

**Centro de Investigación Científica y de Educación  
Superior de Ensenada, Baja California**



---

**Maestría en Ciencias  
en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología**

---

**Análisis estructural de la Cordillera Alarcón en Golfo  
de California a partir de datos batimétricos de alta  
resolución**

Tesis

para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de  
Maestro en Ciencias

Presenta:

**Luis Ángel Vega Ramírez**

Ensenada, Baja California, México

2018

Tesis defendida por

**Luis Ángel Vega Ramírez**

y aprobada por el siguiente Comité

---

Dr. Juan Contreras Pérez

Codirector de tesis

---

Dr. Ronald Michael Spelz Madero

Codirector de tesis

Dr. Raquel Negrete Aranda

Dr. Sharon Zinah Herzka Llona



---

Dr. Juan García Abdeslem

Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

---

Dra. Rufina Hernández Martínez

Directora de Estudios de Posgrado

*Luis Ángel Vega Ramírez © 2018*

*Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor y director de la tesis*

Resumen de la tesis que presenta Luis Ángel Vega Ramírez como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología.

### **Análisis estructural de la Cordillera Alarcón en Golfo de California a partir de datos batimétricos de alta resolución**

Resumen aprobado por:

---

Dr. Juan Contreras Pérez

Codirector de tesis

---

Dr. Ronald Michael Spelz Madero

Codirector de tesis

La Cordillera de Alarcón es un centro de dispersión de velocidad intermedia ubicado en la boca del Golfo de California. Datos batimétricos de alta resolución (1 m horizontal /0.2 m vertical), colectados en 2012 y 2015 por el Instituto de Investigación del Acuario de la Bahía de Monterey, muestran en gran detalle un arreglo extensivo de fallas normales y fisuras que cortan domos de lava, pequeñas estructuras volcánicas, montículos en almohadilla y flujos laminares de lava de composición variable. El estudio de las fallas y fisuras se lleva a cabo en el eje neovolcánico, en un área de 6.9 x 1.5 km<sup>2</sup> en el segmento NE de la cordillera. El análisis de frecuencia *versus* longitud de las poblaciones de fallas y fisuras revela un comportamiento contrastante. Las fisuras se ajustan a un modelo teórico exponencial mientras que las fallas a un modelo de ley de potencias. Esta variación sugiere que el mecanismo de formación de dichas estructuras es distinto. Las fisuras son inducidas por flexión litosférica alineadas de forma perpendicular a la dirección del mínimo esfuerzo compresivo ( $\sigma_3$ ) sobre una capa de flujos de lava relativamente joven (0.6 ka 14C). En contraste, la nucleación de las fallas es producto de la extensión tectónica hasta que alcanzan un punto de saturación que ocasiona una interacción entre segmentos adyacentes. Con deformación progresiva estos segmentos evolucionan y crecen como resultado de la interacción y coalescencia con otros segmentos de falla. Finalmente, analizamos el desarrollo y desplazamiento de las fallas en las inmediaciones de un domo de composición riolítica. Encontramos que las fallas presentan perfiles de desplazamiento asimétricos con altos gradientes en dirección del domo riolítico. Estos resultados sugieren que el domo actúa como una barrera para la propagación lateral de fallas las cuales son afectadas por los esfuerzos compresivos generados por la intrusión del domo riolítico. Estos cambios en la reología parecen afectar el deslizamiento de las fallas suprimiendo de manera efectiva su nucleación y propagación lateral.

**Palabras clave: Golfo de California, Cordillera de Alarcón, batimetría, fallas y fisuras, domo riolítico.**

Abstract of the thesis presented by Luis Ángel Vega Ramírez as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth ScienceGeology.

## **Structural analysis of the Alarcón Ridge in the Gulf of California from high resolution bathymetric data**

Abstract approved by:

---

Dr. Juan Contreras Pérez

Thesis Co-Director

---

Dr. Ronald Michael Spelz Madero

Thesis Co-Director

Alarcon rise is an active spreading center located in the mouth of the Gulf of California. The Monterey Bay Aquarium Research Institute collected in 2012 and 2015 high-resolution (1 m horizontal/0.2 m vertical) bathymetry data by an autonomous underwater vehicle (AUV). That data brings to light an extensive array of normal faults and fissures cutting lava domes and smaller volcanic cones, pillow mounds and lava sheet flows of variable compositions along the Alarcon rise. Active faulting and fissure growth in the transition between the neovolcanic zone and adjacent axial summit trough, in a 6.9 x 1.5 km<sup>2</sup> area at the NE segment of the rise. We performed a population analysis of faults and fissure networks imaged by the AUV that reveal different scaling attributes. Fractures-length frequency plots show that fissures length distributions have the best fit using an exponential relationship whereas normal faults have the best fit using a power-law relationship. This variation suggests that the tectonic mechanism that gives them origin is different. Flexure induced fissures are predicted to form aligned along the axis of maximum tensile stress on a layer of relatively young lava flows (0.6 Ka 14C). On the other hand, the nucleation of the faults are a consequence of the tectonic extension. This population reaches a point of saturation that causes adjacent segments to overlap. As the process continues, these evolve as result of lateral propagation, interaction, and linkage with other faults. We also analyzed the development of faults in the vicinity of an off-axis rhyolitic dome. We find that faults have asymmetric, half-restricted slip profiles with steep displacement gradients towards the dome. These results suggest that the dome acts as a barrier to the lateral propagation of faults which are affected by the compressive stress generated by the intrusion of the dike of the rhyolitic dome. That changes in mechanical properties and rheology may exert on fault slip localization by efficiently suppressing fault nucleation and propagation.

**Keywords: Gulf of California, Alarcon Rise, bathymetry, faults and fissures, rhyolitic dome.**

## **Dedicatoria**

***A mi madre, María Gloria Ramírez Pulido  
a mi padre, José Luis Vega Hurtado  
a mis hermanos, Jonathan y Jiovana  
a mis sobrinos, Leo, Rumina y Gael  
a la memoria de mi abuela Angela Pulido***

## **Agradecimientos**

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE)

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por brindarme el apoyo económico para realizar mis estudios de maestría No. de becario: 587077 para la realización de mis estudios de posgrado.

Al Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIEGeo) por el apoyo económico recibido para la finalización de esta tesis.

Al Dr. Juan Contreras Pérez y al Dr. Ronald Spelz Madero por su apoyo, paciencia, buen humor y dedicación constante a lo largo de esta maestría.

A los miembros de mi comité de tesis, Dra. Raquel Negrete y Dra. Sharon Herzka por sus buenas recomendaciones y sugerencias.

Al posgrado en Ciencias de la Tierra a su personal técnico, administrativo y profesores que me compartieron de su conocimiento y experiencia.

A mis compañeros de generación por su gran amistad, a todos gracias.

## Tabla de contenido

	Página
Resumen en español .....	ii
Resumen en inglés .....	iii
Dedicatoria .....	iv
Agradecimientos .....	v
Lista de figuras .....	viii
Lista de tablas .....	xv
<b>Capítulo 1. Introducción</b>	
1.1. El Golfo de California .....	1
1.1.1. Evolución tectónica de la margen occidental de Norte América .	2
1.2. La Cordillera de Alarcón .....	2
1.3. Justificación .....	4
1.4. Objetivos .....	5
1.4.1. Objetivos particulares .....	5
<b>Capítulo 2. Antecedentes y características generales de las dorsales centro-oceánicas.</b>	
2.1. Morfología, velocidad de dispersión y escalas de segmentación .....	6
2.1.1. Vulcanismo, hidrotermalismo y morfología de lavas .....	9
2.2. El estado de los esfuerzos en la litosfera .....	11
2.2.1. Fallas y escarpes de fallas .....	14
2.2.2. Fisuras .....	17
2.3. Crecimiento y propagación de fallas .....	18
2.4. Desarrollo de las poblaciones de fallas .....	22
<b>Capítulo 3. Metodología</b>	
3.1. Visualización de datos batimétricos y cartografía a detalle de fallas y fisuras .....	25
3.2. Calculo del desplazamiento horizontal .....	29
3.3. Perfiles de desplazamiento (vertical) .....	30
<b>Capítulo 4. Resultados</b>	
4.1. Cartografía a detalle .....	32
4.2. Relación de escalamiento entre el desplazamiento horizontal y la longitud de falla .....	36
4.3. Clasificación de perfiles de desplazamiento (vertical) .....	37

**Capítulo 5. Discusiones**

5.1. Implicaciones geológicas del comportamiento de la ley de potencias y de la relación de escalamiento entre desplazamiento horizontal y la longitud de falla . . . . .	42
5.2. Implicaciones geológicas del comportamiento exponencial de la población de fisuras . . . . .	45
5.3. Relación espacial e interacción entre fallas y el domo riolítico . . . . .	48
5.4. Conclusiones . . . . .	51
<b>Literatura citada</b> . . . . .	<b>52</b>

## Lista de figuras

Figura	Página
1. Marco tectónico del Golfo de California. La deformación transtensional a lo largo del eje del Golfo ha generado cuencas de tipo " <i>pull-apart</i> " entre las que destacan en el norte, las cuencas Wagner, Consag, Delfín y Tiburón. Hacia el sur se localizan las cuencas Guaymas, Carmen, Farallón, Pescadero, Alarcón y sus respectivos centros de dispersión. El movimiento relativo de las placas Pacífico y Norteamericana está representado por las flechas en color gris. . . . .	1
2. Localización de la Cordillera Alarcón. Ubicado en la boca del Golfo de California. La cordillera se encuentra bordeada en sus extremos norte y sur por las fallas transformantes Pescadero y Tamayo, respectivamente. La Cordillera de Alarcón es el segmento más septentrional de la elevación del Pacífico Oriental (EPR) antes de entrar al Golfo de California. . . . .	4
3. Figuras esquemáticas que representan a centros de dispersión. a) Una anomalía térmica causa el fallamiento y separación de la placa en direcciones opuestas. b) Se produce fallamiento normal y se forma una depresión central o valle de <i>rift</i> . La estructura de la corteza oceánica se compone de sedimentos en la superficie seguido de lavas en almohadilla y flujos laminares, diques, gabros, peridotitas y manto litosférico, modificada de Marshak (2011). . . . .	7
4. Perfiles batimétricos transversales al eje longitudinal de las dorsales centro oceánicas con diferentes velocidades de dispersión. Los de centros de dispersión rápidos y lentos muestran una contrastante morfología caracterizada por un alto axial y un valle de <i>rift</i> , respectivamente. El contraste, los centros de dispersión con velocidad intermedia, y dependiendo de la tasa de aporte magmático, pueden estar caracterizados por un valle central o bien por un alto axial. Modificado de Perfit y Chadwick (1998). . . . .	8
5. Figura esquemática de la jerarquía de segmentación en dorsales para centros de dispersión rápidos y lentos. S1-S4 son segmentos del orden 1 y 4, D1-D4 son discontinuidades 1-4 . Para ambas velocidades las discontinuidades de primer orden son las fallas transformantes. Las discontinuidades de segundo orden son los centros de dispersión traslapados (OSCs) para velocidades rápidas y zonas de cizalla oblicua para centros de dispersión de velocidad lenta. Las discontinuidades de tercer orden son pequeños OSCs en centros de dispersión rápidos. Las discontinuidades de cuarto orden son desviaciones en la linealidad del eje para centros de dispersión de velocidad rápida y brechas entre estructuras volcánicas para los centros de dispersión de velocidad lenta, modificada de MacDonald <i>et al.</i> (1991). . . . .	9

6. Fotografías de estructuras morfológicas en el piso oceánico. a) Ventila hidrotermal también llamada *black smokers* debido a que el fluido contiene sulfuros y silicatos que le dan la tonalidad oscura. La precipitación de estos minerales puede producir ventilas de varios metros de altura (>10 m). El cilindro metálico colocado por un ROV en la cima de la ventila, tiene la finalidad de recolectar una muestra del fluido para su análisis químico. b) Flujos de lava en almohadilla, se forman por el cambio brusco de temperatura cuando entra en contacto el flujo de lava con el agua de mar. Tomado de Marshak (2011). . . . . 11
7. Figura esquemática de la descomposición en dos dimensiones del esfuerzo normal y de cizalla. Los esfuerzos normales asociados con estos planos son referidos también como esfuerzos principales en dos dimensiones, tomada de Thiercelin y Roegiers (2000). . . . . 12
8. Figura esquemática en donde los esfuerzos son aplicados en la caras de un cubo. El marco de referencia es definido por los ejes coordenados Cartesianos  $x$ ,  $y$ ,  $z$ . Los esfuerzos normales son  $\sigma_{xx}$ ,  $\sigma_{yy}$ ,  $\sigma_{zz}$  el resto son los esfuerzos de cizalla o tangenciales a las caras del cubo, tomada de Fossen (2016). . . . . 13
9. Figura esquemática de la orientación de los esfuerzos principales y el régimen tectónico de acuerdo a Anderson (1951). a) El esfuerzo principal  $\sigma_1$  es vertical correspondiente con un régimen de fallamiento normal. b)  $\sigma_2$  es vertical, el cual corresponde con el régimen transforme y c)  $\sigma_3$  vertical que corresponde a un régimen de fallas inversas, modificada de Fossen (2016). . . . . 14
10. Representación esquemática de la degradación por erosión de un escarpe de falla a través del tiempo. A) Escarpe de falla preservado con un ángulo de  $60^\circ$ . B) Después de 100 años se acumulan sedimentos en la base del escarpe con un ángulo de  $35^\circ$ . C-E) La degradación del escarpe es dominada por procesos lentos de erosión como deslaves e impactos de gotas de lluvia, tomada de Spelz Madero (2008) antes Wallace (1977). . . . . 16
11. Figura esquemática que muestra las fracturas de modo I, II y III. En este trabajo y para evitar confusión con el termino de fractura, se utiliza el termino de falla para referirnos a aquellas estructuras de modo III, y fisuras para referirnos a aquellas estructuras de modo I. Modificado de Peacock *et al.* (2016). . . . . 17
12. Representación esquemática de la segmentación en fallas. Los tres segmentos principales que son mostrados en la parte superior de la figura se conectan conforme aumenta la madurez de falla. Modificado de Manighetti *et al.* (2015). . . . . 19

13. Modelos de crecimiento de fallas. (a) Modelo lineal, el cual mantiene una relación constante de  $d_{max}/L$  al aumentar el tamaño de la falla. (b) Incremento de la relación  $d_{max}/L$  al incrementar la longitud de falla. (c) Modelo de longitud constante, en el cual la longitud de la falla aumenta rápidamente en etapas tempranas y permanece constante mientras acumula desplazamiento. (d) Modelo de coalescencia de fallas, modificada de Kim y Sanderson (2005). . . . . 20
  
14. Figura esquemática que muestra los perfiles de desplazamiento de primer orden. (a) Perfil de una falla sin restricciones o barreras que limiten su propagación lateral. (b) Perfil con restricción en una de sus puntas el desplazamiento máximo se carga hacia el lado restringido. (c) Perfil que representa cuando la mitad del segmento de falla se encuentran traslapada. (e-f) Perfiles restringidos, la posición del máximo desplazamiento en este tipo de perfiles es variable, por lo tanto, la diferencia entre DTR1, DTR2 y DTR3 no es tan fácil de observar. (h) Perfil elíptico o algunos autores se refieren a este último perfil también como cuasi-elíptico considerado una de las fases finales de la propagación de una falla. (g) Forma de primer orden de un perfil elíptico con cuña considerado como la propagación de una falla a través de una barrera, modificado de Manighetti *et al.* (2001). . . . . 21
  
15. Gráficas de la frecuencia acumulativa vs longitud de falla. a) Grafica en escala log-log donde la frecuencia acumulativa es calculada como el número de fallas con longitudes mayores o iguales a un valor particular. Las relaciones de ley de potencia se muestran en la gráfica como una línea recta (círculos), mientras que los recuadros representan una tendencia exponencial. b) Gráfica semi-logarítmica de frecuencia vs longitud de falla. En este tipo de gráficas las distribuciones exponenciales muestran una tendencia lineal (cuadros). Modificada de Gupta y Scholz (2000). . . . . 23
  
16. Mapa batimétrico de alta resolución de la Cordillera de Alarcón mostrando la zona de estudio. A lo largo del eje de la cordillera (línea azul) existe una considerable variabilidad morfológica. Se pueden observar estructuras volcánicas, zonas con actividad hidrotermal, flujos de lava y escarpes de falla. El eje tiene una orientación NE ( $\sim 32^\circ$ ) y se curva suavemente hacia las zonas de fractura Tamayo y Pescadero. La zona de estudio ubicada en la parte norte de la cordillera es mostrada dentro del rectángulo en color rojo, esta zona es en donde se encuentra la mayor diversidad de composición mineralógica de lavas en espectro de lavas basálticas a riolíticas. . . . . 24

17. Mosaicos que muestran la metodología empleada para la visualización y el análisis de la batimetría de alta resolución en la zona de estudio en el NE de la Cordillera de Alarcón. (a) Modelo digital de elevación, en color azul las zonas más profundas y en rojo los puntos elevados. (b) Mapa de sombras, las celdas se encuentran codificadas en números del 0 al 255 en proporción a la incidencia de luminosidad del foco o fuente de luz. (c) Mapa de sombras más modelo digital de elevación (d) Resultado de acople del MDE, mapa de sombras y filtro de pendientes. . . . . 26
18. Mapa batimétrico del área de estudio mostrando la localización de los perfiles batimétricos transversales que fueron utilizados para identificar los múltiples lineamientos estructurales. Estos perfiles fueron utilizados para discriminar entre fallas (modo III) y fisuras (modo I). La letra f denota la ubicación de las fallas presentes en cada perfil. VR = valle de *rift*. . . . . 27
19. Mapa batimétrico del área de estudio en el noreste de la Cordillera de Alarcón. a) La línea de color rojo representa el eje principal de la cordillera, la flecha en color negro señala el área donde se ubica una fisura. b) Amplificación del recuadro en color negro donde se observa una fisura, de ~50 m de largo. Las líneas transversales a la fisura, representan la ubicación de donde se extrajo los perfiles batimétricos 1, 2 y 3. c) En estos perfiles podemos observar la apertura perpendicular a las paredes de la fractura y sin desplazamiento vertical que es característico en las fracturas modo I. . . . . 28
20. Ejemplo del perfil batimétrico de un escarpe de falla en el área de estudio. La sección superior es la cara libre de falla que es proyectada hasta el fondo de la sección. El desplazamiento horizontal está marcado por la línea en color verde. . . . . 29
21. Imágenes que muestran la metodología empleada para estimar los perfiles de desplazamiento a lo largo del rumbo en cada falla dentro del área de estudio. a) Imagen de alta resolución mostrando el ejemplo de una falla (rectángulo de color negro) localizada en la porción SE del área de estudio y a la cual se le calculará el perfil de desplazamiento a lo largo de su rumbo. b) Cima (línea azul) y base (línea roja), a lo largo de un escarpe de falla, evitamos extraer datos de elevación de la zona de talud. (c) Gráfica de los perfiles topográficos medidos a lo largo de de la cima (azul) y la base (rojo) del escarpe de falla. Los valores de la longitud están normalizados respecto a la longitud máxima de la falla. (d) Perfil de desplazamiento resultante calculado a partir de la resta de los perfiles de la cima y la base del escarpe. Cada perfil es normalizado usado su desplazamiento máximo ( $D_{max}$ ) y su longitud ( $L$ ) para posteriormente ser clasificados conforme Manighetti *et al.* (2001). . . . . 31

22. Cartografía detallada de la población de fallas, fisuras y lineamientos en el área de estudio localizada en el NE de la Cordillera de Alarcón. Los escarpes de fallas con buzamiento hacia el SE y NW, así como las fisuras y lineamientos son identificados en el mapa con trazos color azul, rojo y blanco respectivamente. El domo riolítico se encuentra delimitado por el polígono en color negro en la parte central del mapa. . . . . 33
23. (a) Análisis estadístico de las poblaciones de fallas y fisuras con buzamiento hacia el SE. (a) Histograma de frecuencia vs longitud de las fallas; (b) Diagrama de frecuencia acumulativa vs longitud de las Fallas-SE. Y (c) diagrama en escala logarítmica de la frecuencia acumulativa vs longitud de las Fallas. La función de mejor ajuste de la distribución se encuentra representada por la línea de color rojo. . . . . 34
24. Análisis estadístico de la población de fisuras en el área de estudio localizada al NE de la Cordillera de Alarcón. (a) Histograma de frecuencia vs longitud de fisuras; (b) Diagrama de frecuencia acumulativa vs longitud de fisuras. Y (c) diagrama en escala logarítmica de la frecuencia acumulativa vs longitud de las fisuras. La función de mejor ajuste de la distribución se encuentra representada por la línea de color rojo. . . . . 35
25. Gráfica de desplazamiento horizontal vs longitud. Los círculos en color azul representan las mediciones de desplazamiento horizontal de las 185 Fallas-SE en la zona de estudio. La línea en color naranja es la recta de mejor ajuste a estos datos de desplazamiento utilizados la cual es consistente con los valores obtenidos en estudios de desplazamiento tanto vertical como horizontal en distintos ambientes geológicos (v.g Dawers *et al.*, 1993; Gupta y Scholz, 2000). El valor de  $\gamma = 0.0092$ . . . . . 37
26. Representación gráfica de los perfiles de desplazamiento de las fallas sin restricción (sin barreras), las cuales corresponden al 23 % de la totalidad de las fallas analizadas en el área de estudio. a) Perfiles de fallas con ambos extremos libres de barreras, UR, (11 %). Cada línea de diferente color representa el perfil de desplazamiento de una falla determinada (UR); b) Perfil de desplazamiento promedio de las fallas UR. Las barras verticales representan la desviación estándar; c) Perfiles de fallas con un extremo libre y otro extremo restringido, TR, (12 %); d) Perfil de desplazamiento promedio de las fallas TR. Las barras verticales representan la desviación estándar. . . . . 38
27. Representación gráfica de los perfiles de desplazamiento de las fallas elípticas (QE) y elípticas con cuña (EWT), las cuales corresponden con el 29 % de la totalidad de las fallas analizadas en este estudio. a) Perfiles de desplazamiento elípticos, QE (16%). b) Perfil de desplazamiento promedio de las fallas QE. Las barras verticales representan la desviación estándar. c) Perfiles de desplazamiento elípticos con cuña, EWT (13%). d) Perfil de desplazamiento promedio de las fallas EWT. Las barras verticales representan la desviación estándar. . . . . 39

28. Representación gráfica de los perfiles de desplazamiento de las fallas con restricciones (con barreras) y de fallas ligadas. a) Perfiles de fallas con doble punta restringida, DTR (16 %) b) Perfil de desplazamiento promedio de las fallas DTR. Las barras verticales representan la desviación estándar; c) Perfiles de las fallas ligadas, FL (27%) y d) Perfil de desplazamiento promedio de las fallas FL. Las barras verticales representan la desviación estándar . . . . . 40
29. Variación de la composición de las rocas a lo largo área de estudio. Los círculos de color verde corresponden a las muestras de roca colectadas en el domo riolítico. Los círculos en matices rojos corresponden rocas basálticas, naranja = andesíticas y amarillo = dacíticas. La línea de color rojo representa la interpretación de la ubicación del eje neovolcánico. Se le determinó a los flujos de lava ubicados sobre el eje neovolcánico una edad mínima de  $\sim 0.6$  ka por medio de la datación con de las rocas que se encuentran cercanas al eje neovolcánico. La Cordillera de Alarcón es el único centro de dispersión oceánica a nivel mundial en el cual se ha reportado la ocurrencia de las rocas silíceas tales como riolita (Clague *et al.*, 2017). Esta dramática variación de la composición puede generar parte de la dispersión observada en los datos de desplazamiento horizontal contra la longitud de falla. Modificado de (Dreyer *et al.*, 2015). . . . . 43
30. Gráficas de desplazamiento horizontal contra longitud de falla. a) Los círculos en color azul son los datos de desplazamiento horizontal usados en el análisis de regresión lineal. Los círculos en color gris representan los datos de desplazamiento de las fallas mayores de  $\sim 1250$  m que fueron excluidos. La línea de mejor ajuste (color naranja) representa la relación de escalamiento constante de  $\mu/L$  con un factor  $\gamma = 0.0073$  ( $R^2 = 0.53$ ). b) En esta gráfica los valores de desplazamiento de fallas menores a 1250 m son excluidos para el análisis de regresión lineal (círculos grises). La línea de mejor ajuste (color naranja) representa la relación de escalamiento constante de  $\mu/L$  con un factor  $\gamma = 0.0097$  ( $R^2 = 0.90$ ). . . . . 44
31. Figura esquemática que muestra las diferencias fundamentales del crecimiento de fracturas (I y III) en regiones con (a) flexión litosférica y (b) extensión litosférica. Las fracturas modo III generadas por extensión se forman a lo largo de una amplia zona de deformación, desarrollando un comportamiento que es descrito por una distribución de ley de potencias. En la flexión litosférica el esfuerzo principal mínimo es dependiente de la profundidad. Esto es, la tensión máxima (mínima compresión) se localiza en la superficie, produciendo una angosta zona de deformación a lo largo de la cual se desarrollan las fracturas modo I cuyo comportamiento es mejor descrito mediante una distribución exponencial. Modificado de Supak *et al.* (2006). . . . . 45

32. Gráficas del ajuste lineal para los grupos de fisuras. a) Gráfica de frecuencia vs longitud de las fisuras FEN, FNW, FSE y FNW-FSE, los círculos en color naranja representan el número de fisuras dentro del rango de longitud determinado por el eje x. La línea en color azul representa el ajuste lineal de los datos a) FEN,  $R^2 = 0.98$ , b) FNW,  $R^2 = 0.89$ , c) FSE,  $R^2 = 0.89$  y d) FNW y FSE  $R^2 = 0.80$ . . . . . 47
33. Mapa de batimetría de alta resolución mostrando la cartografía detallada de la población de fisuras en el área de estudio localizada en el NE de la Cordillera de Alarcón. En el polígono central (gris) se muestra al grupo de fisuras ubicadas sobre el eje neovolcánico (FEN) y la línea de color negro representa la interpretación de la ubicación de eje. El polígono superior en color azul muestra al grupo de fisuras noroeste (FNW). El polígono inferior en color naranja muestra al grupo de fisuras sureste (FSE). El domo riolítico se encuentra delimitado por el polígono en color negro en la parte central del mapa. . . . . 48
34. Imagen lateral de la zona de estudio se muestran las fallas alrededor del domo riolítico y sus respectivos perfiles de desplazamiento con su clasificación. La Falla 1 es la más prominente en toda la zona, presenta barreras en ambos extremos; en el segmento noreste la Falla B y en el segmento suroeste el domo riolítico. En la parte intermedia de la falla se encuentra indicada la ubicación del desplazamiento máximo ( $D_{max}$ ) el cual coincide con el punto de nucleación. . . . . 49
35. Diagrama esquemático mostrando el área de influencia de los esfuerzos compresivos producidos por la intrusión de un dique de 1 m de ancho con ~1.8 km de alto. La sección vertical corta un área de 2 km por ~1.8 km. Las líneas de contorno delimitan el área de influencia de los esfuerzos compresivos promedio en megapascales (MPa) alrededor del dique. Se sugiere que este campo de esfuerzos afecta a la formación y propagación de fallas. Modificada de Pollard y Segall (1987); Curewitz y Karson (1998). 50

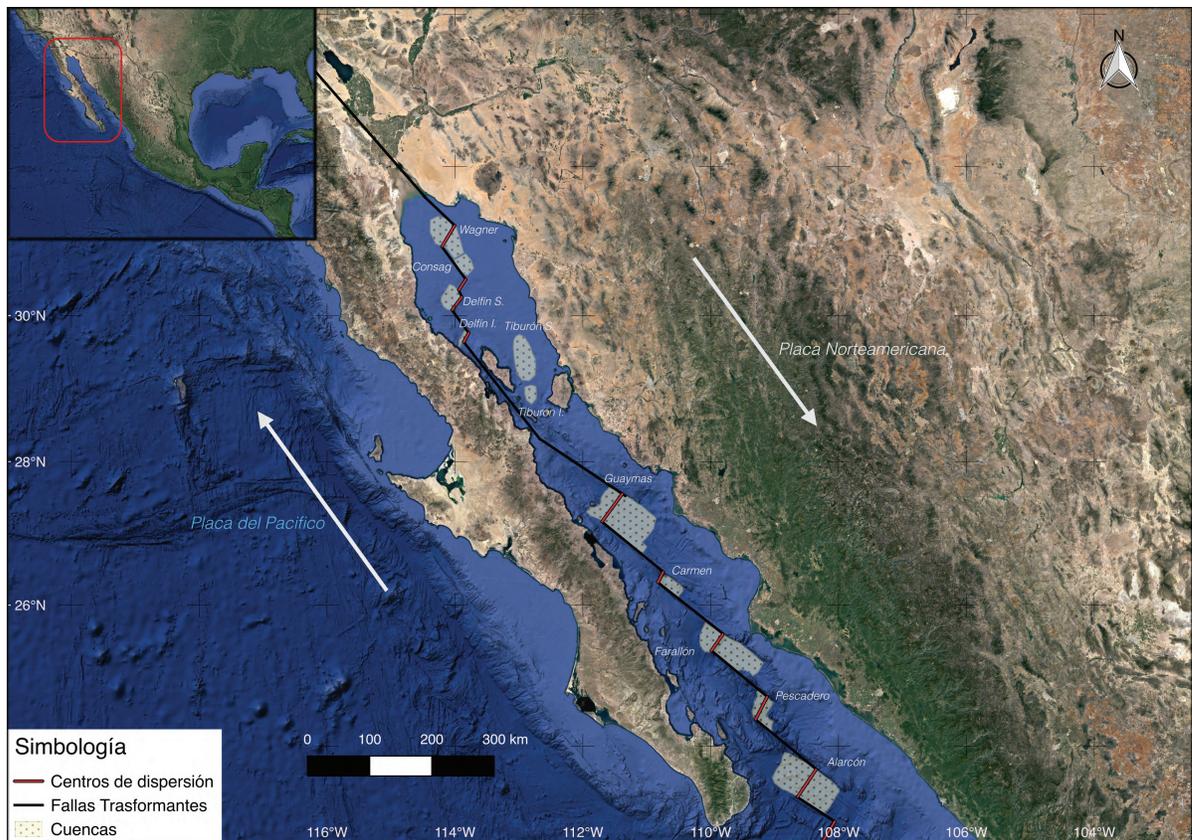
## Lista de tablas

Tabla	Página
1. Características de la zona neo-volcánica a diferentes tasas de velocidades, modificada de Perfit y Chadwick (1998). . . . .	8
2. Resultados de la clasificación de los perfiles de desplazamiento. . . .	41

# Capítulo 1. Introducción

## 1.1. El Golfo de California

El Golfo de California es una frontera transtensional entre la placa de Norteamérica y Pacífico. Se caracteriza por un sistema de *rift* con centros de dispersión conectados por fallas transformantes (Figura 1). La deformación en la zona se identifica por tener una componente de desplazamiento lateral derecho y una componente de extensión las cuales resultan en una apertura oblicua que genera cuencas del tipo *pull-apart*. La parte norte del golfo se encuentra cubierta por varios kilómetros de sedimento provenientes del Río Colorado los cuales sepultan complejas zonas de fallas. La parte sur, por el contrario, posee poco sedimento y la extensión se concentra a lo largo de dorsales activas (Lonsdale, 1989; Nagy y Stock, 2000; Persaud *et al.*, 2003; González-Fernández *et al.*, 2005).



**Figura 1.** Marco tectónico del Golfo de California. La deformación transtensional a lo largo del eje del Golfo ha generado cuencas de tipo "pull-apart" entre las que destacan en el norte, las cuencas Wagner, Consag, Delfín y Tiburón. Hacia el sur se localizan las cuencas Guaymas, Carmen, Farallón, Pescadero, Alarcón y sus respectivos centros de dispersión. El movimiento relativo de las placas Pacífico y Norteamericana está representado por las flechas en color gris.

### **1.1.1. Evolución tectónica de la margen occidental de Norte América**

A lo largo del Cretácico y hasta el Mioceno medio el borde occidental de Norte América fue un margen convergente. Durante ese tiempo la placa Farallón se subducía por debajo de Norte América. Alrededor de los ~29 Ma la placa Pacífico que precedía a la placa Farallón entro en contacto con la placa de Norteamérica (Bohannon y Parsons, 1995). En este momento y conforme continuaba el proceso de subducción esta nueva frontera de placas se volvía cada vez más extensa a medida que las juntas triples de Mendocino y Rivera se desplazaban hacia el norte y sur, respectivamente.

Entre 15 y 12 Ma, la unión triple de Rivera migró hacia lo que es ahora la península de Baja California abandonando los centros de dispersión y creando las fallas dextrales San Benito y Tosco Abrejos localizadas a lo largo de la antigua trinchera. Sin embargo, el movimiento de la placa norteamericana no fue en su totalidad paralelo al rumbo de la falla. Una componente extensional fue acomodada en el protogolfo. El modelo tradicional de la evolución del Golfo de California coloca 300 km de deslizamiento al sistema de fallas Tosco-Abrejos entre los 12 y 6 Ma, al mismo tiempo que una pequeña cantidad de extensión en la región del golfo. A los 6 Ma, y como resultado de una reconfiguración del vector de movimiento de la placa Pacífico, se piensa que el sistema de fallas Tosco Abrejos no pudo acomodar la totalidad del deslizamiento relativo entre Pacífico y Norteamérica. A partir de este momento la deformación migro hacia el Este para establecer el actual sistema de extensión oblicua a lo largo del eje del golfo (Stock y Hodges, 1989). Un modelo alternativo de la evolución tectónica sugiere menos movimiento a lo largo del sistema de fallas Tosco-Abrejos y una extensión oblicua a partir de los ~12 Ma (Gans, 1997). La menor magnitud de deslizamiento es apoyada por la datación de zircones del abanico de Magdalena, situándolo ~150 km al sur de su ubicación actual (Fletcher *et al.*, 2007). El modelo sugiere que la mayor parte de la cizalla en los bordes de placa fue acomodada por movimiento transtensional en una sola fase.

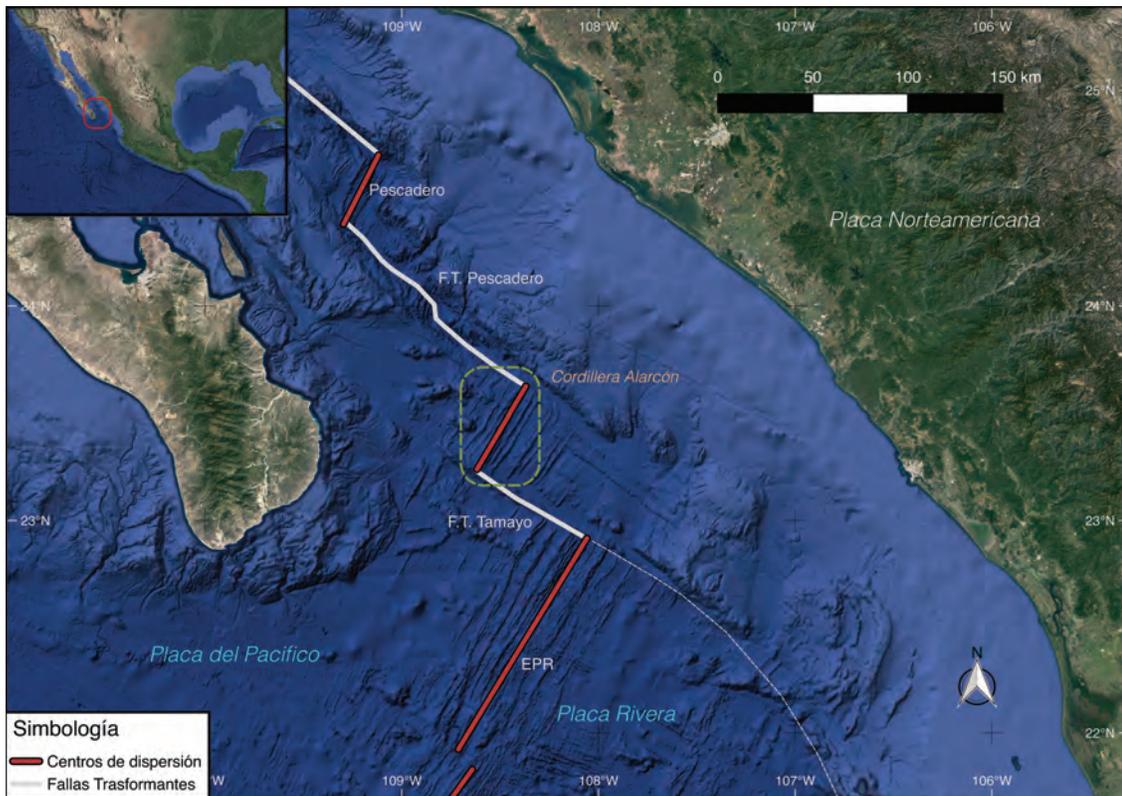
### **1.2. La Cordillera de Alarcón**

La Cordillera de Alarcón es un sistema de dispersión activo del piso oceánico localizado en el extremo sur del Golfo de California. Su eje principal mide 50 km de longitud

con una orientación NE-SW. El eje está delimitado por las fallas transformantes Pescadero y Tamayo (Figura 2). Tiene una profundidad que oscila entre 2300 y 2400 metros bajo el nivel del mar (mbnm). El registro de las anomalías magnéticas a lo largo del eje de la cordillera sugiere que la formación de nuevo piso oceánico inicio hace 2.5 Ma con una velocidad promedio de  $48 \pm 2$  mm/año (Umhoefer *et al.*, 2007; Janecke y DeMets, 2010).

En el 2012 y 2015 se realizaron campañas de batimetría y observaciones directas donde se obtuvo nueva información estructural, geológica y geomorfología a lo largo de la cordillera. Los datos de batimetría de alta resolución (1 m horizontal/0.2 m vertical) fueron levantados en toda extensión de la cordillera por el *Monterey Bay Aquarium Research Institute (MBARI)* mediante un vehículo autónomo submarino (AUV). La nueva información ha revelado a gran detalle su morfología, convirtiéndolo en el primer segmento del sistema global de centros de dispersión oceánica que ha sido cartografiado en su totalidad, entre dos discontinuidades de primer orden (Clague *et al.*, 2017) Por ejemplo, dentro de la cordillera existe una gran variedad de estructuras volcánicas, estilos de erupción, litologías y distribución de fallas y fracturas (Caress *et al.*, 2012; Paduan *et al.*, 2012; Spelz *et al.*, 2012). Asimismo, en la porción central-sur se observan flujos laminares de lava que abarcan todo lo ancho del eje neovolcánico los cuales sepultan algunos de los escarpes ahí presentes. Otras estructuras de tipo volcánico se observan a lo largo del eje principal además de una gran cantidad de derrames de lava y montículos en almohadilla (Caress *et al.*, 2012).

Muestras de roca y sedimento recolectadas por un vehículo remotamente operado (ROV) han revelado la presencia de un espectro de lavas que van desde las basálticas hasta las riolíticas, estas últimas principalmente en la parte norte de la cordillera. Con los métodos de datación U-Th y Ar-Ar se determinó una edad consistente de  $23 \pm 5$  Ka como la edad de emplazamiento de las lavas riolíticas (Dreyer *et al.*, 2015). Con el método de carbono 14 se dataron microfósiles encontrados en los sedimentos cuyas edades varían de modernas hasta  $\sim 10$  ka. Además, en la parte norte de la cordillera se localiza un domo de composición riolítica el cual ofrece una oportunidad única para estudiar la interacción entre la deformación quebradiza y el emplazamiento de este tipo de cuerpos magmáticos altamente diferenciados.



**Figura 2.** Localización de la Cordillera Alarcón. Ubicado en la boca del Golfo de California. La cordillera se encuentra bordeada en sus extremos norte y sur por las fallas transformantes Pescadero y Tamayo, respectivamente. La Cordillera de Alarcón es el segmento más septentrional de la elevación del Pacífico Oriental (EPR) antes de entrar al Golfo de California.

### 1.3. Justificación

En el estudio de las dorsales centro oceánicas existen aún preguntas sin respuesta acerca de su actividad tectónica. Una de las más debatidas es la relación entre los periodos de magmatismo y el desarrollo de fracturas (MacDonald *et al.*, 1991). Adicionalmente interrogantes como: ¿Es el fallamiento totalmente suprimido durante la actividad magmática? ¿Qué controla su espaciamiento y crecimiento? ¿Cómo varía su geometría a diferentes escalas? ¿Las variaciones termo-mecánicas del piso oceánico afectan su desarrollo? permanecen aún en discusión (v.g Poliakov y Buck, 1998; Lavier *et al.*, 2000; Contreras *et al.*, 2000; Manighetti *et al.*, 2001; Peacock, 2002; Kim y Sanderson, 2005; Dumont *et al.*, 2017). El avance tecnológico de los vehículos sumergibles (AUVs y ROVs) permite una mayor capacidad para adquirir datos y realizar nuevas observaciones en el fondo oceánico. Con el soporte de estas nuevas tecnologías el presente trabajo aborda el análisis estructural de un límite de placas divergente

oculto debajo de un tirante de agua de ~2400 m. Este trabajo contribuirá en mejorar el entendimiento del desarrollo de fallas y fracturas en centros de dispersión de velocidad intermedia por medio de datos de batimetría de alta resolución.

#### **1.4. Objetivos**

El objetivo general es realizar un análisis cuantitativo de la población de fallas y fisuras por medio de una cartografía a detalle de la zona norte de la Cordillera Alarcón. Este trabajo de tesis se enfoca en la zona norte debido su importancia geoquímica, estructural, geotérmica y tectónica. Datos preliminares han mostrado que, además de ser una zona composicionalmente heterogénea, contiene mayor número de escarpes de falla (Portner *et al.*, 2015). En este trabajo de tesis buscamos nuevas evidencias para comprender el desarrollo de fallas a lo largo del eje de los centros de dispersión y cómo interactúan con otras estructuras volcánicas. En específico buscamos documentar la existencia de un control estructural que relacione el vulcanismo y el aporte magmático con el fallamiento.

##### **1.4.1. Objetivos particulares**

1. Realizar la cartografía a detalle (escala 1:1000) de las poblaciones de fallas y fracturas que cortan la porción norte del eje neovolcánico de la cordillera de Alarcón.
2. Analizar el grado de crecimiento e interacción de la población de fallas (modo III) y fisuras (modo I) a través del estudio de sus rasgos geomorfológicos y la medición de sus perfiles de desplazamiento a lo largo del área de estudio.
3. Establecer las diferencias en el comportamiento de las poblaciones de fallas y fisuras a través del análisis estadístico de sus parámetros geométricos (*v.g.*, longitud vs desplazamiento).
4. Evaluar las diferencias en los patrones de deformación de las poblaciones de falla y fisuras, y su posible relación con los cambios en las propiedades mecánicas y la reología de las rocas afectadas.

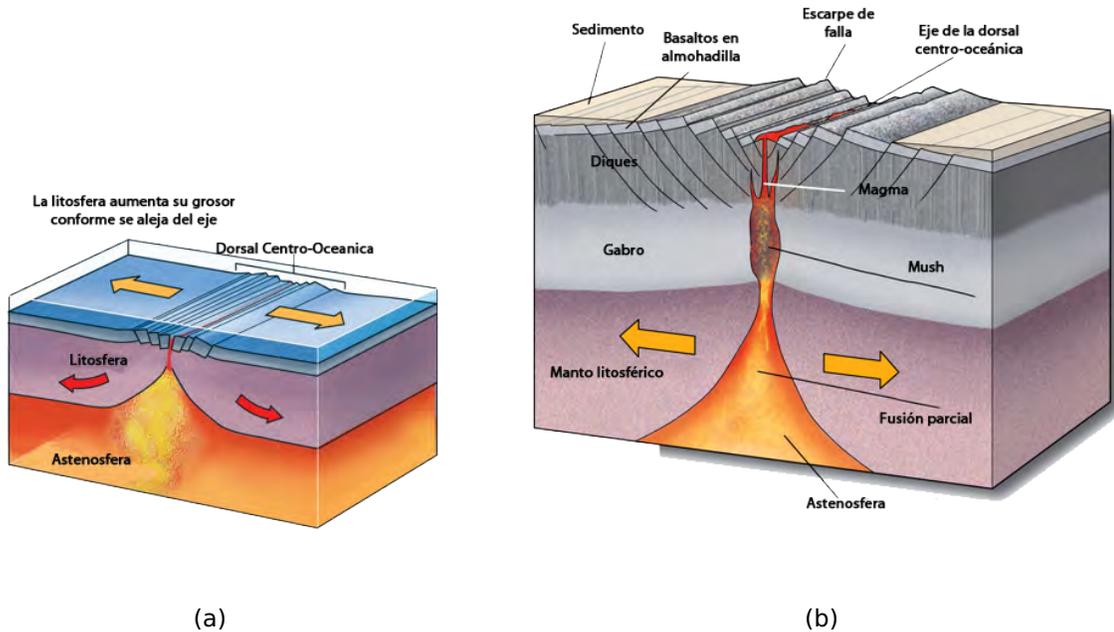
## Capítulo 2. Antecedentes y características generales de las dorsales centro-oceánicas.

---

### 2.1. Morfología, velocidad de dispersión y escalas de segmentación

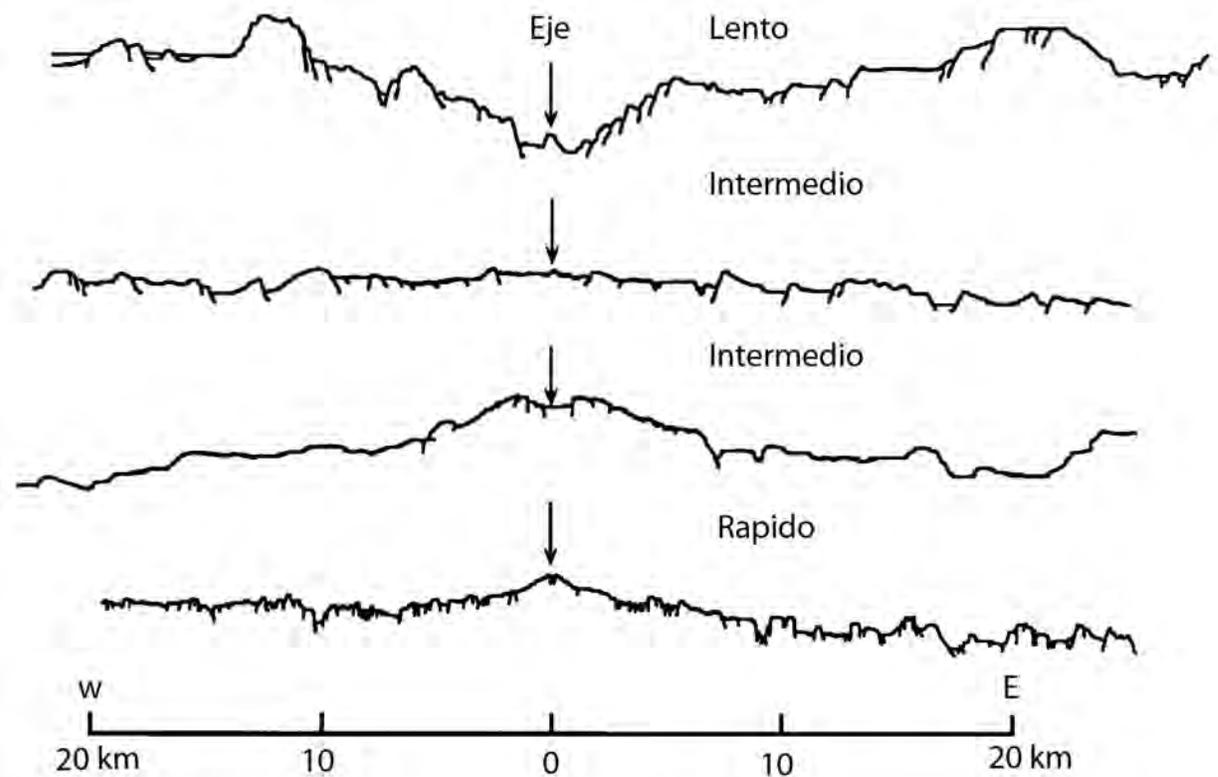
Las dorsales centro oceánicas forman la cadena montañosa más extensa en la Tierra y es el sistema volcánico más activo en el sistema solar MacDonald *et al.* (1991). El acenso de roca fundida desde la profundidad de la tierra (~30 a 60 km) llena el vacío entre las placas tectónicas para generar nuevo piso oceánico. El sistema de dorsales envuelve al planeta como las costuras de una pelota de *baseball* y mide aproximadamente 70,000 km de longitud. Sin embargo, su ancho entre ~5 a 30 km es pequeño comparado con dimensiones de las placas tectónicas las cuales que pueden medir miles de kilómetros (MacDonald *et al.*, 1991).

En la Figura 3 mostramos dos esquemas de cómo se encuentra conformada una dorsal centro oceánica. Inicialmente una anomalía térmica causa el rompimiento de la corteza continental en direcciones opuestas. La litosfera es afectada por extensión con una componente aproximadamente perpendicular al eje longitudinal de la ruptura o *rift* (Figura 3(a)). Al continuar la extensión (*rifting*) el espacio generado por la separación de las placas es inundado por agua del mar formando un nuevo brazo en el océano, el Golfo de California es un ejemplo de ello (Harris y Macmillan-Lawler, 2018). Durante este proceso se producen fallas normales las cuales forman un escarpe lineal en el piso oceánico (Figura 3(b)). Como resultado de la separación de las placas, la presión en el manto progresivamente decrece causando fusión parcial. Estos fundidos se inyectan en la corteza creando un complejo de diques y ocasionalmente erupciones en la superficie donde se produce una variedad de estructuras volcánicas y flujos de lava (Mitchell, 2018).



**Figura 3.** Figuras esquemáticas que representan a centros de dispersión. a) Una anomalía térmica causa el fallamiento y separación de la placa en direcciones opuestas. b) Se produce fallamiento normal y se forma una depresión central o valle de *rift*. La estructura de la corteza oceánica se compone de sedimentos en la superficie seguido de lavas en almohadilla y flujos laminares, diques, gabros, peridotitas y manto litosférico, modificada de Marshak (2011).

La morfología de los centros de dispersión varía de acuerdo con la velocidad de separación entre placas (Figura 4). A velocidades lentas (10 a 40 mm/año) se forma un valle de *rift* de 1 a 3 km de profundidad el cual define el eje principal (Heezen, 1960). A velocidades rápidas (90 a 170 mm/año), en contraste el eje se caracteriza por una elevación de varios cientos de metros (Menard, 1960). La tasa de aporte magmático es otro factor que afecta a la morfología en las dorsales. Por ejemplo, para centros de dispersión con velocidades intermedias (40 a 90 mm/año) pueden existir tanto valles de *rift* como altos axiales dependiendo de la proporción del aporte magmático (Sempeéreé *et al.*, 1991). En la Tabla I se muestran las características que distinguen a los centros de dispersión de acuerdo a sus velocidades.



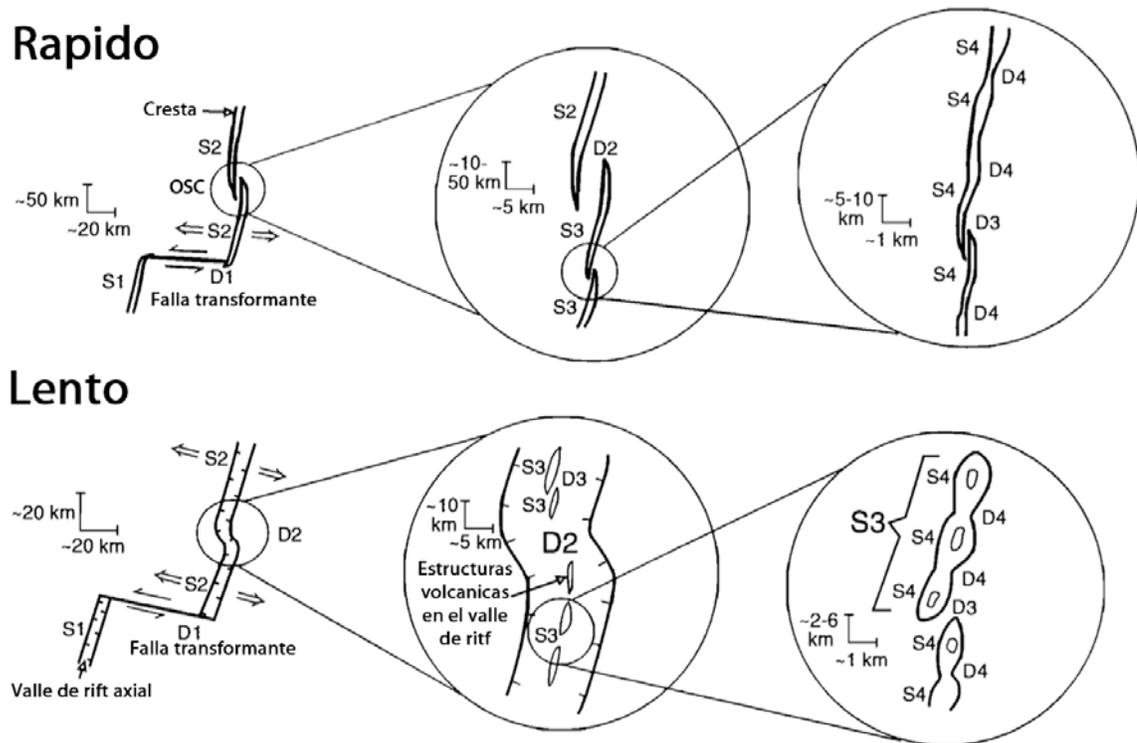
**Figura 4.** Perfiles batimétricos transversales al eje longitudinal de las dorsales centro oceánicas con diferentes velocidades de dispersión. Los de centros de dispersión rápidos y lentos muestran una contrastante morfología caracterizada por un alto axial y un valle de *rift*, respectivamente. El contraste, los centros de dispersión con velocidad intermedia, y dependiendo de la tasa de aporte magmático, pueden estar caracterizados por un valle central o bien por un alto axial. Modificado de Perfit y Chadwick (1998).

**Tabla 1.** Características de la zona neo-volcánica a diferentes tasas de velocidades, modificada de Perfit y Chadwick (1998).

Velocidad	Tasa de velocidades (mm/yr)	Ancho típico de zona neo-volcanica (m)	Intervalo entre erupciones (años)	Volumen estimado de erupciones individuales $\times 10^6 \text{ m}^3$
Rápido	80-160	100-200	5	1-5
Intermedio	40-80	200-2000	50	5-50
lento	10-40	2000-12000	5000	50-1000

Las dorsales centro oceánicas se encuentran segmentadas en diferentes rangos de escala (Figura 5). La segmentación de primer orden esta tectónicamente definida por las fallas transformantes que delimitan a un centro de dispersión (Wilson, 1965; Hey *et al.*, 1986). En el caso de Cordillera Alarcón las fallas transformantes de Pescadero y Tamayo marcan este orden de segmentación. El segundo orden se encuentra en una escala de 50-300 km y está definido por centros de dispersión traslapados (OSCs) con una separación u *offset*  $>3-5$  km los cuales típicamente poseen un valle axial con profundidades de varios cientos de metros. La segmentación de tercer orden con

una escala de 30-100 km, está definida por OSCs con un *offset* de  $\sim 0.5-3$  km en centros de dispersión rápidos e intermedios (Macdonald *et al.*, 1988). En la escala mas pequeña de 10-50 km las discontinuidades de cuarto orden se caracterizan por *offsets* laterales muy pequeños (0.5 km) y por leves cambios de azimuth (1-5°) del eje principal (desviaciones en la linealidad del eje) (Langmuir *et al.*, 1986). En centros de dispersión de velocidad lenta las discontinuidades de tercer y cuarto orden están marcadas simplemente por vacíos o brechas entre estructuras volcánicas dentro del piso del valle de *rift* en la zona del eje neovolcánico (Macdonald *et al.*, 1988).



**Figura 5.** Figura esquemática de la jerarquía de segmentación en dorsales para centros de dispersión rápidos y lentos. S1-S4 son segmentos del orden 1 y 4, D1-D4 son discontinuidades 1-4. Para ambas velocidades las discontinuidades de primer orden son las fallas transformantes. Las discontinuidades de segundo orden son los centros de dispersión traslapados (OSCs) para velocidades rápidas y zonas de cizalla oblicua para centros de dispersión de velocidad lenta. Las discontinuidades de tercer orden son pequeños OSCs en centros de dispersión rápidos. Las discontinuidades de cuarto orden son desviaciones en la linealidad del eje para centros de dispersión de velocidad rápida y brechas entre estructuras volcánicas para los centros de dispersión de velocidad lenta, modificada de MacDonald *et al.* (1991).

### 2.1.1. Vulcanismo, hidrotermalismo y morfología de lavas

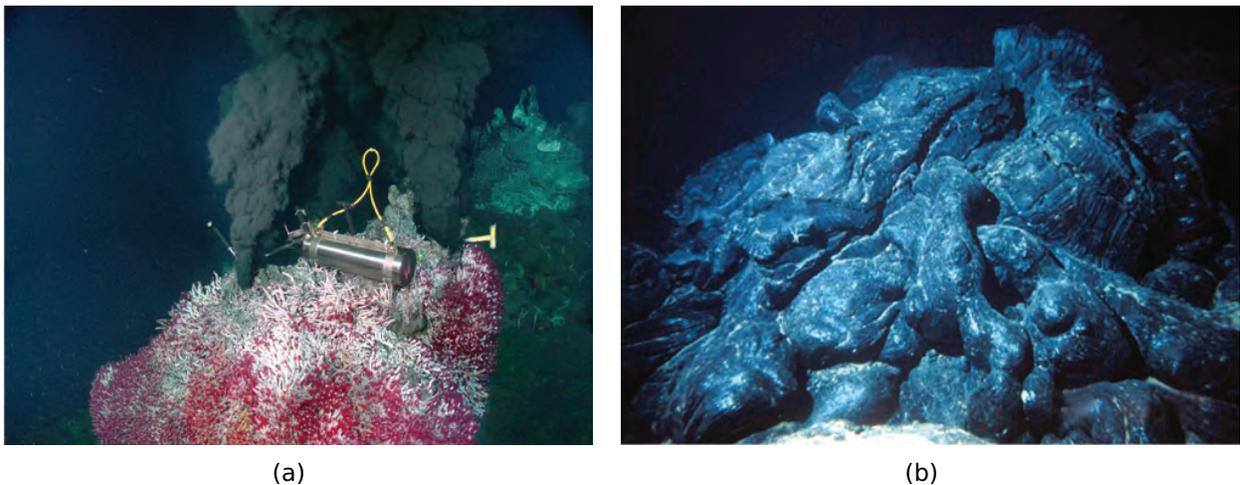
El eje neovolcánico se desarrolla sobre o cerca del eje longitudinal en centros de dispersión rápidos, o dentro del piso del valle de *rift* en centros de dispersión lentos

Macdonald (1998). Es una región a lo largo del límite de placas en donde se concentran las erupciones volcánicas y la actividad hidrotermal de alta temperatura. El eje neovolcánico también ha sido descrito como: valle de *rift* axial, valle de *rift*, piso del valle axial, graben axial y caldera axial Perfit y Chadwick (1998). Estas diferentes descripciones, son el resultado de las diversas expresiones morfológicas que son observadas a lo largo de las crestas en los centros de dispersión. Este espectro de morfologías está en función principalmente de dos procesos que pueden variar tanto en tiempo como en espacio: la actividad volcánica y el fallamiento normal o *rifting*.

En las áreas de actividad volcánica de las dorsales centro oceánicas existe una gran cantidad de sistemas hidrotermales. Estos se generan en consecuencia de la diferencia de temperaturas entre los magmas cercanos a la superficie o roca recientemente solidificada y las aguas del fondo oceánico (Cherkaoui *et al.*, 1997; Camerlenghi, 2018). Las rocas en estos centros volcánicos se encuentran altamente fracturadas lo que permite el agua de mar circular a través de ellas. El agua filtrada es calentada a temperaturas por encima de los 350° ocasionando su acenso y descarga en el piso oceánico (Camerlenghi, 2018). A estos sitios de descarga se les llama ventilas hidrotermales (Figura 6(a)) y están relacionados con la intrusión de diques basálticos dentro de la corteza oceánica, los cuales producen cambios térmicos en la roca adyacente en un radio de 2 m (Delaney, 1987). Durante el periodo inicial de enfriamiento después de que cesa la producción del magma a través del dique, la roca adyacente es calentada hasta temperaturas de 350° a 450° de igual manera que los fluidos que se encuentran dentro de los poros y fracturas de la roca (Lowell y Germanovich, 1995; Cherkaoui *et al.*, 1997). Modelos numéricos de pérdida de calor por conducción en diques de 1 m de ancho, sugieren que el enfriamiento tardaría 2 años a temperaturas de ambientes corticales someros (Delaney, 1987). Si en estos modelos se toma en cuenta el enfriamiento advectivo por circulación de fluidos, el tiempo de enfriamiento se reduce a 1 año, dependiendo de las propiedades térmicas del fluido y de la permeabilidad de la roca (Cherkaoui *et al.*, 1997). Estos modelos junto con observaciones directas sugieren que las ventilas hidrotermales cesan su producción de fluidos en aproximadamente 3 meses (Embley y Chadwick, 1994; Cherkaoui *et al.*, 1997).

La morfología de las lavas en dorsales meso-oceánicas ha sido ampliamente descrita a partir de observaciones cercanas al fondo marino (*v.g* Ballard *et al.*, 1975; Lonsda-

le, 1977; Renard *et al.*, 1985; Bonatti y Harrison, 1988; Chadwick Jr *et al.*, 1991; Ballard y Moore, 2012). Fundamentalmente, la morfología de los flujos de lava es función de la velocidad de los centros de dispersión oceánicos. Velocidades lentas producen casi exclusivamente lavas en almohadilla; velocidades rápidas producen principalmente flujos laminares; los centros de dispersión de velocidad intermedia generan ambos tipos. Sin embargo, las lavas en almohadilla son las más predominantes (Figura 6(b)) (Perfit y Chadwick, 1998). Son muchas las estructuras y características que varían con la velocidad de dispersión en dorsales centro-oceánicas, el ancho de la zona neovolcánica, la morfología de la crestas de las dorsales, el tamaño y frecuencia de las erupciones, la morfología de las lavas, y todas parecen estar fundamentalmente relacionadas con la tasa de aporte magmático Perfit y Chadwick (1998).



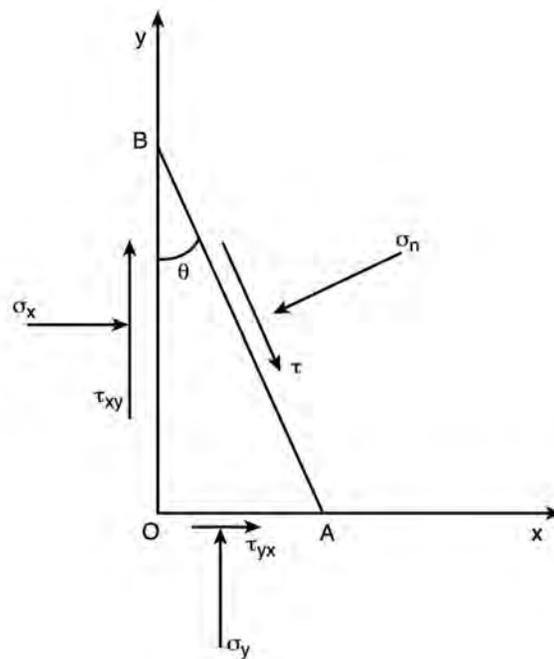
**Figura 6.** Fotografías de estructuras morfológicas en el piso oceánico. a) Ventila hidrotermal también llamada *black smokers* debido a que el fluido contiene sulfuros y silicatos que le dan la tonalidad oscura. La precipitación de estos minerales puede producir ventilas de varios metros de altura (>10 m). El cilindro metálico colocado por un ROV en la cima de la ventila, tiene la finalidad de recolectar una muestra del fluido para su análisis químico. b) Flujos de lava en almohadilla, se forman por el cambio brusco de temperatura cuando entra en contacto el flujo de lava con el agua de mar. Tomado de Marshak (2011).

## 2.2. El estado de los esfuerzos en la litosfera

El esfuerzo aplicado sobre una superficie, es un vector ( $\sigma$ ) y está definido como la relación entre la fuerza ( $\Delta F$ ) y el área ( $\Delta A$ ) en el cual actúa Fossen (2016). El vector de esfuerzo  $\sigma$  aplicado en un punto determinado se establece como:

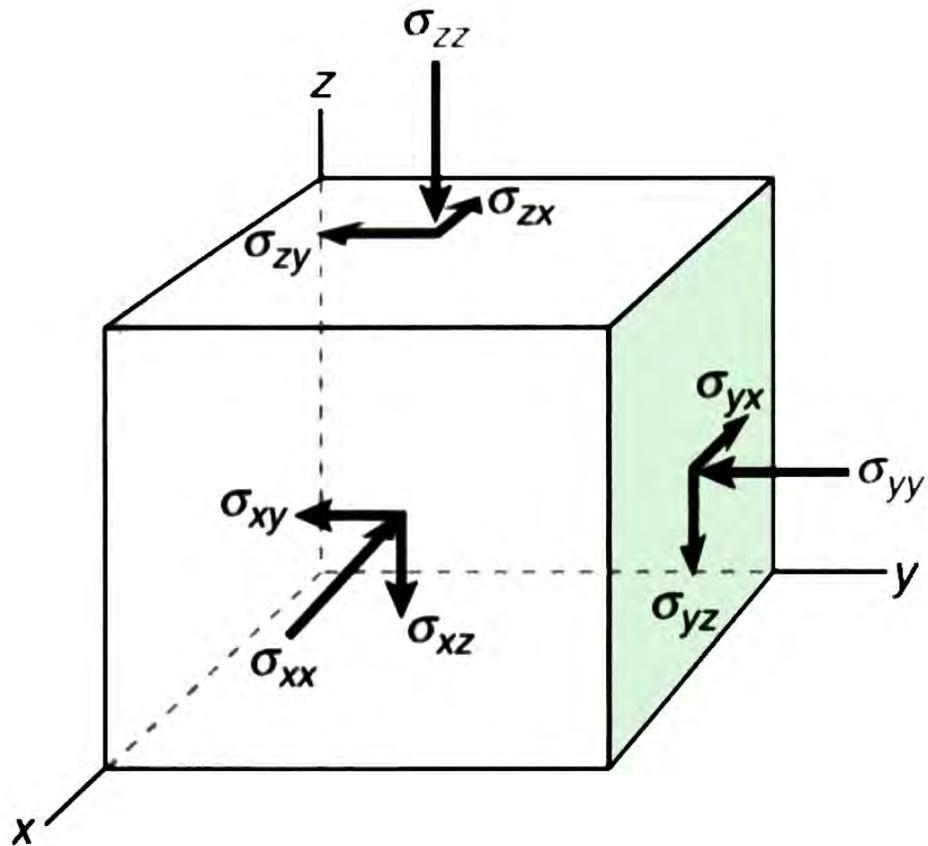
$$\vec{\sigma} = \lim_{\Delta A \rightarrow 0} \left[ \frac{\Delta F}{\Delta A} \right], \quad (1)$$

esta cantidad se expresa como fuerza por unidad de área. En la Tierra los esfuerzos son usualmente compresivos por naturaleza. En geología se considera a los esfuerzos compresivos como positivos, mientras que los esfuerzos de tensión son considerados como esfuerzos negativos (Cook, 1976). Estos esfuerzos se pueden descomponer en una componente normal  $\sigma_n$  y una componente de cizalla  $\sigma_\tau$  o tangencial. La superficie  $\Delta A$  puede ser arbitrariamente definida en cualquier orientación, por lo que  $\sigma_n$  y  $\sigma_\tau$  pueden tomar valores diferentes dependiendo el ángulo de inclinación del plano  $\Delta A$  (Figura 7). En consecuencia, una descripción completa del esfuerzo debe comprender la dirección de la superficie en la cual actúa (Thiercelin y Roegiers, 2000).



**Figura 7.** Figura esquemática de la descomposición en dos dimensiones del esfuerzo normal y de cizalla. Los esfuerzos normales asociados con estos planos son referidos también como esfuerzos principales en dos dimensiones, tomada de Thiercelin y Roegiers (2000).

Cuando los esfuerzos se encuentran en una condición estable implica que  $\tau_{xy}$  y  $\tau_{yx}$  son iguales (en dos dimensiones). Por lo tanto, existen siempre dos direcciones perpendiculares de  $\delta A$  en donde las componentes de los esfuerzos de cizalla se cancelan. Estas componentes de esfuerzo también puede traducirse a tres dimensiones y es generalizado en la Figura 8 con sus seis componentes de esfuerzo de cizalla y sus tres esfuerzos principales  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$  para cada componente de esfuerzo normal (v.g Thiercelin y Roegiers, 2000; Lowrie, 2007; Fossen, 2016).



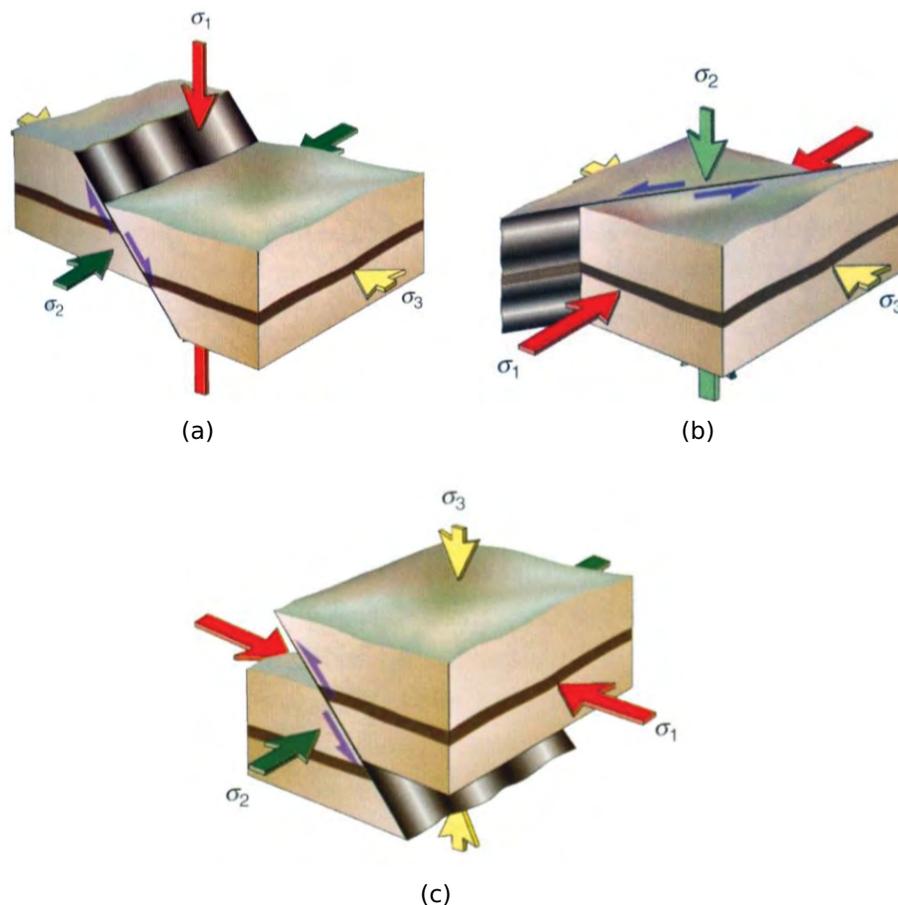
**Figura 8.** Figura esquemática en donde los esfuerzos son aplicados en la caras de un cubo. El marco de referencia es definido por los ejes coordenados Cartesianos  $x$ ,  $y$ ,  $z$ . Los esfuerzos normales son  $\sigma_{xx}$ ,  $\sigma_{yy}$ ,  $\sigma_{zz}$  el resto son los esfuerzos de cizalla o tangenciales a las caras del cubo, tomada de Fossen (2016).

El modelo más simple y general del estado de los esfuerzos en el interior de la Tierra es el litostático. Está basado en la situación idealizada donde la roca no presenta esfuerzos de cizalla ( $\sigma_{\tau}=0$ ). El esfuerzo litostático en una roca es determinado con la siguiente ecuación:

$$\sigma_L = \rho gh, \quad (2)$$

donde  $\rho$  es la densidad de la roca,  $g$  es la aceleración de la gravedad y  $h$  es la profundidad. Este es un estado isotrópico de los esfuerzos donde el esfuerzo vertical y horizontal son iguales (Davis y Reynolds, 1996; Fossen, 2016).

La teoría tradicional de Anderson (1951) clasifica tres regímenes de esfuerzos tectónicos dependiendo en cuál de los esfuerzos principales es vertical. Si  $\sigma_1$  es el vertical será un régimen de fallamiento normal, si  $\sigma_2$  es el vertical será un régimen de fallaamiento transforme, y si  $\sigma_3$  es el vertical será un régimen de fallamiento inverso (Figura 9). A estas desviaciones naturales del estado de referencia de los esfuerzos principales se les conoce como esfuerzos tectónicos, a gran escala está relacionado con el movimiento de placas tectónicas. De manera local, los esfuerzos tectónicos pueden influir en el plegamiento de capas, en la propagación e interacción lateral de fallas y otros efectos locales (Fossen, 2016).



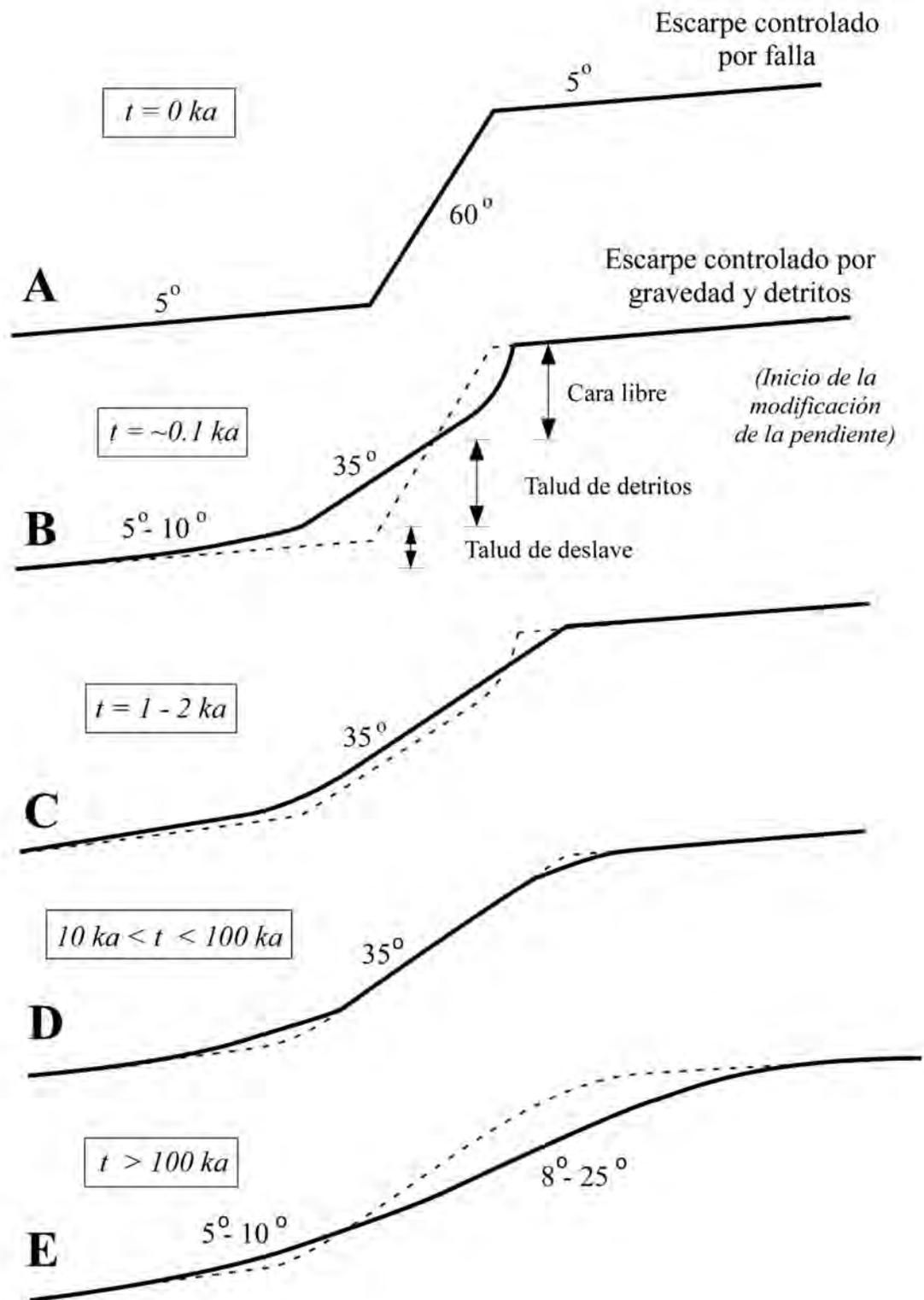
**Figura 9.** Figura esquemática de la orientación de los esfuerzos principales y el régimen tectónico de acuerdo a Anderson (1951). a) El esfuerzo principal  $\sigma_1$  es vertical correspondiente con un régimen de fallamiento normal. b)  $\sigma_2$  es vertical, el cual corresponde con el régimen transforme y c)  $\sigma_3$  vertical que corresponde a un régimen de fallas inversas, modificada de Fossen (2016).

### 2.2.1. Fallas y escarpes de fallas

Las dorsales oceánicas son ambientes tectónicos divergentes y la deformación, por lo tanto, está caracterizada por el desarrollo de redes y sistemas de fallas normales.

Las fallas son estructuras complejas que pueden acomodar grandes cantidades de deformación en la corteza. Se caracterizan por tener un desplazamiento creado por la separación de sus bloques. Sus longitudes pueden variar desde unos pocos centímetros hasta ~120 km Fossen (2016). Los escarpes de falla, debido a su forma de escalón la cual coincide con la ubicación de la falla, son fáciles de identificar en áreas donde el fallamiento es activo y constante. La altura del escarpe corresponde aproximadamente con la suma de los desplazamientos recientes si el efecto de la erosión y el depósito de sedimentos en la base del escarpe es pequeño. Por el contrario, en áreas de intensa erosión, el escarpe solo da una idea cruda del desplazamiento de la falla. El paso del tiempo permite que la erosión borre la expresión original y la magnitud de su desplazamiento quedando solo una traza de la falla (Davis y Reynolds, 1996). Por lo tanto, en muchos casos la componente vertical del desplazamiento es subestimada o simplemente no es posible observarla (Figura 10b-e). La teoría de fallamiento de Anderson (1951) predice que las fallas normales deben formarse con un echado promedio de  $60^\circ$  (Figura 10a). Para el caso especial de aquellas fallas normales que tienen echados por debajo de los  $33^\circ$  se les llama fallas normales de bajo ángulo.

Una de las grandes ventajas de estudiar los procesos magmáticos y tectónicos en centros de dispersión oceánicos es que, a diferencia de los ambientes geológicos continentales, estos no tienen una larga y compleja historia geológica. Por ejemplo, si queremos entender el comportamiento de las fallas en áreas continentales donde estructuras preexistentes y complejos procesos erosivos obscurecen el marco tectónico, sería un mejor punto de referencia observar el fallamiento en las dorsales centro-oceánicas. Los centros de dispersión son un buen lugar para tratar de entender los procesos dinámicos y el comportamiento mecánico de las rocas, porque su estructura varía a lo largo de su eje y de un segmento a otro. Además, estas zonas evolucionan rápidamente debido a que son tectónicamente activas que en consecuencia podríamos observar cambios en la morfología o la formación de nuevas estructuras en intervalos de tiempo de solo meses.

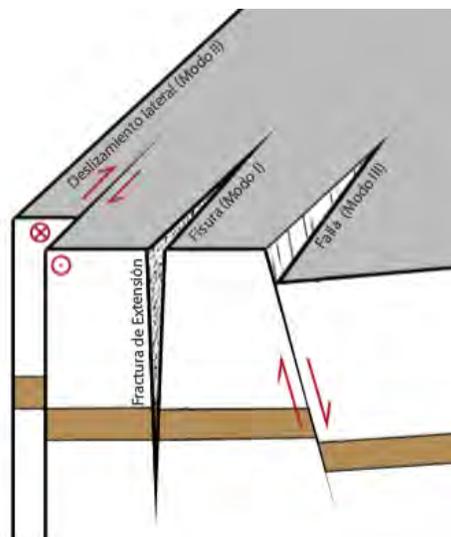


**Figura 10.** Representación esquemática de la degradación por erosión de un escarpe de falla a través del tiempo. A) Escarpe de falla preservado con un ángulo de  $60^\circ$ . B) Después de 100 años se acumulan sedimentos en la base del escarpe con un ángulo de  $35^\circ$ . C-E) La degradación del escarpe es dominada por procesos lentos de erosión como deslaves e impactos de gotas de lluvia, tomada de Spelz Madero (2008) antes Wallace (1977).

### 2.2.2. Fisuras

Las fracturas son comúnmente clasificadas en tres modos diferentes (Figura 11). El modo I o fracturas de extensión tienen una apertura perpendicular a las paredes de la grieta. Las fracturas de modo II tienen un deslizamiento lateral a lo largo del rumbo de la superficie de fractura. Las fracturas de modo III (desgarre) presentan deslizamiento vertical, paralelo a la superficie de la fractura (Figura 11). En este trabajo, el término fisura es usado para hacer referencia a las fracturas de extensión o de modo I, las cuales se desarrollan en sentido perpendicular al esfuerzo mínimo de mínima compresión ( $\sigma_3$ ) (Fossen, 2016).

Las fisuras son estructuras importantes que controlan la permeabilidad bruta de la corteza oceánica. Funcionan como canales para el flujo de fluidos, proporcionan información para revelar procesos volcánicos e hidrotermales. Su estudio también es prioritario para poder entender mejor la naturaleza del fallamiento extensional en el fondo marino. La naturaleza lineal de las fisuras y las fallas las convierte en rasgos estructurales que son fáciles de confundir en estudios de cartografía. Sin embargo, existen características que ayudan a diferenciarlas: (1) las fisuras suelen ser abundantes en pequeñas áreas; (2) comúnmente están confinadas en una sola litología o unidad morfológica y, (3) por lo general se encuentran bien expuestas a lo largo de su longitud total (Wright, 1998).



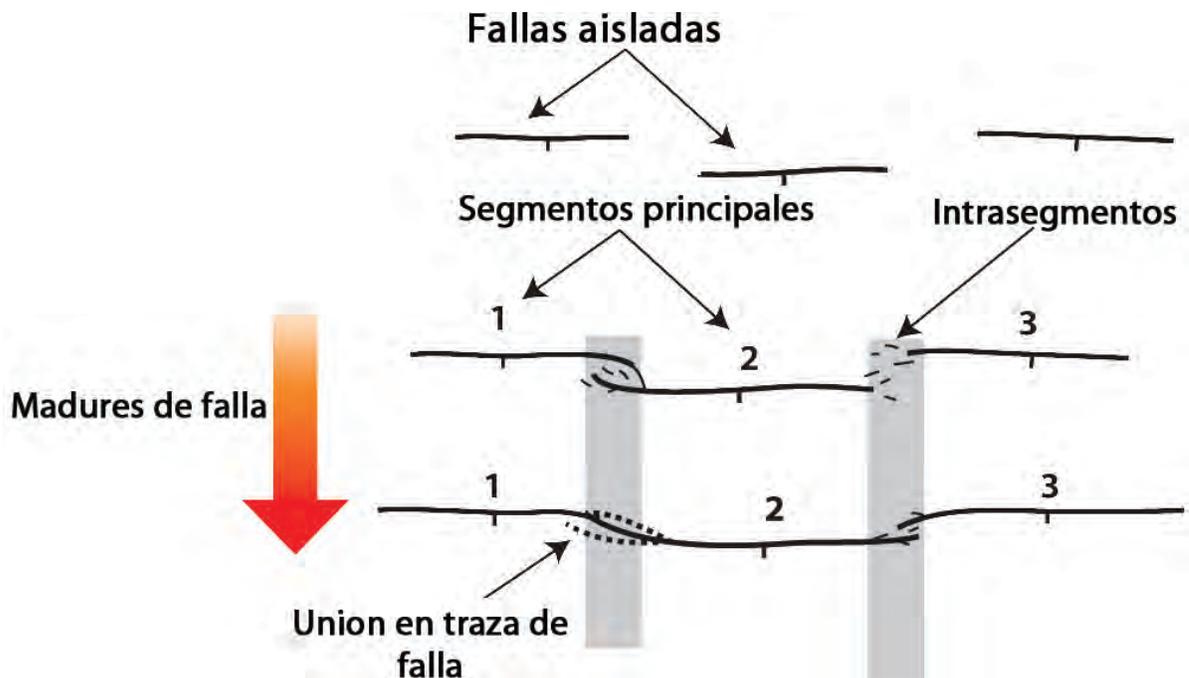
**Figura 11.** Figura esquemática que muestra las fracturas de modo I, II y III. En este trabajo y para evitar confusión con el término de fractura, se utiliza el término de falla para referirnos a aquellas estructuras de modo III, y fisuras para referirnos a aquellas estructuras de modo I. Modificado de Peacock *et al.* (2016).

### 2.3. Crecimiento y propagación de fallas

Los estudios de crecimiento de fallas aisladas proveen una base para cuantificar su interacción debido a que tienen una relación desplazamiento ( $D$ ) y longitud ( $L$ ) constante (Dawers *et al.*, 1993; Schlische *et al.*, 1996). El fundamento físico se deriva del modelo de crecimiento de fallas de Dugdale (Cowie y Scholz, 1992b) el cual tiene dos características centrales: (1 La concentración de esfuerzos en la punta de la falla es finito, y cuando la concentración de esfuerzos alcanza al límite elástico la falla se propagará; (2 La relación entre el desplazamiento y la longitud ( $D/L$ ) de una falla depende de la relación entre el límite elástico y el módulo de cizalla (también llamado módulo de rigidez). Sin embargo, por lo general las fallas se encuentran segmentadas a lo largo de su rumbo en distintas secciones sub-paralelas (Figura 12).

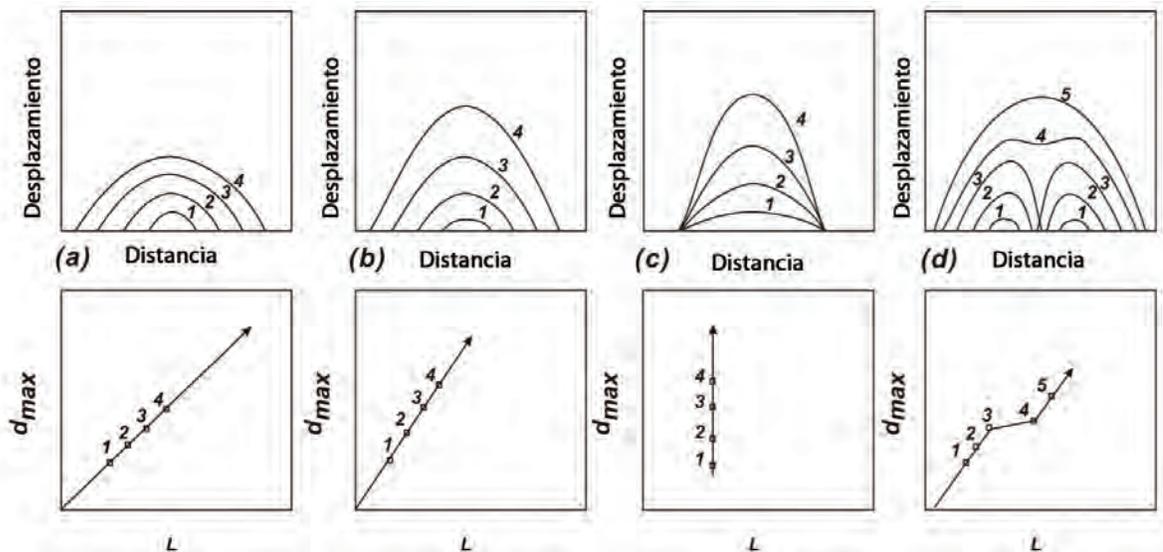
Cuando una falla es joven o inmadura, sus segmentos están apenas conectados (Walsh y Watterson, 1991; Trudgill y Cartwright, 1994; Mansfield y Cartwright, 2001; Manighetti *et al.*, 2015). En contraste, cuando la falla ha alcanzado un estado de madurez, sus segmentos se encuentran bien conectados uno con otro (Walsh y Watterson, 1991; Trudgill y Cartwright, 1994; Manighetti *et al.*, 2007, 2009). Otras observaciones también indican que esta interacción afecta a sus distribuciones espaciales, específicamente la relación entre el desplazamiento y la longitud  $D - L$  (Cartwright *et al.*, 1995; Wojtal, 1996; Cladouhos y Marrett, 1996). Los segmentos de fallas que interactúan, disminuyen su propagación lateral y aumentan sus componentes de desplazamiento vertical y horizontal.

El proceso de evolución y crecimiento de fallas se ha estudiado en distintos ambientes geológicos (v.g Scholz y Cowie, 1990; Contreras *et al.*, 2000; Manighetti *et al.*, 2001; Peacock, 2002; Kim y Sanderson, 2005; Dumont *et al.*, 2017). Los modelos numéricos basados en la teoría elástica, predicen para una falla normal aislada que su desplazamiento máximo debe ocurrir en el centro y disminuir hasta cero hacia ambos extremos (Pollard y Segall, 1987; Cowie y Scholz, 1992c; Scholz, 2002). Sin embargo, una gran variedad de mediciones de desplazamiento en escarpes de fallas muestran tanto patrones lineales como formas asimétricas (Peacock y Sanderson, 1991; Dawers *et al.*, 1993; Nicol *et al.*, 1996; Contreras *et al.*, 2000; Manighetti *et al.*, 2001; Davis *et al.*, 2005; Roche *et al.*, 2012; Nixon *et al.*, 2014; Tibaldi *et al.*, 2016).



**Figura 12.** Representación esquemática de la segmentación en fallas. Los tres segmentos principales que son mostrados en la parte superior de la figura se conectan conforme aumenta la madurez de falla. Modificado de Manighetti *et al.* (2015).

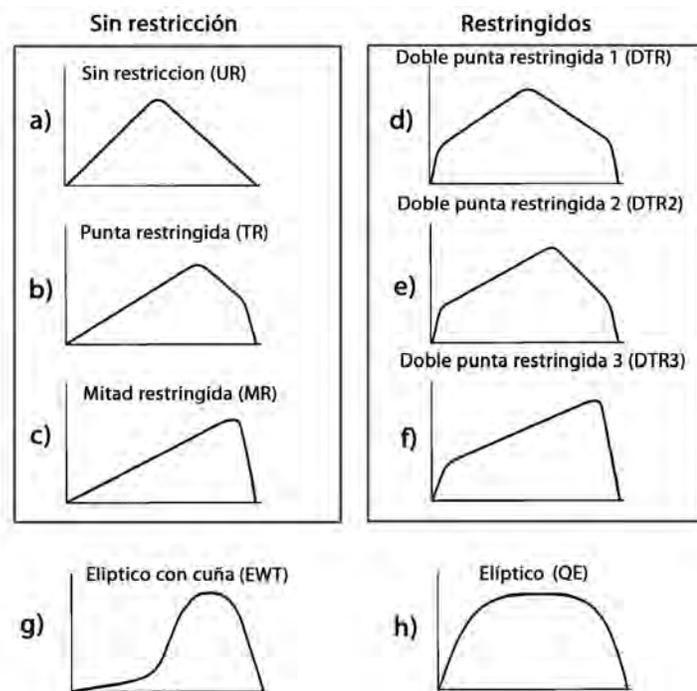
Se han propuesto mecanismos para explicar las discrepancias entre las observaciones directas y las predicciones de los modelos numéricos. El primero propone que la interacción entre segmentos de fallas adyacentes que dan lugar al desarrollo de una falla principal puede causar dispersión en el desplazamiento acumulativo (Figura 13) (Cartwright *et al.*, 1995; Nicol *et al.*, 1996; Dawers y Anders, 1995; Fossen y Rotevatn, 2016). Como segundo mecanismo, la variación del coeficiente de fricción a lo largo del plano de falla puede contribuir a la relajación o concentración de esfuerzos y por lo tanto detener o promover el deslizamiento (Mikumo y Miyatake, 1978; Bürgmann *et al.*, 1994). Y tercero, la interacción entre fallas así como heterogeneidades corticales, que actúan como barreras de la propagación de fallas, y que promueven en su lugar el crecimiento vertical (Aki, 1979; King, 1986; Manighetti *et al.*, 2001; Dumont *et al.*, 2017). Este último caso, la medición de altura del escarpe representado en función de la distancia es llamado *perfil de desplazamiento* y es considerado una fuente de información para entender las fases de crecimiento o propagación de una falla (v.g Contreras *et al.*, 2000; Manighetti *et al.*, 2001; Dumont *et al.*, 2017).



**Figura 13.** Modelos de crecimiento de fallas. (a) Modelo lineal, el cual mantiene una relación constante de  $d_{max}/L$  al aumentar el tamaño de la falla. (b) Incremento de la relación  $d_{max}/L$  al incrementar la longitud de falla. (c) Modelo de longitud constante, en el cual la longitud de la falla aumenta rápidamente en etapas tempranas y permanece constante mientras acumula desplazamiento. (d) Modelo de coalescencia de fallas, modificada de Kim y Sanderson (2005).

Manighetti y colaboradores (2001) clasificaron ocho tipos de perfiles de desplazamiento a partir de mediciones realizadas en escarpes de falla cartografiadas en modelos digitales de elevación y en datos de batimetría (Figura 14). A estos perfiles los clasificaron en tres categorías: 1) sin restricción, 2) restringidos y 3) elípticos. Las fallas que presentan perfiles dentro de la clasificación sin restricción se caracterizan por tener uno o ambos extremos libres de propagación. Las fallas con perfiles restringidos se deben a que en el transcurso de su propagación lateral encontraron heterogeneidades o barreras en ambos extremos que sesgaron su crecimiento. Las fallas con perfiles elípticos al igual que la clasificación anterior presentan barreras en ambos extremos sin embargo no se consideran dentro de esta clasificación. Esto es debido a que, con la deformación progresiva, el esfuerzo se acumula en las puntas de la falla hasta que sobrepasa la resistencia mecánica de la barrera e inicia una nueva fase de propagación. Asimismo, e incluidos dentro de los perfiles de desplazamiento sin restricción, se encuentran tres sub-categorías: 1.1) sin restricción (UR), de punta restringida (TR) y 1.3) de mitad restringida (HR) (Figura 14 a, b y c). Los perfiles UR son característicos de fallas aisladas donde sus extremos se encuentran lejos de otras estructuras, la forma del perfil es simétrica y el desplazamiento incrementa linealmente hacia el centro. Las fallas con perfiles TR y HR en su proceso de propagación han encontrado una barrera

en alguno de sus extremos el cual ocasiona una caída abrupta en el desplazamiento del segmento restringido. La diferencia principal de las fallas con los perfiles TR y HR es la cantidad de traslape entre sus segmentos. En la clasificación de perfiles restringidos se encuentran tres sub-categorías: 2.1) de doble punta restringida 1 (DTR), 2.2) de doble punta restringida 2 (DTR2), y 2.3) de doble punta restringida 3 (DTR3) (Figura 14 d, e y f). En estas tres subcategorías las fallas se caracterizan por encontrar barreras en su propagación lateral hacia ambos extremos. Los perfiles elípticos (QE) son considerados como la fase más avanzada del crecimiento de una falla. Presenta barreras en ambos extremos por lo que su propagación lateral cesa y solo desarrollan crecimiento vertical acumulando mayor desplazamiento ( $D$ ). Cuando este perfil elíptico presenta una cuña en alguno de sus extremos (EWT) se considera que la falla ha logrado sobrepasar la resistencia mecánica de la barrera y ahora podrá propagarse a través de ella.

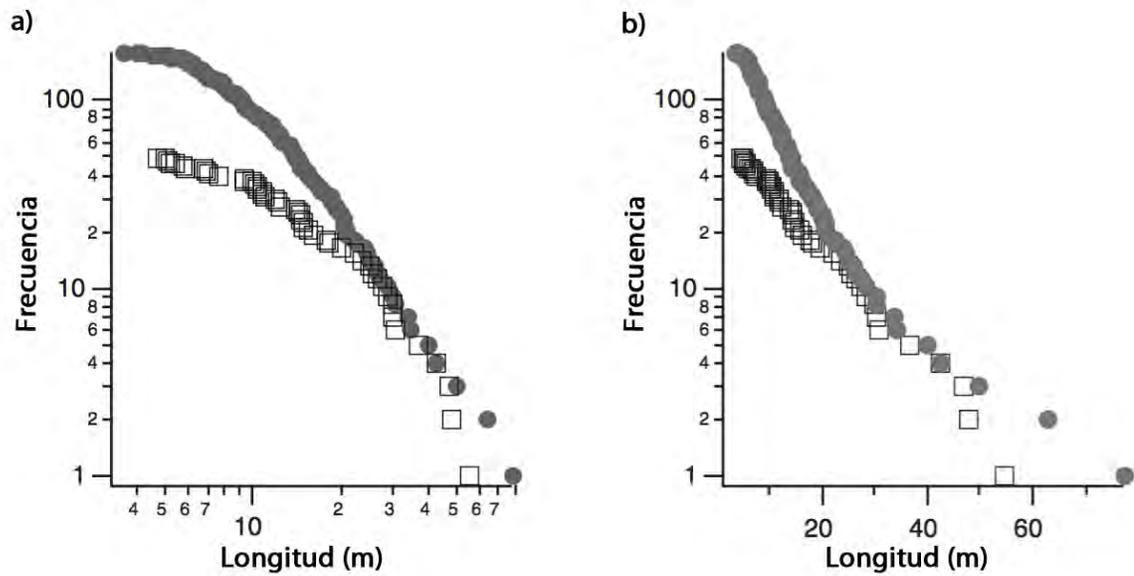


**Figura 14.** Figura esquemática que muestra los perfiles de desplazamiento de primer orden. (a) Perfil de una falla sin restricciones o barreras que limiten su propagación lateral. (b) Perfil con restricción en una de sus puntas el desplazamiento máximo se carga hacia el lado restringido. (c) Perfil que representa cuando la mitad del segmento de falla se encuentran traslapada. (e-f) Perfiles restringidos, la posición del máximo desplazamiento en este tipo de perfiles es variable, por lo tanto, la diferencia entre DTR1, DTR2 y DTR3 no es tan fácil de observar. (h) Perfil elíptico o algunos autores se refieren a este último perfil también como cuasi-elíptico considerado una de las fases finales de la propagación de una falla. (g) Forma de primer orden de un perfil elíptico con cuña considerado como la propagación de una falla a través de una barrera, modificado de Manighetti *et al.* (2001).

## 2.4. Desarrollo de las poblaciones de fallas

Los modelos numéricos y análogos, así como las observaciones directas en campo de las poblaciones de fallas en ambientes extensionales sugieren que, a bajas distorsiones (1-8%), la distribución de los tamaños de falla se ajusta a una función de ley de potencias y que, conforme aumenta la deformación progresiva (9-15%) evoluciona a una función exponencial (Scholz *et al.*, 1993; Cladouhos y Marrett, 1996; Gupta y Scholz, 2000). Gupta y Scholz (2000) sugieren, que inicialmente la deformación es el resultado de un incremento estable en la densidad de fallas hasta que la deformación alcanza valores de 6-8%. Posteriormente, nuevas fallas dejan de formarse por lo que la deformación es acumulada por un incremento en la relación  $D - L$ . Esto implica que el desplazamiento ( $D$ ) es acomodado sobre fallas que no se propagan más lateralmente. De estos resultados se interpreta que la densidad de la población alcanza un grado de saturación que inhibe la nucleación de nuevas fallas debido a la sombra de esfuerzos de las fallas adyacentes.

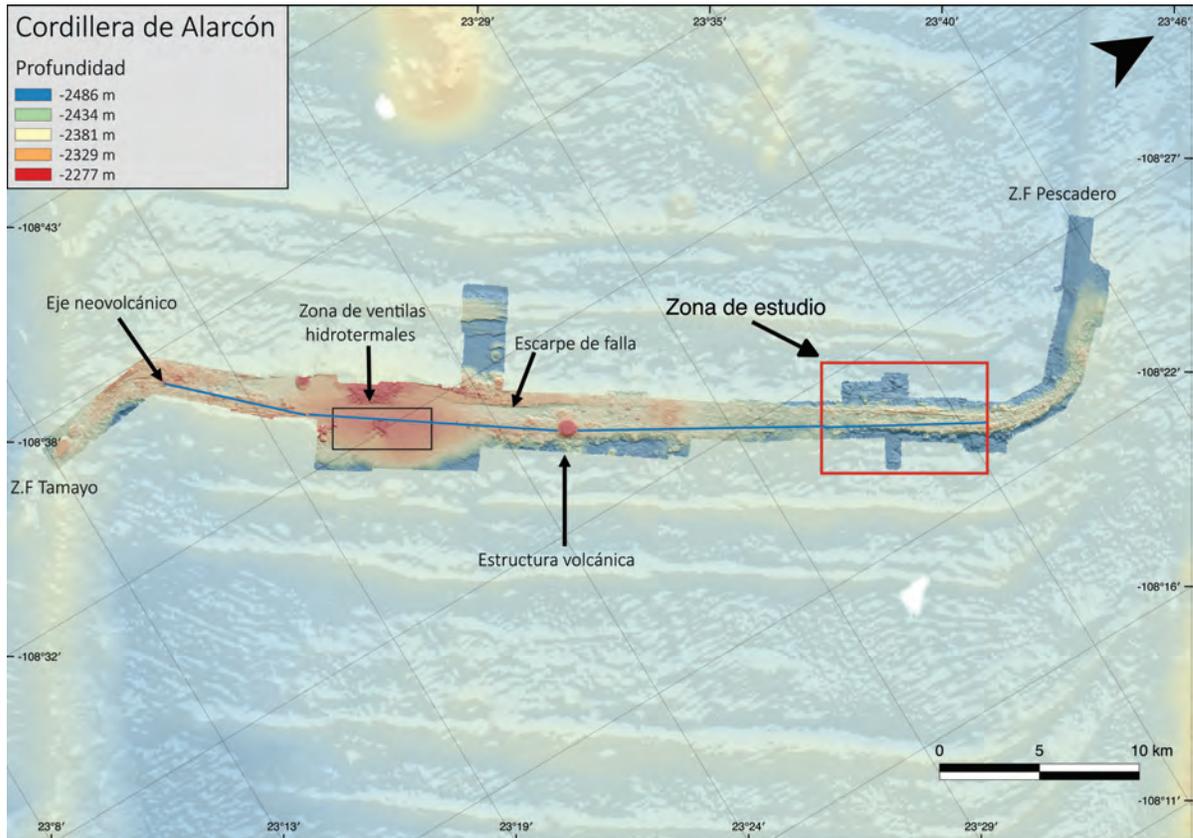
Las fallas dentro de las poblaciones con una distribución de ley de potencias exhiben una geometría auto-similar invariante en escala. Esto permite predecir el comportamiento de las fallas a escalas más pequeñas que las observadas. Además, es una herramienta importante para el modelado del flujo de fluidos y en la estimación de la deformación total (v.g Scholz y Cowie, 1990; Gauthier y Lake, 1993). Los datos de las frecuencias de las longitudes de falla usualmente son desplegados en gráficas log-log o semi-log con el fin de identificar el de manera sencilla el comportamiento de los datos (Figura 15). Por ejemplo, la distribución de ley de potencias estará representada por una tendencia lineal en los datos en una gráfica log-log. De igual manera, los datos con una distribución exponencial mostrarán una tendencia lineal en una gráfica semi-log.



**Figura 15.** Gráficas de la frecuencia acumulativa vs longitud de falla. a) Gráfica en escala log-log donde la frecuencia acumulativa es calculada como el número de fallas con longitudes mayores o iguales a un valor particular. Las relaciones de ley de potencia se muestran en la gráfica como una línea recta (círculos), mientras que los recuadros representan una tendencia exponencial. b) Gráfica semi-logarítmica de frecuencia vs longitud de falla. En este tipo de gráficas las distribuciones exponenciales muestran una tendencia lineal (cuadros). Modificada de Gupta y Scholz (2000).

## Capítulo 3. Metodología

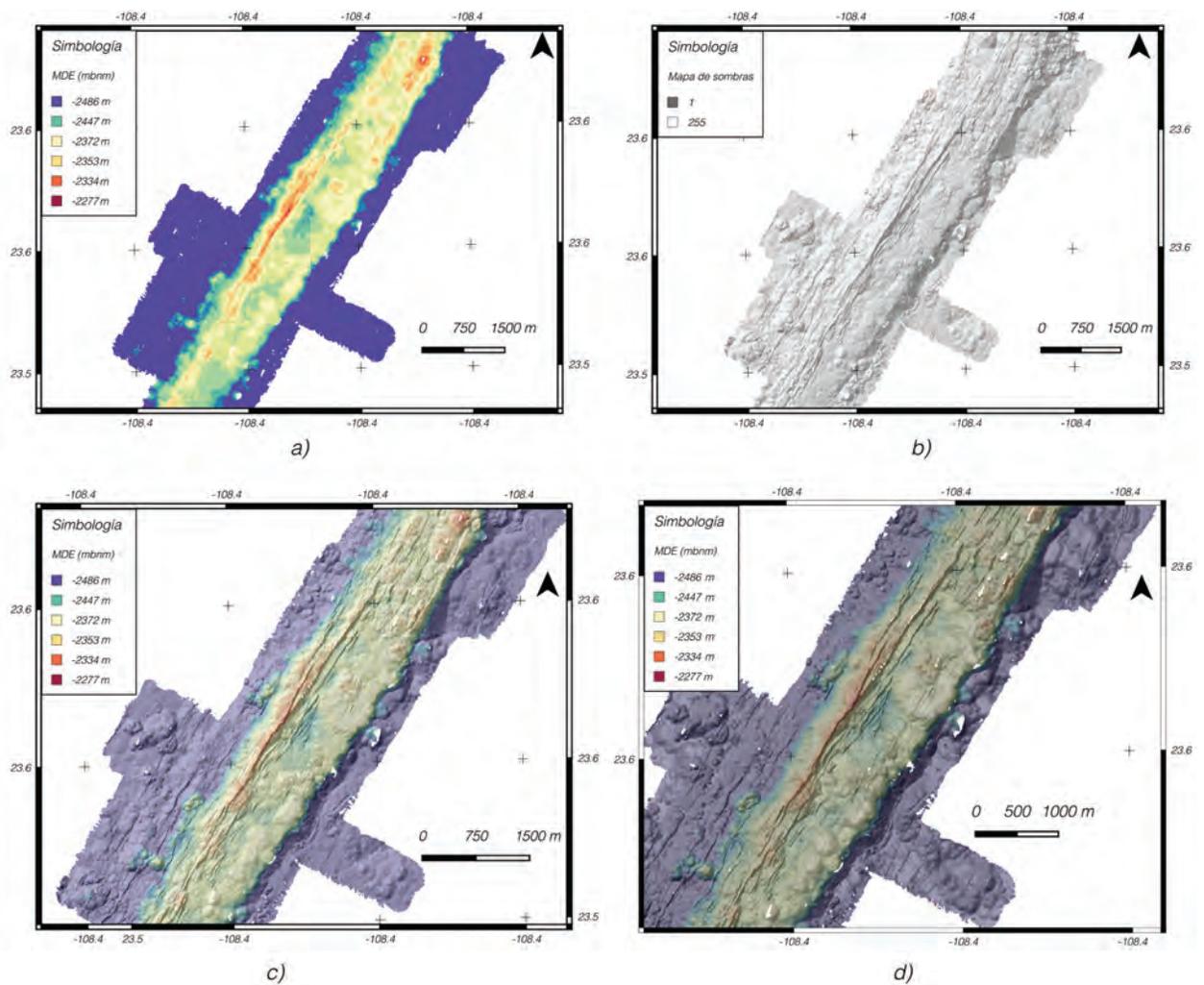
La morfología del piso oceánico en la Cordillera de Alarcón es compleja en la escala regional y local. Como ya se ha discutido en el Capítulo 2, el eje neovolcánico incluye escarpes de falla, fisuras, flujos de lava, construcciones volcánicas y zonas hidrotermales. Este estudio se centra principalmente en el análisis de las fallas y fisuras en la zona norte (Figura 16). Para diferenciar, cuantificar y analizar este tipo de estructuras se utilizaron en este trabajo tres métodos diferentes: (1) Visualización de los datos y cartografía a detalle del segmento noreste de la Cordillera de Alarcón, (2) el cálculo del desplazamiento horizontal a través de los sistemas de fallas y fisuras, y (3) la obtención de perfiles de desplazamiento, los cuales se describen detalladamente a continuación.



**Figura 16.** Mapa batimétrico de alta resolución de la Cordillera de Alarcón mostrando la zona de estudio. A lo largo del eje de la cordillera (línea azul) existe una considerable variabilidad morfológica. Se pueden observar estructuras volcánicas, zonas con actividad hidrotermal, flujos de lava y escarpes de falla. El eje tiene una orientación NE ( $\sim 32^\circ$ ) y se curva suavemente hacia las zonas de fractura Tamayo y Pescadero. La zona de estudio ubicada en la parte norte de la cordillera es mostrada dentro del rectángulo en color rojo, esta zona es en donde se encuentra la mayor diversidad de composición mineralógica de lavas en espectro de lavas basálticas a riolíticas.

### **3.1. Visualización de datos batimétricos y cartografía a detalle de fallas y fisuras**

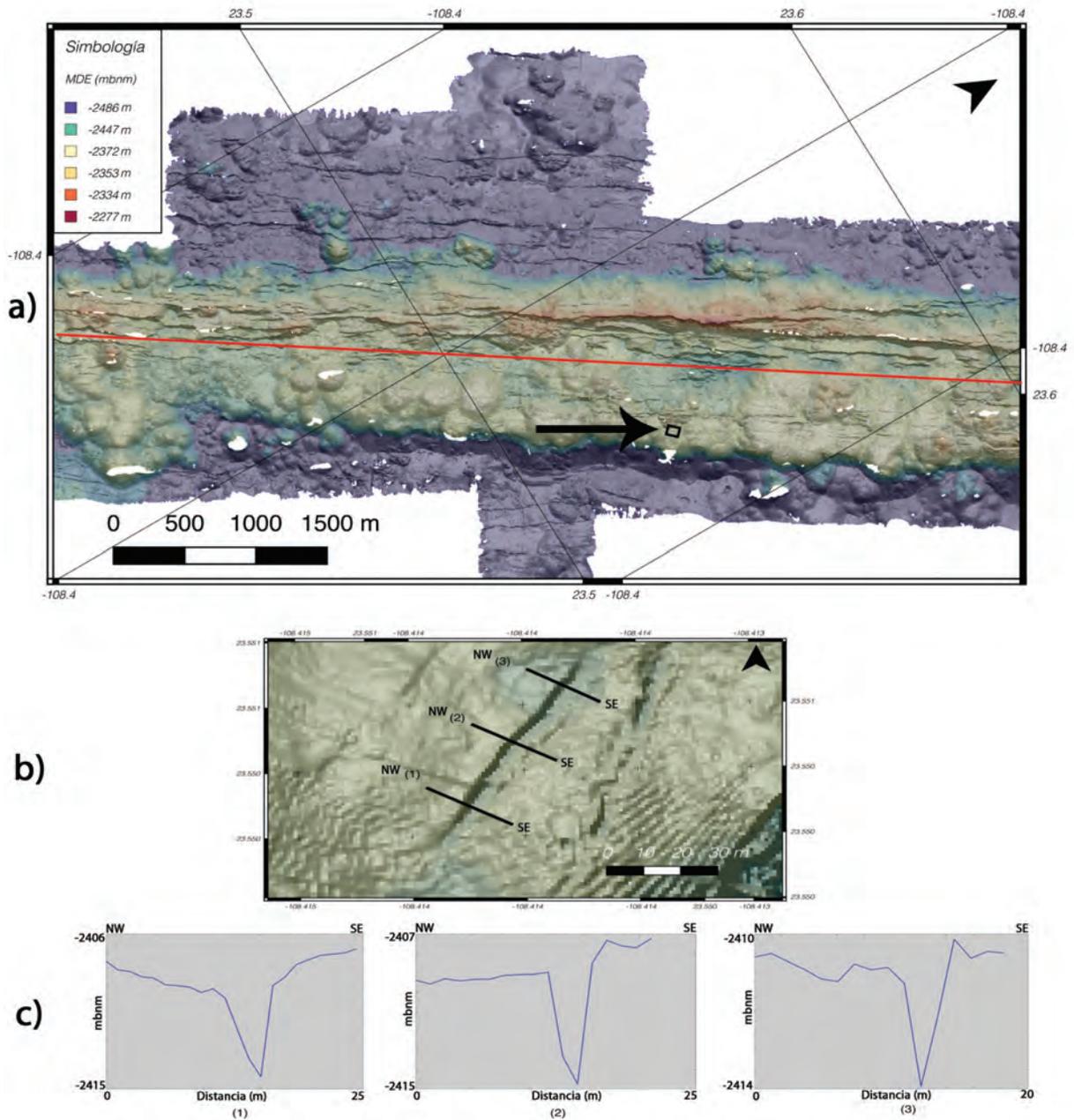
En los datos de batimetría de alta resolución se reconocieron patrones y relaciones espaciales de las fallas y fisuras en el área de estudio. Para esto se utilizó un modelo digital de elevación (MDE) de la Cordillera de Alarcón elaborado por MBARI con el programa *MBsystem* (Caress y Chayes, 2008). Los MDE permiten representar los valores de elevación mediante píxeles (Figura 17a). Se debe considerar que el MDE solo reproduce el dato de altitud y que las estructuras geológicas no están referidas en los valores de cada píxel. Para resaltarlas fue necesario utilizar técnicas de visualización científica, la cual consiste en la representación gráfica de datos incluyendo las variables o atributos contenidos en los mismos (Friendly y Denis, 2001). Para poder visualizar las estructuras geológicas se hizo uso de un algoritmo de iluminación artificial el cual consiste en aplicar niveles de luminosidad sintética sobre el MDE (Figura 17b). En este algoritmo se especifica una fuente de iluminación que asigna valores de luminosidad a cada píxel dependiendo del ángulo de incidencia y la pendiente topográfica, generando un efecto visual de sombra. El resultado es un mapa en escala de grises que se sobrepone al MDE, generando un mapa de relieve con un aspecto de profundidad (Figura 17c). Adicionalmente se aplicó un algoritmo que calcula las pendientes del terreno y permite filtrar solo aquellas de interés. Empíricamente se determinó que los ángulos entre  $7^\circ$  y  $10^\circ$  representan adecuadamente la topografía suave dando un efecto de textura a los flujos de lava (Figura 17d). También se utilizaron filtros para ángulos más altos, los cuales resaltan la morfología de fallas y fisuras.



**Figura 17.** Mosaicos que muestran la metodología empleada para la visualización y el análisis de la batimetría de alta resolución en la zona de estudio en el NE de la Cordillera de Alarcón. (a) Modelo digital de elevación, en color azul las zonas más profundas y en rojo los puntos elevados. (b) Mapa de sombras, las celdas se encuentran codificadas en números del 0 al 255 en proporción a la incidencia de luminosidad del foco o fuente de luz. (c) Mapa de sombras más modelo digital de elevación (d) Resultado de acople del MDE, mapa de sombras y filtro de pendientes.

La cartografía de fallas y fisuras se realizó a una resolución de 10 m (escala 1:1000) con base en los resultados de la visualización descritos anteriormente. Adicionalmente, como un apoyo para la identificación de las fallas y fisuras se utilizaron perfiles batimétricos orientados en sentido perpendicular al eje de la cordillera en el área de estudio (Figura 18). En la parte inferior de la Figura 18 podemos observar por medio de los perfiles batimétricos (1-5) múltiples escapes de falla los cuales están marcados con la letra *f*. Además, en los perfiles 2, 3, 4, y 5 de la Figura 18 se observa un valle de rift (VR) el cual es probable que este inundado por flujos de lava.

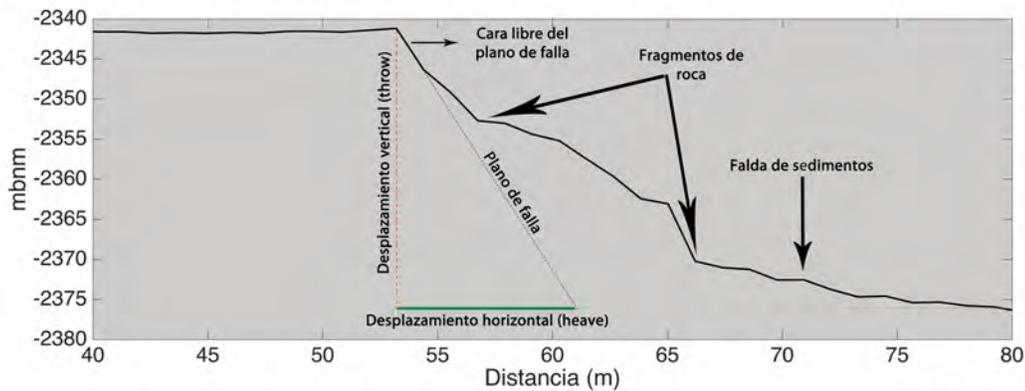




**Figura 19.** Mapa batimétrico del área de estudio en el noreste de la Cordillera de Alarcón. a) La línea de color rojo representa el eje principal de la cordillera, la flecha en color negro señala el área donde se ubica una fisura. b) Amplificación del recuadro en color negro donde se observa una fisura, de  $\sim 50$  m de largo. Las líneas transversales a la fisura, representan la ubicación de donde se extrajo los perfiles batimétricos 1, 2 y 3. c) En estos perfiles podemos observar la apertura perpendicular a las paredes de la fractura y sin desplazamiento vertical que es característico en las fracturas modo I.

### 3.2. Cálculo del desplazamiento horizontal

El desplazamiento horizontal es la separación entre los bloques de techo y piso ocasionada por el desplazamiento de los mismos a lo largo de un plano de falla inclinado. Para obtenerlo se extrajo un perfil batimétrico transversal a la falla en el punto de máxima altura del escarpe. Después se proyectó una línea recta desde la cima hasta la base del escarpe y midió la distancia horizontal entre esta línea y la base del plano de falla (Figura 20). Como se muestra en la Figura 20, la acumulación de fragmentos de roca oculta parte del plano de falla. Por lo tanto, y para evitar sobre-estimar el desplazamiento debido al ángulo de reposo de estos sedimentos, se proyectó el ángulo de la cara libre del escarpe hasta que coincidiera con el nivel donde termina el talud (Figura 20).



**Figura 20.** Ejemplo del perfil batimétrico de un escarpe de falla en el área de estudio. La sección superior es la cara libre de falla que es proyectada hasta el fondo de la sección. El desplazamiento horizontal está marcado por la línea en color verde.

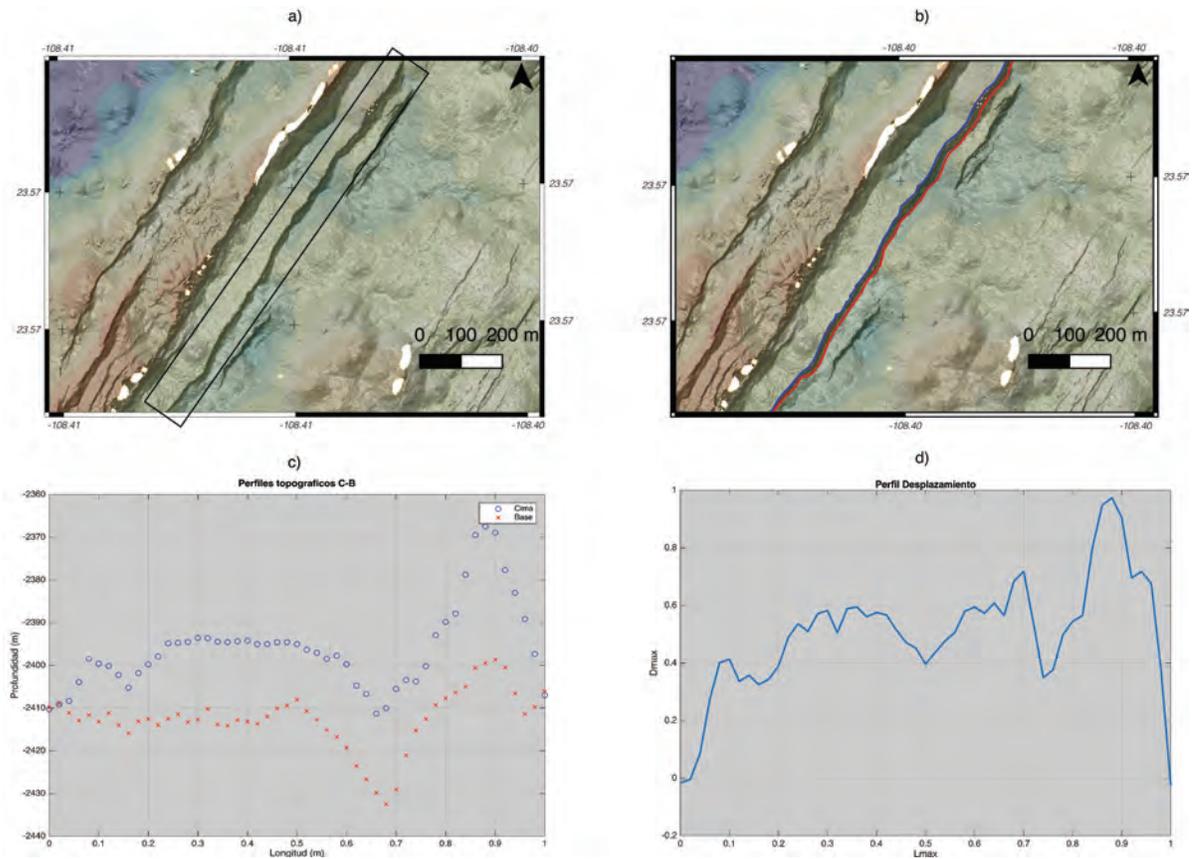
Las mediciones del desplazamiento horizontal en otros ambientes tectónicos han demostrado que este se escala de forma lineal con respecto a la longitud de falla. Por ejemplo, fallas con 10 000 m de longitud ( $L$ ) tendrán un desplazamiento horizontal ( $\mu$ ) del orden de 100 m, mientras que fallas con solo unos pocos metros de longitud tendrán desplazamientos del orden de centímetros (Cowie y Scholz, 1992a). Esta relación es expresada de la siguiente forma:

$$\mu = \gamma L, \quad (3)$$

donde  $\mu$  es el desplazamiento horizontal,  $\gamma$  es el coeficiente de escalamiento y  $L$  es la longitud de la falla. Mediciones del desplazamiento horizontal colectadas a partir de diferentes tipos de fallas en una amplia variedad de ambientes tectónicos han sido consistente con un escalamiento lineal. Por su parte, los valores de  $\gamma$  generalmente varían entre 0.009 y 0.014 (Cowie y Scholz, 1992c). Esta relación es importante debido a que implica que conforme una falla acumula desplazamiento, la longitud también debe de incrementar para mantener la relación de escalamiento constante.

### **3.3. Perfiles de desplazamiento (vertical)**

Como mencionamos en el Capítulo 2, la distribución de alturas del escarpe en función de la longitud total de la falla ( $L$ ) es llamado perfil de desplazamiento. Para generar los perfiles de desplazamiento se deben obtener perfiles batimétricos siguiendo la cima y la base de cada escarpe de falla (Figura 21b). La variación vertical en función de la longitud a lo largo de su rumbo se calcula restando ambos perfiles (Figura 21c). Es práctica común normalizar los ejes con el máximo valor de altitud que es considerado el desplazamiento máximo de la falla ( $D_{max}$ ) y su longitud ( $L$ )(Figura 21d). Esto permite clasificar y comparar los perfiles sin importar el rango de escala de sus longitudes o contexto tectónico en donde se localicen.



**Figura 21.** Imágenes que muestran la metodología empleada para estimar los perfiles de desplazamiento a lo largo del rumbo en cada falla dentro del área de estudio. a) Imagen de alta resolución mostrando el ejemplo de una falla (rectángulo de color negro) localizada en la porción SE del área de estudio y a la cual se le calculará el perfil de desplazamiento a lo largo de su rumbo. b) Cima (línea azul) y base (línea roja), a lo largo de un escarpe de falla, evitamos extraer datos de elevación de la zona de talud. (c) Gráfica de los perfiles topográficos medidos a lo largo de de la cima (azul) y la base (rojo) del escarpe de falla. Los valores de la longitud están normalizados respecto a la longitud máxima de la falla. (d) Perfil de desplazamiento resultante calculado a partir de la resta de los perfiles de la cima y la base del escarpe. Cada perfil es normalizado usando su desplazamiento máximo ( $D_{max}$ ) y su longitud ( $L$ ) para posteriormente ser clasificados conforme Manighetti *et al.* (2001).

## Capítulo 4. Resultados

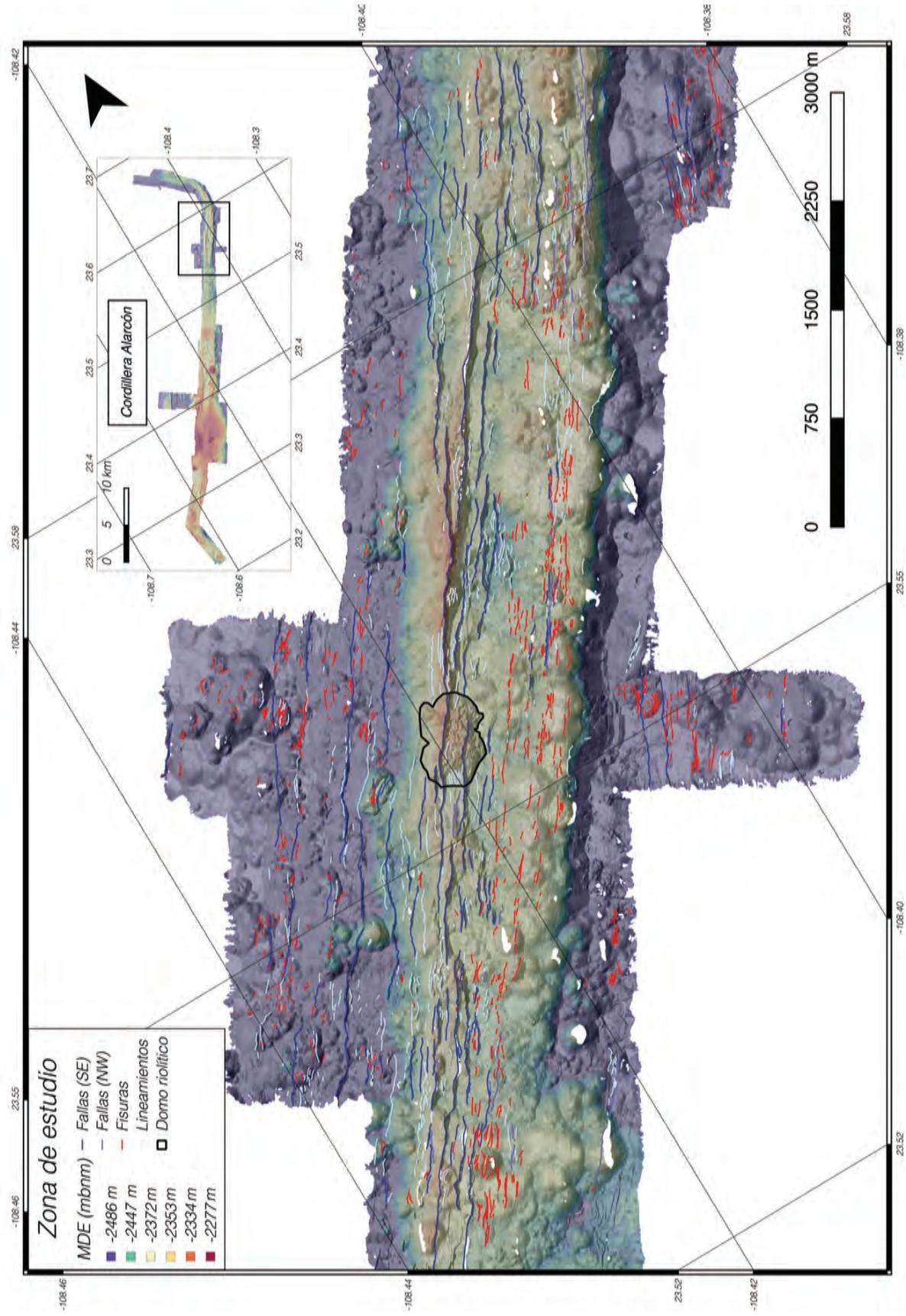
---

### 4.1. Cartografía a detalle

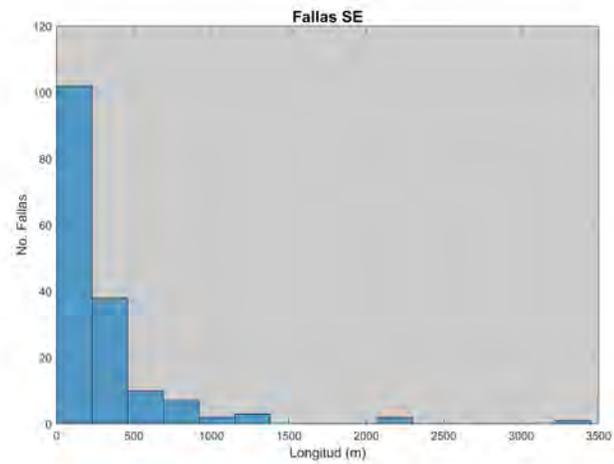
Para la clasificación de los escarpes de falla se optó por utilizar la nomenclatura noroeste (NW) y sureste (SE) con base en la orientación de la cara libre del plano de falla. Adicionalmente, en este trabajo se utiliza el término "lineamiento", para referirse a las estructuras lineales que presentan ángulos de inclinación bajos ( $10^{\circ}$ - $30^{\circ}$ ) como para ser considerados escarpes de falla. También, se consideró como fallas individuales aquellas en un estado inmaduro de coalescencia. En la Figura 22 se muestra el resultado de la cartografía a detalle de las fallas y fisuras localizadas a lo del área de estudio. En total se reconocieron 187 Fallas-SE, 46 Fallas-NW, 1191 fisuras mostradas y 691 lineamientos. En promedio el ángulo de inclinación de los escarpes de falla es de  $64^{\circ}$  y un azimut de  $040^{\circ}$ . La longitud mínima de las fallas cartografiadas es de 35 m y la máxima es de 3440 m. Las Fallas-NW no fueron analizadas en este estudio a razón de que se consideró que su número no era representativo para este análisis.

El análisis estadístico de la distribución de la longitud de las fallas con buzamiento hacia el SE se muestran en la Figura 23a. La distribución de estas fallas muestra un comportamiento de tipo "ley de potencias"(Figura 23 a y b), lo cual significa que las fallas con longitudes pequeñas ( $\sim > 1250$ ) ocurren con una mayor frecuencia que las fallas con longitudes grandes ( $\sim < 1250$ ). De hecho, las clases que mejor representan la longitud de las fallas con buzamiento SE se encuentran en el rango de 35-1250 m, observándose asimismo brechas (ausencia de fallas) en el intervalo de longitudes de 1250 a 2250 m y de 3215 a 3400 m (Figura 23 a). Esta ley de potencias se vuelve mas evidente cuando los datos se grafican en escala log-log y a partir de la cual se puede observar una tendencia lineal con una pendiente negativa (Figura 23c).

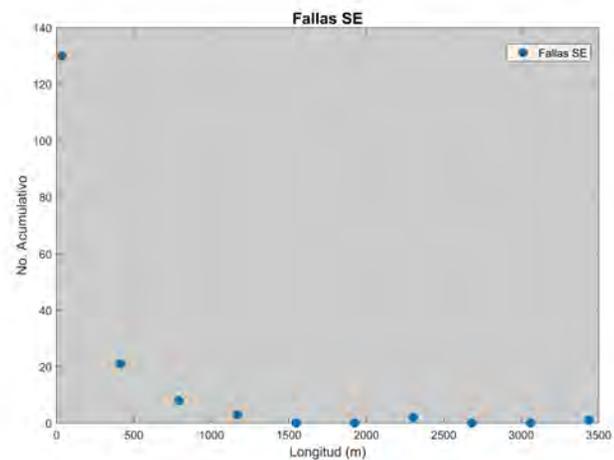
El análisis estadístico de la distribución de la longitud de fisuras ubicadas en el área de estudio se muestran en la Figura 24. Su distribución muestra un comportamiento del tipo de una función exponencial (Figura 24 b). Las fisuras presentan longitudes desde 2 m hasta 283 m y no se observan brechas en ningún intervalo de longitud. El comportamiento del tipo exponencial se vuelve mas evidente cuando los datos se grafican en escala semi-logarítmica a partir del cual se puede observar una tendencia lineal con una pendiente negativa (Figura 24 c).



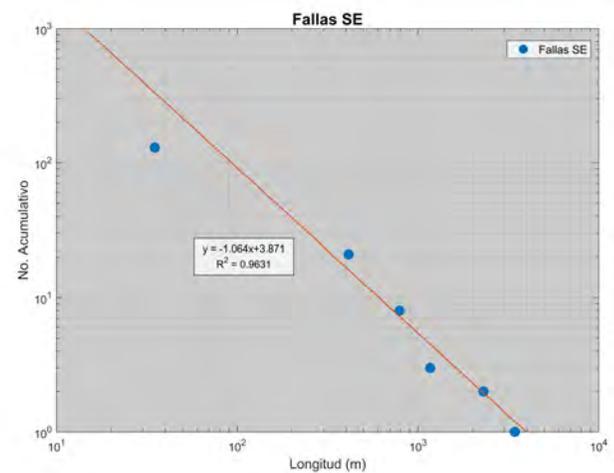
**Figura 22.** Cartografía detallada de la población de fallas, fisuras y lineamientos en el área de estudio localizada en el NE de la Cordillera de Alarcón. Los escarpes de fallas con buzamiento hacia el SE y NW, así como las fisuras y lineamientos son identificados en el mapa con trazos color azul, rojo y blanco respectivamente. El domo riolítico se encuentra delimitado por el polígono en color negro en la parte central del mapa.



(a)

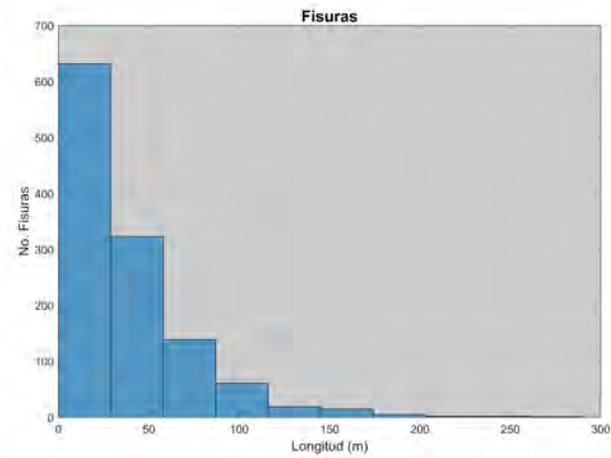


(b)

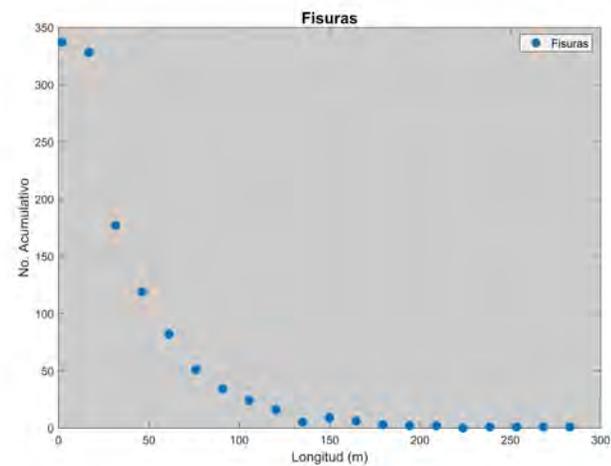


(c)

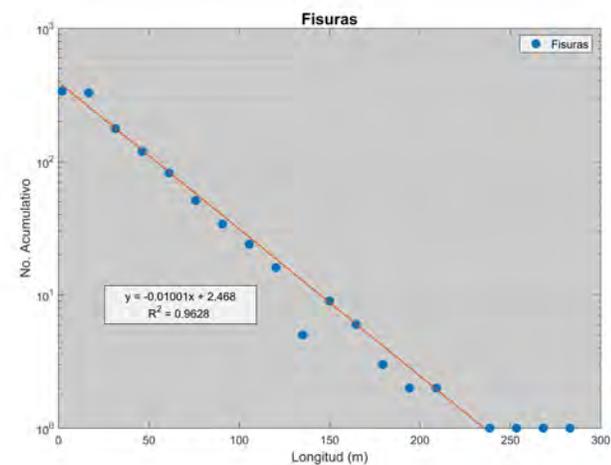
**Figura 23.** (a) Análisis estadístico de las poblaciones de fallas y fisuras con buzamiento hacia el SE. (a) Histograma de frecuencia vs longitud de las fallas; (b) Diagrama de frecuencia acumulativa vs longitud de las Fallas-SE. Y (c) diagrama en escala logarítmica de la frecuencia acumulativa vs longitud de las Fallas. La función de mejor ajuste de la distribución se encuentra representada por la línea de color rojo.



(a)



(b)



(c)

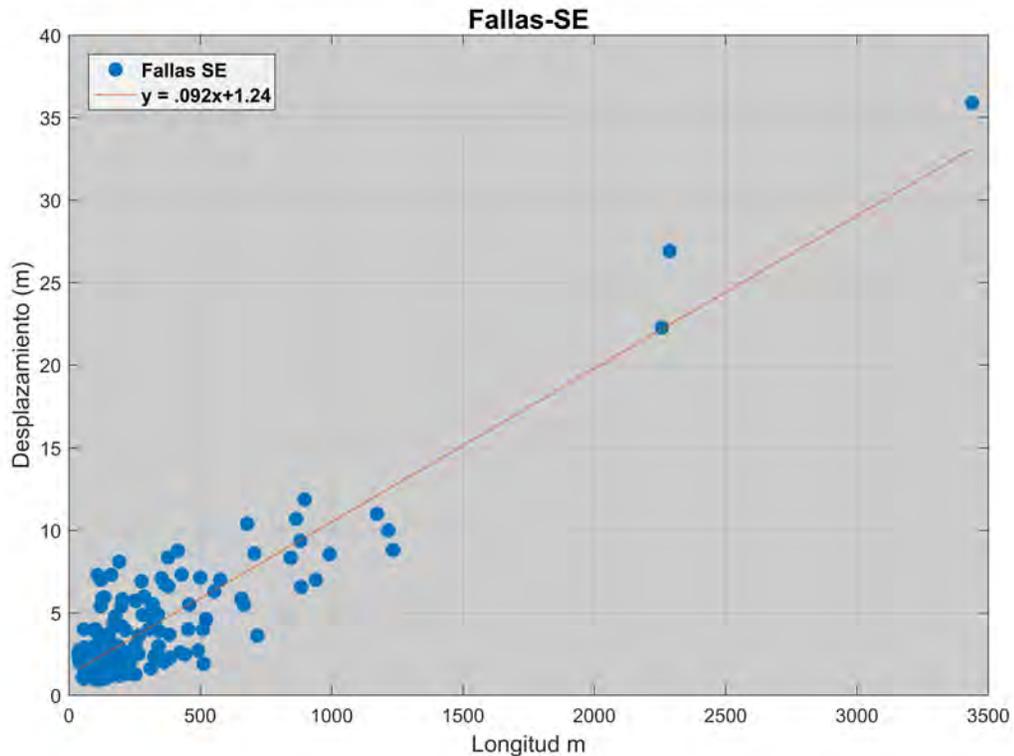
**Figura 24.** Análisis estadístico de la población de fisuras en el área de estudio localizada al NE de la Cordillera de Alarcón. (a) Histograma de frecuencia vs longitud de fisuras; (b) Diagrama de frecuencia acumulativa vs longitud de fisuras. Y (c) diagrama en escala logarítmica de la frecuencia acumulativa vs longitud de las fisuras. La función de mejor ajuste de la distribución se encuentra representada por la línea de color rojo.

#### 4.2. Relación de escalamiento entre el desplazamiento horizontal y la longitud de falla

En la Figura 25 se muestra el comportamiento de los datos del desplazamiento horizontal ( $\mu$ ) y la longitud ( $L$ ) de las fallas con buzamiento hacia el SE en el área de estudio. La Figura 25 muestra que el desplazamiento horizontal ( $\mu$ ) se comporta de manera lineal con respecto a la longitud ( $L$ ), resultando en la siguiente ecuación:

$$\mu = .092L, \quad (4)$$

donde  $\mu$  es el desplazamiento horizontal,  $L$  es la longitud de la falla, y 0.092 es la constante de proporcionalidad o también llamado factor de escalamiento ( $\gamma$ ). Este valor de  $\gamma$  es consistente con los valores observados en otros estudios en ambientes extensionales donde se ha encontrado que  $\gamma$  oscila entre  $\sim 0.07$  y  $\sim 0.12$ . Estos valores los han obtenido tanto con mediciones del desplazamiento horizontal como con mediciones desplazamiento vertical (*v.g* Watterson, 1986; Marrett y Allmendinger, 1991; Cowie y Scholz, 1992c; Dawers *et al.*, 1993; Gupta y Scholz, 2000; Fossen, 2016). En este trabajo de tesis únicamente se utilizó el desplazamiento horizontal para obtener esta relación de escalamiento ( $\mu$  vs  $L$ ).



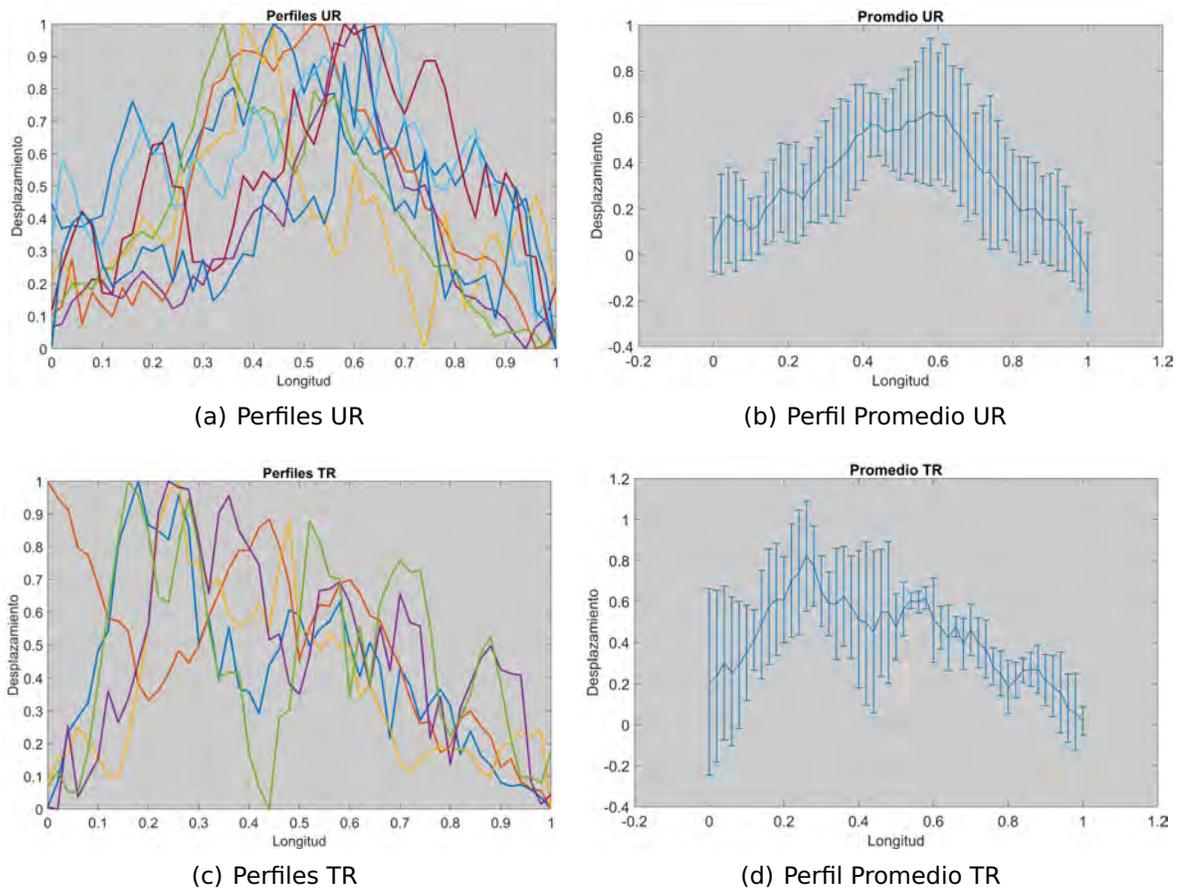
**Figura 25.** Gráfica de desplazamiento horizontal vs longitud. Los círculos en color azul representan las mediciones de desplazamiento horizontal de las 185 Fallas-SE en la zona de estudio. La línea en color naranja es la recta de mejor ajuste a estos datos de desplazamiento utilizados la cual es consistente con los valores obtenidos en estudios de desplazamiento tanto vertical como horizontal en distintos ambientes geológicos (v.g Dawers *et al.*, 1993; Gupta y Scholz, 2000). El valor de  $\gamma = 0.0092$ .

#### 4.3. Clasificación de perfiles de desplazamiento (vertical)

En este trabajo de tesis se simplifico la clasificación de los perfiles de desplazamiento de Manighetti *et al.* (2001). Dentro de la clasificación de perfiles sin restricción, se unió a los perfiles de desplazamiento de mitad restringida (HR) y de punta restringida (TR) en una sola categoría. Por lo tanto, para perfiles que pertenecen a fallas con un extremo restringido, independientemente de la cantidad de traslape entre estos segmentos se usara la clasificación TR. De igual manera, dentro de la clasificación de los perfiles con restricción los perfiles de doble punta restringida 1, 2 y 3 (DTR1, DTR2 y DTR3), se unen como una sola categoría de doble punta restringida (DTR). Esta abstracción es debido a que los perfiles de estas categorías son muy parecidos entre ellos y hace que su clasificación se vuelva compleja.

Se clasificaron 90 perfiles de las Fallas-SE ubicadas del área de estudio en Cordi-

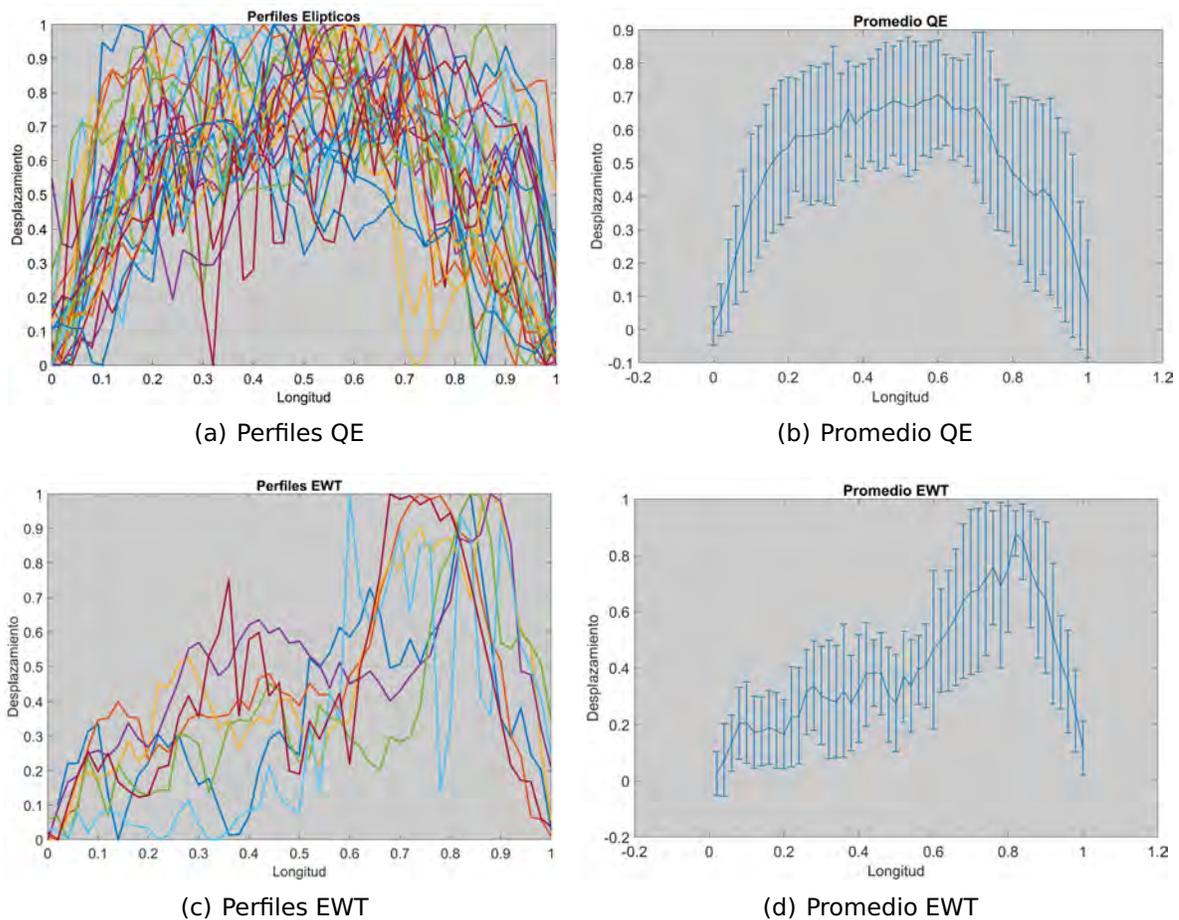
llera de Alarcón de acuerdo a sus formas de primer orden (v.g Manighetti *et al.*, 2001; Dumont *et al.*, 2017). Los perfiles se grafican de manera normalizada sobreponiendo los que pertenecen a la misma categoría. Adicionalmente, y para cada categoría, se calculó el perfil promedio y se graficó incluyendo la desviación estándar. De estas 90 fallas, el 23% pertenece a la clasificación de perfiles sin restricción (Figura 26). Del cual el 11% son perfiles con ambos extremos libres de barreras, UR, (Figura 26a) y el 12% restante posee solo un extremo libre, TR (Figura 26c).



**Figura 26.** Representación gráfica de los perfiles de desplazamiento de las fallas sin restricción (sin barreras), las cuales corresponden al 23% de la totalidad de las fallas analizadas en el área de estudio. a) Perfiles de fallas con ambos extremos libres de barreras, UR, (11%). Cada línea de diferente color representa el perfil de desplazamiento de una falla determinada (UR); b) Perfil de desplazamiento promedio de las fallas UR. Las barras verticales representan la desviación estándar; c) Perfiles de fallas con un extremo libre y otro extremo restringido, TR, (12%); d) Perfil de desplazamiento promedio de las fallas TR. Las barras verticales representan la desviación estándar.

Por su parte, el 29% de las 90 fallas analizadas se caracterizan por presentar perfiles elípticos (QE) y elípticos con cuñas (EWT) (Figura 27). El 16% corresponde a la clasificación de perfiles elípticos (QE) los cuales presentan fallas cuyos extremos no se pueden propagar debido a barreras (Figura 27a), resultando en un incremento del

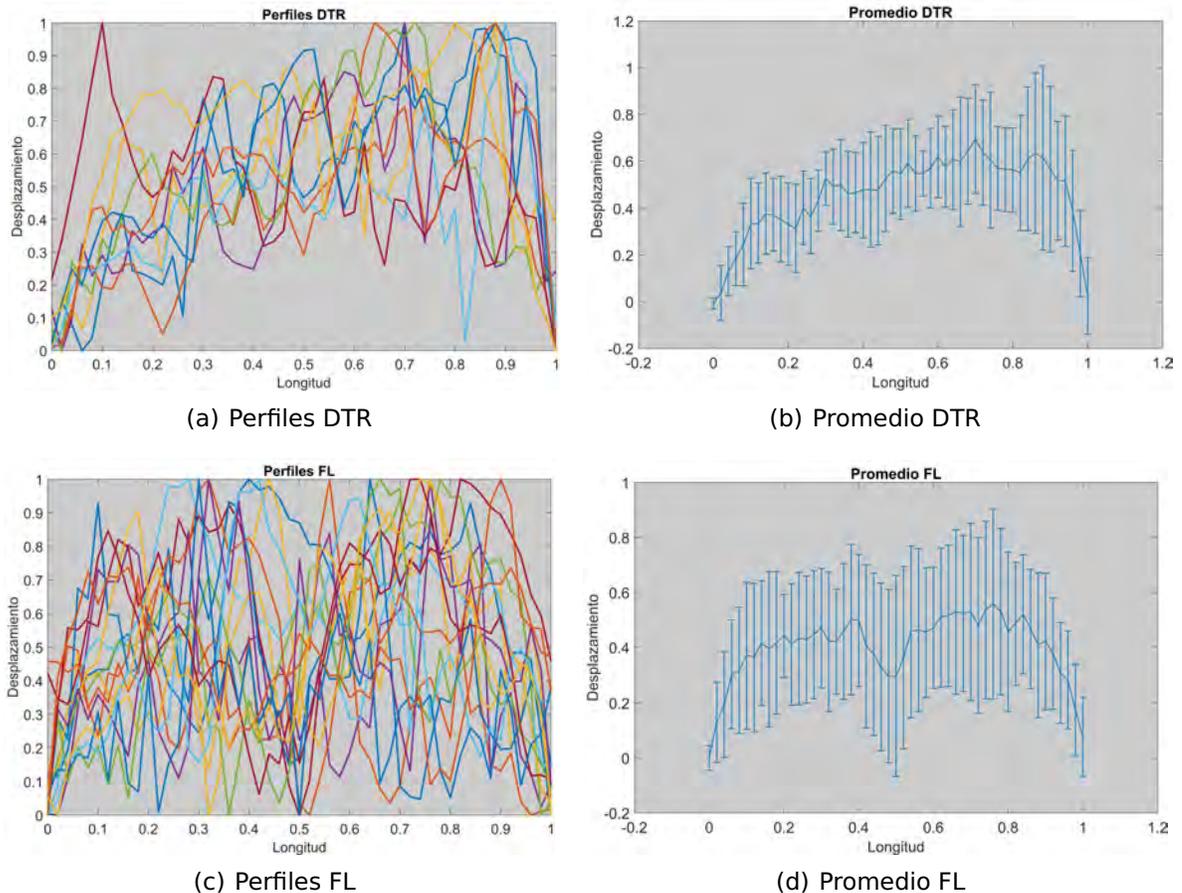
desplazamiento vertical en la porción central de la falla hasta que el perfil alcanza su forma elíptica (Figura 27b). El 13% restante corresponde a perfiles elípticos con cuñas (EWT; Figura 27c). Su forma es similar a los perfiles QE, con la diferencia que tienen una cuña hacia uno de sus extremos. Esta morfología resulta cuando una de las barreras se rompe y el desplazamiento se extiende a lo largo de ella renovando el proceso de propagación de la falla (Figura 27d). La fase intermedia, previa a la formación del perfil QE, se encuentra el grupo de doble punta restringida (DTR) el cual representa el 16% (Figura 28a y b).



**Figura 27.** Representación gráfica de los perfiles de desplazamiento de las fallas elípticas (QE) y elípticas con cuña (EWT), las cuales corresponden con el 29% de la totalidad de las fallas analizadas en este estudio. a) Perfiles de desplazamiento elípticos, QE (16%). b) Perfil de desplazamiento promedio de las fallas QE. Las barras verticales representan la desviación estándar. c) Perfiles de desplazamiento elípticos con cuña, EWT (13%). d) Perfil de desplazamiento promedio de las fallas EWT. Las barras verticales representan la desviación estándar.

Adicionalmente, agregamos en este trabajo una nueva clasificación denominada "fallas ligadas"(FL). Lo anterior es debido a que un 27% del total de los perfiles de desplazamiento presentaban características de fallas que se encuentran en un pro-

ceso de coalescencia (Figuras 28 c y d). Solo un 5% de las 90 fallas analizadas no pudieron ser clasificadas debido a que no se observaron patrones claros que los pudiesen asociar con alguno de los perfiles de desplazamiento de primer orden descritos con anterioridad.



**Figura 28.** Representación gráfica de los perfiles de desplazamiento de las fallas con restricciones (con barreras) y de fallas ligadas. a) Perfiles de fallas con doble punta restringida, DTR (16 %) b) Perfil de desplazamiento promedio de las fallas DTR. Las barras verticales representan la desviación estándar; c) Perfiles de las fallas ligadas, FL (27 %) y d) Perfil de desplazamiento promedio de las fallas FL. Las barras verticales representan la desviación estándar

En la Tabla 2 se muestra el resumen de la calificación de los perfiles de desplazamiento (vertical) de las 90 fallas de la zona de estudio en la Cordillera de Alarcón. La categoría con el mayor porcentaje les corresponde a las fallas ligadas (FL) con un 27 %, seguido de los perfiles elípticos (QE) y de doble punta restringida (DTR) ambos con un 16 %. Posteriormente los perfiles elípticos con cuñas (EWT 13 %), de punta restringida (TR 12 %), sin restricción (UR 11 %) y sin clasificar (5 %).

**Tabla 2.** Resultados de la clasificación de los perfiles de desplazamiento.

<b>Perfiles de desplazamiento zona NE de la Cordillera de Alarcón</b>			
Clasificación	Categoría	%	Total %
Sin restricción	UR	11	23
	TR	12	
Con restricción	DTR	16	16
Elípticos	QE	16	29
Elípticos con cuñas	EWT	13	
Fallas ligadas	FL	27	27
Sin Clasificar	NA	5	5
Total		100	100

## Capítulo 5. Discusiones

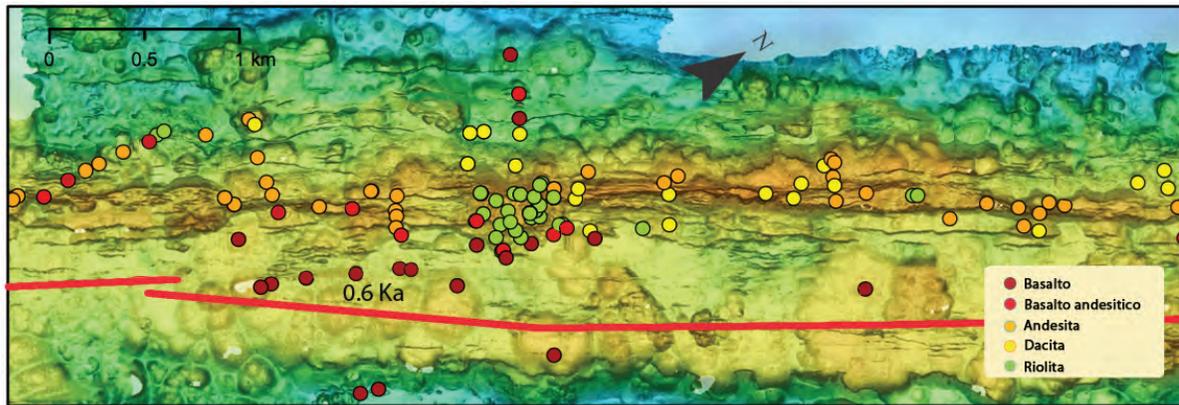
---

### 5.1. Implicaciones geológicas del comportamiento de la ley de potencias y de la relación de escalamiento entre desplazamiento horizontal y la longitud de falla

Las longitudes de las Fallas-SE en el área de estudio son descritas por una distribución de ley de potencias, abarcando un rango de hasta tres órdenes de magnitud. Las fallas de menor dimensión ( $\sim 35$  m) tienden a salir del comportamiento lineal debido a las siguientes razones: (1) muchas de las fallas de menor tamaño pueden encontrarse ocultas por derrames y flujos de lava, y (2) que, a pesar de la excelente resolución de los datos batimétricos, las estructuras del orden de  $\sim 10$  metros son difíciles de resolver. La presencia de flujos de lava también podría explicar brechas en los rangos de 1250 a 2250 m y de 3215 a 3400 m debido a que cubren parte de las fallas por lo que su longitud queda subestimada. Sin embargo, y a pesar de esta subestimación, el comportamiento de ley de potencias permite predecir el número de fallas a diferentes escalas. Esto es importante cuando se desea calcular la magnitud de la extensión de una zona deformada, utilizando la relación general de escalamiento (Ecuación 3) (v.g Scholz y Cowie, 1990; Marrett y Allmendinger, 1992).

Los datos de desplazamiento horizontal contra longitud de las fallas claramente presentan una cantidad considerable de dispersión. Las fallas con longitudes similares incluso pueden tener diferentes valores de desplazamiento hasta por un factor de  $\sim 2$ . Los principales factores de esta dispersión pueden ser atribuidos a procesos geológicos involucrados en el fallamiento (v.g interacción de segmentos de falla) y/o a la metodología empleada para realizar las mediciones (Cowie y Scholz, 1992a; Kim y Sanderson, 2005). Un factor adicional que podemos también considerar es la variabilidad composicional de las rocas a lo largo del área de estudio (Figura 29). En la figura 29 se muestra la variación composicional de las rocas a lo largo del área de estudio, destacando las rocas de composición silícica que conforman un inusual domo riolítico localizado en la porción central de la figura. Las fallas adyacentes a este domo se encuentran cortando rocas andesíticas y en menor proporción rocas dacíticas. El modelo de crecimiento de fallas de Cowie y Scholz (1992c) predice un escalamiento del desplazamiento lineal donde los valores de  $\gamma$  están en función de las propiedades mecánicas de la roca y el ambiente tectónico. De acuerdo a este modelo, el factor

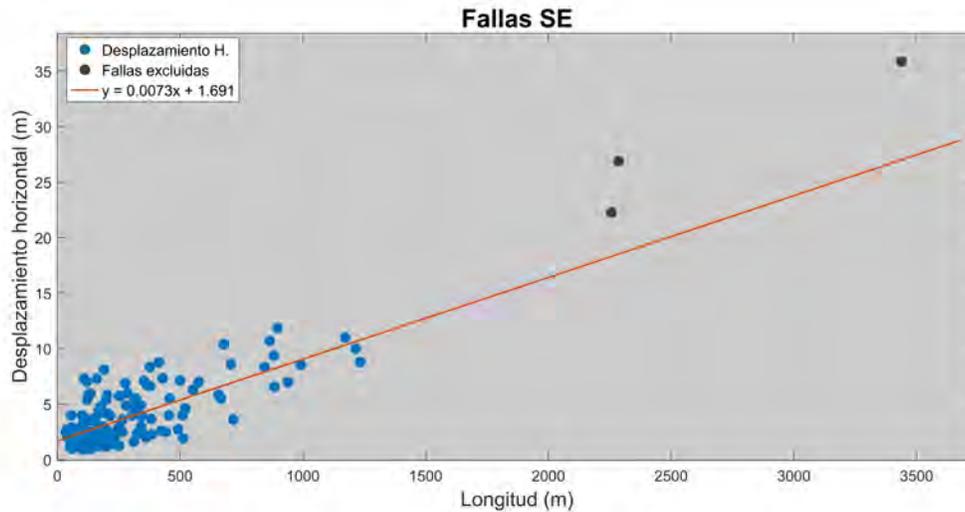
de escalamiento  $\gamma$  depende de la relación  $(\sigma_o - \sigma_f)/G$ , donde  $\sigma_o$ , es la resistencia al cizallamiento de la roca que se encuentra alrededor de la falla,  $\sigma_f$  es la resistencia friccional sobre el plano de falla y  $G$  es el modulo elástico de cizallamiento. Los valores de  $\sigma_o$  y  $G$  dependen del tipo de roca además que, la carga litostática afecta fuertemente a todos los valores  $\sigma_o$ ,  $\sigma_f$  y  $G$ . Por lo tanto, dentro del factor de escalamiento  $\gamma$  (0.092) obtenido a partir del análisis de las Fallas-SE, se encuentran involucrados los valores  $\sigma_o$ ,  $\sigma_f$  y  $G$  de cada tipo de roca que se encuentran ubicadas a lo largo de la zona de estudio.



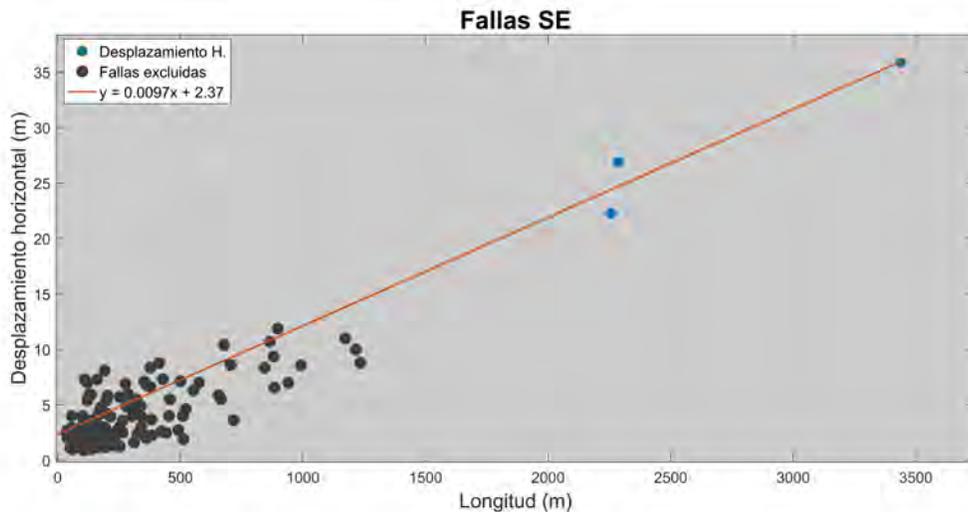
**Figura 29.** Variación de la composición de las rocas a lo largo área de estudio. Los círculos de color verde corresponden a las muestras de roca colectadas en el domo riolítico. Los círculos en matices rojos corresponden rocas basálticas, naranja = andesíticas y amarillo = dacíticas. La línea de color rojo representa la interpretación de la ubicación del eje neovolcánico. Se le determinó a los flujos de lava ubicados sobre el eje neovolcánico una edad mínima de  $\sim 0.6$  ka por medio de la datación con de las rocas que se encuentran cercanas al eje neovolcánico. La Cordillera de Alarcón es el único centro de dispersión oceánica a nivel mundial en el cual se ha reportado la ocurrencia de las rocas silíceas tales como riolita (Clague *et al.*, 2017). Esta dramática variación de la composición puede generar parte de la dispersión observada en los datos de desplazamiento horizontal contra la longitud de falla. Modificado de (Dreyer *et al.*, 2015).

A partir de la medición del desplazamiento a lo largo de fallas en diferentes ambientes tectónicos se ha observado que las fallas con longitudes mayores a  $\sim 1$  km presentan sistemáticamente altos valores de  $\gamma$  ( $\sim 0.01$  a  $0.1$ ) (Cowie y Scholz, 1992a). En este estudio se observa esta tendencia en los datos de desplazamiento en las Fallas-SE mayores a  $\sim 1250$  m respecto a las de menor tamaño. En la figura 30 mostramos el ajuste lineal para de fallas en el rango de 35 a  $\sim 1250$  m y mayores a  $1250$  m. El valor de del factor de escalamiento  $\gamma$  es de  $0.0073$  para las fallas de rango de 35 a  $\sim 1250$  m (Figura 30(a)) y de  $\gamma = 0.0097$  para las fallas mayores a  $1250$  m. Cowie y Scholz (1992a) sugieren en su trabajo, que este fenómeno puede explicarse a que en promedio las fallas de mayor longitud rompen rocas con mayor resistencia mecánica

que las fallas de menor tamaño. Sin embargo, tanto en este trabajo al igual que en otros estudios, se ha colectado mas datos de desplazamiento de fallas de mediana escala que de fallas con grandes longitudes. En consecuencia, sería necesario adquirir mayor cantidad de datos de desplazamiento en fallas de longitud mayor a 1250 m para poder hacer un ajuste lineal más confiable.



(a)

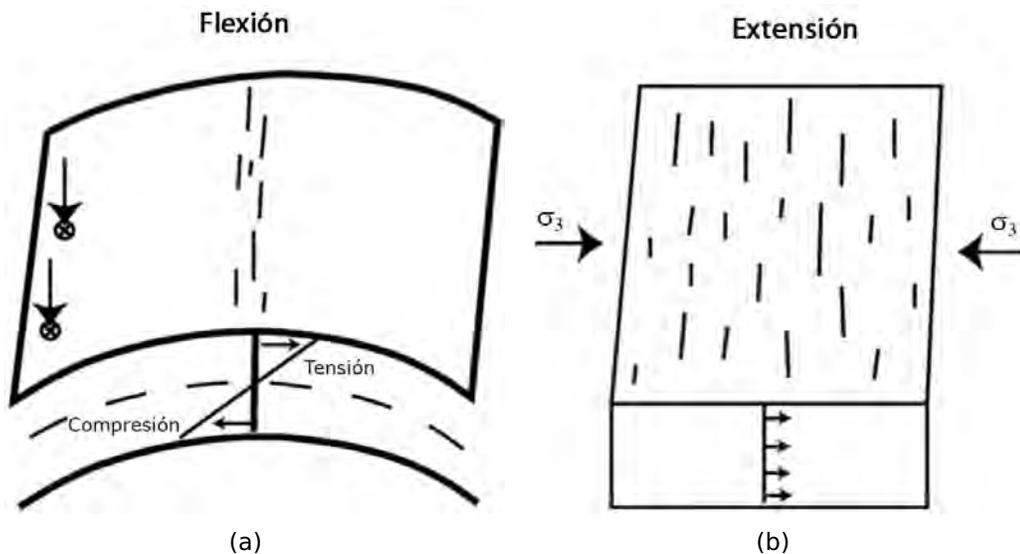


(b)

**Figura 30.** Gráficas de desplazamiento horizontal contra longitud de falla. a) Los círculos en color azul son los datos de desplazamiento horizontal usados en el análisis de regresión lineal. Los círculos en color gris representan los datos de desplazamiento de las fallas mayores de ~1250 m que fueron excluidos. La línea de mejor ajuste (color naranja) representa la relación de escalamiento constante de  $\mu/L$  con un factor  $\gamma = 0.0073$  ( $R^2 = 0.53$ ). b) En esta gráfica los valores de desplazamiento de fallas menores a 1250 m son excluidos para el análisis de regresión lineal (círculos grises). La línea de mejor ajuste (color naranja) representa la relación de escalamiento constante de  $\mu/L$  con un factor  $\gamma = 0.0097$  ( $R^2 = 0.90$ ).

## 5.2. Implicaciones geológicas del comportamiento exponencial de la población de fisuras

De acuerdo con los resultados derivados a partir de modelos análogos, la flexión de la litosfera tiende a desarrollar fracturas modo I (fisuras) con una distribución del tipo exponencial mientras que la extensión genera fracturas de modo III (fallas) con una distribución de ley de potencias (Supak *et al.*, 2006). En el modelo análogo de Supak *et al.* (2006), las fracturas de modo I generadas por flexión exhiben patrones similares con las fracturas de modo-III las cuales son generadas por extensión, sin embargo el crecimiento de las fracturas modo I está restringido a una angosta banda de deformación orientada en sentido perpendicular a la dirección del esfuerzo principal mínimo ( $\sigma_3$ ) (Figura 31(a)). Las fracturas modo III generadas por extensión, en contraste, se pueden formar en cualquier zona de debilidad y evolucionan para formar una amplia red de fracturas (Figura 31(b)). Por lo tanto, y a partir de estas diferencias, sugerimos que la población de fisuras ubicadas en la zona de estudio se ha desarrollado principalmente por flexión litosférica.



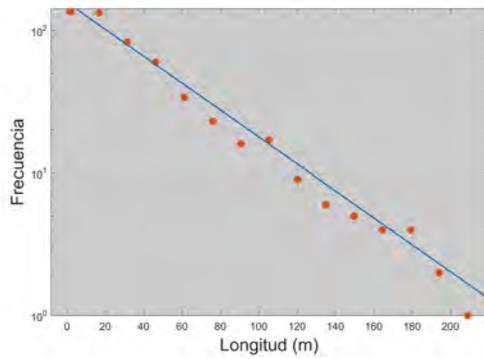
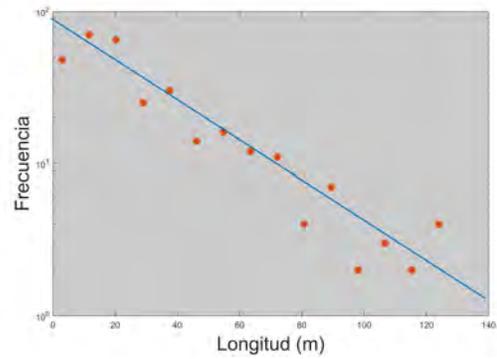
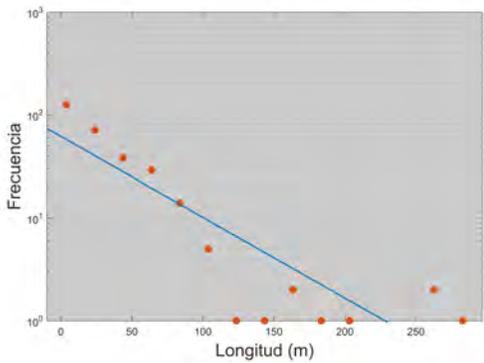
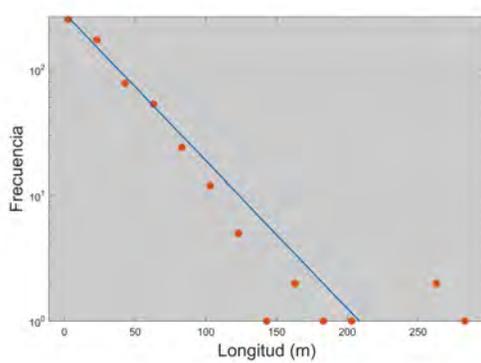
**Figura 31.** Figura esquemática que muestra las diferencias fundamentales del crecimiento de fracturas (I y III) en regiones con (a) flexión litosférica y (b) extensión litosférica. Las fracturas modo III generadas por extensión se forman a lo largo de una amplia zona de deformación, desarrollando un comportamiento que es descrito por una distribución de ley de potencias. En la flexión litosférica el esfuerzo principal mínimo es dependiente de la profundidad. Esto es, la tensión máxima (mínima compresión) se localiza en la superficie, produciendo una angosta zona de deformación a lo largo de la cual se desarrollan las fracturas modo I cuyo comportamiento es mejor descrito mediante una distribución exponencial. Modificado de Supak *et al.* (2006).

De acuerdo con el trabajo de Wright (1998) realizado en un segmento de la Dorsal del Pacífico Oriental, las fisuras de origen magmático son escasas y anchas debido a que deben de facilitar el ascenso del magma durante los eventos de erupción. En contraste, las fisuras de origen tectónico son delgadas, someras y se desarrollan sobre litologías que no presentan actividad hidrotermal.

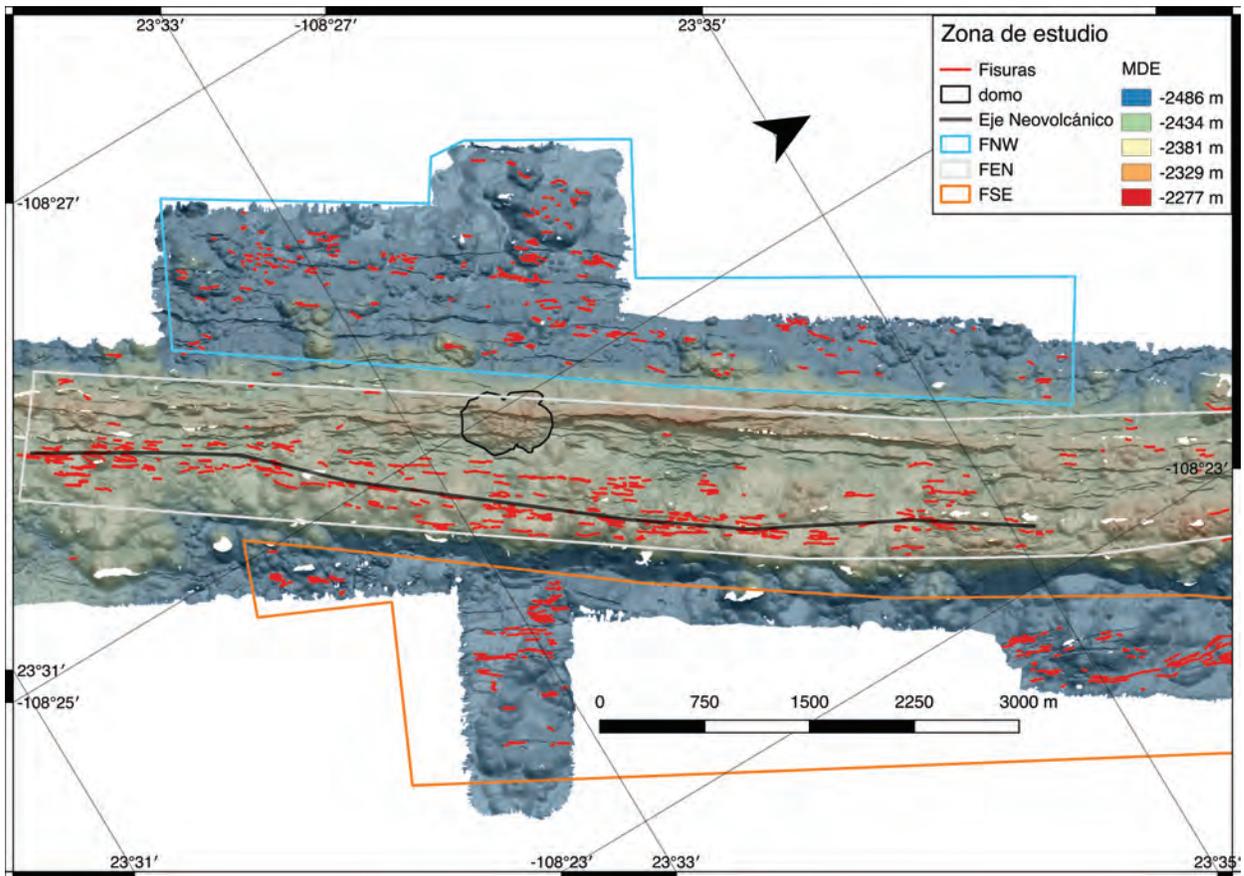
En nuestro análisis estadístico de frecuencia contra longitud observamos que algunas fisuras con tamaños mayores a ~200 m salen del comportamiento exponencial. Estas fisuras se encuentran localizadas en los flancos de la cordillera coincidiendo con el límite donde termina la información de batimetría. Sugerimos que las fisuras fuera del comportamiento exponencial puedan ser de origen magmático asociadas con la intrusión de diques, las cuales fueron desplazadas por el movimiento divergente hacia los flancos de la cordillera en donde se encuentran ubicadas.

La población de fisuras en la zona de estudio, no se encuentran totalmente agrupadas en una sola área. Es así que, con base en su ubicación, se discretizan a las fisuras en tres grupos: 1) las fisuras ubicadas sobre el eje neovolcánico (FEN), las fisuras del flanco noroeste (FNW) y las fisuras del flanco sureste (FSE). En la figura 32 se grafican en escala semi-log los datos de la frecuencia contra la longitud de fisura para cada grupo. Aunque la población total de fisuras este discretizada, los tres grupos presentan una distribución exponencial.

El grupo de fisuras ubicadas sobre el eje neovolcánico (FEN) representa el 50% del total de la población, y la función de mejor ajuste para este grupo arroja un valor del coeficiente de determinación  $R^2 = 0.98$  (Figura 32(a)). Las fisuras en los flancos noroeste y sureste (FNW y FSE) representan un 26% y un 24% respectivamente y sus coeficientes de determinación son  $R^2 = 0.89$  y  $0.72$  (Figuras 32(b) y 32(c)). En la Figura 32(d) se muestra la función de mejor ajuste del conjunto de fisuras FNW y FSE el cual arroja un coeficiente de determinación  $R^2 = 0.80$ . De este análisis se interpreta que las fisuras FNW y FSE se han originado como un solo grupo (al igual que las fisuras FEN), el cual, debido al movimiento divergente de las placas, fue posteriormente dividido para formar estos dos grupos de fisuras. Además, esto implica que una vez alcanzan su distribución exponencial no se generan nuevas fisuras y tampoco evolucionan a estructuras de mayor longitud.

(a) Fisuras FEN  $R^2 = 0.98$ (b) Fisuras FNW  $R^2 = 0.89$ (c) Fisuras FSE  $R^2 = 0.72$ (d) Fisuras FNW y FSE  $R^2 = 0.80$ 

**Figura 32.** Gráficas del ajuste lineal para los grupos de fisuras. a) Gráfica de frecuencia vs longitud de las fisuras FEN, FNW, FSE y FNW-FSE, los círculos en color naranja representan el número de fisuras dentro del rango de longitud determinado por el eje x. La línea en color azul representa el ajuste lineal de los datos a) FEN,  $R^2 = 0.98$ , b) FNW,  $R^2 = 0.89$ , c) FSE,  $R^2 = 0.89$  y d) FNW y FSE  $R^2 = 0.80$ .



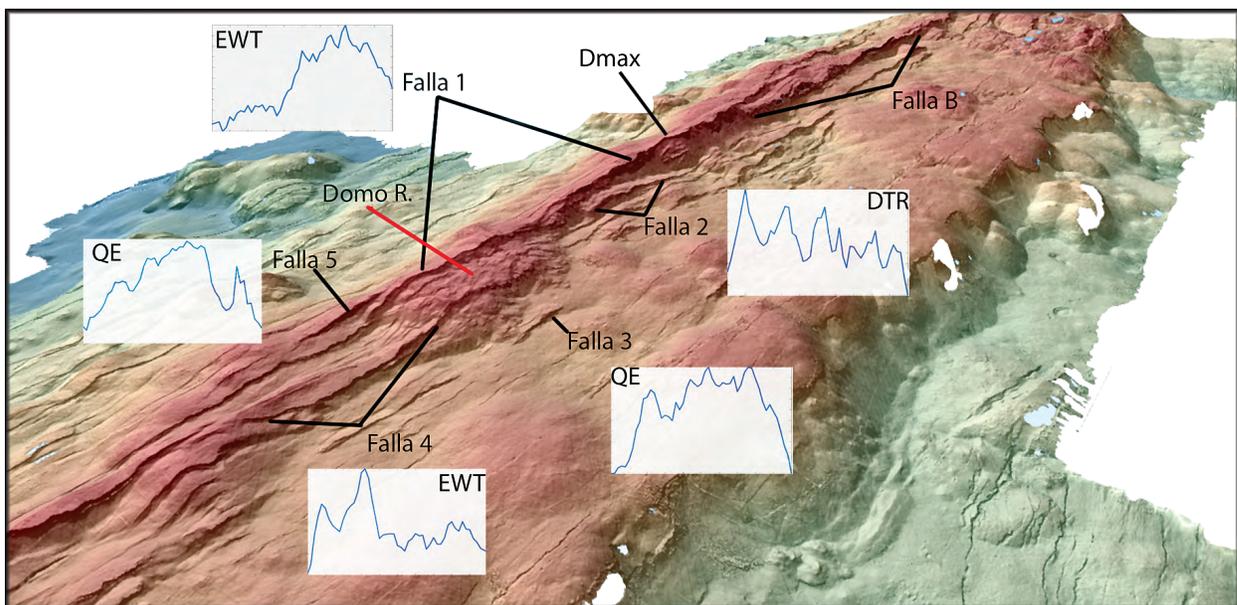
**Figura 33.** Mapa de batimetría de alta resolución mostrando la cartografía detallada de la población de fisuras en el área de estudio localizada en el NE de la Cordillera de Alarcón. En el polígono central (gris) se muestra al grupo de fisuras ubicadas sobre el eje neovolcánico (FEN) y la línea de color negro representa la interpretación de la ubicación de eje. El polígono superior en color azul muestra al grupo de fisuras noroeste (FNW). El polígono inferior en color naranja muestra al grupo de fisuras sureste (FSE). El domo riolítico se encuentra delimitado por el polígono en color negro en la parte central del mapa.

### 5.3. Relación espacial e interacción entre fallas y el domo riolítico

En el área de estudio se tiene registro de un amplio espectro de lavas de composición intermedia y félsica que no es común encontrar en dorsales centro oceánicas. El único lugar, además de la Cordillera de Alarcón, donde se han documentado este tipo de lavas es en un centro de dispersión en Islandia (Sigurdsson, 1977). Es por esta razón que, en búsqueda de una posible relación genética se analizó el vínculo entre el fallamiento y el emplazamiento las lavas altamente diferenciadas que conforman un domo riolítico en la Cordillera de Alarcón. Es entonces que a través del análisis de los perfiles de desplazamiento podemos evaluar la interacción de los campos de esfuerzos generados por las fallas y el cuerpo ígneo.

En la figura 34 mostramos los perfiles de desplazamiento de las fallas cercanas al

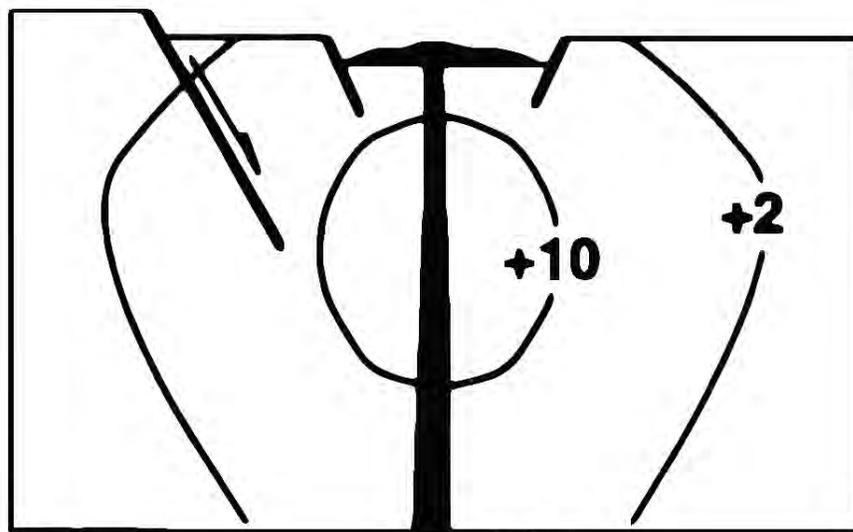
domo riolítico. Aquí es posible observar que el perfil de la Falla 1 corresponde con a la categoría elíptica con cuña. Tomando en cuenta el criterio que considera al desplazamiento vertical máximo ( $D_{max}$ ) como el punto de nucleación (v.g Manighetti *et al.*, 2001) entonces podemos deducir que la Falla 1 se propagó libremente sin restricción desde  $D_{max}$  hasta que alcanzó la barrera litología que constituye del domo riolítico y a la Falla B que actúa también como barrera al segmento opuesto. Posteriormente, el crecimiento lateral cesó a causa de estas barreras por lo que el desplazamiento vertical se incrementó hasta desarrollar un perfil elíptico. Esta acumulación de desplazamiento genera que los esfuerzos en sus puntas sobrepasen la resistencia mecánica de las rocas que componen domo riolítico hasta fracturarlo y renovar el proceso de crecimiento y propagación de la falla.



**Figura 34.** Imagen lateral de la zona de estudio se muestran las fallas alrededor del domo riolítico y sus respectivos perfiles de desplazamiento con su clasificación. La Falla 1 es la más prominente en toda la zona, presenta barreras en ambos extremos; en el segmento noreste la Falla B y en el segmento suroeste el domo riolítico. En la parte intermedia de la falla se encuentra indicada la ubicación del desplazamiento máximo ( $D_{max}$ ) el cual coincide con el punto de nucleación.

El perfil de desplazamiento de la Falla 2 corresponde a la clasificación DTR, donde  $D_{max}$  se encuentra hacia el extremo izquierdo (SW) en dirección al domo riolítico (Figura 34). La nucleación de esta falla fue cerca al domo, el cual actuó como una barrera, y la propagación se produjo hacia el extremo opuesto (NE) en las etapas iniciales de su crecimiento. La Falla 3 tiene una longitud aproximada de  $\sim 150$  m y presenta un perfil QE sin presencia de barreras visibles en sus extremos. No obstante, el efecto de

barrera para esta falla se debe posiblemente a los esfuerzos compresivos horizontales resultan a partir de la intrusión del dique que dio origen al domo riolítico. Se ha demostrado con experimentos de laboratorio y mediciones geodésicas que la intrusión de diques tiende a comprimir y a bloquear a las fallas localizada hacia los lados (Rubin y Pollard, 1988; Hofton y Foulger, 1996). En la figura 35 se muestra un modelo esquemático de la distribución espacial de la sombra de esfuerzos que genera la intrusión de un dique de 1 m de ancho el cual ha alcanzado la superficie y ha expulsado flujos de lava. Las líneas de contorno delimitan el área de influencia de los esfuerzos compresivos promedio en megapascales (MPa) alrededor del dique. De esta manera inferiremos que la escasa presencia de fallas en los flancos del domo riolítico es debido a la presencia de este tipo de cuerpos intrusivos los cuales afectan las propiedades termo-mecánicas de las rocas encajonantes. Esto sugiere, adicionalmente, que la Falla 3 es posterior al emplazamiento del domo, formándose paulatinamente conforme la extensión disminuía los esfuerzos compresivos a su alrededor.



**Figura 35.** Diagrama esquemático mostrando el área de influencia de los esfuerzos compresivos producidos por la intrusión de un dique de 1 m de ancho con  $\sim 1.8$  km de alto. La sección vertical corta un área de 2 km por  $\sim 1.8$  km. Las líneas de contorno delimitan el área de influencia de los esfuerzos compresivos promedio en megapascales (MPa) alrededor del dique. Se sugiere que este campo de esfuerzos afecta a la formación y propagación de fallas. Modificada de Pollard y Segall (1987); Curewitz y Karson (1998).

El perfil de desplazamiento de la Falla 4 corresponde con la clasificación elíptica con cuña (EWT). El comportamiento de este perfil presenta decrementos significativos en el desplazamiento a lo largo de su longitud. Se conoce que generalmente este decremento es compensado por el incremento de desplazamiento en alguna de las fallas

vecinas (v.g Contreras *et al.*, 2000; Manighetti *et al.*, 2001). La evolución de esta falla debió ser similar a la Falla 1 la cual en su propagación logro vencer la resistencia de las rocas silíceas que componen al domo. La Falla 5 presenta un perfil QE, su forma elíptica aún no está 100% desarrollada y su  $D_{max}$  se observa ligeramente en dirección al domo riolítico. Se puede interpretar que esta falla se encuentra en un estado de acumulación desplazamiento vertical. Por medio de estas observaciones e interpretaciones de la distribución del desplazamiento a lo largo fallas activas, podemos conocer el estado actual de propagación y/o acumulación de desplazamiento, la ubicación del punto de nucleación y la dirección de propagación del sistema de fallas de la cordillera.

#### **5.4. Conclusiones**

Con base en los resultados de la cartografía a detalle y la visualización, medición de desplazamiento horizontal y la generación de los perfiles de desplazamiento (vertical) en el zona de estudio obtuvimos las siguientes conclusiones:

El comportamiento de la frecuencia contra longitud de falla se ajusta con un modelo teórico de ley de potencias, mientras que las fisuras con un modelo exponencial.

El comportamiento exponencial de las fisuras en la zona de estudio refleja que su mecanismo de formación es propiciado principalmente por la flexión de la corteza.

El factor de escalamiento ( $\gamma$ ) que describe la relación entre el desplazamiento horizontal y la longitud de la falla en la zona de estudio tiene un valor de  $\gamma = 0.092$ .

Las rocas silíceas que componen el domo riolítico actúan como una barrera la cual restringe el crecimiento y la propagación lateral de las fallas a su alrededor.

## Literatura citada

- Ackermann, R. V., Schlische, R. W., y Withjack, M. O. (2001). The geometric and statistical evolution of normal fault systems: an experimental study of the effects of mechanical layer thickness on scaling laws. *Journal of Structural Geology*, **23**(11): 1803–1819.
- Aki, K. (1979). Characterization of barriers on an earthquake fault. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **84**(B11): 6140–6148.
- Anderson, E. M. (1951). *The dynamics of faulting and dyke formations*. Oliver and Boyd.
- Atwater, T. (1970). Implications of plate tectonics for the cenozoic tectonic evolution of western north america. *Geological Society of America Bulletin*, **81**(12): 3513–3536.
- Ballard, R., Bryan, W., Heirtzler, J., Keller, G., Moore, J., y Van Andel, T. (1975). Manned submersible observations in the famous area: Mid-atlantic ridge. *Science*, pp. 103–108.
- Ballard, R. D. y Moore, J. G. (2012). *Photographic atlas of the Mid-Atlantic Ridge rift valley*. Springer Science & Business Media.
- Barnett, J. A., Mortimer, J., Rippon, J. H., Walsh, J. J., y Watterson, J. (1987). Displacement geometry in the volume containing a single normal fault. *AAPG Bulletin*, **71**(8): 925–937.
- Blondel, P. (2018). Quantitative analyses of morphological data. En: *Submarine Geomorphology*. Springer, pp. 63–74.
- Bohannon, R. G. y Parsons, T. (1995). Tectonic implications of post–30 ma pacific and north american relative plate motions. *Geological Society of America Bulletin*, **107**(8): 937–959.
- Bonatti, E. y Harrison, C. (1988). Eruption styles of basalt in oceanic spreading ridges and seamounts: Effect of magma temperature and viscosity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **93**(B4): 2967–2980.
- Bürgmann, R., Pollard, D. D., y Martel, S. J. (1994). Slip distributions on faults: effects of stress gradients, inelastic deformation, heterogeneous host-rock stiffness, and fault interaction. *Journal of Structural Geology*, **16**(12): 1675–1690.
- Camerlenghi, A. (2018). Drivers of seafloor geomorphic change. En: *Submarine Geomorphology*. Springer, pp. 135–159.
- Caress, D. y Chayes, D. (2008). Mb-system: Open source software for the processing and display of swath mapping sonar data. *Internet: <http://www.mbari.org/data/mbsystem>*.
- Caress, D. W., Thomas, H., Kirkwood, W. J., McEwen, R., Henthorn, R., Clague, D. A., Paull, C. K., Paduan, J., y Maier, K. L. (2008). High-resolution multibeam, sidescan, and subbottom surveys using the mbari auv d. allan b. *Marine habitat mapping technology for Alaska*, pp. 47–69.
- Caress, D. W., Clague, J. B., Martin, J., Paduan, J., Martin, R., Thomas, H., y D, T. (2012). Morphology of the alarcón rise spreading axis from 1-m resolution auv bathymetry surveys. AGU poster.

- Cartwright, J. A., Trudgill, B. D., y Mansfield, C. S. (1995). Fault growth by segment linkage: an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from the canyonlands grabens of se utah. *Journal of Structural Geology*, **17**(9): 1319–1326.
- Chadwick Jr, W. W., Embley, R. W., y Fox, C. (1991). Evidence for volcanic eruption on the southern juan de fuca ridge between 1981 and 1987. *Nature*, **350**(6317): 416.
- Cherkaoui, A. S., Wilcock, W. S., y Baker, E. T. (1997). Thermal fluxes associated with the 1993 diking event on the coaxial segment, juan de fuca ridge: A model for the convective cooling of a dike. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **102**(B11): 24887–24902.
- Cladouhos, T. T. y Marrett, R. (1996). Are fault growth and linkage models consistent with power-law distributions of fault lengths? *Journal of Structural Geology*, **18**(2-3): 281–293.
- Clague, D. A., Caress, D. W., Dreyer, B. M., Lundsten, J. B., Portner, R. A., Spelz-Madero, R., Bowles, J. A., Castillo, P., Guardado-France, R., Le Saout, M., Martin, J. F., Rosa del Rio, S., y Zeirenberg, R. A. (2017). Geology of the alarcon rise, southern gulf of california. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* (G3).
- Clark, R. y Cox, S. (1996). A modern regression approach to determining fault displacement-length scaling relationships. *Journal of Structural Geology*, **18**(2): 147–152.
- Contreras, J., Anders, M. H., y Scholz, C. H. (2000). Growth of a normal fault system: observations from the lake malawi basin of the east african rift. *Journal of Structural Geology*, **22**(2): 159–168.
- Cook, N. (1976). Seismicity associated with mining. *Engineering Geology*, **10**(2-4): 99–122.
- Cowie, P. A. y Scholz, C. H. (1992a). Displacement-length scaling relationship for faults: data synthesis and discussion. *Journal of Structural Geology*, **14**(10): 1149–1156.
- Cowie, P. A. y Scholz, C. H. (1992b). Growth of faults by accumulation of seismic slip. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **97**(B7): 11085–11095.
- Cowie, P. A. y Scholz, C. H. (1992c). Physical explanation for the displacement-length relationship of faults using a post-yield fracture mechanics model. *Journal of Structural Geology*, **14**(10): 1133–1148.
- Curewitz, D. y Karson, J. A. (1998). Geological consequences of dike intrusion at mid-ocean ridge spreading centers. *Faulting and Magmatism at Mid-Ocean Ridges*, pp. 117–136.
- Davis, G. H. y Reynolds, S. J. (1996). Structural geology of rocks and regions. En: *Structural geology of rocks and regions. 2nd edition*. Wiley.
- Davis, K., Burbank, D. W., Fisher, D., Wallace, S., y Nobes, D. (2005). Thrust-fault growth and segment linkage in the active ostler fault zone, new zealand. *Journal of Structural Geology*, **27**(8): 1528–1546.

- Davy, P. (1993). On the frequency-length distribution of the san andreas fault system. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **98**(B7): 12141–12151.
- Dawers, N. H. y Anders, M. H. (1995). Displacement-length scaling and fault linkage. *Journal of Structural Geology*, **17**(5): 607611–609614.
- Dawers, N. H., Anders, M. H., y Scholz, C. H. (1993). Growth of normal faults: Displacement-length scaling. *Geology*, **21**(12): 1107–1110.
- Delaney, P. T. (1987). Heat transfer during emplacement and cooling of mafic dykes. *Mafic dyke swarms*, **34**: 31–46.
- Dierssen, H. M. y Theberge Jr, A. E. (2014). Bathymetry: History of seafloor mapping. *Encyclopedia of Ocean Sciences*.
- Dreyer, B., Portner, R., Clague, D., Miggins, D., y M, C. (2015). Rhyolite formation on the alarcón rise (epr). AGU poster.
- Dumont, S., Klinger, Y., Socquet, A., Doubre, C., y Jacques, E. (2017). Magma influence on propagation of normal faults: Evidence from cumulative slip profiles along dabbahu-manda-hararo rift segment (afar, ethiopia). *Journal of Structural Geology*, **95**: 48–59.
- Embley, R. y Chadwick, W. (1994). Volcanic and hydrothermal processes associated with a recent phase of seafloor spreading at the northern cleft segment: Juan de fuca ridge. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **99**(B3): 4741–4760.
- Fletcher, J. M., Grove, M., Kimbrough, D., Lovera, O., y Gehrels, G. E. (2007). Ridge-trench interactions and the neogene tectonic evolution of the magdalena shelf and southern gulf of california: Insights from detrital zircon u-pb ages from the magdalena fan and adjacent areas. *Geological Society of America Bulletin*, **119**(11-12): 1313–1336.
- Fossen, H. (2016). *Structural geology*. Cambridge University Press.
- Fossen, H. y Hesthammer, J. (1997). Geometric analysis and scaling relations of deformation bands in porous sandstone. *Journal of Structural Geology*, **19**(12): 1479–1493.
- Fossen, H. y Rotevatn, A. (2016). Fault linkage and relay structures in extensional settings—a review. *Earth-Science Reviews*, **154**: 14–28.
- Friendly, M. y Denis, D. J. (2001). Milestones in the history of thematic cartography, statistical graphics, and data visualization. URL <http://www.datavis.ca/milestones>, **32**.
- Gans, P. B. (1997). Large-magnitude oligo-miocene extension in southern sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest mexico. *Tectonics*, **16**(3): 388–408.
- Gauthier, B. y Lake, S. (1993). Probabilistic modeling of faults below the limit of seismic resolution in pelican field, north sea, offshore united kingdom. *AAPG Bulletin*, **77**(5): 761–777.
- Gerya, T. (2009). *Introduction to numerical geodynamic modelling*. Cambridge University Press.

- Gillespie, P., Walsh, J. t., y Watterson, J. (1992). Limitations of dimension and displacement data from single faults and the consequences for data analysis and interpretation. *Journal of Structural Geology*, **14**(10): 1157–1172.
- González-Fernández, A., Dañobeitia, J., Delgado-Argote, L., Michaud, F., Córdoba, D., y Bartolomé, R. (2005). Mode of extension and rifting history of upper tiburón and upper delfín basins, northern gulf of california. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **110**(B1).
- Griffith, A. A. y Eng, M. (1921). Vi. the phenomena of rupture and flow in solids. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, **221**(582-593): 163–198.
- Gudmundsson, A. (1987). Geometry, formation and development of tectonic fractures on the reykjanes peninsula, southwest iceland. *Tectonophysics*, **139**(3-4): 295–308.
- Gupta, A. y Scholz, C. H. (2000). Brittle strain regime transition in the afar depression: Implications for fault growth and seafloor spreading. *Geology*, **28**(12): 1087–1090.
- Hardacre, K. y Cowie, P. (2003). Variability in fault size scaling due to rock strength heterogeneity: a finite element investigation. *Journal of structural geology*, **25**(10): 1735–1750.
- Harris, P. T. y Macmillan-Lawler, M. (2018). Origin and geomorphic characteristics of ocean basins. En: *Submarine Geomorphology*. Springer, pp. 111–134.
- Heezen, B. C. (1960). The rift in the ocean floor. *Scientific American*, **203**(4): 98–114.
- Hey, R., Kleinrock, M., Miller, S., Atwater, T., y Searle, R. (1986). Sea beam/deep-tow investigation of an active oceanic propagating rift system, galapagos 95.5° w. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **91**(B3): 3369–3393.
- Hillier, J. K., Tilmann, F., y Hovius, N. (2008). Editorial submarine geomorphology: new views on an 'unseen' landscape. *Basin Research*, **20**(4): 467–472.
- Hofton, M. y Foulger, G. (1996). Postrifting anelastic deformation around the spreading plate boundary, north iceland: 1. modeling of the 1987–1992 deformation field using a viscoelastic earth structure. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **101**(B11): 25403–25421.
- Huvenne, V. A., Robert, K., Marsh, L., Iacono, C. L., Le Bas, T., y Wynn, R. B. (2018). Rvs and auvs. En: *Submarine Geomorphology*. Springer, pp. 93–108.
- Janecke, S. U. y DeMets (2010). Gsa abstracts with programs. 41: p.44.
- Kim, Y.-S. y Sanderson, D. J. (2005). The relationship between displacement and length of faults: a review. *Earth-Science Reviews*, **68**(3): 317–334.
- King, G. (1986). Speculations on the geometry of the initiation and termination processes of earthquake rupture and its relation to morphology and geological structure. En: *Friction and faulting*. Springer, pp. 567–585.
- Langmuir, C. H., Bender, J. F., y Batiza, R. (1986). Petrological and tectonic segmentation of the east pacific rise, 5 30'–14 30' n. *Nature*, **322**(6078): 422.

- Lavier, L. L., Buck, W. R., y Poliakov, A. N. (2000). Factors controlling normal fault offset in an ideal brittle layer. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **105**(B10): 23431–23442.
- Lonsdale, P. (1977). Abyssal pahoehoe with lava coils at the galapagos rift. *Geology*, **5**(3): 147–152.
- Lonsdale, P. (1989). Geology and tectonic history of the gulf of california. *The eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America*, v. N, pp. 499–521.
- Lowell, R. P. y Germanovich, L. N. (1995). Dike injection and the formation of megaplumes at ocean ridges. *Science*, **267**(5205): 1804–1807.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of geophysics*. Cambridge university press.
- MacDonald, K., Scheirer, D., y Carbotte, S. (1991). Mid-ocean ridges- discontinuities, segments and giant cracks. *Science*, **253**(5023): 986–994.
- Macdonald, K. C. (1998). Linkages between faulting, volcanism, hydrothermal activity and segmentation on fast spreading centers. *Faulting and magmatism at mid-ocean ridges*, pp. 27–58.
- Macdonald, K. C., Fox, P., Perram, L., Eisen, M., Haymon, R., Miller, S., Carbotte, S. M., Cormier, M.-H., y Shor, A. (1988). A new view of the mid-ocean ridge from the behaviour of ridge-axis discontinuities. *Nature*, **335**(6187): 217.
- Maier, K., Normark, W., Fildani, A., McGann, M., Paull, C., Graham, S., Caress, D., y McHargue, T. (2007). The southernmost branch of the lucia canyon system offshore central california: New insights from high-resolution auv bathymetry and chirp sub-bottom profiles. En: *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Main, I. G., Meredith, P. G., Sammonds, P. R., y Jones, C. (1990). Influence of fractal flaw distributions on rock deformation in the brittle field. *Geological Society, London, Special Publications*, **54**(1): 81–96.
- Manighetti, I., King, G., Gaudemer, Y., Scholz, C., y Doubre, C. (2001). Slip accumulation and lateral propagation of active normal faults in afar. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **106**(B7): 13667–13696.
- Manighetti, I., Campillo, M., Bouley, S., y Cotton, F. (2007). Earthquake scaling, fault segmentation, and structural maturity. *Earth and Planetary Science Letters*, **253**(3): 429–438.
- Manighetti, I., Zigone, D., Campillo, M., y Cotton, F. (2009). Self-similarity of the largest-scale segmentation of the faults: Implications for earthquake behavior. *Earth and Planetary Science Letters*, **288**(3): 370–381.
- Manighetti, I., Caulet, C., Barros, L., Perrin, C., Cappa, F., y Gaudemer, Y. (2015). Generic along-strike segmentation of afar normal faults, east africa: Implications on fault growth and stress heterogeneity on seismogenic fault planes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **16**(2): 443–467.
- Mansfield, C. y Cartwright, J. (2001). Fault growth by linkage: observations and implications from analogue models. *Journal of Structural Geology*, **23**(5): 745–763.

- Marrett, R. y Allmendinger, R. W. (1991). Estimates of strain due to brittle faulting: sampling of fault populations. *Journal of Structural Geology*, **13**(6): 735–738.
- Marrett, R. y Allmendinger, R. W. (1992). Amount of extension on "small" faults: An example from the viking graben. *Geology*, **20**(1): 47–50.
- Marshak, S. (2011). *Earth: Portrait of a Planet: Fourth International Student Edition*. WW Norton & Company.
- Menard, H. W. (1960). The east pacific rise. *Science*, **132**(3441): 1737–1746.
- Mikumo, T. y Miyatake, T. (1978). Dynamical rupture process on a three-dimensional fault with non-uniform frictions and near-field seismic waves. *Geophysical Journal International*, **54**(2): 417–438.
- Mitchell, N. C. (2018). Mid-ocean ridges. En: *Submarine Geomorphology*. Springer, pp. 349–365.
- Nagy, E. A. y Stock, J. M. (2000). Structural controls on the continent-ocean transition in the northern gulf of california. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **105**(B7): 16251–16269.
- Nicol, A., Watterson, J., Walsh, J., y Childs, C. (1996). The shapes, major axis orientations and displacement patterns of fault surfaces. *Journal of Structural Geology*, **18**(2-3): 235–248.
- Nixon, C. W., Sanderson, D. J., Dee, S. J., Bull, J. M., Humphreys, R. J., y Swanson, M. H. (2014). Fault interactions and reactivation within a normal-fault network at milne point, alaska. *AAPG Bulletin*, **98**(10): 2081–2107.
- Oreskes, N. (1999). *The rejection of continental drift: Theory and method in American earth science*. Oxford University Press.
- Paduan, J. B., Clague, D. A., Caress, D. W., Lundsten, L., Martin, J., y C, N.-C. (2012). Newly discovered hydrothermal system on alarcón rise, méxico. AGU poster.
- Peacock, D. (2002). Propagation, interaction and linkage in normal fault systems. *Earth-Science Reviews*, **58**(1): 121–142.
- Peacock, D. y Sanderson, D. (1991). Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones. *Journal of Structural Geology*, **13**(6): 721–733.
- Peacock, D. y Sanderson, D. (1994). Geometry and development of relay ramps in normal fault systems. *AAPG bulletin*, **78**(2): 147–165.
- Peacock, D., Nixon, C., Rotevatn, A., Sanderson, D., y Zuluaga, L. (2016). Glossary of fault and other fracture networks. *Journal of Structural Geology*, **92**: 12–29.
- Perfit, M. R. y Chadwick, W. W. (1998). Magmatism at mid-ocean ridges: Constraints from volcanological and geochemical investigations. *Faulting and magmatism at mid-ocean ridges*, pp. 59–115.
- Persaud, P., Stock, J. M., Steckler, M. S., Martín-Barajas, A., Diebold, J. B., González-Fernández, A., y Mountain, G. S. (2003). Active deformation and shallow structure of the wagner, consag, and delfín basins, northern gulf of california, mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **108**(B7).

- Poliakov, A. N. y Buck, W. R. (1998). Mechanics of stretching elastic-plastic-viscous layers: Applications to slow-spreading mid-ocean ridges. *Faulting and magmatism at mid-ocean ridges*, pp. 305–323.
- Pollard, D. y Segall, P. (1987). Theoretical displacements and stresses near fractures in rock: with applications to faults, joints, veins, dikes, and solution surfaces. *Fracture mechanics of rock*, **277**(349): 277–349.
- Portner, R. A., Dreyer, B. D., Clague, D. A., Spelz, R., Lowenstern, J. B., Paduan, J. B., Carey, S., y W, H. J. (2015). Rhyolite eruption on a mid-ocean ridge: Alarcón rise, gulf of california. AGU poster.
- Renard, V., Hekinian, R., Francheteau, J., Ballard, R., y Backer, H. (1985). Submersible observations at the axis of the ultra-fast-spreading east pacific rise (17 30' to 21 30' s). *Earth and Planetary Science Letters*, **75**(4): 339–353.
- Roche, V., Homberg, C., y Rocher, M. (2012). Fault displacement profiles in multilayer systems: from fault restriction to fault propagation. *Terra Nova*, **24**(6): 499–504.
- Rubin, A. M. y Pollard, D. D. (1988). Dike-induced faulting in rift zones of iceland and afar. *Geology*, **16**(5): 413–417.
- Schlische, R. W., Young, S. S., Ackermann, R. V., y Gupta, A. (1996). Geometry and scaling relations of a population of very small rift-related normal faults. *Geology*, **24**(8): 683–686.
- Scholz, C. y Cowie, P. A. (1990). Determination of total strain from faulting using slip measurements. *Nature*, **346**(6287): 837–839.
- Scholz, C., Dawers, N., Yu, J.-Z., Anders, M., y Cowie, P. (1993). Fault growth and fault scaling laws: preliminary results. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **98**(B12): 21951–21961.
- Scholz, C. H. (2002). *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge university press.
- Sempeééréé, J.-C., Palmer, J., Christie, D. M., Morgan, J. P., y Shor, A. N. (1991). Australian-antarctic discordance. *Geology*, **19**(5): 429–432.
- Sigurdsson, H. (1977). Generation of icelandic rhyolites by melting of plagiogranites in the oceanic layer. *Nature*, **269**(5623): 25–28.
- Sonnette, L., Angelier, J., Villemin, T., y Bergerat, F. (2010). Faulting and fissuring in active oceanic rift: Surface expression, distribution and tectonic–volcanic interaction in the thingvellir fissure swarm, iceland. *Journal of Structural Geology*, **32**(4): 407–422.
- Spelz, R. M., Meneses-Quiroz, E., Fletcher, M., Nieves-Cardoso, C., Rosa-del Rio, M. S., Caress, D. W., Clague, J. B., Paduan, J. F., Martin, R., y Guardado (2012). The alarcón rise: detail mapping and preliminary results on the geometry, distribution and kinematics of faults and fissures on ridge-trasnform system. AGU poster.
- Spelz Madero, R. (2008). Geomorfología tectónica de una falla normal activa de bajo ángulo en las sierras cucapá y el mayor. *Baja California, México*.

- Spyropoulos, C., Griffith, W. J., Scholz, C. H., y Shaw, B. E. (1999). Experimental evidence for different strain regimes of crack populations in a clay model. *Geophysical Research Letters*, **26**(8): 1081–1084.
- Stock, J. y Hodges, K. (1989). Pre-pliocene extension around the gulf of california and the transfer of baja california to the pacific plate. *Tectonics*, **8**(1): 99–115.
- Supak, S., Bohnenstiehl, D., y Buck, W. (2006). Flexing is not stretching: An analogue study of flexure-induced fault populations. *Earth and Planetary Science Letters*, **246**(1): 125–137.
- Sutherland, F. H. (2006). *Continental rifting across the Southern Gulf of California*. Tesis de doctorado, UC San Diego, San Diego California EUA.
- Theberge, A. (2008). Thirty years of discovering the mariana trench. *Hydro International*, **12**(8).
- Theberge, A. (2010). Appendix: The history of seafloor mapping. *Ocean Globe*, pp. 237–274.
- Thiercelin, M. y Roegiers, J. (2000). Formation characterization: Rock mechanics. *Reservoir stimulation*, **3**(1): 3.
- Tibaldi, A., Bonali, F., Einarsson, P., Hjartardóttir, Á., y Mariotto, F. P. (2016). Partitioning of holocene kinematics and interaction between the theistareykir fissure swarm and the husavik-flatey fault, north iceland. *Journal of Structural Geology*, **83**: 134–155.
- Trudgill, B. y Cartwright, J. (1994). Relay-ramp forms and normal-fault linkages, canyonlands national park, utah. *Geological Society of America Bulletin*, **106**(9): 1143–1157.
- Umhoefer, P. J., Schwennicke, T., Del Margo, M. T., Ruiz-Geraldo, G., Ingle, J. C., y McIntosh, W. (2007). Transtensional fault-termination basins: an important basin type illustrated by the pliocene san jose island basin and related basins in the southern gulf of california, mexico. *Basin Research*, **19**(2): 297–322.
- Wallace, R. E. (1977). Profiles and ages of young fault scarps, north-central nevada. *Geological Society of America Bulletin*, **88**(9): 1267–1281.
- Walsh, J. J. y Watterson, J. (1988). Analysis of the relationship between displacements and dimensions of faults. *Journal of Structural geology*, **10**(3): 239–247.
- Walsh, J. J. y Watterson, J. (1991). Geometric and kinematic coherence and scale effects in normal fault systems. *Geological Society, London, Special Publications*, **56**(1): 193–203.
- Watterson, J. (1986). Fault dimensions, displacements and growth. *Pure and Applied Geophysics*, **124**(1-2): 365–373.
- Wilson, J. T. (1965). A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, **207**(4995): 343.
- Wojtal, S. F. (1996). Changes in fault displacement populations correlated to linkage between faults. *Journal of Structural Geology*, **18**(2-3): 265–279.

- Wright, D. J. (1998). Formation and development of fissures at the east pacific rise: Implications for faulting and magmatism at mid-ocean ridges. *Faulting and Magmatism at Mid-Ocean Ridges*, pp. 137–151.
- Yoerger, D. R., Bradley, A. M., Walden, B., Cormier, M., y Ryan, W. (1999). High resolution mapping of a fast spreading mid ocean ridge with the autonomous benthic explorer. En: *International Symposium on Unmanned Untethered Submersible Technology*. UNIVERSITY OF NEW HAMPSHIRE-MARINE SYSTEMS, pp. 21–31.