Geological Society, London, Special Publications, v. 374, p. 23-50.
- Spence, G. H. & Finch, E. 2014. Influences of nod- ular chert rhythmities on natural fracture networks in carbonates: an outcrop and two-dimensional discrete element modelling study. In: Spence, G. H., Redfern, J., Aguilera, R., Bevan, T. G., Cosgrove, J. W., Couples, G. D. & Daniel, J.-M. (eds) *Advances in the Study of Fractured Reservoirs*. Geological Society, London, Special Publications, v. 374, p. 211-249.

- Spence, G. H., Redfern, J., Aguilera, R., Bevan, T. G., Cosgrove, J. W., Couples, G. D. & Daniel, J.-M. (eds) 2014. *Advances in the Study of Fractured Reservoirs*. Geological Society, London, Special Publications, v. 374, p. 1 – 22.
- Stanley S. M., 2002. *Earth System History*, 608 pp.
- Stock, J.M., y Molnar, P., 1988. Uncertainties and implications of the Late Cretaceous and Tertiary position of North America relative to the Farallon, Kula, and Pacific plates: *Tectonics*, v. 6, p. 1339-1384.
- Seegerstrom, 1961, *Geology of the Bernal-Jalpan Area, Estado de Querétaro, México*: U.S. Geological Survey, Bulletin, n. 1104-B, p. 19-85.
- Suppe, J. 1985. *Principles of Structural Geology*. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall.
- Suter, M., 1984. Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles-San Luis Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, East-Central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 95, p. 1387-1397.
- Suter, M., 1987. Structural transverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v.98, p. 249-264.
- Suter, M., 1990. *Geología de la Hoja Tamazunchale 14Q-e (5), estados de Hidalgo, Querétaro y San Luis Potosí*: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología. *Cartas Geológicas de México serie 1:100,000*. Informe técnico, 59 pp.
- Tardy, M. 1973, Les phases tectoniques du secteur Transverse de Parras, Sierra Madre Oriental (Mexique): *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7eme serie, v. XV, p. 362-366.
- Tardy, M., 1980. *Contribution a l'étude Géologique de la Sierra Madre Oriental du Mexique*: Université Pierre et Marie Curie de Paris, Tesis doctoral, 445 pp.
- Urai, J.L., Williams, P.F., and van Roermund, H.L.M., 1991, Kinematics of crystal growth in syntectonic fibrous veins: *Journal of Structural Geology*, v. 13, p. 823–836.
- Van Der Voo, R., F.J. Mauk and R.B. French, 1976. Permian Triassic continental configurations and the origin of the Gulf of Mexico, *Geology*, v. 4, p. 177-180.
- Vélez, Scholvin, K. D., 1990. Modelo transcurrente en la evolución tectónica sedimentaria de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 40, n. 1, p. 1-35.
- Viniegra O., Francisco, 1966, *Paleogeografía y tectónica del Mesozoico en la Provincia de la Sierra Madre y Macizo de Teziutlán*: *Boletín Asociación Mexicana Geólogos Petroleros*, v. 18, p. 145-171.
- Weidie, A. E., Wolleben, J. A., and McBride, E. F., 1972, Late Cretaceous depositional systems in northern Mexico: *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Societies*, v. 22, p. 323-329.
- Wong, T. F., J. T. Fredrich, and G. D. Gwanmesia, 1989, Crack aperture statistics and pore space fractal geometry of Westerly Granite and Rutland Quartzite: Implications for an elastic contact model of rock compressibility: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 10,267–10,278.
- Woodward, L. A., Anderson, O. J., Lucas, S. G., 1997. *Tectonics of Four Corners region of the Colorado Plateau*. New Mexico Geological Society Guidebook, v. 48, p. 57-64.
- Zeeb, C., Gomez-Rivas, E., Bons, P. D., & Blum, P., 2013. Evaluation of Sampling methods for fracture network characterization using Outcrops. *AAPG Bulletin*, v. 97(9), p. 1545–1566.
- Zoback, M. D., Barton, C. A., Brudy, M. 2003. Determination of stress orientation and magnitude in deep wells. *Intl. J. Rock Mechanics & Mining Sci.*, v. 40, p. 1049-1076.

ANEXOS

En la siguiente lista de anexos se incluyen los datos usados para obtener las gráficas de distribución de fracturas y todas las distribuciones graficadas para este trabajo.

ANEXO 1A

Datos utilizados para diagramas de distribución de macrofracturas.

Frecuencia Acumulada	Apertura (mm)	Intensidad de fractura (Fr/m)
<i>Scanline 1</i>		
2	0.95	2.439
3	0.26	3.659
5	0.21	6.098
6	0.2	7.317
8	0.175	9.756
9	0.09	10.976
14	0.075	17.073
16	0.07	19.512
20	0.06	24.390
25	0.05	30.488
27	0.02	32.927
28	0.017	34.146
<i>Scanline 2</i>		
1	0.6	64.516
5	0.06	322.581
8	0.05	516.129
35	0.02	2258.065
<i>Scanline 3</i>		
1	21	0.333
2	4	0.667
3	3.3	1.000
4	2.65	1.333
5	2.15	1.667
6	1.75	2.000
7	1.4	2.333
8	0.95	2.667

Frecuencia Acumulada	Apertura (mm)	Intensidad de fractura (Fr/m)
<i>Scanline 4</i>		
1	0.4	0.487
2	0.14	0.975
3	0.115	1.462
8	0.062	3.899
15	0.05	7.310
<i>Scanline 5</i>		
2	2.65	0.605
3	1.4	0.908
4	1.15	1.210
6	0.95	1.457
8	0.4	2.255
9	0.215	2.779
10	0.14	3.766
<i>Scanline 6</i>		
1	12	0.098
2	10	0.196
4	9	0.393
5	5	0.491
10	3.3	0.981
12	2.15	1.178
13	1.75	1.276
14	1.15	1.374
15	0.62	1.472
16	0.5	1.570

Frecuencia Acumulada	Apertura (mm)	Intensidad de fractura (Fr/m)
Scanline 7		
1	25	0.055
2	7	0.110
3	4	0.165
4	3.3	0.220
7	3	0.386
9	2.65	0.496
10	2.5	0.551
12	2.15	0.661
15	1.4	0.827
20	1.15	1.102
24	0.95	1.322
25	0.75	1.378
26	0.62	1.433
28	0.33	1.543
Scanline 8		
1	5	0.335
3	2.15	1.005
4	1.75	1.340
6	1.4	2.009
8	0.62	2.679
9	0.4	3.014
11	0.33	3.684
12	0.14	4.019
13	0.115	4.354
15	0.062	5.023
19	0.05	6.363
Scanline 9		
1	19	0.565
3	15	1.695
4	12	2.260
5	11	2.825
9	9	5.085
12	5	6.780
13	4	7.345
15	3.3	8.475
17	2.65	9.605
18	2.15	10.169
19	2	10.734
20	1.4	11.299
21	0.95	11.864

Frecuencia Acumulada	Apertura (mm)	Intensidad de fractura (Fr/m)
Scanline 10		
1	15	0.204
2	1.75	0.916
4	1.15	1.832
6	0.95	2.749
8	0.75	3.665
12	0.62	5.497
14	0.5	6.413
15	0.4	6.871
16	0.33	7.329
17	0.265	7.787
18	0.215	8.246
20	0.062	9.162
21	0.05	9.620
22	0.02	10.078
Scanline 11		
1	2.65	0.393
2	1.75	0.786
4	1.4	1.572
5	1.15	1.965
7	0.95	2.751
9	0.75	3.537
19	0.5	7.468
24	0.33	9.433
25	0.265	9.826
26	0.215	10.219
27	0.14	10.612
29	0.115	11.398
30	0.062	11.792
34	0.05	13.364

Frecuencia Acumulada	Apertura (mm)	Intensidad de fractura (Fr/m)
Scanline 12		
1	5	0.464
2	3.3	0.927
3	2.15	1.391
4	1.75	1.854
5	1.4	2.318
7	1.15	3.245
10	0.75	4.635
11	0.62	5.099
14	0.5	5.764
20	0.4	7.653
24	0.33	9.874
27	0.265	11.345
31	0.215	12.855
32	0.175	14.547
33	0.14	15.296
35	0.115	16.223
37	0.095	17.150
38	0.062	17.613
39	0.05	18.077
Scanline 13		
1	0.75	1.383
3	0.062	6.794
6	0.05	8.299
16	0.03	15.831

Frecuencia Acumulada	Apertura (mm)	Intensidad de fractura (Fr/m)
Scanline 14		
1	0.062	1.218
2	0.06	2.436
6	0.05	7.308
9	0.02	10.962
Scanline 15		
1	0.14	0.870
10	0.05	8.703
15	0.03	13.055
21	0.02	18.277
Scanline 16		
1	1.5	0.315
2	0.62	0.819
5	0.5	1.092
6	0.4	1.419
7	0.3	1.693
16	0.05	5.047
20	0.03	6.309

ANEXO 1B

Datos utilizados para diagramas de distribución de microfisuras.

Frecuencia Acumulada	Apertura (mm)	Intensidad de fractura (Fr/m)
<i>Scanline 17</i>		
1	0.192	42.896
2	0.049	85.792
3	0.038	128.689
4	0.025	171.585
5	0.024	214.481
6	0.02	257.378
7	0.016	300.274
9	0.015	386.067
10	0.014	428.963
13	0.013	557.652
14	0.012	600.549
16	0.011	686.341
19	0.01	815.030
20	0.007	857.927
21	0.005	900.823
<i>Scanline 18</i>		
1	0.024	43.944
3	0.014	131.833
5	0.013	219.722
6	0.012	263.666
7	0.011	307.611
9	0.01	395.5
10	0.009	439.444
13	0.008	571.277
17	0.007	747.055
21	0.006	922.833
25	0.005	1098.611
28	0.004	1230.444

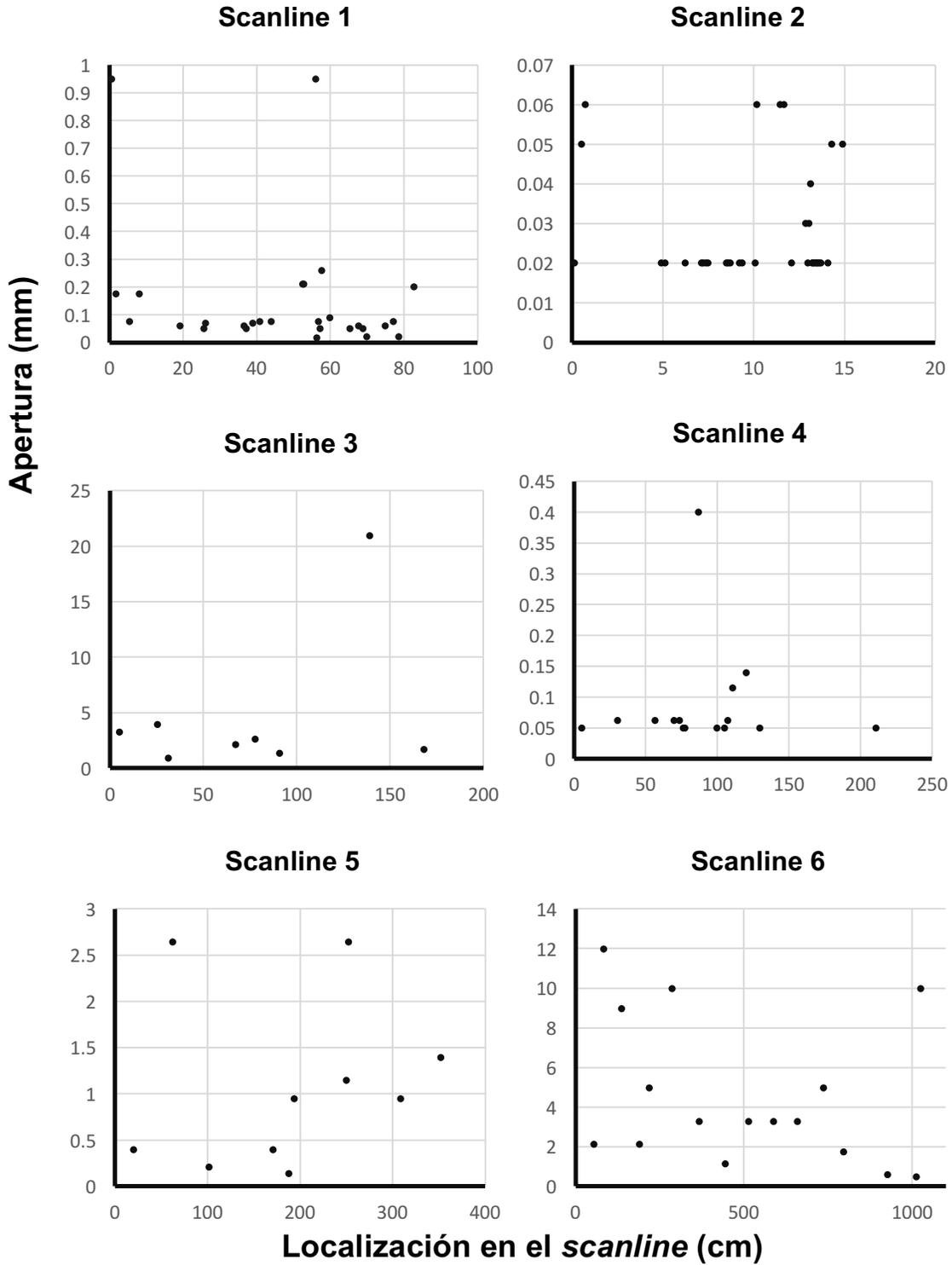
Frecuencia Acumulada	Apertura (mm)	Intensidad de fractura (Fr/m)
<i>Scanline 19</i>		
2	0.04	85.009
3	0.035	127.513
4	0.035	170.017
5	0.026	212.522
6	0.017	255.026
7	0.017	297.530
8	0.016	340.035
9	0.016	382.539
10	0.015	425.044
11	0.014	467.548
12	0.014	510.052
13	0.013	552.557
14	0.012	595.061
15	0.012	637.565
16	0.012	680.070
17	0.012	722.574
18	0.011	765.078
19	0.011	807.583
20	0.011	850.087
21	0.011	892.591
22	0.01	935.096
23	0.01	977.600
24	0.01	1020.105
25	0.01	1062.609
26	0.01	1105.113
27	0.009	1147.618
28	0.007	1190.122

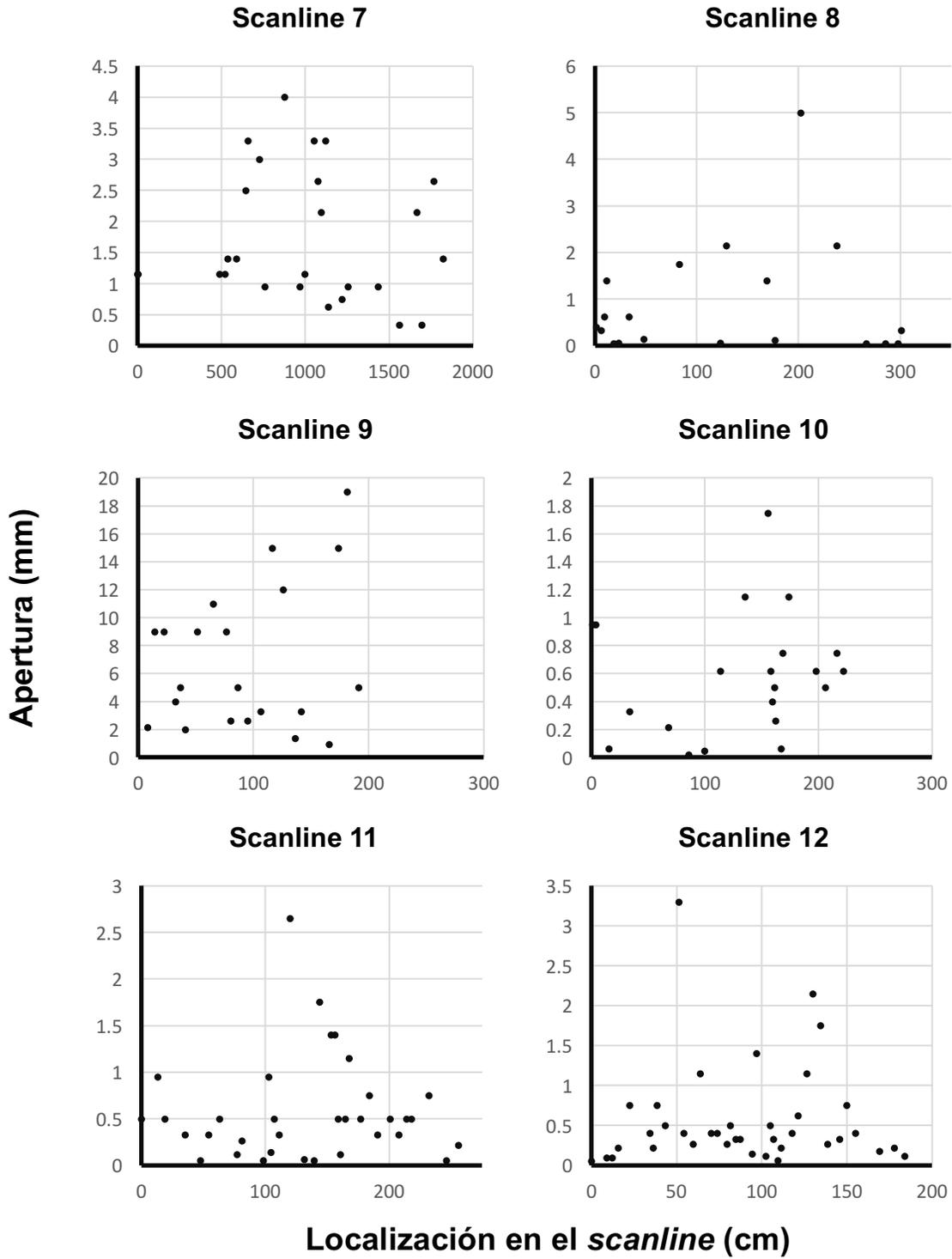
Frecuencia Acumulada	Apertura mm	Intensidad de fractura (Fr/m)
Scanline 20		
1	0.024	27.366
2	0.021	54.731
4	0.02	109.462
7	0.016	191.559
13	0.015	355.753
14	0.014	383.119
15	0.014	410.484
18	0.013	492.581
24	0.012	656.775
29	0.011	793.603
35	0.01	957.797
41	0.009	1121.990
43	0.008	1176.722
45	0.007	1231.453
47	0.006	1286.184
49	0.005	1340.915
Scanline 21		
1	2.627	26.431
2	0.855	52.861
3	0.285	79.292
4	0.2	105.722
5	0.107	132.153
6	0.104	158.583
7	0.042	215.877
Scanline 22		
1	3.29	23.425
2	1.556	46.849
3	1.438	70.274
4	0.985	93.699
5	0.145	117.123
6	0.11	140.548
7	0.07	163.973
8	0.063	187.398
9	0.047	210.822
10	0.02	301.897

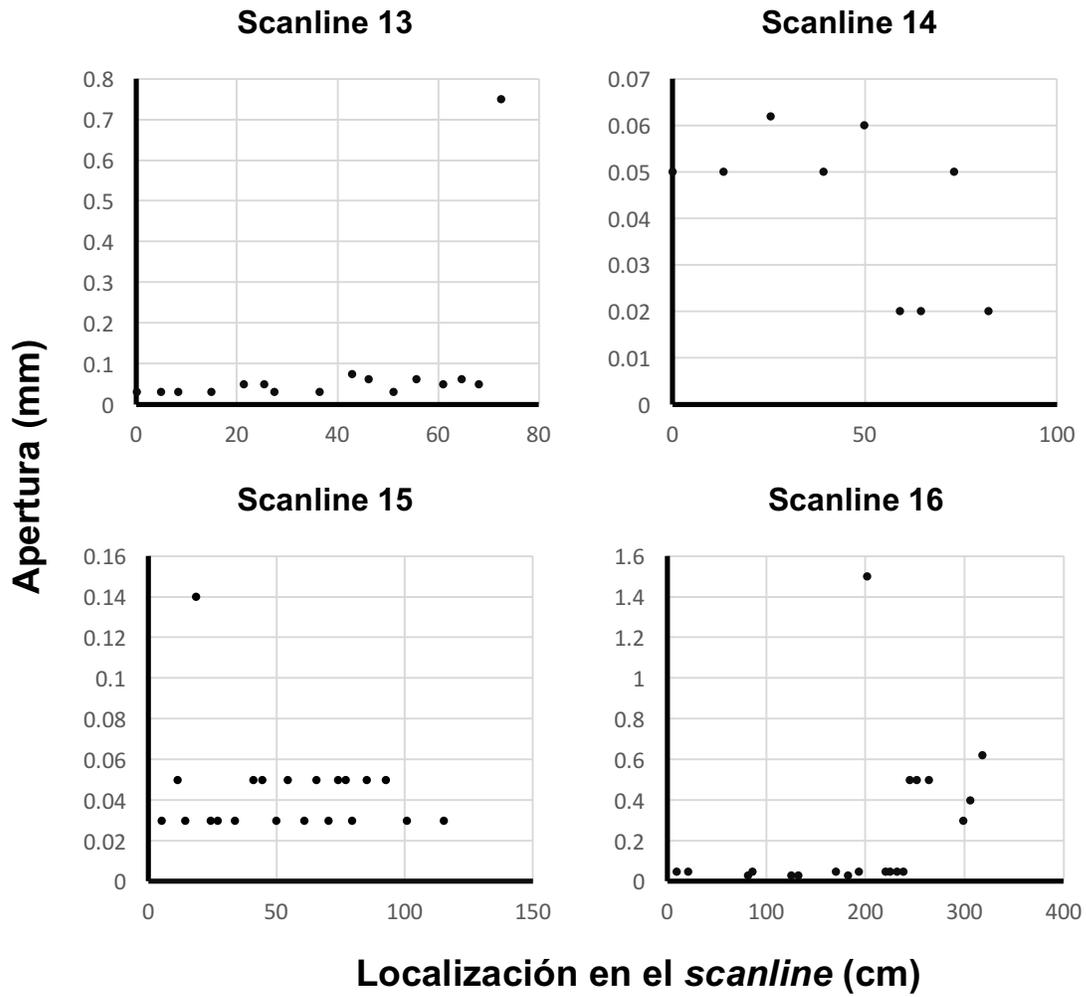
Frecuencia Acumulada	Apertura (mm)	Intensidad de fractura (Fr/m)
Scanline 23		
1	0.114	65.807
2	0.056	131.614
3	0.035	197.420
4	0.027	263.227
5	0.018	329.034
6	0.016	394.841
7	0.011	460.648
Scanline 24		
1	0.28	31.181
2	0.178	62.362
3	0.088	93.542
4	0.08	124.723
5	0.049	155.904
6	0.046	187.085
7	0.04	218.266
8	0.03	249.447
9	0.026	280.627
10	0.018	311.808
11	0.017	342.989
Scanline 25		
1	0.164	18.646
2	0.138	37.291
3	0.1	55.937
4	0.087	74.582
5	0.08632	93.228
6	0.067	111.873
7	0.063	130.519
9	0.061	167.810
10	0.059	186.456
11	0.047	205.101
12	0.043	223.747
14	0.025	261.038
15	0.022	279.684

ANEXO 2A

Posición de apertura de fracturas en el *scanline*.

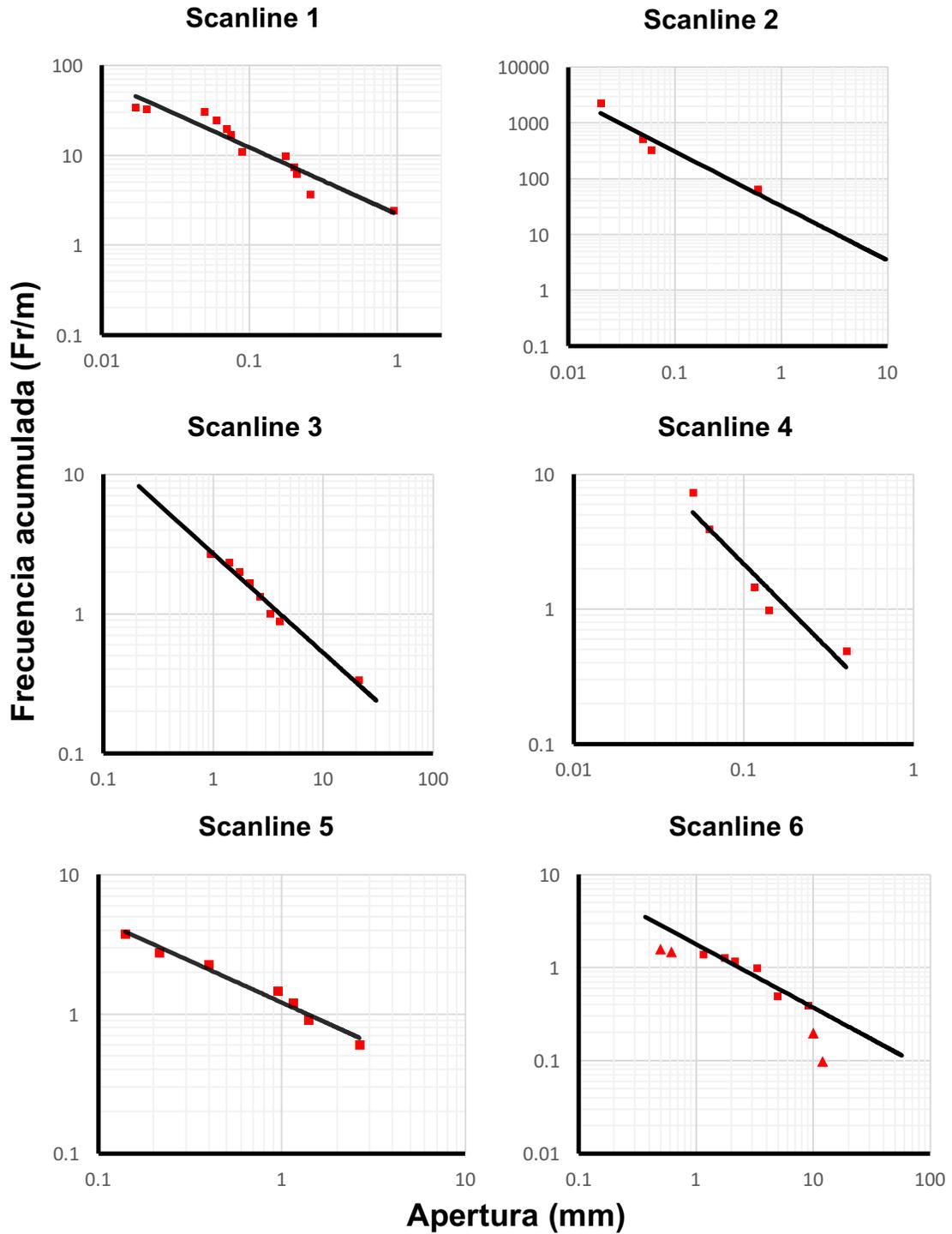


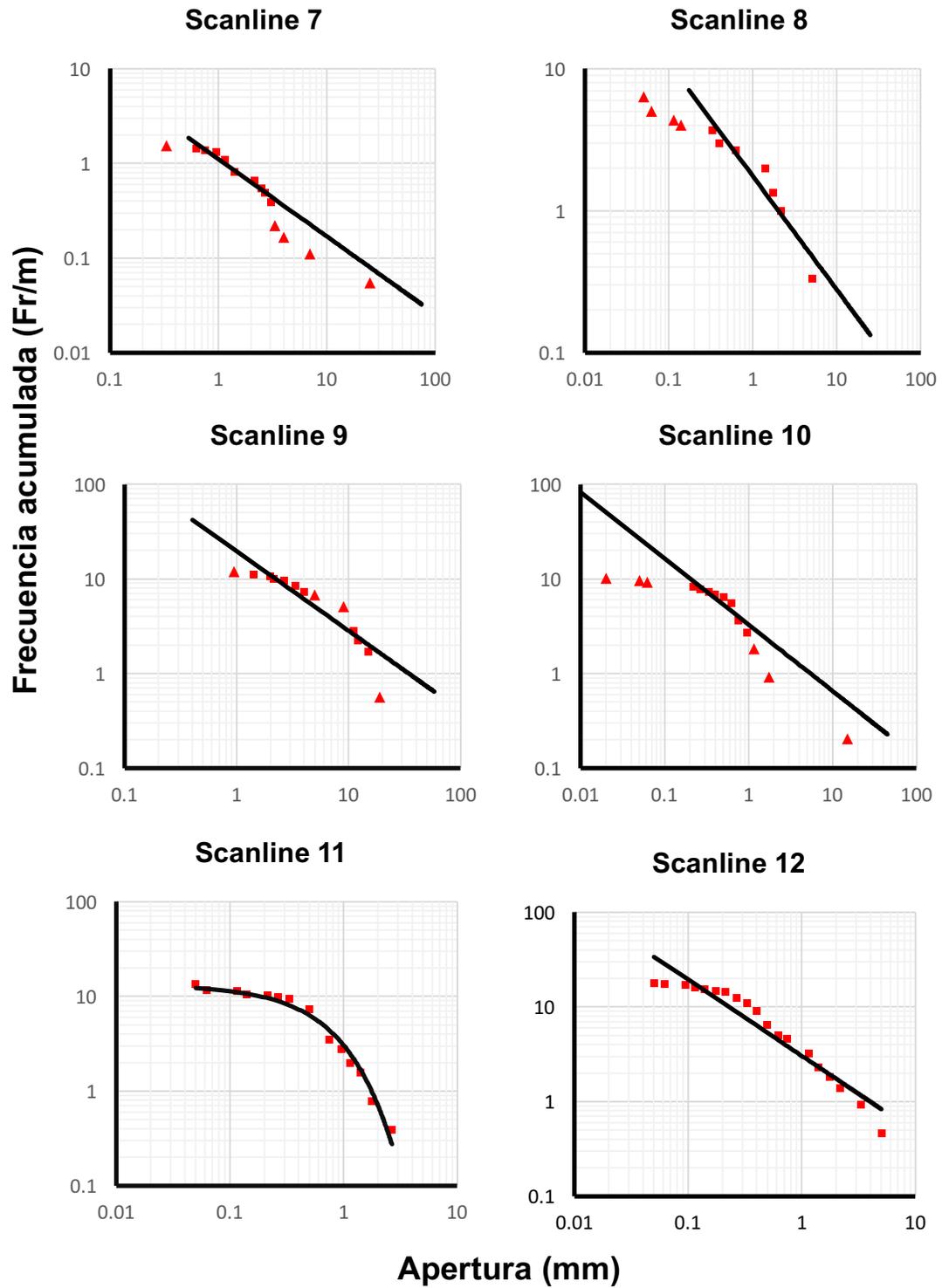




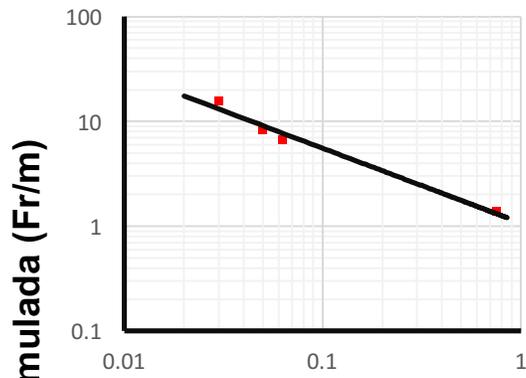
ANEXO 2B

Gráficas de frecuencia acumulada vs. apertura de macrofracturas.

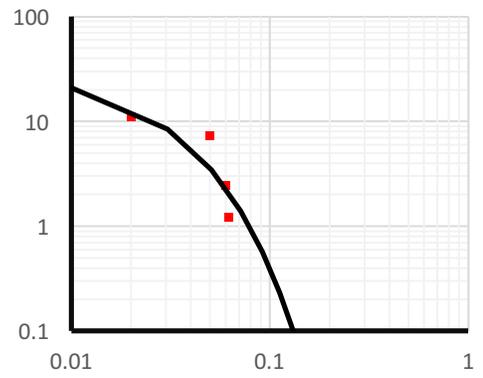




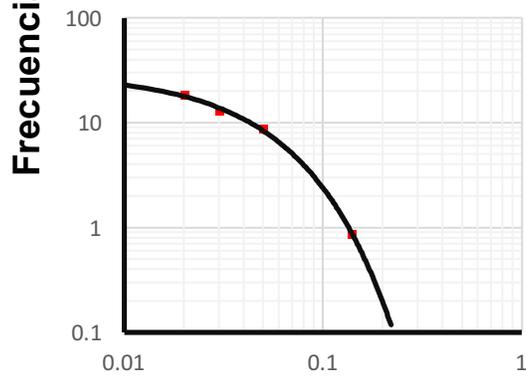
Scanline 13



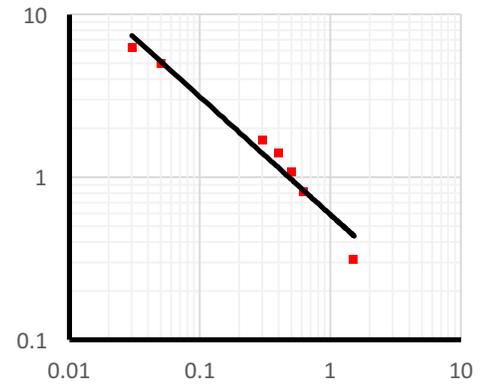
Scanline 14



Scanline 15



Scanline 16

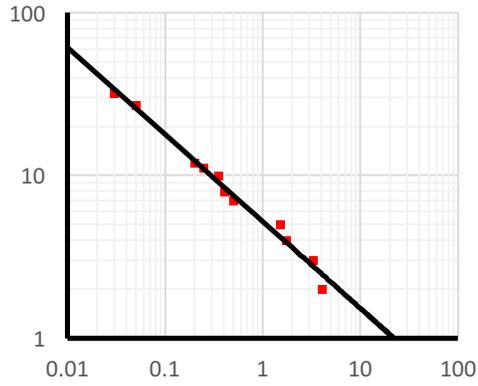


Apertura (mm)

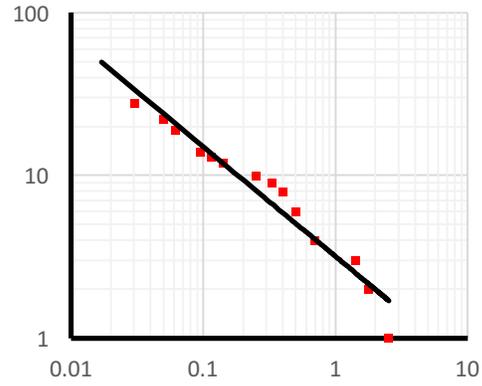
ANEXO 2C

Gráficas de frecuencia acumulada vs. número acumulativo.

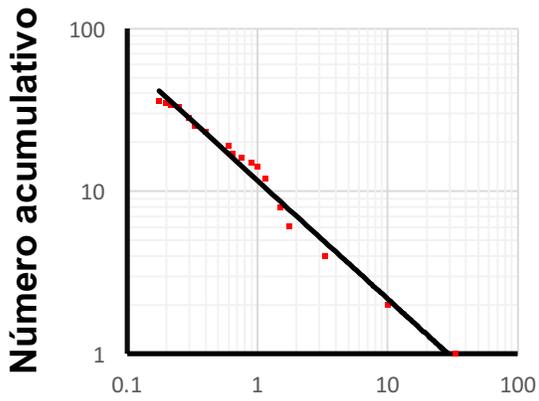
Cantera, Tmz. NE-SW



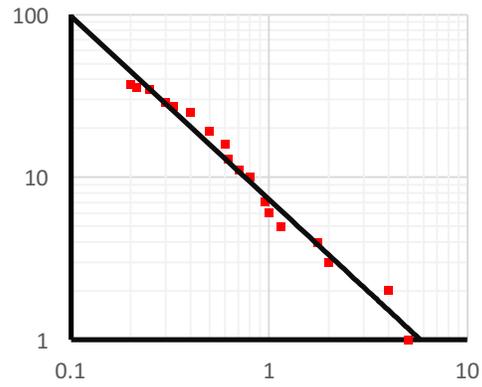
Cantera, Tmz. (NW-SE)



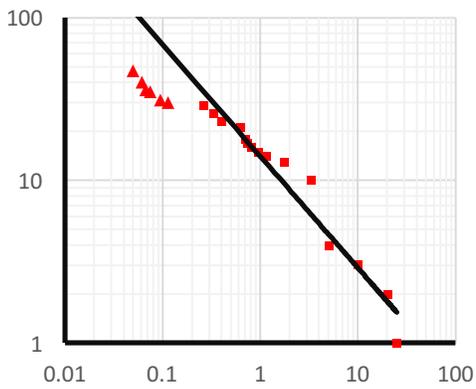
La Fortuna, Tmz NE-SW



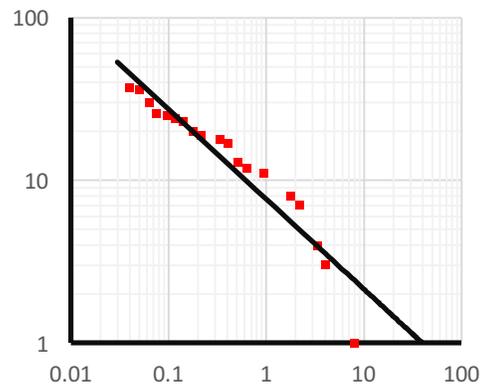
La Fortuna, TMZ, NW-SE



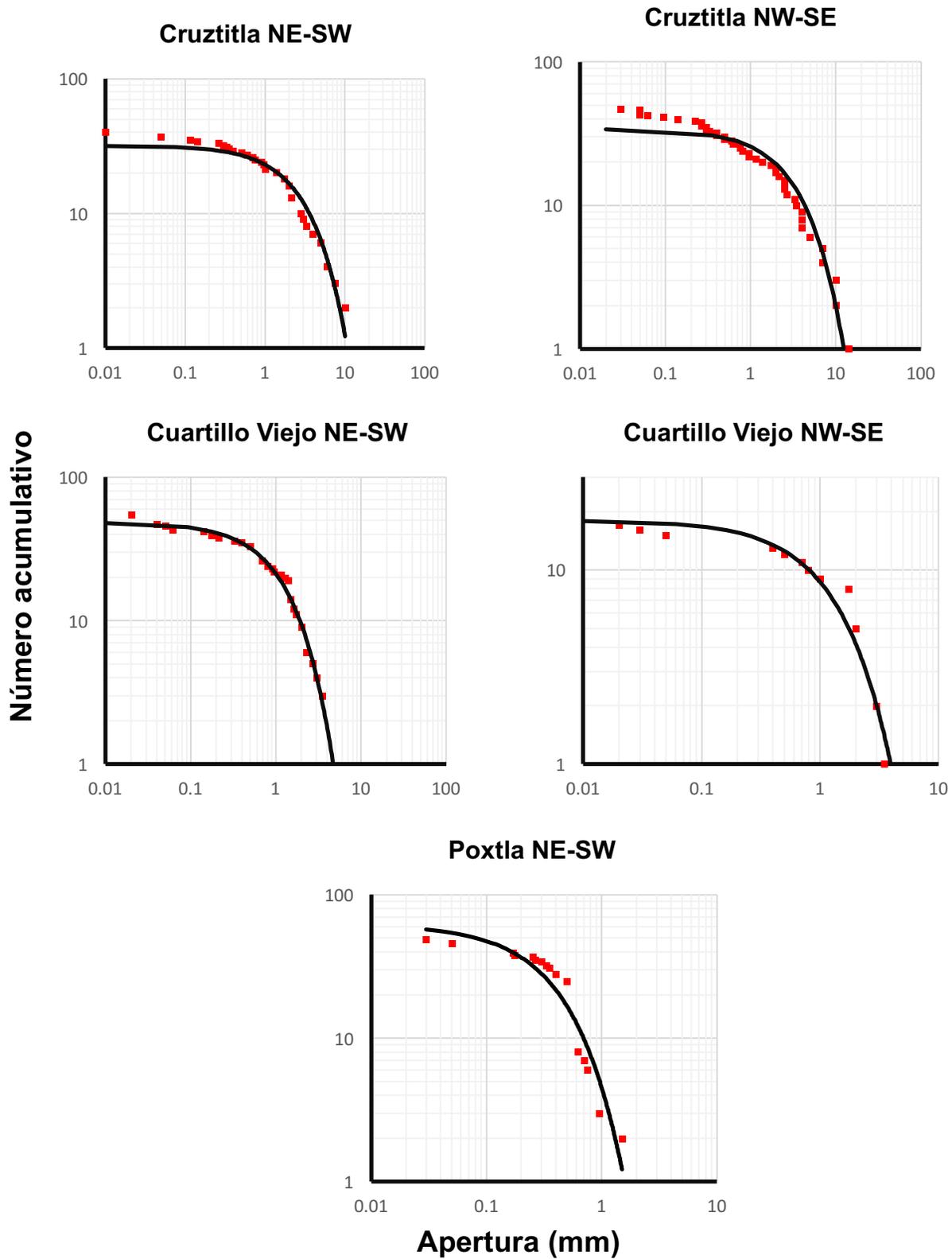
Tlamaya NE-SW



Tlamaya NW-SE



Apertura (mm)



ANEXO 2D

Gráficas de frecuencia acumulada vs. apertura de microfracturas.

