



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Arreglo de fracturas geológicas a
diferentes escalas en la Sierra de las
Cruces, Centro de México**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniera Geóloga

P R E S E N T A

Lydia Valeria Santiago Figueroa

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Alberto Vásquez Serrano



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2025



**PROTESTA UNIVERSITARIA DE INTEGRIDAD Y
HONESTIDAD ACADÉMICA Y PROFESIONAL
(Titulación con trabajo escrito)**



De conformidad con lo dispuesto en los artículos 87, fracción V, del Estatuto General, 68, primer párrafo, del Reglamento General de Estudios Universitarios y 26, fracción I, y 35 del Reglamento General de Exámenes, me comprometo en todo tiempo a honrar a la institución y a cumplir con los principios establecidos en el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, especialmente con los de integridad y honestidad académica.

De acuerdo con lo anterior, manifiesto que el trabajo escrito titulado ARREGLO DE FRACTURAS GEOLOGICAS A DIFERENTES ESCALAS EN LA SIERRA DE LAS CRUCES, CENTRO DE MEXICO, que presenté para obtener el título de INGENIERO GEÓLOGO es original, de mi autoría y lo realicé con el rigor metodológico exigido por mi Entidad Académica, citando las fuentes de ideas, textos, imágenes, gráficos u otro tipo de obras empleadas para su desarrollo.

En consecuencia, acepto que la falta de cumplimiento de las disposiciones reglamentarias y normativas de la Universidad, en particular las ya referidas en el Código de Ética, llevará a la nulidad de los actos de carácter académico administrativo del proceso de titulación.

LYDIA VALERIA SANTIAGO FIGUEROA
Número de cuenta: 316191469

Agradecimientos

A mis padres, una pareja de locos a los que jamás entenderé, pero amare incluso en otra vida, que me apoyaron aun cuando en su cara se mostraba lo contrario, me mostraron que se puede lograr lo que uno se propone y enseñarme a valerme por mí misma, aun cuando sé que los necesitare toda mi vida.

A mi tío Rómulo, por ser soporte y parte de mi familia, un gran hombre, que siempre ha estado presente en mi vida.

A mis abuelas, un par de seres llenos de amor y comparten conmigo.

A Delfino mi bebe, que con mucha paciencia y cariño me acompaña en mi llanto y travesuras, por ser mi pequeño león.

A conchas, por enseñarme que aun pequeño, puedes tener mucha energía.

Al Doctor Alberto por darme la oportunidad de aprender de él, no solo en el ámbito académico, una gran persona y guía.

A mis amigos, que hacían más fácil levantarme y tomar clases, poemas, enseñanzas de vida y grandes momentos que vivimos, a Max por ser un gran amigo, que el destino me puso en mi camino y le agradezco por ello, a Montse por acompañarme desde el inicio en la carrera, pasar momentos duros y a aun así estar hasta el final, a Paola por hacer que me gustara la geología.

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

Gracias

*"Tendremos cuidado en otra vida,
vamos, nos amamos y eso es todo,
un día más, una noche más."*

— *Slimane, Viens on s'aime (2018).*

Índice

Capítulo I. Introducción	1
1.1 Antecedentes	1
1.2 Localización	5
1.3 Objetivos	5
Objetivos específicos	5
1.4 Metas	6
1.5 Hipótesis	6
Capítulo II. Marco Geológico	7
2.1 Tectónica de la Faja Volcánica Transmexicana	7
2.2 Estratigrafía de la Cuenca de México	9
2.3 Estructuras Mayores	13
Capítulo III. Marco Teórico	15
3.1 Mecanismos de deformación frágil	15
3.2 Tipos de fractura	15
3.3 Criterio de falla y fractura de Coulomb	18
3.4 El régimen tensional	20
3.5 Teoría de fractura de Griffith	20
3.6 Crecimiento y morfología de las fracturas	24
3.7 Reactivación y deslizamiento por fricción	25
3.8 Terminología de falla	25
3.9 Geometría de las fallas	26
3.10 Desplazamiento, deslizamiento y separación	28
3.11 Anatomía de la falla	30
3.12 Distribución de desplazamiento	34

Capítulo IV. Metodología	35
4.1 Trabajo de Gabinete	35
4.2 Trabajo de Campo	36
4.3 Normalized Correlation Count (NCC)	39
4.4 Código CorrCount (Matlab)	42
Capítulo V. Resultados	44
5.1 Análisis de lineamientos morfológicos	44
5.2 Arreglo y distribución de lineamientos	46
5.2.1 Línea de muestreo 1	46
5.2.2 Línea de muestreo 2	53
5.2.3 Línea de muestreo 3	54
5.3 Análisis de fracturas a lo largo de la falla Contreras	55
5.3.1 Descripción de fracturas	55
5.3.2 Orientación de fracturas	58
5.4 Arreglo y distribución de fracturas	60
5.4.1 Fracturas Extensionales	60
5.4.2 Fracturas de Cizalla	63
Capítulo VI. Discusión	65
6.1 Distribución de fracturas en la Sierra de las Cruces	65
6.2 Análisis cinemático de las fracturas y de la falla Contreras	70
6.3 Fallas dentro de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM): neoformación y herencia	72
Capítulo VII. Conclusiones	77
Referencias	79

Resumen

La Sierra de las Cruces se ubica en el sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana, formando una frontera natural entre la Cuenca de México y la Cuenca de Toluca. Este conjunto montañoso es el resultado de eventos magmáticos ocurridos durante el Plioceno, en los cuales se emplazaron estratovolcanes conformados por derrames de lava y domos de composición andesítica-dacítica.

Esta sierra está afectada por diversos sistemas de fallas con orientaciones predominantes NE-SW, NNW-SSE y E-W. Para comprender la deformación frágil en la región, se llevó a cabo un análisis detallado del espaciamiento, la apertura y la longitud de las fracturas. El estudio incluyó la recopilación de datos en campo, el cálculo de parámetros fractales y la elaboración de mapas de lineamientos morfológicos.

Siguiendo la metodología de **Marrett *et al.* (2018)**, se aplicó la teoría de la Suma de Correlación Normalizada (NCC, por sus siglas en inglés) utilizando el código CorrCount en MATLAB para procesar y analizar la disposición espacial de las fracturas. Los resultados obtenidos a través del análisis NCC, confirman que las fracturas siguen patrones fractales con espaciamiento regular, lo que indica procesos de herencia y reactivación estructural. Asimismo, se identificó que estas fracturas están influenciadas tanto por la litología de la zona como por la reactivación de estructuras preexistentes.

El estudio de los sistemas de fallas en la Sierra de las Cruces revela que las fallas con orientación NNW-SSE están vinculadas a la actividad volcánica del Plioceno-

Pleistoceno, mientras que las fallas NE-SW y E-W reflejan procesos de reactivación tectónica más recientes.

En particular, el análisis de la Falla de Contreras con orientación NE-SW, indica un ambiente transpresivo, caracterizado por la presencia de fracturas extensionales y de cizalla en rocas volcánicas y depósitos volcanoclásticos. Su estudio cinemático confirmó un régimen transpresivo consistente con la evolución tectónica de la Faja Volcánica Transmexicana, evidenciando la compleja interacción entre los procesos volcánicos y tectónicos en la región.

Abstract

The Sierra de las Cruces is located in the eastern sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt, forming a natural boundary between the Mexico Basin and the Toluca Basin. This mountain range is the result of magmatic events that occurred during the Pliocene, in which stratovolcanoes were emplaced, composed of lava flows and domes of andesitic-dacitic composition. This range is affected by various fault systems with predominant NE-SW, NNW-SSE, and E-W orientations. A detailed analysis of fracture spacing, aperture and length was conducted in order to understand brittle deformation in the region. The study included field data collection, fractal parameter calculations, and the creation of morphological lineament maps.

Following the methodology of Marrett et al. (2018), the Normalized Correlation Count (NCC) theory was applied using the CorrCount code in MATLAB to process and analyze the spatial arrangement of fractures. The results obtained through the NCC analysis confirm that the fractures follow fractal patterns with regular spacing, indicating inheritance and structural reactivation processes. Additionally, it was identified that these fractures are influenced both by the lithology of the area and the reactivation of pre-existing structures.

The study of fault systems in the Sierra de las Cruces reveals that NNW-SSE oriented faults are linked to Pliocene-Pleistocene volcanic activity, while NE-SW and E-W faults reflect more recent tectonic reactivation processes.

In particular, the analysis of the Contreras Fault, oriented NE-SW, indicates a transpressive regime characterized by the presence of extensional and shear fractures in volcanic rocks and volcanoclastic deposits. Its kinematic study

confirmed a transpressive regime consistent with the tectonic evolution of the Trans–Mexican Volcanic Belt, highlighting the complex interaction between volcanic and tectonic processes in the region.

In particular, the analysis of the Contreras Fault with a NE–SW orientation, indicates a transpressional regime, characterized by the presence of extensional and shear fractures in volcanic rocks and volcanoclastic deposits. Its kinematic study confirmed a transpressional regime consistent with the tectonic evolution of the Trans–Mexican Volcanic Belt, highlighting the complex interaction between volcanic and tectonic processes in the region.

Capítulo I. Introducción

1.1 Antecedentes

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es un arco magmático continental resultado de la subducción de las placas de Cocos y Rivera por debajo de la placa Norteamericana, el cual se distribuye con una dirección preferencial E-W, con una longitud de aproximadamente 1000 km y un ancho irregular entre 50 y 250 km. Dicha provincia presenta una clara distribución transversal con respecto a las principales provincias geológicas y tectónicas de México, con orientaciones NNW-SSE (Figura 1a) (Pardo y Suárez *et al.*, 1995; Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

A escala regional la FVTM se ha dividido en tres sectores para su mejor estudio (Figura 1a). En la parte occidental caracterizada por la intersección de las fosas Tepic, Colima y Chapala. En la parte central, constituida por vulcanismo monogenético de la región Michoacán-Guanajuato y en la parte oriental se caracteriza por el alineamiento de grupos de grandes estratovolcanes con dirección N-S (Figura 1b), como lo son Selva Negra, Las Cumbres, Pico de Orizaba, La Gloria y Cofre de Perote, los volcanes Popocatepetl, Iztaccíhuatl, Telapón, y Tláloc; y el alineamiento de la Sierra de las Cruces (Ferrari *et al.*, 2012).

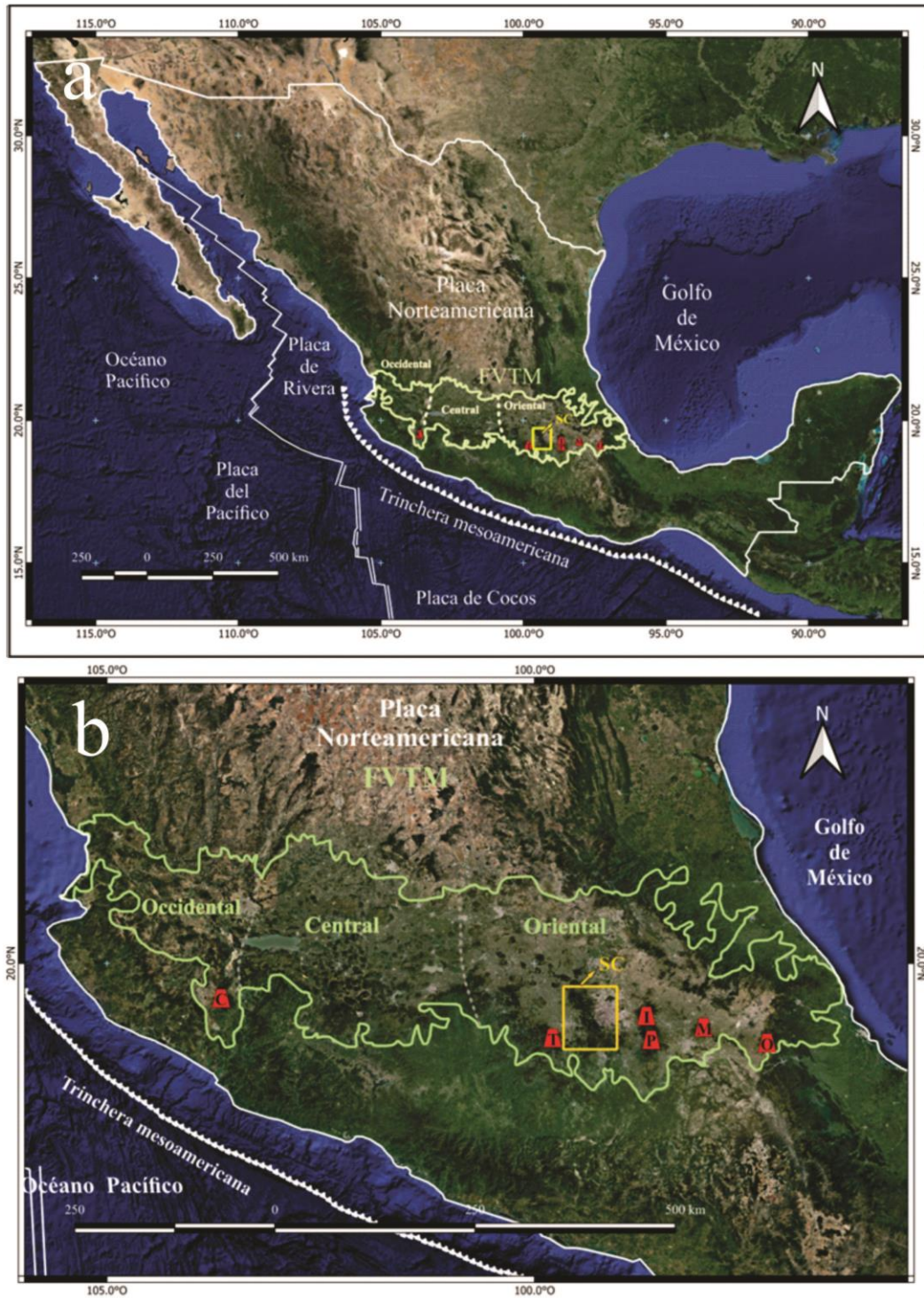


Figura 1. Ubicación y distribución de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM); a) respecto al territorio mexicano y las placas tectónicas y b) imagen ampliada de las FVTM. Se muestra el área de estudio (recuadro amarillo) de la Sierra de las Cruces (SC), dentro de la FVTM, dividida en tres sectores. En rojo se muestran volcanes: (C) Nevado de Toluca, (I) Iztaccíhuatl, (P) Popocatepetl, (M) “La Malinche” y (O) Pico de Orizaba.

La Sierra de las Cruces está conformada por ocho estratovolcanes traslapados, que de sur a norte son: Zempoala (3,690 m.s.n.m.), La Corona (3,770 m.s.n.m.); San Miguel (3,870 m.s.n.m.) con una variación en la edad de 0.68 a 1.79 Ma; Salazar (3,660 m m.s.n.m.); Chimalpa (3,620 m.s.n.m.) con edad de 2.8 ± 0.15 a 3.04 ± 0.25 Ma; Iturbide (3,620 m.s.n.m.) con edades entre $38,590 \pm 3,210$ años y 2.90 ± 0.40 Ma; La Bufa (3,460 m.s.n.m.); y La Catedral (3,780 m.s.n.m.) que cuenta con la edad de 3.71 ± 0.40 Ma, edad más antigua dentro de la SC (Figura 2). (García-Palomo *et al.*, 2008; Arce *et al.*, 2019).

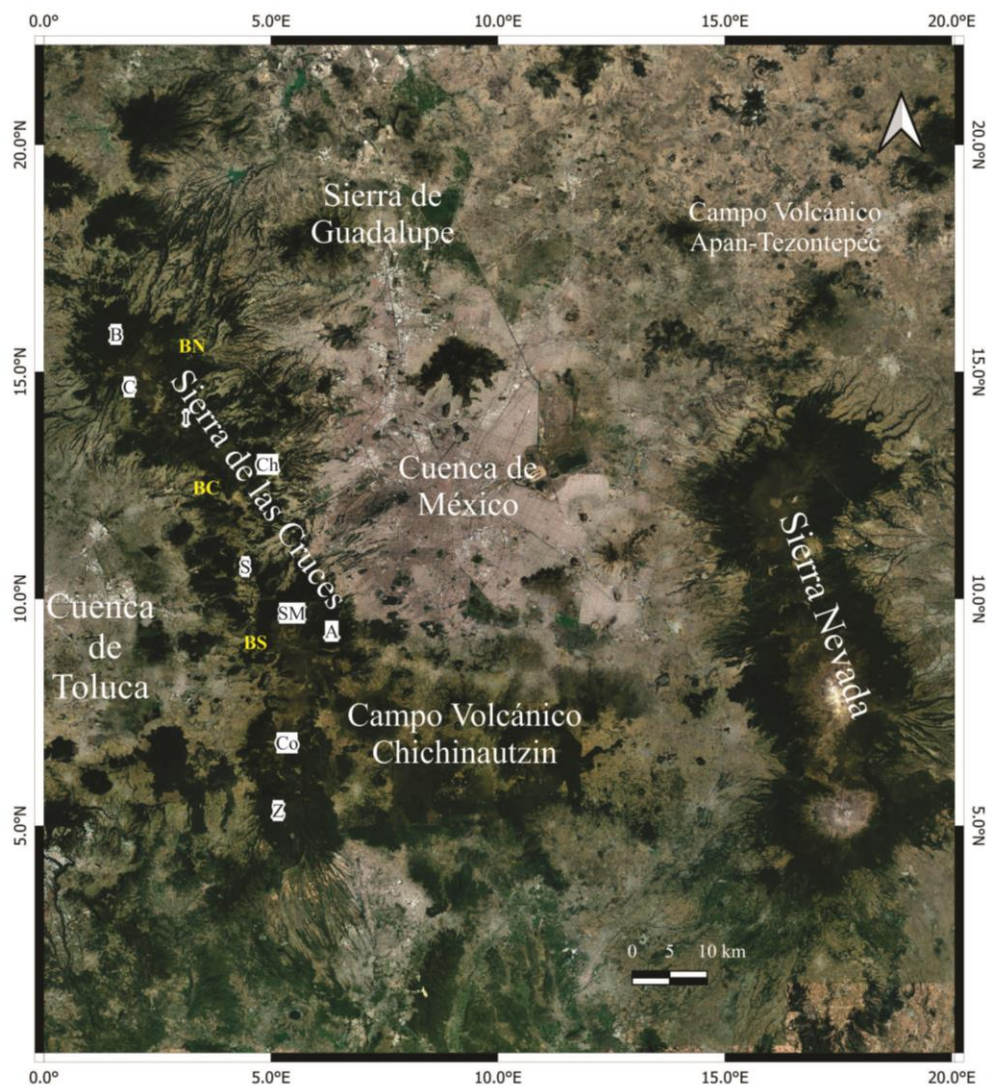


Figura 2. Localización de la Sierra de las Cruces, se observa en amarillo la división entre

los bloques norte (BN), centro (BC) y sur (BS), también se observa los volcanes de la Sierra de las Cruces; A: Ajusco, B: La Bufa, C: La Catedral, Ch: Chimalpa, Co: La Corona, I: Iturbide, SM: San Miguel, S: Salazar y Z: Zempoala.

Estos estratovolcanes están conformados por extensos derrames de lava y domos de composición andesítico-dacítico, de afinidad calcialcalina; se alternan con flujos piroclásticos, flujos de pómez, depósitos de caída y repetidos colapsos que originaron depósitos de avalanchas de escombros (García-Palomo *et al.*,2008; Arce *et al.*,2019).

Considerando las características geológicas, estructurales y morfodinámicas, se interpreta la existencia de tres grandes bloques: norte, centro y sur (Figura 2). Los límites entre los bloques norte, centro y sur están definidos por una amplia zona de falla. En la parte occidental se presenta la falla Ixtlahuaca, la cual tiene una orientación E-W y presenta una serie de fallas secundarias, en la zona de falla se pueden observar escarpes, facetas triangulares y bloques escalonados. Hacia el oriente, la falla Otomí continúa con la fosa Barrientos conformado por un conjunto de fallas normales con orientación E-NE y E-W (García-Palomo *et al.*,2008).

Así mismo en el límite entre el bloque central y sur se presenta una zona de falla con orientación E-W. Hacia la cuenca de Toluca se ubica la falla Tenango, cuyos principales rasgos morfológicos son escarpes y facetas triangulares, con valles en forma de “v” (García-Palomo *et al.*,2008).

De la Sierra de las Cruces se desconoce la distribución en el espacio, tamaño y apertura de las fallas. En el presente trabajo se realiza un análisis del espaciamiento, apertura y longitud de las fracturas y fallas a distintas escalas. Esto nos permite establecer la naturaleza de la deformación frágil en la Sierra de las Cruces.

1.2 Localización

La Sierra de las Cruces es un conjunto montañoso con una elevación máxima de 3800 msnm, la cual pertenece a la parte oriental de la Faja Volcánica Transmexicana (figura 1b). La Sierra de las Cruces conforma una frontera entre dos cuencas, la cuenca de México con una elevación de 2,240 msnm con carácter endorreico y la cuenca de Toluca a 2,400 msnm de elevación (Figura 2). En la parte inferior de la Sierra se ubica el Campo Volcánico Chichinautzin (Arce *et al.*, 2019).

1.3 Objetivos

- Análisis de la orientación, geometría, arreglo y distribución de las fracturas en la Sierra de las Cruces.

Objetivos específicos

- Determinar el arreglo de las fracturas a distintas escalas, kilométrica y mesoscópica.
- Aplicar técnicas de análisis de fracturas para el estudio de las fracturas en la Sierra de las Cruces.

- Obtención de las principales características de las fracturas en la Sierra de las Cruces para su análisis.
- Interpretación de la orientación, geometría, arreglo y distribución de las fracturas en la Sierra de las Cruces

1.4 Metas

- Cálculo de los parámetros fractales de las fracturas.
- Trabajo de campo en la Sierra de las Cruces para obtener el espaciamiento y apertura de las fallas y fracturas.
- Elaboración de mapa de lineamientos morfológicos en QGIS tomando como base el mapa de **García-Palomo *et al.* (2008)**.

1.5 Hipótesis

A partir del conocimiento de la orientación, arreglo y distribución de las fracturas en la Sierra de las Cruces, se puede determinar si dichas fallas y fracturas se encuentran asociadas a la neoformación o reactivación de estructuras frágiles.

Capítulo II. Marco Geológico

2.1 Tectónica de la Faja Volcánica Transmexicana

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es definida como un arco magmático continental producto de la subducción de las placas oceánicas de Cocos y de Rivera, las cuales se introducen por debajo de la placa Norteamericana (Figura 1), teniendo como resultado actividad magmática con edad del Mioceno medio al reciente; emplazado bajo un régimen extensivo, con una dirección E-W en la parte oriental y central, WNW-ESE en la parte occidental de la FVTM (**Gómez-Tuena *et al.*, 2005**).

La FVTM se divide en tres sectores con similitud en la geología y tectónica, el sector occidental se ubica desde la costa de Golfo de California hasta la junta triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima, el sector central inicia en esa estructura y se extiende hasta el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA); por último, el sector oriental empieza a partir del SFTSM hasta la costa del Golfo de México, como se muestra en la Figura 1 (**Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002a**).

En el sector occidental se encuentra el rift de Chapala, una estructura compuesta por dos semi-fosas con vergencia compuesta: al sur en la parte oeste y en la parte este al norte. En el sector central existe una depresión asimétrica, la cual está limitada por los sistemas de fallas normales del Bajío y Morelia-Acambay este último con dirección de las fallas de WSW-ENE, con movimiento lateral izquierdo a transtensivo. En el mismo sector, también se encuentra el sistema

de fallas Taxco–San Miguel de Allende (SFTSMA), el cual es un conjunto de estructuras transversales con dirección NNW, esta estructura limita al oeste a la Cuenca de México, una depresión tectónica con una profundidad de hasta 2 kilómetros (Gómez–Tuena *et al.*,2005).

Por último, en el sector oriental se ubican el semigraben de Aljibes, compuesto por fallas normales con dirección E–W y el campo volcánico de Apan con fallas normales con dirección NE–SW (Alaniz–Álvarez *et al.*, 2002a; García–Palomo *et al.*,2002; Gómez–Tuena *et al.*,2005).

La historia geológica de la FVTM de acuerdo con Gómez–Tuena *et al.* (2005) se dividido en cuatro episodios principales. (1) Primero la instauración de un arco de composición intermedia en el Mioceno medio y tardío, durante el cual se forman complejos volcánicos como son: la sierra de Mil Cumbres, la sierra de Angangueo, Michoacán, y secuencias de lava basáltica en Tenancingo y Malinalco con edades aproximadas de 21 Ma (García–Palomo *et al.*,2000) los estratovolcanes Palo Huérfano, La Joya y Zamorano en Querétaro–Guanajuato; Cerro Grande en Puebla, La Sierra de Guadalupe y el campo volcánico de Apan al Noroeste de la Ciudad de México; y conos de lava de edades entre 13 y 10 Ma. (2) En segundo lugar un episodio máfico del Mioceno tardío, conformado por mesetas basálticas de edades aproximadas de 11 a 7 Ma, desde la costa de Nayarit hasta Veracruz. En este último se formaron conos monogenéticos de edades entre 7.5 y 6.5 Ma. (Ferrari *et al.*, 2000a). (3) A continuación, un episodio silícico de finales de Mioceno que llega a ser bimodal en el Plioceno temprano, durante el cual se emplazaron complejos de domos dacíticos y riolíticos, así

como calderas regionales que dieron origen a grandes volúmenes de ignimbritas, las cuales abundan en la parte central de la FVTM; por ejemplo, las calderas de Amazcala, Amealco, Huichapan y los Azufres (Gómez-Tuena *et al.*, 2005). (4) Finalmente, la reinstauración de un arco de gran variabilidad composicional a partir del Plioceno tardío, de composición predominante andesítico-basáltica. En este episodio se formaron campos volcánicos monogenéticos y los principales estratovolcanes en la parte occidental de la FVTM. En la parte central se ubica el campo volcánico Michoacán-Guanajuato y en la porción oriental la FVTM se presenta un *hiatus* en el vulcanismo, el cual se reestablece a los 3.7 Ma con el emplazamiento de diferentes centros poligenéticos con una alineación dominante de NNW-SSE, como son la Sierra de las Cruces (Ciudad de México) y algunos centros poligenéticos en el campo de Apan, Hidalgo (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

2.2 Estratigrafía de la Cuenca de México

La Cuenca de México es una depresión tectónica volcanotectónica que se ubica en el sector oriental de la FVTM y esta bordeada por sierras volcánicas. Al norte por la Sierra de Pachuca, al oriente por la Sierra Nevada, al sur por el Campo Volcánico Chichinautzin y al occidente por la Sierra de la Cruces. Las rocas que conforman a la cuenca y las estructuras que las afectan se resumen en los siguientes párrafos con base el trabajo de Arce *et al.* (2019):

Formación Morelos: Las rocas más viejas de la Cuenca de México de edad Albiano-Cenomaniano son de origen sedimentario, las cuales consisten en

caliza y dolomía con nódulos de pedernal y abundante microfauna, que subyacen a la formación Mexcala con un espesor de más de 2000 m.

Formación Mexcala: esta formación de edad Turoniano–Maestrichtiano, está dominada por arcilla de color gris oscuro, calizas con abundante contenido de foraminíferos planctónicos, calciesferúlidos y radiolarios, y una intercalación gradual de lutita, limolita y arenisca. Su espesor es de 1500 m.

Grupo Balsas: es una sucesión de depósitos del Eoceno conformada de conglomerado, arenisca, limolita, caliza lacustre y en menor cantidad depósitos piroclásticos y coladas de lava, con un espesor de 500 m.

Formación Tilzapotla: con edad del Oligoceno, es una secuencia de lavas riolíticas, riodacíticas y dacíticas e ignimbritas, que incluye a los campos volcánicos de Taxco, Huautla y Tilzapotla asociados a estructuras caldéricas de edades aproximadas de 38–28 Ma.

Formación Tepoztlán: de edad del Mioceno, es una secuencia de escombros volcánicos de composición andesítica con un espesor máximo de 800 m, intercalados con lavas, depósitos piroclásticos y lahares que varía en composición de andesítica a dacítica. Se incluyen en esta formación estructuras volcánicas de edad similar como la Sierra de Guadalupe (14 a 20 Ma), domos y volcanes al norte de la Cuenca de México.

Secuencia Volcánica Sierra de las Cruces: Es un grupo de rocas de edad del Plioceno–Holoceno, que forman una cadena volcánica de composición variable desde andesítica a dacítica. En las partes superiores de esta sucesión, existen flujos de lava y domos, mientras que en las partes inferiores se encuentran depósitos piroclásticos, intercalados con lahares de edades de 3.7 a 0.4 Ma aproximadamente, rodeados por depósitos de avalanchas de escombros.

Depósitos lacustres: Sedimentos lacustres de aguas poco profundas, con edades de 0.22 Ma al reciente, con intercalación de rocas volcánicas.

Campo Volcánico Chichinautzin: Es una cadena volcánica constituida por más de 220 estructuras volcánicas monogenéticas, con edades desde 1.2 Ma hasta 0.0016 Ma, de amplio rango composicional, predominantemente andesítico-basáltica, andesítica a dacítica.

Secuencia Volcánica de Sierra Nevada: Es una cordillera volcánica conformada por flujos de lava y domos de lava, intercalados con depósitos piroclásticos. La parte inferior está formada por depósitos piroclásticos epiclásticos, de flujos de escombros y depósitos de avalanchas. La sierra volcánica está compuesta de norte a sur por los estratovolcanes Tláloc (1.8 Ma.), Telapón (1.4 Ma.), Iztaccíhuatl (1.1 y 0.45 Ma.) y Popocatepetl (0.33 Ma). Su composición es variable, desde andesítica a riolítica para las estructuras Tláloc y Telapón, mientras que para las estructuras Iztaccíhuatl y Popocatepetl es de composición andesítica a dacítica.

En la siguiente figura se observa de forma gráfica la estratigrafía mencionada de la Cuenca de México.

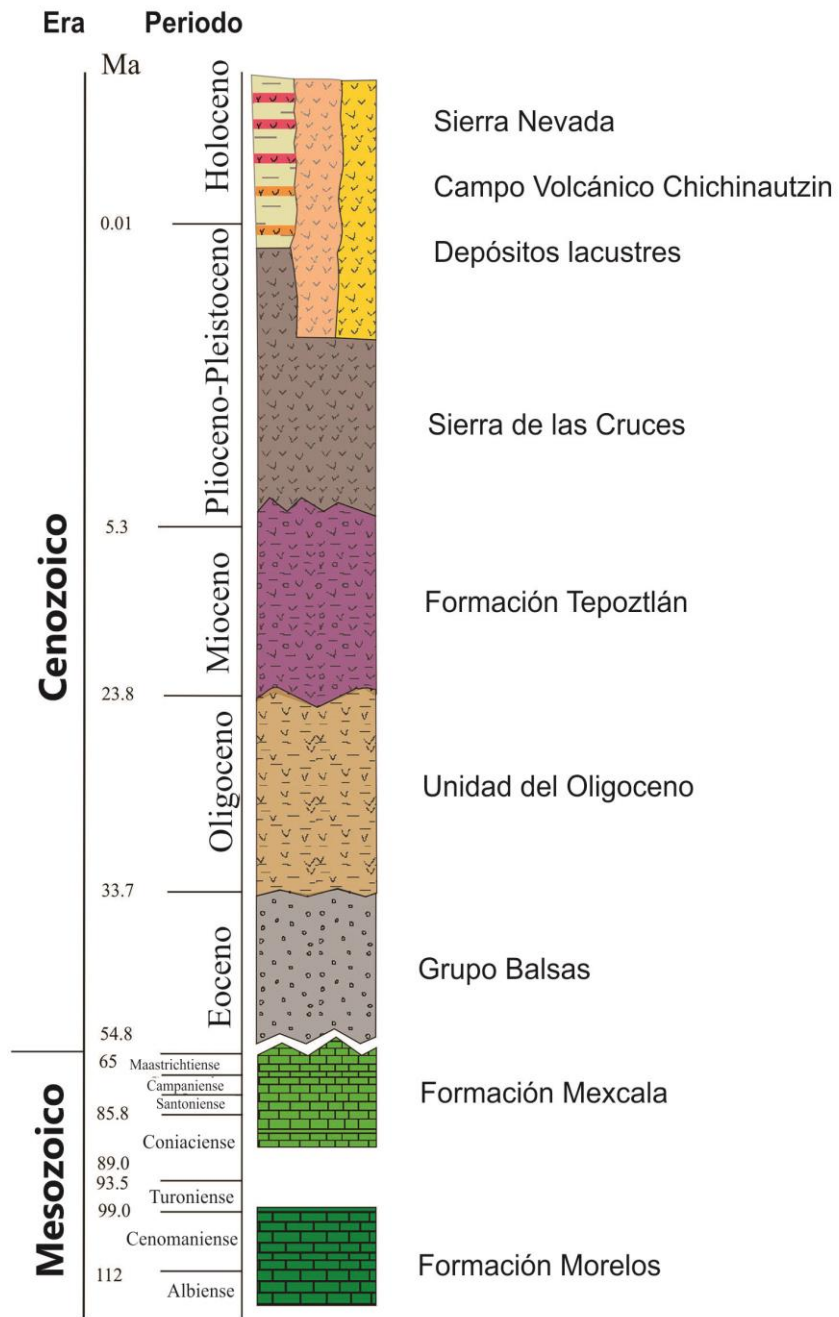


Figura 3. Estratigrafía general de la Cuenca de México modificada de **Arce *et al.* (2019).**

2.3 Estructuras Mayores

En la Cuenca de México se pueden reconocer cuatro sistemas tectónicos principales. El sistema más viejo corresponde a la falla inversa Cañón de Lobos, que afecta a las formaciones sedimentarias del Cretácico. Esta falla tiene una dirección NS y buza hacia el oeste. Su formación se asocia con el sistema orogénico del Cretácico Tardío (Fitz-Díaz *et al.*, 2018).

Cortando a las estructuras de acortamiento, existen una serie de fallas cenozoicas que afectan al paquete de rocas que van del Eoceno al reciente. Por ejemplo, la falla normal Mixhuca, la cual tiene una orientación NW-SE y buza hacia el oeste (Figura 4c). Esta falla produce la llamada 'Fosa Roma', definida en Arce *et al.* (2019) como una depresión de aproximada de 1500 m rellena de depósitos volcánicos. La falla de Mixhuca se interpreta como parte de la estructura de un *graben*, cuyo límite en la parte occidental puede llegar a la Cuenca de Lerma. Dicha falla puede haber controlado la formación y posterior deformación de la cordillera volcánica de la Sierra de las Cruces, por lo que podría tener una edad aproximada post Plioceno-Pleistoceno. Dentro de la cuenca de México, también existe una serie de fallas con rumbo NE-SW con cinemática normal, que, a diferencia de la región de Apan, no presentan bloques delimitados por pilares y fosas tectónicas (Figura 4c).

En el Campo Volcánico Chichinautzin se describe también un sistema tectónico más joven, una serie de fallas normales con una orientación E-W, conformado

por las fallas La Pera, Xochimilco, Santa Catarina (graben) y Tenango. Dichas estructuras se observan en la siguiente figura (Vásquez-Serrano *et al.*, 2021).

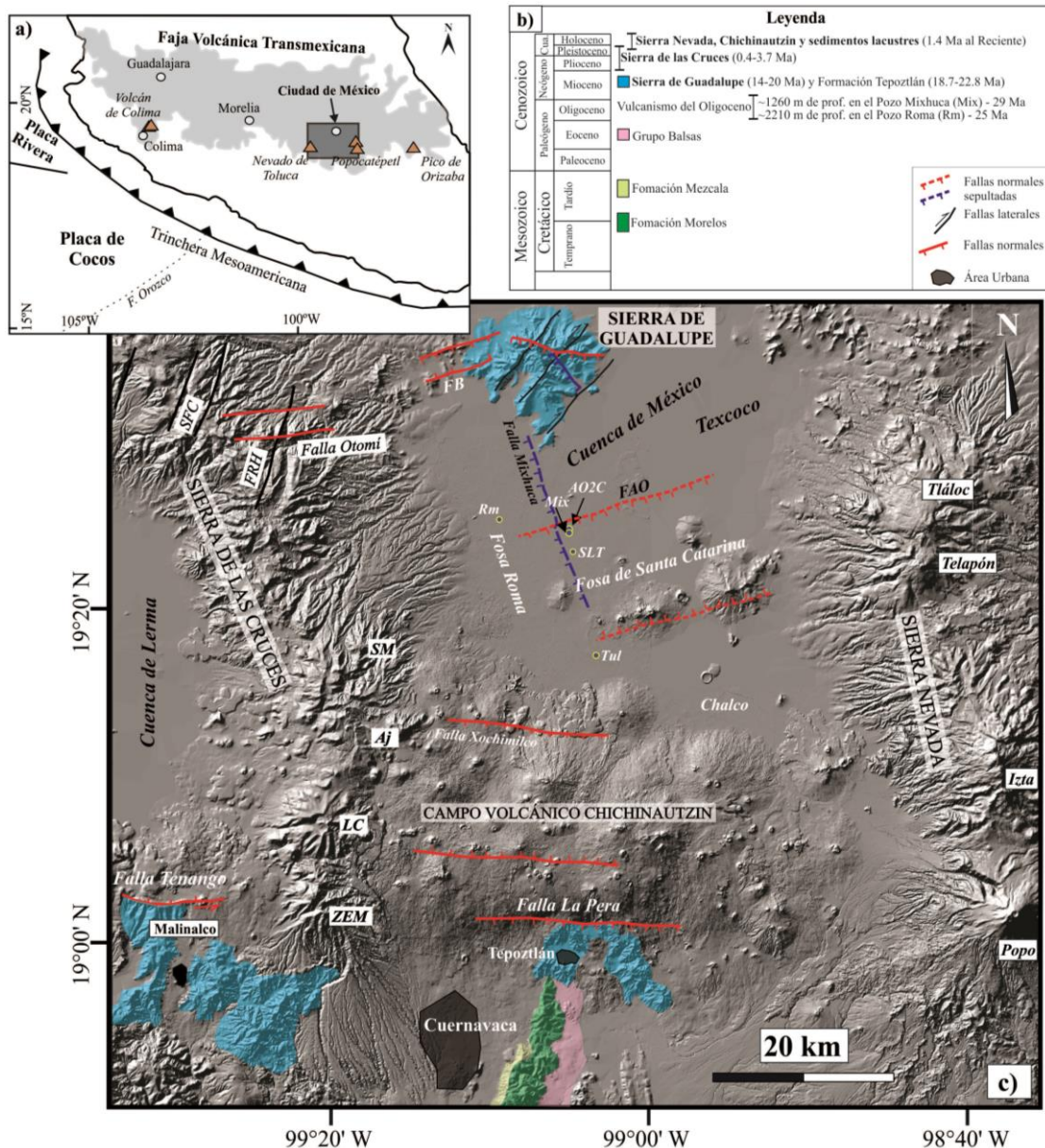


Figura 4. Principales estructuras de la Cuenca de México. Tomada de **Vásquez-Serrano *et al.* (2021)**. a) Distribución de la Faja Volcánica Transmexicana respecto a la Trinchera Mesoamericana. Se muestra los principales estratovolcanes de este arco magmático. b) Estratigrafía de las rocas en la Cuenca de México. c) Mapa con modelo de elevación digital, de los complejos volcánicos que bordean la Cuenca de México. Se muestran estructuras tectónicas mayores.

Capítulo III. Marco Teórico

3.1 Mecanismos de deformación frágil

El régimen de fricción o régimen frágil de las rocas se refiere a su comportamiento al fracturarse una vez que su resistencia a la ruptura máxima es alcanzada. El deslizamiento por fricción de los contactos en los granos está influenciado por la fricción, causando la reorganización mediante la rotación o trituración de los mismos, provocando que el deslizamiento pueda estar distribuido en todo el volumen de la roca o en zonas de menor tamaño (milímetros a decímetros de ancho) (Fossen, 2016).

Al conjunto de mecanismos frágiles que incluyen fractura de la roca, trituración, rotación y el deslizamiento por fricción en los límites de los granos se denomina cataclasis, la cual se produce en zonas delgadas a lo largo de superficies de deslizamiento o de falla. Sin embargo, la pulverización es la trituración de granos sin evidencia de compensación de corte y está relacionada a altas tasas de deformación ($>100 \text{ s}^{-1}$) y a su vez pueden asociarse a eventos sísmicos (Fossen, 2016).

3.2 Tipos de fractura

Una fractura es cualquier discontinuidad plana a subplanar, de tamaño estrecho en una dimensión con respecto a las otras dos. Se forman como resultado de un esfuerzo externo (tectónica) o interno (térmico o residual), produciendo la ruptura de las rocas (o minerales) y desplazamiento debido a la pérdida o reducción en la cohesión (Fossen, 2016).

Las fracturas se clasifican en cuatro tipos (Figura 5). Las *fracturas por cizallamiento o superficies de deslizamiento*, en las cuales el movimiento es paralelo a la fractura y el desplazamiento es pequeño (a escala de milímetros a decímetros). (Fossen, 2016).

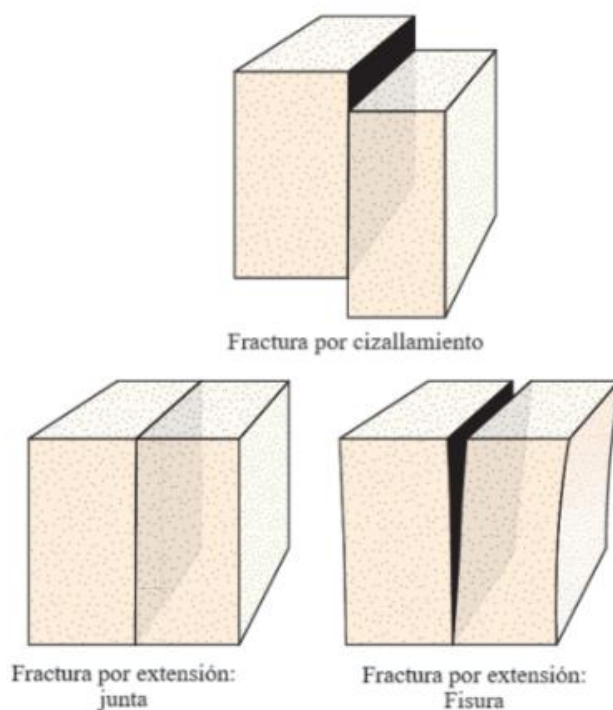


Figura 5. Ilustración de tres tipos de fracturas. Las juntas y fisuras se distinguen por la cantidad de desplazamiento extensional. Recuperada de Fossen, 2016.

Por otro lado, las *fracturas por apertura o extensión* son fracturas que presentan movimiento perpendicular a las paredes de las mismas. De este tipo se clasifican como juntas, cuando muestran poco o nulo desplazamiento extensional en la superficie de la fractura. Cuando las fracturas de extensión están llenas de algún fluido o aire se determina como fisura. Las fracturas llenas de minerales se le

denominan vetas. Las fracturas llenas de magma se clasifican como diques. Y por último las fracturas por cierre o contracción (antifisuras): presentan desplazamientos contracturales rellenas de residuos de la roca encajonante, las estilolitas son ejemplos de este tipo de fractura, las cuales se caracterizan por superficies muy irregulares en comparación con los otros tipos de fractura (Fossen, 2016).

En mecánica de rocas se clasifican las fracturas (Figura 6) como *Modo I*: de apertura o extensión, en las que el desplazamiento es perpendicular a las paredes de la grieta; *Modo II*: presentan un deslizamiento o cizalla perpendicular al borde; *Modo III*: (modo de desgarre) implican un deslizamiento paralelo al borde de la grieta; y, *Modo IV*: (modo de cierre) se presenta en estructuras contraccionales como las estilolitas (Fossen, 2016).

Los modos II y III ocurren simultáneamente en diferentes partes a lo largo de la misma fractura, mientras que, las combinaciones de fracturas por cizalla (Modo II o III) y fracturas por extensión (Modo I) se denominan fisuras híbridas. Por otro lado, las fracturas por junta es el tipo de fractura por extensión más común en la superficie de la Tierra e implica deformación de baja o nula presión de confinamiento, y con esfuerzos diferenciales bajos (Fossen, 2016).

Asimismo, las fracturas por cizalla presentan un deslizamiento paralelo a la fractura, las cuales se desarrollan entre 20° y 30° respecto al esfuerzo principal mayor (σ_1) y regularmente se desarrollan en pares conjugados cuya bisectriz del ángulo agudo coincide con la orientación de σ_1 . Este tipo de fracturas se

desarrollan en temperaturas bajas y presiones de confinamiento cercanas a la superficie de la corteza o cerca de la transición frágil-dúctil, con patrones de deformación típicos de la deformación plástica (Fossen, 2016).

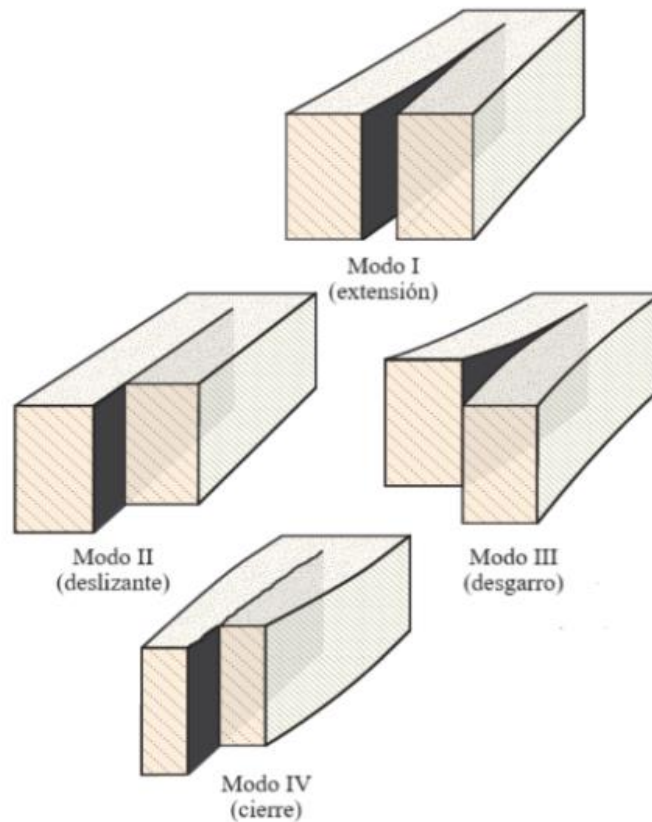


Figura 6. Ilustración de los tipos de fracturas según el Modo, recuperado de Fossen 2016.

3.3 Criterio de falla y fractura de Coulomb

Además de la temperatura y la presencia de fluidos, la resistencia de una roca depende de la presión de confinamiento o profundidad de enterramiento. A finales del siglo XVII, Charles-Augustin de Coulomb desarrolló un criterio, el cual puede predecir el estado del esfuerzo en el que una roca está al borde de la fractura, además del esfuerzo cortante (σ_s) y el esfuerzo normal (σ_n) que actúa

sobre una fractura potencial. Estas variables están relacionadas por una constante $\tan\phi$ donde ϕ es el ángulo de fricción interna y σ_s se puede interpretar como la resistencia de la roca a fracturarse por cizalla.

$$\sigma_s = \sigma_n \tan\phi$$

Este criterio establece que cuanto mayor sea el esfuerzo normal, mayor será el esfuerzo de cizalla necesario para generar una fractura por cizallamiento. De aquí se concluye que, en la parte superior de la corteza terrestre, la resistencia es mínima y aumenta con respecto a la profundidad, $\tan\phi$ se conoce comúnmente como coeficiente de fricción interna (μ) (Fossen, 2016).

Tres siglos después de Coulomb, Otto Mohr introdujo el círculo de Mohr, el criterio de Coulomb se interpreta como una línea recta en el espacio de Mohr $\sigma_s - \sigma_n$, donde se representa la pendiente (μ) y el ángulo de inclinación (ϕ). Coulomb se dio cuenta de que una fractura solo ocurre si la resistencia interna o cohesión (C) de la roca es superada. Por lo tanto, el criterio completo de fractura de Coulomb, también llamado criterio de fractura de Navier-Coulomb, Mohr-Coulomb o Coulomb-Mohr:

$$\sigma_s = C + \sigma_n \tan\phi = C + \sigma_n \mu$$

C representa la tensión de corte crítica a lo largo de la superficie donde $\sigma_s = 0$, también definida como resistencia cohesiva y tiene la resistencia a la tracción crítica T de la roca (Fossen, 2016).

3.4 El régimen tensional

El criterio de Coulomb predice el estado crítico de esfuerzo necesario para crear una fractura por cizalla. Sin embargo, ya que depende del ángulo de fricción interna, el cual no tiene sentido físico para las fracturas tensionales, y los datos muestra que no predice con éxito la formación de este tipo de fracturas, el criterio es inadecuado en dicho régimen de esfuerzo de tensión (Fossen, 2016).

3.5 Teoría de fractura de Griffith

Consiste en que las rocas y cristales naturales presentan múltiples imperfecciones microscópicas, llamadas micro-fisuras. Estas están asociadas con huecos, espacios porosos y límites de los granos (consideradas microfracturas elípticas), todas estas imperfecciones son conocidas como *microfisuras de Griffith* (Fossen, 2016).

En el modelo de Griffith una fractura se desarrolla por procesos en las microfisuras orientadas favorablemente con respecto al campo de esfuerzos externos. Su interconexión forma una microfractura continua, ya sea fracturas puede observar en la figura 7.

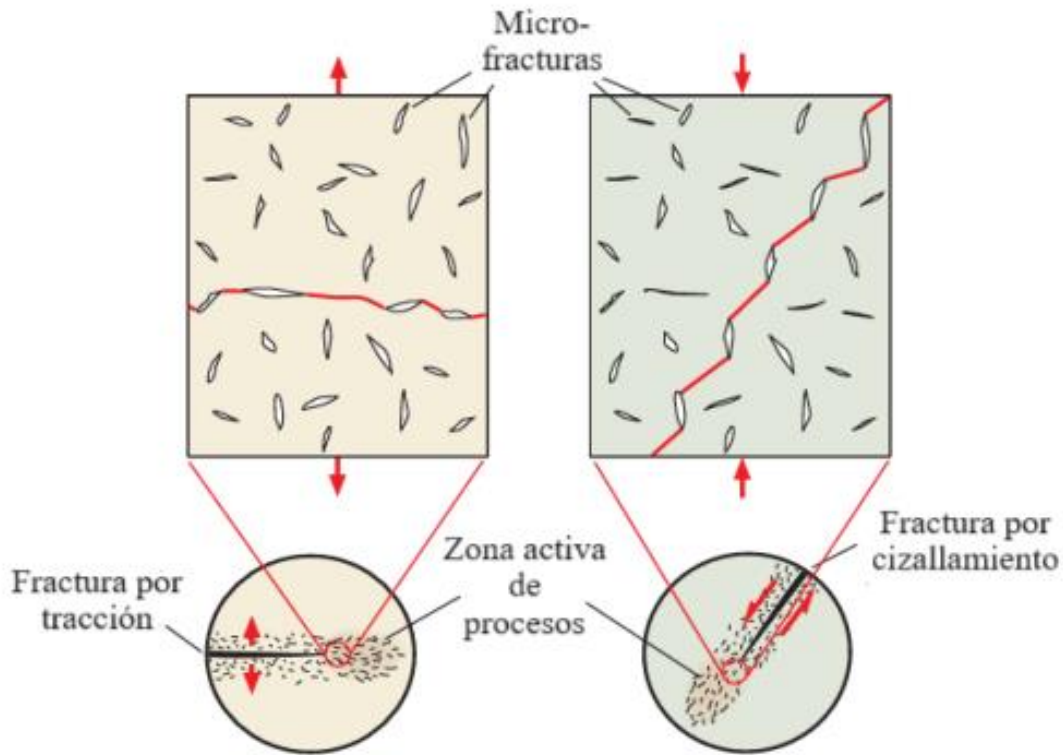


Figura 7. Ilustración simplificada del crecimiento y propagación de fracturas de extensión (izquierda) y fracturas por cizallamiento (derecha) mediante la propagación y vinculación de microfrazuras por tracción (defectos). La propagación ocurre en una zona de procesos frente a la punta de la fractura. Las vistas circulares se observan a escala de centímetros, mientras que las vistas rectangulares ilustran la estructura a microescala. Obtenida de Fossen (2016).

El criterio de fractura de Griffith se basa en los esfuerzos concentrados en los bordes de las microfrazuras abiertas en un medio que no debería ser poroso. En estas condiciones, el esfuerzo es transferido en la fractura abierta a través de sus bordes. El esfuerzo se concentra en las puntas de las microfrazuras abiertas en una roca y este aumenta al disminuir la relación espesor/longitud de la microfrazura (Fossen, 2016).

Para que una fractura por tracción se propague es necesario que el esfuerzo impulsor sea lo suficientemente grande como para exceder el esfuerzo de resistencia. De manera similar, para que una fractura por cizalla cerrada se propague, es necesario que el esfuerzo cortante exceda la fuerza de resistencia, como la resistencia por fricción, permitiendo así el desplazamiento (Fossen, 2016).

En teoría las microfracturas pueden distribuirse de modo que la roca sea isotrópica en la resistencia. Sin embargo, la mayoría de las rocas tienen una anisotropía derivada por procesos de sedimentación o tectónicos, como la laminación, estratificación, foliación tectónica, lineamientos y fabrica cristalográfica (Fossen, 2016).

El esfuerzo diferencial crítico puede variar dependiendo de la orientación, por ejemplo, una roca con anisotropía planar fallará a lo largo o a través de la foliación, dependiendo de la orientación de la foliación con respecto a los esfuerzos principales y en el espacio de Mohr habrá dos envolventes de falla (Figura 8). Si la foliación está orientada perpendicular σ_1 , entonces no hay esfuerzo cortante resuelto en la foliación y se aplica la envolvente superior (azul) de la figura 8; se forma una fractura por cizallamiento en un ángulo aproximado de 30° con respecto a σ_1 ($\theta \approx 60^\circ$). Así mismo, se pueden formar fracturas por extensión paralelas a la foliación con presiones de confinamiento bajas. Si la foliación tiene una orientación similar a las fracturas por cizalla en rocas isotrópicas, estas se desarrollarán a lo largo de la foliación con esfuerzos diferenciales menores. La orientación de las fracturas estará controlada por la

orientación de la foliación, el ángulo exacto dependerá de la debilidad de la foliación, lo que determinará la pendiente de la curva de falla inferior en la figura 8. Así mismo, se obtiene la resistencia mínima de la orientación de la foliación representada por un punto en el círculo de Mohr que toca la envolvente de “Falla a lo largo de la foliación”. Se considera el esfuerzo diferencial y de confinamiento y no se toma en cuenta σ_2 (Fossen, 2016).

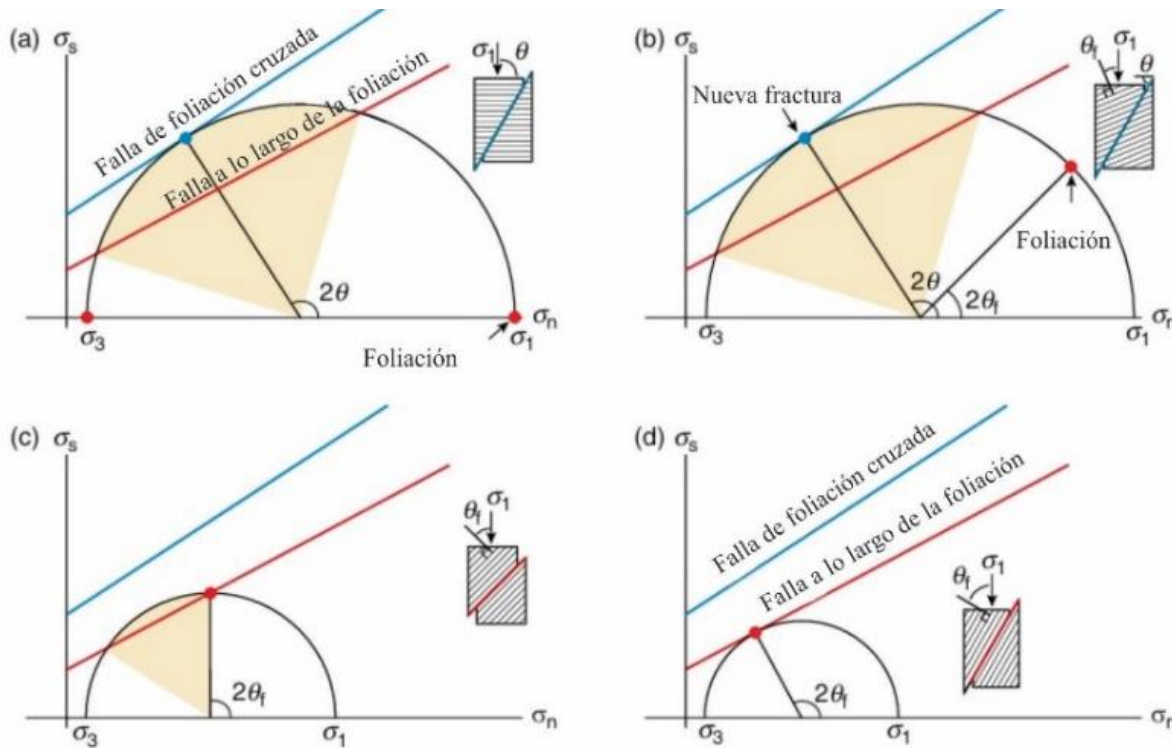


Figura 8. Ilustración del rol de la foliación preexistente para σ_3 constante. (a) σ_1 actúa perpendicular a la foliación, cuyo caso el esfuerzo diferencial se acumula hasta que el círculo de Mohr toca la envoltura superior y se produce una falla a través de la foliación. El sector coloreado indica el rango de orientaciones para la falla a lo largo de la foliación, (b) σ_1 en un ángulo alto con respecto a la foliación, todavía demasiado alto para una falla paralela a la foliación (La foliación se encuentra fuera del sector). (c) σ_1 a 45° con la foliación, provocando una falla paralela a la foliación. El sector coloreado indica el rango de orientación de foliación donde se producirá el fallo a lo largo de la foliación para este estado particular de esfuerzo.

(d) El ángulo entre σ_1 y la foliación que produce la falla con el menor esfuerzo diferencial posible. Esta es la dirección más débil de una roca foliada. Imagen obtenida de **Fossen, (2016)**.

3.6 Crecimiento y morfología de las fracturas

Las fracturas por cizalla no se pueden propagar en su propio plano. Generalmente generan nuevas grietas por tensión en sus bordes, definidas como grietas en forma de ala. Según la teoría de Griffith se desarrollan por la activación de fracturas de extensión ya existentes. Por el contrario, las fracturas por extensión se pueden propagar en estructuras grandes, creciendo radialmente. Las fracturas por extensión tienden a crecer en pulsos, cada pulso de propagación termina fuera del plano con una desaceleración o su detenimiento total. Las líneas de detención (*arrest lines*) son lugares de velocidad de propagación mínima y con forma de parábolas irregulares las cuales le dan a la superficie de fractura una estructura en forma de pluma. La fractura principal puede entrar en un área con una orientación de esfuerzo diferente, lo cual generalmente es un límite entre dos tipos de roca o un cambio entre las diferentes propiedades mecánicas (**Fossen, 2016**).

Cuando los campos de deformación elástica alrededor de dos facturas que se están propagando se superponen, los campos de esfuerzo locales alrededor de cada fractura interferirán en el crecimiento de su geometría, es decir si una fractura crece hacia otra fractura ya existente la nueva fractura se curvará a medida que se presente el efecto de la perturbación del esfuerzo provocado por otra fractura. En cambio, si ambas fracturas se acercan simultáneamente se

afectarán mutuamente y el grado de curvatura dependerá del estado general de esfuerzo (Fossen, 2016).

3.7 Reactivación y deslizamiento por fricción

Los criterios de fractura de Coulomb y Griffith se aplican hasta que la roca llegue a la rotura. Sin embargo, la teoría de Anderson sólo es válida para desplazamientos infinitesimales, una vez que la roca se fractura, representa una superficie de debilidad, en el cual es probable que la acumulación de esfuerzos reactive las fracturas existentes a menor esfuerzo, en lugar de crear una nueva fractura. Este proceso de crecimiento requiere energía y vinculación de fisuras en la roca. La reactivación de las fracturas es un requisito previo para que se desarrollen fallas importantes (Fossen, 2016).

Adicionalmente al campo de esfuerzo, la orientación de una fractura preexistente y su fricción son los parámetros más importantes en el proceso de reactivación. Por ejemplo, la orientación de la fractura determina la magnitud de los esfuerzos cortantes y normales actuando en ella, influyendo en el desarrollo de las fallas asociadas a este proceso de reactivación (Fossen, 2016).

3.8 Terminología de falla

Las fallas tienden a ser zonas complejas de deformación, con múltiples superficies de deslizamiento, fracturas aledañas y probablemente bandas de deformación. Esto es particularmente evidente cuando se consideran fallas grandes con desplazamiento a una escala kilométrica (Fossen, 2016).

3.9 Geometría de las fallas

Las fallas no verticales separan volúmenes de roca, denominados bloque de techo y bloque de piso (Figura 9). El bloque de techo queda por arriba de la falla, mientras que el bloque de piso por debajo de la falla. Cuando el bloque de techo ha bajado en relación con el bloque de piso la falla es una falla normal (Figura 9a). En el opuesto, donde el bloque de techo ha subido respecto al bloque de piso, es una falla inversa (Figura 9c). Si el movimiento es lateral, es decir en el plano horizontal, entonces la falla es una falla de deslizamiento a rumbo (*strike-slip fault*) (Figura 9b), las cuales pueden ser sinistralas (lateral izquierda) o dextrales (lateral derecha) (Fossen, 2016).

Las fallas de deslizamiento a rumbo generalmente son fallas muy inclinadas, mientras que las fallas inversas tienen un buzamiento más bajo que las fallas normales. Si el ángulo de buzamiento es inferior a 30° la falla se denomina falla de bajo ángulo mientras que las fallas pronunciadas buzcan más de 60° . Las fallas inversas de ángulo bajo se denominan fallas de cabalgamiento especialmente si el movimiento de la falla es de decenas o cientos de kilómetros (Fossen, 2016).

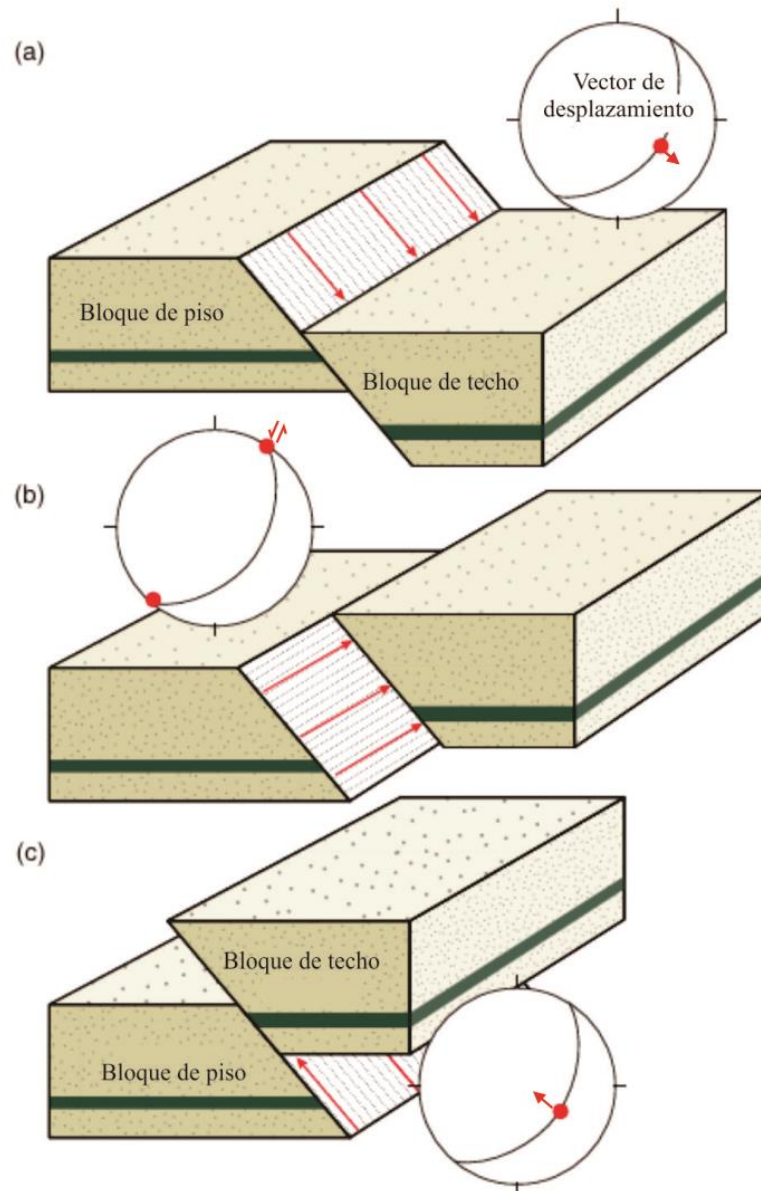


Figura 9. Tipos de fallas con base en el sentido de deslizamiento. a) Falla Normal, b) lateral o de deslizamiento a rumbo y c) Falla inversa (c). Estos son miembros finales de un espectro continuo de fallas oblicuas. Las redes estereográficas muestran el plano de falla (círculo mayor) y el vector de desplazamiento (punto rojo). Imagen recuperada **Foseen (2016)**.

Algunas estructuras particulares asociadas a las fallas tienen su propia terminología, Por ejemplo, una falla que sea plana a profundidad se llama falla lístrica. Los términos de rampa y plano (*ramps and flats*) se aplican a fallas de

cabalgamiento y se utilizan para describir porciones empinadas o sub horizontales de cualquier superficie de falla. También, el término zona de falla representa una serie de fallas subparalelas o superficies de deslizamiento cercanas entre sí, donde el ancho de la zona puede variar desde centímetros a kilómetro, dependiendo de la escala en la que se observa. Por otro lado, dos fallas normales separadas que se inclinan en sentidos opuestos, la una hacia la otra, crean un bloque derivado conocido como fosa (*graben*), las fallas normales que se inclinan en sentidos opuestos, alejándose unas de otras, crean un bloque levantado llamado pilar (*horst*) (Fossen, 2016).

Por último, las fallas más grandes en un área se denominan fallas maestras y están asociadas a fallas menores que pueden ser antitéticos (una falla que inclina hacia la falla maestra) o sintéticos (falla que inclina en la misma dirección que la falla maestra). Estas expresiones son relativas y sólo tienen sentido cuando las fallas menores están relacionadas con fallas de mayor escala (Fossen, 2016).

3.10 Desplazamiento, deslizamiento y separación

El vector que conecta a dos puntos, separados por una falla, nos proporciona el vector de desplazamiento local o dirección neta del deslizamiento (figura 10). Idealmente una falla de deslizamiento a rumbo tiene una dirección de deslizamiento horizontal mientras que las fallas normales e inversas tienen vectores de desplazamiento en la dirección del buzamiento (*dip-slip faults*). El deslizamiento total que se observa en la mayoría de las fallas es la suma de

varios incrementos cada uno con su propio desplazamiento individual, tenido diferentes direcciones de desplazamiento (Fossen, 2016).

El desplazamiento de las capas proporciona información sobre la dirección, el sentido y la cantidad de desplazamiento. Muchas fallas muestran alguna desviación de los desplazamientos a rumbo o en la dirección de buzamientos netos, y en este caso el sentido del vector de desplazamiento es oblicuo. Estas fallas se denominan fallas de deslizamiento oblicuo, donde el grado de oblicuidad es llamado pitch es el ángulo entre el rumbo de la superficie de deslizamiento y el vector de deslizamiento (estría) (Fossen, 2016).

La separación horizontal es la separación de capas observadas en un mapa (Figura 10b), mientras que la separación de buzamiento es la observada en una sección vertical (Figura 10c). En una sección vertical la separación de buzamiento se puede descomponer en separación horizontal y vertical, diferente a la que se muestra en la figura 10b. Estas dos separaciones registradas en una sección vertical se conoce cómo desplazamiento vertical (componente vertical) y desplazamiento horizontal (componente horizontal) (Figura 10 c). En la figura 10d se observa una sección que contiene el vector de desplazamiento verdadero o deslizamiento total en la falla, el cual es el corte adecuado para observar el desfase de los elementos de referencia (Fossen, 2016).

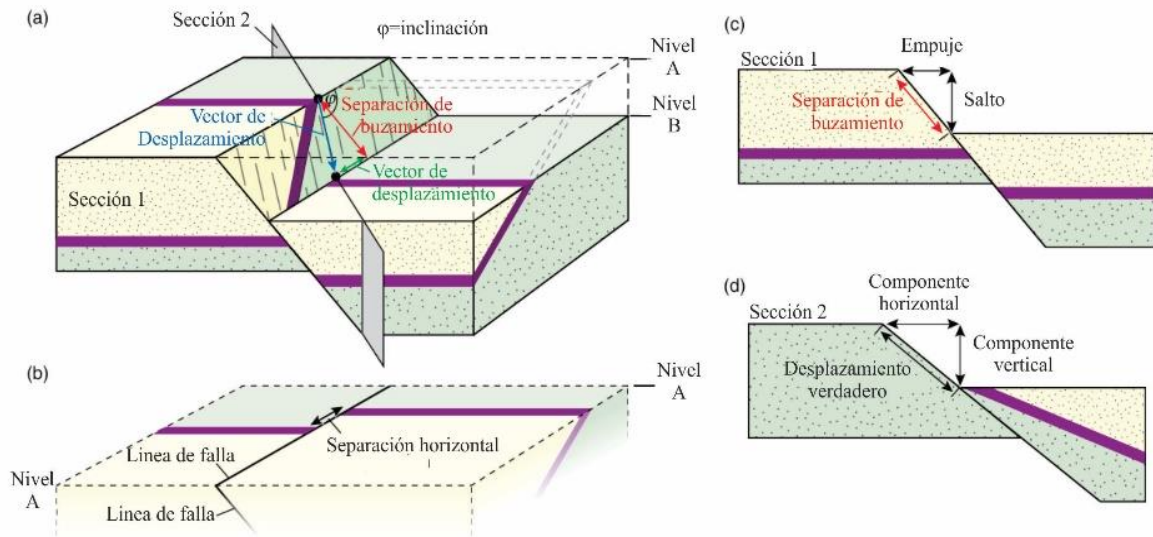


Figura 10. Ilustración de una falla normal que afecta una capa inclinada. La falla es una falla normal con componente de deslizamiento derecho (a), pero aparece como una falla izquierda en la vista del mapa (b, es la sección horizontal en el nivel A). (c) y (d) muestra perfiles perpendiculares al impacto de la falla (c) y en la (verdadera) dirección de desplazamiento (d). Imagen obtenida de (Fossen, 2016).

3.11 Anatomía de la falla

En la mayoría de las fallas se puede distinguir entre el núcleo central de la falla o superficie de deslizamiento y el volumen adyacente a la pared de roca deformada conocida como zona de daño de la falla, como se muestra en la figura 11 (Fossen, 2016).

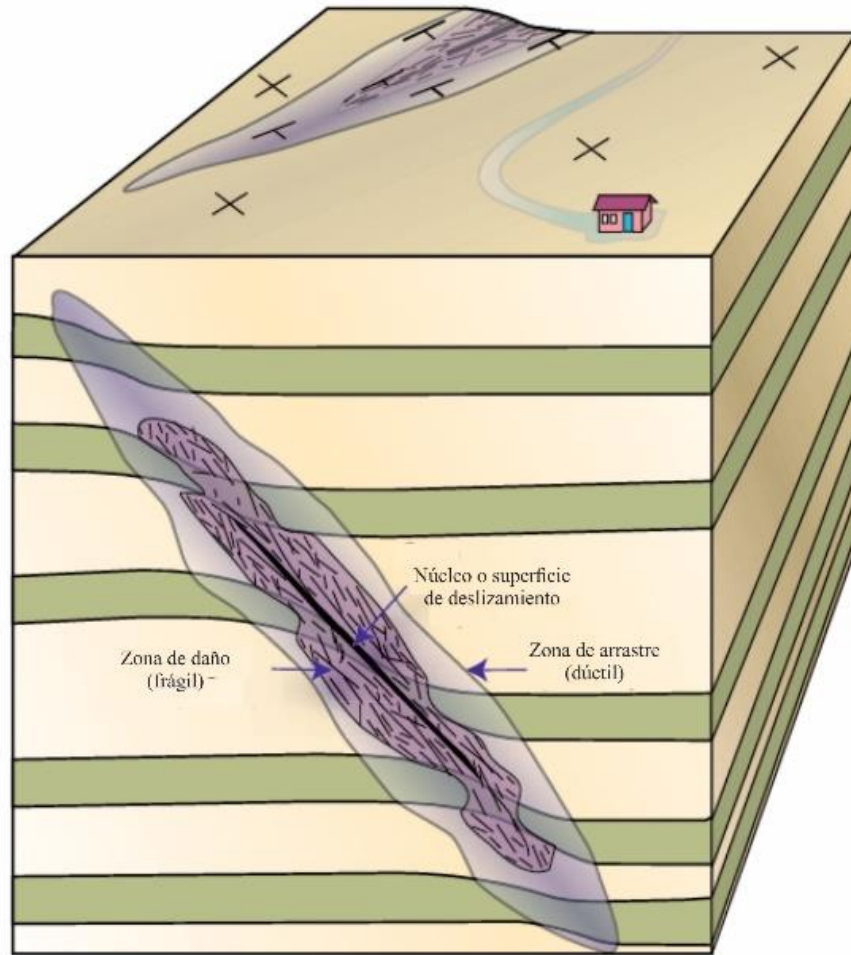


Figura 11. Anatomía simplificada de una falla. Imagen obtenida de **Fossen, 2016**.

El núcleo de la falla varía desde una superficie de deslizamiento con zona cataclástica con espesor menor a un milímetro, pasando por una zona de varias superficies de deslizamiento, hasta una zona intensamente deformada de varios metros de ancho, donde sólo se observan restos de la estructura rocosa primaria. En las rocas cristalinas, el núcleo de falla puede consistir prácticamente en harina o salbanda (relleno) de falla no cohesivo donde se han formado minerales arcillosos. En otros casos, las cataclasitas duras y rígidas constituyen el núcleo de la falla, en fallas formadas en la parte baja de la corteza

superior. Así mismo, el núcleo de falla puede desarrollar varios tipos de brechas cohesivas o no cohesivas (Fossen, 2016).

En casos extremos, la fricción hace que las rocas cristalinas se fundan local y temporalmente creando una roca de falla vítrea conocida como pseudotaquillita. Por otro lado, las estructuras que se encuentran en la zona de daño incluyen banda de deformación, fracturas de cizalla, fracturas tensionales y estilolitas (Fossen, 2016).

Existe una correlación positiva entre el desplazamiento de la falla y el espesor de la zona de daño (Figura 12 a). Los diagramas logarítmicos observados en la figura 12 se utilizan en el análisis de fallas. Las líneas inclinadas en los diagramas indican una relación constante entre los dos parámetros trazados, el deslizamiento de la falla (D) y el espesor de la zona de daño (DT). Estos parámetros son los mismos para cualquier tamaño de falla, y la distancia entre líneas adyacentes en esta figura representa un orden de magnitud (Fossen, 2016).

Los datos de la figura 12a se trazan alrededor o por encima de la línea $D=DT$, lo que significa que el desplazamiento de la falla es cercano o algo mayor que el espesor de la zona de daño para fallas con desplazamiento de hasta 100 m. Se podría utilizar este diagrama para estimar el desplazamiento a partir del ancho de la zona dañada, pero la gran dispersión de datos genera una incertidumbre importante (Fossen, 2016).

Así mismo, existe una relación similar entre el espesor del núcleo de la falla CT y el desplazamiento de la falla (Figura 12b). Esta relación está limitada por las líneas rectas $D=1000CT$ y $D=10CT$, lo que significa que el núcleo de la falla es estadísticamente alrededor 1/100 del desplazamiento de la falla para fallas con deslizamiento de hasta 100 m (Fossen, 2016).

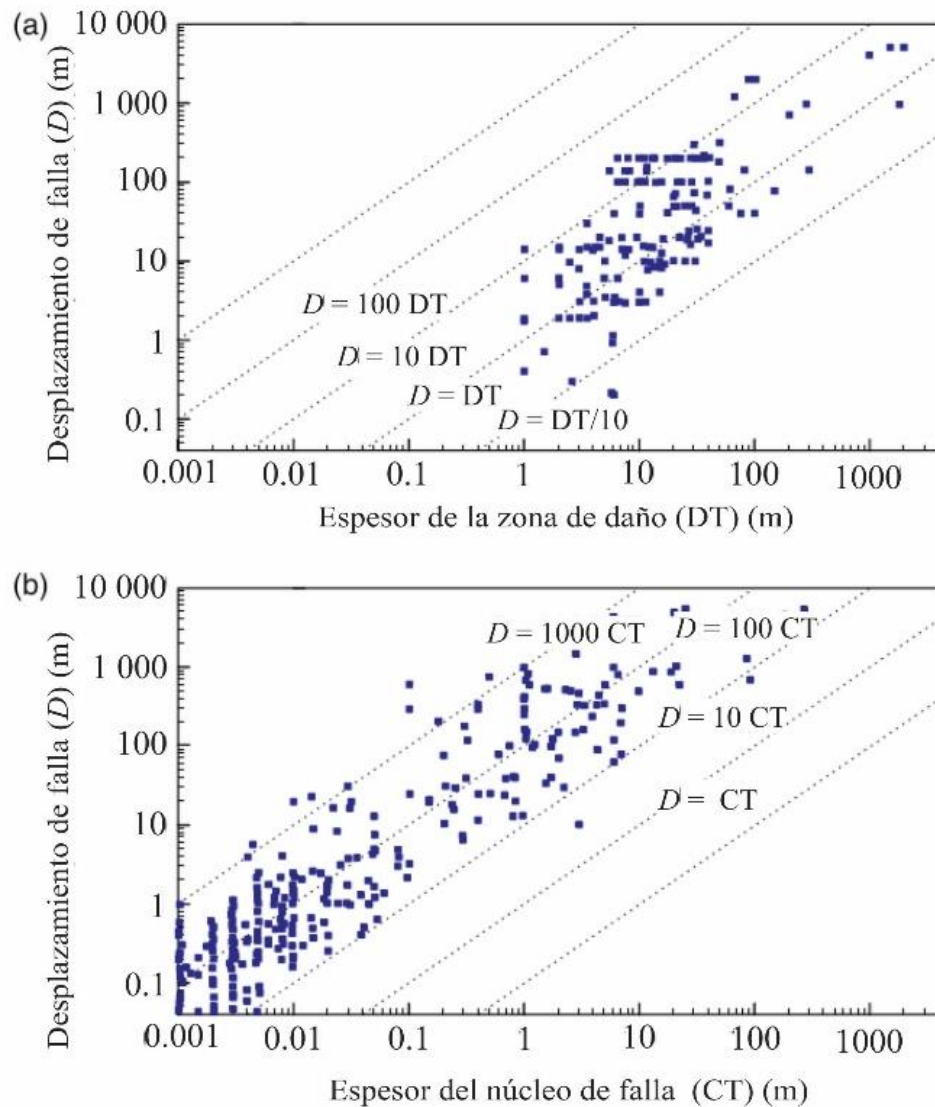


Figura 12. (a) Espesor de la zona de daño (DT) trazado contra el desplazamiento (D) para fallas en rocas sedimentarias siliciclásticas. (b) Similar al trazo para el espesor del núcleo de falla (CT). Tener en cuenta los ejes logarítmicos (Fossen, 2016).

Las capas comúnmente se desvían o doblan alrededor de las fallas particularmente en rocas sedimentarias. Este comportamiento se define como arrastre, término puramente descriptivo o geométrico. La diferencia entre zona de daño y zona de arrastre es que el arrastre es una expresión de deformación dúctil relacionada con la falla, mientras que la zona de daño está restringida a la deformación frágil. En general las rocas blandas desarrollan más resistencia que las rocas rígidas **(Fossen, 2016)**.

3.12 Distribución de desplazamiento

Es posible mapear variaciones de desplazamiento a lo largo de una falla en campo en dirección horizontal o vertical. Las fallas generalmente muestran un aumento gradual en el desplazamiento desde el borde hacia el centro de la falla **(Fossen, 2016)**.

Capítulo IV. Metodología

En este capítulo se describe la metodología que se siguió, la cual se base en tres etapas principales.

4.1 Trabajo de Gabinete

El trabajo de gabinete consistió, en una primera etapa, en la elaboración de un mapa de morfolineamientos de la Sierra de las Cruces. Este mapa se basa en el trabajo de **García-Palomo *et al.* (2008)**, el cual se digitalizo a un sistema de información geográfica llamado QGIS. Con este programa se calcaron los lineamientos sobre un modelo digital de elevación (MED) sombreado y se trazaron tres líneas de muestreo con una orientación NW-SE, en las cuales se registraron principalmente los lineamientos con direcciones NNW-SSE, NE-SW y ~E-W (Figura 13).

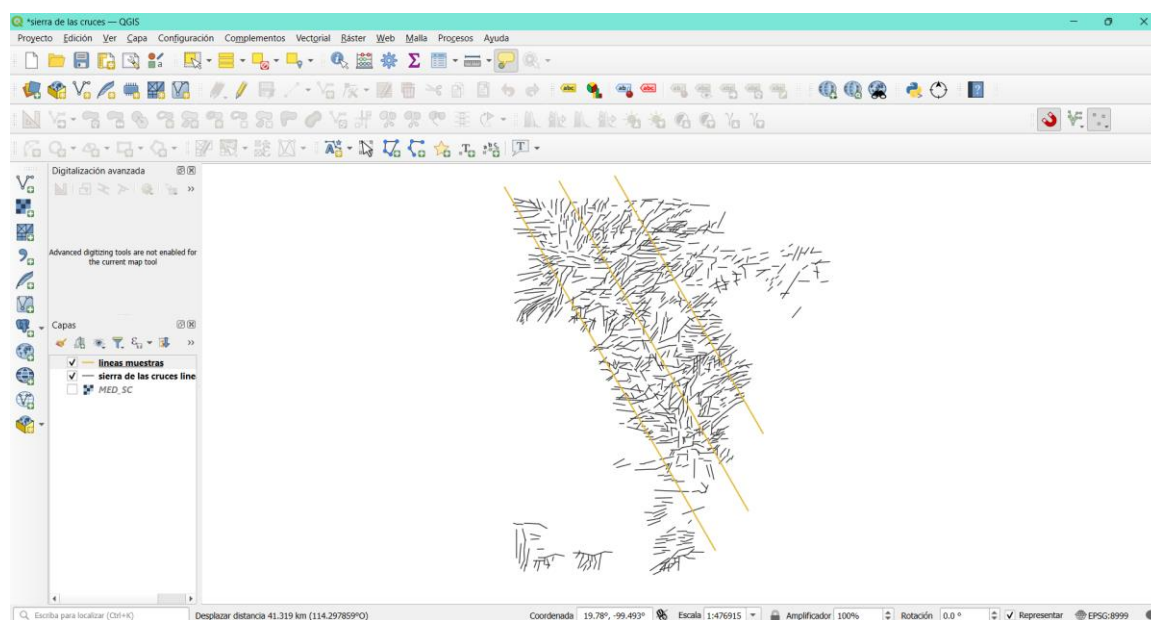


Figura 13. Captura de pantalla del software QGIS que muestra el mapa de lineamientos en la Sierra de las Cruces en conjunto con las líneas de muestreo (amarillo).

A partir del mapa de morfolineamientos, se obtuvieron datos de orientación, longitud y espaciamiento entre cada lineamiento, los cuales se guardaron en una hoja de cálculo en Excel para cada línea de muestreo con formato “.txt”. Para todos los datos de orientación de lineamientos se utilizó el software Georient ([http: GEOrient: Stereographic projection and Rose diagram plotting application \(holcombe.net.au\)](http://GEOrient: Stereographic projection and Rose diagram plotting application (holcombe.net.au))) para construir diagramas de rosa, para ello se utilizó un rango de entre 20 y 54 fracturas para los datos de campo, y un total de 1,094 lineamientos correspondientes al mapa de lineamientos de García-Palomo *et al.* (2008)

4.2 Trabajo de Campo

Para el trabajo de campo se visitó el Parque Nacional los Dinamos, en las zonas de Tercer Dinamo, Cuarto Dinamo Puerta del Cielo y La Truchera (Figura 14). En estos sitios se observaron rocas volcánicas extrusivas, y se midió (Figura 15), principalmente la apertura y orientación de fracturas con el uso de brújula, cinta métrica y un comparador de escala milimétrica tomado de Ortega *et al.* (2006).

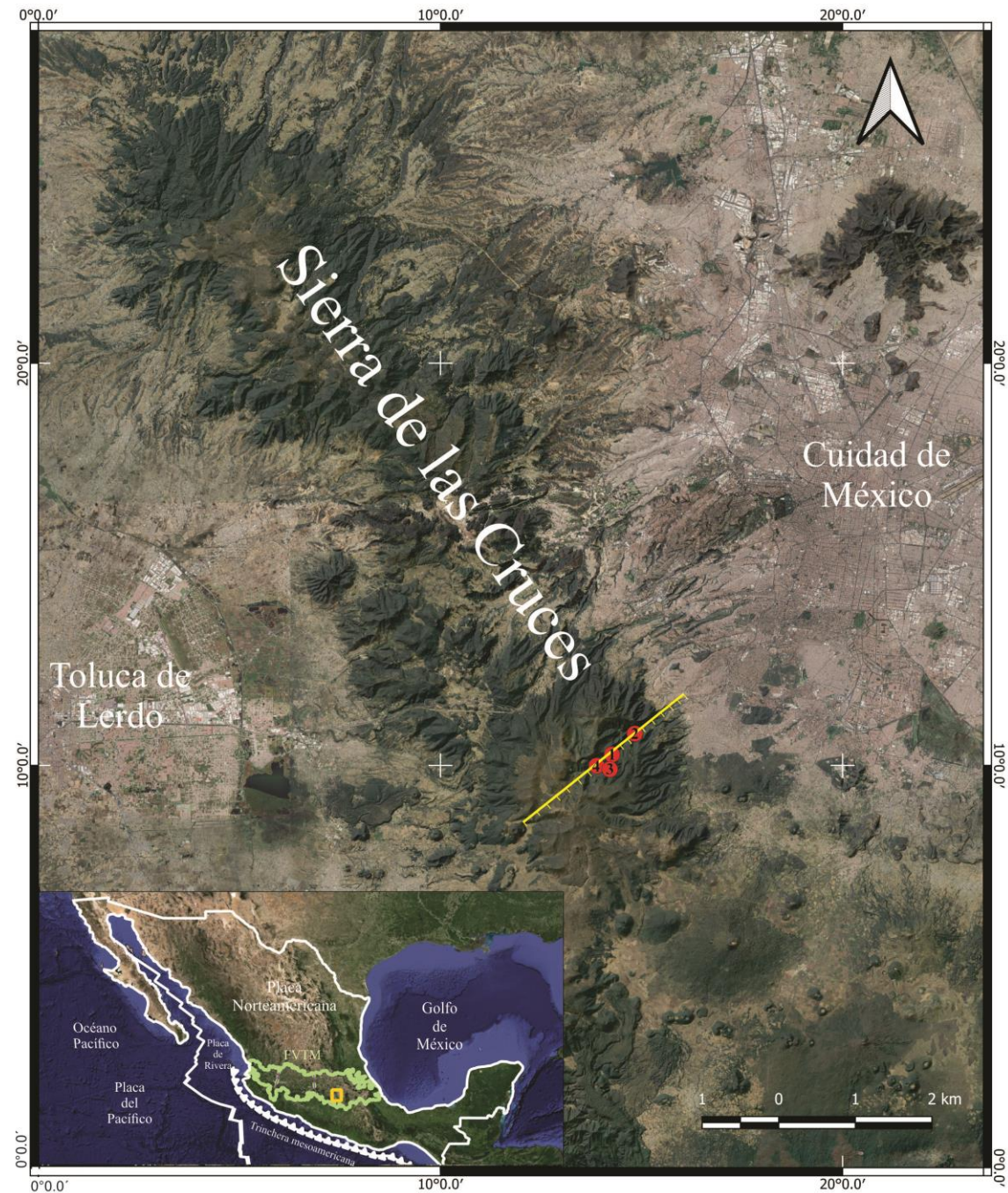


Figura 14. Ubicación de la Sierra de las Cruces en amarillo, de color verde Faja Volcánica Transmexicana, en círculos rojos se observan las estaciones visitadas: 1. Cuarto dinamo, 2. Tercer dinamo, 3. Puerta al cielo y 4. La Truchera. Se trazó de color amarillo la falla Contreras.



Figura 15. Toma de datos de apertura en rocas volcánicas dacíticas que se exponen sobre la carretera cerca del 4 Dinamo (coordenadas: 14 Q 469302 E, 2130477 N).

En el área de estudio, las fracturas se encuentran principalmente en rocas volcánicas extrusivas, asociadas a flujos de lava, donde probablemente existan fracturas de enfriamiento. Sin embargo, diferenciamos las fracturas de las extensionales considerando que las fracturas de origen tectónico tienen una orientación regular en zonas extensas. Además, las fallas de cizalla de origen tectónico forman trituración en una zona localizada.

En total se realizó dos líneas de muestreo con longitudes de 6.1 m y 7.6 m, para cada línea de muestreo se midió entre 30 y 75 fracturas respectivamente. Adicionalmente, se determinó, también la cinemática de las fallas utilizando el modelo de fracturas de Riedel (1929).

4.3 Normalized Correlation Count (NCC)

Marrett *et al.*, (2018) sugieren diversas técnicas para analizar la distribución espacial de las fracturas geológicas dispuestas a lo largo de una línea de muestreo. Dicha organización se divide en tres categorías. Si las fracturas surgen de una heterogeneidad preexistente con una disposición no aleatoria en el espacio, entonces la disposición es heredada. Si la disposición espacial de las fracturas es controlada por procesos contemporáneos entonces la disposición es no aleatoria, impuesta externamente. Por último, las fracturas al formarse adquieren una disposición aleatoria inicial. Esto debido a la interacción entre las fracturas durante su propagación.

Una de las técnicas sugeridas por **Marrett *et al.* (2018)** es el conteo de correlación normalizado o *Normalized Correlation Count* (NCC), definido como la diferencia entre dos valores:

$$c(\lambda_h) = C(\lambda_h) - C(\lambda_{h-1})$$

Donde λ_h y λ_{h-1} son definidos como escalas de longitudes, esta ecuación proviene de la suma de correlaciones, expresada como:

$$C(\lambda_h) = \frac{2}{N(N-1)} \sum_{j=1}^{N-1} \sum_{k=j+1}^N H[\lambda_h - (x_k - x_j - y_j)]$$

Aquí, x_j representa la posición de las fracturas en una línea de muestreo, es decir, la distancia desde el origen de la línea de muestreo hasta la fractura, mientras que y_j denota la apertura de la fractura. La suma de correlación $C(\lambda_h)$ es la fracción de todos los pares de fracturas en los que la distancia entre la j -ésima y la k -ésima fractura, $(x_k - x_j - y_j)$ es menor que la escala de longitud λ_h .

En esta ecuación, N representa el número total de fracturas a lo largo de la línea de muestreo, y H es la función escalón de Heaviside, la cual toma el valor de 0 cuando el argumento es negativo (es decir, cuando la escala de longitud es menor que la distancia entre fracturas) y el valor de 1 cuando el argumento es positivo (cuando la escala de longitud es mayor que la distancia entre fracturas).

Esta técnica permite identificar y cuantificar fracturas regularmente espaciadas, tomando en cuenta los valores linealmente graduados en la escala de longitud, mientras que la graduación logarítmica muestra el comportamiento de agrupamiento de las fracturas.

El análisis de subconjuntos es útil, ya que proporciona información sobre el tamaño de las fracturas y su disposición en el espacio. Cuando se presenta una variación de la correlación espacial con escalas de longitud, se siguen distintos patrones que reflejan diferentes procesos de organización. Para la interpretación de los gráficos se usó los diagramas que propone **Marrett *et al.*, (2018)** en su figura 12, donde se presenta de forma gráfica las variaciones de la correlación espacial y su interpretación de los patrones a diferentes escalas en la longitud, como se observa en la figura 16.

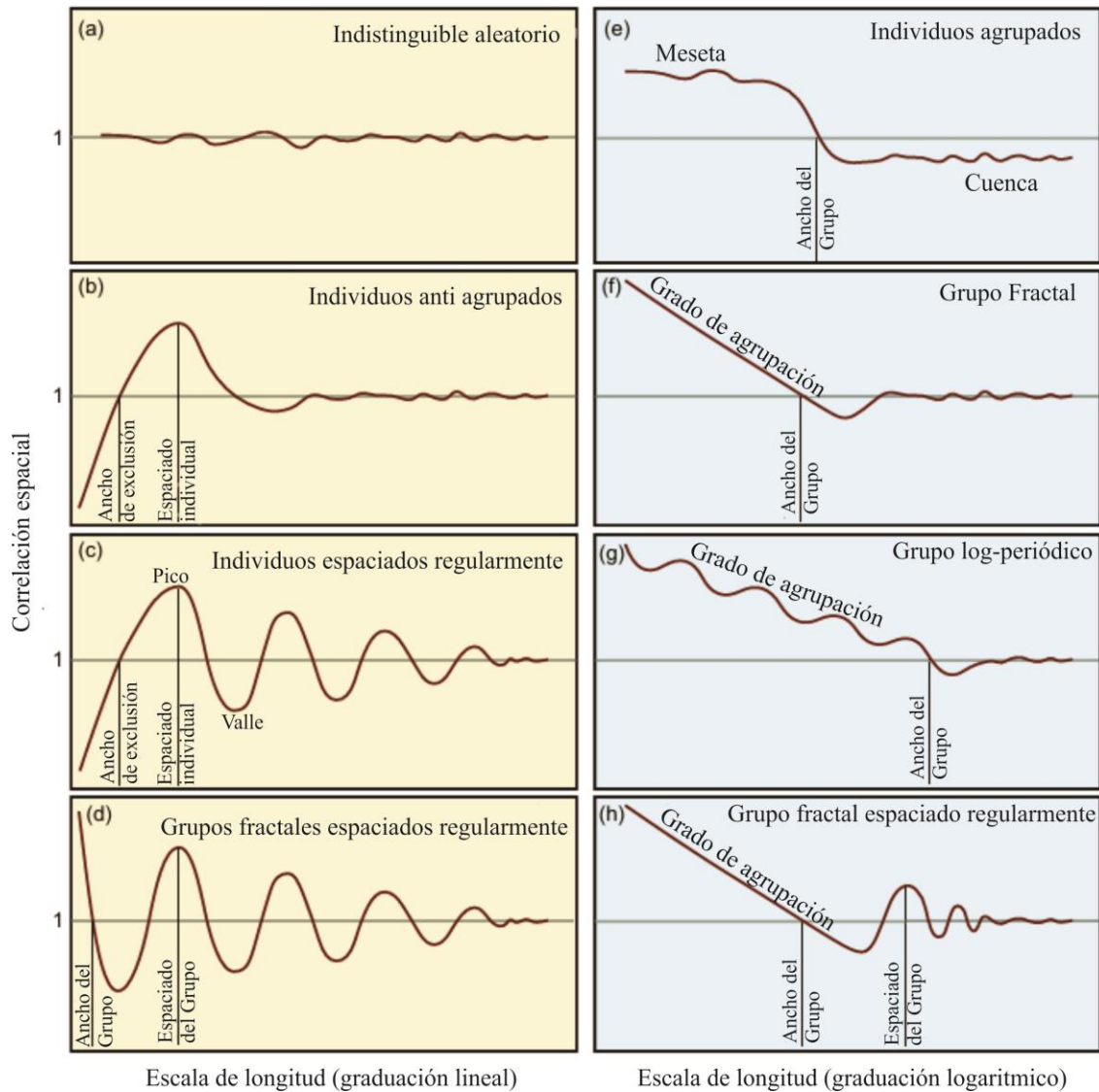


Figura 16. Patrones de la variación de suma de correlación normalizada (SCN) con la escala en formato lineal y logarítmico. a) La formación de una forma plana indica que no existe una organización estadísticamente significativa. b) Fracturas no agrupadas, pero sin espaciamiento constante. c, d, h) Patrón con altos y bajos que se relaciona con espaciamiento regular (igual espaciamiento). f, g, h) Variación asociada a una ley de potencia en el agrupamiento de fracturas con la escala (comportamiento fractal), dicho patrón se observa mejor en el eje logarítmico de la escala. e) Formación de plataforma y cuenca que indica agrupamiento de fracturas relacionadas con procesos de herencia estructural y/o reactivación. Modificado de **Marrett et al. (2018)**.

4.4 Código CorrCount (Matlab)

A partir de la teoría propuesta por Marrett *et al.*, (2018), se implementó un código computacional en el software MATLAB llamado *Correlation Count* (*CorrCount*). En este código se procesan los datos de espaciamiento entre fracturas. Dicho código importa un archivo con extensión “*.txt”, correspondiente a los datos de espaciamiento obtenidos a lo largo de una línea de muestreo. El programa CorrCount permite variar algunos parámetros como: *Units y Uncertainty Estimates*. En nuestro caso, el parámetro “units” fue en kilómetros para los lineamientos morfológicos y metros para las fracturas medidas en el campo. Mientras que para *Uncertainty Estimates* se eligió *Monte Carlo*. Una vez estableciendo los parámetros anteriores, se selecciona *Generate* para correr el código.

Una vez realizado el primer paso, se procede a cambiar los parámetros *Number* cada 100, iniciando en 0 hasta 500 y *Windowing* cada 5, iniciando en 0 hasta 50. Estos parámetros se ubican en la sección llamada *Graph Controls* (Figura 17). La variación de estos parámetros permite obtener mejores resultados, ya que se elimina el ruido producido durante el procesado. Por último, se selecciona el tipo de análisis *Correlation Count*.

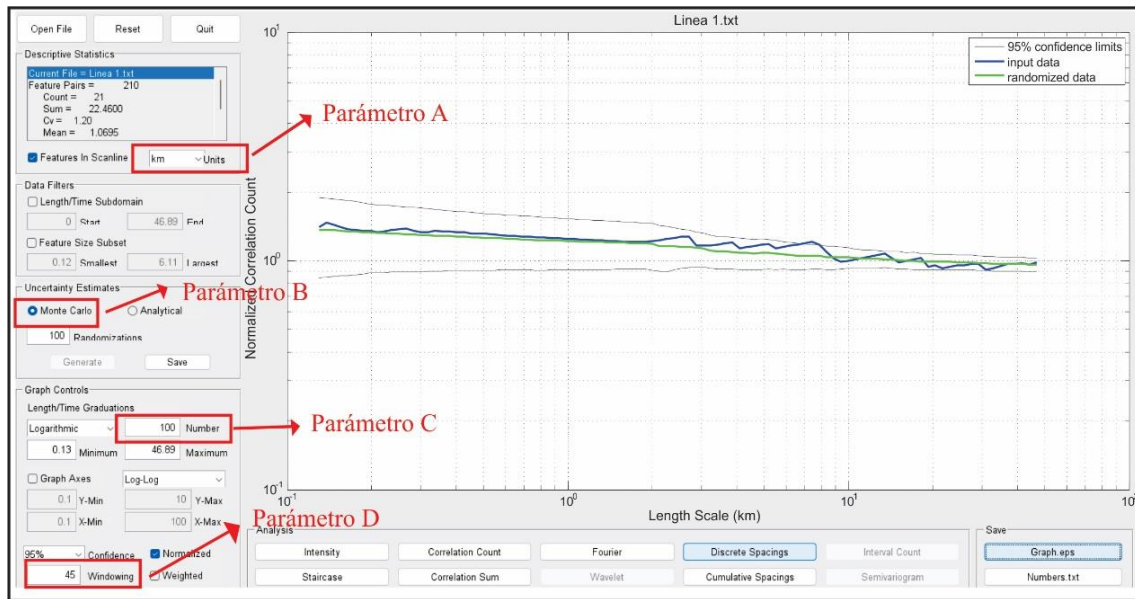


Figura 17. Ventana del programa MATLAB Correlation Count, Parámetro A Units, Parámetro B Monte Carlo, Parámetro C Number y Parámetro D Windowing.

En general se realizaron alrededor de 55 experimentos para cada línea de muestreo de las 3 líneas de muestreo correspondientes al mapa de morfolineamientos. Así mismo, se realizó el procedimiento para las 2 líneas de muestreo en campo. Esta actividad permitió elegir al patrón más claro que pudiera compararse con los patrones que sugiere **Marrett *et al.* (2018)**. Finalmente, para obtener los datos asociados con el ancho de los grupos de fracturas y con la distancia entre estos, se varió el gráfico cambiando la escala a logaritmo en ambos ejes a logaritmo–lineal, obteniendo así dos gráficos por cada línea de muestreo. En dichos gráficos se calculó de manera directa el valor del ancho y la distancia entre grupos de fracturas, siguiendo la metodología de **Vásquez–Serrano *et al.*, (2024)**.

Capítulo V. Resultados

5.1 Análisis de lineamientos morfológicos

En la Sierra de las Cruces se observan conjuntos de lineamientos con orientaciones principales: NNW–SSE, E–W y NE–SW. Se presentan variaciones en la cantidad de lineamientos, al noroeste y en el centro, se presenta un mayor número de lineamientos, mientras que, al sur y noreste, la cantidad es menor (Figura 18). A lo largo de la Sierra, los lineamientos tienen una orientación predominante de NE–SW; sin embargo, al oeste de la sierra, se presentan más en la orientación E–W (Figura 18).

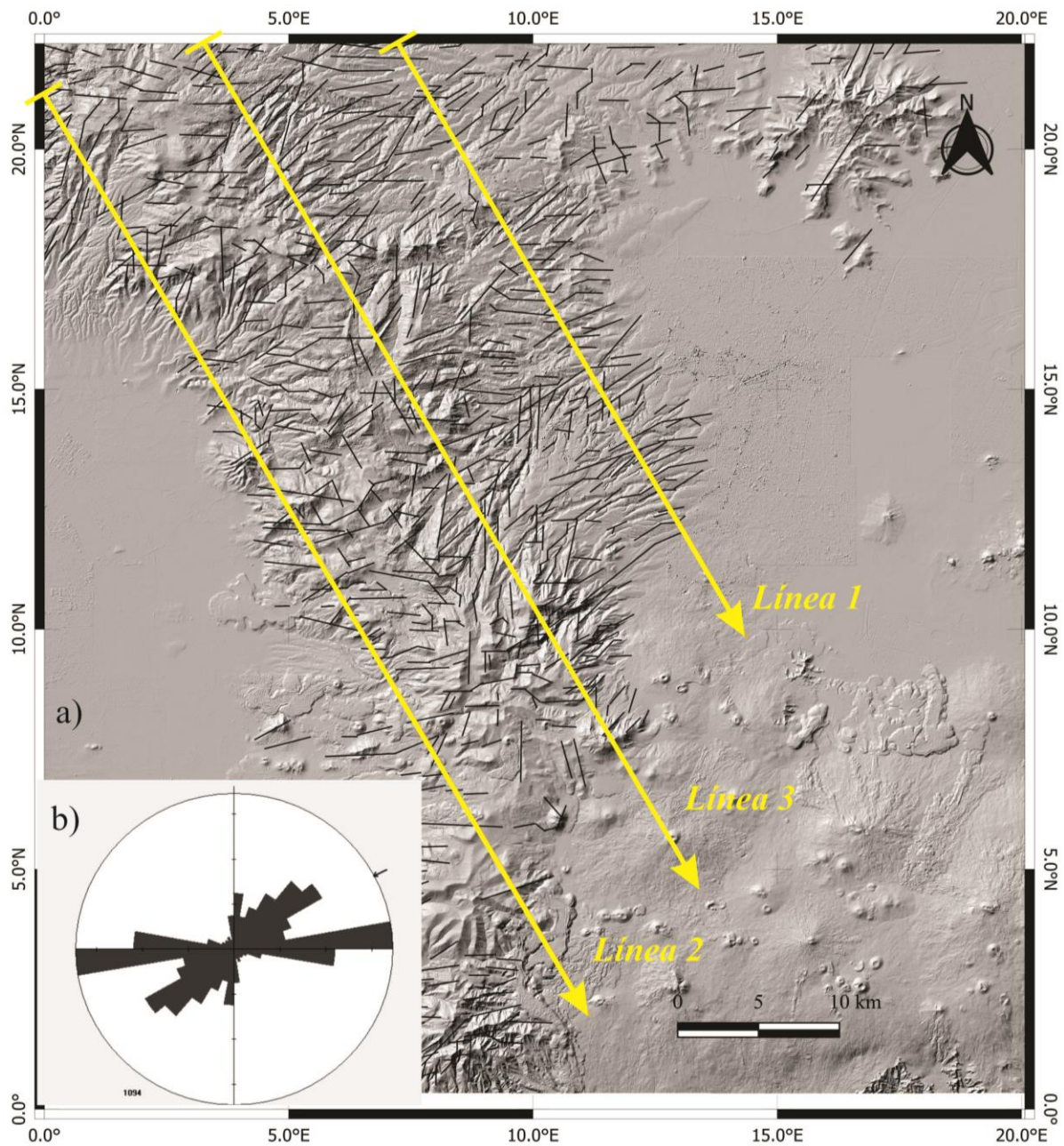


Figura 18. Mapa de lineamientos de la Sierra de las Cruces, a) Modelo digital de elevación sombreado. En color amarillo líneas de muestreo; b) Roseta de orientación de las principales orientaciones de lineamientos muestra las familias E-W, NE-SW y en menor proporción N-S.

5.2 Arreglo y distribución de lineamientos

5.2.1 Línea de muestreo 1

Diagrama de longitud vs distancia

La línea de muestreo 1 abarca una distancia máxima de 50 km, en donde se observa que las máximas longitudes en los lineamientos se ubican en las distancias de 14 km, 39 km y 42 km, por el contrario, las mínimas longitudes se presentan a 0 km, 16 km y 47 km de distancia. Las longitudes de los lineamientos varían entre 0.8 km y 8 km. A lo largo de la línea de muestreo, entre 19 km a 25 km se observa nula presencia de lineamientos por lo que separaron en dos grupos (Figura 19a).

Intensidad de fracturas

A lo largo de la línea 1 de muestreo se observa que la máxima intensidad o cantidad de lineamientos se encuentra a los 27 y 45 km, con una menor intensidad de lineamientos al inicio de la línea de muestreo, mientras que los lineamientos más parecidos al patrón de distribución aleatoria representada por la línea verde de la figura 20a se encuentra entre 20 a 23 km. Se observan picos negativos al que se aleja al patrón promedio al inicio de la línea de muestreo teniendo el pico más bajo a los 7 km, el cual puede estar ligado a un grupo de fracturas (Figura 20a).

Suma de Correlación Normalizada (NCC)

Se observa en los diagramas de NCC log-log que hay un comportamiento asociado con individuos agrupados (Figura 16e). Es posible determinar un ancho de los grupos de lineamientos de 6.4 km con una separación de 10 km. Teniendo en cuenta los modelos de **Marrett *et al.*, (2018)** los lineamientos en la línea de muestreo siguen el patrón de grupos de fracturas ligados a un proceso de herencia y/o reactivación (Figura 21a).

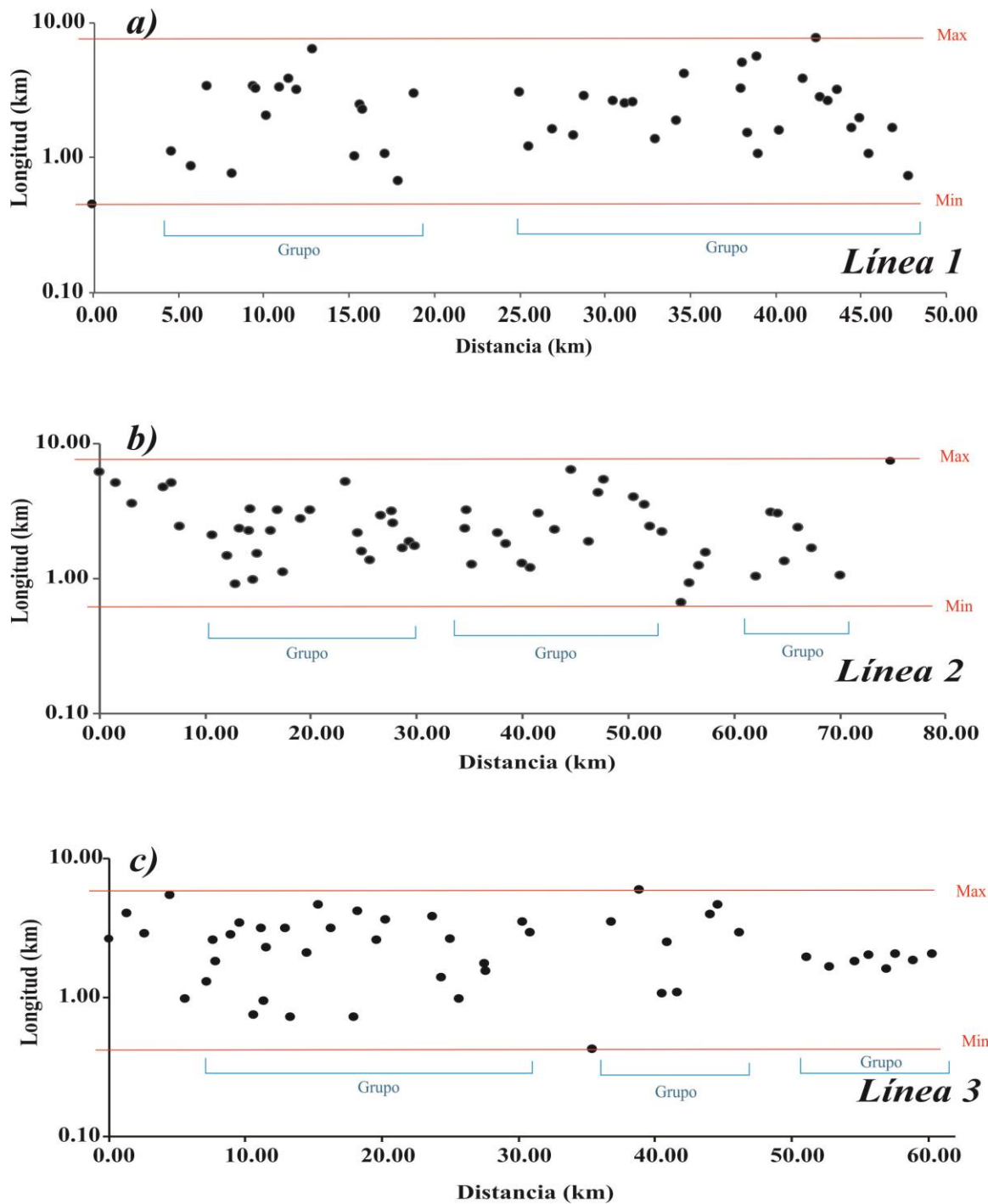


Figura 19. Diagramas de Distribución de fracturas de cada línea de muestreo.

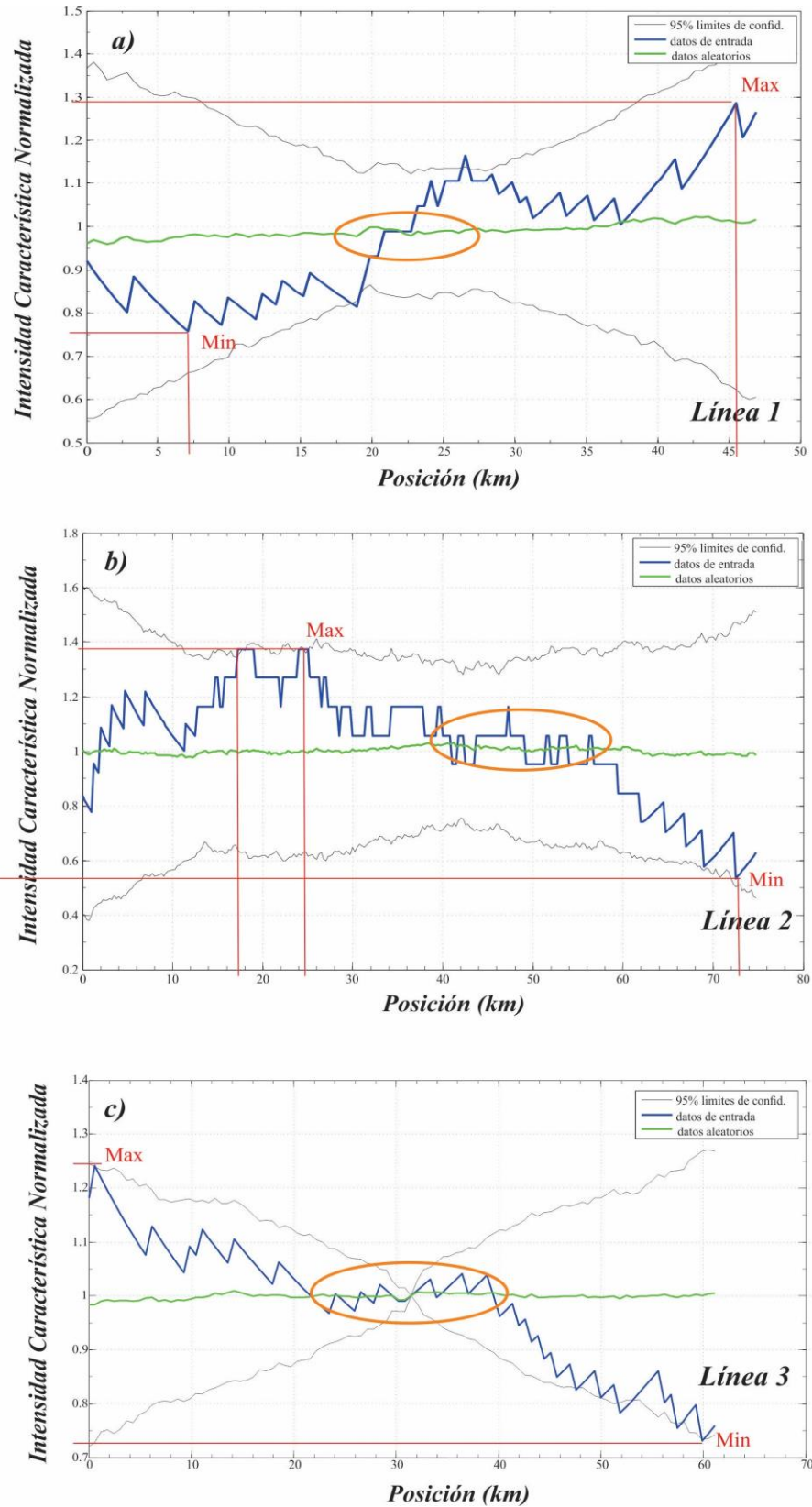


Figura 20. Diagramas de intensidad de fracturas, se muestra los puntos maximos y minimos (lineas rojas), y lineamientos parecidos al patrón de distribución (círculo naranja).

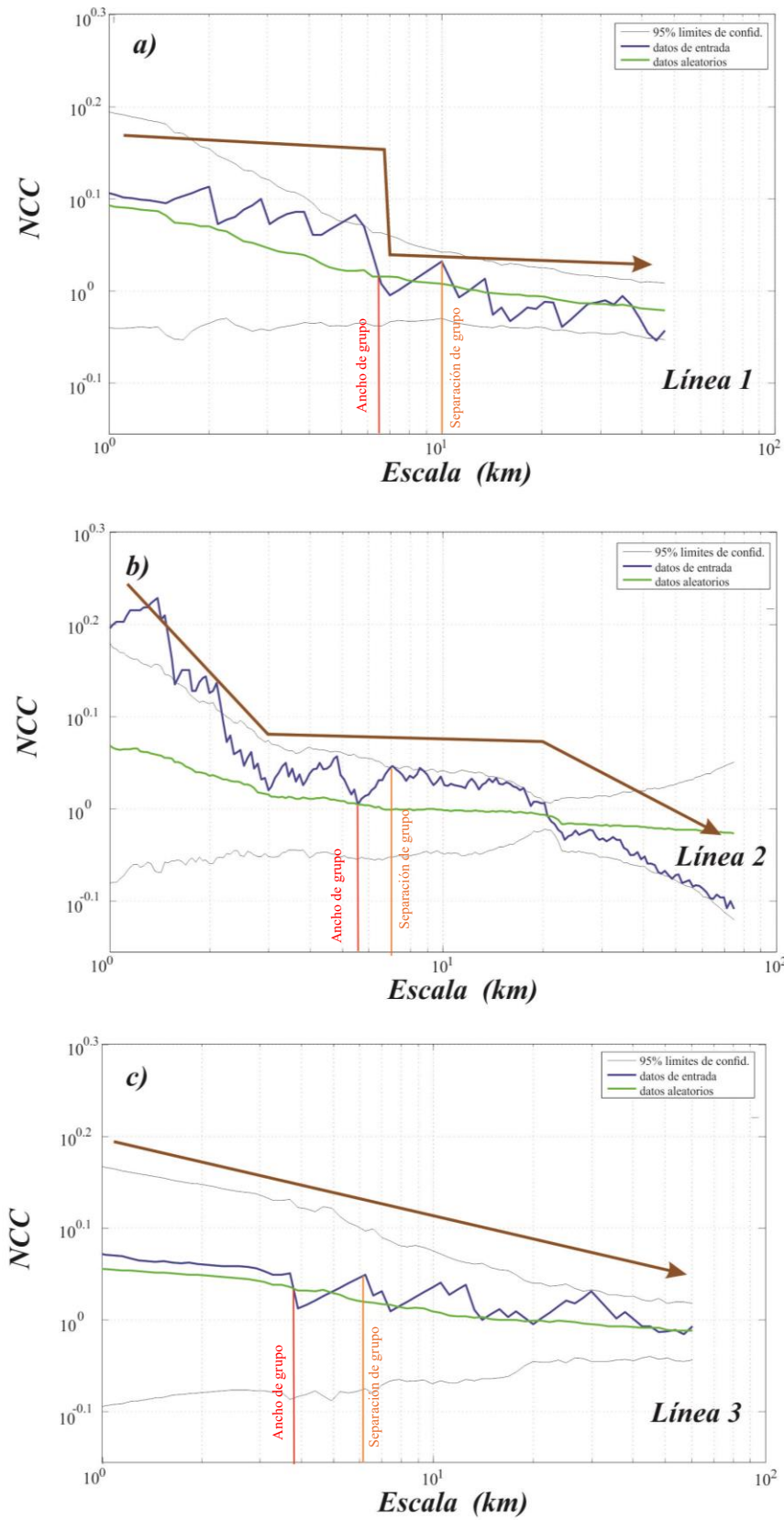


Figura 21. Diagramas de NCC log-log. Según los patrones de Marrett *et al.*, 2018 en la

gráfica; El patrón se representa como una flecha de color café, el ancho del grupo (línea roja) y la separación de los grupos (línea naranja); a) presenta un patrón que se interpreta como individuos agrupados, en la gráfica b) presenta dos tipos de patrones los cuales se interpretan como individuos agrupados y grupo fractal y en la gráfica c) presenta un patrón de grupo fractal.

También se construyeron los diagramas log-lineal con los mismos datos, se observa un comportamiento similar (línea verde), con un ancho de los grupos de lineamientos de 6.6 km y una separación entre grupos de 10 km (Figura 22a).

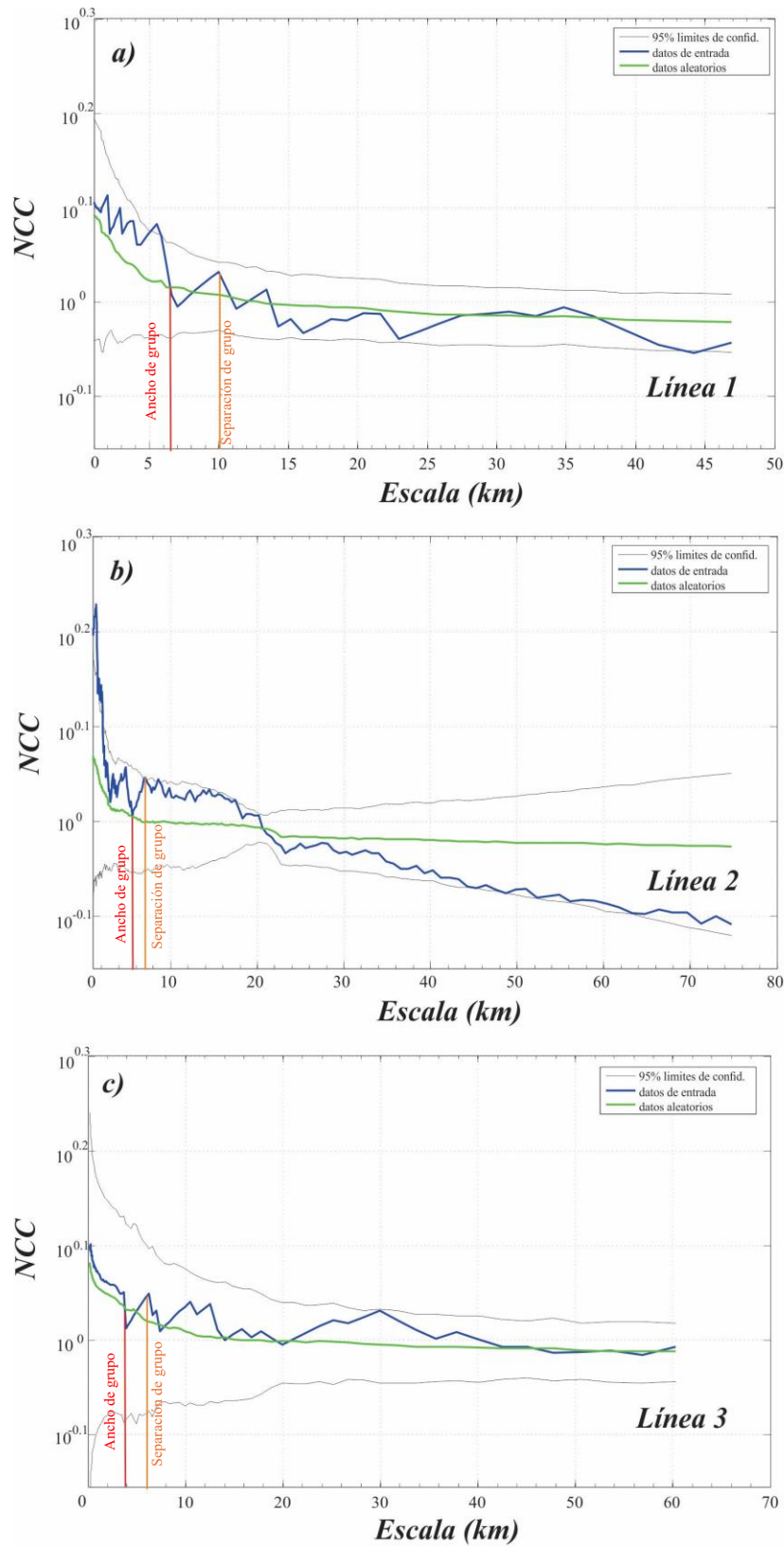


Figura 22. Diagramas NCC log-lineal, el ancho del grupo (línea roja) y separación de los grupos (línea naranja).

5.2.2 Línea de muestreo 2

Diagrama de longitud vs distancia

El diagrama se realizó con una línea de muestreo de 80 km, donde se observa que las longitudes de los lineamientos varían entre 0.9 km y 4 km aproximadamente (Figura 19b). La máxima longitud de lineamientos se alcanza a los 75 km de distancia, mientras que la mínima se presenta a 56 km de distancia, desde el origen de la línea de muestreo. Longitudes de lineamientos similares se ubican a distancias de 0 km y 45 km. Los lineamientos se distribuyen a lo largo de toda la línea de muestreo sin mostrar un grado de agrupamiento claro; sin embargo, existe un lineamiento aislado a 75 km de distancia.

Intensidad de fracturas

A lo largo de la línea de muestreo 2 se observa que la máxima intensidad se ubica en la posición entre 17 y 25 km (Figura 20b), mientras que la parte final de la línea de muestreo se presenta una menor densidad de lineamientos. En la posición entre 40 y 57 km se observan lineamientos más parecidos al patrón de distribución aleatoria representada por la línea verde de la figura 20b. El pico negativo se ubica al final de la línea de muestreo.

Suma de Correlación Normalizada (NCC)

En el diagrama log-log de los lineamientos de la línea de muestreo 2, se presenta una combinación de patrones (Figura 21b). Entre 1 y 3 km de longitud de escala, el patrón que se observa sigue un comportamiento fractal, formado

grupos fractales. Entre 3 y 20 km de longitud de escala, se forma una meseta, sugiriendo que las fracturas forman individuos agrupados. Finalmente, entre 20 y 80 km, el comportamiento de la distribución espacial de fracturas sigue nuevamente un comportamiento fractal, evidenciado por la pendiente negativa que se forma (Figura 21b).

Con los mismos datos se construyeron los diagramas log-lineal se observa un comportamiento similar, con un ancho de los grupos de lineamientos de 5.8 km y una separación entre grupos de 7 km (Figura 22b).

5.2.3 Línea de muestreo 3

Diagrama de longitud vs distancia

La línea muestreo 3 tuvo distancia máxima de 61 km con longitudes de los lineamientos entre 0.7 y 4 km (Figura 19c). En esta línea se observan lineamientos con una longitud máxima a 39 km de distancia, donde se alcanza un valor de 4 km. Por otro lado, el lineamiento con menor longitud se ubica a 36 km de distancia. Los lineamientos se presentan a lo largo de toda la línea de muestreo, aunque entre 0 y 31 km se presenta mayor concentración de lineamientos.

Intensidad de fracturas

Al inicio de la línea de muestreo se observa la mayor intensidad de lineamientos, mientras que al final, se encuentra una menor densidad. Entre las posiciones 21

y 40 km se observan a los lineamientos más parecidos al patrón de distribución aleatoria representada por la línea verde (figura 20c).

Suma de Correlación Normalizada (NCC)

En el diagrama log-log el patrón de los lineamientos presentan una pendiente promedio de -0.0064 , se obtuvo un ancho de los grupos de lineamientos de 3.9 km con una separación entre los grupos de 6.2 km. Los lineamientos siguen un comportamiento fractal con separación regular (Figura 21c).

Para los diagramas log-lineal, con datos iguales a los diagramas anteriores, se observa un comportamiento similar, con un ancho de los grupos de lineamientos de 4 km y una separación entre grupos de 6 km (Figura 22c).

5.3 Análisis de fracturas a lo largo de la falla Contreras

Se estudiaron fracturas a escala de afloramiento en diferentes puntos, que pertenecen a la Falla Contreras (Figura 14). A continuación, se presentan los resultados de dichas fracturas.

5.3.1 Descripción de fracturas

La falla Contreras reportada por **García-Palomo *et al.* (2008)**, es una estructura que tiene una orientación preferencial NE-SW y afecta a rocas volcánicas de composición dacítica. El contenido de anfíbol y biotita en estas rocas varía conforme posiblemente a que las rocas pertenecen a distintos flujos de lava. Las unidades más jóvenes tienen un mayor contenido de anfíbol y ausencia de biotita, mientras que en los flujos de lava más antiguos el contenido de anfíbol

disminuye y aumenta el contenido de biotita. También se llegó a observar la presencia de un depósito de flujo de escombros a lo largo del río Magdalena, el cual contiene clastos con presencia de biotita (Figura 23).



Figura 23. Flujo de escombros con clastos de composición dacítica; 3 Dinamo: coordenadas 14 Q 470790 E, 2131908 N.

Estas rocas están afectadas por fracturas extensionales con espaciamiento promedio de 8 cm y apertura promedio de 0.1 cm. Se observa que estas fracturas extensionales presentan un arreglo escalonado (Figura 24). Por otro lado, se observaron fracturas de cizalla en las que presentan zonas de roca molida y alteración (Figura 25), con espaciamiento en promedio de 19 cm y de apertura 0.6 cm. Las fracturas se encuentran presentes en toda la zona de estudio.



Figura 24. Fracturas extensionales en lava dacítica, 4 Dinamo (coordenadas: 14 Q 469302 E, 2130477 N).



Figura 25. Fractura de cizalla con presencia de roca molida; 4 Dinamo (coordenadas: 14 Q 469302 E, 2130477 N).

5.3.2 Orientación de fracturas

Se midió la orientación de las fracturas en cuatro sitios (Figura 14), con los datos se construyeron diagramas de rosa, en las cuales se observa que las principales orientaciones son: NE– SW, NNW–SSE y E–W (Figura 26). Los diagramas de rosa incluyen a todos los tipos de fracturas que se observaron (extensionales, de cizalla e híbridas). Con base en el arreglo escalonado de las fracturas extensionales y su relación angular con las fracturas de cizalla, se pudo identificar al conjunto de fracturas del modelo de Riedel (fracturas T, R y P).). Esto permitió establecer la cinemática de la falla Contreras como una falla normal con una componente lateral izquierda.

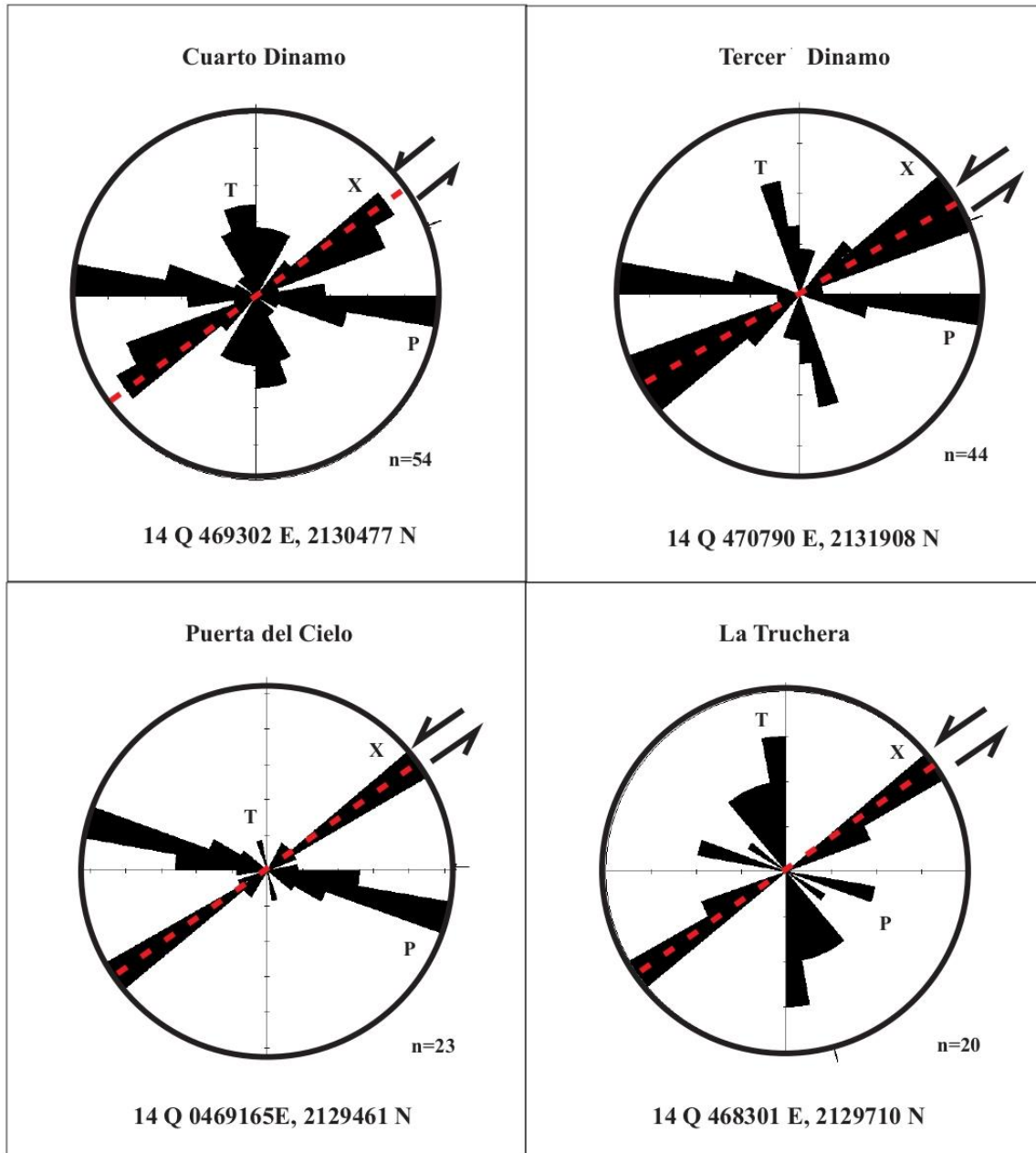


Figura 26. Diagramas de rosa para cada zona en donde se midió la orientación de fracturas de extensión, cizalla e híbridas. T- Fracturas extensionales, X y P - Fracturas de cizalla, n - número de fracturas.

5.4 Arreglo y distribución de fracturas

5.4.1 Fracturas Extensionales

Diagramas de Apertura vs Distancia

En el diagrama de distribución de fracturas extensionales, con una línea de muestreo de 700 cm de largo, se observa la presencia de fracturas con una apertura máxima de 0.5 cm y un mínima de 0.005 cm, con una mayor presencia de fracturas a partir de 250 cm hasta 600 cm de distancia (Figura 27), lo cual forma un grupo de fracturas muy bien marcado.

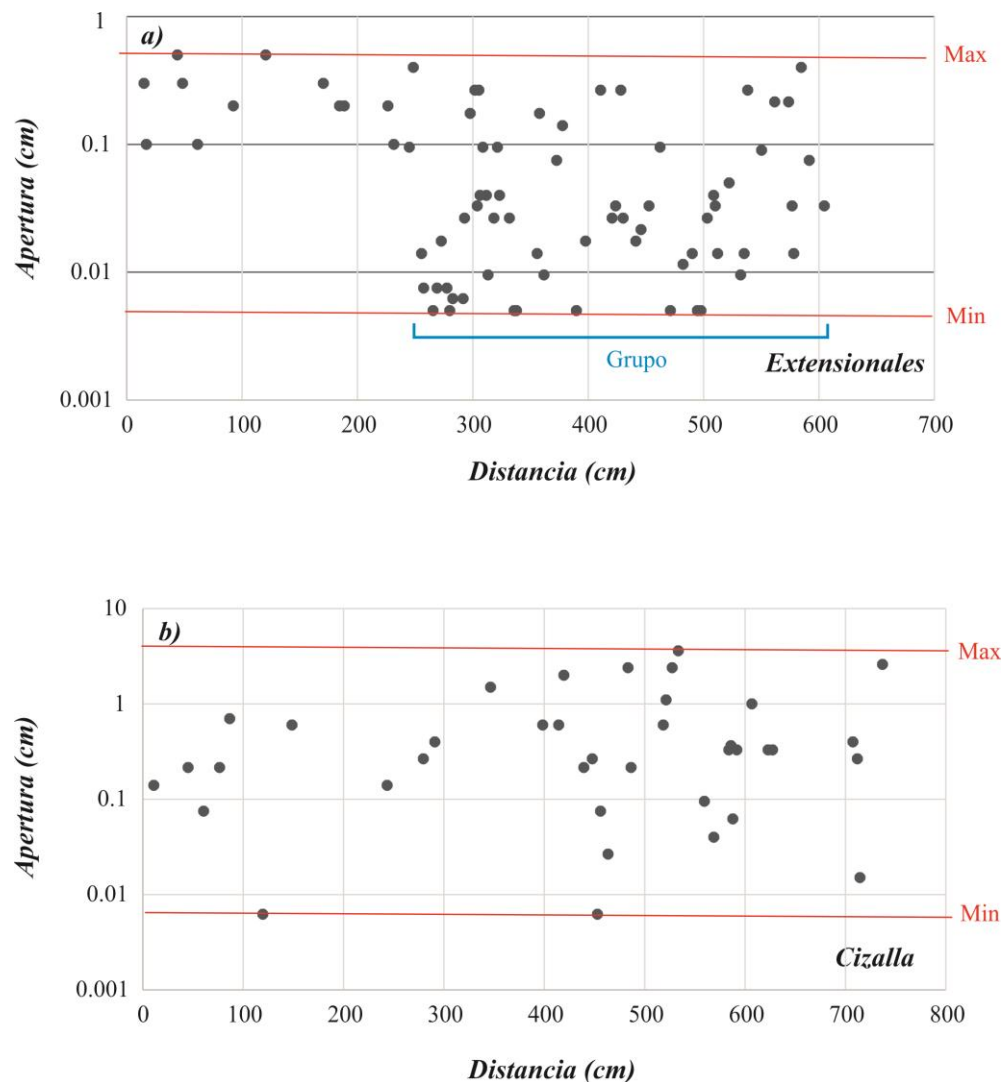


Figura 27. Distribución de fracturas extensionales (a) y de cizalla (b).

Para los datos de campo se definió a la intensidad de fracturas como el número de fracturas por unidad de longitud, con lo cual se obtuvieron graficas para cada tipo de fracturas.

Para el gráfico de fracturas extensionales, se utilizó una línea de muestreo de siete metros de distancia, en la que se observa que a una distancia de 3 metros se encuentra el mayor número de fracturas, a una distancia de un metro se encuentra la menor cantidad de fracturas. A partir de los 6.5 metros de distancia no se observa presencia de fracturas (Figura 28a).

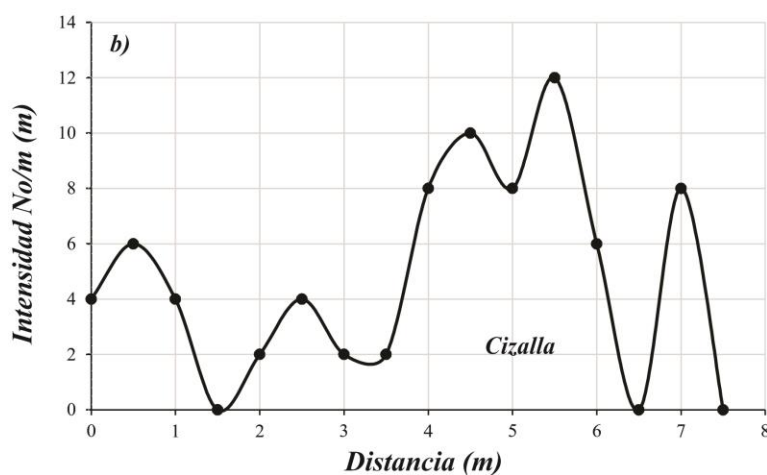
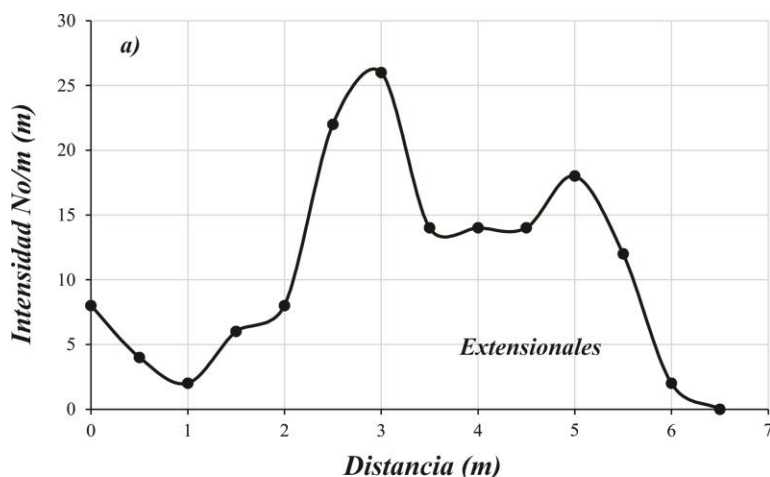


Figura 28. Gráficos de Intensidad de fracturas, obtenidos a partir de datos de campo, fracturas de tipo extensionales (a) y fracturas de tipo cizalla (b).

Suma de Correlación Normalizada (NCC)

En el diagrama log-log las fracturas presentan una pendiente de -0.0004 , es posible obtener el tamaño del grupo de 180 cm, además de que tiene un comportamiento individuos agrupados (Figura 29a).

El diagrama log-lineal, se utilizaron los mismos datos, las fracturas presentan un tamaño de grupo de 170 cm (Figura 29b).

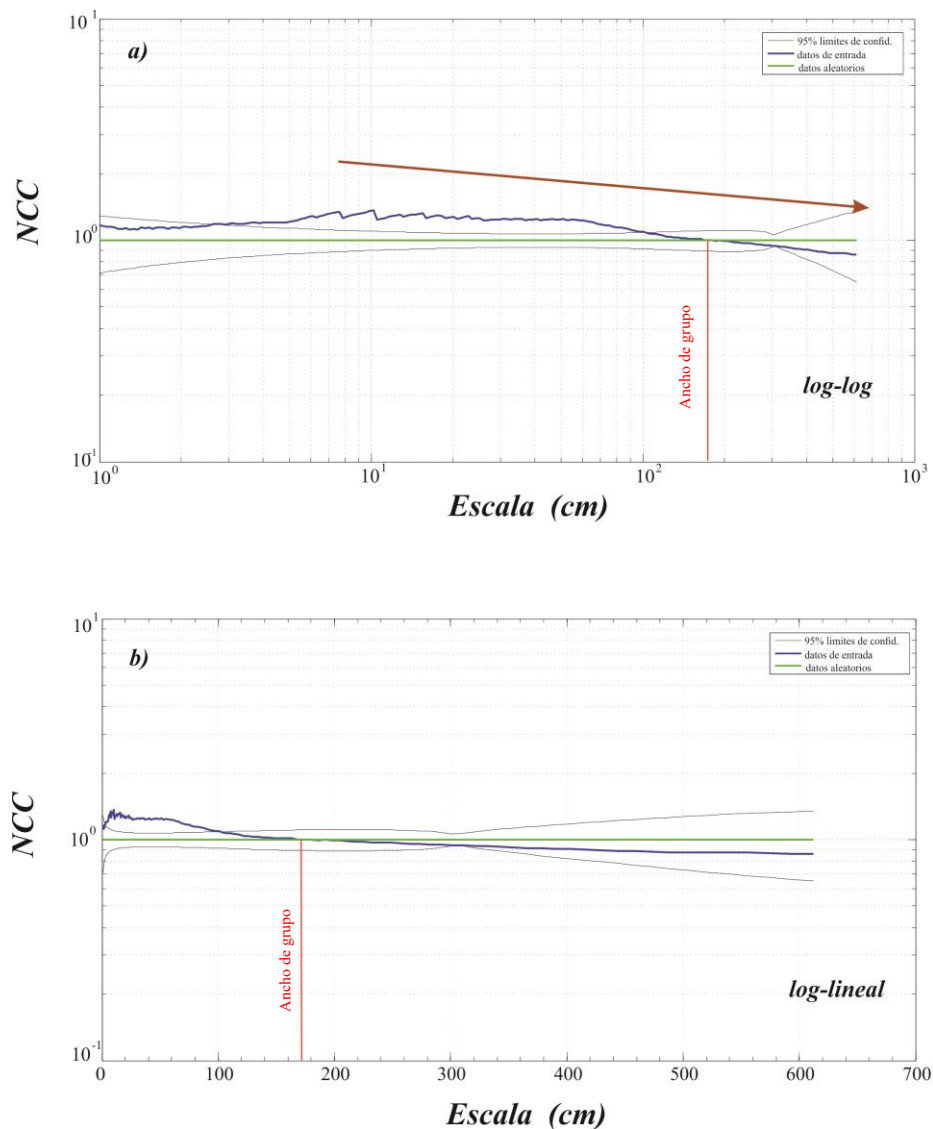


Figura 29. Diagramas de fracturas extensionales, NCC escala log-log (a) y log- lineal (b). Según los patrones de **Marrett et. al. (2018)** en el gráfico a) se presenta un patrón que se interpreta como individuos agrupados; Patrón de distribución (Flecha café), tamaño de grupo (línea roja).

5.4.2 Fracturas de Cizalla

Diagramas de Apertura vs Distancia

El diagrama de distribución de fracturas de cizalla se construyó a partir de una línea de muestreo con una distancia máxima de 800 cm. En esta línea de muestreo se observa que el mayor tamaño de apertura es de 0.4 cm y apertura mínima de 0.006. Así mismo, es posible ver la ausencia de fracturas a una distancia entre 150 a 250 cm (Figura 27b).

Intensidad

El gráfico de intensidad de las fracturas de cizalla (Figura 28), se realizó a partir de una línea de muestreo con una longitud de ocho metros, en donde a una distancia de 5.50 metros se presenta el mayor contenido de fracturas. Por otro lado, a una distancia de 2,3 a 3.5 metros de distancia se ubican la menor cantidad de fracturas y a la distancia de 1.5, 6.5 y a partir de 7.5 metros no presentan ninguna fractura.

Suma de Correlación Normalizada (NCC)

El diagrama log-log para las fracturas de cizalla presentan una pendiente de -0.0002 (Figura 30a), es posible obtener sólo el tamaño del grupo de 200 cm, además de que tiene un comportamiento fractal con separaciones regulares, siguiendo los diagramas de **Marrett et al. (2018)** (Figura 16) (Figura 30a). En el diagrama log-lineal se obtiene únicamente el tamaño del grupo de 210 cm. (Figura 30b).

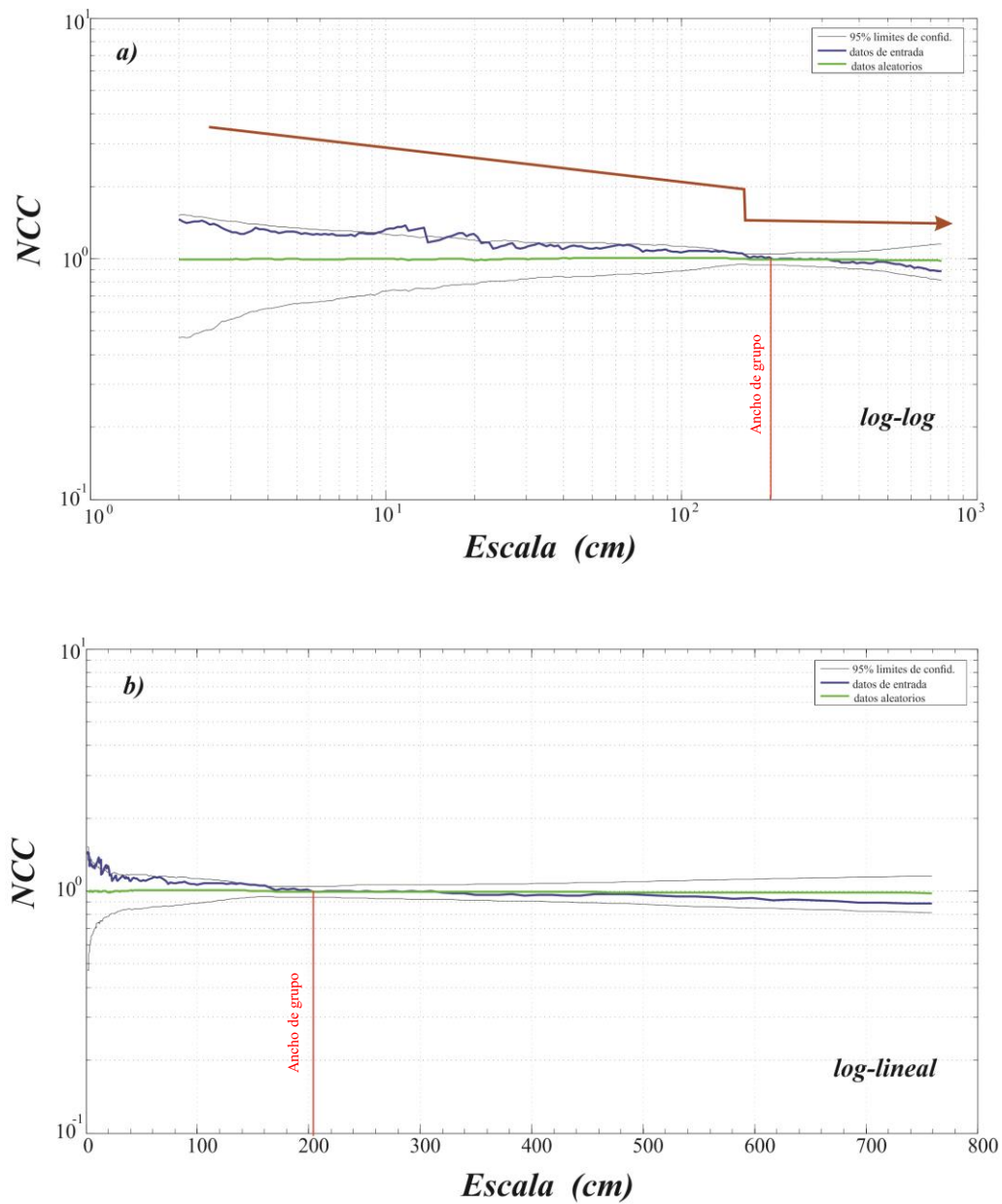


Figura 30. Diagramas de Fracturas de cizalla, NCC escala log-log (a) y log- lineal (b). Según los patrones de **Marret *et al.* (2018)** en la gráfica a) presenta un patrón que se asocia a grupo fractal. Patrón de distribución (Flecha café), tamaño de grupo (línea roja).

Capítulo VI. Discusión

6.1 Distribución de fracturas en la Sierra de las Cruces

La Sierra de las Cruces se encuentra afectada por una serie de estructuras frágiles asociadas con lineamientos morfológicos con orientaciones preferenciales NNW–SSE, E–W y NE–SW, las cuales fueron cortadas por las líneas de muestreo analizadas en este trabajo. Cada línea de muestreo presenta diferentes patrones, los cuales se interpretaron a partir del trabajo de **Marrett *et al.*, (2018)**. Para la línea 1, la cual se encuentra en la parte oriental de la sierra, se presenta un patrón asociado a individuos agrupados (Figura 21a), la línea 2 ubicada al occidente tiene un patrón de grupos fractales (Figura 22b). Por último, al centro de la sierra, se ubica la línea 3, la cual presenta una combinación de los dos patrones anteriores (Figura 21c).

El patrón de individuos agrupados consiste en grupos de fracturas que, al cambiar de escala, no presentan la misma disposición en el espacio unidimensional. Además, son grupos formados a partir de herencia o impuestos por fracturas preexistentes (Figura 31) (**Marrett *et al.*, 2018; Vásquez–Serrano *et al.*, 2024**).

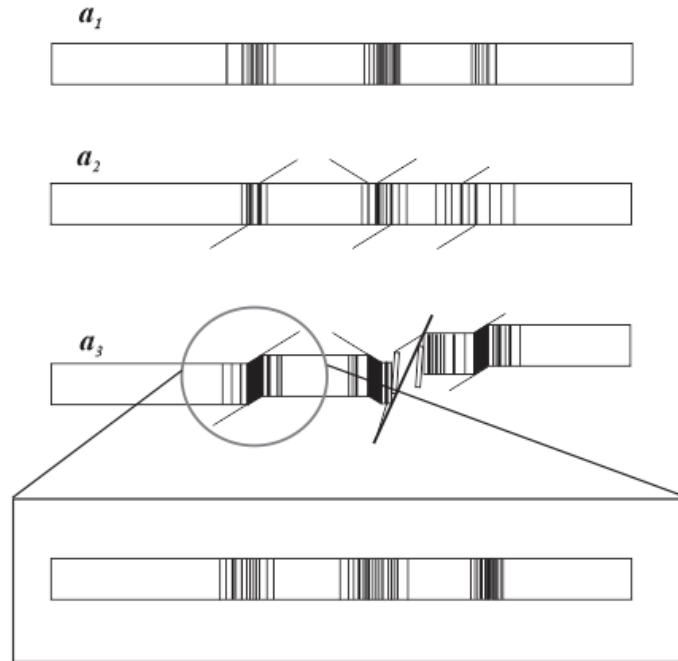


Figura 31. Proceso de evolución de los patrones de individuos agrupados. Se observan fracturas previas (a_1), las cuales conforme aumenta la extensión, generan nuevas fracturas que siguen la misma distribución (a_2 y a_3). En el recuadro se realiza un acercamiento al grupo de fracturas que muestra la variación de la distribución a distintas escalas.

Por otro lado, el patrón de grupo fractal presenta una geometría fractal, en la cual sin importar la escala a la que se observe, forma grupos de fracturas que son invariantes en la escala, lo cual se asocia a grupos más pequeños siguiendo la misma disposición en escalas más pequeñas (Figura 32).

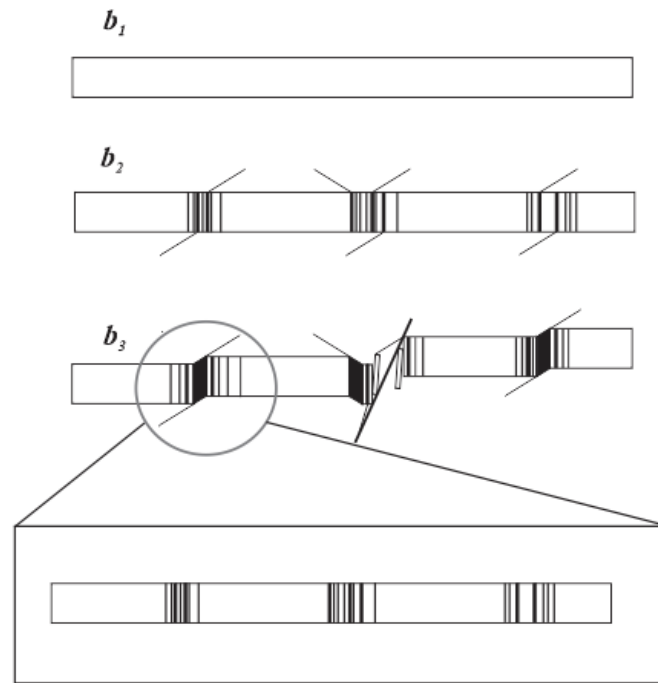


Figura 32. Ilustración de la formación de los patrones de grupos fractales. El proceso inicia sin fracturas (b_1) y, conforme aumenta la extensión, las fracturas siguen una distribución autoorganizada. En el recuadro se realiza un acercamiento al grupo de fracturas, la distribución es igual a diferentes escalas.

En la geología se presentan distintos patrones de variación de suma de correlación normalizada NCC asociados a diferentes procesos u origen. En el trabajo de Wang et al. (2019), en Wyoming, Estados Unidos, se estudió rocas graníticas mapeadas como monzonitas de cuarzo del Monte Owen, en donde se realizó una línea de muestreo de 180.4 m de distancia. En este sitio, se obtuvieron gráficos NCC que se interpretaron como grupos fractales, con espaciamientos autosimilares asociados a esfuerzos extensionales de la cordillera activa y son cinemáticamente compatibles con fallas normales activas.

Por otro lado, en el trabajo de **Vásquez-Serrano *et al.*, (2024)** se estudiaron rocas calcáreas del Cretácico, donde se obtuvieron gráficos NCC que muestran un patrón de agrupamiento fractal regularmente espaciado, asociado a la deformación en la zona de falla lateral y con las variaciones reológicas propias de la estratigrafía. Dichos resultados se asocian a comportamiento de transtensión durante el Mioceno medio y a la reactivación de la falla lateral Tuxtla-Malpaso durante el Plioceno.

Los patrones de NCC obtenidos para cada línea a partir del mapa de lineamientos de **García-Palomo *et al.*, (2008)** son diferentes debido a su ubicación. Para la línea 1, se observa un patrón de individuos agrupados (Figura 21), asociado a procesos de herencia o reactivación de estructuras más antiguas. Este patrón probablemente se debe a la reactivación de estructuras en la llamada zona de transición, donde depósitos volcanoclásticos cubren a fallas antiguas de la Sierra de las Cruces. Esta línea, ubicada al oriente de la Sierra, se extiende principalmente sobre rocas piroclásticas y volcanoclásticas, las cuales se encuentran en la parte más baja de la Sierra, cortando en su mayoría a lineamientos con orientaciones NE-SW y E-W.

Para la línea 2, se identifican dos tipos de patrones: individuos agrupados y grupos fractales. El primero está asociado a procesos de herencia o reactivación de estructuras antiguas, incluye a los lineamientos con orientaciones NE-SW y ENE-WSW. Por otro lado, los grupos fractales se relacionan con procesos que formaron las estructuras en un solo evento, con lineamientos NNW-SSE. Ambos

patrones probablemente se deben a que la línea 2 se extiende sobre derrames de lava y piroclastos que registran dos procesos de formación de fracturas.

Por último, la línea 3 presenta un patrón de grupos fractales. Este patrón está asociado a la ubicación de la línea en la zona central de la Sierra de las Cruces, donde se extienden rocas volcánicas de composición andesítica/dacítica, producto de los volcanes que conforman a la Sierra. En esta zona, la línea de muestreo corta lineamientos con una combinación de orientaciones mencionadas anteriormente, así como zonas de falla de gran tamaño. En esta zona es probable que las estructuras no presenten un proceso de reactivación que probablemente la línea de muestreo no es capaz de capturar este proceso.

En la línea 1, entre los 19 km y 25 km, se observa una ausencia de lineamientos, como se muestra en la figura 18. Los lineamientos se dividen en dos grupos: al norte de la línea de muestreo, predominan las orientaciones E-W, mientras que, en la parte sur, el grupo presenta una mayor densidad con una combinación de orientaciones E-W y NE-SW. Por otro lado, en la línea 2, entre los 17 km y 25 km, la mayor intensidad de lineamientos puede asociarse a las fallas de gran tamaño observadas en la línea 3. Wang et al. (2019) mencionan que ciertas variaciones en el patrón de un grupo de fracturas se asocian a un grupo de estructuras autoorganizadas, las cuales se modifican localmente por algún mecanismo de esfuerzo externo, por ejemplo, la presencia de estructuras previas.

Las fracturas medidas en campo, dentro de la Sierra de las Cruces, siguen el mismo patrón de autosimilitud, los patrones observados en la figura 21, sugieren que la geometría se repite a menor escala, como se observa en los diagramas de fracturas extensionales (Figura 29a) y al diagrama de fracturas de cizalla (Figura 30a). Para el primer diagrama de fracturas extensionales se interpreta el patrón como individuos agrupados. En cambio, para el diagrama de fracturas de cizalla, el patrón se interpreta como grupo fractal con separaciones regulares.

A pesar de que en el modelo de Riedel las fracturas de cizalla y extensionales se formaron al mismo tiempo y por lo tanto todas tendrían que ser neoformadas. En el caso de la falla Contreras, las fracturas extensionales son paralelas al sistema de fallas más antiguo en la Cuenca de México, esto puede significar que las fracturas extensionales de la zona de falla (falla Contreras) heredan la orientación del sistema de falla NNW-SSE.

6.2 Análisis cinemático de las fracturas y de la falla Contreras

En **Vásquez-Serrano *et al.*, (2024)** se describió el análisis cinemático de las fracturas, específicamente para determinar si el comportamiento de generación de fracturas es de componente de acortamiento (compresión) o de extensión (transtensión) en la zona de falla lateral Tuxtla-Malpaso, concluyendo que el comportamiento observado es de transtensión. Un uso similar de las fracturas se realizó en este trabajo para determinar la cinemática de las estructuras mayores, enfocándose principalmente en la falla Contreras. En este trabajo, se

determinó que la deformación de roca fue de tipo frágil, en donde se observa fracturas de tipo extensionales, híbridas y de cizalla. Estas fracturas, se analizaron a partir de los diagramas de rosa (Figura 26), en la zona de correspondiente a la falla Contreras.

Se midió el ángulo formado entre la familia X (fracturas de cizalla principal) y la familia T (fracturas extensionales) como se observa en la figura 33. Si α es igual a 45° tiene comportamiento de cizalla simple, si el ángulo obtenido α es mayor a 45° presenta un comportamiento de transpresión, por el contrario, si α es menor a 45° tiene un comportamiento de transtension (Fossen, 2016; Vásquez-Serrano *et al.*, 2024).

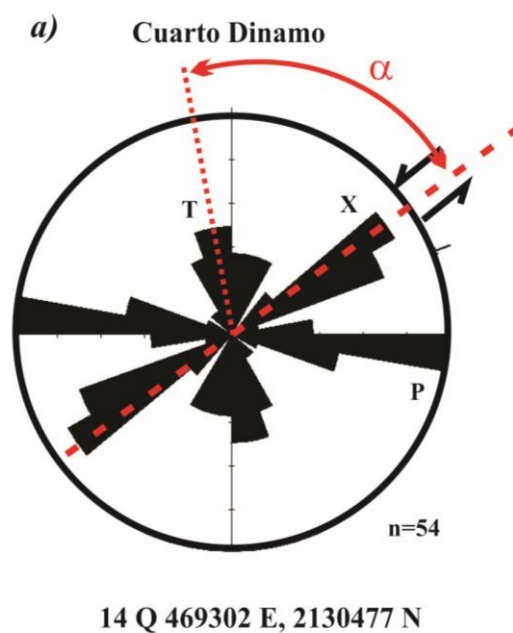


Figura 33. Proceso para medir el ángulo formado entre fracturas de cizalla (X) y fracturas extensionales (T) a partir de los diagramas de rosa de la figura 25.

Se tuvo como resultado que el ángulo obtenido para los diagramas de rosas fue mayor a 45°, por lo que se determina que las fracturas, se formaron en un ambiente de transpresión dentro de la zona de daño de la falla Contreras. El arreglo escalonado de las fracturas extensionales permitió establecer la cinemática como una falla normal con un componente lateral izquierdo.

6.3 Fallas dentro de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM): neoformación y herencia

En muchos trabajos se menciona que en la FVTM se presentan sistemas de fallas con orientaciones preferenciales recurrentes, con una cinemática normal y algunas con una componente lateral izquierda (Figura 34) (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1998; Garduño-Monroy *et al.*, 2009; García-Palomo *et al.*, 2008; 2002; 2018; Norini *et al.*, 2006; Ferrari *et al.*, 2012; Vásquez Serrano *et al.*, 2021). Por ejemplo, en el campo volcánico Michoacán-Guanajuato se presentan fallas normales con dirección WNW-ESE y WSW-ENE, las cuales cortan rocas del Plioceno (Garduño-Monroy *et al.*, 2009). Al igual que en la región de los Altos de Jalisco, las fallas WSW-ENE se estima que iniciaron su actividad alrededor de 8 Ma (Ferrari *et al.*, 2012).

El sistema de Morelia-Acambay presenta la misma cinemática que el sector occidental, en fallas con orientación WSW-ENE (Garduño-Monroy *et al.*, 2009). Sin embargo, se describe un movimiento transtensivo que posteriormente cambia a extensional (Garduño-Monroy *et al.*, 2009). El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende presenta una dirección NNW-SSE, estas fallas han sido

reactivadas con distintas cinemáticas desde el Oligoceno (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002b).

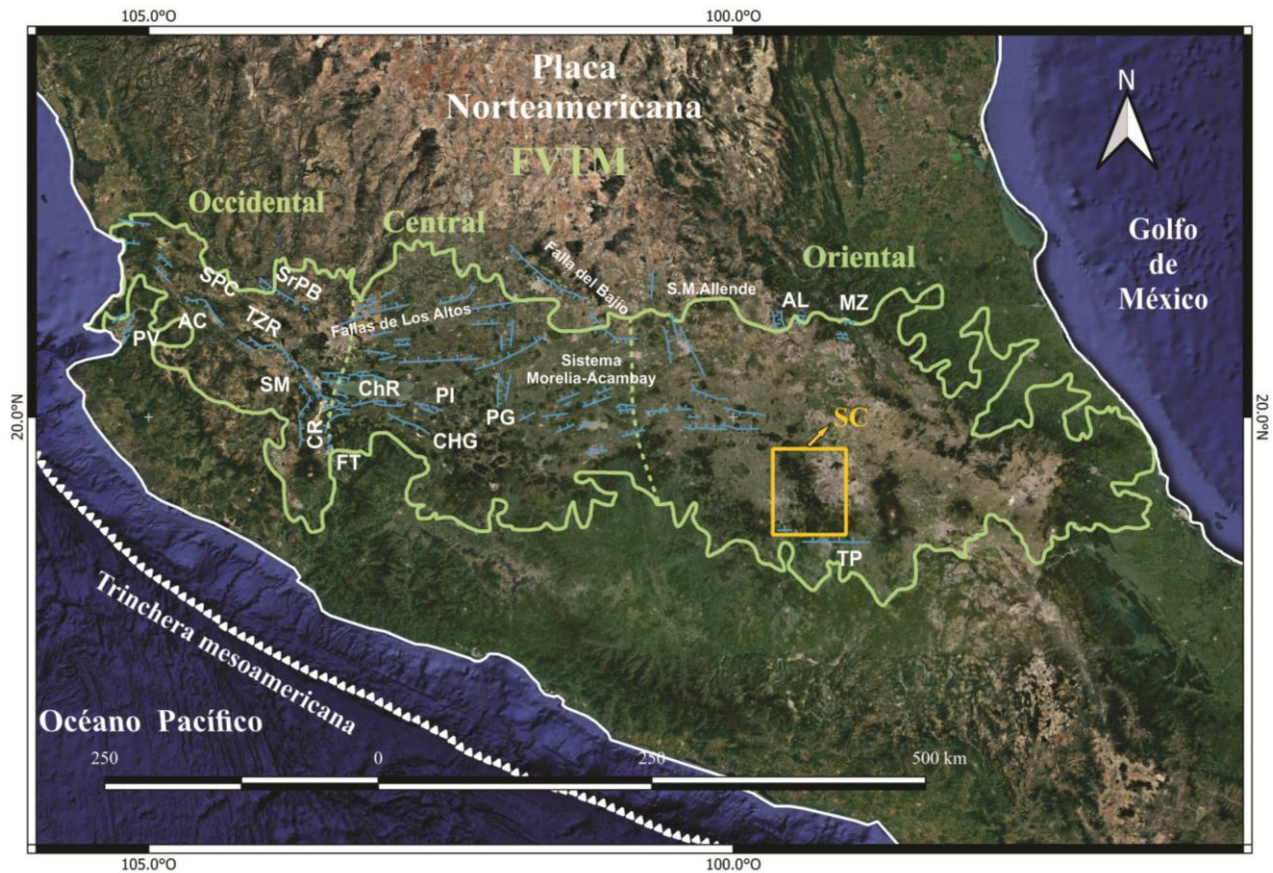


Figura 34. Mapa de los principales sistemas de falla del Mioceno-Plioceno de Gómez-Tuena *et al.*, (2005). TZR: Rift Tepic-Zacoalco, PV: Graben de Puerto Vallarta, SPC: Graben San Pedro-Ceboruco, AC: Semigraben de Amatlán de Cañas, SrPB: Graben Santa Rosa-Plan de Barrancas, SM: Falla San Marcos, CR: Rift de Colima, FT: Sistema de Fallas Tamazula, ChR: Rift de Chapala, PI: Fallas Pajacuarán-Ixtlán de los Hervores, CHG: Semigraben de Cotija, PG: Graben de Penjamillo, AL: semigraben de Aljibes, MZ: Graben el Mezquital, TP: Sistema de Fallas La Pera, SC: Sierra las Cruces.

El semigraben de Aljibes y el graben del Mezquital, conformados por fallas normales con direcciones E-W, cortan rocas del Mioceno tardío y rocas de edades mayores a 4.6 Ma, respectivamente. Ambos sistemas se encuentran activos (Suter *et al.*, 1995;).

En el sector oriental de la FVTM, donde se encuentra la Sierra de las Cruces, existen varios sistemas de fallas con distintas orientaciones NNW–SSE, NE–SW y E–W. En la región más oriental de la FVTM, son pocas las fallas geológicas cartografiadas, por lo que existe ausencia de información sobre su actividad (Ferrari *et al.*, 2012).

En la Sierra de las Cruces existen una serie de fallas, principalmente normales, que tienen orientaciones preferenciales NNW–SSE, NE–SW y E–W. Las fallas NNW–SSE se encuentran principalmente en el centro de la Sierra, y son paralelas a la orientación de ésta. Así mismo, son paralelas a la falla Mixhuca en el centro del valle de México, la cual tiene una historia de actividad que inicia en el Oligoceno y es más importante en el Mioceno–Plioceno (Alaniz–Álvarez *et al.*, 2002). Es probable que la actividad de las fallas NNW–SSE durante el Plioceno–Pleistoceno, sea contemporánea con la actividad volcánica que formó la sierra, la cual continuó probablemente hasta el Pleistoceno tardío–Holoceno, como lo sugieren las fallas que cortan a las estructuras volcánicas de la Sierra de las Cruces (García–Palomo *et al.*, 2008).

Las fallas NE–SW se encuentran a lo largo de la Sierra, la cual pertenece a la zona de cizallamiento Tenochtitlan (Cserna *et al.*, 1988). Este sistema de fallas fue reactivado desde el Mioceno tardío como fallas laterales izquierdas, cambiando a fallas normales durante el Pleistoceno (Vásquez–Serrano *et al.*, 2021). Al norte de la Sierra de las Cruces, este sistema de fallas incluye a las fallas La Catedral, las cuales cortan a flujos piroclásticos provenientes del volcán del mismo nombre (Aguirre–Díaz *et al.*, 2006a). Asimismo, la falla Barrientos

corta rocas del Mioceno–Plioceno (**Jacobo–Albarrán *et al.*, 1985**). En la parte central de la Sierra de las Cruces se ubica la fosa de las Lomas, delimitada por las fallas Satélite y Contreras. A esta fosa se le atribuye el hundimiento del bloque central de la Sierra de las Cruces (**García–Palomo *et al.*, 2008**). Por último, al sur de la Sierra se encuentra la fosa de Cuernavaca, delimitada por las fallas Malinalco y Cañón de Lobos, en la cual se emplazaron grandes volúmenes de productos piroclásticos y volcaniclastos provenientes del volcán Zempoala y del Campo Volcánico Chichinautzin (**Macias *et al.*, 2006**). Este sistema de fallas NE–SW, al que está asociada la falla Contreras, se extiende hacia el norte de la Cuenca de México, en la región de Apan (**García–Palomo *et al.*, 2018**).

El tercer conjunto de fallas E–W se ubica en su mayoría al sur de la Sierra, este sistema de fallas se caracteriza por tener longitudes cortas con arreglos paralelos. Esto se observa en las fallas Tenango, la falla Ixtlahuaca y la falla Otomí, la cual tiene un desplazamiento vertical de aproximadamente 100 metros (**García–Palomo *et al.*, 2008**). Este grupo de fallas pertenece al sistema de fallas La Pera, la cual fue definida por Delgado–Granados *et al.* (1995). En el sector occidental en la región de Tenango, al sur de la cuenca de Toluca–Lerma, las fallas E–W tiene una actividad en el Pleistoceno–Holoceno con una cinemática lateral izquierdo (**Noroni *et al.*, 2006**), mientras que, al sur de la Ciudad de México, en la Sierra de Chichinautzin las fallas E–W (por ejemplo, Falla Xochimilco) han sido reportadas con una cinemática normal. Esta contradicción cinemática es un aspecto que se tiene que estudiar con más detalle en el futuro. La actividad contemporánea de distintos sistemas de fallas (NNW–SSE, NE–SW y E–W) dentro de la Sierra de las Cruces durante el Pleistoceno–Holoceno, puede

sugerir que la deformación de la corteza en esta región esta particionada (Figura 35).

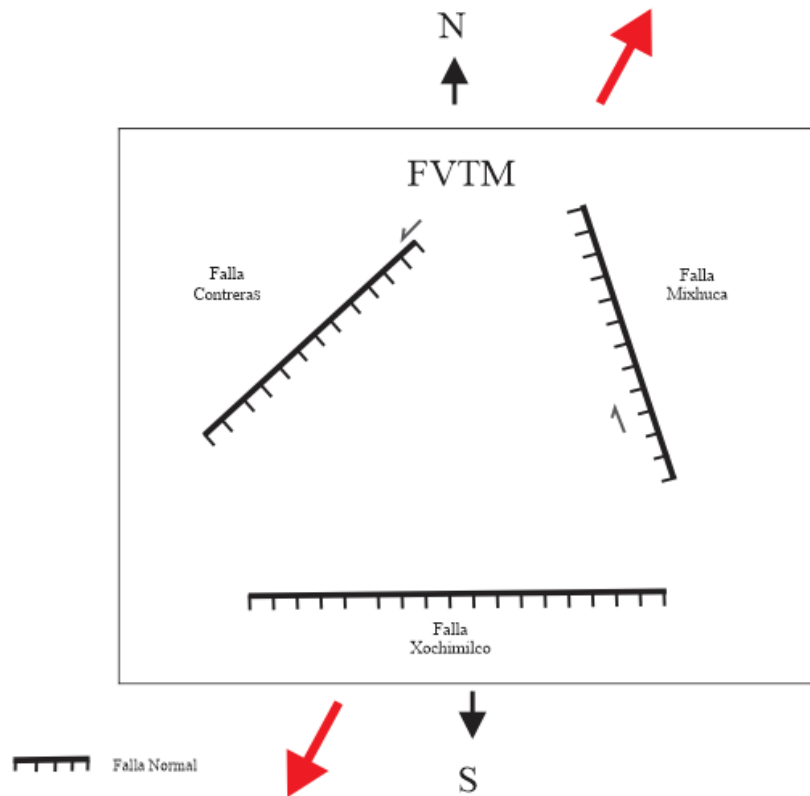


Figura 35. Imagen que muestra la dirección de extensión en la FVTM (flechas rojas) con respecto a los tres sistemas de fallas; Falla Contreras: NE-SW, Falla Mixhuca: NNW-SSE, Falla Xochimilco: E-W.

Si bien la extensión dentro de la FVTM es NNE-SSW y explica la formación de fallas E-W, no es compatible con la actividad de las fallas NW-SE y NE-SW. Dicha actividad posiblemente sea el resultado de la reactivación de estructuras previas como lo demuestra la historia de actividad de estas fallas (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Vásquez-Serrano *et al.*, 2021). En el futuro será importante hacer estudios detallados de reactivación de fallas, tomando en cuenta datos de la cinemática de las fallas NW-SE y NE-SW y analizar dichos datos en el contexto de extensión actual de la FVTM.

Capítulo VII. Conclusiones

El análisis de los lineamientos en la Sierra de las Cruces, complementado con las mediciones realizadas en la falla Contreras, reveló que los lineamientos predominantes presentan orientaciones NE–SW, E–W y NNW–SSE, con variaciones significativas en su densidad y longitud. Estos lineamientos presentaron tres patrones principales: individuos agrupados, grupos fractales y combinaciones de ambos, los cuales están vinculados a la litología.

La actividad tectónica contemporánea en la Sierra de las Cruces evidencia una partición de la deformación cortical, caracterizada por sistemas de fallas activos con orientaciones NNW–SSE, NE–SW y E–W. Cada uno de estos sistemas está asociado con eventos tectónicos y vulcanológicos específicos. Las fallas NNW–SSE son paralelas a la orientación de la Sierra y podrían estar relacionadas con la actividad volcánica ocurrida durante el Plioceno–Pleistoceno, mientras que las fallas NE–SW y E–W reflejan la reactivación de estructuras antiguas y el acomodo de esfuerzos tectónicos recientes.

Las fracturas extensionales, de cizalla e híbridas identificadas en la falla Contreras afectan principalmente a rocas volcánicas de composición dacítica, depósitos volcanoclásticos y flujos de escombros. Las fracturas extensionales presentan un arreglo escalonado, mientras que las fracturas de cizalla muestran una mayor apertura, acompañada de zonas de roca molida y alteración.

El análisis cinemático, realizado principalmente en la falla Contreras, evidencia un ambiente de transpresión dominado por fracturas extensionales y de cizalla. Este comportamiento es consistente con la evolución tectónica de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y refuerza la hipótesis de que la deformación

en la Sierra de las Cruces resulta de la interacción entre la extensión regional y la reactivación de estructuras antiguas.

Finalmente, se sugiere que investigaciones futuras se enfoquen en analizar con mayor detalle los procesos de reactivación de fallas, especialmente aquellas con orientaciones NNW–SSE y NE–SW, con el fin de comprender mejor su papel dentro del contexto de la tectónica activa de la FVTM.

Referencias

- Aguirre-Díaz, G., López-Martínez,, M., & Rendón-Marquéz, G. (2006a). La Caldera de La Catedral, Sierra de Las Cruces, una caldera al norponiente de la Ciudad de México (resumen). *en Reunion Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jal. Geos, 26*, 215.
- Alaníz-Álvarez , S., Nieto-Samaniego, A., Morán-Zenteno, D., & Alba-Aldave, L. (2002a). 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., Nieto-Samaniego, Á., Orozco-Esquivel, M., Vasallo-Morales, L., & Xu, S. (2002b). 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.
- Alaníz-Álvarez, S., Nieto-Samaniego,, Á., & Ferrari, L. (1998). Effects of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt. *Geology,, 26*(7), 591-594.
- Arce, José Luis; Layer, Paul W.; Macías, José Luis; Morales-Casique, Eric; García-Palomo, Armando; Jiménez-Domínguez, J.; Benowitz, Jeff; Vásquez-Serrano, Alberto, (2019). Geology and stratigraphy of the Mexico Basin (Mexico City), central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of maps, 15*(2), 320-332.
- De Cserna, Z., de la Fuente, M., Palacios, M., Triay, I., Mitre, M., & Mota, R. (1988). Estructura, Geología, Gravimetría, Sismicidad y Relaciones Neotectónicas Regionales de la Cuenca de México. *México,D.F. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín, 104*, 71.
- Delgado-Granados, H., Urrutia-Fucugauchi, J., Hasenaka, T., & Masso, B. (1995). Southwestward volcanic migration in the western Trans-mexican Volcanic Belt during the last 2 Ma. *Geofísica Internacional, 34*, 341-352.

- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, M., Manea, V., & Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone., *Tectonophysics*, 522, 122–149.
- Ferrari, L., Pasquaré, G., Venegas, S., & Romero, F. (2000a). Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Oriental and Jalisco Block., *en Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock*, 334, 64–84.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T., Juárez-Arriaga, E., & Chávez-Cabello, G. (2018). The Cretaceous–Paleogene Mexican orogen: structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth Sci. Rev. Mex.*, 183, 56–84.
- Fossen, H. (2016). *Structural Geology*. 2da. ed.: Cambridge University Press.
- García-Palomo, A. (2002). Vulcanismo y Geología Estructural de la Región de Apan Estado de Hidalgo, Tlaxcala, Puebla y México. Universidad Nacional Autónoma de México, tesis doctoral, 181 p.
- García-Palomo, A., Macías, J., & Garduño, V. (2000). Miocene to recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico. *Tectonophysics*, 281–302.
- García-Palomo, A., Macías, J., Jiménez, A., Tolson, G., Mena, M., Sánchez-Núñez, J., . . . Lermo-Samaniego, J. (2018). NW–SE Pliocene–Quaternary extension in the Apan–Acapulco region, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 240–255.
- García-Palomo, A., Zamorano, J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-Valerio, V., & Macías, J. (2008). El arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces, México central. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(1), 158–178.
- Garduño-Monroy, V., Pérez-Lopez, R., Israde-Alcantara, I., Rodríguez-Pascua, M., Szyndkaruk, E., Hernández-Madrigal, V., . . . Mora Chaparro, J. (2009). Paleoseismology of the southwestern Morelia–Acambay fault system, central Mexico. *Geofísica internacional*, 48(3), 319–335.

- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T., & Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57 (3), 227–283.
- Jacobo-Albarrán, J. (1985). Estudio petrogenético de las rocas ígneas de la porción central del Eje Neovocánico: México. *D.F. Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Reporte Interno*, 47.
- Macías, V. (2006). Avalancha se escompros del volcán Zempoala:Taxco, Guerrero. *Universidad Nacional Autónoma de Guerrero, Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, tesis de licenciatura*, 95.
- Marrett, R., W. Gale, J., Gomez, L., & Laubach, S. (2018). Correlation analysis of fracture arrangement in space. *Journal of Structural Geology*, 108, 16–33.
- Norini, G., Groppelli, G., Lagmay, A., & Capra, L. (2006). Recent left-oblique slip faulting in the central eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: seismic hazard and geodynamic implication. *Tectonics*, 25, 1–21.
- Ortega, O., Marrett , R., & Laubach, S. (2006). A scale-independent approach to fracture intensity and average spacing measurement. *AAPG bulletin*, 90(2), 193–208.
- Pardo, M., & Suárez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: sismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 100, 12357–12373.
- Riedel, W. (1929). Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen. Zentral-blatt fur Mineralogie. *Geologie und Paleontologie B*, 354–368.
- Suter, M., Carrillo-Martínez, M., López-Martínez, M., & Ferrar, E. (1995). The Aljibes half-graben-Active extension at the boundary between the trans-Mexican volcanic belt and the southern Basin and Range Province, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 107, 627–641.
- Vásquez-Serrano, A., Arce-Saldaña, J., Rangel-Granados, E., Morales-Casique, E., & Arroyo López, S. (2021). Arreglo de fracturas geológicas en rocas miocénicas de la cuenca de México. *Rev. Mex. de Ciencias Geológicas*, 38(1), 1–17.

- Vásquez-Serrano, A., Rangel-Granados, E., Garduño-Monroy, V., Bermejo-Santoyo, G., & Jiménez-Haro, A. (2021). Deformación frágil en rocas del Mioceno de la región Morelia-Cuitzeo, Michoacán: implicaciones en el sistema geotérmico local. *Rev. Mex. Ciencias*, 28(3), 226–238.
- Vásquez-Serrano, A., Sampayo Rodriguez, M., Fitz-Díaz, E., & Tolson, G. (2024). Kinematics, intensity, and spatial arrangement of extensional fractures in the Tuxtla-Malpaso fault system: Chiapas strike-slip fault province, southern Mexico. *Journal of Structural Geology*, 180, 105062.
- Wang, Q., Laubach, S., & Wells Gale, J. (2019). Quantified fracture (joint) clustering in Archean basement, Wyoming: application of normalized correlation count method. (2019). *Petroleum Geoscience*, 25(4), 146–160.