



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Análisis de fracturas geológicas en
rocas calcáreas de un núcleo
recuperado del pozo Agrícola
Oriental de Ciudad de México**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniero Geólogo

P R E S E N T A

Maximiliano Valtierra Portillo

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Alberto Vásquez Serrano



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2025

DEDICATORIA

A mi familia, por su amor incondicional desde el principio.

A mis padres, por su cariño, esfuerzo y sacrificio.

A mi pareja, por todo el amor e inspirarme a ser mejor cada día

A mi hermana, por su apoyo infinito durante este viaje.

A mis sobrinos, por su alegría contagiosa y toda su energía.

A quienes me cuidan desde el cielo, su recuerdo vive en mí.

Y a quienes aportaron su granito de arena para que hoy pueda estar aquí.

De corazón, gracias.

AGRADECIMIENTOS

A mi director de tesis, el Dr. Alberto Vásquez, por brindarme la oportunidad de realizar mi servicio social con usted y por permitirme ser su tesista. Gracias por sus enseñanzas, por las salidas al campo, por todo su apoyo y por la paciencia para guiarme en este proceso.

A mis papás, Laura y Gerardo, a quienes no me alcanzan las palabras para agradecerles todo lo que han hecho por mí, por motivarme y por su apoyo incondicional, sin importar la situación ni las malas decisiones que haya tomado. Gracias por creer en mí; este logro no solo es mío, sino también de ustedes.

A Dany, por acompañarme en este camino desde el inicio, por tu amor incondicional, por recordarme lo capaz que soy y lo que puedo lograr. Esto también es tuyo, amor.

A Mike, mi compañero de cuatro patas, por acompañarme en todas esas horas de desvelo. Gracias por ser mi sombra en las noches de esfuerzo y nunca dejarme solo.

A mis amigos, por todos los buenos y malos momentos compartidos, por las horas de desvelo, las prácticas y todas las risas. En especial a Montse y Lydia, gracias por hacer esta aventura más llevadera.

A mi abue Trini y a mi tío Rodolfo, que no podrán verme defender este trabajo, pero sé que me estarán apoyando desde el cielo. Gracias por siempre creer en mí y motivarme hasta su último día.

Por último, pero no menos importante, quiero agradecerme a mí mismo por haber llegado hasta aquí.

Agradezco mucho el apoyo del proyecto SECTEI 176/2023 titulado: Estudio geofísico-geológico del poniente de la Ciudad de México: implicaciones en el origen de los microsismos. Dicho proyecto es dirigido por la Dra. Claudia Arango Galván

ÍNDICE

Dedicatoria	1
Agradecimientos	2
Resumen	7
Abstract	8
Capítulo I. Introducción	
1.1 Objetivo General	9
1.2 Objetivos Específicos	9
1.3 Hipótesis	10
1.4 Metas	10
1.5 Justificación	10
1.6 Metodología	11
1.6.1. Trabajo de laboratorio	11
1.6.2 Trabajo de gabinete	12
1.6.3. Trabajo de campo	14
Capítulo II. Marco Teórico	
2.1 Tipos de fracturas	15
2.1.1. Fracturas por cizallamiento o en superficie de deslizamiento	16
2.1.2. Fracturas de extensión	16
2.2 Criterios de falla y fractura	17
2.3 Criterio de fractura de Coulomb	18
2.4 Teoría de Griffith	19

2.5	Micro defectos y fallas	20
2.6	Análisis fractal de fracturas geológicas	
2.6.1	Antecedentes	21
2.7	Análisis fractal de fracturas en 2D.....	22
2.7.1.	Dimensión de caja	23
2.7.2	Dimensión de masa	23
2.7.3.	Conectividad	24
2.8	Análisis fractal de fracturas en 1D	24
2.8.1	Frecuencia acumulativa	25

Capítulo III. Marco Geológico

3.1	Faja Volcánica Transmexicana (FVTM)	26
3.2	Estratigrafía de la cuenca de México	29
3.2.1	Cretácico	
3.2.1.1	Formación Morelos	30
3.2.1.1	Formación Mexcala	30
3.2.2	Eoceno	
3.2.2.1	Grupo Balsas	30
3.2.3	Oligoceno	
3.2.3.1	Formación Tilzapotla	31
3.2.4	Mioceno	
3.2.4.1	Formación Tepoztlán	31
3.2.5	Plioceno-Holoceno	
3.2.5.1	Secuencia volcánica de Sierra de las Cruces	31

3.2.5.2	Secuencia volcánica de la Sierra Nevada	32
3.2.5.3	Campo volcánico Chichinautzin	32
3.2.6	Depósitos Lacustres	33
3.3	Estructuras geológicas	33

Capítulo IV. Metodología para la obtención de datos

4.1	FracPaQ	40
4.2	Conectividad	41
4.3	Diagrama de rosas	41
4.4	Distribución de longitudes	41
4.5	Intensidad y densidad	42
4.6	FracAnalysis	43
4.7	Fractalyse	44

Capítulo V. Resultados

5.1	Fracturas rellenas	46
5.2	Orientación	47
5.3	Espesor	48
5.4	Espaciamiento	49
5.5	Longitud de fracturas	50
5.6	Densidad (P20)	51
5.7	Intensidad (P21)	52
5.8	Conectividad	52
5.9	Dimensión de caja (Dc) y dimensión de masa (Dm)	54

Capítulo VI. Discusión

6.1	Formación de fracturas en el núcleo recuperado AO 2C	57
6.2	Parámetros geométricos de las fracturas	
6.2.1	Orientación	58
6.2.2	Apertura y espaciamiento	58
6.2.3	Estimador de Máxima Verosimilitud	59
6.2.4	Intensidad y densidad	59
6.2.5	Dimensión de caja (Dc) y dimensión de masa (Dm)	60
6.3	Aspectos asociados a conectividad y permeabilidad	61
6.3.1	Permeabilidad	62
6.3.2	Profundidad	64
6.4	Conexión de los parámetros fractales y la permeabilidad	64
6.4.1	Conectividad	65
6.4.2	Densidad e intensidad	66
6.4.3	Dimensión de caja y de masa	72
	Conclusiones	74
	Bibliografía	75
	Anexo A. Graficas de MLE	77
	Anexo B. Diagramas resultantes de densidad de fracturas	79
	Anexo C. Diagramas resultantes de intensidad de fracturas	81
	Anexo D. Gráficos obtenidos del software Fractalyse y FracAnalysis	83

Resumen

En la Ciudad de México, la perforación reciente de pozos ha proporcionado información valiosa sobre la estratigrafía profunda a través de la recuperación de núcleos y muestras de canal, así como mediante el análisis de registros geofísicos. Sin embargo, los estudios previos no han considerado las fracturas presentes en estas unidades geológicas más profundas. En particular, los pozos Agrícola Oriental 2B y 2C han revelado la presencia de fracturas tanto en rocas volcánicas como en rocas calcáreas, ofreciendo una oportunidad única para estudiar estas estructuras en el subsuelo de la ciudad.

Este trabajo se enfoca en el análisis de las fracturas que afectan las rocas calcáreas de la formación Morelos en el pozo Agrícola Oriental 2C, a una profundidad de entre 1950 y 1954 metros. Para ello, se realizó un análisis fractal que incluye la descripción de parámetros clave como la conectividad, intensidad, densidad, dimensiones fractales y permeabilidad de las fracturas. Los resultados obtenidos muestran que los datos de orientación recolectados en la nucleoteca del Instituto de Geología y los obtenidos en el municipio de Jiutepec, en una vieja cantera abandonada en la entrada del Cañón de Lobos, son similares. Estos datos sugieren la existencia de al menos cuatro eventos de deformación que ocurrieron desde el Cretácico tardío.

Los datos sobre la apertura y el espaciamiento entre las fracturas se ajustaron de manera satisfactoria a una ley de potencia, mostrada en un gráfico bilogarítmico de frecuencia acumulada. Esto indica que las fracturas presentan un comportamiento fractal, lo que es un hallazgo relevante en el contexto de la geología fractal. En cuanto a los gráficos de permeabilidad contra parámetros fractales, se encontró que la dimensión de masa no tiene relación con la permeabilidad, mientras que la dimensión de caja, intensidad, densidad y conectividad muestran una excelente correlación. A medida que aumentan estos parámetros, la permeabilidad también tiende a aumentar. Esta relación es particularmente evidente en los cortes horizontales. Estos análisis fractales proporcionan parámetros útiles que pueden servir como guías para la exploración de acuíferos profundos en la cuenca del Valle de México, contribuyendo a mejorar las estrategias para enfrentar el problema de la escasez de agua en la región.

Abstract

In Mexico City, recent well drilling has provided valuable information on deep stratigraphy through the recovery of cores and channel samples, as well as through the analysis of geophysical logs. However, previous studies have not considered the fractures present in these deeper geological units. In particular, the Agrícola Oriental 2B and 2C wells have revealed the presence of fractures in both volcanic rocks and limestone rocks, offering a unique opportunity to study these structures in the subsurface of the city.

This work focuses on the analysis of fractures affecting the limestone rocks of the Morelos Formation in the Agrícola Oriental 2C well, at a depth of between 1950 and 1954 meters. A fractal analysis was carried out, including the description of key parameters such as connectivity, intensity, density, fractal dimensions, and fracture permeability. The results show that the orientation data collected from the core library at the Institute of Geology and from the municipality of Jiutepec, in an old abandoned quarry at the entrance of the Cañón de Lobos, are similar. These data suggest the occurrence of at least four deformation events since the Late Cretaceous.

On the other hand, data on the aperture and spacing between fractures were found to satisfactorily follow a power law, as shown in a log-log plot of cumulative frequency. This indicates that the fractures show fractal behavior, which is a significant finding in the context of fractal geology. As for the permeability vs. fractal parameters plots, it was found that the mass dimension has no relationship with permeability, while the box dimension, intensity, density, and connectivity show an excellent correlation. As these parameters increase, permeability also tends to increase. This relationship is particularly evident in horizontal sections. These fractal analyses provide useful parameters that can serve as guides for the exploration of deep aquifers in the Mexico Basin, contributing to improving strategies to address the water scarcity problem in the region.

CAPITULO I. INTRODUCCIÓN

Las fracturas son estructuras comunes en medios geológicos formadas por procesos de deformación frágil, donde las rocas se separan o fragmentan debido a concentraciones de esfuerzos (Fossen, 2016). Su estudio es fundamental para entender fenómenos como la estabilidad de taludes, la hidrogeología y el comportamiento de yacimientos, influenciando la porosidad y permeabilidad de las rocas. En los últimos años, se ha avanzado significativamente en metodologías para describir la geometría y distribución de fracturas, tanto en superficie como en núcleos de perforación (Vásquez-Serrano, 2013).

En la Ciudad de México, la perforación de pozos recientes ha proporcionado datos valiosos sobre la estratigrafía profunda mediante la recuperación de núcleos y muestras de canal, así como análisis de registros geofísicos, aunque los estudios previos no han considerado las fracturas de las unidades geológicas más antiguas. Específicamente, los pozos Agrícola Oriental 2B y 2C han revelado la presencia de fracturas en rocas volcánicas (Oligoceno-Mioceno) y en rocas calcáreas del Mesozoico, ofreciendo una oportunidad única para estudiar estas estructuras en el subsuelo de la ciudad (Arce *et al.*, 2019; Vásquez-Serrano *et al.*, 2019).

En este trabajo se analizan las fracturas que afectan a las rocas calcáreas del Mesozoico en el pozo Agrícola Oriental 2C ubicadas a una profundidad de 1950 a 1954 metros, a través de un análisis fractal, en el cual se describe la conectividad, intensidad, densidad, dimensiones fractales y permeabilidad que presentan las fracturas, así como la relación que tienen con su profundidad.

1.1 Objetivo General

Analizar distintas familias de fracturas geológicas encontradas en rocas calcáreas en un núcleo recuperado del pozo Agrícola Oriental, ubicado en la Ciudad de México utilizando *software* basados en la teoría fractal.

1.2 Objetivos Específicos

- Conocer la relación que guardan las fracturas mediante el tipo de conectividad que presentan.
- Comparar los resultados obtenidos para la dimensión de caja y dimensión de masa, y observar la relación que presentan entre ellos.
- Determinar la permeabilidad asociada con las fracturas
- Relacionar la profundidad de las muestras con los parámetros fractales y permeabilidad obtenidos.

1.3 Hipótesis

Las fracturas geológicas en rocas calcáreas del núcleo recuperado del pozo agrícola oriental 2C medidas a través de *software* basados en teoría fractal mostrará una correlación entre la conectividad de las fracturas, su dimensión fractal y permeabilidad, esperando que la profundidad de las muestras influya en dichos parámetros reflejando variaciones en su distribución y sus características.

1.4 Metas

- Obtener mapas de fracturas mediante de *software* de dibujo digital.
- Analizar los mapas de fracturas con diversos programas como FracPaQ, Fractalyse y FracAnalysis.
- Realizar diagramas que permitan comparar los resultados de cada muestra.
- Calcular la permeabilidad con base en los parámetros fractales obtenidos.
- Realizar gráficos que permitan relacionar dichos parámetros con la profundidad de las muestras.

1.5 Justificación

Este análisis se realiza ya que no se conoce información acerca de las fracturas/vetas en las calizas profundas de la Ciudad de México. Poder recuperar y analizar los núcleos del pozo

de la Agrícola Oriental 2C facilita dicho análisis y comprobar su similitud con rocas calcáreas ubicadas en un afloramiento en el estado de Morelos, fuera de la Cuenca de México.

1.6 Metodología

1.6.1 Trabajo en laboratorio

En el trabajo de laboratorio se tuvo acceso a 4 metros de núcleo recuperado de rocas calcáreas (Figura 1). Dichas rocas se observan con múltiples vetillas de calcita con diferentes grosores y diversas orientaciones. Estos núcleos van de la profundidad de 1950 m a 1954 m seccionado en tramos de 1 m. Dichos núcleos no se encuentran en una sola pieza ya que se encuentran fragmentados en diversos trozos de diferentes tamaños marcados con dos líneas; una de color rojo y una negra para indicar la base y la cima de cada tramo, respectivamente.





Figura 1. Núcleos de rocas calcáreas recuperados del pozo Agrícola Oriental 2C

En una superficie plana y nivelada se marcó el norte y se acomodó cada tramo y cada trozo para que coincidiera con la línea de color rojo. Una vez hecho esto, se tomaron datos de Dirección del echado y el echado de diversas vetas para observar las familias presentes en estas rocas. También se usó una escala milimétrica para poder tomar datos de espaciamiento (grosor de las vetillas) y con una regla se tomaron datos de espaciamiento (espacio entre vetillas que son paralelas).

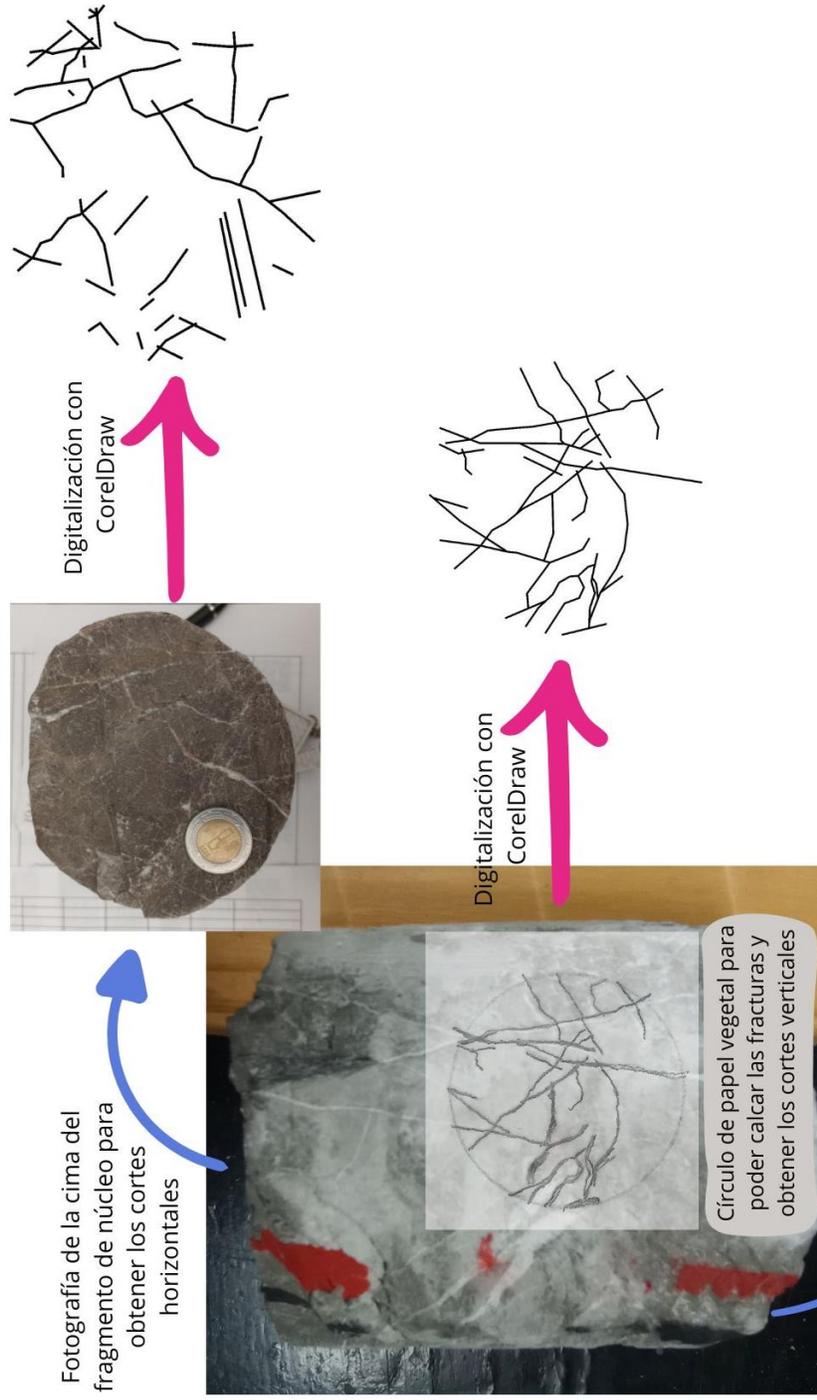
Una vez obtenidos los parámetros anteriores, se dibujaron círculos de 4 cm de diámetro en hojas de papel vegetal (albanene) para poder calcar zonas de fracturas conforme aumenta su profundidad. Se tomaron 4 muestras por cada metro de forma vertical, así mismo se tomaron 2 muestras de cada metro, pero esta vez de forma horizontal (Figura 2).

1.6.2 Trabajo de gabinete

Una vez obtenidas las muestras anteriores del trabajo de laboratorio, se digitalizaron mediante un *software* de dibujo digital (CorelDraw) para su posterior análisis en el *software* FracPaQ, con el cual obtendremos los parámetros de número de fracturas, promedio, tipo de conectividad, la intensidad y la densidad.

Con los mismos mapas realizados, se usó otro *software*, Fractalyse el cual permitió conocer la dimensión de masa de las fracturas y con FracAnalysis conocemos la dimensión de caja.

Todos los datos obtenidos con los distintos *software* se metieron a una hoja de cálculo para su posterior análisis mediante gráficos para relacionar los parámetros fractales con la profundidad de cada muestra.



Cada pedazo del núcleo se acomodó de forma que la línea negra quede del lado izquierdo y la roja al derecho para indicar su orientación (Base/cima). En este trabajo acomode la línea roja hacia el norte para tomar los datos de dirección del echado y el echado.

Figura 2. Diagrama de la metodología de trabajo en laboratorio.

1.6.3 Trabajo en campo

En campo se visitó una cantera abandonada cerca de Jiutepec, Morelos con coordenadas 14Q 485464 mE, 2088911 mN, donde se tomaron datos de Dirección del echado y echado para poder comparar con los datos obtenidos en laboratorio y poder darles un sentido a los núcleos recuperados.

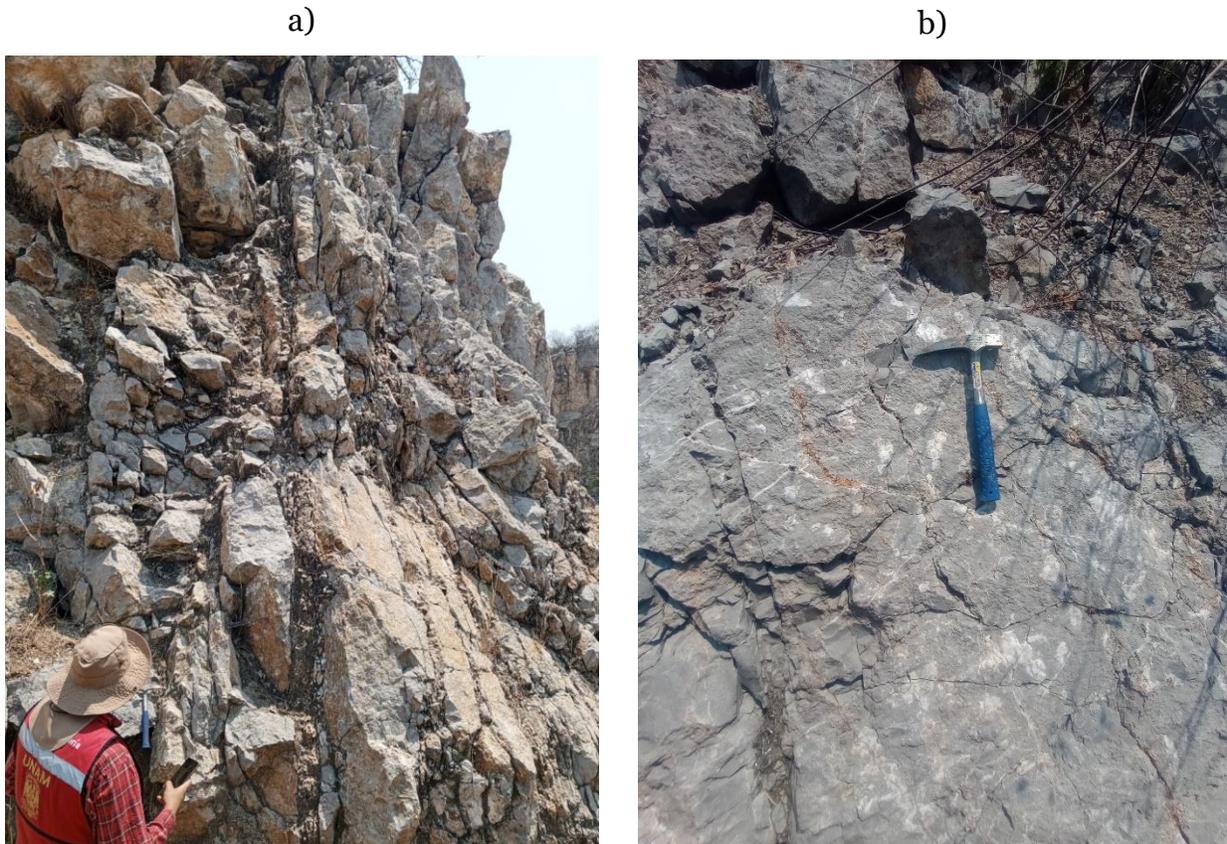


Figura 3. a) Vista panorámica de un afloramiento de la formación Morelos. b) Familias de fracturas observadas en la formación Morelos. Ambas tomadas en una cantera abandonada cerca de Jiutepec, Morelos.

CAPITULO II. MARCO TEORICO

2.1 Tipos de fracturas

Una fractura es una ruptura o fisura en una roca que ocurre cuando las fuerzas internas superan la cohesión de los materiales, causando su ruptura. Esta discontinuidad afecta las propiedades mecánicas de la roca, y puede ser clasificada en fracturas por cizalla (superficies de deslizamiento), extensionales (juntas, fisuras y vetas) o por cierre (estilolitas), según el tipo de movimiento que las origina (Figura 4) (Fossen, 2016).

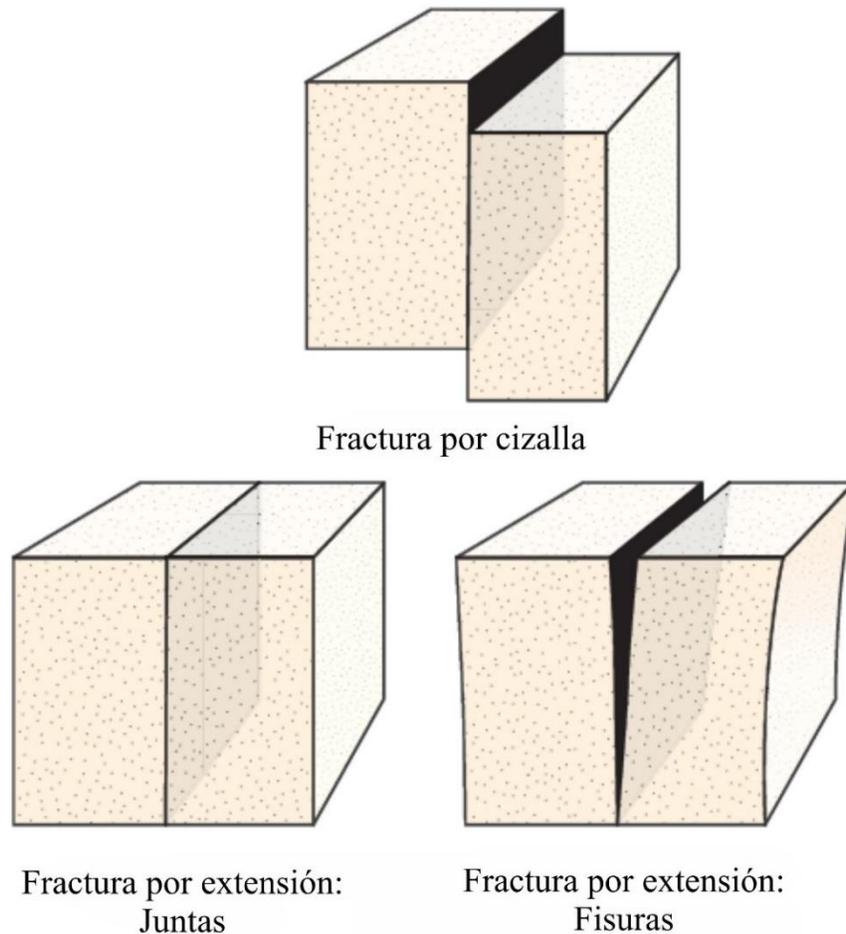


Figura 4. Tipos de fracturas. Tomada de Fossen, 2016.

2.1.1 Fractura por cizallamiento o en superficie de deslizamiento

Es una fractura a lo largo de la cual el movimiento es paralelo a la fractura. Este término se utiliza para fracturas con desplazamientos pequeños en una escala de mm a dm, mientras que el término "falla" se usa más en discontinuidades con mayor desplazamiento o con movimientos paralelos a la fractura (Fossen, 2016).

2.1.2 Fracturas de extensión

Son fracturas que muestran extensión perpendicular respecto a sus paredes. Las uniones tienen poco o ningún desplazamiento detectable macroscópicamente, aunque microscópicamente pueden mostrar un desplazamiento extensional a través de la superficie, por lo tanto, se clasifican como fracturas de extensión. Estas fracturas pueden tener diferentes nombres según el relleno que contengan; cuando el relleno es aire o un fluido son fisuras, rellenas de minerales son vetas y rellenas de magma son diques. De acuerdo con el campo de la mecánica de fracturas, se pueden clasificar por su deslizamiento en tres modos principales: el modo I es de apertura (extensión) donde el desplazamiento es perpendicular a las paredes de la grieta, el modo II (desplazamiento) es un deslizamiento o corte perpendicular al borde de la fractura y, por último, el modo III (desgarre) implica un deslizamiento paralelo al borde de la grieta. Podemos tener combinaciones de estos modos de fracturas que se conocen como híbridas. Además, existe un modo extra que sería el modo IV (cierre) que se utiliza para contracciones como las estilolitas (Figura 5) (Fossen, 2016).

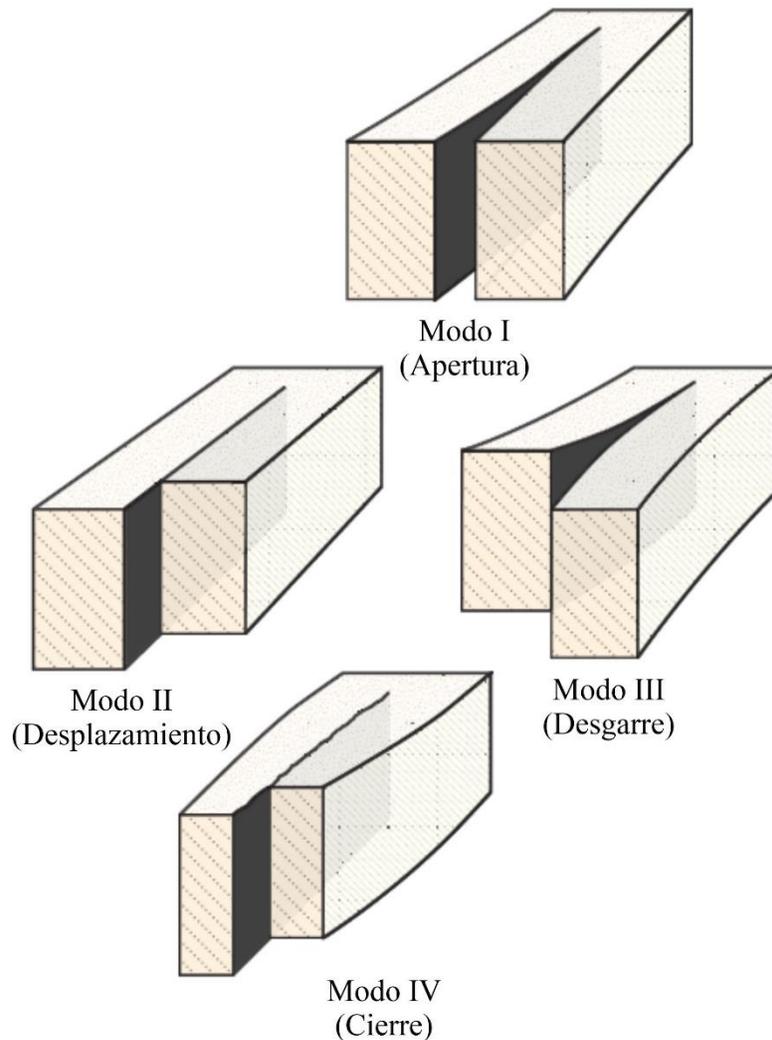


Figura 5. Modos de fracturas. Tomada de Fossen, 2016.

2.2 Criterios de falla y fractura

Una roca va a responder a la tensión dependiendo del nivel de esta o de la cantidad de deformación acumulada. Durante el régimen frágil, la roca que se va a deformar acumula deformación elástica antes de romperse (fractura) en un nivel de tensión crítico o cuando la tensión excede la resistencia de la roca. En la transición frágil-plástica puede haber una fase intermitente de deformación plástica antes de la falla frágil, la cual no va a crear una fractura al instante, sino que puede ser una zona de cizalla o una banda de cizalla denominada flujo cataclástico. La resistencia de la roca va a depender de la presión de confinamiento o de la profundidad a la que esté enterrada. En zonas someras será

quebradiza ya que la resistencia será mínima, pero va aumentando conforme se encuentre más profunda; el aumento de la presión de confinamiento hace necesario incrementar el esfuerzo diferencial para poder fracturar la roca.

2.3 Criterio de fractura de Coulomb

Durante el siglo XVIII, el físico Charles Augustín de Coulomb encontró un criterio que podía predecir el estado de esfuerzo en el que una roca bajo compresión está al borde de la falla o críticamente estresada. Dicho criterio considera el esfuerzo cortante crítico (τ) y el esfuerzo normal que actúan sobre una fractura potencial en el momento de la falla, ambos están relacionados por una constante φ (ángulo de fricción interna).

$$\sigma_s = \sigma_n \tan \varphi$$

El criterio de fractura de Coulomb indica que el esfuerzo cortante requerido para iniciar una fractura por cizalla también depende del esfuerzo normal a través del plano de corte: cuanto mayor sea el esfuerzo normal, mayor será el esfuerzo cortante necesario para generar una fractura por corte.

Tres siglos más tarde, el alemán Otto Mohr introdujo un círculo en el espacio τ - σ (espacio de Mohr) y el criterio de Coulomb pudo interpretarse como una línea recta en el mismo espacio de Mohr, donde m representa la pendiente y f el ángulo de la pendiente. Coulomb se dio cuenta de que una fractura solo se formaría si se excede la resistencia interna o la cohesión de la roca, formando así el criterio de Mohr-Coulomb.

$$\tau = c + \sigma_n \tan \phi$$

Donde C representa el esfuerzo cortante crítico en la superficie o la resistencia cohesiva y tendrá una contraparte en la resistencia crítica a la tracción (T) de la roca.

La línea tangente a los círculos de Mohr representa el criterio de fractura de Coulomb. Idealmente, el punto en el que un círculo toca la envolvente de falla representa la orientación del plano de falla, así como el esfuerzo cortante y el esfuerzo normal en el plano al momento de la falla; de manera contraria, si no se toca la envolvente de fractura,

representa un estado de esfuerzo estable. La pendiente de esta envolvente siempre es positiva para las fracturas frágiles, por lo que cuanto más profunda esté la roca respecto a la corteza, será más fuerte y mayor será el esfuerzo diferencial requerida para fracturarla. (Figura 6)

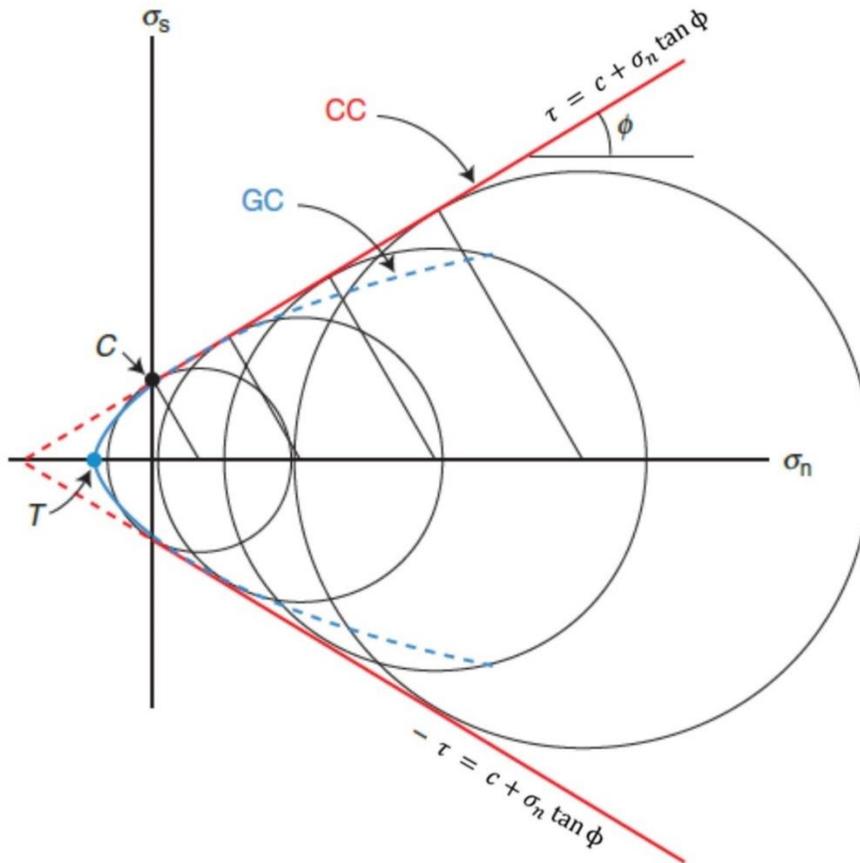


Figura 6. El criterio de fractura de Coulomb se presenta como dos líneas rectas (rojas) en el diagrama de Mohr, los círculos representan ejemplos de estados críticos de tensión. La línea azul representa el criterio de Griffith. Tomada de Fossen, 2016.

2.4 Teoría de Griffith.

En 1920, el ingeniero aeronáutico Alan Arnold Griffith enfocó sus estudios en las fracturas a nivel atómico, observando que las rocas y los cristales no son perfectos, ambos contienen abundantes fallas microscópicas, micro fisuras, huecos, espacios porosos y límites entre granos. Griffith modeló las fallas como microfracturas elípticas ahora conocidas como

micro fisuras de Griffith. Consideró las concentraciones de tensión asociadas con estas microfracturas y la energía que necesitan para crecer y conectarse.

A diferencia de Coulomb, Griffith encontró una relación no lineal entre las tensiones principales de una roca sometida a un esfuerzo (al borde de fractura); esta relación se llama criterio de fractura de Griffith, dada por la siguiente ecuación

$$\tau^2 - 4T\sigma_n - 4T^2 = 0$$

La contribución de Griffith es que la resistencia frágil de la roca está controlada por microfracturas intergranulares distribuidas y orientadas aleatoriamente en una roca; así, las microfracturas con orientaciones cercanas a las del esfuerzo cortante máximo crecen más rápido que otras y se unen eventualmente para formar fracturas continuas en la roca. Para rocas no porosas, el criterio de Griffith es una aproximación realista al régimen de compresión; sin embargo, este criterio predice que la resistencia a la compresión uniaxial debe ser 8 veces la resistencia a la tracción, mientras que los experimentos indican que la resistencia a la compresión uniaxial de las rocas es de 10 a 50 veces la resistencia a la tracción.

2.5 Micro defectos y fallas

Griffith asumió que las fracturas por tensión se desarrollan a partir de micro defectos o microfracturas planas; en su modelo, una fractura se desarrolla mediante un proceso en el que las microfracturas orientadas favorablemente con respecto al campo de tensión crecen y se conectan para formar una macro fractura continua. En la siguiente figura se ilustra la manera en que se pueden formar fracturas por tensión o por corte (figura 7). Las observaciones indican que las microfracturas ocurren en zonas cercanas a las fracturas macroscópicas; las microfracturas se forman en una zona de proceso antes de que se propague una macro fractura. En esta zona, los micro defectos se expanden y conectan para que la macro fractura pueda crecer.

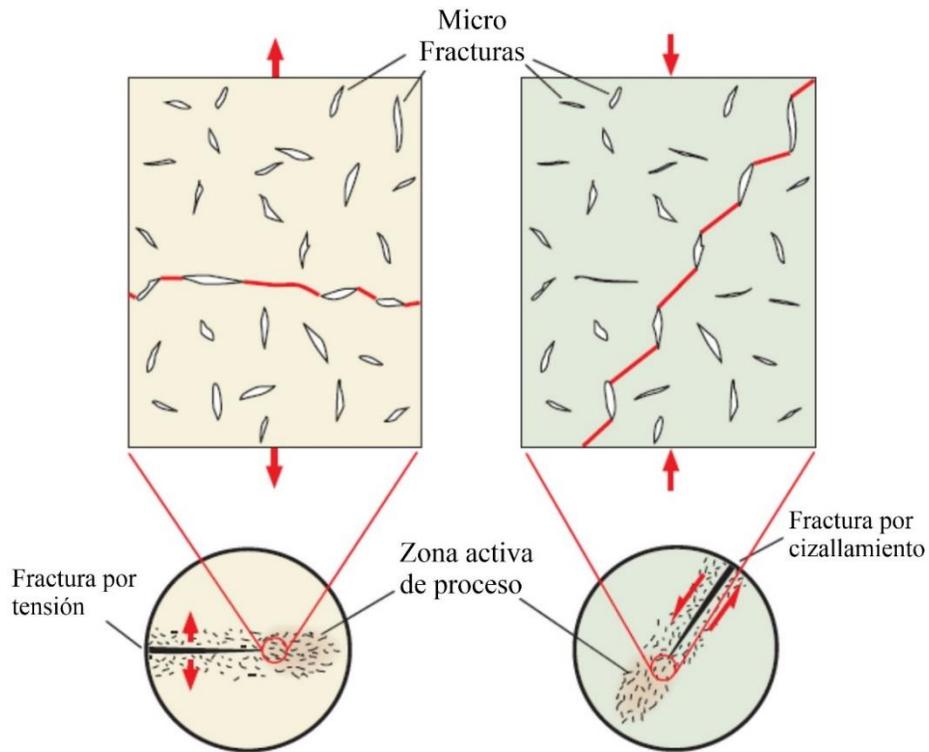


Figura 7. Ilustración simplificada del crecimiento y propagación de las fracturas por cizallamiento y por tensión. Tomada de Fossen, 2016.

2.6 Análisis fractal de fracturas geológicas.

2.6.1 Antecedentes

La teoría sobre el fracturamiento de materiales rocosos se basa en el modelo propuesto por Griffith, que explica cómo se inician y desarrollan las fracturas en los materiales. Esta teoría es relevante también para comprender la formación de fracturas en las rocas. Sin embargo, además de entender cómo se forman, es crucial estudiar la distribución y geometría de las fracturas dentro de los macizos rocosos, lo que se puede abordar mediante la teoría fractal.

Se han realizado varios estudios que exploran la validez de esta teoría en rocas. Uno de los estudios más destacados es el de Barton y La Pointe (1995), quienes aplicaron los conceptos de fractales determinísticos (como el polvo de Cantor y la carpeta de Sierpinski) para

analizar las fracturas en las rocas. Su investigación se centra en dos enfoques: el primero busca analizar la superficie de fracturamiento mediante una analogía con la superficie topográfica, y el segundo analiza la distribución y geometría de las fracturas en los planos.

En el primer caso los autores utilizan el método espectral, considerando que la superficie es un fractal autoafín, donde no hay autosimilitud exacta debido a que los ejes de la fractura cambian de manera distinta al variar la escala de observación. Para encontrar la dimensión fractal (D), aplican la transformada de Fourier sobre un perfil de la superficie de fractura, lo que les permite obtener el espectro de potencia que sigue una ley de potencia entre la amplitud y la frecuencia.

En el segundo, en cuanto a la distribución y geometría de las fracturas, los autores mapean las fracturas en los afloramientos y aplican métodos como la "dimensión de caja" para determinar la dimensión fractal. Otros trabajos importantes en este campo incluyen los de Marrett *et al.* (1999), que analizaron la ley de potencia en variables como el espesor y espaciamiento entre fracturas en un análisis 1D. En este trabajo se utilizará este enfoque.

También se destacan los trabajos de Babadagli (2001, 2002) y Jafari y Babadagli (2011), quienes propusieron nuevas técnicas para estimar la dimensión fractal, incluyendo la "dimensión de masa" y el uso de puntos medios de fractura y puntos de intersección entre fracturas. En México se han realizado investigaciones (Nieto-Samaniego *et al.*, 2003, 2005, Vázquez-Serrano, 2013, 2021, *et al.*, 2024) que exploran y verifican la naturaleza fractal de las fracturas en los macizos rocosos.

2.7 Análisis fractal de fracturas en 2D

2.7.1 Dimensión de caja

El método de dimensión de caja (o conteo de cajas) es una técnica utilizada comúnmente para calcular la dimensión fractal de una superficie o estructura, como en el caso de las fracturas en rocas. Este método se basa en el uso de rejillas de diferentes tamaños que se colocan sobre un mapa de fracturas, con el objetivo de contar el número de cajas que contienen al menos una fractura.

Para aplicar este método, se determina el tamaño de la caja más grande de manera que cubra toda el área sin dejar cajas vacías, es decir, que cada caja contenga al menos una fractura. El tamaño más pequeño de la caja se corresponde con el tamaño de la fractura más pequeña. A partir de esta distribución de cajas, se calcula la dimensión fractal (D) utilizando la siguiente relación matemática:

$$N = r^{-D}$$

Donde:

- N es el número de cajas que contienen al menos una fractura.
- r es el tamaño de la caja.
- D es la dimensión fractal.

Este análisis permite estimar la dimensión fractal con un error aproximado entre el 2% y el 5%, según Babadagli (2001). Es importante que, al aplicar esta técnica a diferentes escalas, la dimensión fractal obtenida sea consistente en cada rango de escala, lo que asegura la fiabilidad del análisis.

De acuerdo con Vásquez-Serrano (2013), este parámetro debe dar valores restringidos entre 1 y 2. Si obtenemos valores cercanos a 1, esto indica pocas fracturas en el mapa; por el contrario, un valor cercano a 2 sugiere una mayor cantidad de fracturas que pueden ocupar casi todo el espacio dentro del mapa.

2.7.2 Dimensión de masa

En el método propuesto por Babadagli (2001), se emplean n cajas de tamaños diferentes, pero con el mismo centro, que se colocan sobre mapas de puntos medios e intersecciones de fracturas. Se cuenta el número de puntos dentro de cada caja. Si el sistema es fractal, al graficar el número de puntos (M(r)) frente al tamaño de la caja (r), el gráfico seguirá una ley de potencia. En este gráfico bilogarítmico, la pendiente de los datos representará la dimensión de masa (Dm). La relación matemática que describe este comportamiento es:

$$M(r) = r^{Dm}$$

Además, se menciona una variación del método conocida como Sand Box, que emplea una ventana de muestreo circular en lugar de cajas cuadradas (Jafari y Babadagli, 2011a). Esta variante permite analizar tanto los puntos medios como los puntos de intersección entre las fracturas para calcular la dimensión de masa. Este enfoque alternativo es el que se utiliza en este trabajo, y su aplicación se detalla en el capítulo IV de metodología para la obtención de datos.

Desde la perspectiva de Vásquez-Serrano (2013), es probable que esta dimensión pueda proporcionar información sobre la densidad y la distribución de los puntos, es decir sobre el arreglo que tienen las fracturas en dos dimensiones.

2.7.3 Conectividad

La conectividad es un concepto derivado de la teoría de la percolación, que describe las propiedades de un conjunto de fracturas dentro de un espacio. Esta propiedad se refiere a la intersección entre fracturas, que es crucial para estimar cuán conectadas están las fracturas en un macizo rocoso. A su vez, la conectividad depende de la densidad de fracturas presentes en el material.

Varios estudios han utilizado un parámetro llamado índice de conectividad (ζ) para relacionar la distribución de fracturas con la conductividad o permeabilidad de las rocas. Este índice se calcula tomando en cuenta las intersecciones entre las fracturas y el número total de fracturas, utilizando la siguiente fórmula:

$$\zeta = \frac{\# \text{ de intersecciones}}{\text{Total de fracturas}}$$

Este índice proporciona una medida de cómo las fracturas están conectadas entre sí y cómo esta conectividad influye en las propiedades hidráulicas de las rocas.

2.8 Análisis fractal de fracturas en 1D

El análisis fractal en 1D se centra en la caracterización de dos parámetros clave de las fracturas: el espaciamiento y apertura.

1. Espaciamiento: Se refiere a la distancia entre dos fracturas adyacentes. Para medir este parámetro, se utiliza una línea de muestreo que se orienta perpendicularmente a una familia de fracturas.
2. Espesor: Se refiere al ancho de la fractura, se mide de la misma manera que el espaciamiento; mediante una línea de muestreo perpendicular a las fracturas.

Es importante señalar que, en muchas situaciones, el plano de muestreo no está perfectamente orientado, por lo que se deben hacer correcciones angulares para obtener datos representativos.

2.8.1 Frecuencia acumulativa

En este trabajo se utilizó una manera eficaz de analizar los datos de espaciamiento y espesor de las fracturas que es utilizando la frecuencia acumulativa, un enfoque basado en el concepto de fragmentación (frecuencia-tamaño). Este concepto ha sido explorado en varios estudios (Korvin, 1992; Gillespie *et al.*, 1993; Marrett *et al.*, 1999).

Los gráficos de logaritmo de la frecuencia acumulativa frente al espaciamiento o espesor pueden seguir una ley de potencia, donde el exponente de la frecuencia acumulativa corresponde a la dimensión fractal (D). La relación matemática es la siguiente:

$$S = v^D$$

Donde:

- S es la frecuencia acumulada del espaciamiento o espesor.
- v es la variable de interés (espaciamiento o espesor).
- D es la dimensión fractal, que nos proporciona una medida del grado de agrupamiento de las fracturas.

Si la dimensión fractal es pequeña, indica que las fracturas están más agrupadas, con grandes distancias entre los grupos. En cambio, una dimensión fractal mayor sugiere que las fracturas están distribuidas de manera más uniforme.

CAPITULO III. MARCO GEOLÓGICO

3.1 Faja Volcánica Transmexicana (FVTM)

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es un arco magmático continental que se extiende aproximadamente 1,000 km desde las costas del Pacífico en Nayarit y Jalisco hasta las costas del Golfo de México en Veracruz. Está compuesta por alrededor de 8,000 estructuras volcánicas y cuerpos intrusivos, y se caracteriza por su alineación transversal respecto a las principales provincias geológicas de México (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992).

La FVTM se divide comúnmente en tres sectores con base en su geología y tectónica (Figura 8) (Demant, 1978; Pasquaré *et al.*, 1988).

- **Porción Occidental:** Desde la costa del Golfo de California hasta la junta triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima. (Allan, 1986)
- **Porción Central:** Entre la porción occidental y el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA). (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002a)
- **Porción Oriental:** Desde el SFTSMA hasta la costa del Golfo de México.

Mientras que su historia geológica (de acuerdo a Gómez-Tuena *et al.*, 2005) se puede sintetizar en cuatro episodios principales (Ferrari *et al.*, 2005):

1. **Arco de Composición Intermedia (Mioceno Medio y Tardío):** Este primer episodio se caracteriza por la formación de un arco volcánico de composición intermedia, que se desarrolló durante el Mioceno medio y tardío. Este arco es fundamental para entender la evolución de la FVTM y su relación con los procesos tectónicos en la región.
2. **Episodio Máfico (Mioceno Tardío):** Durante el Mioceno tardío, se produjo un episodio máfico, que se refiere a la actividad volcánica que genera rocas de composición rica en hierro y magnesio. Este cambio en la composición magmática indica variaciones en la dinámica del manto y la corteza terrestre en la región.

3. **Episodio Silíceo (Finales de Mioceno a Plioceno Temprano):** Este episodio se caracteriza por una actividad volcánica silícea que se vuelve bimodal en el Plioceno temprano. La bimodalidad se refiere a la coexistencia de magmas de diferentes composiciones, lo que sugiere una compleja interacción entre diferentes fuentes de magma.
4. **Vulcanismo de Variabilidad Composicional (Plioceno Tardío):** A partir del Plioceno tardío, se observa una reinstauración de un arco volcánico con una gran variabilidad en la composición de los magmas, lo que refleja cambios en las condiciones tectónicas y en la dinámica del manto.

La Franja Volcánica Transmexicana (FVTM) se destaca por su alineamiento oblicuo respecto a la trinchera Mesoamericana y transversal a las provincias geológicas principales de México. Este alineamiento sugiere una estructura tectónica subyacente que influye en la distribución de las rocas y en la actividad volcánica de la región. (Silver y Anderson, 1974; Pindell, 1985; Ross y Scotese, 1988).

El lineamiento oblicuo de la Faja Volcánica Transmexicana es el resultado de la interacción entre las fuerzas tectónicas generadas por la subducción de la Placa de Cocos bajo la Placa Norteamericana, junto con las fallas y deformaciones que afectan la corteza terrestre en la región, generando una alineación de los volcanes en ángulo respecto al norte-sur.

El entorno tectónico de la FVTM es complejo, dominado por la interacción entre la placa de Cocos y la placa de Norteamérica. La subducción de la placa de Cocos bajo la placa norteamericana es el principal motor de la actividad tectónica y volcánica en la región, generando esfuerzos que se manifiestan en actividad sísmica y en la formación de estructuras volcánicas (Ego y Ansan, 2002). Contiene una variedad de estructuras tectónicas, incluyendo fallas, pliegues y zonas de debilidad cortical, resultantes de diferentes esfuerzos. Se considera que la FVTM podría ser una antigua zona de sutura o cizalla que se reactivó durante el Terciario.

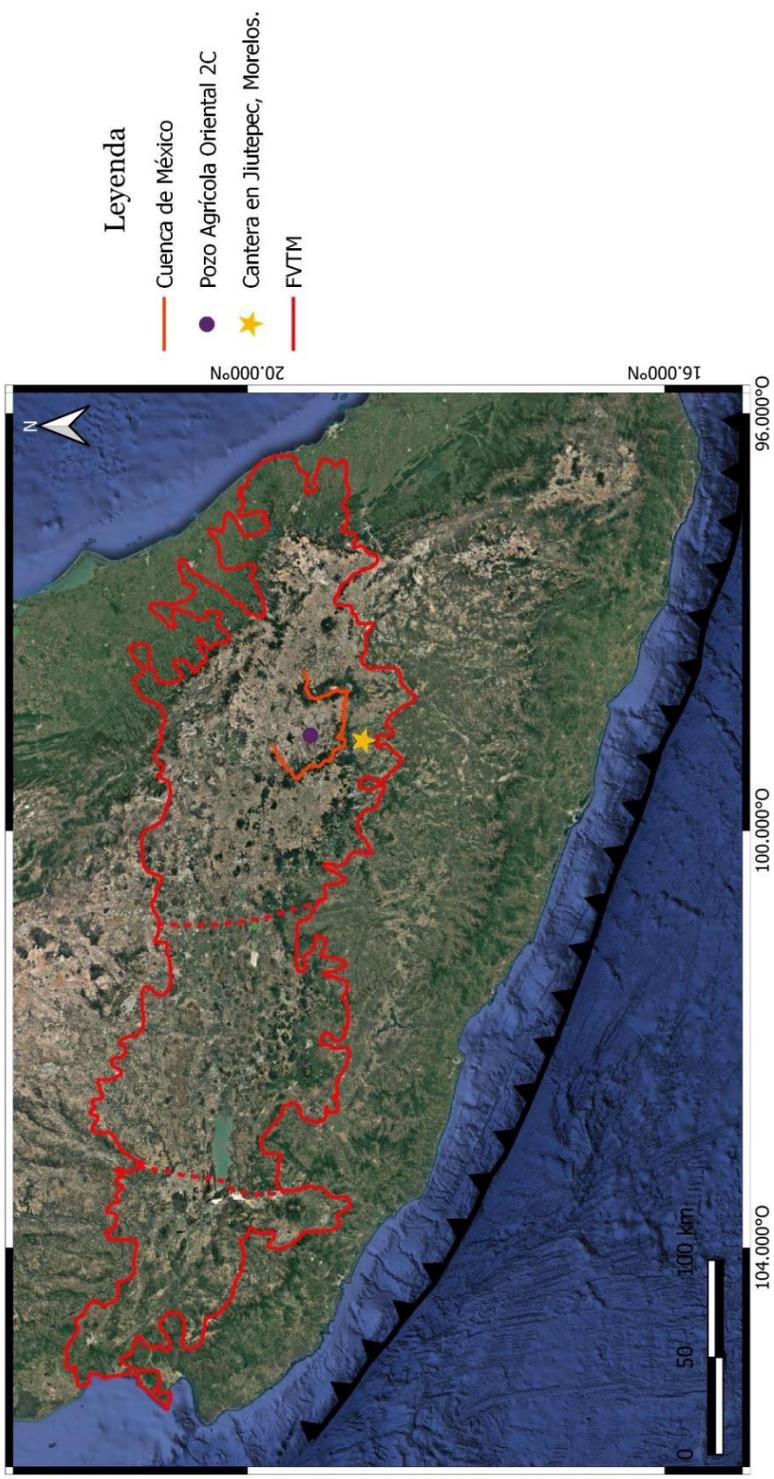


Figura 8. Mapa de delimitaciones de zonas de la FVTM

3.2 Estratigrafía de la cuenca de México

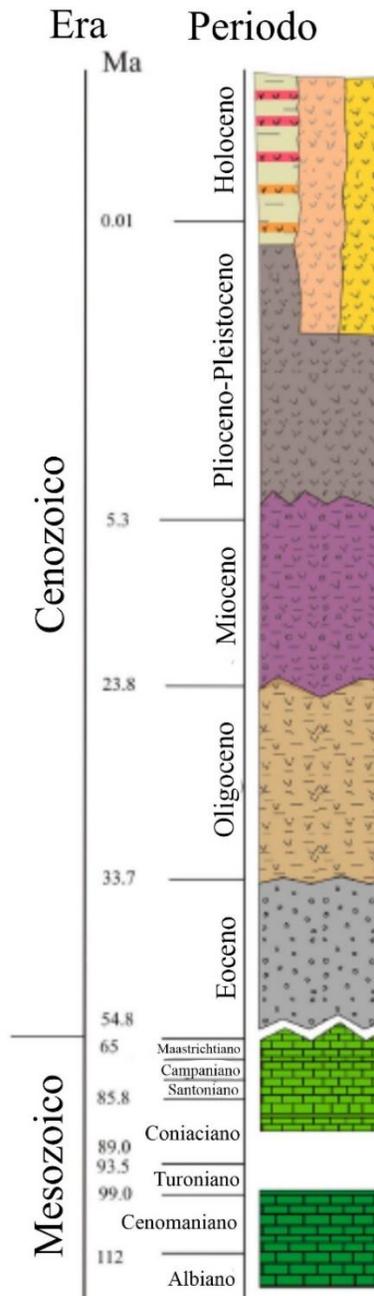


Figura 9. Columna estratigráfica de la cuenca de México. Arce et al., 2019.

La Cuenca de México es una región geológica de gran importancia, ubicada en el centro de México, y formada por una depresión tectónica que ha sido moldeada por procesos sedimentarios, volcánicos y tectónicos a lo largo del tiempo.

Se han realizado varios trabajos para establecer su estratigrafía (Figura 9), entre los que destacan los Siebe (2000), y Arce *et al.* (2015), entre otros. Estos estudios se han complementado con datos obtenidos de pozos profundos en la Ciudad de México (Pérez-Cruz, 1988; Arce *et al.*, 2013, 2015), los cuales han sido fundamentales para identificar las secuencias estratigráficas y comprender mejor la historia geológica de la cuenca (Arce *et al.*, 2019).

3.2.1 Cretácico

3.2.1.1 Formación Morelos

Compuesta por calizas y dolomías marinas someras del Albiano-Cenomaniano, con nódulos de pedernal y un espesor máximo de 900 m (Fries, 1960). Se encuentra expuesta en la parte sur de la cuenca de México en los estados de Morelos y en algunas zonas de Guerrero donde se observan estratos gruesos y rocas de gran tamaño. Esta formación se sobrepone a la formación Mexcala a través de una falla inversa con orientación NNE-SSW, formando la denominada cabalgadura del Cañón de Lobos.

3.2.1.2 Formación Mexcala

Compuesta principalmente por caliza arcillosa de color gris oscuro con abundantes foraminíferos planctónicos, calcisferulidos y radiolarios (Aguilera-Franco, 2003; Fries, 1960; Hernández-Romano, 1995). Esta formación gradualmente transiciona hacia su porción superior una intercalación de lutita, limolita y arenisca. De acuerdo con Fries, (1960), su edad está definida en el Turoniano-Maastrichtiano con un espesor máximo de 1500 m.

3.2.2 Eoceno

3.2.2.1 Grupo Balsas

Corresponde a una sucesión de depósitos continentales constituidos por conglomerado, arenisca, limolita, caliza lacustre y coladas de lava con un espesor de 500 m (Fries, 1960). Ortega-Gutiérrez (1980) incluye una serie de rocas de composición intermedia a silícica

intercaladas con conglomerados. Estudios geocronológicos de K-Ar y Ar^{40}/Ar^{39} reportan una edad de 60-68 Ma para todo el grupo (Cerca *et al.*, 2007; Ortega-Gutiérrez, 1980).

3.2.3 Oligoceno

3.2.3.1 Formación Tilzapotla

Fries (1960) describió esta formación como una secuencia de lavas riolíticas, riodacíticas, dacíticas e ignimbritas del Oligoceno temprano. Esta formación incluye a los campos volcánicos de Taxco, Huatla y Tilzapotla relacionados con calderas volcánicas con edades de 38-28 Ma (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; García-Palomo *et al.*, 2000; González-Torres *et al.*, 2013; Morán-Zenteno *et al.*, 2004).

3.2.4 Mioceno

3.2.4.1 Formación Tepoztlán

Fries (1960) la define como una secuencia de escombros volcánicos de composición andesítica con un espesor máximo de 800 m, se puede observar cerca de los pueblos de Malinalco, Chalma, Tepoztlán y Tlayacapan. García-Palomo (2000) y Lenhardt (2010) proporcionaron una descripción más completa al incluir una intercalación de lavas, depósitos piroclásticos y lahares que varían su composición desde andesitas hasta dacitas y limitaron su edad entre 22.8 y 18.8 Ma y algunas más jóvenes de 13 Ma.

Con base en datos geocronológicos y composición química de otras estructuras volcánicas se han agrupado como parte de la formación Tepoztlán. Como algunas rocas de la Sierra de Guadalupe con edades de 20 Ma (Lozano-Barraza, 1968), el volcán Tlaloc datado en 14.5 Ma (García-Palomo *et al.*, 2018; Macias *et al.*, 2012), al oeste de la Sierra de Guadalupe se encuentra otra estructura volcánica datada con 15.3 Ma, todos usando el método Ar^{40}/Ar^{39} .

3.2.5 Plioceno-Holoceno

3.2.5.1 Secuencia volcánica de Sierra de las Cruces

La Sierra de las Cruces es una cadena volcánica del Plioceno-Pleistoceno de 11 km de longitud con orientación NNW-SSE, formada de norte a sur por los volcanes La Catedral,

La Bufa, Iturbide, Chimalpa, Salazar, San Miguel, Ajusco, La Corona y Zempoala (García-Palomo *et al.*, 2008).

Cada estructura volcánica ha producido flujos de lava y domos que constituyen las partes más altas de ellas, mientras que los flujos piroclásticos, lahares y depósitos de avalanchas constituyen la parte inferior de la morfología de abanico (Arce *et al.*, 2008; Arce *et al.*, 2017; Arce *et al.*, 2015). Su composición química varía desde andesita hasta dacita (Arce *et al.*, 2015).

3.2.5.2 *Secuencia volcánica de la Sierra Nevada*

Cordillera volcánica del Pleistoceno-Holoceno con orientación N-S, compuesta de N-S por los estratovolcanes Tlaloc, Telapón, Iztaccíhuatl y Popocatepetl. Su composición varía desde andesita hasta riolita para las estructuras de Tláloc y Telapón, mientras que los restantes van de andesita hasta dacita (Macías *et al.*, 2012; Nixon, 1989; Siebe *et al.*, 2017; Sosa-Ceballos *et al.*, 2015). Al igual que la Sierra de las Cruces, sus partes topográficas más altas están producidas por flujos de lavas y domos, mientras que las inferiores están formadas por depósitos piroclásticos, epiclásticos, escombros y depósitos de avalanchas (Macías *et al.*, 2012; Siebe *et al.*, 2017, 1995; Siebe & Macías, 2006).

3.2.5.3 *Campo volcánico Chichinautzin*

Cordillera volcánica del Pleistoceno-Holoceno constituida por más de 220 estructuras monogenéticas con edades desde 1,2 Ma (Arce, *et al.*, 2013) hasta 0,0016 Ma (Siebe, 2000). Con base en la edad, tipo de estructuras y composición química podemos encontrar diversas estructuras en la cuenca de México como El Cerro de la Estrella, Peñón del Marqués, Sierra Santa Catarina, Tlapacoya y El Papayo.

La composición química del campo volcánico Chichinautzin abarca un amplio rango, la mayoría son de composición andesítica-basáltica y se han reportado basaltos, andesitas e incluso dacitas (Arce, *et al.*, 2013; Arce, Muñoz-Salinas, Castillo, & Salinas, 2015; Guilbaud *et al.*, 2009; Márquez *et al.*, 1999; Meriggi *et al.*, 2008; Siebe *et al.*, 2005; Siebe *et al.*, 2004b).

3.2.6 Depósitos Lacustres

Han sido estudiados mediante pozos poco profundos (30-500 m) con edades de 0,22 Ma hasta el Holoceno (Brown *et al.*, 2012; Caballero & Ortega Guerrero, 1998; Lozano-García *et al.*, 2017; Lozano-García & Ortega Guerrero, 1998). Los sedimentos más antiguos podrían ser de hasta 1 Ma datados por Ar^{40}/Ar^{39} en el pozo profundo de San Lorenzo Tezonco (Arce, *et al.*, 2013).

3.3 Estructuras geológicas

En la cuenca de México se reconocen cuatro sistemas tectónicos. El más antiguo corresponde a la falla inversa en Cañón de Lobos que afecta a las formaciones sedimentarias del Cretácico relacionadas con el orógeno mexicano del Cretácico-Paleógeno (Campa Uranga, 1978; Cuéllar Cárdenas *et al.*, 2012; Fitz Díaz, Lawton, Juárez Arriaga, & Chávez Cabello, 2017), dicha falla tiene una orientación N-S con buzamiento al oeste, la cual se encuentra cabalgando la Fm. Morelos sobre la Fm. Mexcala. Esta información se basa en la descripción de los pozos profundos Tulyehualco 1 y Mixhuca 1 (PEMEX, 1987).

El segundo sistema es la falla normal de Mixhuca identificada mediante datos sísmicos con orientación NW-SE con un buzamiento hacia el suroeste. Dicha falla produce la “Fosa Roma” que es una depresión de cerca de 1500 m rellenada por depósitos volcánicos (Aguayo, C. J., Marín, C. S., 1989., Pérez-Cruz, 1988). De acuerdo con Arce *et al.*, 2019, la falla pudo haber controlado la formación de la cordillera volcánica de la Sierra de las Cruces con una orientación de NW-SE.

El tercer sistema sería una serie de fallas normales y laterales con orientación NE-SW que podrían relacionarse con la mega zona de falla Tenochtitlán (De Cserna *et al.*, 1988; García-Palomo *et al.*, 2008, 2018). Este sistema de fallas ha sido descrito en la Sierra de las Cruces como fallas normales mientras que en la región de Apan se observa como una serie de bloques delimitados por *Horsts* y *Grabens*, pudiendo tener una edad post Plioceno-Pleistoceno (García-Palomo *et al.*, 2018), aunque también se han producido sismos de pequeña magnitud en algunas de sus fallas al poniente de la Ciudad de México (Quintanar *et al.* 2024).

CAPITULO IV. METODOLOGÍA PARA LA OBTENCIÓN DE DATOS.

El trabajo de obtención y procesamiento de datos se dividió en tres etapas. La primera etapa se llevó a cabo en la nucleoteca del Instituto de Geología de la UNAM, donde se resguardan una serie de núcleos recuperados de perforaciones profundas realizadas en los últimos años en la Ciudad de México. Un grupo de estos núcleos pertenece al pozo Agrícola Oriental 2C, donde se recolectaron datos del tipo de relleno, espaciamiento, apertura y orientación de las fracturas. La orientación de las fracturas se realizó mediante el uso de una brújula tipo Brunton, tomando en cuenta una referencia común para todos los núcleos estudiados. Los datos de orientación fueron graficados en una proyección esférica mediante el programa GeoOrient, donde se obtuvieron diagramas de rosa. Estos diagramas fueron comparados con datos de orientación de fracturas de un análogo expuesto en la región de Cañón de Lobos en el estado de Morelos. En cuanto al espaciamiento y apertura, se midieron con una regla (con una resolución máxima de un milímetro) y con el comparador sugerido por Ortega *et al.*, (2006) para espesores y espaciamiento menores a un milímetro. Estos datos fueron tomados de manera aleatoria en las porciones del núcleo recuperado hasta alcanzar más de 100 datos para cumplir con el análisis estadístico (Barton y LaPointe, 1995). Adicionalmente, se elaboraron mapas de fracturas a partir de la técnica de círculos de muestreo sugerida por Mauldon *et al.* (2001). En esta actividad se dibujaron círculos con un diámetro de 4 cm en las fracciones del núcleo recuperado. En total se realizaron 23 mapas, 16 verticales (Figura 11) y 7 horizontales (Figura 12). Finalmente, se tomaron fotos de los núcleos para incluirlas en las descripciones de la roca y de las fracturas rellenas (vetas).

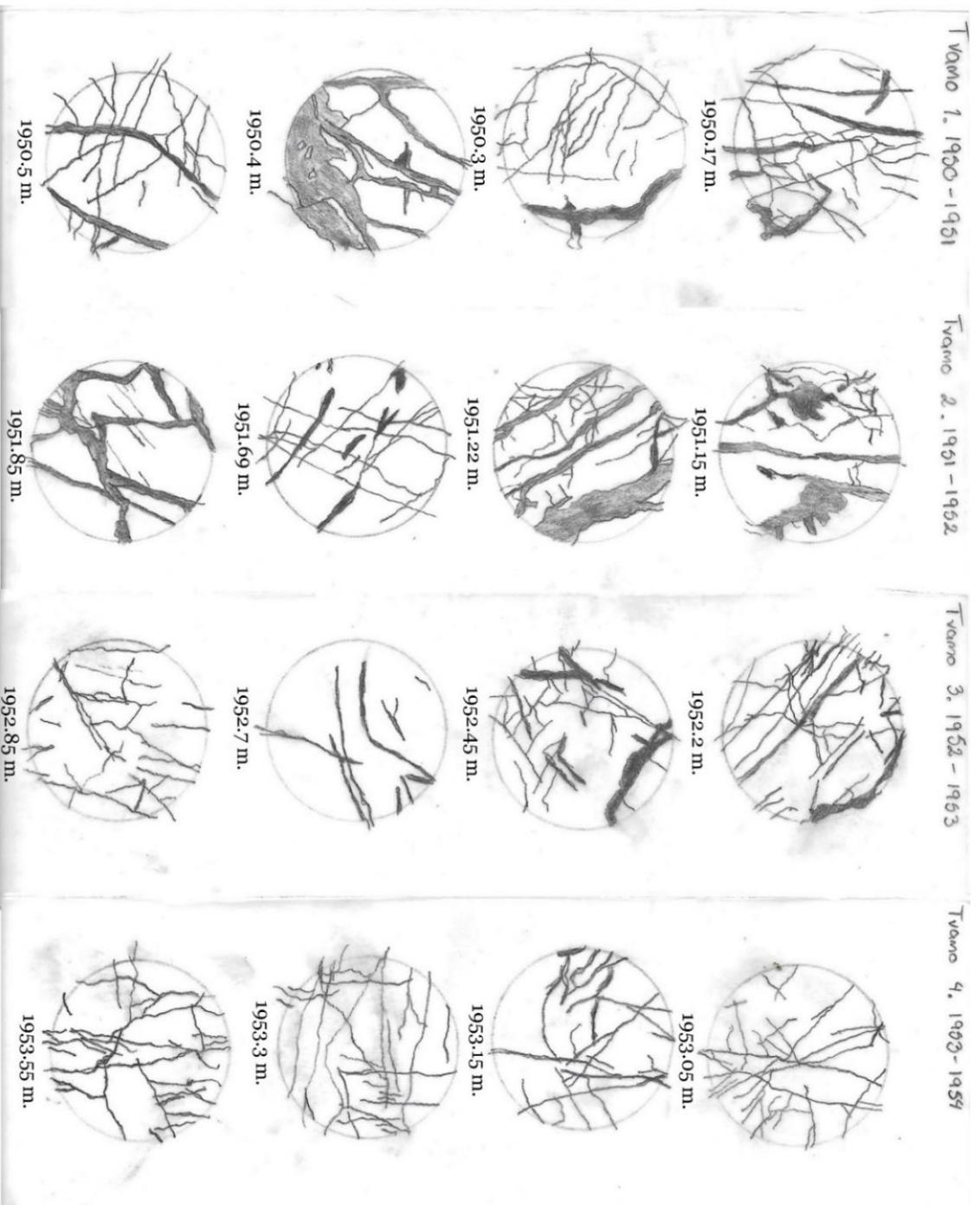


Figura 11. Mapas de fracturas verticales elaborados a partir de ventanas circulares en las 4 porciones del núcleo recuperado del pozo Agrícola Oriental, el color gris representan las vetas calcadas y en la parte inferior de cada círculo se muestra la profundidad a la que fue tomada dicha muestra.

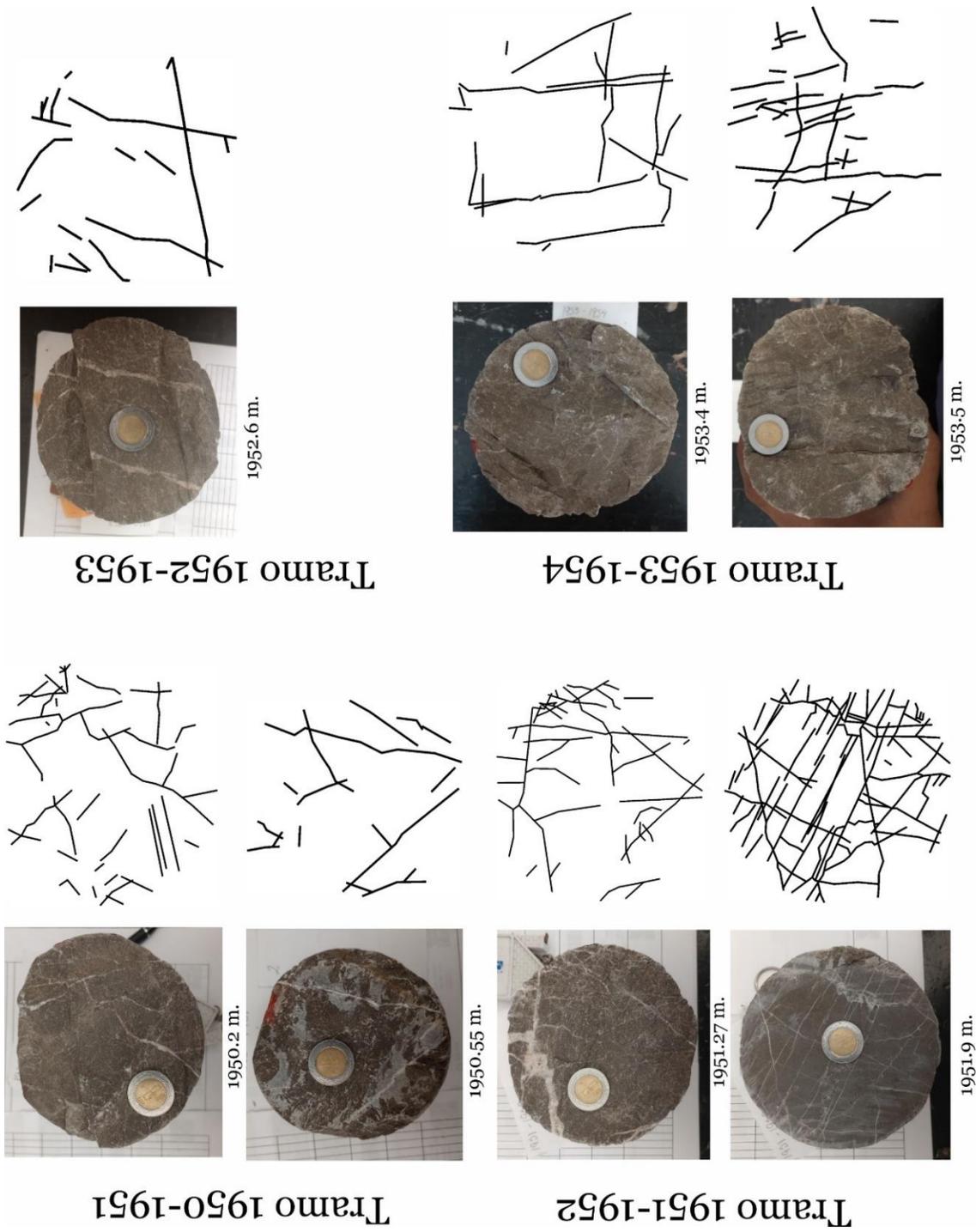


Figura 12. Fotografías de los cortes horizontales con su mapa de fracturas elaborado en Corel Draw del núcleo del pozo Agrícola Oriental, en un costado se encuentra la profundidad de la muestra.

Durante la segunda etapa se realizó un pequeño trabajo de campo en el municipio de Jiutepec en Morelos en una vieja cantera abandonada en la entrada de la localidad Cañón de Lobos (coordenadas: 14Q 485464 mE, 2088911 mN)(Figura 13). Las rocas que se exponen en este sitio forman parte de la formación Morelos, la cual se compone de capas de estratificación gruesa de calizas tipo *mudstone* y *wackestone*. En estas rocas se midió la orientación de las distintas familias de fracturas y la mineralogía de su relleno.



Figura 10. Vista de la cantera de la formación Morelos



a)



b)



c)



d)

Figura 11. a) Familias de fracturas encontradas. b) veta rellena de cuarzo amorfo. c) roca muy fracturada con evidencia de un relleno de calcita. d) veta de calcita.

En la tercera etapa se divide en dos partes; la primera fue la creación de mapas de fracturas de los círculos calcados en papel vegetal y de las fotografías de los núcleos con ayuda de un *software* de dibujo como lo es Corel Draw. Una vez calcados los mapas se exportaron en diferentes formatos que nos servirán en la segunda parte de esta etapa, en la cual se trabajó

el procesamiento de los datos mediante *software* de aplicación de la teoría fractal como lo son FracPaQ (Healy, 2022), FracAnalysis (Tolson, 2001) y Fractalyse (Vuidel, 2022).

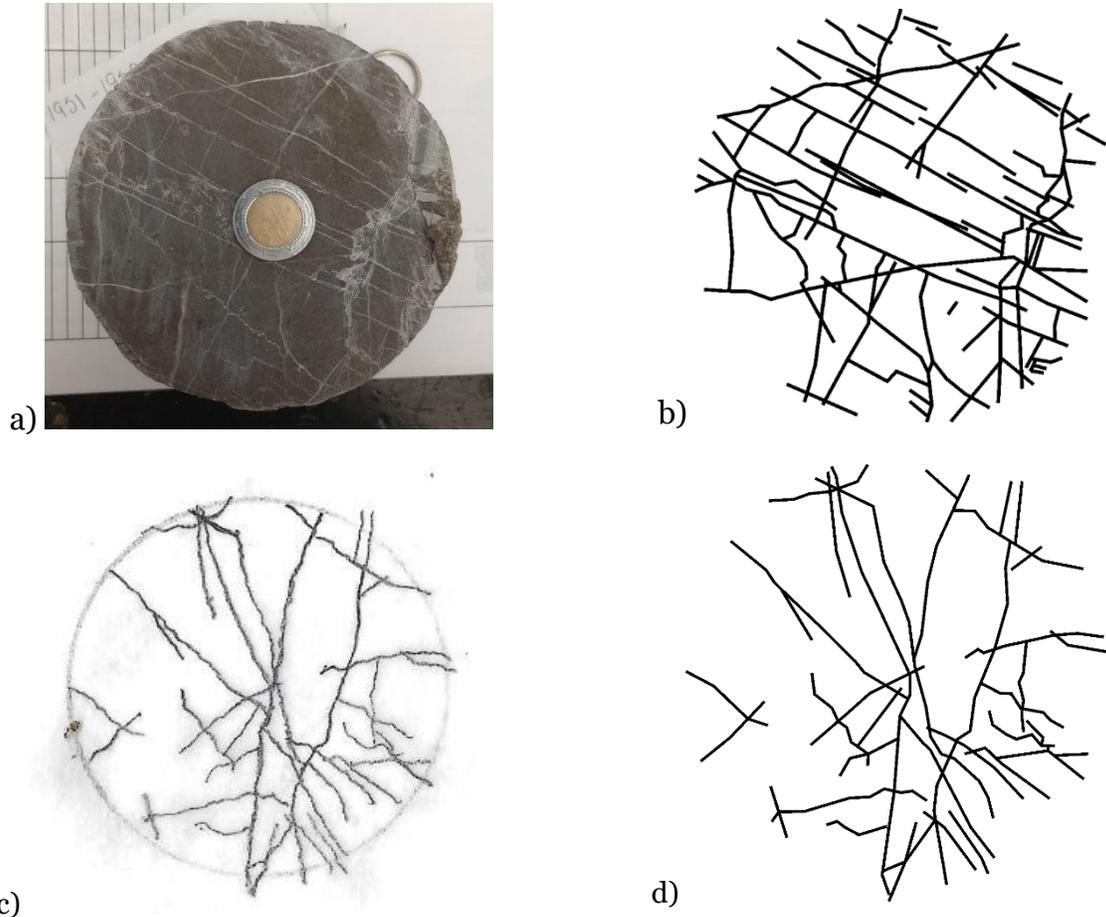


Figura 12. a) Vista horizontal de una porción del núcleo Agrícola Oriental. b) Mapa de fracturas generado a partir de la fotografía "a". c) Círculo calcado con papel vegetal en el núcleo de forma horizontal. d) Mapa de fracturas generado a partir del círculo calcado "c"

4.1 FracPaQ

FracPaQ es un paquete desarrollado en MATLAB para analizar patrones de fracturas en dos dimensiones a partir de mapas de fractura (Healy *et al.*, 2017). Este software acepta como entrada imágenes binarias en formatos **.JPG/*.JPEG* o **.TIF/*.TIFF*, así como archivos vectoriales en formato **.svg* y listas de datos en archivos de texto (**.txt*) que contienen las coordenadas (x, y) de los extremos de las trazas de fracturas. FracPaQ ofrece información detallada sobre las trazas individuales de las fracturas, incluyendo orientación y longitud, así como datos generales sobre el conjunto de fracturas, como conectividad,

intensidad y densidad, entre otros (Vásquez-Serrano *et al.*, 2024). En este trabajo se consideran los siguientes parámetros obtenidos del programa FracPaQ.

4.2 Conectividad

La conectividad en sistemas naturales de fracturas resulta de una combinación de intersecciones (nodos X), separaciones (nodos Y) y extremos aislados (nodos I). Los nodos Y juegan un papel crucial en la conectividad de estos sistemas, y un aumento en su cantidad suele estar asociado con una reducción en el número de nodos aislados (I) (Odling, 1997; Manzocchi, 2002). El paquete FracPaQ crea un diagrama ternario que muestra las proporciones de los tres tipos de nodos (X, Y e I) (Figura 16a). Este diagrama se basa en el método de Barton y Hsieh (1989), que representa la frecuencia relativa de los nodos mediante un punto en el gráfico. El diagrama ternario X-Y-I no solo ayuda a caracterizar la conectividad de las fracturas, sino que también determina el número promedio de conexiones por fractura (C) (Manzocchi, 2002; Sanderson y Nixon, 2018). El diagrama generado por FracPaQ incluye dos líneas que indican valores críticos de conexiones por fractura. El valor $C=2$ marca el umbral en el que comienzan a formarse grupos de fracturas, mientras que el valor $C=3.57$ es frecuentemente utilizado para simular la percolación en sistemas de fracturas con orientación aleatoria y longitud fija (Balberg *et al.*, 1985). En general, un sistema de fracturas tiene una mejor conectividad cuando los puntos en el diagrama ternario se aproximan a la combinación de nodos X-Y (Sanderson y Nixon, 2018).

4.3 Diagrama de rosas

El paquete de FracPaQ construye un diagrama de rosa a partir del mapa de fracturas capturado, toma en cuenta la orientación de las trazas de fracturas, toma de referencia al eje Y del mapa como el eje N-S, en caso de ser necesario, el programa puede realizar rotaciones para alinear correctamente el eje N-S. Además, el diagrama de rosa puede ser construido en intervalo de 5° , 10° o 30° , según las necesidades del usuario (Figura 16b).

4.4 Distribución de longitudes.

El paquete FracPaQ también analiza la distribución de las longitudes de fracturas de un mapa, generando histogramas de longitud y gráficos bilogarítmicos que muestran la

longitud frente a la frecuencia acumulada. Compara los datos con tres posibles modelos: ley de potencia, log-normal y exponencial. Para determinar cuál de estos modelos se ajusta mejor a los datos, el paquete utiliza el estimador de máxima verosimilitud (MLE) (Rizzo *et al.*, 2017). FracPaQ evalúa el ajuste proporcionando un porcentaje que indica qué función se acerca más al 100 %, lo que sugiere el mejor ajuste para los datos (Rizzo *et al.*, 2017; Healy *et al.*, 2017). En el caso de la ley de potencia, el paquete estima dos parámetros: α (pendiente en el gráfico bilogarítmico de longitud frente a frecuencia acumulada) y X_{min} (valor mínimo considerado en los datos). El parámetro α refleja la dimensión de fragmentación (Df) según Barton y LaPointe (1995). Para la función log-normal, FracPaQ calcula los parámetros de escala μ (media aritmética) y σ (desviación estándar). En el caso de la función exponencial, se estima el parámetro λ , que está relacionado con la pendiente observada en los gráficos log-log de longitud frente a frecuencia acumulada (Rizzo *et al.*, 2017).

4.5 Intensidad y densidad

FracPaQ emplea el método de ventana de escaneo circular propuesto por Mauldon *et al.* (2001) para estimar la densidad de fracturas. Este método utiliza una cuadrícula regular y un número especificado de círculos de escaneo. En caso de que el área del mapa no sea cuadrada, el número de círculos de escaneo se ajusta para corresponder al lado más corto del área. La densidad de fracturas (P20) se calcula dividiendo el número total de fracturas (N) entre el área de la superficie de los mapas (N_0/m^2). Por otro lado, la intensidad (P21) se calcula a partir de la suma de las longitudes de las fracturas contenidas en un área determinada (Figura 16c y 16d).

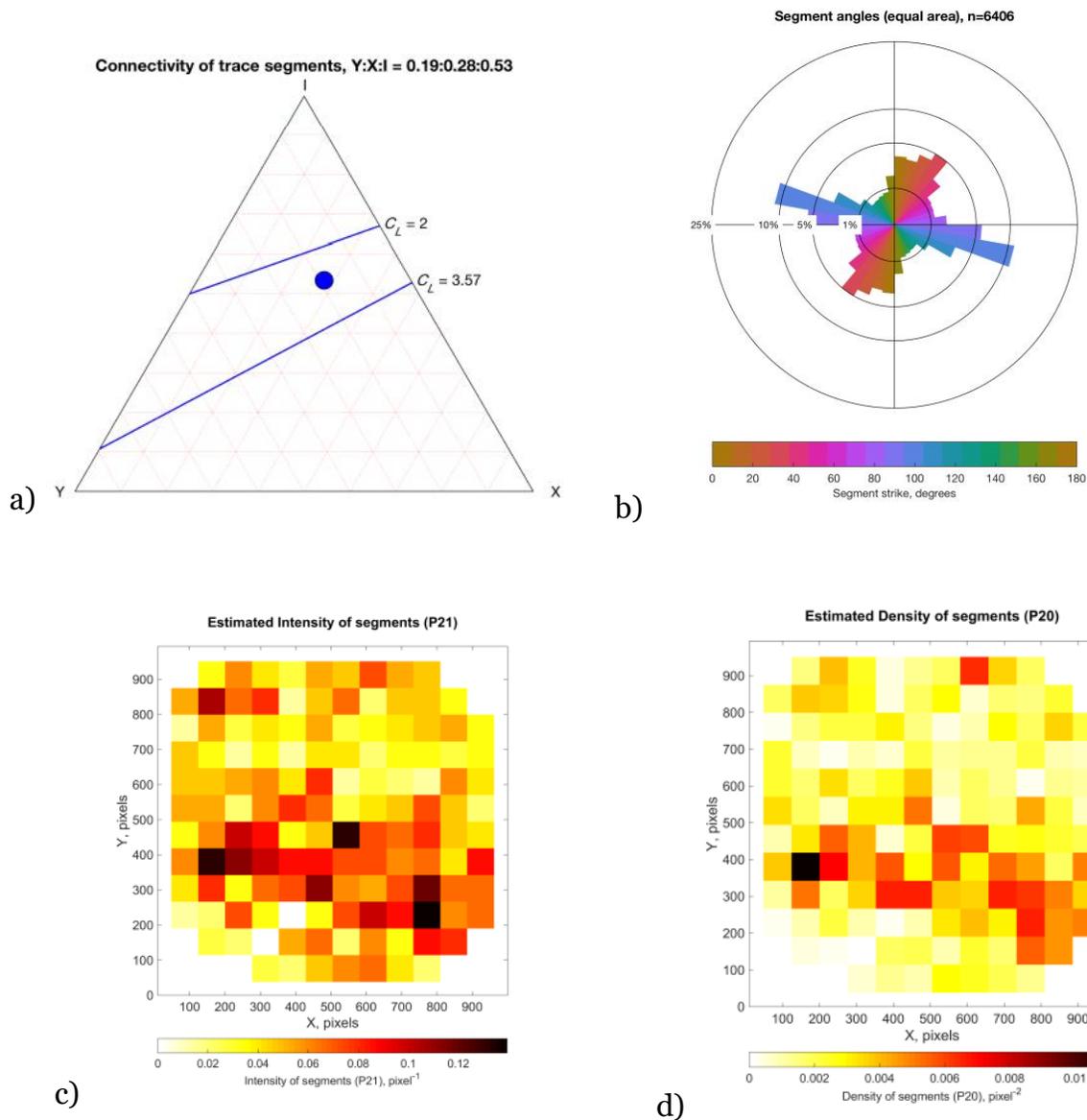


Figura 13. Imágenes tomadas del manual de usuario de FracPaQ. a) Diagrama ternario de conectividad X, Y, I. b) Diagrama de rosa. c) Estimación de intensidad. d) Estimación de densidad.

4.6 FracAnalysis

El programa FracAnalysisV16, desarrollado por Tolson (2001) y de acceso libre, está diseñado para trabajar con imágenes en formato de mapa de bits (*.bmp). Su funcionamiento se basa en el método de conteo de cajas propuesto por Barton y LaPointe (1995), que implica cubrir un mapa de fracturas con una rejilla. Esta rejilla utiliza cuadros de tamaño (r) que disminuyen progresivamente hasta un tamaño mínimo. Para cada

tamaño de cuadro, se cuenta cuántos cuadros están ocupados por al menos una fractura (N) (Figura 17). Al graficar N frente a r en un gráfico bilogarítmico, la pendiente de la línea de ajuste de estos datos representa la dimensión fractal de caja (Dc). (Vásquez-Serrano *et al.*, 2024).

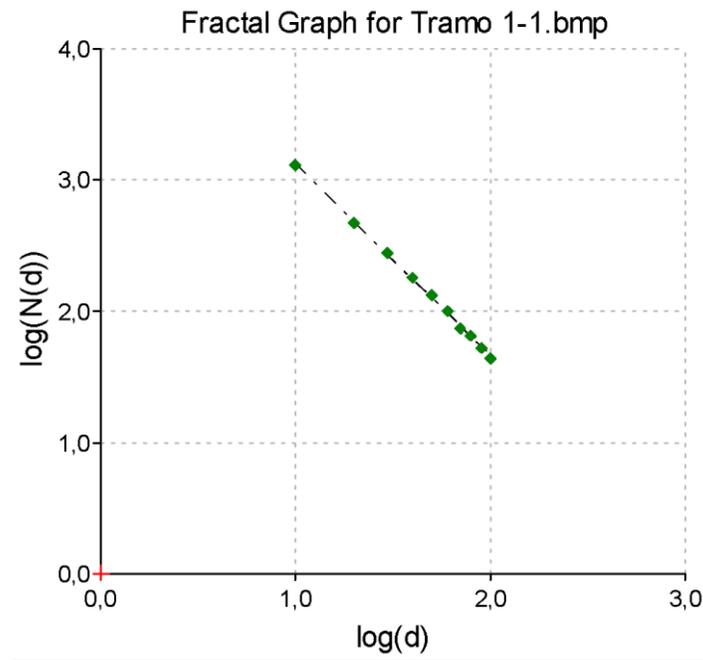


Figura 14. Gráfica obtenida de un análisis con el programa FracAnalysis. Tomada de Tolson, 2001.

4.7 Fractalyse

Fractalyse3 es una herramienta de análisis fractal para patrones en 2D, desarrollada por Gilles Vuidel en 2022 y de uso gratuito. La aplicación es compatible tanto con imágenes ráster como con imágenes vectoriales y ofrece diversos métodos de análisis. En este caso, se utilizó la función de análisis radial. Este método se basa en seleccionar un punto de referencia, que generalmente se sitúa en el centro del mapa de fracturas (baricentro). A partir de este punto, se dibujan círculos que aumentan de tamaño en cada iteración (r). Se cuenta el número de fracturas (N) que caen dentro de cada círculo (Figura 18). Al graficar estos datos en un diagrama logarítmico, la pendiente de la línea ajustada a los datos representa la dimensión fractal de masa (Dm) (Figura 19).

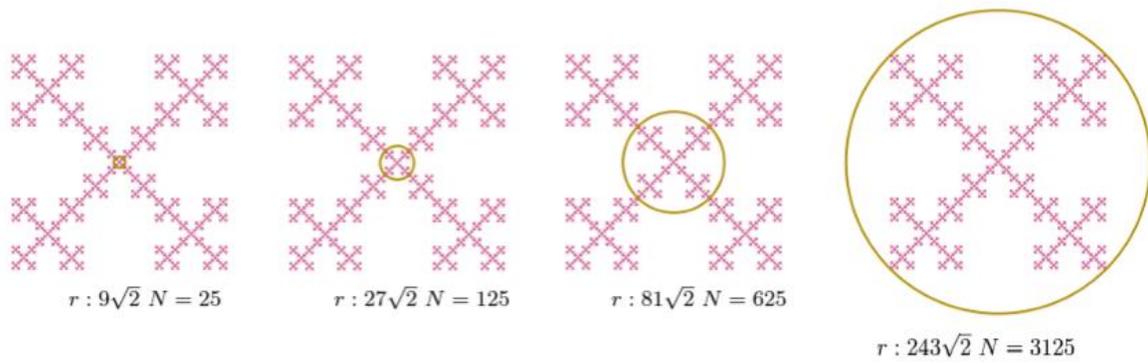


Figura 15. Metodología para la obtención de la dimensión de masa a partir de círculos. Tomada de Fractalyse3, 2022.

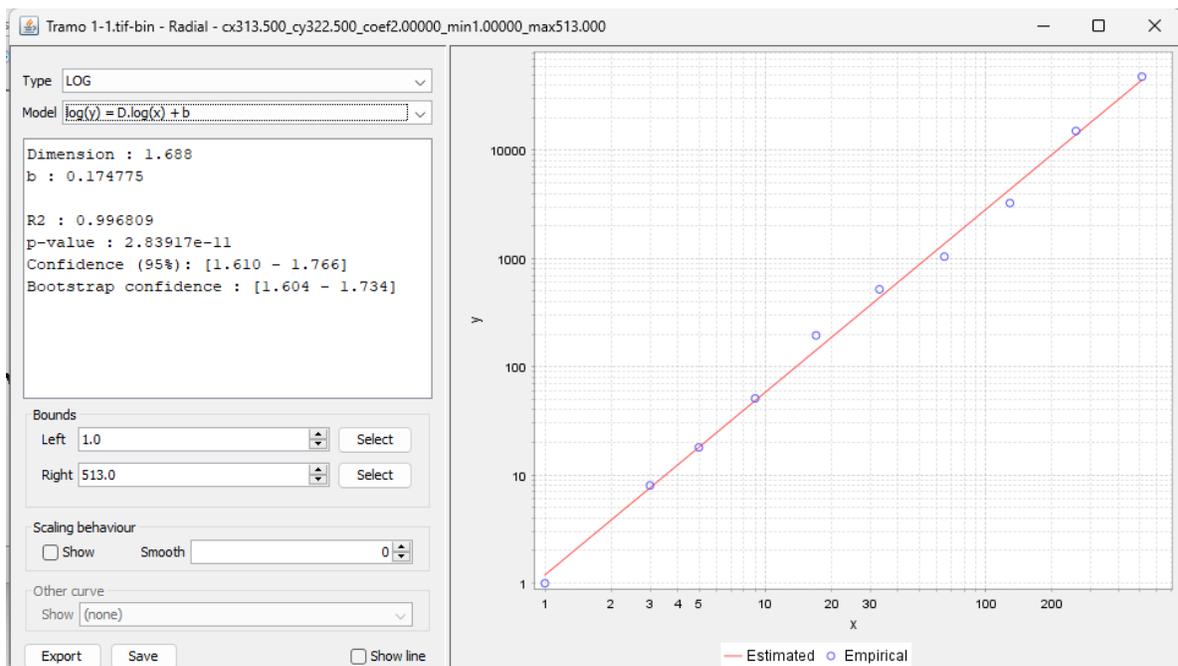


Figura 16. Resultado del análisis realizado en Fractalyse para un mapa de fracturas. Tomada de Fractalyse3, 2022.

CAPITULO V. RESULTADOS

5.1 Fracturas Rellenas

Los núcleos analizados en este trabajo son de caliza perteneciente a la formación Morelos del Cretácico temprano. Las rocas tienen un color gris claro y presentan una cantidad significativa de vetas de calcita con una textura de bloques, según Ramsay y Huber (1983) y Passchier y Trouw (1996). Dichas vetas tienen una apertura variable a lo largo de los 4 metros del núcleo recuperado. Durante los primeros 3 metros de muestra (de lo más somero a lo más profundo), se observa la misma mineralogía; sin embargo, en el último metro se aprecian pequeñas zonas de pirita diseminada dentro de las rocas y dentro de las vetas en los cuerpos de calcita (Figura 20).



Figura 17. Tramo de 1953 a 1954 m. En la parte superior derecha se observa una muestra con pirita diseminada y en la parte inferior una muestra del núcleo con vetas de calcita.

5.2 Orientación

Con los datos de orientación obtenidos en el trabajo de campo, se elaboró un diagrama de rosa donde muestra la presencia de 4 familias de fracturas con las orientaciones preferenciales N-S, E-W, NE-SW y NW-SE (Figura 21). Este diagrama sirvió de guía para interpretar los datos de orientación obtenidos en las rocas calcáreas del núcleo recuperado AO2C. Así mismo, se tomaron en cuenta los diagramas de rosa generados por el paquete FracPaQ a partir de los cortes horizontales para conocer la orientación de las vetas en el núcleo recuperado. Para conocer la orientación real de las vetas presentes en el núcleo, se procedió a rotar los diagramas de rosa, obtenidos de los datos medidos en el núcleo, hasta conseguir que los patrones fueran similares a los datos medidos en el campo. Al rotarlos, se pudo notar un patrón muy similar al obtenido en campo. Para facilitar la identificación de estos patrones, se dibujaron líneas de color rojo y naranja que indican la orientación de las familias.

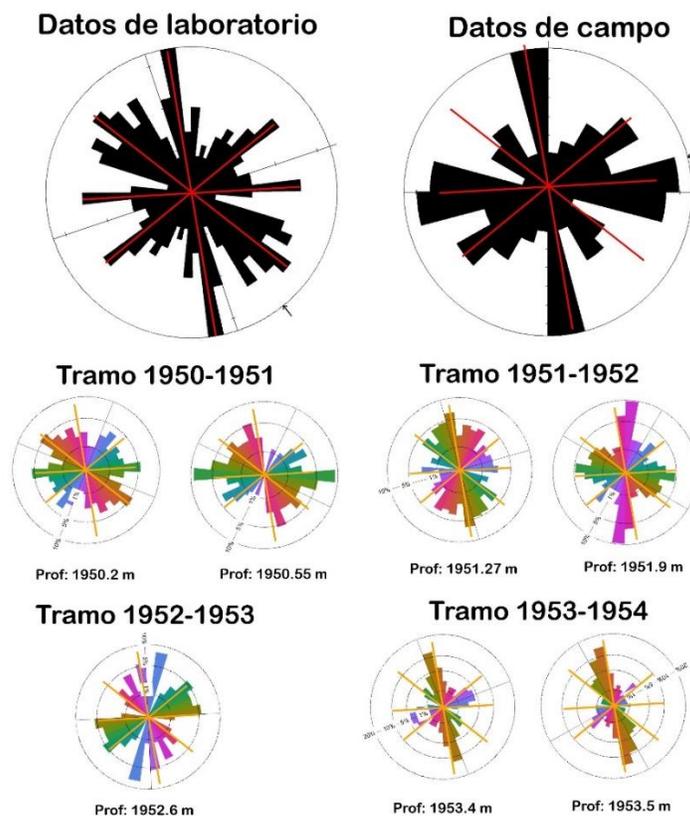


Figura 18. Diagramas de rosas de los datos obtenidos en campo, laboratorio y los obtenidos por FracPaQ.

Parámetros Fractales

5.3 Espesor

Para este trabajo, se elaboró un gráfico bilogárptico de la frecuencia acumulada del espesor contra el espesor de las vetas (Figura 22), en el cual se calculó el exponente de frecuencia, esperando que el patrón en el gráfico se ajuste a una función de ley de potencia.

Adicionalmente, se realizó un ajuste extra a las funciones logarítmica y exponencial, de las cuales se puede observar que la que mejor se ajusta es la función logarítmica, que se presenta en color verde en la figura 22.

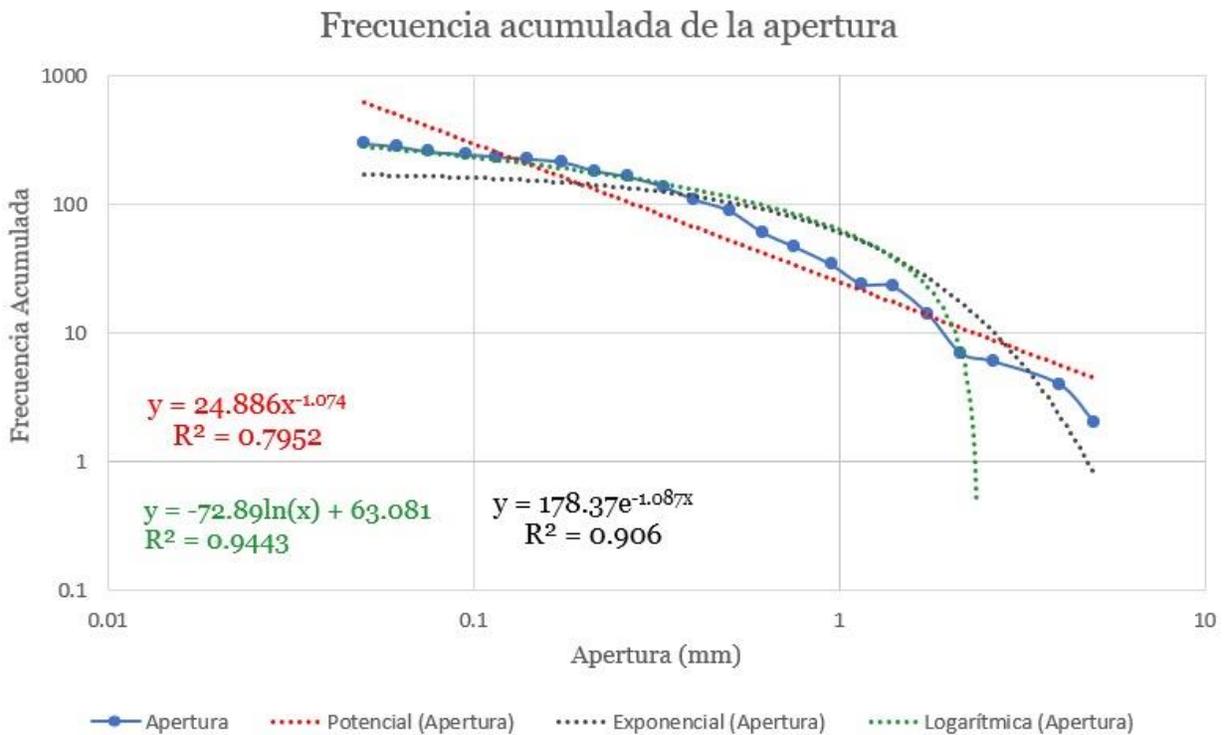


Figura 19. Gráfico de frecuencia acumulada de la apertura vs la apertura de las vetas

5.4 Espaciamiento

Se elaboró otro gráfico similar al obtenido para el espesor, pero esta vez utilizando los datos de espaciamiento. Se siguió el mismo procedimiento que en el parámetro anterior: se realizó un gráfico bilogarítmico de la frecuencia acumulada del espaciamiento contra el espaciamiento, y posteriormente se ajustaron tres diferentes funciones (Figura 23).

En el caso del espaciamiento, se observa que la función que mejor se ajusta a nuestros datos es la función exponencial, presentada en color negro en la figura 23, y que es la que tiene el coeficiente de correlación (R^2) más alto.

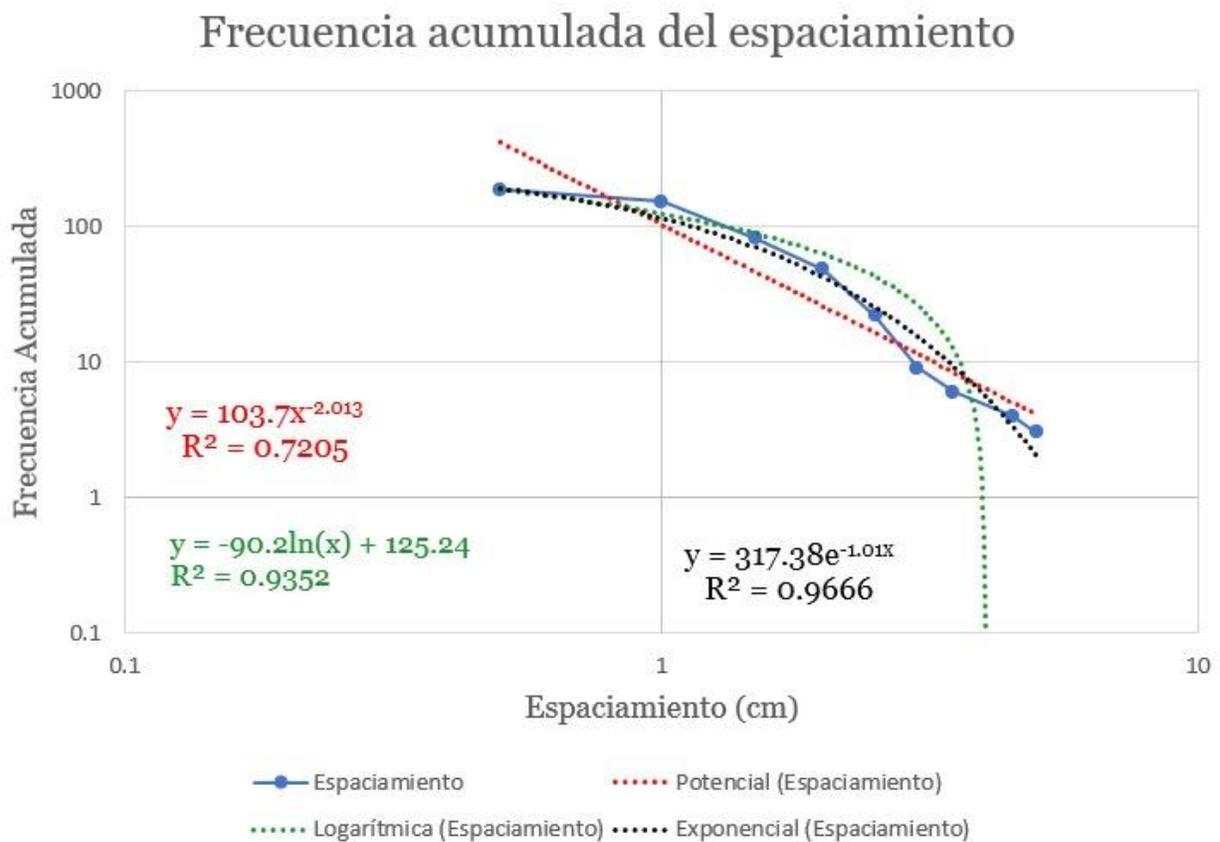


Figura 20. Gráfico de frecuencia acumulada del espaciamiento vs el espaciamiento

5.5 Longitud de fracturas

Con la ayuda del paquete FracPaQ, se analizó la longitud de fracturas utilizando el modelo de MLE (estimador de máxima verosimilitud), el cual proporciona tres funciones diferentes que se ajustan a los datos obtenidos. Los resultados se muestran en la Tabla 1, se observa que a profundidades más someras no hay un patrón establecido, ya que los datos se ajustan tanto a los modelos exponencial y logarítmico. Sin embargo, a partir del tramo T3-3 hasta el final del núcleo analizado (lo más profundo), los datos se ajustan al modelo de ley de potencia, como se observó en los parámetros de espesor y espaciamiento. Las gráficas resultantes se pueden consultar en el Anexo A

Tabla 1. Ajustes MLE obtenidos en FracPaQ, el área sombreada es la función que mejor porcentaje de ajuste presenta.

Clave	Potencia	Exponencial	Logarítmica
T1-1	98.84	99.6	98.28
T1-2	97.16	99.76	99.8
T1-3	99.64	99.8	99.6
T1-4	99.12	99.48	99.48
T1-5	99.68	99.4	97.88
T1-6	99.96	99.32	94.48
T2-1	98.36	99.8	95.28
T2-2	97.52	97.2	98
T2-3	97.32	99.76	99.88
T2-4	99.24	99.16	99.16
T2-5	95.76	98.6	99.4
T2-6	99.44	99.44	99.52
T3-1	99.08	99.56	99.4
T3-2	95.32	99.56	98.96
T3-3	99.16	96.92	98.32
T3-4	99.84	98.8	98.16
T3-5	99.48	89.48	96.32
T4-1	99.84	98.92	99.72
T4-2	99.2	99	98.8
T4-3	99.76	99	99.2
T4-4	99.32	99.88	99.92
T4-5	99.92	99.68	99.88
T4-6	99.96	99.6	99.32

5.6 Densidad (P20)

En los diagramas obtenidos por FracPaQ, podemos observar que la mayoría de los análisis presentan patrones en donde existen sitios con concentraciones altas de fracturas (zonas negras) y sitios en donde la densidad es baja, el mismo patrón se observa en los cortes horizontales (Consultar Anexo B).

Los sitios con alta concentración de fracturas (recuadros de color negro) presentan valores de densidad que oscilan entre 40 y 60 fracturas por m^2 , registrándose un valor máximo de densidad de 100 fracturas por m^2 en el tramo 2-6 (Figura 24a).

5.7 Intensidad (P21)

En los mapas de intensidad se observa una variación de este parámetro dentro de los mapas, es decir existen sitios con una concentración de fracturas y sitios donde el número de estas estructuras disminuye sustancialmente (Consultar Anexo C).

Las zonas de mayor intensidad dentro del núcleo recuperado (que se muestran en recuadros negros) presentan valores de 6 a $10 m^{-1}$. Al igual que en el caso de la densidad, el tramo 2-6 muestra el valor más alto, alcanzando $15 m^{-1}$ (Figura 24b).

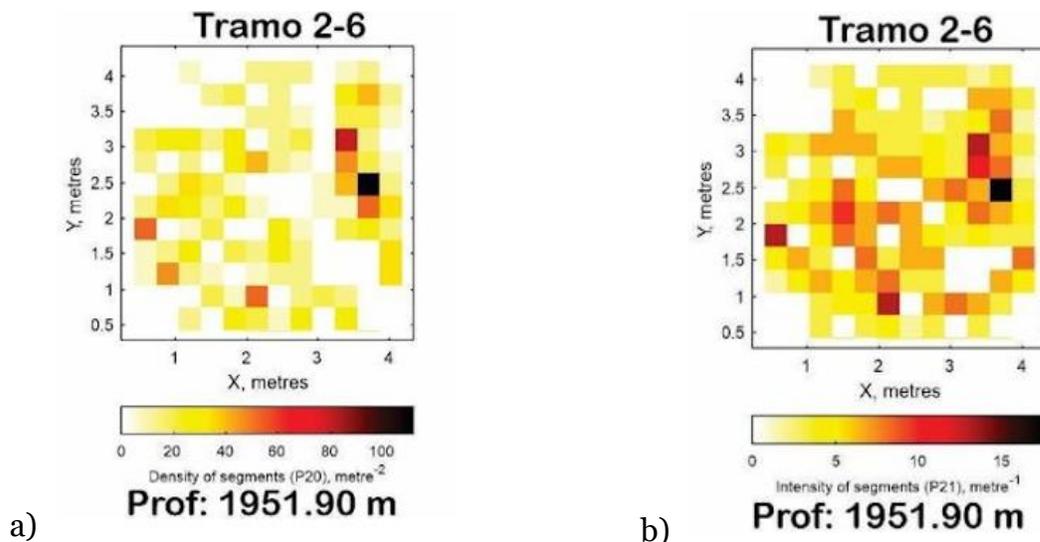


Figura 21. Mapas de densidad (a) e intensidad (b) de fracturas del tramo 2-6

5.8 Conectividad

En este trabajo se realizó un análisis de la conectividad de las fracturas, cuantificando su topología mediante el conteo de nodos X, Y e I en el programa FracPaQ. Se observa que, dependiendo del corte de la muestra de núcleo, varía la presencia de los tres tipos de nodos. En los cortes verticales, no se identifican nodos tipo Y; en su lugar, se encuentran en un punto intermedio entre los nodos X e I. No se aprecia variación respecto a la profundidad, ya que, en los 4 metros del núcleo recuperado, las muestras numeradas del 1 al 4, que corresponden a cada tramo, se localizan en la misma zona, muy cerca del límite donde inicia la generación de grupos de fracturas bien conectados ($C=2$) (Figura 25).

Por otra parte, en los cortes verticales numerados como 5 o 6, comienzan a aparecer nodos tipo Y, aunque no muestran un patrón claro con respecto a la profundidad. A pesar de que en algunas muestras se observa un incremento de este tipo de nodos, su aparición indica una mayor conectividad entre las familias de fracturas.

Conectividad individual

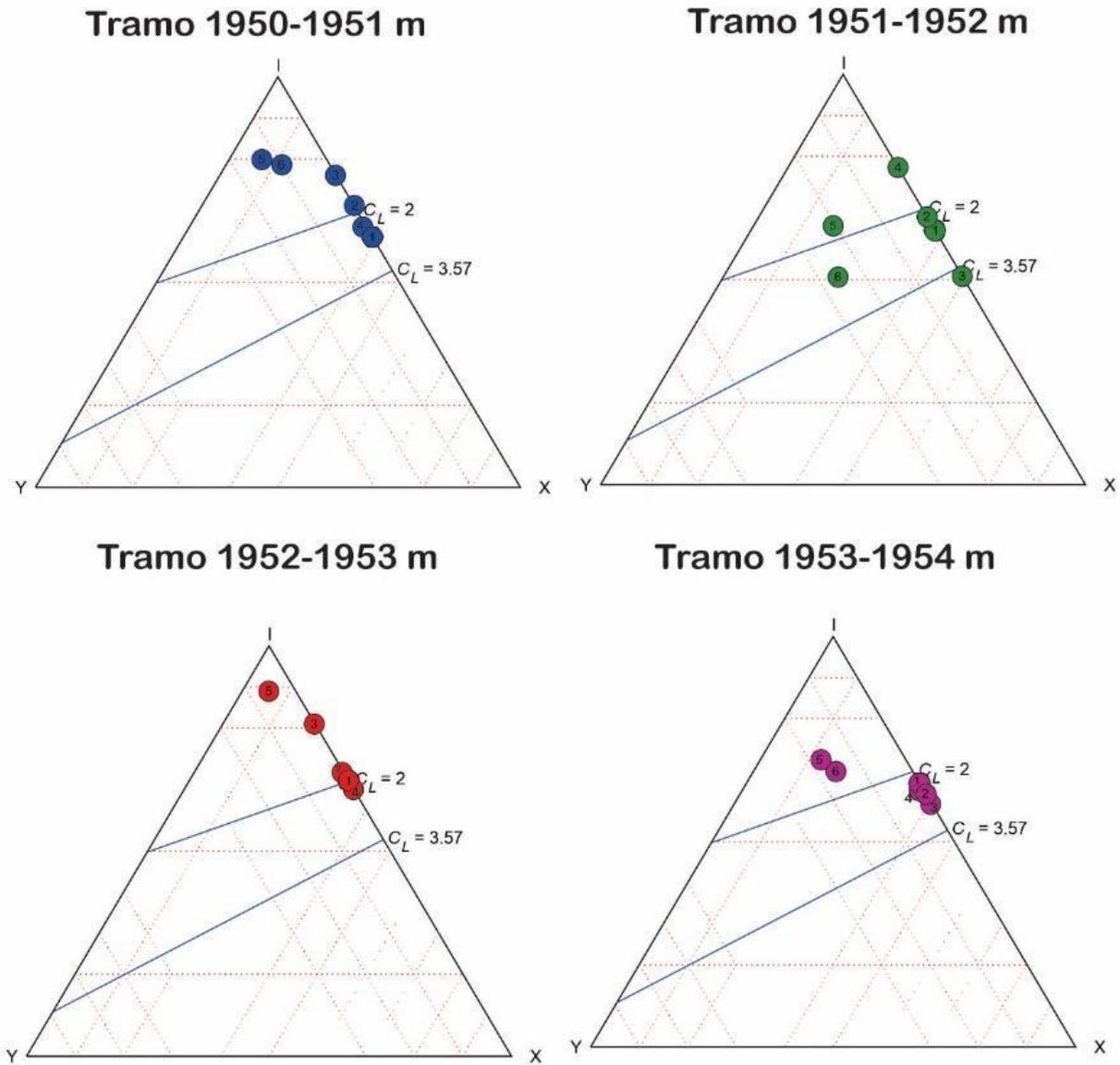


Figura 22. Conectividad de nodos X, Y e I en cada metro de núcleo recuperado de roas calcáreas.

Al juntar todos los datos de conectividad se observa que los mapas de corte horizontal se separan de los demás que están alojadas entre las líneas críticas (Figura 26).

Conectividad completa

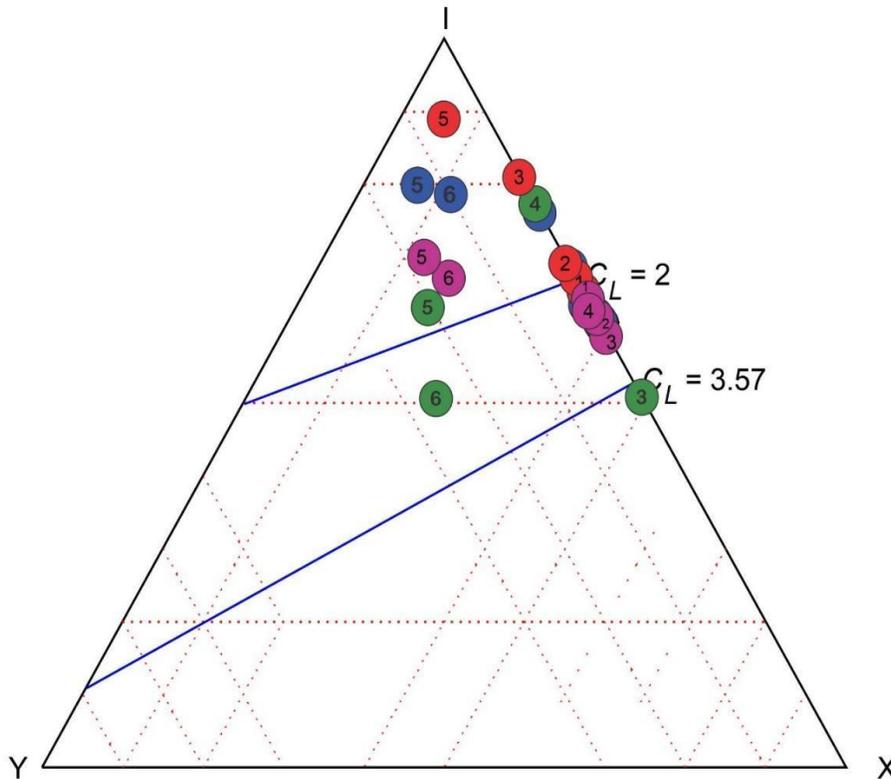


Figura 23. Conectividad de los 4 metros de núcleo recuperado para observar variaciones en la profundidad y el tipo de nodos que presentan en cada metro y su relación con las líneas de valor C_L .

5.9 Dimensión de caja (D_c) y dimensión de masa (D_m)

Para la dimensión de caja los valores son más cercanos a 1, teniendo un valor mínimo de 1.2 en el tramo 3-3, mientras que el valor máximo se encuentra en el tramo 2-6, con un valor de 1.55 (Tabla 2). Este es el mismo tramo donde se observa una mayor densidad e intensidad de fracturas.

Mientras que para la dimensión de masa el valor más bajo obtenido es de 1.688 en el tramo 1-1, mientras que el valor más alto es de 3.590 en el tramo 2-6 y 3.588 en el tramo 3-2.

Se puede observar las gráficas resultantes obtenidas de los *software* Fractalyse y FracAnalysis en el Anexo D.

Tabla 2. Tabla resumen de valores obtenidos de algunos parámetros y su profundidad

Profundidad (m)	Corte	Clave	# Fracturas	Permeabilidad	D.m.	D. c.
1950.17	Vertical	T1-1	38	2.8997	1.688	1.47
1950.3	Vertical	T1-2	22	2.3778	2.644	1.31
1950.4	Vertical	T1-3	17	1.3818	2.119	1.25
1950.5	Vertical	T1-4	29	2.2383	3.447	1.33
1950.2	Horizontal	T1-5	40	5.2843	3.036	1.27
1950.55	Horizontal	T1-6	17	2.7529	2.238	1.22
1951.15	Vertical	T2-1	28	2.3960	1.836	1.3
1951.22	Vertical	T2-2	42	2.8009	2.056	1.38
1951.69	Vertical	T2-3	26	3.0691	2.007	1.33
1951.85	Vertical	T2-4	21	1.6167	2.307	1.26
1951.27	Horizontal	T2-5	47	6.7942	2.877	1.33
1951.9	Horizontal	T2-6	86	14.6741	3.598	1.55
1952.2	Vertical	T3-1	49	3.3237	1.993	1.4
1952.45	Vertical	T3-2	40	2.3814	3.588	1.34
1952.7	Vertical	T3-3	11	0.9170	2.124	1.2
1952.85	Vertical	T3-4	39	2.4592	2.165	1.29
1952.6	Horizontal	T3-5	19	2.1603	2.286	1.23
1953.05	Vertical	T4-1	42	3.0569	2.286	1.37
1953.15	Vertical	T4-2	29	2.5286	2.812	1.33
1953.3	Vertical	T4-3	38	3.4435	3.138	1.34
1953.55	Vertical	T4-4	42	2.8762	1.778	1.32
1953.4	Horizontal	T4-5	24	4.1545	3.305	1.25
1953.45	Horizontal	T4-6	37	4.5433	1.572	1.37

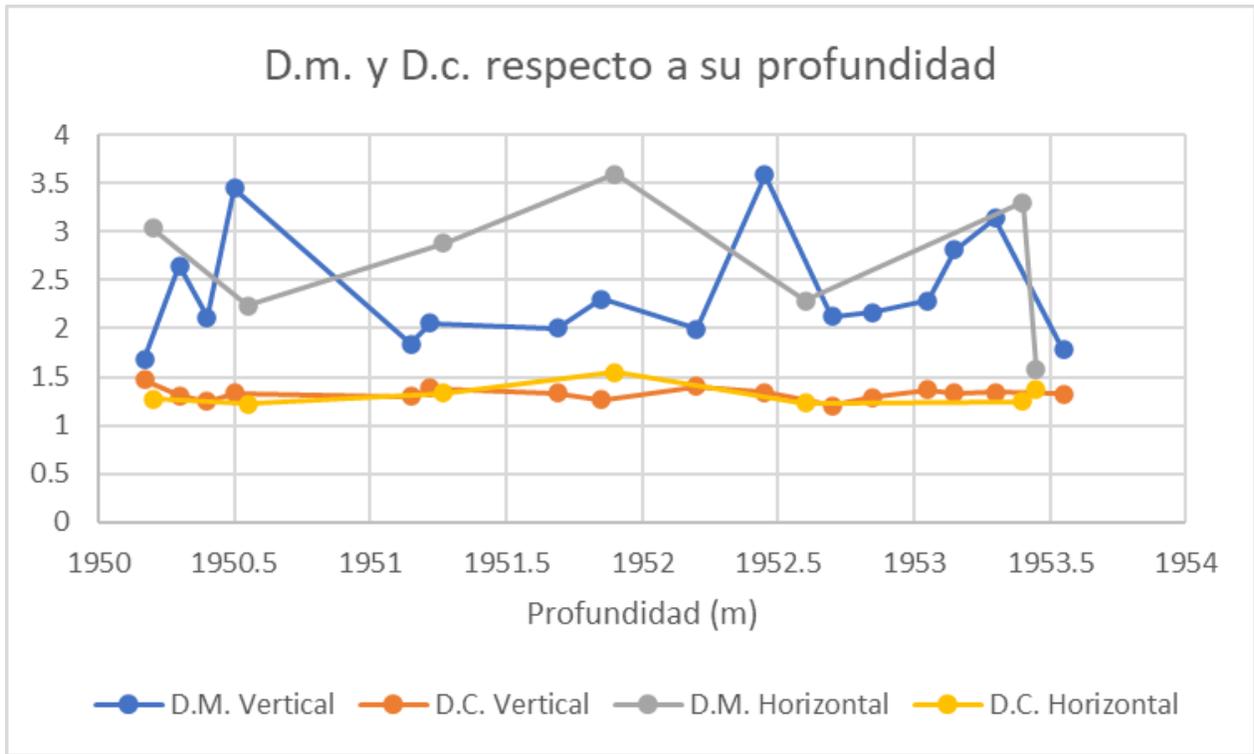


Figura 24. Datos obtenidos de Dimensión de caja y de masa respecto a la profundidad de cada muestra y el tipo de corte, la parte de D.m. no presenta algún patrón respecto a la profundidad en ningún corte, mientras que observamos que D.c. se mantiene en los mismos rangos sin importar la profundidad y el corte.

CAPITULO VI. DISCUSIÓN

6.1 Formación de fracturas en el núcleo recuperado AO 2C.

La formación de fracturas en calizas tipo *mudstone* de la formación Morelos del Mesozoico está afectada por un conjunto de fracturas rellenas. Estas fracturas se formaron y posiblemente se reactivaron por la acción de por lo menos cuatro eventos de deformación. El primer evento se relaciona con el Orógeno Mexicano desarrollado en el Cretácico Tardío-Paleógeno (Fitz-Díaz *et al.*, 2018), donde fallas inversas y pliegues fueron las principales estructuras que acomodaron la deformación. Ligado a este evento se formaron una serie de fracturas mesoscópicas que afectaron a las rocas calcáreas en estudio. El segundo evento de deformación está asociado con un proceso de extensión cortical ocurrido durante el Oligoceno, lo cual genera fallas con orientación preferencial NW-SE (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002). El tercer evento de deformación se relaciona con la actividad de fallas laterales en el Mioceno (Vásquez-Serrano *et al.*, 2022). Finalmente, se encuentra la extensión NNE-SSW dentro de la Faja Volcánica Transmexicana, la cual forma fallas normales con una orientación preferencial E-W del Plioceno Tardío (Arce *et al.*, 2019). Dichos eventos coinciden con las orientaciones encontradas en las fracturas del afloramiento de la cantera abandonada mencionada en la metodología para la obtención de datos y en los resultados.

6.2 Parámetros geométricos de las fracturas.

Las fracturas analizadas de la formación Morelos en el núcleo recuperado presentan características que ayudan a describir su forma, tamaño y disposición dentro de la roca. En los próximos párrafos, analizaré y discutiré diversos parámetros geométricos obtenidos directamente del núcleo recuperado y otros adquiridos mediante los programas FracPaQ, FracAnalysis y Fractalyse. Esta información se comparará con estudios en rocas volcánicas, que son su vecino más cercano de acuerdo con la estratigrafía de la cuenca de México descrita por Arce *et al.* (2019), con el fin de conocer su relación. Además, se contrastará con otros trabajos similares realizados en calizas de diferentes formaciones y edades.

6.2.1 Orientación

Como se mencionó anteriormente, en las fracturas de la formación Morelos se encontraron cuatro familias de fracturas, cada una relacionada con un evento de deformación distinto. Tres de estas familias coinciden con los sistemas de fracturas observados en rocas miocénicas en la cuenca de México, descritas por Vásquez-Serrano (2021), con orientaciones NE-SW, NW-SE y E-W. Debido a que los eventos de deformación afectaron a ambas formaciones al mismo tiempo.

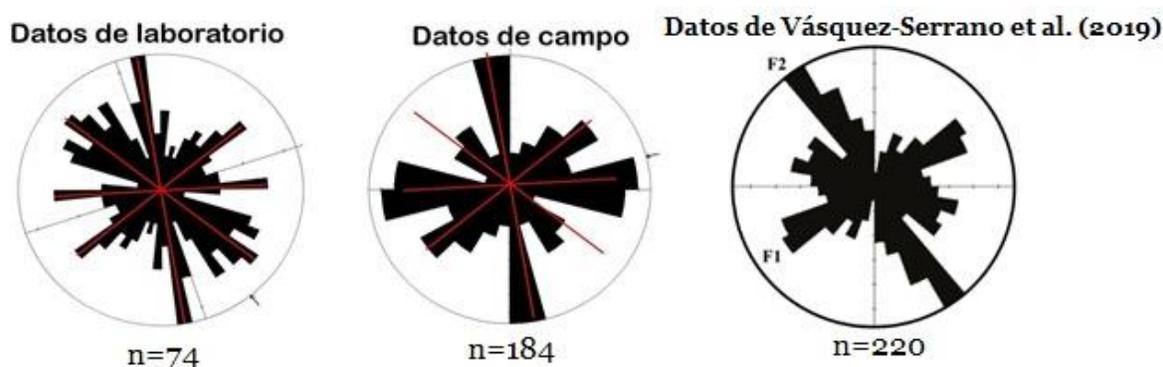


Figura 25. Orientación de fracturas en nucleoteca Instituto de Geología, UNAM, datos recolectados en campo y datos de Vásquez-Serrano et al., (2019), donde se observan 3 familias de fracturas similares. En la parte inferior de cada diagrama de rosa se encuentra la cantidad de mediciones realizadas.

6.2.2 Apertura y espaciamento.

Para la apertura, se tomaron 296 datos en total, con un valor mínimo de 0.05 mm, un máximo de 5 mm y una moda de 0.175 mm, con un valor de exponente de frecuencia acumulada (Efa) de 1.074. En cuanto al espaciamento, se registraron 189 datos en fracturas paralelas, con un valor mínimo de 0.2 cm, un máximo de 5 cm y una moda de 0.9 cm y un valor de Efa de 2.013.

En las rocas vecinas analizadas por Vásquez-Serrano *et al.*, (2021), se tomaron 221 datos para la apertura, donde se obtuvieron valores de Efa que varían de 1.320 a 2.233. Para el espaciamento, se registraron 220 datos, obteniendo valores de Efa entre 1.270 y 2.333 (Vásquez-Serrano *et al.*, 2021).

Al comparar los valores del exponente de frecuencia acumulada (Efa) de la apertura entre este estudio y el de Vásquez-Serrano (2021), observamos que en este caso el Efa es más

bajo, lo que sugiere una mayor proporción de fracturas con aperturas grandes. En cambio, en el estudio de Vásquez-Serrano, los valores de Efa son más altos, lo que indica una distribución más dominada por fracturas con aperturas pequeñas.

Por otra parte, al analizar el espaciamiento, el Efa más alto obtenido en este estudio indica una mayor densidad de fracturas, es decir, muchas fracturas con espaciamientos pequeños y pocas con espaciamientos grandes. En contraste, los valores del estudio de Vásquez-Serrano muestran una mayor variabilidad, indicando que en algunas zonas el espaciamiento podría ser similar al de este estudio, mientras que en otras podría ser más disperso

6.2.3 Estimador de Máxima Verosimilitud (MLE por sus siglas en inglés)

En el caso del MLE, FracPaQ cuantifica la distribución de las longitudes de fracturas en un mapa mediante la elaboración de histogramas de longitud y gráficos bilogarítmicos de longitud versus frecuencia acumulada. Estos datos se comparan con tres funciones posibles: ley de potencia, log-normal y exponencial (Vásquez-Serrano *et al.*, 2024).

Para este estudio en profundidades someras, se ajusta a modelos exponencial y logarítmico. Sin embargo, a partir del tramo 3-3 (1952.7 m) hasta la profundidad máxima (1954 m), se ajusta al modelo de ley de potencia. Como se observó en los parámetros de espesor y espaciamiento, su porcentaje de ajuste a los datos es mayor al 99%, sin llegar al 100%, lo que resulta en un buen modelo. En este parámetro no se compara con otros estudios, ya que en la mayoría se ha sugerido que la función de ley de potencia es la que mejor se ajusta al espaciamiento y apertura, lo cual se refleja en su comportamiento fractal. Sin embargo, también se ha sugerido que las funciones logarítmica y exponencial, podrían estar relacionadas a un sesgo en los datos adquiridos o al desarrollo de fracturas a partir de estructuras preexistentes, respectivamente (Mandelbrot, 1967; Turcotte, 1992; Korvin, 1992; Barton y LaPointe, 1995).

6.2.4 Intensidad y densidad

La intensidad es un parámetro que proporciona una estimación de la cantidad de fracturas por unidad de longitud (Mauldon *et al.*, 2001; Nieto-Samaniego *et al.*, 2003, 2005;

Moreno-Sánchez y García-Cabrejo, 2006). El valor de este parámetro se obtiene dividiendo el número de fracturas cortadas entre la longitud de la línea de muestreo. En este estudio, los valores obtenidos están en un rango de 0.50229 a 3.1669 fracturas/m. La densidad se obtiene dividiendo el número de fracturas entre el área de la superficie de los mapas (m^2); en este estudio, los valores están en un rango de 0.4335 a 11.7437 fracturas/ m^2 .

En el caso de las rocas vecinas (volcánicas del Mioceno a una profundidad de 1550 m.) analizadas por Vásquez-Serrano *et al.* (2021), el rango de intensidad se encuentra entre 13 y 37 fracturas/m. Estos cambios en la cantidad de fracturas entre el núcleo estudiado con el estudio previo de Vásquez-Serrano *et al.* (2021) se debe principalmente al tipo de roca.

En las rocas calizas dentro de la zona de falla de San Miguel de Allende (Vásquez-Serrano *et al.* 2024), los valores de densidad son muy altos, en un rango de 633 a 15,222 fracturas/m. Es probable que no se observe ninguna relación entre los estudios, ya que este valor cambia de acuerdo con la escala utilizada y el método de análisis, lo que dificulta establecer comparaciones.

6.2.5 Dimensión de caja (Dc) y dimensión de masa (Dm)

Estos parámetros están estrechamente relacionados, como se ha demostrado en trabajos de Nieto-Samaniego *et al.* (2003, 2005), donde se observa que, al incrementar la densidad, también aumenta la dimensión fractal de caja (Barton y Larsen, 1985).

Este parámetro facilita la comparación con diferentes estudios, ya que su resultado no varía con la escala utilizada, sino con la cantidad de fracturas. En este estudio, se obtuvo que para la dimensión de caja el valor mínimo es 1.2 y el máximo es 1.55; para la dimensión de masa, los valores son de 1.688 a 3.590. Con los datos obtenidos por Vásquez-Serrano *et al.* (2024) en calizas de la afectadas por la zona de falla deformación San Miguel de Allende, los valores de Dc oscilan entre 1.31 y 1.84 unidades. En la plataforma del Doctor (rocas calcáreas del Albiano-Cenomaniano), de acuerdo con Vásquez-Serrano (2013), en la escala más cercana a nuestro estudio, el valor promedio de Dc es 1.42. Se puede observar que las calizas presentan una dimensión de caja muy similar entre ellas, a pesar de ser de diferentes lugares y edades.

Al comparar los datos obtenidos en este trabajo con los obtenidos en las rocas vecinas más cercanas, los valores oscilan entre 0.44 y 0.73, mientras que en el trabajo realizado por Vásquez-Serrano *et al.*, (2021) en la cuenca de México, abarcando áreas como la Sierra de Guadalupe, Malinalco y Tepoztlán, donde se encuentran rocas volcánicas, los valores de dimensión de caja varían entre 0.34 y 0.90 unidades. Las rocas volcánicas tienen la misma relación descrita para las calizas, pero entre calizas y rocas volcánicas no se observa ninguna relación posiblemente al ser diferente tipo de roca.

Hay que tomar en cuenta que, en el caso de estos estudios, la dimensión de caja fue obtenida en una dimensión, mientras que en el presente estudio fue en dos dimensiones. Esto lleva a que se tenga que sumar una unidad a los datos unidimensionales o restar una unidad a los datos bidimensionales como lo sugieren Barton y LaPointe (1995).

6.3 Aspectos asociados a conectividad y permeabilidad.

El análisis realizado se centra en comprender la relevancia de la dimensión fractal para rastrear la distribución y tamaño de las fracturas, así como explorar la relación entre esta dimensión y la permeabilidad de las rocas, generada por las fracturas. Es crucial investigar cómo otros parámetros, como la densidad, intensidad y conectividad de las fracturas, se relacionan con la permeabilidad. Determinar estas conexiones nos permitirá evaluar si la dimensión fractal puede utilizarse como un indicador en la exploración de acuíferos en rocas profundas en la Ciudad de México. Esto es especialmente relevante para abordar la escasez de agua que ha afectado a la cuenca en los últimos años y que podría agravarse en el futuro.

Varios autores han señalado que la permeabilidad de una roca fracturada está influenciada en gran medida por la conectividad, distribución y tamaño de las fracturas (Moltz y Boman, 2005; Miranda-Martínez *et al.*, 2006; Odling *et al.*, 1999; Leung y Zimmerman, 2012). Por esta razón, el análisis fractal resulta interesante para caracterizar los sistemas de fracturas en el contexto del flujo de fluidos.

En los próximos párrafos, se analizará y discutirá la relación de la dimensión fractal con la permeabilidad, utilizando los parámetros calculados en el capítulo anterior para los mapas

de fracturas. Además, se utilizará como referencia y punto de comparación los trabajos de Vásquez-Serrano (2013) y Vásquez-Serrano *et al.*, (2024), donde ambos estudios tienen un enfoque similar y se centran en rocas calizas de diferentes zonas del país.

6.3.1 Permeabilidad.

Las rocas fracturadas presentan desafíos en la determinación de su permeabilidad. Para cuantificar el flujo y el transporte, se utilizan datos geométricos de fracturas, pruebas de presión, trazadores y fracturas sintéticas (Faybishenko *et al.*, 2000; Neuman, 2005; Bourbiaux *et al.*, 1998; 1999). La geometría de los sistemas de fracturas es crucial y compleja de integrar en modelos de flujo. Se han propuesto diversos métodos para generar fracturas sintéticas que mejoran la resolución geométrica y permiten obtener modelos de permeabilidad más precisos (Jafari y Babadagli, 2011a). Sin embargo, estos dependen de la disposición de datos de campo para ser eficientes.

Existen modelos de flujo, como los de Cacas *et al.* (1990) y Massinnat y Manisse (1994), que consideran la permeabilidad de la matriz en dos y tres dimensiones. Algunos estudios han analizado propiedades estadísticas y fractales de las fracturas, como la orientación, conectividad y apertura, para estimar la permeabilidad (La Point, 1998; Babadagli, 2001). Se ha observado que el aumento de la longitud y conectividad de las fracturas mejora la permeabilidad (Rossen *et al.*, 2000), mientras que una mayor apertura también tiene un efecto positivo (Zhang *et al.*, 1996).

Recientemente, Leung y Zimmerman (2012) encontraron una relación simplificada entre la permeabilidad estimada numéricamente y características de las fracturas, como conectividad y longitud, utilizando un modelo en dos dimensiones con apertura constante. Su metodología se aplicó para estimar la permeabilidad ($\frac{k}{k_0}$) en los mapas de fracturas elaborados en este estudio.

$$\frac{k}{k_0} = B \sqrt{1 + 2\xi} \frac{nl'}{2}$$

Leung y Zimmerman (2012), proponen un modelo de permeabilidad a partir de las características geométricas de las fracturas, donde ζ representa la conectividad, n es el número de fracturas, l es la longitud promedio y B es una constante adimensional con un valor de 0.0926. Este valor se basa en los resultados obtenidos por Leung y Zimmerman (2012) y se considera válido bajo las mismas condiciones propuestas por estos autores, que coinciden con las de los mapas de fracturas analizados en este estudio y en otros donde se analizan fracturas que afectan a rocas calcáreas (Vásquez-Serrano, 2013).

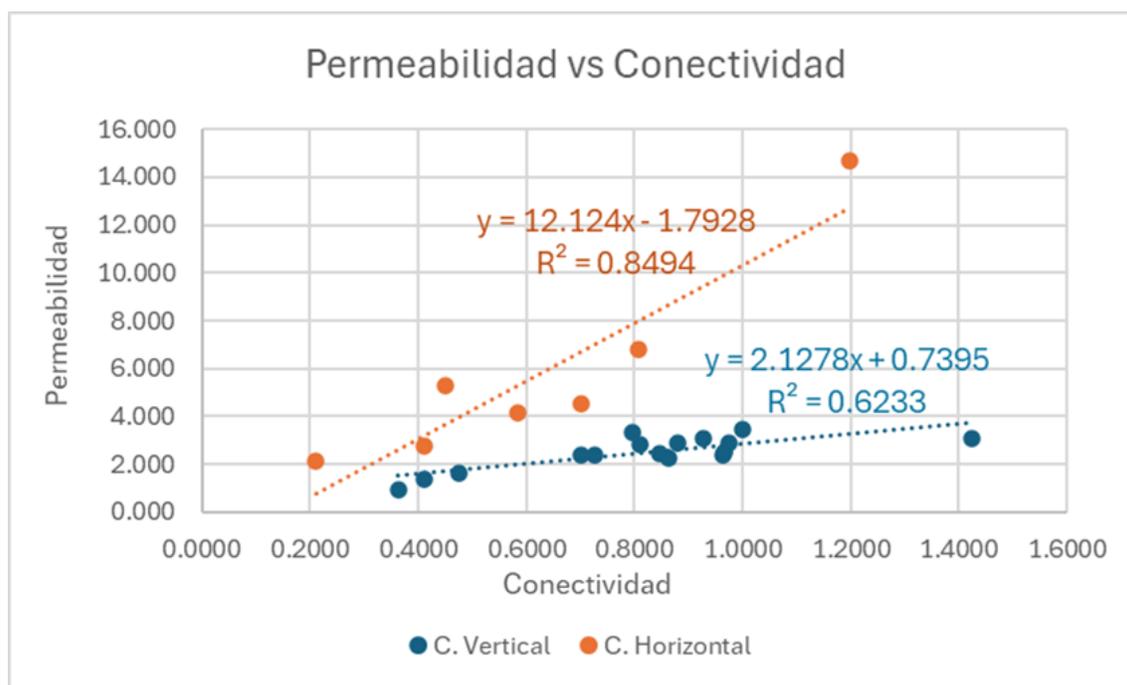


Figura 26. Gráfica de permeabilidad contra conectividad.

Se puede observar que la permeabilidad en las fracturas de la Formación Morelos estudiadas en el núcleo recuperado del pozo agrícola oriental 2C depende del número de fracturas encontradas, ya que se observa una fuerte correlación: al aumentar el número de fracturas, se obtiene un valor más alto de permeabilidad (Figura 29). Asimismo, se puede notar que la conectividad de las fracturas presenta una buena correlación con las conexiones de tipo X, que serían los principales conductos de permeabilidad.

Tanto la conectividad como la cantidad de fracturas tienen una relación positiva con la permeabilidad, ya que esta aumenta a medida que se incrementa el número de fracturas y

la conexión entre ellas. Es decir, al aumentar estos parámetros, se obtiene una mejor permeabilidad.

6.3.2 Profundidad

Con base en la Tabla 2, se realizó un gráfico de la permeabilidad obtenida contra la profundidad de la muestra, se observa que tenemos mayor permeabilidad en los cortes horizontales en especial en el cuarto punto el cual corresponde al tramo 2-6, el mismo que presenta una mayor intensidad y densidad de fracturas, así como mayor dimensión de caja y de masa

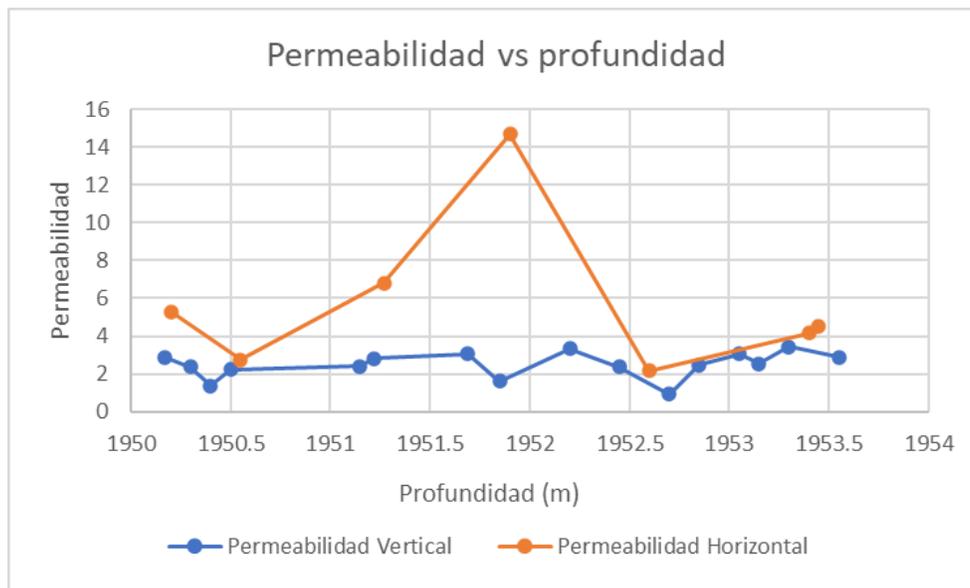


Figura 27. Gráfico de permeabilidad contra profundidad, se observa que en los cortes horizontales no existe algún tipo de patrón mientras que en los cortes verticales vemos que se mantiene más constante los valores al aumentar la profundidad.

6.4 Conexión de los parámetros fractales y la permeabilidad

En el siguiente apartado se discutirá la relación entre los parámetros fractales calculados (conectividad, dimensión de caja, dimensión de masa, densidad e intensidad), con la permeabilidad obtenida mediante la metodología propuesta por Leung y Zimmerman (2012). A continuación, se presentan gráficos que muestran la variación de dichos parámetros en función de la permeabilidad.

6.4.1 Conectividad.

Respecto a la conectividad, observamos dos tendencias. En los cortes horizontales, se aprecia una mala correlación de los datos ($R=0.6233$), en donde se observa que, al aumentar los valores de conectividad, se observa una mayor permeabilidad. Esto es similar a lo que ocurre en los cortes verticales, donde la correlación es buena ($R=0.8494$)(Figura 29), se observa que, a medida que aumenta la conectividad, la permeabilidad aumenta significativamente. Es importante mencionar que el gradiente de correlación, dado por la pendiente en el gráfico de la figura 2, es diferente para los mapas horizontales y los mapas verticales. Es posible apreciar que la pendiente es mucho más pronunciada en el corte horizontal. Esto sugiere que la permeabilidad es mayor en el sentido de la dirección de flujo vertical que en la dirección de flujo horizontal, reflejando muy bien la anisotropía en la permeabilidad de las rocas calcáreas. Un aspecto que puede ser importante es lo que sugiere Vásquez-Serrano (2013). Este autor propone que la conectividad puede que no sea un factor relevante en el modelo de Leung y Zimmerman (2012). Esto podría deberse a que, al haber muchas intersecciones, la permeabilidad se ve afectada negativamente, ya que el flujo se convierte en un camino largo y menos efectivo en comparación con un trayecto más directo y con menos intersecciones. Sin embargo, el patrón obtenido en este trabajo sugiere todo lo contrario, ya que hay una buena relación entre la conectividad y la permeabilidad.

Dado que la conectividad muestra una buena relación con la permeabilidad según el método de Leung y Zimmerman (2012), se compararon los resultados obtenidos mediante FracPaQ con los obtenidos en el trabajo de Vásquez-Serrano *et al.* (2024), en el cual se realizó un análisis similar en rocas calizas. El triángulo I, X, Y (Figura 30) muestra a la derecha los datos obtenidos en el estudio de la falla de San Miguel de Allende, cuyos datos arrojaron una buena conectividad, ya que se identificaron nodos del tipo X-Y-I. La mayoría de los datos se encuentran dentro del rango de conectividad óptima ($C=2$ y $C=3.57$) (Manzocchi, 2002; Sanderson y Nixon, 2018).

Al observar el triángulo, del lado izquierdo (Figura 30), correspondiente a la formación Morelos en este trabajo, los números del 1 al 4 corresponden a cortes verticales. Los números 5 y 6 corresponden a cortes horizontales (Tabla 2), ubicados en el centro de la

figura, donde se encuentran más fracturas del tipo X-Y-I, aunque están lejos del rango de conectividad óptima, a diferencia de los cortes verticales. La similitud de los datos en los cortes horizontales con las calizas de la falla de San Miguel podría deberse a que ambas están asociadas a fallas laterales al mostrar el mismo patrón en el diagrama.

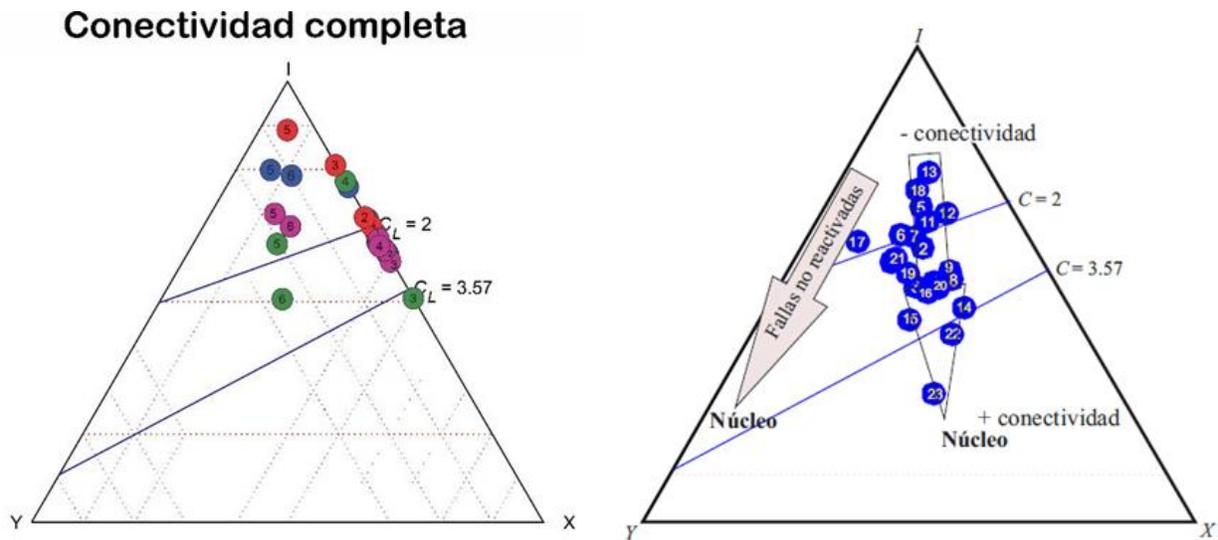


Figura 28. Triángulos de conectividad obtenidos en FracPaQ de la formación Morelos (triángulo izquierdo) y la formación San Miguel de Allende (triángulo derecho) Vásquez Serrano et al., 2024).

6.4.2 Densidad e intensidad

Respecto a la intensidad y densidad de fracturas, se observan dos tendencias, al igual que en la conectividad: una corresponde a los cortes verticales y la otra a los cortes horizontales. En ambos casos, se observa una muy buena correlación. En los cortes horizontales, se nota que, a medida que aumenta la intensidad y la densidad de fracturas, la permeabilidad también tiende a aumentar. En cambio, en los cortes verticales, la permeabilidad presenta valores muy bajos, a pesar del incremento en estos parámetros.

Dicha diferencia puede deberse a que en los cortes horizontales existen fracturas verticales o sub verticales, lo que se vera reflejado en una mayor cantidad de fracturas vistas en el plano horizontal que en el plano vertical donde se observan menos fracturas.

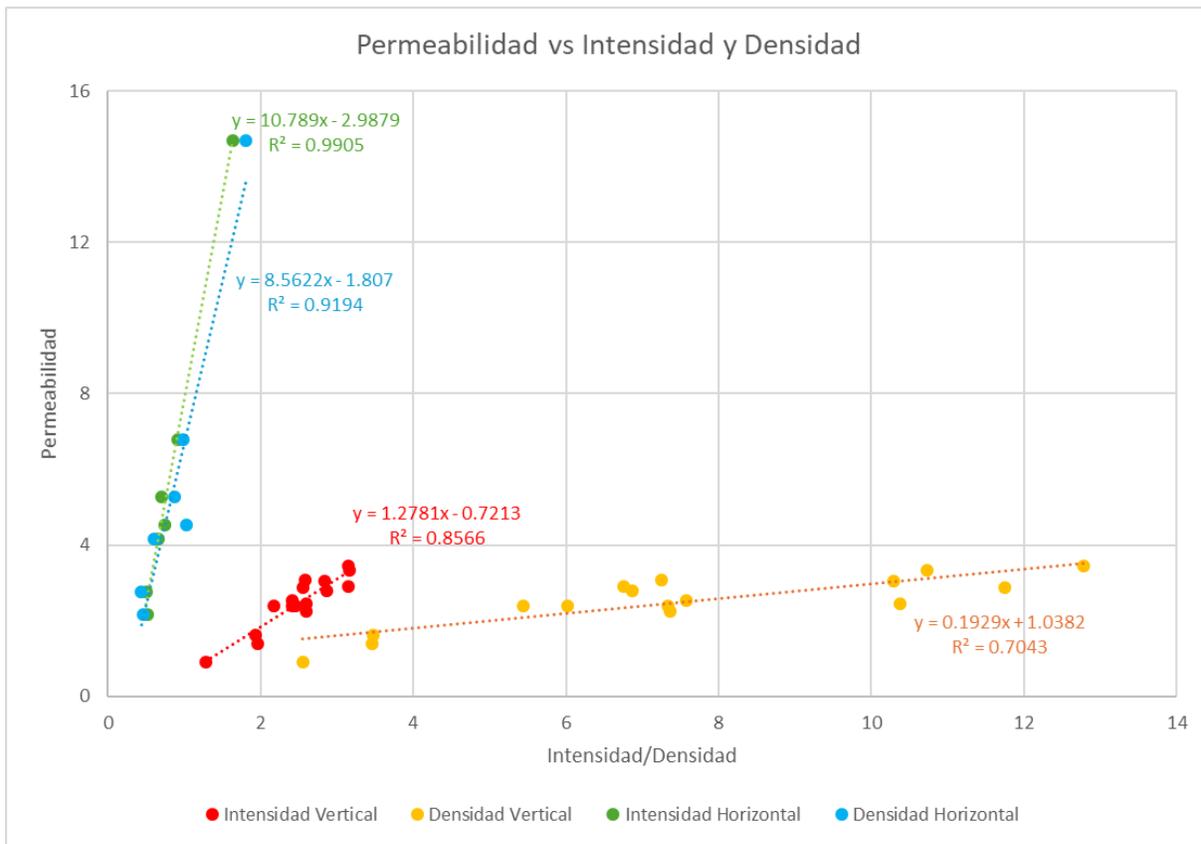


Figura 29. Gráficas de permeabilidad contra intensidad y densidad para los cortes horizontales y verticales, se observa una buena correlación de datos en dichos parámetros.

6.4.3 Dimensión de caja y de masa

En el caso de la dimensión de caja, se puede observar una correlación muy buena, lo que indica que la manera en que las fracturas ocupan el espacio influye en el flujo del fluido. En este caso, su distribución resulta positiva para el estudio realizado. Esto se alinea con lo que menciona Vásquez-Serrano (2013), quien notó que las escalas pequeñas presentan una mejor correlación que las de mayor tamaño.

Por otra parte, al graficar la dimensión de masa, se observa lo contrario a lo que ocurre con la dimensión de caja, ya que no se identifica un patrón claro, ni una buena correlación. Los datos están muy dispersos y alejados del ajuste realizado. Por lo tanto, el arreglo y la distribución de los puntos medios e intersecciones no parecen ser un parámetro

determinante para la permeabilidad de la caliza de la Fm. Morelos a la profundidad analizada en el pozo Agrícola Oriental 2C.

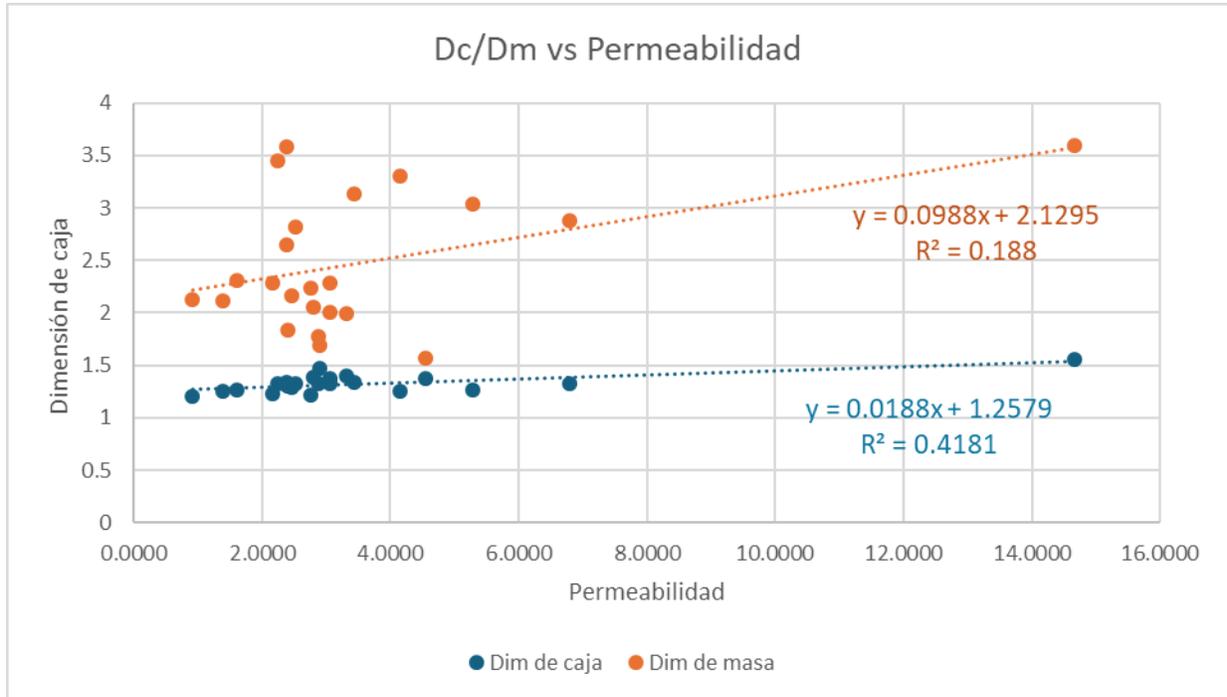


Figura 30. Gráfico de permeabilidad contra dimensión de caja y de masa

Basado en los resultados discutidos anteriormente y en las condiciones analizadas, el único parámetro que no muestra resultados prometedores para servir como guía para futuros estudios es la dimensión de masa. En cambio, la dimensión de caja, la intensidad, la densidad y la conectividad pueden ser de gran utilidad, ya que muestran una mejor correlación de los datos. Es evidente que, en los cortes horizontales, obtenemos mejores resultados que en los cortes verticales, ya que en la mayoría de los parámetros se observa una permeabilidad bastante alta, lo cual es favorable para el estudio realizado. Este resultado contrasta con el trabajo de Vásquez-Serrano (2013), que propone utilizar la dimensión de masa. Aunque se trate de rocas similares, sus diferencias en la cantidad, estilo y presencia de evento de deformación podrían implicar variaciones en los parámetros fractales obtenidos y en las distribuciones, lo que a su vez podría afectar sus propiedades.

CONCLUSIONES

Las principales conclusiones de este trabajo, de acuerdo con la relación entre la permeabilidad y los parámetros fractales expuestos, son las siguientes:

- La dimensión de masa no tiene una buena relación con la permeabilidad. Esto indica que para las calizas de la Formación Morelos la distribución espacial de los puntos de intersección entre las fracturas no afecta la permeabilidad, y probablemente se tenga mejor permeabilidad en fracturas que no presentan interrupciones, es decir que tocan las fronteras.
- Las gráficas de permeabilidad contra parámetros fractales como la dimensión de caja, conectividad, intensidad y densidad de fracturas muestran que la manera en que las fracturas ocupan el espacio influye en el flujo de los fluidos y en sus parámetros. Se observa que, a medida que estos parámetros aumentan, también lo hace la permeabilidad, especialmente en los cortes horizontales, donde se evidencia esta relación. Estos análisis pueden servir como guías en la búsqueda de acuíferos profundos en la cuenca de México para afrontar el problema de la escasez de agua.
- El gráfico triangular de conectividad, obtenido mediante el programa FracPaQ, permitió deducir que las calizas de la formación Morelos fueron afectadas por fracturas que posiblemente se relacionen con fallas laterales, debido a que la mayor cantidad de nodos X se observan en los planos horizontales. Además, este hallazgo se ve respaldado por la comparación con las calizas de la falla San Miguel de Allende, la cual presenta zonas de fallas laterales y un diagrama triangular similar al obtenido.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Aguayo, C. J., Marín, C. S. (1989). Evolución geológica de la Cuenca de México. Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, Memorias del Simposio sobre tópicos Geológicos de la Cuenca del Valle de México, México D. F., 1287-1305.
- Aguilera-Franco, N. (2003). Cenomanian-Coniacian zonation (foraminifers and calcareous algae) in the Guerrero-Morelos basin, southern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20, 202–222.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., Morán- Zenteno, D. J., & Alba-Aldave, L. (2002). Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 1–14.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Orozco-Esquivel, M.T., Vasallo Morales, L.F., Xu, S.S., 2002, El Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende: Implicaciones en la deformación post-Eocénica del centro de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 55, 12-29.
- Allan, J., 1986, Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Bulletin*, 97, 473-485.
- Arce, J. L., Cruz-Fuentes, D. M., Ramírez-Luna, A., Herrera- Huerta, I. A., & Girón-García, P. (2017). Pómez Bosque de Tlalpan, producto de una erupción de gran magnitud en el margen suroeste de la Cuenca de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 34, 274–278.
- Arce, J.L., Layer P.W., Morales-Casique, E., Benowitz, J.A., Rangel, E., Escolero, O.A., 2013, New constraints on the subsurface geology of the Mexico City Basin: San Lorenzo Tezonco deep well, on the basis of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and whole-rock chemistry: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 266, 34-49.
- Arce, J.L., Layer, P., Martínez, I., Salinas, J.I., Macías-Romo, M.C., Morales-Cacique, E., Benowitz, J., Escolero, O.A., Lenhardt, N., 2015, Geología y estratigrafía del pozo profundo San Lorenzo Tezonco y sus alrededores, sur de la Cuenca de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 123-143.
- Arce, J.L., Macías, R., García-Palomo, A., Capra, L., Macías, J.L., Layer, P., Rueda, H., 2008, Late Pleistocene flank collapse of Zempoala Volcano (Central Mexico) and the role of fault reactivation: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177, 944-958.
- Arce, J.L., Paul W. Layer, José Luis Macías, Eric Morales-Casique, Armando García-Palomo, Fernando J. Jiménez-Domínguez, Jeff Benowitz & Alberto Vásquez-Serrano (2019) Geology and stratigraphy of the Mexico Basin (Mexico City), central Trans-Mexican Volcanic Belt, *Journal of Maps*, 15:2, 320-332
- Babadagli, T., 2001, Fractal analysis of 2-D fracture networks of geothermal reservoirs in southwestern, Turkey: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 112, 83-103.
- Babadagli, T., 2002, Scanline method to determine the fractal nature of 2-D fracture networks: *Mathematical geology*, 34, 647-670.
- Balberg, I., 1985, Universal percolation-threshold limits in the continuum: *Physical review B*, 31(6), 4053.
- Barton, C.C., Hsieh, P.A., 1989, Physical and hydrologic-flow properties of fractures, in 28th International Geological Congress Field Trip Guidebook, vol. 385, p. 36.

- Barton, C.C., LaPointe, P.R., 1995, Fractal Analysis of Scaling and Spatial Clustering of Fractures, in Barton, C., La Pointe, P.R. (eds.), *Fractals in Earth Science: New York*, Plenum Press, 141-178.
- Barton, C.C., Larsen, E., 1985, Fractal geometry of two dimensional fracture networks at Yucca Mountain, southwestern Nevada: *Proceedings of International Symposium on Fundamentals of Rock Joints*, Bjorkliden, Sweden, 77-84.
- Bourbiaux, B. Cacas, M. C., Sarda, S., Sabathier, J.C., 1998. A rapid and efficient methodology to convert fractured reservoir images into a dual-porosity model. *Oil and Gas science and Technology-Revue de 1 Institut Francais Du Petrole* 53 (6), 785-799.
- Brown, E.T., Werne, J.P., Lozano-García, M.S., Caballero-Miranda, M., Ortega Guerrero, B., Cabral-Cano, E., Valero-Garcés, B.L., Schwalb, A., Arciniega Ceballos, A., 2012, *Scientific Drilling in the Basin of Mexico to Evaluate Climate History, Hydrological Resources, and Seismic and Volcanic Hazards: Scientific Drilling*, 14, 72-75, doi:10.2204/iodp.sd.14.12.2012.
- Caballero, M. M., & Ortega-Guerrero, B. (1998). Lake levels since about 40,000 years ago at lake Chalco, near Mexico City. *Quaternary Research*, 50, 69–79.
- Cacas, M.C., Ledoux, E. De Marsily, H., 1990. Modeling fracture Flow with a stochastic discrete fracture network: calibration and validation. *Water Resources Research* 26 (3), 479-500.
- Campa-Uranga, M. F. (1978). La evolución tectónica de Tierra Caliente, Guerrero. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 39(2), 52–64.
- Campos-Enríquez, J. O., Lermo-Samaniego, J. F., Antayhua- Vera, Y. T., Chavacán, M., & Ramón-Marquez, V. M. (2015). The Aztlán fault system: Control on the emplacement of the Chichinautzin range Volcanism, southern Mexico Basin, Mexico. *Seismic and gravity characterization. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67, 315–335.
- Cerca, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Martiny, B., & Iriondo, A. (2007). Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur, southern Mexico: Insights into the evolution of the Caribbean–North America plate interaction. *Tectonics*, 26, TC3007. doi:10.1029/2006TC001981
- Cuéllar-Cárdenas, M. A., Nieto-Samaniego, A. F., Levresse, G., Alaniz-Álvarez, S. A., Solari, L., Ortega-Obregón, C., & López-Martínez, M. (2012). Límites temporales en la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29, 179–203.
- De Cserna, Z., Aranda-Gómez, J. J., & Mitre-Salazar, L. M. (1988). Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la cuenca de México. *Boletín del Instituto de Geología, UNAM, México*, 104, 1–71.
- Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: *Revista Instituto de Geología*, 2, 172-187.
- Ego, F., Ansan, V., 2002, Why is the central Trans-Mexican Volcanic Belt (102°-99°W) in transtensive deformation?: *Tectonophysics*, 359, 189-208.
- Faybishenko, B., Witherspoon P. A., Benson S. M., 2000. Dynamics of fluids in fractures rock. *Geophys Monogr* 122, Am Geophys Union, Washington, DC, 400 pp.
- Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., Orozco-Esquivel, M., Carrasco-Núñez, G., Norato-Cortez, T., 2005, Digital geologic cartography of the Trans-Mexican Volcanic Belt and adjoining areas: *Digital Geosciences*, Universidad Nacional Autónoma de México, <http://satori.geociencias.unam.mx/digital_geosciences>, 1 mapa, 2 p. texto.

- Fitz-Díaz, E., Lawton, T.F., Juárez-Arriaga, E., Chávez-Cabello, G., 2018, The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics: *Earth-Science Reviews*, 183, 56-84.
- Fossen, H., 2016, *Structural Geology*: New York, Cambridge University Press, first ed., 463 pp.
- Fries, C. (1960). Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero. Región central meridional de México. *Boletín del Instituto de Geología, UNAM*, 60, 234.
- García-Palomo, A., Macías, J. L., Garduño, V.H., 2000, Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico: *Tectonophysics*, 318, 281-302.
- García-Palomo, A., Zamorano, J.J., López-Miguel, C., Galván-García, A., CarlosValerio, V., Ortega, R., Macías, J.L., 2008, El arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces, México central: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(1), 158-178.
- Gillespie, P.A., Howard, C.B., Wash J.J., Watterson J., 1993, Measurement and characterization of spatial distributions of fractures: *Tectonophysics*, 226, 113-141.
- Gómez-Tuena A., Carrasco-Núñez, G., 2000, Cerro Grande volcano: the evolution of a Miocene stratocone in the early Trans-Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, 318, 249-280.
- González-Torres, E., Morán-Zenteno, D. J., Mori, L., Díaz-Bravo, B., Martiny, B. M., & Solé, J. (2013). Geochronology and magmatic evolution of the Huautla volcanic field: Last stages of the extinct Sierra Madre del Sur igneous province of southern Mexico. *International Geology Review*, doi:10.1080/00206814.2013.767504
- Guilbaud, M.-N., Siebe, C., Agustín-Flores, J., 2009, Eruptive style of the young high-Mg basaltic-andesite Pelagatos scoria cone southeast of México City: *Bulletin of Volcanology*, 71, 859-880.
- Healy, D., Rizzo, R.E., Cornwell, D.G., Farrell, N.J., Watkins, H., Timms, N.E., Gomez-Rivas E., Smith, M., 2017, FracPaQ: A MATLAB™ toolbox for the quantification of fracture patterns: *Journal of Structural Geology*, 95, 1-16.
- Hernández-Romano, U. (1995). Evolución sedimentológica de la secuencia cretácica en el área de Huitziltepec, Estado de Guerrero (Unpublished BSc Thesis). Facultad de Ingeniería, UNAM, 147 pp.
- Jafari, A., Babadagli, T., 2011a. Effective fracture network permeability of geothermal reservoirs. *Geothermics*. 40. 25-38 p.
- Korvin, G., 1992, *Fractal Models in the Earth Sciences*: Amsterdam, Elsevier, 381 pp
- La Point, P.R., 1988. A method to characterize fracture density and connectivity through fractal geometry. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* 25, 421-429.
- Lenhardt, N., Böhnel, H., Wemmer, K., Torres-Alvarado, I. S., Hornung, J., Hinderer, M., 2010, Petrology, magnetostratigraphy and geochronology of the Miocene volcanoclastic Tepoztlán Formation: implications for the initiation of the Transmexican Volcanic Belt (Central Mexico): *Bulletin of Volcanology*, 72, 817-832.
- Leung C., Zimmerman R., 2012. Estimating the Hydraulic Conductivity of Two-Dimensional Fracture Networks Using Network Geometric Properties. *Transp Porous Med* (2012) 93: 777-797

- Lozano-Barraza, L., 1968, Geología de la Sierra de Guadalupe, México, D.F.: Instituto Politécnico Nacional, tesis de licenciatura, 39 pp.
- Lozano-García, M.S., Ortega-Guerrero, B., 1998, Late Quaternary environmental changes of the central part of the Basin of Mexico; correlation between Texcoco and Chalco basins: Review of Palaeobotany and Palynology, 99, 77-93.
- Lozano-García, S., Brown, E.T., Ortega-Guerrero, B., Caballero, M., Werne, J., Fawcett, P.J., Schwab, A., Valero-Garcés, B., Schnurrenberger, D., O'Grady, R., Stockhecke, M., Steinman, B., Cabral-Cano, E., Caballero, C., Sosa-Nájera, S., Soler, A.M., Pérez, L., Noren, A., Myrbo, A., Bücker, M., Wattrus, N., Arciniega, A., Wonik, T., Watt, S., Kumar, D., Acosta, C., Martínez, I., Cosío, R., Ferland, T., Vergara-Huerta, F., 2017, Perforación profunda en el lago de Chalco: reporte técnico: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 69(2), 299-311.
- Macías, J.L., Arce, J.L., García-Tenorio, F., Layer, P.W., Rueda, H., Reyes-Agustín, G., López-Pizaña, F., Avellán, D., 2012, Geology and geochronology of Tlaloc, Telapón, Iztaccíhuatl, and Popocatepetl volcanoes, Sierra Nevada, central Mexico, in Aranda-Gómez, J.J., Tolson, G., Molina-Garza, R.S. (eds.), Southern Cordillera and Beyond: Geological Society of America Field Guide, 25, 163-193.
- Mandelbrot, B.B., 1967, How long is the coast of Britain? Statistical self-similarity and fractional dimension: Science, 156, 636-638.
- Manzocchi, T., 2002, The connectivity of two-dimensional networks of spatially correlated fractures: Water Resources Research, 38(9), 1-1.
- Márquez, A., Oyarzu, R., Doblas, M., Verma, S.P., 1999, Alkaline (oceanic island basalt type) and calc-alkaline volcanism in the Mexican Volcanic Belt: A case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin Geology, 27, 51-54.
- Marrett, R., Ortega, O.J., Kelsey, C.M., 1999, Extent of power-law scaling for natural fractures in rock: Geology, 27, 799-802.
- Massonnat, G., Manisse, E., 1994. Modelisation des reservoirs fractures et recherché de parameters equivalents: etude de l'anisotropie verticale de permeability. Bulletin des Centre de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine 18, 171-209
- Mauldon, M., Dunne, W., Rohrbaugh, M., 2001, Circular scanlines and circular windows: new tools for characterizing the geometry of fracture traces: Journal of Structural Geology, 23(2), 247-258.
- Meriggi, L., Macias, J. L., Tommasini, S., Capra, L., & Conticelli, S. (2008). Heterogeneous magmas of the Quaternary Sierra Chichinautzin volcanic field (central Mexico): The role of an amphibole-bearing mantle and magmatic evolution processes. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 25, 197–2016.
- Miranda-Martínez, M. E., Oleschko K., Parrot J. F., Castrejon-Vacio, F., Taud, H., Brambila-Paz, F., 2006. Porosidad de los yacimientos naturalmente fracturados: una clasificación fractal, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 23, núm. 2, 199-214.
- Moltz, F. J., Boman G. K., 1995. Further evidence of fractal structure in hydraulic conductivity distributions. Water Resour. Res., 22 (18), 2545-2548.
- Morales-Casique, E., Arce-Saldaña J.L., Escolero-Fuentes O., Lezama-Campos J.L., 2016, Análisis de la estratigrafía y las características hidrogeológicas de los estratos profundos que conforman el subsuelo de la Cuenca de México a partir de la perforación de dos pozos profundos, uno a 2000 m y otro a 1570 m denominados Agrícola Oriental 2B y 2C respectivamente: México, D.F., México, Reporte técnico para el Sistema de Aguas de la Ciudad de México, Gobierno de la Ciudad de México, 178 pp.

- Morán-Zenteno, D. J., Alba-Aldave, L. A., Solé, J., & Iriondo, A. (2004). A major resurgent caldera in southern Mexico: The source of the late Eocene Tilzapotla ignimbrite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136, 97–119. doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.04.002
- Moreno-Sánchez, G., García-Cabrejo, O.J., 2006, Caracterización Cuantitativa de Patrones de Fracturamiento mediante Ventanas Circulares y Análisis Fractal: *Geología Colombiana*, 31, 73-104.
- Newman, M.E., 2005, Power laws, Pareto distributions and Zipf 's law: *Contemporary physics*, 46(5), 323-351.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S., Tolson, G., Oleschko, K., Korvin. G., Xu, S.S., PérezVenzor, J.A., 2005, Spatial Distribution, Scaling and Self-similar Behavior of Fracture Arrays in the Los Planes Fault, Baja California Sur, México: *Pure Applied Geophysics*, 162(2005), 805-826.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S., Tolson, G., Xu, S., Pérez-Venzor, A., 2003, Estimación de densidades, distribuciones de longitud y longitud total de fracturas: un caso de estudio en la Falla de Los Planes, La Paz, B.C.S.: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LVI(1), 1-9.
- Nixon, G. T. (1989). The geology of Iztaccíhuatl volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and Valley of Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 219, 58.
- Odling, N. E., Gillespie, P. A., Bourguine, B., Castaing, C., Chils, J. P., Christensen, N. P., Fillion, E., Genter, A., Olsen, C., Thrane, L., Trice. R., Aarseth, E., Walsh. J. J., Watterson, J., 1999, Variations in fracture system geometry and their implications for fluid flow in fractured hydrocarbon reservoirs: *Petroleum Geoscience*, 5, 373-384
- Odling, N.E., 1997, Scaling and connectivity of joint systems in sandstones from western Norway: *Journal of Structural Geology*, 19(10), 1257-1271.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1980). Rocas volcánicas del Maestrichtiano en el área de San Juan Tetelcingo, Estado de Guerrero. *Libro-Guía, Excursión Geol.*, vol. III. Reunión Nacional Geotectónica-Geotermia (pp. 34–38). México.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, J., Aranda Gómez, J. J., Morán-Zenteno, D. J., Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., 1992, Carta geológica de la República Mexicana: quinta edición escala 1:2.000,000: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa, texto explicativo 74 p.
- Pasquaré, G., Garduño, V., Tibaldi, A., Ferrari, M., 1988, Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, 146, 353-364.
- Passchier, C.W., Trouw R.A.J., 1996, *Microtectonics*: Berlin, Springer Verlag, 366 pp.
- PEMEX. (1987). Informe geológico de los pozos Mixhuca-1, Tulyehualco-1, Copilco-1 y Roma (Internal Report).
- Pérez-Cruz, G.A., 1988, Estudio sismológico de reflexión del subsuelo de la ciudad de México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 83 pp.
- Pindell, J., 1985, Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean Sea: *Tectonics*, 133-156.
- Quintanar, L., Rodríguez-González, M.a., Campos-Enríquez, J., 2004, A Shallow Crustal Earthquake Doublet from the Trans- Mexican Volcanic Belt (Central Mexico): *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94, 845-855.
- Ramsay, J. G., Huber, M. I., 1987. *Modern Structural Geology*, Vol. 2. Folds and Fractures. Academic Press, London.

- Rizzo, R.E., Healy, D., De Siena, L., 2017, Benefits of maximum likelihood estimators for fracture attribute analysis: Implications for permeability and up-scaling: *Journal of Structural Geology*, 95, 17-31.
- Ross, M., Scotese, C., 1988, A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region: *Tectonophysics*, 155, 139–168.
- Rossen, W. R., Gu, Y., Lake, L. W., 2000. Connectivity and permeability in fracture networks obeying power-law statistics. Paper SPE 59720, presented at the SPE Permian Basin Oil and Gas Recovery Conference, Midland, TX, USA, March 21–23, 13 pp
- Sanderson, D.J., Nixon, C.W., 2018, Topology, connectivity and percolation in fracture networks: *Journal of Structural Geology*, 115, 167-177.
- Siebe, C. (2000). Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104, 45–64.
- Siebe, C., & Macías, J. L. (2006). Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field: Field Guide, Penrose Conference. Neogene-quaternary continental margin volcanism (p. 77). January 2004, State of Puebla, México: Boulder, Colorado, Geological Society of America. doi:10.1130/2004.VHITMC.PFG
- Siebe, C., Abrams, M., & Macías, J. L. (1995). Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del Volcán Popocatepetl. Comité Científico Asesor UNAM-CENAPRED: Volcán Popocatepetl, estudios realizados durante la crisis de 1994–1995 (pp. 195–220). Edición Especial Secretaría de Gobernación, México.
- Siebe, C., Arana-Salinas, L., Abrams, M., 2005, Geology and radiocarbon ages of Tlálóc, Tlacotenco, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Teuhtli, and Ocusacayo monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141, 225-243.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., & Abrams, M. (2004b). Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 130, 197–226.
- Siebe, C., Salinas, S., Arana-Salinas, L., Macías, J. L., Gardner, J., & Bonasia, R. (2017). The ~23,500 yr 14 C BP White Pumice Plinian eruption and associated debris avalanche and Tochmilco lava flow of Popocatepetl volcano, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 333-334, 66–95.
- Silver, L. T., Anderson, T. H., 1974, Possible left lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North America cratón margin: *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 6(7), 955-956.
- Sosa-Ceballos, G., Macías, J. L., García-Tenorio, F., Layer, P. W., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., & Arce, J. L. (2015). El Ventorrillo, a paleostructure of Popocatepetl volcano: Insights from geochronology and geochemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 277, 1-20. doi:10.1007/s00445-015-0975-2
- Tolson, G., 2001, FracAnalysisV16; software de acceso libre para el cálculo de dimensión de cajas en fracturas, disponible en <<https://www.geologia.unam.mx/comunidad-igl/tolson-g>>.
- Turcotte, D., 1992, *Fractals and chaos in Geology and Geophysics* 1 Edition: Cambridge, Cambridge University Press, 221 pp.

- Vásquez-Serrano, A., 2013, Análisis fractal de fracturas geológicas en un análogo expuesto de yacimientos carbonatados naturalmente fracturados y su aplicación en modelos de flujo de fluidos: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 153 pp.
- Vásquez-Serrano, A., Arce, J.L., Rangel, E., Morales-Casique, E., López- Arroyo, S.M., 2021, Arreglo de fracturas geológicas en rocas miocénicas de la cuenca de México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 38(1), 1-17.
- Vásquez-Serrano, A., Camacho-Rangel, R., Arce-Saldaña, J.L., Morales-Casique, E., 2019, Análisis de fracturas geológicas en el pozo Agrícola Oriental 2C, Ciudad de México y su relación con fallas mayores: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 36, núm. 1, p. 38-53.
- Vásquez-Serrano, A., Valtierra-Portillo, M., Rangel-Granados, E., & Nieto-Samaniego, A. F. (2024). Density, length and connectivity of fractures in a fault zone: the case of the San Miguel de Allende fault. Revista Mexicana De Ciencias Geológicas, 41(1), 11–26. <https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2024.1.1774>
- Zhang, X., Sanderson, D. J., Harkness, R. M., Last, N. C., 1996. Evaluation of the 2-D permeability. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts 33 (1), 17–37

Anexo A. Gráficas de MLE

MLE Potencia

Tramo 1950-1951 m

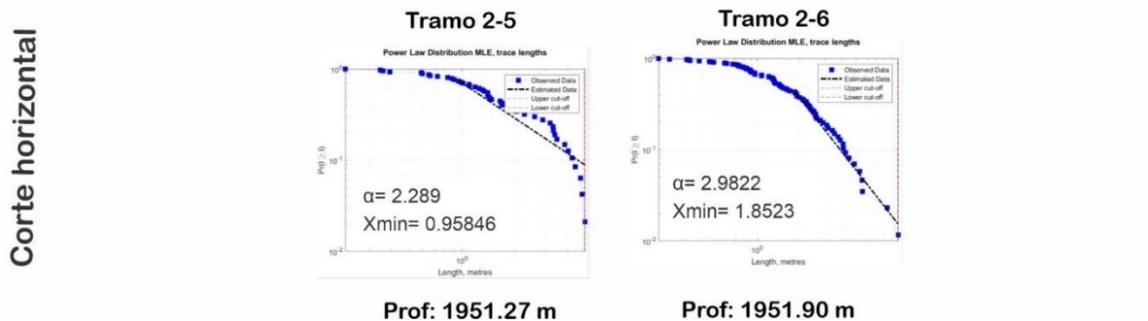
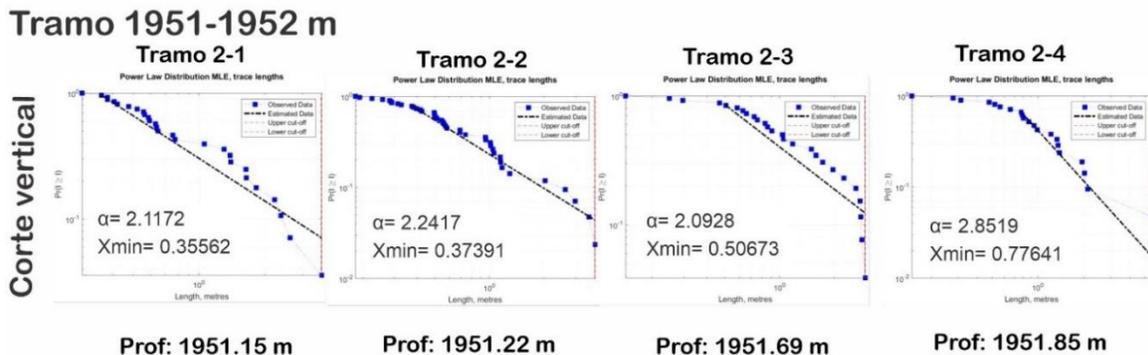
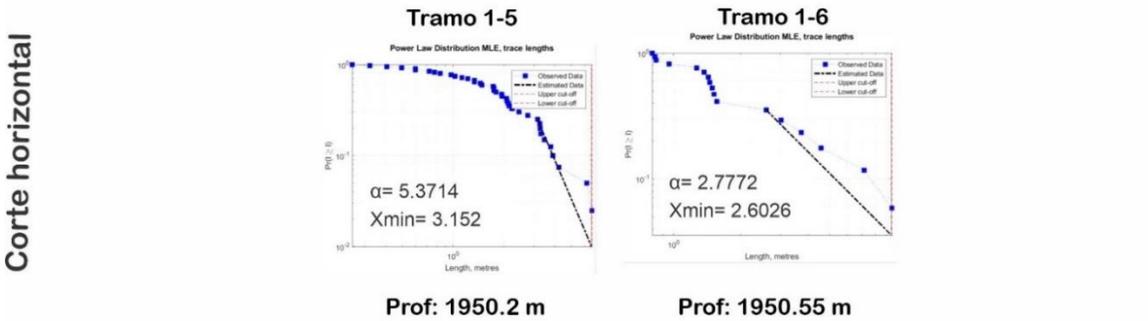
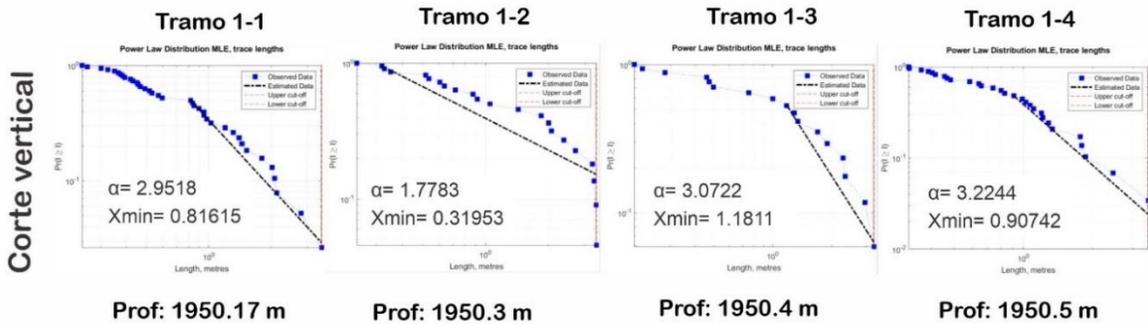
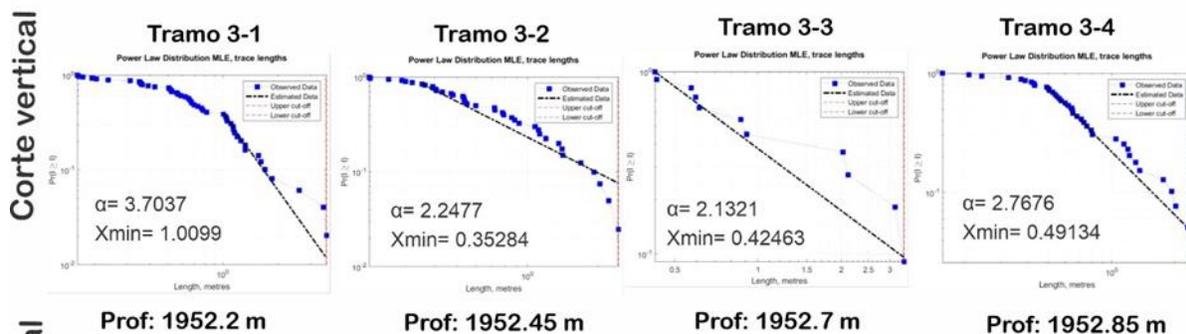


Figura 31. Gráfico obtenido en FracPaQ del ajuste potencial de cada muestra analizada de 1950 a 1952 m.

MLE Potencia

Tramo 1952-1953 m



Tramo 1953-1954 m

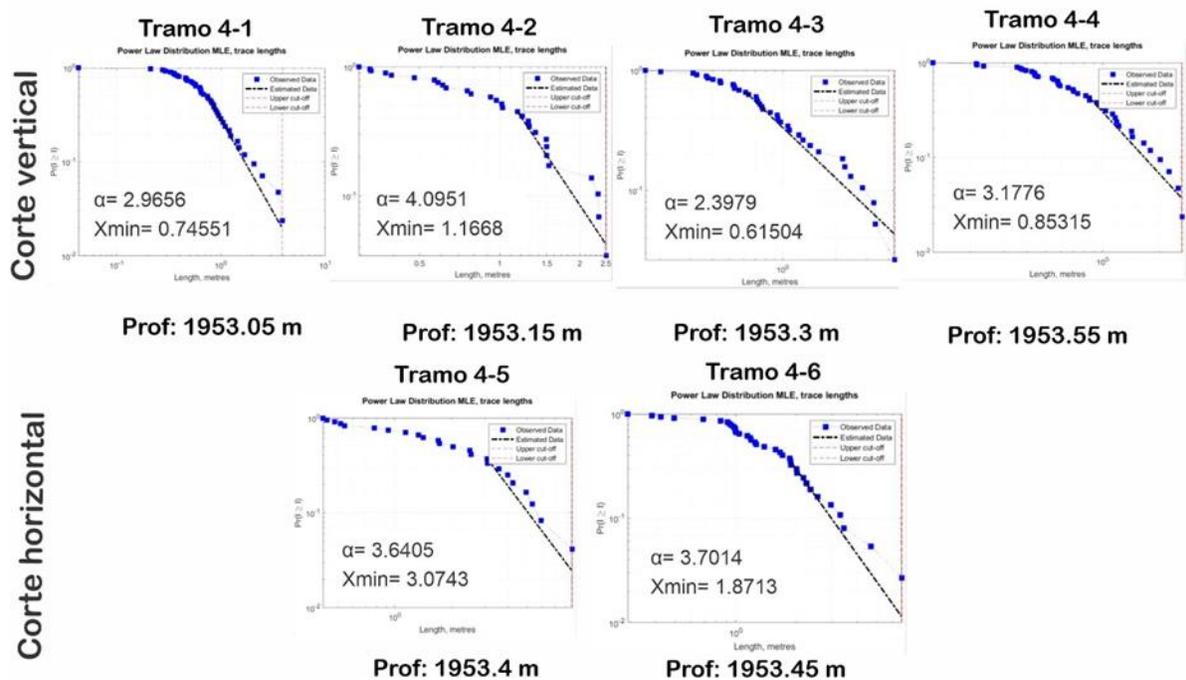
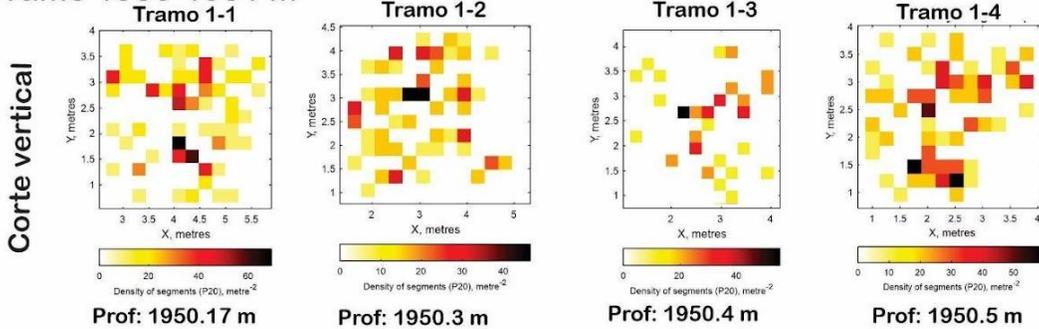


Figura 32. Gráfico obtenido en FracPaQ del ajuste potencial de cada muestra analizada de 1952 a 1954 m

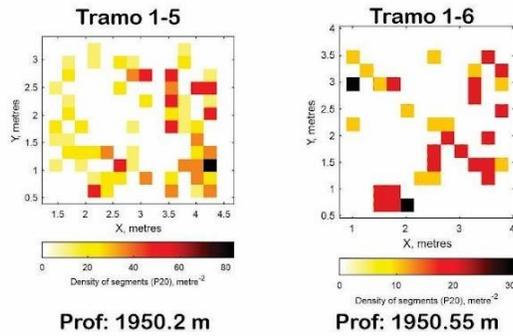
Anexo B. Diagramas resultantes de densidad de fracturas

Densidad de fracturas

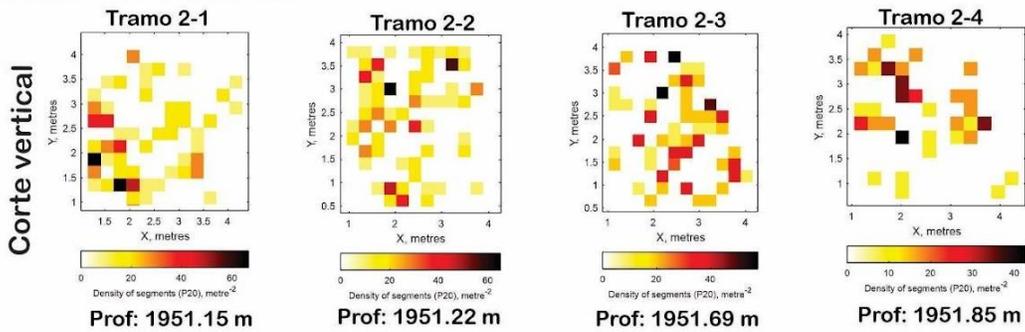
Tramo 1950-1951 m



Corte horizontal



Tramo 1951-1952 m



Corte horizontal

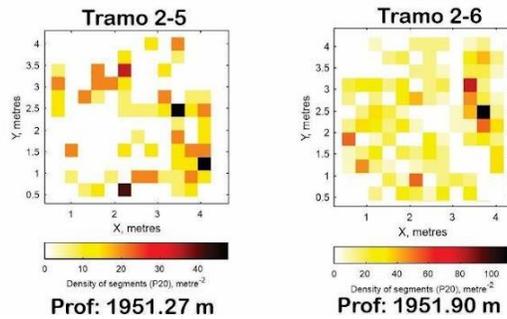
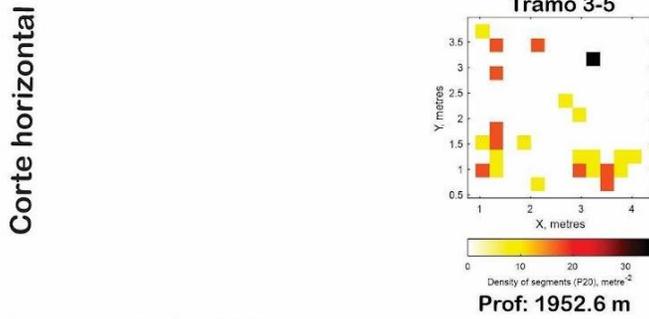
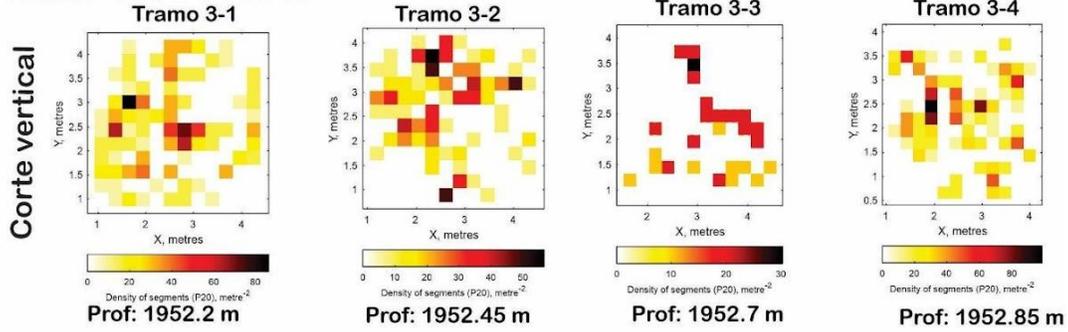


Figura 33. Diagramas obtenidos de FracPaQ para la densidad de las fracturas en el tramo de 1950 a 1952 metros.

Densidad de fracturas

Tramo 1952-1953 m



Tramo 1953-1954 m

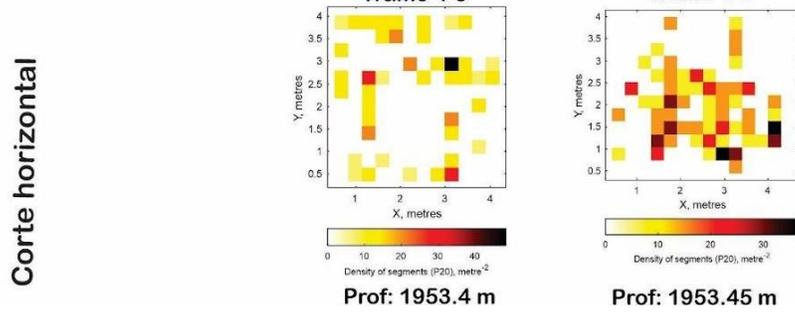
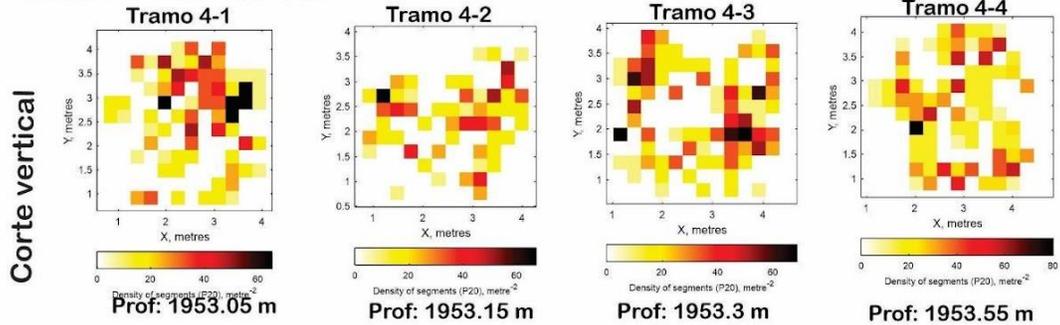


Figura 34. Diagramas obtenidos de FracPaQ para la densidad de las fracturas en el tramo de 1952 a 1954 metros.

Anexo C. Diagramas resultantes de Intensidad de fracturas.

Intensidad de fracturas

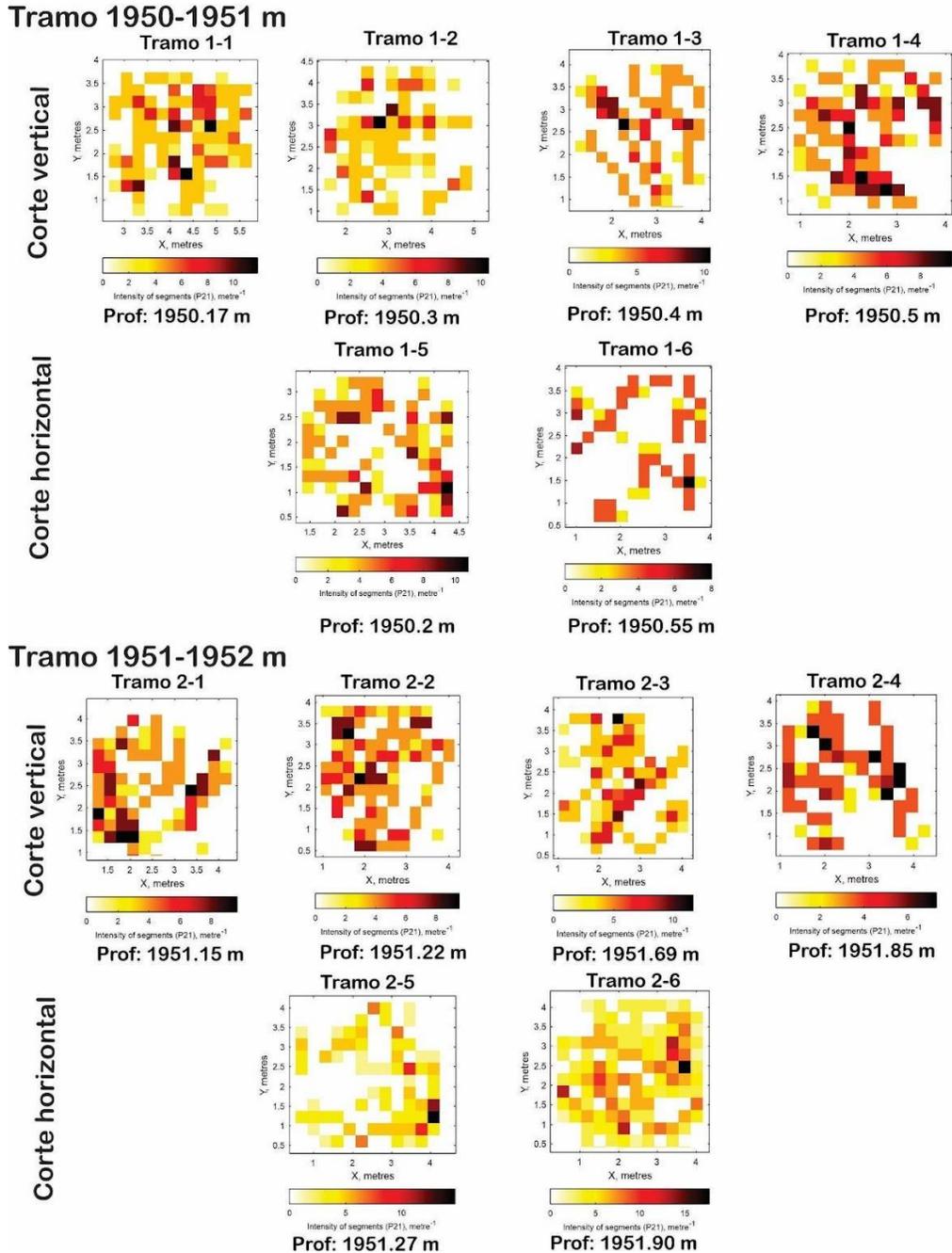
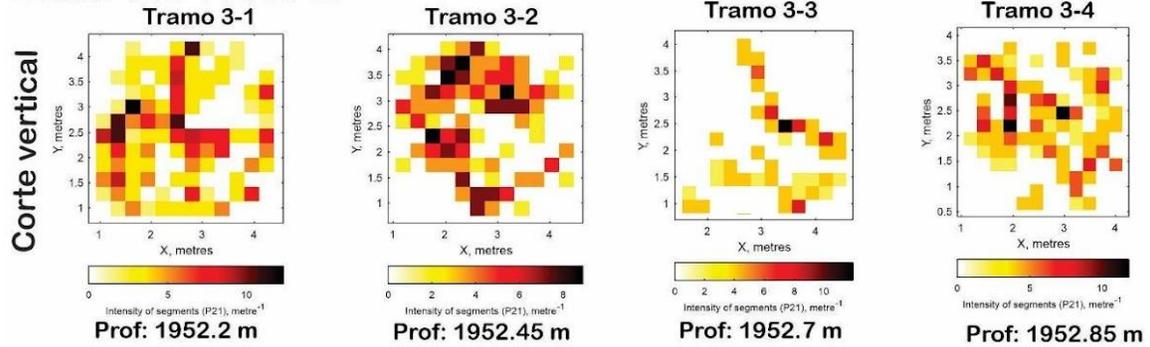


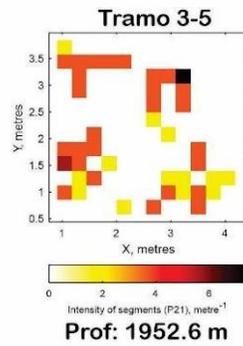
Figura 35. Diagramas obtenidos de FracPaQ para la intensidad de las fracturas en el tramo de 1950 a 1952 metros.

Intensidad de fracturas

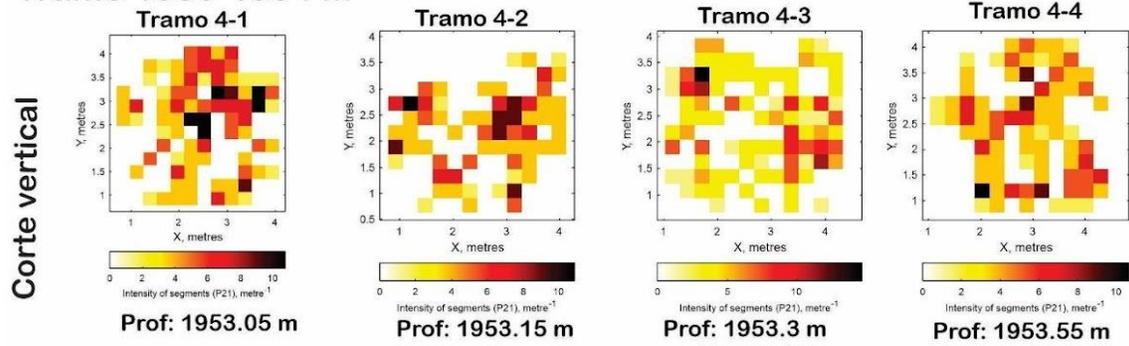
Tramo 1952-1953 m



Corte horizontal



Tramo 1953-1954 m



Corte horizontal

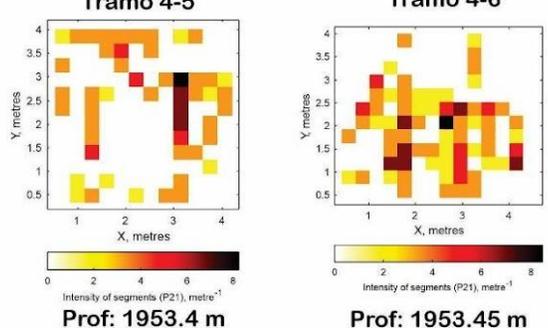


Figura 36. Diagramas obtenidos de FracPaQ para la intensidad de las fracturas en el tramo de 19520 a 19542 metros.

Anexo D. Gráficos obtenidos del *software* Fractalyse y FracAnalysis

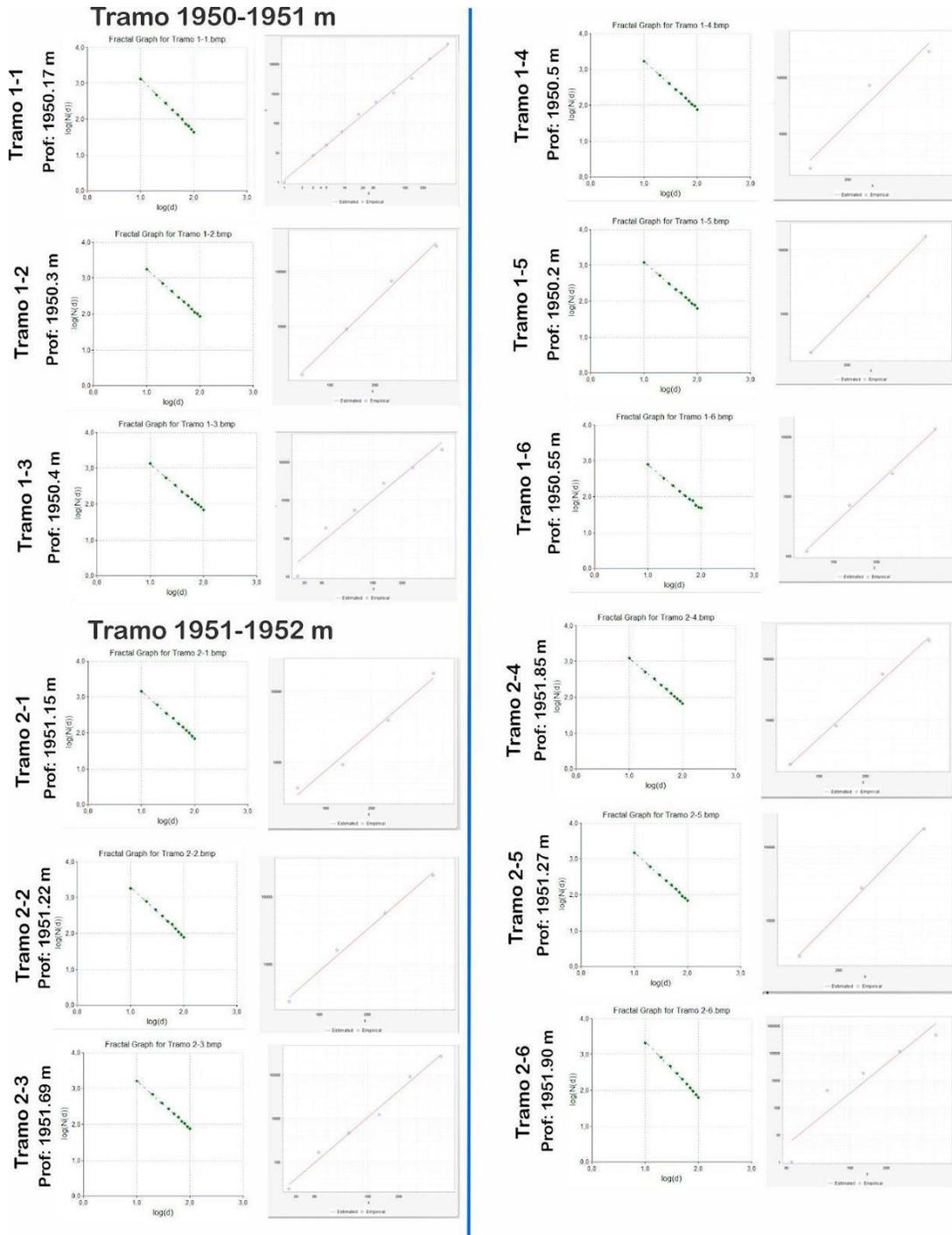


Figura 37. Del lado izquierdo tenemos la gráfica resultante de la dimensión de caja y del lado derecho la gráfica de la dimensión de masa del tramo de 1950 a 1952.

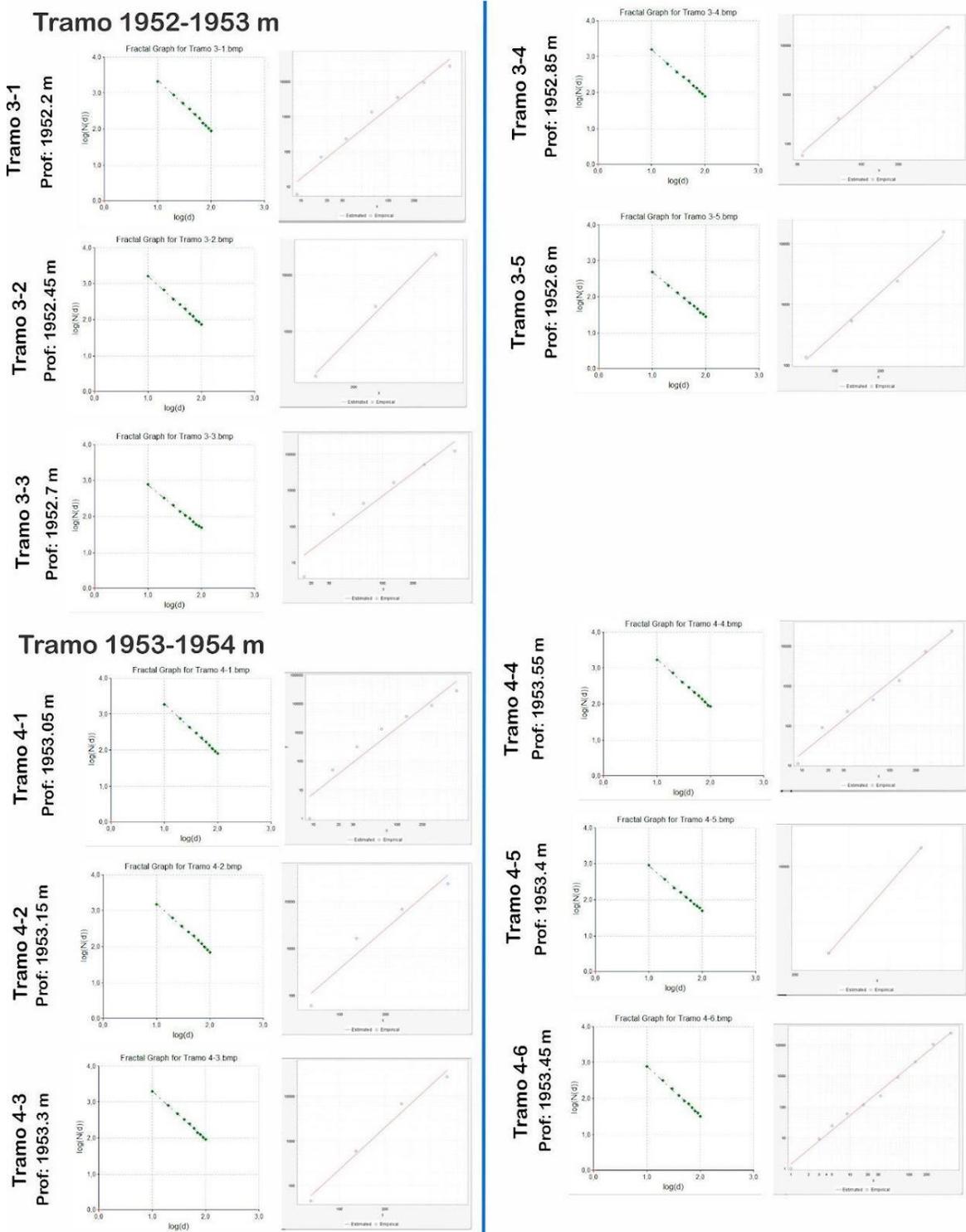


Figura 38. Del lado izquierdo tenemos la gráfica resultante de la dimensión de caja y del lado derecho la gráfica de la dimensión de masa del tramo de 1952 a 1954.