



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**CENTRO DE GEOCIENCIAS**

**SISMOLOGÍA Y TIERRA SÓLIDA**

**ESTUDIOS DE ANISOTROPÍA SÍSMICA PARA FINES DE EVALUACIÓN DE  
YACIMIENTOS FRACTURADOS**

**TESIS**

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**PRESENTA**

**M.C. Francisco Chacón Hernández**

**DIRECTOR DE TESIS**

**Dr. Francisco Ramón Zúñiga Dávila Madrid**

**(Centro de Geociencias UNAM)**

**MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR**

**Dr. Mariano Cerca Martínez y Dr. Carlos Mendoza**

**(Centro de Geociencias UNAM)**

**Juriquilla Querétaro, México, Agosto del 2022**



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

**Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.**

A handwritten signature in black ink, appearing to be 'José Luis H.', written in a cursive style with a long horizontal stroke extending to the left.

## **AGRADECIMIENTOS**

Al Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México por haberme permitido llevar a cabo los estudios de posgrado y la realización de este trabajo de investigación.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por el financiamiento otorgado durante los estudios de posgrado (No. Registro: 299415), que igualmente permitió la realización de este trabajo de investigación. Así mismo, por su apoyo otorgado por medio de una beca mixta para la realización de una estancia académica (No. Convocatoria: 291212).

Un agradecimiento especial al Dr. Fco. Ramón Zúñiga por sus enseñanzas, consejos y su gran apoyo brindado durante los estudios de posgrado y en el proyecto de investigación. Igualmente, al Dr. Mariano Cerca Martínez y al Dr. Carlos Mendoza, por brindarme sus consejos y apoyo en la realización de este trabajo de investigación como parte de mi comité tutor.

A mi jurado de grado, el Dr. Fco. Ramón Zúñiga, el Dr. J. Oscar Campos Enríquez, el Dr. Mariano Cerca Martínez, el Dr. Raúl Valenzuela, y el Dr. Fernando Samaniego, por su tiempo y apoyo en la revisión de este trabajo de investigación.

Igualmente, al Dr. Quetzalcóatl Rodríguez y al Dr. Víctor Márquez, por sus consejos y apoyo durante los estudios de posgrado. Al Mtro. Javier Lermo Samaniego y a la Ing. Cecilia Lorenzo por su apoyo con los datos sísmicos e información general de los campos geotérmicos Tres Vírgenes y Los Humeros.

Al personal administrativo del Centro de Geociencias por su apoyo en todo trámite, y por su atenta ayuda en todo momento.

A mis padres, hermano, hermanas y familia en general por su amor y apoyo incondicional. A Cassandra por su apoyo y compañía en todo momento.

# ÍNDICE GENERAL

<b>Lista de figuras</b> .....	VI
<b>Lista de tablas</b> .....	XII
<b>Resumen</b> .....	14
<b>1. Introducción</b> .....	16
<b>2. Antecedentes y desarrollo teórico</b> .....	20
2.1 Anisotropía .....	20
2.1.1 Birrefringencia sísmica .....	21
2.1.2 Parámetros de birrefringencia sísmica.....	22
2.2 Fracturamiento en rocas .....	24
2.2.1 Densidad de fractura $\epsilon$ .....	25
2.3 Anisotropía azimutal.....	26
2.3.1 Anisotropía y frecuencia sísmica.....	26
2.4 Anisotropía elástica matricial.....	27
2.5 Sismicidad inducida.....	31
2.5.1 Mecanismos de deslizamiento en fallas inducidas.....	33
<b>3. Análisis de reservorios fracturados</b> .....	35
3.1 Sismicidad en campos geotérmicos y volcánicos .....	35
3.2 Metodología de análisis de birrefringencia sísmica .....	36
3.2.1 Algoritmo para la obtención de los parámetros de birrefringencia sísmica.....	36
3.2.2 Limitaciones del método .....	42
3.3 Estudios de birrefringencia sísmica en el Complejo Volcánico Tres Virgenes, Baja California Sur, México .....	44
3.3.1 Marco tectónico .....	44
3.3.2 Datos.....	45
3.3.3 Resultados de los parámetros de birrefringencia sísmica .....	50
3.3.3.1 Análisis de polarización rápida .....	50
3.3.3.2 Análisis de tiempo de retraso .....	55
3.3.4 Discusión .....	57
3.3.4.1 Principales direcciones de polarización.....	57
3.3.4.2 Pruebas estadísticas .....	60
3.4 Análisis de la fractura-permeabilidad en el Complejo Volcánico Tres Vírgenes .....	69
3.4.1 Distribución espacial de los más altos porcentajes de anisotropía.....	70
3.4.2 Análisis de las principales rutas de fractura-permeabilidad.....	72
3.4.2.1 Comparación de rutas.....	75

3.5 Estudios de birrefringencia sísmica en el Campo Volcánico Los Humeros, Puebla, México .....	76
3.5.1 Marco tectónico .....	76
3.5.2 Datos .....	78
3.5.3 Resultados de los parámetros de birrefringencia sísmica .....	81
3.5.3.1 Análisis de polarización rápida .....	81
3.5.3.2 Análisis de tiempo de retraso .....	87
3.5.3.3 Distribución espacial de altos porcentajes de anisotropía .....	88
3.5.4 Discusión .....	91
3.5.4.1 Direcciones de polarización .....	91
3.5.4.2 Análisis temporal y espacial de $\phi$ y $\delta t$ .....	93
3.5.4.3 Tiempo de retraso y fuerza de anisotropía .....	97
3.6 Conclusiones generales del análisis del CVTV y del CGLH.....	98
<b>4. Modelados sintéticos del campo de ondas acústico sobre medios fracturados .....</b>	<b>100</b>
4.1 Modelos sintéticos .....	101
4.1.1 Análisis y desarrollo .....	101
4.1.2 Modelos teóricos .....	102
4.1.3 Análisis de flujo de energía acústica.....	103
4.1.4 Resultados de pruebas .....	104
4.1.4.1 Caso prueba 1. Análisis de medios formados con fracturas verticales subparalelas .....	104
4.1.4.2 Caso prueba 2. Análisis de medios formados por fracturas inclinadas .....	106
4.1.4.3 Caso prueba 3. Análisis de medios formados por diferentes tipos de estructuras .....	109
4.1.4.4 Caso prueba 4. Análisis de medios formados por fracturas con diferentes orientaciones .....	111
4.1.4.5 Caso prueba 5. Análisis de un medio formado por una fractura con diferente longitud .....	112
4.1.5 Discusiones y conclusiones .....	113
<b>5. Discusiones y conclusiones generales .....</b>	<b>115</b>
<b>Referencias bibliográficas .....</b>	<b>117</b>

# LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1.1.</b> Ejemplo de una estructura sedimentaria conformada por fracturas, fallas, grietas, y porosidad (Tomada de Skinner y Porter, 2000).....	16
<b>Figura 1.2.</b> Ilustración esquemática de la fractura y del modelo de falla. El corredor de fractura son zonas altamente fracturadas y frecuentemente asociadas a fallas. Estos corredores de fractura son reservorios sub-verticales y transversos con escalas de cientos de metros a varios kilómetros (Modificado de Narr et al., 2006)....	17
<b>Figura 1.3.</b> Tres tipos de comportamiento de las fracturas. Modo 1) fractura con abertura extensional o tensional; Modos 2) y 3) fractura con deslizamiento de cizalladura (Modificada de Liu y Martínez, 2012).....	18
<b>Figura 2.1.1.</b> Vectores velocidad de fase ( $V_f$ ) y velocidad de grupo ( $V_g$ ) en un medio isótropo (a) y anisótropo (b), para un tiempo $t$ y $dt$ .....	20
<b>Figura 2.1.2.1.</b> Esquema de propagación del campo de ondas en un medio isótropo y anisótropo (Modificado de Savage, 1999) .....	23
<b>Figura 2.1.2.2.</b> Ejemplo de división del campo de onda de cizalla al cruzar un medio con estratificación horizontal. Propagación vertical (a) y horizontal (b) del campo de onda S, con el tiempo de retraso $\delta t$ (Modificado de Crampin, 1985; Babuska y Cara, 1991).....	23
<b>Figure 2.2.1.</b> Volúmenes de roca (cubo) sometidos a un esfuerzo constante. El cubo comienza a ser sometido por el esfuerzo (a), se da la creación de poros y microgrietas (b), y su posteriormente se incrementan (c y d) .....	24
<b>Figura 2.2.2.</b> Ejemplo de formas de onda de cizalla rápida (a) y lenta (b) invertidas, cuyos arribos son marcados por una línea roja. La amplitud de la fase rápida es menor que de la fase lenta .....	25
<b>Figura 2.2.1.1.</b> Ejemplos de fracturamiento. Muchas fracturas de menor tamaño (izquierda) pueden reflejar un mismo valor de $\epsilon$ que pocas fracturas de tamaño más largo (derecha). Tomado y modificado de Maultzsch et al. (2003a).....	26
<b>Figura 2.4.1.</b> Modelo monoclinico formado por dos grupos de fracturas verticales paralelas. Las fracturas normales hacen los ángulos $\phi_1$ y $\phi_2$ con el eje x. Figura modificada de Bakulin et al. (2000).....	29
<b>Figura 2.4.2.</b> Modelo ortorrómbico, generado por grietas verticales paralelas incrustadas en un medio compuesto de estratos horizontales delgados. Figura modificada de Tsvankin (1997b) .....	29
<b>Figura 2.4.3.</b> a) Medio Isótropo Transverso Vertical, con un plano de simetría definido por el par ordenado (x, z) o (y, z). El plano isótropo (PI) es perpendicular al plano de simetría, por ésta razón se denomina medio polar. b) Figura de un medio Isótropo Transverso Horizontal, cuyo plano de simetría queda definido por el par ordenado (x, y) o (x, z). El plano isótropo es vertical al plano de simetría empleado, siendo denominado como medio de anisotropía azimutal debido a que el campo de velocidad varía con el azimut (Modificado de Grechka, 2009).....	30
<b>Figura 2.5.1.1.</b> a) Tres sistemas de fallamiento por cizalla: (1) fallamiento de rumbo (Strike Slip), (2) fallamiento Normal y (3) fallamiento Inverso. b) Combinación de mecanismos de fuente para micro-sismos por inyección de fluido. (Modificado de Kamei et al., 2015).....	34
<b>Figura 3.1.1.</b> Formas de onda verticales (izquierda) y sus respectivos espectros de frecuencias (derecha) de eventos sísmicos cuyos orígenes son diferentes. Estas señales fueron registradas en el CVTV, Baja California, México. a) evento con periodo largo, b) evento volcano-tectónico, c) evento hibrido, y d) tremor volcánico .....	36
<b>Figura 3.2.1.</b> Algoritmo conformado por una secuencia de pasos, los cuales son obtenidos de trabajos previos ....	37
<b>Figura 3.2.</b> Sistema coordenado X – Y, con una fuente y un receptor ubicada a lo largo del eje X, junto con las coordenadas X' – Y', las cuales conducen a la posición final de las fases S1 y S2. Esto es obtenido a partir del ángulo de rotación $\alpha$ , que es el máximo valor de la función de correlación cruzada (Modificado de Chichinina, 2014) .....	39
<b>Figura 3.2.1.1.</b> Ejemplo del máximo valor del coeficiente de correlación cruzada .....	39

<b>Figura 3.2.1.2.</b> Ejemplo de tres formas de onda no filtradas (vertical, este-oeste, y norte-sur) (izquierda), las cuales son posteriormente analizadas y filtradas (empleando un filtro pasabandas de 0.5 a 20 Hz) para obtener las formas de onda de las fases de cizalla rápida y lenta (derecha).....	40
<b>Figura 3.2.2.1.</b> Ejemplo de un evento sísmico registrado en el Campo Volcánico Tres Vírgenes, Baja California, México, mostrando las fases P, PP, SP, y S.....	43
<b>Figura 3.3.1.</b> Área de estudio (recuadro negro) ubicado en la península de Baja California Sur (recuadro rojo). El CVTV se conforma por los volcanes El Viejo (VEV), El Azufre (VEA) y La Virgen (VLV) marcados con estrellas negras. CEA: Caldera El Aguajito, CLR: Caldera La Reforma.....	45
<b>Figura 3.3.2.1.</b> Magnitudes de los eventos sísmicos registrados de 2009 a 2013 (a) y su correspondiente histograma (b). Profundidades de los mismos eventos junto con sus respectivos valores RMS (c) y su histograma (d).....	46
<b>Figura 3.3.2.2.</b> La gráfica superior muestra la tasa de inyección/producción temporal (Ton/h) desde 2009 y hasta 2013 (Lermo et al., 2014), de dos pozos inyectoros y dos pozos productores. La gráfica inferior muestra el número de eventos sísmicos registrados durante el mismo periodo .....	47
<b>Figura 3.3.2.3.</b> a) Epicentros sísmicos, principales estructuras tectónicas y ubicación de las estaciones sísmicas empleadas y analizadas durante el periodo de 2009 a 2013. b) Ubicación del CGTV delimitado por la línea discontinua roja. El enfoque tectónico local está basado en estudios previos hechos por López-Hernández et al. (1993, 1994), Macías y Jiménez (2012, 2013), y Antayhua – Vera et al. (2015). EPO: El Partido Fault; EV1: Falla de El Viejo 1; EV2; Falla El Viejo 2; Falla SS: Falla Strike – Slip o Falla de deslizamiento .....	48
<b>Figura 3.3.2.4.</b> Hipocentros de los eventos sísmicos analizados para cada año del periodo estudiado junto con sus magnitudes, los cuales son mostrados en perspectiva longitud – profundidad. Los eventos de 2009 fueron considerados con aquellos de 2010 debido a la poca cantidad. Durante 2011 y 2012 se presenta la mayor cantidad de eventos, mientras que durante 2012 y 2013 se presentaron una menor cantidad de eventos, y sus hipocentros fueron más dispersos .....	49
<b>Figura 3.3.3.1.1.</b> Comparación de diagramas del movimiento de partículas normalizados (izquierda) y las formas de onda S1 y S2 con sus respectivas fases marcadas (derecha). Así mismo, se muestran los valores obtenidos de los parámetros $\phi$ and $\delta t$ , seleccionados de cuatro eventos sísmicos con similares parámetros hipocentrales, registrados en la estación TV11 durante cada año del periodo estudiado. Los movimientos de partícula son desplegados para los primeros 0.5 segundos después del arribo de S.....	51
<b>Figura 3.3.3.1.2.</b> a) Histograma de polarizaciones rápidas de todos los eventos analizados desde 2010 a 2013. b) Promedios mensuales y anuales (números en azul) de $\phi$ junto con sus respectivas barras de errores (95% de nivel de confianza) .....	52
<b>Figura 3.3.3.1.3.</b> Diagramas de rosas de polarizaciones de onda de cizalla rápida de cada estación sísmica y para cada año del periodo analizado 2010 – 2013. Los valores fueron normalizados de acuerdo con aquellos años que presentan el menor número de datos, esto para poder observar todas las polarizaciones. Se emplean divisiones de $10^\circ$ .....	53
<b>Figura 3.3.3.1.4.</b> Valores DPM para cada estación, junto con sus respectivas barras de error.....	54
<b>Figura 3.3.3.1.5.</b> Diagramas de rosas de las polarizaciones rápidas anuales, empleando divisiones de $10^\circ$ y normalizando las polarizaciones de cada diagrama con respecto a la dirección preferencial. La dirección de polarización promedio M, el número total de mediciones N, y el valor R, son mostrados en la parte superior de cada diagrama .....	55
<b>Figura 3.3.3.2.1.</b> a) Histograma del tiempo de retraso para todos los eventos analizados desde 2010 a 2013. b) Valores mensuales y promedios anuales (números en azul) de $\delta t$ junto con sus respectivas barras de error (95% de nivel de confianza) .....	56
<b>Figura 3.3.3.2.2.</b> Comparación de los valores anuales TRM para cada estación, con sus respectivas barras de error (95% del nivel de confianza) .....	57



**Figura 3.3.4.2.1.** Diagramas de polarización de ondas de cizalla rápida para cada año del periodo analizado y para la región noroeste, empleando divisiones de  $10^\circ$  y normalizando cada diagrama con respecto a la dirección de polarización preferencial. Las polarizaciones fueron obtenidas de eventos registrados en las estaciones TV04 y TV05. Líneas azules corresponden a fallas del tipo strike – slip, mientras que las líneas negras corresponden a fallas normales. La dirección de polarización promedio  $M$ , el número total de mediciones  $N$ , y el error al 95% de confianza  $E$ , son mostrados en la parte superior de cada diagrama..... 61

**Figura 3.3.4.2.2.** Diagramas de polarización rápida para cada año del periodo analizado y para la región centro-oriental, empleando divisiones de  $10^\circ$  y normalizando cada diagrama con respecto a la dirección preferencial. Las polarizaciones fueron obtenidas de eventos registrados en las estaciones TV01, TV03, TV11, y TV18. Líneas azules corresponden a fallas del tipo strike – slip, mientras que las líneas negras corresponden a fallas normales. La dirección de polarización promedio  $M$ , el número total de mediciones  $N$ , y el error al 95% de confianza  $E$ , son mostrados en la parte superior de cada diagrama..... 62

**Figura 3.3.4.2.3.** Diagramas de polarización rápida para cada año del periodo analizado y para la región suroeste, empleando divisiones de  $10^\circ$  y normalizando cada diagrama con respecto a la dirección preferencial. Las polarizaciones fueron obtenidas de eventos registrados en las estaciones TV21, TV22, y TV23. Líneas azules corresponden a fallas del tipo strike – slip, mientras que las líneas negras corresponden a fallas normales. La dirección de polarización media  $M$ , el número total de mediciones  $N$ , y el error al 95% de confianza  $E$ , son mostrados en la parte superior de cada diagrama..... 63

**Figura 3.3.4.2.4.** Eventos sísmicos registrados en las estaciones TV04 y TV05, los cuales fueron analizados para cada año. EV1: Falla el Viejo 1; EV2: Falla el Viejo 2. Líneas azules corresponden a fallas strike-slip, mientras que las líneas en negro corresponden a fallas normales ..... 65

**Figura 3.3.4.2.5.** Comparación entre pares de diagramas de rosas para las estaciones TV01, TV03, TV11, y TV18, considerando el rango completo de profundidades (a) y limitando las profundidades más someras que 5 km (b). La dirección de polarización promedio  $M$ , el número total de mediciones  $N$ , y el valor  $R$ , son mostrados en la parte superior de cada diagrama..... 67

**Figura 3.3.4.2.6.** Ejemplos de señales de onda de cizalla rápida y lenta con sus respectivas fases  $S1$  y  $S2$  marcadas, obtenidas en el CVTV. Las primeras señales (a) tienen un tiempo de retraso más alto con  $\delta t = 0.66$  s, y un rango de frecuencia sísmica de entre 0 - 5.95 Hz. Mientras tanto, en las señales de abajo (b), un tiempo de retraso más corto es observado, con un valor de  $\delta t = 0.005$  s y con un rango de frecuencias de entre 0 - 7 Hz. Los espectros de frecuencia sísmica fueron calculados por medio de las componentes transversales de ambos eventos..... 68

**Figura 3.3.4.2.7.** Gráfico del parámetro  $\delta t$  vs. la principal frecuencia sísmica de las fases de onda cizalla rápida, obtenida de las estaciones sísmicas TV01, TV03, TV04, TV11, y TV18 analizadas durante 2010 en el CVTV ..... 69

**Figura 3.4.1.** Comparación de los valores PAM y sus respectivas barras de error (95% del nivel de confianza) para todas las estaciones analizadas durante todos los años. Las estaciones TV05 (2010) y TV24 (2013) tuvieron un solo dato analizado, por ello no presentan barra de error ..... 70

**Figura 3.4.1.1.** Hipocentros de los eventos sísmicos analizados con porcentajes de anisotropía más altos que 4.0% para los años 2010 (a), 2011 (b), 2012 (c), 2013 (d), y para todos los años (e). En la escala, las bolas grises más grandes representan los valores máximos de  $A$  mientras que las bolas más pequeñas representan los valores mínimos para cada año. Los triángulos rojos representan las estaciones sísmicas empleadas, los triángulos verdes y amarillos representan los pozos inyectoros y productores, mientras que las estrellas negras muestran la ubicación de cada volcán. El triángulo verde más al norte corresponde al pozo inyector LV5, mientras que el más al sur corresponde al pozo inyector LV8. El triángulo amarillo más al norte corresponde al pozo productor LV6, mientras que el más al sur corresponde al pozo productor LV11. PROF = Profundidad..... 72

**Figura 3.4.2.1.** Rutas relacionadas con los valores más altos de  $A$ . Vistas isométrica (izquierda) y en planta (derecha) para 2010 (a), 2011 (b), 2012 (c), 2013 (d) y para todos los años del periodo analizado (e). El triángulo verde más al norte corresponde al pozo inyector LV5, mientras que el más al sur corresponde al pozo inyector LV8. El triángulo amarillo más al norte corresponde al pozo productor LV6, mientras que el triángulo amarillo más al sur corresponde al pozo productor LV11. Los nombres de las fallas son: (1) La Reforma, (2) El Volcán, (3) La

Virgen, (4) Mezquital, (5) EV1, (6) EV2, (7) EPO, y (8) El Alamo. EPO: falla el Partido; EV1: falla El Viejo 1; EV2: falla El Viejo 2 ..... 74

**Figura 3.4.2.1.1.** Comparación de rutas entre los eventos A y B con parámetros hipocentrales similares registrados en las estaciones TV01 y TV11 durante el mismo año (a) y en la misma estación (eventos C y D) durante diferentes años (b), los cuales son mostrados en vista de planta. 1: La Reforma, 2: El Volcan, 3: La Virgen, 4: Mezquital, 5: EV1, 6: EV2, 7: EPO, 8: El Alamo. EPO: falla El Partido, EV1: falla El Viejo 1, EV2: falla El Viejo 2, VEV: Volcan El Viejo, VEA: Volcán El Azufre, VLV: Volcán La Virgen ..... 76

**Figura 3.5.1.1.** a) Mapa de México (cuadro superior) que muestra la localización del CVLH en el sector este del CVTM representado por el cuadro rojo. b) El área del CVLH está conformada por la Caldera Los Humeros (CLH), la Caldera Los Potreros (CLP) y la extensión del Colapso Xalapasco (CX), los cuales son representados por líneas discontinuas negras. Las líneas negras dentro del CLP muestran los principales sistemas de fallas, en donde el CGLH es localizado, y el cual es delimitado por las líneas discontinuas rojas..... 78

**Figura 3.5.2.1.** a) Sismicidad y localización de las estaciones sísmicas en el CGLH, delimitado por las líneas discontinuas rojas. b) Énfasis del rectángulo negro en (a), mostrando los sistemas de fallas y la localización de los pozos inyectoros y productores. Los nombres de las fallas inferidas son: (1) Pamela, (2) Morelia, (3) Parajes, y (A) Los Conejos. Prof. = Profundidad..... 79

**Figura 3.5.2.2.** a) Magnitudes de los eventos sísmicos para el periodo analizado, mostrando la falta de información durante 2013 y gran parte de 2014. b) Histograma mostrando el número de eventos vs. Magnitud, mostrando un rango de magnitud principal de entre 1.0 y 2.2 ..... 80

**Figura 3.5.2.3.** Hipocentros de los eventos sísmicos en perspectivas de profundidad-longitud (a), y profundidad-latitud (b), registrados de 2011 a 2016 (círculos grises). El círculo gris más grande representa el evento de magnitud 4.2..... 80

**Figura 3.5.2.4.** Profundidades hipocentrales de los eventos sísmicos registrados desde 2011 y hasta 2016 con sus respectivos RMS..... 81

**Figura 3.5.3.1.1.** Diagramas de rosas de polarización rápida en color negro, obtenidos durante el período 2011-2016. Los diagramas de rosas en colores rojo y azul representan los períodos de 1997 - 2000 y 2004 - 2008 respectivamente, que fueron obtenidos por Rodríguez et al. (2012). El cuadro amarillo representa la localización del evento 2014-10-21-0821-07S (19.67317°N, -97.44509°W, Prof.: 2.5 km) registrado el 21 de Octubre de 2014, mientras que el cuadro azul representa la localización del evento 2014-12-18-0340-08S (19.67338°N, -97.44437°W, Prof.: 2.5 km) registrado el 18 de Diciembre de 2014, cuyos hodogramas son analizados en la Figura 3.5.3.1.2. Los nombres de las fallas son: 1 = Pamela, 2 = Morelia, 3 = Parajes, A = Los Conejos, UN1 = No nombrada 1, UN2 = No nombrada 2, UN3 = No nombrada 3. CX = Colapso Xalapasco ..... 82

**Figura 3.5.3.1.2.** Comparación de los hodogramas (izquierda) y sus respectivas formas de ondas vertical, rápidas  $S_1$  y lentas  $S_2$  con sus fases marcadas (derecha), así como el campo de onda S, y los valores de  $\phi$  y  $\delta t$  para los dos eventos sísmicos registrados en las estaciones HU05 y HU06 (cuadro amarillo y azul de la Figura 3.5.3.1.1). a) Hodograma del evento 2014-10-21-0821-07S registrado el 21 de octubre de 2014 en la estación HU05 (cuadro amarillo). b) Hodograma del evento 2014-12-18-0340-08S registrado durante el 18 de diciembre de 2014 en la estación HU05 (cuadro azul). c) Hodograma del evento 2014-10-21-0821-07S registrado durante el 21 de octubre de 2014 en la estación HU06 (cuadro amarillo). d) Hodograma del evento 2014-12-18-0340-08S registrado durante el 18 de diciembre de 2014 en la estación HU06 (cuadro azul). El movimiento de partículas se muestra durante los primeros 0.5 segundos después del arribo de la onda S ..... 84

**Figura 3.5.3.1.3.** Direcciones de polarización media y sus respectivas barras de error (95% intervalo de confianza), para todas las estaciones analizadas durante todos los años ..... 85

**Figura 3.5.3.1.4.** Promedio anual de  $\phi$  (a) y el resumen de todos los resultados obtenidos durante el periodo analizado para todas las estaciones sísmicas (b). Histograma de azimuts para todos los eventos analizados del periodo estudiado (c) ..... 86

<b>Figura 3.5.3.1.5.</b> Diagramas de rosas para las polarizaciones de la onda de cizalla rápida de cada año analizado, empleando divisiones de 10° y normalizando cada diagrama con respecto a la dirección preferencial. La dirección de polarización promedio M, el número total de mediciones N, y el valor R, son mostrados en la parte superior de cada diagrama .....	86
<b>Figura 3.5.3.2.1.</b> Tiempo de retraso medio y sus respectivas barras de error (95% confianza) para todas las estaciones analizadas durante todos los años.....	87
<b>Figura 3.5.3.2.2.</b> a) Promedio anual de $\delta t$ y sus respectivas barras de error (95% de nivel de confianza). b) Resumen de valores individuales obtenidos durante el periodo analizado en todas las estaciones sísmicas. c) Histograma del tiempo de retraso para todos los eventos sísmicos de 2011 a 2016 .....	88
<b>Figura 3.5.3.3.1.</b> Hipocentros de eventos con porcentajes de anisotropía más altos que 4.5%. El círculo gris más grande representa el valor máximo ( $A = 13.54\%$ ), mientras que la bola gris más pequeña representa el valor mínimo ( $A = 4.5\%$ ). Los nombres de las fallas son: 1 = Pamela, 2 = Morelia, 3 = Parajes, A = Los Conejos, UN1 = No nombrada 1, UN2 = No nombrada 2, UN3 = No nombrada 3. A = Porcentaje de anisotropía. PROF = Profundidad..	89
<b>Figura 3.5.3.3.2.</b> a) Vista isométrica y b) vista en planta de las rutas con porcentajes de anisotropía > 4.5%, distribuidas específicamente en tres diferentes rangos (4.5 - 7, 7.1 - 9 y > 9 [%]). Los cuadros verdes representan los pozos inyectoros. Los nombres de las fallas son: F1 = Maztaloya, F2 = Los Humeros, F3 = Las Cruces, F4 = Las Papas, F5 = Las Viboras, F6 = A. Grande, F7 = Pedernal, F8 = Los Conejos. Los nombres de las fallas inferidas son: FI1 = Pamela, FI2 = Morelia, FI3 = Parajes, FI4 = Iman, FI5 = Nueva, FI6 = Antigua, FI7 = Malpais, UN1 = No nombrada 1, UN2 = No nombrada 2, UN3 = No nombrada 3. A = Porcentaje de anisotropía .....	90
<b>Figura 3.5.3.3.3.</b> Tiempos de retraso vs. distancia fuente-receptor, para los valores de A mostrados en la Figura 3.5.3.3.2 y distribuidos a través del CGLH. Eventos con probable anisotropía pervasiva están localizados por sobre la línea recta a trazos.....	91
<b>Figura 3.5.4.2.1.</b> Tasa de inyección temporal (ton/h) entre 2011 y 2016 (a). Tendencias del porcentaje de anisotropía (b), tiempos de retrasos (c), y polarizaciones rápidas (d) con sus respectivas barras de error (95% de nivel de confianza), graficadas para el periodo estudiado.....	94
<b>Figura 3.5.4.2.2.</b> Comparación en el tiempo entre cada valor individual de $\phi$ y $\delta t$ para cada estación sísmica y sus respectivos valores hipocentrales de latitud, longitud, y profundidad. Las estaciones sísmicas analizadas en el gráfico superior son HU01, HU02, HU03, HU07, HU08, y HU09 (a), mientras que en el gráfico inferior son HU04, HU05, HU06 y HU13 (b). Los óvalos negros representados por las letras A, B, C, D, y E engloban conjuntos de datos con valores similares de latitud, longitud y profundidad. Lon: Longitud, Lat: Latitud, Prof: Profundidad .....	96
<b>Figura 3.5.4.2.3.</b> Promedios anuales de latitud, longitud, y profundidad con sus respectivas desviaciones estándar para cada estación sísmica. Las estaciones HU02 y HU13 no fueron consideradas debido a que no se tuvieron suficientes datos. Los óvalos negros, representados por las letras A, B, C, D, y E en algunas estaciones, corresponden a los datos igualmente seleccionados en los óvalos de la Figura 3.5.4.2.2. Las estaciones HU05 y HU08 presentan tres resultados para el año 2015 debido a que representan los datos no seleccionados dentro de círculos negros alargados durante el mismo año en la Figura 3.5.4.2.2.....	97
<b>Figura 3.5.4.3.1.</b> a) Graficas de tiempo de retraso vs. profundidad, y b) Anisotropía vs. profundidad, para todos los resultados obtenidos durante todos los años. El promedio del porcentaje de anisotropía MA, el promedio del tiempo de retraso $M\delta t$ , y sus errores E (95% de nivel de confianza), son mostrados en la parte superior de cada gráfica.....	98
<b>Figura 4.1.1.</b> Pulso gaussiano utilizado como fuente puntual en tiempo (izquierda) y frecuencia (derecha) .....	102
<b>Figura 4.1.2.</b> (Izquierda) medio sin una secuencia de nodos. (Derecha) medio con una secuencia de nodos, el cual representa las estructuras propuestas con diferentes propiedades de velocidad y densidad. En las orillas del modelo son aplicadas fronteras absorbentes del tipo CPML y condiciones de Neumann .....	102
<b>Figura 4.1.3.</b> Modelos propuestos 1 - 7. La fuente puntual está representada por el símbolo asimétrico de color amarillo rojo .....	104

<b>Figura 4.1.4.</b> Instantáneas del comportamiento del campo de ondas acústico registradas en un tiempo $t = 3.6$ segundos para cada uno de los modelos del caso prueba 1.....	105
<b>Figura 4.1.5.</b> Comportamiento del flujo de energía cinética (análisis KEF, izquierda) y el flujo de energía potencial (análisis PEF, derecha) en un tiempo de 7 segundos, obtenido para cada uno de los modelos propuestos en la Figura 4.1.3.....	106
<b>Figura 4.1.6.</b> Gráficos de KEF/PEF vs. $\varepsilon$ , en los cuales se observa tendencias decrecientes (izquierda) y crecientes (derecha) conforme el valor de $\varepsilon$ se incrementa. M1, M2, M3, M4, M5, M6, y M7 corresponden a los modelos propuestos en la Figura 4.1.3 .....	106
<b>Figura 4.1.7.</b> Modelos propuestos 1 – 7. La fuente puntual está representada por el símbolo asimétrico de color amarillo rojo .....	107
<b>Figura 4.1.8.</b> Instantáneas del comportamiento del campo de ondas acústico de cada uno de los modelos del caso 2, registrados para $t = 3.6$ s.....	108
<b>Figura 4.1.9.</b> Comportamiento del flujo de energía cinética (análisis KEF, izquierda) y el flujo de energía potencial (análisis PEF, derecha) en un tiempo de 7 segundos, obtenido para cada uno de los modelos propuestos de la Figura 4.1.7.....	108
<b>Figura 4.1.10.</b> Gráficos de KEF/PEF vs. $\varepsilon$ , en los cuales se observa tendencias decrecientes (izquierda) y crecientes (derecha) conforme el valor de $\varepsilon$ se incrementa. M1, M2, M3, M4, M5, M6, y M7 corresponden a los modelos propuestos en la Figura 4.1.7.....	108
<b>Figura 4.1.11.</b> Modelos propuestos con diferentes estructuras: (1) lóbulos, (2) sistema de fracturas delgadas y pequeñas con varias orientaciones, y (3) distribución de fracturas verticales con diferentes anchuras y longitudes. La fuente puntual está representada por el símbolo asimétrico de color amarillo rojo. ....	109
<b>Figura 4.1.12.</b> Instantáneas del campo de ondas acústico para cada uno de los modelos propuestos del caso prueba 3, registrados para $t = 3.6$ s. ....	109
<b>Figura 4.1.13.</b> Comportamiento del flujo de energía cinética (análisis KEF, izquierda) y el flujo de energía potencial (análisis PEF, derecha) en un tiempo de 7 segundos, obtenido para cada uno de los modelos propuestos de la Figura 4.1.11.....	110
<b>Figura 4.1.14.</b> Gráfica de KEF vs. $\varepsilon$ (izquierda), la cual no presenta una tendencia entre los modelos propuestos, mientras que la gráfica PEF vs. $\varepsilon$ (derecha) sí. M1, M2, M3, M4, M5, M6, y M7 corresponden a los modelos propuestos en la Figura 4.1.11.....	110
<b>Figure 4.1.15.</b> Instantánea del campo de ondas acústico propagándose sobre modelos conformados por fracturas con diferentes orientaciones .....	111
<b>Figura 4.1.16.</b> Comportamiento del flujo de energía cinética (análisis KEF, izquierda) y el flujo de energía potencial (análisis PEF, derecha) en un tiempo de 7 segundos, obtenido para cada uno de los modelos propuestos de la Figura 4.1.15.....	111
<b>Figure 4.1.17.</b> Instantáneas del campo de ondas acústico propagado sobre modelos conformados por una fractura cuya longitud varía de un modelo a otro. Registrados en un tiempo $t = 3.6$ s.....	112
<b>Figura 4.1.18.</b> Comportamiento del flujo de energía potencial (análisis PEF) en un tiempo de 7 segundos, obtenido para cada uno de los modelos propuestos de la Figura 4.1.17. El lapso de entre 4 y 7 segundos es para enfatizar los comportamientos de las líneas de tendencia.....	112
<b>Figura 4.1.19.</b> Comportamiento del flujo de energía cinética (análisis KEF, izquierda) y el flujo de energía potencial (análisis PEF, derecha) en un tiempo de 7 segundos, para el modelo 3 del caso prueba 1 y el modelo 4 del caso prueba 2 .....	114

## LISTA DE TABLAS

<b>Tabla 3.2.1a.</b> Modelo de velocidad obtenido por Rodríguez (2000).....	38
<b>Tabla 3.2.1b.</b> Modelo de velocidad obtenido por Hurtado (2001) .....	38
<b>Tabla 3.3.2.1.</b> Localización de cada estación sísmica. AC = Acelerómetro, BB = Estación banda ancha (Lermo et al., 2014). snm = sobre el nivel del mar .....	46
<b>Tabla 3.3.3.1.1.</b> Direcciones de polarización media (DPM), el error como el 95% de intervalo de confianza (E), y el número de datos analizados (DA) para todas las estaciones sísmicas desde 2010 hasta 2013. Est: Estación; ENI: Estación no instalada.....	54
<b>Tabla 3.3.3.2.1.</b> Tiempo de Retraso Medio (MDT), el error como el 95% del nivel de confianza (E), y el número de datos analizados (DA) para todas las estaciones sísmicas, desde 2010 hasta 2013. Est: Estación; ENI: Estación no instalada.....	56
<b>Tabla 3.3.4.1.1.</b> Principales direcciones de polarización DPM (usando estadística circular) para cada estación y durante cada año. DIF = Diferencia angular entre DPM y el rumbo de las fallas más cercanas. Los valores P fueron calculados por medio de pruebas t para una media poblacional. F: Falla .....	58
<b>Tabla 3.3.4.1.2.</b> Evolución temporal de las principales y secundarias direcciones de polarización obtenidas de eventos registrados en cada estación analizada. PP = Polarización principal; PS = Polarización secundaria; NO = No observable.....	60
<b>Tabla 3.3.4.2.1.</b> Valores <i>P</i> obtenidos de los resultados de polarización para cada región y para cada año .....	63
<b>Tabla 3.3.4.2.2.</b> Valores <i>P</i> obtenidos a partir de los resultados de polarizaciones para cada región y para cada año.....	64
<b>Tabla 3.3.4.2.3.</b> Valores de <i>P</i> obtenidos de los resultados de $\delta t$ para cada año en una región determinada.....	64
<b>Tabla 3.3.4.2.4.</b> Valores de <i>P</i> obtenidos de los resultados de $\delta t$ para cada región en un año determinado .....	64
<b>Tabla 3.3.4.2.5.</b> Direcciones de polarización media (DPM) y sus respectivos errores E (95% confianza), obtenidas desde 2010 a 2013 para todas las profundidades, y para profundidades menores a 5 km de las estaciones analizadas TV01, TV03, TV11, y TV18. Est: Estación; DPM.....	66
<b>Tabla 3.4.1.</b> Porcentaje de Anisotropía Media PAM para cada estación analizada durante el periodo de 2010 a 2013.....	70
<b>Tabla 3.5.2.1.</b> Localización de cada estación sísmica y su periodo de tiempo activo. snm = sobre el nivel del mar.....	79
<b>Tabla 3.5.3.1.1.</b> Direcciones de polarización media y sus respectivos errores (95% intervalo de confianza) para cada estación sísmica .....	85
<b>Tabla 3.5.3.2.1.</b> Tiempo de retraso medio para cada estación analizada con sus respectivos errores...	87
<b>Tabla 3.5.3.2.2.</b> Promedio anual de $\delta t$ junto con sus respectivos errores.....	87
<b>Tabla 3.5.4.1.1.</b> Direcciones de polarización relativas principal PP and secundaria PS para cada estación sísmica analizada junto con sus respectivas principales direcciones de polarización media (DPM) (usando estadística circular, Berens, 2009). DIF = diferencia angular entre MPD y el rumbo de las fallas más cercanas con sus respectivos valores P. F.I. = Falla inferida; F. = Falla. El nombre de las fallas es: UN1 = No nombrada 1; UN2 = No nombrada 2; UN3 = No nombrada 3 .....	92

<b>Tabla 4.1.1.</b> Valores promedio obtenidos del análisis del núcleo muestra de toba lítica en laboratorio .....	103
<b>Tabla 4.1.2.</b> Valores del parámetro $\varepsilon$ usados en cada modelo del caso prueba 1.....	104
<b>Tabla 4.1.3.</b> Valores del parámetro $\varepsilon$ usados en cada modelo del caso prueba 2.....	107
<b>Tabla 4.1.4.</b> Valores del parámetro $\varepsilon$ usados en cada modelo del caso prueba 3.....	109

## RESUMEN

En este trabajo de tesis se realizó el análisis y la investigación de medios fracturados relacionados a campos volcánicos y geotérmicos, por medio del empleo de la técnica denominada birrefringencia sísmica o *Shear Wave Splitting* (SWS). Así mismo, se llevó cabo un análisis sintético del flujo de energía sísmica cinética y potencial sobre modelos teóricos conformados por fracturas y lóbulos, a partir de la propagación del campo de ondas acústico. En ese sentido, la tesis está organizada en tres trabajos que muestran los logros progresivos de la investigación y que se describen a continuación.

En el primer trabajo, se desarrolló un algoritmo codificado en Matlab, el cual permite obtener los parámetros anisótropos o de birrefringencia sísmica: polarización de onda de cizalla rápida  $\phi$  (*fast shear wave polarization*) y el tiempo de retraso  $\delta t$  (*delay time*). El análisis fue aplicado a 558 eventos sísmicos registrados durante el periodo de 2009 a 2013 en el Complejo Volcánico Tres Virgenes (CVTV), Baja California Sur, México, los cuales fueron generados principalmente por la operación del Campo Geotérmico Tres Virgenes (CGTV). Lo anterior permitió caracterizar las principales sistemas de fallas (p.ej., El Azufre, La Reforma, El Volcan, La Virgen, Bonfil, y El Mezquital) con principales direcciones de polarización rápida de NW-SE, NE-SW, y N-S, y tiempos de retraso de entre 0.015 s y 0.058 s para todas las estaciones sísmicas, alcanzando algunos valores individuales los 0.16 s. Igualmente, se obtuvo el porcentaje de anisotropía A, el cual permitió delimitar las zonas con un nivel de fracturamiento más alto, las cuales son principalmente localizadas en la zona del complejo volcánico, principalmente entre los volcanes El Azufre y el Viejo, alcanzando valores individuales de hasta 10.4%. Estos resultados han evidenciado una anisotropía que varía azimutalmente debido tanto a la localización de las estaciones sísmicas como de los eventos sísmicos.

En el segundo trabajo, se aplicó la misma metodología SWS en el Campo Geotérmico los Humeros (CGLH), el cual se localiza dentro del Campo Volcánico Los Humeros (CVLH), en Puebla, México. En él se obtuvieron los parámetros  $\phi$  y  $\delta t$  de 128 eventos sísmicos registrados durante el periodo de 2011 a 2016. Los resultados evidenciaron una clara anisotropía, con una principal dirección de polarización rápida NW-SE/NNW-SSE, la cual no fue consistente con el principal campo de esfuerzos en la región, ni tampoco con los sistemas de fallas al norte del paralelo 19.58° en el CGLH (p.ej., el sistema de fallas Los Humeros al norte, el Pedernal y otras fallas desconocidas). Sin embargo, estas direcciones de polarización al sur del mismo paralelo en el CGLH son consistentes con la Falla Los Humeros (Maztaloya), y con los sistemas de fallas inferidos Malpais, Antigua, y Nueva, además del cinturón de pliegues y cabalgaduras mexicano localizado en la zona de la Sierra Madre Oriental. Los valores de tiempo de retraso presentan un rango de entre 0.025 s y 0.07 s para todas las estaciones sísmicas, con valores individuales que alcanzaron hasta los 0.15 s. Los valores del porcentaje de anisotropía A permitieron determinar las principales áreas y rutas de fracturamiento, las cuales se ubicaron principalmente al norte del paralelo 19.58°, cuyo máximo valor de A encontrado fue de 13.54%.

En el tercer trabajo, se realizaron cinco simulaciones sintéticas empleando el método numérico de diferencias finitas (MDF) en un algoritmo codificado en fortran, en el cual se propagó un campo de ondas acústico sobre diferentes modelos teóricos 2D. Las dos primeras simulaciones se realizaron en modelos conformados por fracturas, cuyas orientaciones, longitudes, y valores de densidad de fractura variaron. La tercera simulación se realizó en modelos conformados por fracturas cuyas dimensiones, ubicaciones, y valores de densidad de fractura fueron muy diferentes, así como estructuras en forma de lóbulos. De estas tres simulaciones se obtuvieron resultados sobre el flujo de energía cinética (KEF) y potencial (PEF), en donde las diferentes dimensiones, orientaciones, y separaciones de las estructuras propuestas, así como la frecuencia sísmica empleada en la fuente puntual, fueron factores importantes que atenuaron y modificaron de manera diferente el movimiento y propagación del campo de ondas

acústico, viéndose reflejado en los resultados de flujos de energía KEF/PEF obtenidos. En la cuarta simulación se analizaron cinco modelos teóricos conformados por un grupo de fracturas cuyas orientaciones variaron, pero que presentaron dimensiones y valores de densidad de fractura similares. Los resultados KEF y PEF mostraron que el medio con estructuras orientadas preferencialmente paralelas con respecto a la dirección del frente de onda, permitió que el campo de ondas acústico fluya mejor pero también generó mayor deformación. En la quinta simulación se consideraron tres modelos, cada uno conformado por una fractura cuya longitud es diferente a la de los otros modelos, observándose por medio del flujo de energía sísmica PEF, como la fractura más larga afectó más al campo de ondas acústico cuando cruzó sobre ella.

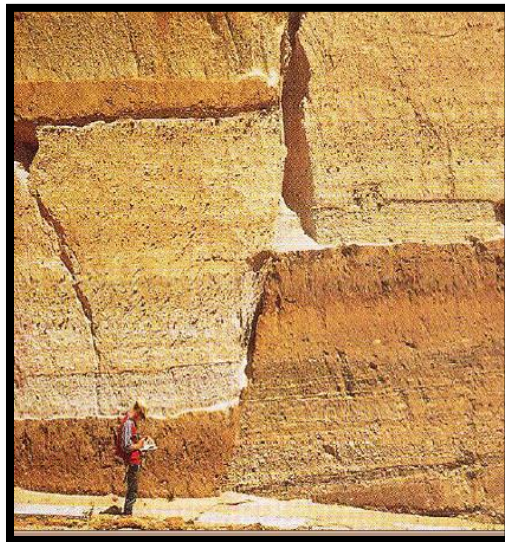
Los resultados obtenidos en este trabajo de investigación demuestran la importancia de los estudio de anisotropía sísmica en la caracterización de reservorios fracturados. La técnica SWS desarrollada a partir de un código híbrido, permitió obtener las direcciones de polarización de los diferentes sistemas de fracturas, así como las principales zonas y rutas de fracturamiento dentro del CVTV y del CGHL. Sin embargo, a pesar de que se pudo constatar que los resultados de los parámetros anisótropos obtenidos provenían de una información anisótropa azimutal relacionada con la ubicación evento sísmico - estación sísmica (variación espacial), no se pudo obtener certeza sobre una variación anisótropa temporal. Esta última, igualmente importante, ya que puede permitir el monitoreo del campo de esfuerzos tanto en un ambiente volcánico como tectónico. Por otro lado, el empleo del método numérico de diferencias finitas resultó apropiado para visualizar, analizar, e interpretar el comportamiento del campo de ondas acústico sobre los diferentes modelos teóricos fracturados. Estos análisis pueden igualmente ser mejorados por medio de otros modelos numéricos (p.ej., volumen finito o elemento finitos), así como por la simulación en modelos 3D.



## INTRODUCCIÓN

La sismología es una ciencia relativamente joven, que comenzó a ser estudiada cuantitativamente en las primeras décadas del siglo XIX. Las primeras teorías relacionadas con la propagación del campo de ondas sísmico tuvieron eco en el siglo XIX a partir de los estudios efectuados por Fresnel, Green, Kelvin, Christoffel, y Love, así como algunos otros, dándose los primeros pasos en la formulación de ecuaciones del campo de ondas elástico en medios anisótropos. La anisotropía se unió a la sismología como objeto de estudio a finales del siglo XIX por Maurice Rudzki, ya que previamente, los volúmenes de rocas se analizaban como isótropos. No obstante, para 1911, Rudzki encontró la forma de interpretar la propagación del campo de ondas en medios ortorrómbicos (Helbig y Thomsen, 2005). Para principios de la década de los años 20's en el siglo XX, algunos trabajos fueron surgiendo sin mucho impacto en la exploración sísmica, y no fue sino hasta la década de los 50's, en que Kreg y Helbig (1956) consideraron el efecto de la anisotropía inducida por estratos sedimentarios, observado por medio de la razón de las velocidades de las ondas P y S ( $V_s/V_p$ ). Sin embargo, fue el uso de los sondeos de onda de corte o cizalla lo que enfatizó el papel de la anisotropía, por lo que, a principios de la década de los 70s, la anisotropía comenzó a analizarse y estudiarse como una fuente de información importante, principalmente por Gupta (p.ej., 1973a, b, 1974) y Crampin (p.ej., 1978, 1981, 1983), teniéndose un incremento en la investigación de este campo durante las décadas siguientes.

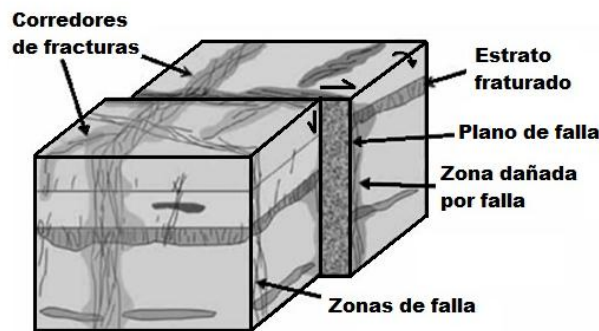
Los diferentes comportamientos del campo de ondas de un evento sísmico, permiten el estudio y análisis de las estructuras internan de la Tierra, en especial de la corteza terrestre superior, la cual está conformada tanto por estructuras heterogéneas como anisótropas. Estas estructuras pueden presentar una variedad de formas y tamaños (p.ej., las estructuras anisótropas principales son: fracturas, grietas, fisuras, porosidades, incrustaciones, redes cristalinas, minerales, impurezas, etc.), cuyas proporciones y escalas pueden variar dependiendo de su profundidad (Figura 1.1).



**Figura 1.1.** Ejemplo de una estructura sedimentaria conformada por fracturas, fallas, grietas, y porosidad (Tomada de Skinner y Porter, 2000).

Particularmente en estudios de anisotropía sísmica, los términos grieta y fractura suelen considerarse como estructuras similares, debido a que sus alineamientos permiten la división del campo de ondas S. Sin embargo, para ciertos fines, estos presentan significados completamente diferentes. Por ejemplo, en el caso del término 'grieta', [Gardner et al. \(1974\)](#) la definió como un vacío diminuto; [Scholz \(2002\)](#) simplemente como un defecto del subsuelo; pero [Sheriff \(2002\)](#) como el efecto para explicar la presión sobre un volumen de roca. De acuerdo con [Gardner et al. \(1974\)](#), estas grietas suelen desarrollarse debido a las diferentes características de expansión térmica entre los minerales que existen y componen el volumen de roca, aunque igualmente suelen desarrollarse por la influencia de campos de esfuerzos ([Rabbel y Mooney, 1996](#)). Sus tamaños pueden ir desde microgrietas a juntas masivas ([Simmons y Richter, 1976](#)), las cuales son capaces de modificar las propiedades de la roca ([Crampin et al., 1980](#)). En ese sentido, muchos trabajos previos que han analizado volúmenes de rocas con grietas, suelen definir físicamente como '*penny-shaped crack*' a las grietas, es decir, grietas con forma de centavo (p.ej., [Crampin et al., 1980](#); [Assad et al., 1992](#); [Crampin, 1994](#); [Pointer et al., 2000](#); [Crampin y Chastin, 2003](#), etc.).

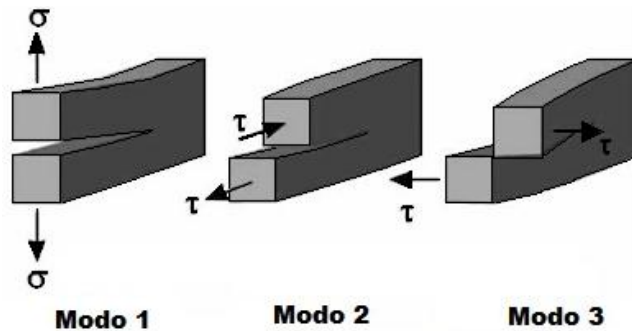
La fractura es definida como una discontinuidad planar en una roca debido a una deformación o diagénesis física y química ([Liu y Martínez, 2012](#)). Igualmente pueden ser formadas por deformaciones estructurales asociadas a plegamientos o fallamientos, por contracción debido a la deshidratación, desecación o enfriamiento, así como por una presión de fluido intersticial que excede la resistencia de las rocas ([Sherrif, 2001](#)). Sus escalas varían desde tamaños de grano (milimétrico) a escalas macroscópicas (varios kilómetros) ([Li, 1997](#)). [Ebrom et al. \(1990\)](#) mencionan que las fracturas frecuentemente tienen una longitud de escala menor que la longitud de onda sísmica. Por lo tanto, estas estructuras pueden clasificarse como microfracturas, estando generalmente presentes en distribuciones grupales y corredores de fracturas que influyen en el flujo de fluidos ([Aguilera, 1998](#)), con periodos de apertura y cierre ([Nelson, 1985](#)) ([Figura 1.2](#)). Además, las fracturas suelen ser elásticamente anisótropas al encontrarse sometidas regularmente a campos de esfuerzos cuyas direcciones y longitudes suelen cambiar con el tiempo ([Crampin y Lovell, 1991](#)).



**Figura 1.2.** Ilustración esquemática de la fractura y del modelo de falla. El corredor de fractura son zonas altamente fracturadas y frecuentemente asociadas a fallas. Estos corredores de fractura son reservorios sub-verticales y transversos con escalas de cientos de metros a varios kilómetros (Modificado de [Narr et al., 2006](#)).

El análisis de sistemas de fracturas, principalmente en la corteza superior, ha permitido conocer sus orientaciones y densidades de fracturamiento ([Aguilera, 1980](#); [Nelson, 1985](#)), así como su relación fractura-permeabilidad ([Carter y Kendall, 2006](#)), permitiendo maximizar la explotación de reservorios fracturados y tener un mayor control de su desarrollo ([Li, 1997](#)). Debido a la separación de las paredes de una fractura, esta puede ser catalogada en tres diferentes modos, los cuales impactan de manera diferente en el flujo de fluido dentro de un reservorio. Por ejemplo, las fracturas de tensión no

presentan cizalla (modo 1, [Figura 1.3](#)), su apertura o hueco puede contener mineralización, pero también tener la capacidad de permitir el paso de fluido. Mientras que las fracturas de compresión con desplazamiento de cizalla distingue a los modos 2 y 3 ([Figura 1.3](#)), los cuales pueden tanto permitir el flujo de fluido a través de la roca como actuar de barreras dependiendo de su movimiento y de su longitud ([Liu y Martínez, 2012](#)). La orientación de la fractura, así como la composición y textura del material que rodea a la misma fractura, influirán en la permeabilidad del reservorio ([Liu y Martínez, 2012](#)).



**Figura 1.3.** Tres tipos de comportamiento de las fracturas. Modo 1) fractura con apertura extensional o tensional; Modos 2) y 3) fractura con deslizamiento de cizalladura (Modificada de [Liu y Martínez, 2012](#)).

Para entender de mejor forma el comportamiento y la respuesta de deformación al esfuerzo de un medio real, es necesario considerar al mismo medio como anisótropo, y en ocasiones anelástico y con un cierto tipo de anisotropía viscoelástica ([Carcione, 1990](#)). En ese sentido, las llamadas teorías del medio equivalente, permiten analizar modelos conformados por diferentes tipos de estructuras anisótropas a partir del modelado de señales sísmicas. Algunos de estos modelos teóricos son representados con inclusiones de fracturas o grietas secas y/o saturadas de fluido (p.ej., [Hudson, 1980, 1981](#); [Mavko y Mukerji, 1995](#); [Mavko et al., 2009](#)), grietas y huecos (p.ej., [Anderson et al., 1974](#); [Nishizawa, 1982](#)), con flujo de fluido asociado a una escala de longitud de fracturas (p.ej., [Brown y Korrington, 1975](#); [Hudson, 1980, 1981](#); [Crampin y Zatsepin, 1997](#); [Chapman et al., 2002](#)) o con más escalas (p.ej., [Chapman, 2003](#); [Chapman et al., 2003](#)), así como con flujo de fluido entre zonas particulares del espacio poro (p.ej., [Pointer et al., 2000](#)). Otros estudios de modelos con características anisótropas han sido efectuados por [Schoenberg y Douma \(1988\)](#), [Schoenberg y Sayer \(1995\)](#), [Liu et al. \(2000\)](#), [Myer \(2000\)](#), y [Gurevich \(2003\)](#), en algunos casos con el apoyo y la aplicación de la teoría de rayo (p.ej., [Backus, 1965, 1970](#); [Gilbert y Backus, 1966](#); [Cerveny, 1972](#); [Shearer y Chapman, 1988](#); [Udias, 2000](#), etc.).

Otros autores han propuesto modelos y algoritmos que relacionan una gran cantidad de parámetros, tal es el caso de [Crampin y Zatsepin \(1997\)](#) y [Zatsepin y Crampin \(1997\)](#), los cuales proponen en su modelo EDA (*extensive-dilatance anisotropy*) la dilatación o incremento de grietas debido a los efectos de esfuerzos diferenciales y presiones poroelásticas para un análisis de anisotropía poroelástica. Sin embargo, no presentan una dependencia entre la frecuencia y el nivel de anisotropía, a diferencia de algunas otras teorías que relacionan la respuesta elástica y la frecuencia sísmica, incorporando efectos del movimiento de fluido al paso de una onda sísmica (p.ej., [Hudson et al., 1996a, 1996b](#); [Van der Kolk et al., 2001](#); [Chapman, 2003](#); [Gurevich, 2003](#)). Además, se han realizado algunos esquemas de inversión para modelar sistemas de fracturas a partir de los parámetros de birrefringencia sísmica (descritos en el apartado 2.2) como son los propuestos por [Yang et al. \(2005\)](#) o [Rial et al. \(2005\)](#). En este sentido, [Liu y Martínez \(2012\)](#) categorizaron el análisis de las teorías de medios equivalentes principalmente como: modelos macroscópicos, relacionados con rocas heterogéneas con conectividad de poro y distribución

de fluido (p.ej., [Gassmann, 1951](#); [Biot, 1956](#); [Pride y Berryman, 2003a](#), etc.), y modelos microscópicos, cuyas inclusiones son a partir de geometrías en forma de poros, grietas, y fracturas afectadas o no por fluidos (p.ej., [Hudson, 1980, 1981](#); [Xu, 1998](#); [Chapman et al., 2002](#); [Chapman, 2003](#); [Chapman et al., 2003](#); [Maulthz et al., 2003a](#), entre otros).

Para este trabajo de tesis, se llevaron a cabo estudios de anisotropía sísmica en reservorios fracturados relacionados a ambientes volcánicos. Las 558 formas de ondas sísmicas registradas en el Campo Volcánico de Tres Virgenes (CVTV) y las 128 del Campo Geotérmicos Los Humeros (CGLH), fueron analizadas y procesadas por medio de la metodología de *Shear Wave Splitting* (SWS), obteniéndose los parámetros anisótropos fase de cizalla rápida  $\phi$  y tiempo de retraso  $\delta t$ . Estos resultados permitieron alcanzar los siguientes objetivos: 1) las direcciones de polarización rápida relacionadas con las orientaciones de los principales sistemas de fallas y fracturas; 2) las principales zonas de fracturamiento por medio del tiempo de retraso y los porcentajes de anisotropía; y 3) las profundidad aproximada con indicios de pervasidad anisótropa. Así mismo, se intentó encontrar una correlación entre los parámetros de birrefringencia y las tasas de inyección/producción de los sitios geotérmicos, como respuesta a posibles cambios de esfuerzos temporales. Además, se analizaron y correlacionaron con algunos trabajos previos, algunos fenómenos (p.ej., sistemas de fracturas en muchas direcciones, hidrotermalismo, cuerpos magmáticos, o el proceso de inyección/producción) que afectan la señal anisótropa y por tanto los resultados de los parámetros de birrefringencia. Por otro lado, por medio del método numérico de diferencias finitas, se pudo analizar la propagación del campo de ondas acústico sobre modelos sintéticos conformados por fracturas en diferentes dimensiones y orientaciones, así como por estructuras en forma de lóbulos. Esto permitió alcanzar los siguientes objetivos: a) el comportamiento del campo de ondas acústico y b) el flujo de energía sísmica cinética (KEF, por sus siglas en inglés) y energía sísmica potencial (PEF, por sus siglas en inglés) sobre cada uno de los modelos propuestos para un determinado periodo de tiempo.

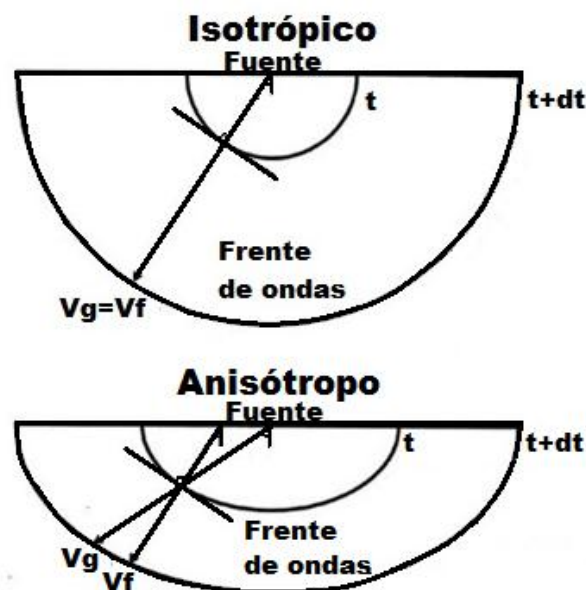
## ANTECEDENTES Y DESARROLLO TEÓRICO

### 2.1 Anisotropía

La anisotropía puede ser tanto una propiedad inherente de las rocas (p.ej., anisotropía en la textura cristalina, [Christensen, 1965, 1966](#); [Gebrande, 1982](#)) como una consecuencia de la respuesta del medio al campo de esfuerzos aplicado ([Rabbel y Mooney, 1996](#)). El término anisotropía suele acuñarse a la variación direccional de una propiedad física al medirse desde un determinado punto ([Sheriff, 2002](#)). Mientras tanto, el término heterogeneidad, implica la falta de uniformidad espacial (opuesto a homogeneidad), debido a la variación de una propiedad física de un punto a otro punto ([Sheriff, 2002](#)). En el caso de la denominada anisotropía sísmica, esta se refiere a las variaciones direccionales de la onda sísmica elástica cuando atraviesa una estructura anisótropa ([Kendall et al., 2007](#)), existiendo una dependencia entre la velocidad de la onda y el ángulo incidente en la estación sísmica ([Byun et al., 1989](#); [Thomsen, 2002](#)).

Cuando un medio está conformado por un grupos de fracturas, estas puede ser caracterizadas a partir de constantes elásticas anisótropas (p.ej., simetría hexagonal, [Thomsen, 1986](#)), cuyas propiedades cambiarán en función del azimut fuente – receptor. En ese sentido, una aproximación de la orientación de las estructuras puede ser obtenida a partir de la división del campo de onda de cizalla por medio del fenómeno de birrefringencia sísmica ([Crampin, 1978](#)). La variación azimutal también puede obtenerse a partir de la velocidad del campo acústico y la amplitud (p.ej., [Fryer y Frazer, 1987](#); [Li, 1999, 2003](#)).

Cuando un campo de ondas se propaga a través de un material isótropo, los frentes de ondas son esféricos y centrados en un punto de origen, en donde la velocidad de grupo (expresión dada al transporte de energía sísmica) se asocia con la velocidad de fase (expresión dada a la propagación de la onda sísmica), en el mismo punto (velocidad de fase es igual a la velocidad de grupo, [Figura 2.1.1a](#)). Mientras tanto, en el caso de un material anisótropo, los frentes de ondas no son esféricos y la dirección asociada entre ambas velocidades no se ubica en el mismo punto ([Figura 2.1.1b](#)) (ver [Stein y Wysession, 2003](#); [Carcione, 2007](#)).



**Figura 2.1.1.** Vectores velocidad de fase ( $V_f$ ) y velocidad de grupo ( $V_g$ ) en un medio isótropo (a) y un medio anisótropo (b), para un tiempo  $t$  y  $dt$ .

### 2.1.1 Birrefringencia sísmica

El fenómeno de birrefringencia sísmica, el cual es análogo al fenómeno de birrefringencia óptica (Crampin, 1977, 1981; Babuska y Cara, 1991), consiste en una redistribución de la energía sísmica asociada directamente al paquete de estructuras anisótropas del medio. Estas estructuras pueden ser: a) cristales y minerales alineados (anisotropía intrínseca); b) orientaciones particulares como ocurre en rocas de esquisto o la foliación de rocas *gneis* (anisotropía litológica); c) estratificación fina en rocas sedimentarias, y d) orientación preferencial de fracturas, micro-fracturas, grietas o micro-grietas en las rocas debido a un campo de esfuerzo local o regional (Crampin et al., 1984; Crampin, 1987; Armstrong et al., 1994; Rabbel y Mooney, 1996).

La birrefringencia sísmica ha sido documentada ampliamente con trabajos pioneros importantes (p.ej., Anderson, 1961; Harkrider y Anderson, 1962; Hess, 1964; Christensen, 1966; Fuchs, 1977; Budayev, 1978; Crampin, 1981). El empleo de la técnica SWS comenzó a aplicarse a principios de la década de los años 80's del siglo XX por Ando y su grupo de co-trabajadores al analizar el manto superior terrestre (p.ej., Ando y Ishikawa, 1982; Ando et al., 1983; Bowman y Ando, 1987; Silver y Chan, 1991) y los márgenes continentales activos por medio de ondas telesísmicas ScS (p.ej., Ando, 1984; Fukao, 1984). Hacia finales del siglo XX y en lo que llevamos del siglo XXI, su aplicación ha servido para diversos fines y objetivos, evidenciando su gran importancia y beneficio. De entre estos objetivos, algunos de los cuales se mencionan en la lista siguiente, han permitido nutrir y retroalimentar el desarrollo este trabajo de tesis, muchos de ellos sirviendo como trasfondo teórico y de antecedentes. Así mismo, han permitiendo discutir y comparar sus resultados con los encontrados en este trabajo. Generalmente, la técnica SWS se ha aplicado en estudios de:

- anisotropía azimutal (p.ej., Stephen, 1981; Anderson y Dziewonski, 1982; Vinnik et al., 1989; Savage, 1999; Silver y Chan, 1991; Montagner et al., 2000).
- formaciones geológicas (p.ej., Formación Green River, Maultzsch et al., 2003a).
- rocas sedimentarias, ígneas, y metamórficas (p.ej., Crampin, 1981, 1985, 1994, 1996; Winterstein, 1996).
- estructuras geológicas anisótropas (p.ej., Crampin, 1985; Vinnik et al., 1989; Kaneshima, 1990; MacBeth y Crampin, 1991; Vásquez-Contreras, 1993).
- variaciones en la geometría de estructuras anisótropas (p.ej., Crampin, 1985; Li, 1997).
- reservorios fracturados (yacimientos geotérmicos, p.ej., Kaneshima et al., 1988; Evans et al., 1995; Lou et al., 1997; Lou y Rial, 1997; Erten et al., 2001; Elkibbi, 2004; Elkibbi et al., 2004; Elkibbi y Rial, 2005; Rial et al., 2005; Yang et al., 2005; Tang et al., 2005, 2008; Wuestefeld et al., 2010; Baird et al., 2013; Piccinini y Saccorotti, 2018; Nowacki et al., 2018; Mroczek et al., 2020; Chacón-Hernández et al., 2021a, b; yacimientos petroleros, p.ej., Obolentseva y Gorshkalev, 1986a, 1986b; Nikol'skiy, 1987, 1992; Yardley y Crampin, 1991; Winterstein y Meadows, 1991a, b; Li et al., 1993; Crampin et al., 1996; Garotta, 1999; Lynn et al., 1999; Gaiser y Van Dok, 2001; Angerer et al., 2002; Tenaby et al., 2004; Helbig y Thomsen, 2005; Tsvankin et al., 2010; Chichinina, 2014; Gholami et al., 2016).

- crecimiento de fracturas y grietas (hipótesis del modelo EDA, Crampin et al., 1984).
- anisotropía pervasiva (p.ej., Gledhill, 1991; Shih y Meyer, 1990; Savage et al., 1990).
- esfuerzos tectónicos (p.ej., Savage et al., 1989; Zúñiga et al., 1995; Teanby et al., 2004a, b).
- eventos precursoros previo a un gran sismo (p.ej., Crampin, 1987; Peacock et al., 1988; Booth et al., 1990; Aster et al., 1990; Crampin et al., 1990; Crampin et al., 1999; Gao y Crampin, 2006).
- fracturamiento hidráulico (p.ej., Crampin et al., 1984; Crampin, 1987; Crampin y Booth, 1989; Ake et al., 2005; Horton, 2012; Ellsworth, 2013; Kim, 2013, Baird et al., 2013, entre otros).
- reflectividad anisótropa (p.ej., Booth y Crampin, 1983; Fryer y Frazer, 1984).
- zonas de fallamiento (p.ej., Booth et al., 1985; Crampin y Booth, 1985; Chen et al., 1987; Peng y Ben-Zion, 2004).
- manto superior (p.ej., Kaneshima y Ando, 1989; van Benthem et al., 2013; Bernal-López et al., 2016).
- cambios en la geometría de micro-fracturas y la deformación de rocas (p.ej., Crampin, 1999).
- ambientes volcánicos (p.ej., Crampin et al., 1986; Menke et al., 1994; Ortiz et al., 1997; Bianco et al., 1998, 1999; Miller y Savage, 2001; Gerst y Savage, 2004; Savage et al., 2010a, 2010b; Roman et al., 2011; Johnson et al., 2011; Baird et al., 2015; Chacón-Hernández et al., 2021a, b).
- modificaciones en la magnitud y dirección del campo de esfuerzo principal horizontal (p.ej., Chen et al., 1987; Bokelmann y Harjes, 2000; Teanby et al., 2004).
- industria minera (p.ej., Cochran et al., 2003; Wuestefeld et al., 2011).

Igualmente, la técnica SWS ha sido empleada con un enfoque exploratorio en sondeos de reflexión de fuente controlada (p.ej., Alford, 1986; Naville, 1986; Igel y Crampin, 1990), VSP's (Perfiles Sísmicos Verticales) (p.ej., Crampin et al., 1986), sondeos *cross hole* (p.ej., Liu et al., 1991), VSP's inversos (p.ej., Liu et al., 1993a), etc.

### 2.1.2 Parámetros de birrefringencia sísmica

Las estructuras anisótropas producen la división del campo de ondas de cizalla en dos fases polarizadas ortogonalmente con diferentes velocidades (Nur y Simmons, 1969), siendo la técnica de SWS apropiada para el análisis de tal división (p.ej., Crampin, 1985; Nicholas y Christensen, 1987; Crampin y Booth, 1989), tanto en registros sísmicos naturales como artificiales. La fase de cizalla lenta es perpendicular a las estructuras anisótropas, mientras que la fase de cizalla rápida  $\phi$  (*fast polarization*) resulta paralela o subparalela a la orientación de tales estructuras (Booth y Crampin, 1985; Crampin y Lovell, 1991; Savage, 1999; Teanby et al., 2004), siendo considerada como el primer parámetro SWS. Además, teóricamente, esta fase rápida suele ser paralela al máximo esfuerzo compresional horizontal en el área (Crampin y Evans, 1986; Crampin y Lovell, 1991), aunque no siempre sucede así (e.g., Mont Ruapehu Miller y Savage, 2001). El segundo parámetro corresponde al tiempo de retraso  $\delta t$  (*delay time*), también llamado magnitud anisótropa por Zhang (2012), el cual relaciona el nivel de fracturamiento o densidad de fracturas, es decir, integra el efecto de las estructuras anisótropas a lo largo de la trayectoria de rayo

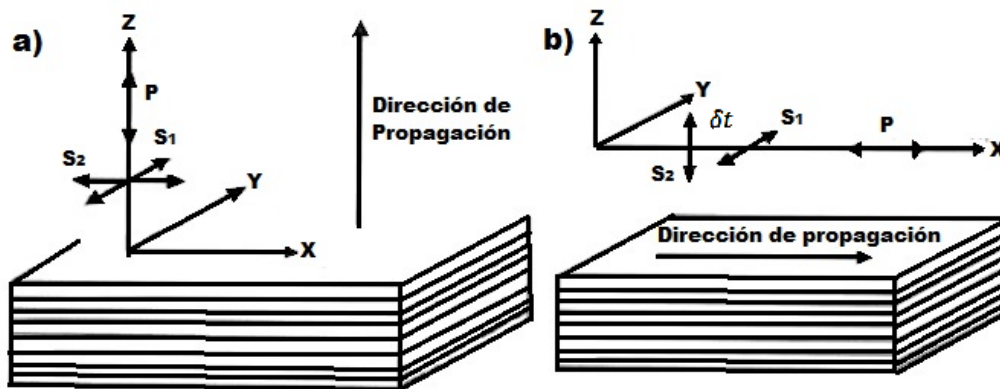
(*raypath*) (Savage et al., 2010a). Este tiempo de retraso es obtenido a partir de la diferencia en tiempo entre los arribos de las fases de cizalla rápida y lenta.

Cuando existe la presencia de estratos anisótropos en un volumen de roca, el campo de onda compresional P experimenta variaciones de velocidad en la dirección de su propagación, permitiendo no solo diferenciar la orientación y la intensidad de las fracturas, sino también discriminar entre fracturas vacías o llenas de fluidos por medio de los parámetros anisótropos de Thomsen (ver Thomsen, 1986; Alkhalifah y Tsvankin, 1995; Bear et al., 2005). Como las fases de cizalla rápida  $S_1$  y lenta  $S_2$  resultan perpendiculares entre sí (Figura 2.1.2.1, fenómeno de birrefringencia sísmica), el ángulo de polarización suele ser recto, aunque en general esto dependerá del ángulo de incidencia del campo de ondas de cizalla en el volumen anisótropo (Savage, 1999). Por lo tanto, entre más vertical sea este ángulo, los resultados serán más fiables (Thomsen y Anderson, 2015).



**Figura 2.1.2.1.** Esquema de propagación del campo de ondas en un medio isótropo y anisótropo (Modificado de Savage, 1999).

En el caso de medios isótropos transversos (p.ej., medios con estratificación horizontal o con fracturamiento plenamente vertical, Figura 2.1.2.2), las fases de cizalla  $S_1$  y  $S_2$  pueden ser consideradas como ondas  $S_V$  y  $S_H$  (onda S vertical y horizontal, Savage, 1999). Esto será, siempre y cuando su dirección de propagación coincida con la orientación de tales estructuras anisótropas. No obstante, es más prominente que el fenómeno de birrefringencia sísmica ocurra en una propagación horizontal para medios con anisotropía polar (ver Thomsen y Anderson, 2015).



**Figura 2.1.2.2.** Ejemplo de división del campo de onda de cizalla al cruzar un medio con estratificación horizontal. Propagación vertical (a) y horizontal (b) del campo de onda S, con el tiempo de retraso  $\delta t$  (Modificado de Crampin, 1985; Babuska y Cara, 1991).

Si un medio presenta sistemas de fracturas con diferentes orientaciones, la dirección de polarización relacionada con la onda de cizalla rápida variará, refractándose y siguiendo la ley de Snell. En ese sentido, la dirección de polarización ya no seguirá una dirección principal, sino que entrará en una



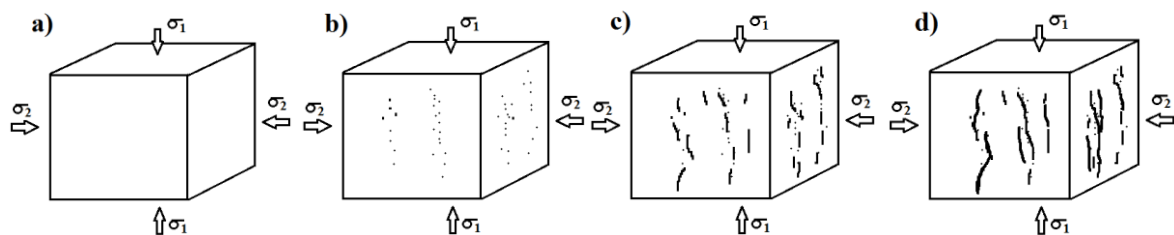
nueva región ajustando su dirección de polarización. En consecuencia, la polarización será re-dividida trigonométricamente (Elkibbi et al., 2005; Thomsen y Anderson, 2015). Otros autores han observado que en sistemas de fracturas con cierta perpendicularidad entre sí, la señal anisótropa se refracta en la dirección media entre ambos sistemas de fracturas (p.ej., Liu et al., 1993a, b).

Bajo esas circunstancias, el fenómeno de doble birrefringencia sísmica es un claro ejemplo de una corteza superior controlada por una diversidad estructural. Este fenómeno suele generarse cuando las fases de cizalla encuentran a lo largo de la trayectoria del rayo sistemas de fracturas con dos orientaciones, o sistemas de fracturas dentro de cuerpos de rocas con una orientación inherente diferente. Esto implica que las fases de cizalla rápida y lenta generadas en una primera división se vuelvan a dividir cuando se propaguen a través de un segundo sistema de fracturas o sobre un cuerpo de roca con orientación inherente diferente. La metodología para llevar a cabo este análisis, la describe en mayor detalle Rial et al. (2005).

## 2.2 Fracturamiento en rocas

El fracturamiento en un volumen de roca es capaz de alcanzar lineamientos tan extensos que tal volumen puede ser considerado como un sistema crítico. Esta denominación fue dada por Crampin y Leary (1993), Crampin (1994) y Crampin et al. (2003), a volúmenes de roca impregnados por una gran cantidad de grietas, microgrietas, y microfracturas que facilitan su extensión en la corteza superior, haciendo más inestable al volumen de roca. En consecuencia, un umbral de conectividad y permeabilidad puede ser alcanzado (p.ej., el umbral de percolación, ver Kirkpatrick, 1973; Bernabe et al., 1982), para lo cual es igualmente importante la historia diagenética y deposicional del volumen de roca (Mavko y Nur, 1978; Schwartz y Kimminau, 1987).

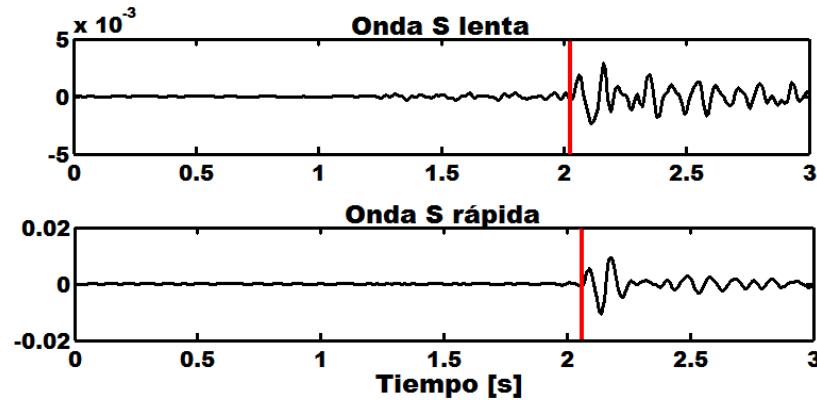
Analizando la Figura 2.2.1, si un volumen de roca se encuentra bajo un campo de esfuerzo constante, esta evoluciona con una deformación en su estructura (p.ej., Ravi-Chandar y Knauss, 1984a; Coco y Rice, 2002; Vasco et al., 2008), haciendola más débil (Crampin, 1994), y generando un incremento en la longitud de las micro-grietas y micro-fracturas. Esto permite que tales estructuras sean capaces de alcanzar longitudes del orden de kilómetros por causa del fenómeno de coalescencia, el cual se da en la misma dirección del máximo esfuerzo compresor (Shoemberg y Sayers, 1995). Sin embargo, algunas micro-grietas crecerán más que otras, siendo inicialmente paralelas a la fractura o grieta principal, pero también generándose bifurcaciones de baja velocidad (p.ej., Ravi-Chandar y Knauss, 1984a, b; Gao et al., 2009).



**Figure 2.2.1.** Volúmenes de roca (cubo) sometidos a un esfuerzo constante. El cubo comienza a ser sometido por el esfuerzo (a), se da la creación de poros y microgrietas (b), y posteriormente se incrementan (c y d).

El nivel de anisotropía en un volumen de roca puede ser fuertemente afectado, ya sea por cambios en el campo de esfuerzos local/regional, o por otra clase de fenómenos. Por ejemplo, la presión de poro es

capaz de alterar las estructuras anisótropas dentro del volumen de roca (p.ej., [Nur y Simmon, 1969](#)), y por consiguiente modificar los valores de los parámetros  $\phi$  y  $\delta t$ . Cuando la presión de poro es elevada (p.ej., rocas críticamente sobre-presurizadas), la orientación de las fracturas puede ser modificada (ver [Crampin et al., 1996, 2004](#); [Rial et al., 2005](#); [Tang et al., 2008](#)), generando que las componentes de cizalla puedan invertirse ([Crampin et al., 1996](#); [Slater, 1997](#); [Crampin y Chastin, 2003](#)) ([Figura 2.2.2](#)). Igualmente, la presión de poro que es capaz de activar planos de falla, reduciendo la enorme fricción de desplazamiento (p.ej., [Sibson, 1981](#); [Hickman et al., 1995](#)) y alterando el campo de esfuerzos alrededor del plano de falla ([Crampin et al., 2002](#)). Esto genera variaciones en las longitudes de la trayectoria del rayo, produciendo dispersiones en el tiempo de retraso observado ([Crampin et al., 2004](#)).



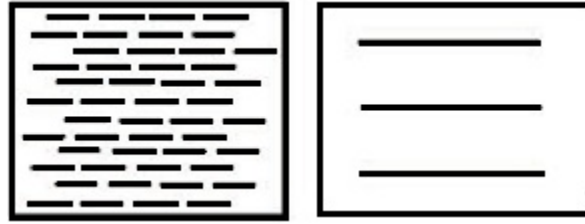
**Figura 2.2.2.** Ejemplo de formas de onda de cizalla rápida (a) y lenta (b) invertidas, cuyos arribos son marcados por una línea roja. La amplitud de la fase rápida es menor que de la fase lenta.

### 2.2.1 Densidad de fractura $\varepsilon$

El parámetro de densidad de fracturas  $\varepsilon$  se ha descrito y analizado en una gran cantidad de trabajos previos, principalmente en aquellos relacionados con las llamadas teorías del medio equivalente (p.ej., [Hudson, 1980, 1981](#); [Thomsen, 1986](#); [Schoenberg y Sayers, 1995](#), entre otros). El parámetro  $\varepsilon$  guarda una relación directa con el parámetro  $\delta t$  a partir de ciertas consideraciones (p.ej., ver [Hudson, 1980](#); [Crampin, 1985](#); [Assad et al., 1992](#); [Li, 1997](#); [Potters et al., 1999](#)), permitiendo diferenciar el paquete de fracturas existentes en una trayectoria del rayo entre el hipocentro del evento sísmico y la estación sísmica ([Crampin, 1994](#)). Esta diferencia se puede igualmente verse afectada por cambios en la razón de aspecto de la fractura y por el efecto de la presión de poro (p.ej., [Elkibbi y Rial, 2003](#)). Una de las primeras definiciones del parámetro  $\varepsilon$  fue presentada por [Hudson \(1980, 1981\)](#) como:

$$\varepsilon = \frac{na^3}{V}, \quad (2.3.1)$$

en donde  $n$  corresponde al número de fracturas de radio  $a$  en una unidad de volumen  $V$ . Otras teorías formulan  $\varepsilon$  de manera diferente. Por ejemplo, considerando constantes del tensor elástico (p.ej., ver [Thomsen, 1986](#)); empleando las velocidades de cizalla rápida y lenta obtenidas al propagar el campo de ondas de cizalla sobre microgrietas de caucho (p.ej., ver [Assad et al., 1992](#)); por medio del tensor de conformidad efectivo (p.ej., ver [Schoenberg y Sayers, 1995](#)), o por medio de una relación entre el parámetro  $\varepsilon$  y el esfuerzo efectivo (p.ej., ver [Chapman et al., 2002](#)). Además, pueden existir diferentes distribuciones de fracturas o grietas que presenten un mismo valor de  $\varepsilon$ , tal y como lo analizó [Maultzsch et al. \(2003a\)](#) (p.ej., [Figura 2.2.1.1](#)).



**Figura 2.2.1.1.** Ejemplos de fracturamiento. Muchas fracturas de menor tamaño (izquierda) pueden reflejar un mismo valor de  $\epsilon$  que pocas fracturas de tamaño más largo (derecha). Tomado y modificado de [Maultzsch et al. \(2003a\)](#).

Un volumen de roca en estado crítico, puede alcanzar valores de  $\epsilon$  de entre 4.5 y 10% ([Crampin y Leary, 1993](#); [Crampin, 1994](#)). Cuando se tiene un valor por encima de 10%, se puede considerar que el medio presenta una presión de poro lo suficientemente alto como para abrir nuevas rutas de agrietamiento y fracturamiento ([Powley, 1990](#)). No obstante, en el caso de que la presión de poro sea menor que la presión litostática, las fracturas y grietas tenderán a cerrarse, siendo invisibles al paso del campo de ondas de cizalla ([Powley, 1990](#)). En el caso particular de reservorios petroleros, estos valores de densidad de fractura en estado crítico, permite conocer las zonas con un alto nivel de fracturamiento-permeabilidad, facilitando la recuperación de hidrocarburo ([Crampin, 1994](#)).

## 2.3 Anisotropía azimutal

En la exploración sísmica, muchos autores han llevado a cabo estudios de anisotropía empleando isotropía transversa vertical (p.ej., [Levin, 1978, 1979, 1980](#); [Helbig, 1983, 1994](#), entre otros), al ser este el modelo anisótropo más sencillo. Sin embargo, en otros estudios (p.ej., [Liu et al., 1993a](#), [Erten et al., 2001](#); [Elkibbi et al., 2005](#)), se ha podido observar que las polarizaciones de las ondas de cizalla rápida presentan diferentes comportamientos a lo largo de la trayectoria del rayo entre el hipocentro y la estación sísmica, debido a que existen diferentes estructuras heterogéneas y diferentes orientaciones de las estructuras anisótropas. De manera que analizar un medio mediante modelos isotropos transversos puede resultar poco útil ([Savage, 1999](#); [Crampin y Peacock, 2008](#); [Thomsen y Andersen, 2015](#)).

En el caso de estudios que emplean un modelo de anisotropía polar con un eje de simetría inclinado, el llamado '*Tilted Transverse Isotropic TTI*', tampoco resulta plausible, ya que las fuerzas tectónicas en profundidades someras de la corteza terrestre destruyen la relación con la simetría rotacional ([Thomsen y Andersen, 2015](#)). Pero en el caso de profundidades cercanas al manto, este modelo puede ser más útil debido al alineamiento cristalino del flujo magmático. Para entornos geológicos, en donde es común encontrar sistemas de fracturas que pueden ser perpendiculares entre unos y otros, las polarizaciones de cizalla que experimentan variaciones a lo largo de su trayecto, no pueden ser representadas bajo un mismo modelo anisótropo ([Wild y Crampin, 1991](#); [Thomsen y Anderson, 2015](#)). En este sentido, el uso de varios modelos en distintas profundidades sería más factible, sin embargo, es algo que resulta complicado.

### 2.3.1 Anisotropía y frecuencia sísmica

Existe una relación entre la frecuencia sísmica y la anisotropía del medio (p.ej., ver [Shapiro y Hubral, 1995](#); [Werner y Shapiro, 1999](#); [Lynn et al. 1999](#); [Pointer et al., 2000](#); [Liu et al. 2000](#); [Chesnokov et al.](#)

2001; Chapman, 2003; Chapman et al., 2003), la cual es fuertemente afectada por la inclusión de fluidos (Pidgeon y Savage, 1997; Liu et al., 2001). Nishizawa, (1982), Van der Kolk et al. (2001), y Chesnokov et al. (2001) mostraron que existe una sensibilidad entre la fase de cizalla rápida y la saturación de fluidos en fracturas, lo cual afecta el espectro de frecuencia y la velocidad del campo de ondas elástico. En el caso de fracturas secas, el tiempo de retraso medido entre las fases de cizalla para una incidencia vertical será mayor que en el caso de fracturas saturadas con fluido (p.ej., Marson-Pidgeon y Savage, 1997; Liu et al., 2001; Liu et al., 2003). Un ejemplo de ello fue observado por Maultzsch et al. (2003a) en la Formación *Green River*, en donde los valores de  $\delta t$  presentaron un menor tiempo de retraso cuando el rango de frecuencias sísmico estaban entre los 20 y 30 Hz, es decir, un rango alto. Por lo tanto, si las fracturas se encuentran saturadas de fluido, los parámetros de birrefringencia sísmica cambiarán (Bakulin et al., 2000).

Gholami et al. (2016) observaron que cuanto mayor es el tamaño de las fracturas, menor es el rango de la frecuencia sísmica, existiendo una dependencia entre la anisotropía y la frecuencia. Esto es algo que en la mayoría de las teorías del medio equivalente no sucede, fallando al proporcionar variaciones de la anisotropía con la frecuencia sísmica. Chesnokov et al. (2001) y Liu et al. (2003) mencionaron que en el caso de microfracturas alineadas en cualquier otra dirección que la del grupo principal de fracturas, se esperaría un rango de frecuencias sísmicas más bajas, lo cual permitiría dar la orientación del grupo de fracturas.

Otra característica que igualmente afecta la frecuencia sísmica es la razón de aspecto de la fractura (ver Maultzsch et al., 2003a; Chapman, 2003), teniéndose varios rangos de frecuencias cuando el medio presenta una mayor variabilidad de razón de aspecto de fracturas (Chapman, 2003). Si la frecuencia sísmica se incrementa, también puede deberse en parte a una disminución del arreglo anisótropo estructural (Marson-Pidgeon y Savage, 1997; Liu et al., 2001), pero si el rango de frecuencias disminuye, entonces cabe la posibilidad de que el arreglo anisótropo en el medio sea más coherente (p.ej., Graham y Crampin, 1993; Holmes et al., 1993; Maultzsch et al., 2003a). En el caso de estratificaciones o heterogeneidades con dimensiones menores que la longitud de onda sísmica, estas tienden a generar cambios en las frecuencias sísmicas (p.ej., Shapiro y Hubral, 1995; Werner y Shapiro, 1999), incrementando el rango de las frecuencias sísmicas en tiempos de ondas de cizalla más cortos (p.ej., ver Kozlov, 2007). En el caso de estratos saturados, Van der Kolk, et al. (2001) y Kozlov (2004) observaron que el incremento o decremento del contenido relativo de altas y bajas frecuencias, estaba en función de la permeabilidad.

## 2.4 Anisotropía elástica matricial

En este apartado se realiza la recopilación de varios trabajos que enfatizan un análisis anisótropo a partir de ecuaciones matriciales, los cuales relacionan el campo de ondas elástico con distintos tipos de estructuras que conforman un medio. Algunos autores como Love (1944), Musgrave (1970), Crampin (1981), Winsterstein (1990), Tsvankin (2001), Carcione (2001, 2007), y Tsvankin (2012), entre algunos otros, han desarrollado importantes avances en la teoría de la anisotropía elástica. Expresiones sobre la propagación del campo de ondas sísmico a partir de la ley de Hooke han sido explicadas en muchos trabajos (p.ej., Stein y Wysession, 2003; Carcione, 2001, 2007; Shearer, 2009, entre otros), permitiendo a partir de constantes elásticas entender el medio, así como expresar e interpretar la relación entre esfuerzo y deformación. Cuando un esfuerzo es aplicado sobre un cuerpo, este origina una deformación cuya tendencia es lineal hasta su límite elástico. Esta es la relación conocida como la ley de Hooke generalizada, la cual se expresa como:

$$\sigma_{ij} = c_{ijkl}\epsilon_{kl}, \quad (2.4.1)$$

en donde  $\sigma_{ij}$  es el tensor de esfuerzos,  $\epsilon_{kl}$  es el tensor de deformación y  $C_{ijkl}$  es un tensor de cuarto orden llamado tensor de rigidez, el cual contiene la información del medio. Este último tensor está conformado por constantes elásticas, las cuales pueden ser modificadas dependiendo del tipo de consideraciones y suposiciones hechas. En este sentido, si el medio está en equilibrio o si presenta simetría de energía de deformación, el tensor puede expresarse como  $C_{ijkl} = C_{jikl} = C_{ijlk} = C_{klij}$ , siendo comúnmente representado por medio de la notación Voigt (ver Voigt, 1892). En su forma más general, este tensor está conformado por 81 constantes elásticas, pero si se hacen ciertas consideraciones, entonces la primera y segunda igualdad pueden darse cuando existe simetría entre los tensores de deformación y esfuerzo (ver Carcione, 2001, 2007). En el caso de la tercera igualdad, esta es obtenida a partir de la segunda derivada parcial de la densidad de volumen  $V$  (ecuación 2.4.2), la cual es independiente del orden de diferenciación con respecto a las componentes de deformación (ver Auld, 1990a, b; Carcione, 2001, 2007). Esta ecuación se expresa como:

$$2V = c_{ijkl}\epsilon_{ij}\epsilon_{kl}, \quad (2.4.2)$$

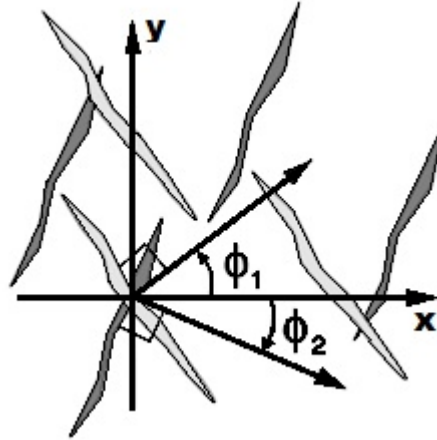
de manera que el número de constantes elásticas independientes pasa de 81 a 21, siendo este el caso de anisotropía matricial más general, y correspondiendo a un medio Triclínico. Este medio puede representar la inclusión de varios conjuntos de fracturas con orientaciones arbitrarias (ver Schoenberg y Sayers, 1995).

$$\begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & C_{14} & C_{15} & C_{16} \\ C_{12} & C_{22} & C_{23} & C_{24} & C_{25} & C_{26} \\ C_{13} & C_{23} & C_{33} & C_{34} & C_{35} & C_{36} \\ C_{14} & C_{24} & C_{34} & C_{44} & C_{45} & C_{46} \\ C_{15} & C_{25} & C_{35} & C_{45} & C_{55} & C_{56} \\ C_{16} & C_{26} & C_{36} & C_{46} & C_{56} & C_{66} \end{bmatrix}. \quad (2.4.3)$$

El siguiente caso de anisotropía es el medio Monoclínico, representado por 13 constantes elásticas independientes que pueden modelar un medio que contenga dos sistemas de fracturas normales entre sí (ver Winsterstein, 1990). Si el plano de simetría del medio Monoclínico es ortogonal al eje Z (eje vertical), la matriz puede ser representada como:

$$\begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & 0 & 0 & C_{16} \\ C_{12} & C_{22} & C_{23} & 0 & 0 & C_{26} \\ C_{13} & C_{23} & C_{33} & 0 & 0 & C_{36} \\ 0 & 0 & 0 & C_{44} & C_{45} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{45} & C_{55} & 0 \\ C_{16} & C_{26} & C_{36} & 0 & 0 & C_{66} \end{bmatrix}. \quad (2.4.4)$$

Si una formación contiene dos sistemas de fracturas verticales, no ortogonales y con un trasfondo isótropo o isótropo transversal vertical, el medio se hará monoclínico con un plano de simetría horizontal (p.ej., ver Grechka et al., 2001). Si la matriz no presenta isotropía azimutal el medio tenderá a ser Triclínico. La Figura 2.4.1 muestra un ejemplo de un medio monoclínico.



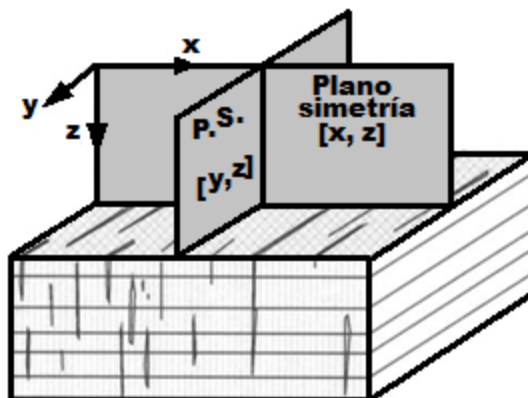
**Figura 2.4.1.** Modelo monoclinico formado por dos grupos de fracturas verticales paralelas. Las fracturas normales hacen los ángulos  $\phi_1$  y  $\phi_2$  con el eje x. Figura modificada de Bakulin et al. (2000).

Si se considera un plano de simetría  $x - z$  que presenta una rotación generada por un ángulo  $\theta$ , este modelo puede ser expresado como  $\tan(2\theta) = 2C_{46}/(C_{66} - C_{44})$  sobre el eje y, el cual remueve la constante elástica  $C_{46}$ , de manera que el medio monoclinico podría ser descrito solamente por 12 constantes elásticas (ver Carcione, 2001, 2007).

Un caso que representa un medio más común, de anisotropía azimutal, es el medio ortorrómbico u ortotrópico, el cual se caracteriza por tres planos ortogonales de simetría, presentando la simetría de un ladrillo con 9 constantes elásticas independientes (p.ej., ver Thomsen y Anderson, 2015).

$$\begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{12} & C_{22} & C_{23} & 0 & 0 & 0 \\ C_{13} & C_{23} & C_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{66} \end{bmatrix} \quad (2.4.5)$$

Los medios ortorrómbicos tienen tres planos mutuamente ortogonales. Este caso, puede representar a un medio con dos sistemas de fracturas ortogonales entre sí o dos sistemas de fracturas idénticos que forman un ángulo arbitrario entre sí (p.ej., Figura 2.4.2).

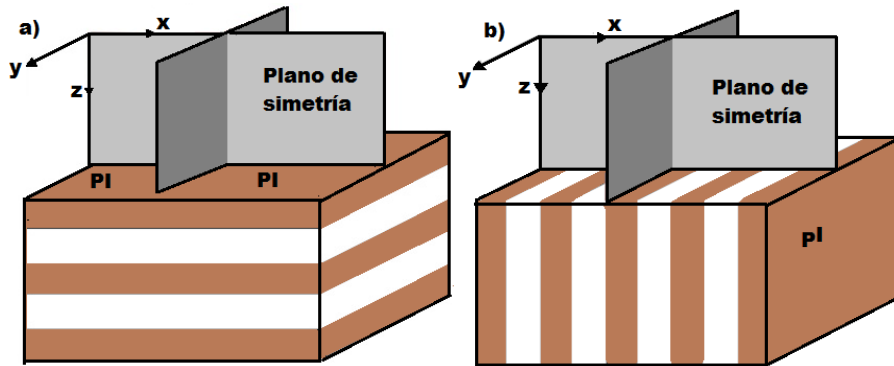


**Figura 2.4.2.** Modelo ortorrómbico, generado por grietas verticales paralelas incrustadas en un medio compuesto de estratos horizontales delgados. Figura modificada de Tsvankin (1997b).

El caso más simple y más utilizado en la actualidad para representar un tipo de alineamiento estructural en un medio, es aquel que presenta la llamada anisotropía polar, anisotropía radial, hexagonal o transversal (Love, 1928), el cual está conformado por un eje de simetría vertical ITV (Isótropo Transverso Vertical, Figura 2.4.3a) u horizontal ITH (Isótropo Transverso Horizontal, Figura 2.4.3b), y 5 constantes de rigidez independientes ( $C_{11}$ ,  $C_{33}$ ,  $C_{13}$ ,  $C_{44}$ , y  $C_{66}$ ). Este caso puede representar estructuras como estratos en una cuenca sedimentaria, alineamientos cristalinos orientados por gravedad y sometidos a esfuerzos horizontales similares, o el caso de fracturamientos y agrietamientos sometidos a campos de esfuerzos verticales. La matriz es representada como:

$$\begin{bmatrix} C_{11} & C_{11} - 2C_{66} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{11} - 2C_{66} & C_{11} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{13} & C_{13} & C_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{66} \end{bmatrix} \quad (2.4.6)$$

La anisotropía polar es un caso de simetría rotacional representado por un polo vertical, del cual Anderson (1961) describió sus velocidades de polarización para cada onda, siendo posteriormente utilizados por Daley y Hran (1977), Berryman (1979) y Helbig (1979) para analizar los parámetros anisótropos adimensionales  $\delta$ ,  $\varepsilon$ , y  $\gamma$ , determinando cuáles gobiernan ciertas características estructurales. Posteriormente estos parámetros anisótropos fueron re-planteados, re-parametrizados y linealizados por Thomsen (1986) para su uso en la exploración sísmica (ver Thomsen, 1986 para una mayor descripción). Actualmente, algunos modelos teóricos equivalentes relacionan tales parámetros anisótropos a constantes elásticas, principalmente para analizar medios fracturados empleando el parámetro de densidad de fractura  $\varepsilon$ .



**Figura 2.4.3.** a) Medio Isótropo Transverso Vertical, con un plano de simetría definido por el par ordenado  $(x, z)$  o  $(y, z)$ . El plano isótropo (PI) es perpendicular al plano de simetría, por esta razón se denomina medio polar. b) Figura de un medio Isótropo Transverso Horizontal, cuyo plano de simetría queda definido por el par ordenado  $(x, y)$  o  $(x, z)$ . El plano isótropo es vertical al plano de simetría empleado, siendo denominado como medio de anisotropía azimutal debido a que la velocidad del campo de ondas varía con el azimut (Modificado de Grechka, 2009).

En este párrafo se citan algunos trabajos que describen modelos teóricos, estructuras, y características que forman parte de un medio real. Por ejemplo, estructuras isótropas estratificadas horizontalmente (p.ej., Booth y Crampin, 1983; Fryer y Frazer, 1984, 1987); medios estratificados isótropo-viscoelásticos (p.ej., Ursin y Stovas, 2002); estratos inclinados de esquisto (ejes de simetría isótropos transversos inclinados) (p.ej., Tsvankin, 1997a); anisotropía ortorrómbica en cuencas sedimentarias a partir de una combinación de fracturas verticales paralelas e isotropía transversa vertical en el trasfondo del medio (p.ej., Wild y Crampin, 1991; Schoenberg y Helbig, 1997); el cálculo de los

parámetros anisótropos para un medio ITV (p.ej., [Thomsen, 1986](#)); medios anisótropos conformados por fracturas con orientación variante (p.ej., [Shoemberg y Douma, 1988](#)); fracturas para el caso isótropo transverso (p.ej., [Anderson et al., 1974](#); [Nichizawa, 1982](#); [Banik, 1987](#); [Hsu y Schoenberg, 1993](#)); medios fracturados isotrópamente (p.ej., [Schoemberg y Sayers, 1995](#); [Hudson et al., 1996a](#)); medios porosos y permeables (p.ej., [Tod, 2003](#)); medios ortorrópicos (p.ej., [Tsvankin, 1996](#)); medios ortorrómbicos (p.ej., [Tsvankin, 1997b](#); [Grechka et al., 1999](#)); medios ortorrómbicos (p.ej., [Musgrave 1970](#); [Tsvankin y Chesnokov, 1990a, b](#); [Wild y Crampin, 1991](#); [Brown et al., 1991](#); [Sayers, 1994](#); [Schoenberg y Helbig, 1997](#)); grupos de fracturas con simetría monoclinica (p.ej., [Schoenberg y Sayers 1995](#); [Chattopadhyay et al., 1996](#); [Bakulin et al., 2000](#)); medios monoclinicos estratificados horizontalmente (p.ej., [Grechka et al., 2001](#)); tensores de conformidad para dos grupos de fracturas (cap. 2, [Liu y Martinez, 2012](#)); una revisión de medios anisótropos poroelásticos ([Carcione et al., 2010](#)); así como la teoría de la propagación de ondas sísmicas en medios triclinicos y monoclinicos (p.ej., [Fedorov 1968](#); [Musgrave 1970](#)), entre otros. Se aclara que ninguno de estos modelos teóricos fueron empleados en la obtención de los resultados de este trabajo de tesis. Sin embargo, ayudaron a clarificar y comprender de mejor forma los resultados obtenidos, al correlacionarse con algunos conceptos. Además, este conjunto de trabajos nutren y ejemplifican al lector con varios estudios relacionados a medios anisótropos.

## 2.5 Sismicidad inducida

El empleo de técnicas antropogénicas relacionadas con el fracturamiento hidráulico (p.ej., pozos geotérmicos, petroleros, de exploración, etc.), incrementan la tasa de sismicidad inducida local (p.ej., [Nicholson y Wesson, 1990](#); [Ellsworth, 2013](#); [Goebel y Brodsky, 2018](#)), denominada así (inducida), al presentar una amplitud similar con el estado de esfuerzo ambiental ([McGarr et al., 2002](#)). Esto genera cambios de esfuerzos y provoca inestabilidad en el volumen de roca ([Shapiro et al., 1997, 2002](#)), reflejándose en nubes de sismicidad que igualmente pueden ser más lejanas a los llamados frentes de activación ([Shapiro et al., 1997](#); [Shapiro, 2015](#); [Schoeball y Ellsworth, 2017](#)). Los registros de estos eventos sísmicos permiten obtener información estructural de yacimientos y reservorios fracturados (p.ej., minas, campos geotérmicos, campos petroleros, etc). Además, si se conoce la localización de fallas pre-existentes, es posible discriminar aquellos eventos relacionados con la reactivación de fallas (p.ej., [Kamei et al., 2015](#)). En tal caso, se ha podido emplear la técnica de correlación cruzada en el análisis de *multiplets* (p.ej., [Orlecka-Sikora, 2010](#); [Schaff y Richards, 2004, 2011](#); [Waldhauser y Schaff, 2008](#); [Mesimeri et al., 2016](#)), curvas de difusión para describir su evolución (p.ej., [Shapiro et al., 1997, 2002](#); [Hainzl, 2004](#); [Hainzl et al., 2012](#); [Parotidis et al., 2003, 2004, 2005](#); [Shelly et al., 2013](#)), y procesos de sismogénesis (p.ej., [Corral, 2004, 2006](#); [Langenbruch et al., 2011](#)).

Varios casos de sismicidad inducida han sido observados y registrados, especialmente desde la segunda mitad del siglo XX y a principios del siglo XXI en Estados Unidos y Europa, principalmente relacionados con la extracción de hidrocarburos y gas. Algunos casos fueron observados en Colorado a principios de los 1960's ([Healy et al., 1968](#)); Ashtabula Ohio en los 1980's ([Seeber et al., 2004](#)); Paradox Valley, Colorado en los 1990's ([Ake et al., 2005](#)); Guy Arkansas en 2011 ([Horton, 2012](#)); Youngstown, Ohio en 2011 ([Kim, 2013](#)), Holanda y Reino Unido en 2006 y 2012 ([Van Eck et al., 2006](#); [Green et al., 2012](#)). [King \(2010\)](#) hizo una profunda investigación sobre estos trabajos, abarcando los últimos 30 años. Otros casos también han sido analizados en operaciones geotérmicas (p.ej., Los Humeros México, [Lermo et al., 2016](#); Las Tres Virgenes, México, [Lermo et al., 2014](#)). Igualmente, se han podido observar cambios en el estado de esfuerzos al generarse vacíos en el volumen de roca (p.ej., [McGarr et al., 2002](#)), o por el bombeo prolongado de agua subterránea (p.ej., Lorca España, mayo de 2011, [Gonzales et al., 2012](#);



Avouac, 2012), generando con ello fuertes pérdidas materiales en zonas pobladas. Igualmente, también se ha podido observar activación micro-sísmica por emisiones de CO<sub>2</sub>, (p.ej., en el Golfo de Corinto en Grecia, Koukouzias et al., 2015), o por episodios de desgasificación de CO<sub>2</sub> (p.ej., en West-Bohemia y Vogtland, Alemania, Fischer et al., 2014).

Algunos casos particulares de sismicidad inducida llaman la atención como, por ejemplo, en Oklahoma Estados Unidos, un sismo de  $M_w = 4.1$  ocurrió a principios de 2010, muy probablemente inducido por el empleo de *fracking*, ocasionando réplicas que se extendieron esporádicamente hasta mediados de 2011. Esta secuencia estaba decayendo cuando un sismo de  $M_w = 5.0$  ocurrió en noviembre de 2011, seguido en las siguientes 20 horas por otro evento de  $M_w = 5.7$ . El punto de iniciación en la secuencia de noviembre, cuya distancia a los pozos de inyección fue de 1.5 km, mostró una conexión causal entre la inyección y los pozos (Ellsworth, 2013). En otros casos, se ha detectado sismicidad que ocurre con cierto retraso, como ocurrió en Youngstown Ohio, en donde la sismicidad ocurrió meses después de la inyección (Ellsworth, 2013).

Las variaciones espaciales de las nubes de sismicidad guardan una importante relación con los cambios en la presión de poro (Cornet y Yin, 1995) y con los cambios en el campo de esfuerzos *in situ*, en donde la presión de poro inmediatamente debajo de pozos inyectoros, es mayor que el esfuerzo normal soportado por fracturas pre-existentes (Cornet et al., 1997; Parotidis et al., 2004). En zonas más profundas, la presión de poro es menor que el esfuerzo normal soportado por fracturas pre-existentes, de manera que la sismicidad inducida, muchas veces posterior a la terminación de la inyección (el llamado *back front* (Parotidis et al., 2004), ocurre en una dirección mayor a 30° de la dirección de esfuerzo máximo (ver Cornet et al., 1997). No obstante, la mayoría de las fracturas que vencen su resistencia podrían considerarse como sub-verticales (ver Cornet et al., 1997).

La respuesta primaria de las fallas a la presurización por fluidos puede ser lenta, presentando movimientos asísmicos en fallas (deslizamiento prematuro sin generación de un evento sísmico), y generando retrasos en la sismicidad inducida observada en las cercanías (p.ej., Scotti y Cornet, 1994; Wei et al., 2015) y a distancia (p.ej., Shapiro et al., 1997). No obstante, la evolución espacio temporal del deslizamiento asísmico puede ser observada indirectamente por migración sísmica u observaciones geodésicas (p.ej., ver Wei et al., 2015; Chen et al., 2017). Además, también es posible observar sismicidad del tipo *off-failure* (o sismicidad fuera del plano de falla), siendo está considerada como una consecuencia de la transferencia de esfuerzos de una falla activa a otras adyacentes. Algunos trabajos previos en la literatura han sido hechos por Stein et al. (1994), Stein (1999), Harris (1998) y Karakostas et al. (2003, 2004).

El mismo proceso sísmico genera deformaciones volumétricas estáticas y transitorias en un reservorio, así como desplazamientos de interfaces en el material, modificando la distribución espacial de la densidad del material con cambios en el volumen de roca (Cocco y Rice, 2002) y por consecuencia con cambios en el campo gravitacional local (p.ej., Harms et al., 2015). Estos cambios permanentes inducen deslizamientos co-sísmicos y post-sísmicos de gran magnitud (ver Imanishi et al., 2004; Wang et al., 2012; Fuchs et al., 2013; Cambiotti y Sabadini, 2013). No obstante, sismos de magnitudes pequeñas pero constantes, igualmente alteran el volumen de la roca, perturbando el campo gravitacional local (Beker et al., 2011; Driggers et al., 2012).

### 2.5.1 Mecanismos de deslizamiento en fallas inducidas

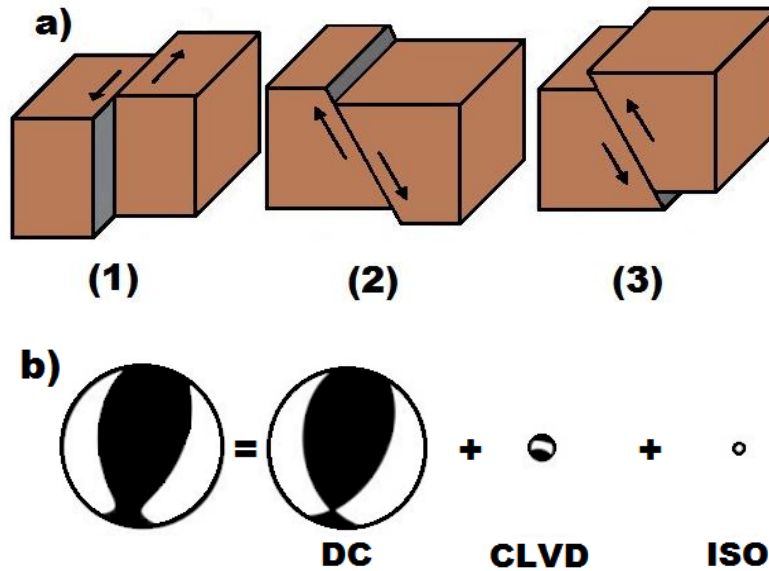
El mecanismo responsable para la inducción de eventos sísmicos, resulta de un proceso de debilitamiento de fallas, ya sea por un incremento o un decremento en la presión de poro. Este mecanismo se localiza generalmente dentro de regiones tectónicamente activas, tal como ocurre a lo largo de los límites de placas o en zonas locales de fallamiento y deformación (Ellsworth, 2013). En tales zonas, la energía elástica acumulada, en ocasiones por mucho tiempo (siglos), es liberada por medio de eventos sísmicos, debido a que los niveles de esfuerzos de cizalla son cercanos al límite de resistencia (Townend y Zoback, 2000; Peterson et al., 2008).

Las inyecciones de fluido generan perturbaciones que afectan la estabilidad de la falla y desencadenan eventos sísmicos similares (p.ej., Nicholson y Wesson, 1990; Evans et al., 2012), siendo la mayoría pequeños en magnitud y en ocasiones difíciles de registrar debido a su lejanía (p.ej., no detectados a distancias mayores de 10 km, Frohlich, 2012). Además, estos eventos resultan difíciles de diferenciar entre los que han sido generados naturalmente o antropogénicamente (Ellsworth, 2013). En el caso del proceso de inyección, el fluido entra en la fractura incrementando la presión y su tamaño en dirección paralela al máximo esfuerzo (ver Rutledge et al., 2004; Hattori et al., 2016), con posibilidades de crear igualmente ramificaciones (p.ej., Ravi-Chandar y Knauss, 1984c). Cuando se genera un frente de ruptura por la inyección de fluido, la región se acelera y expande con el incremento sustancial de la presión de poro, lo cual genera deslizamiento asísmico durante la migración de fluido (ver Bhattacharya y Viesca, 2019), y posibles cambios dinámicos y mecánicos en las fracturas cuando la presurización es continua (Garagash y Germanovich, 2012; Goebel et al., 2017). No obstante, la ruptura estimulada es espacialmente limitada por la extensión del volumen (McGarr, 2014; Galis et al., 2017), mientras que rupturas asísmicas pueden continuar y transmitir sus esfuerzos más allá de la región presurizada (ver Shapiro et al., 1997; Guglielmi et al. 2015b; Schoeball y Ellsworth, 2017).

La condición de falla para iniciar su ruptura se expresa generalmente en términos del esfuerzo efectivo  $\tau_{crit} = \mu(\sigma_n - P) + \tau_0$  (Ellsworth, 2013), en donde el esfuerzo de cizalla crítico  $\tau_{crit}$  es igual al producto del coeficiente de fricción  $\mu$ , al esfuerzo efectivo normal dado por las diferencias entre el esfuerzo normal aplicado  $\sigma_n$  y la presión de poro  $P$  (King et al., 1959; Raleigh et al., 1976; Nicholson y Wesson, 1990). En este sentido, incrementando el esfuerzo de cizalla, reduciendo el esfuerzo normal y elevando la presión de poro, se puede llevar a cabo el fallamiento (Ellsworth, 2013). Una vez que se inicia la resistencia, el deslizamiento ocurre y los sismos son irradiados, impulsados por un desequilibrio entre el esfuerzo elástico almacenado en la masa de roca circundante y la resistencia friccional de la superficie de deslizamiento, cambiando el esfuerzo normal efectivo así como los coeficientes de fricción (Scholz, 1998). En consecuencia, la ruptura continuará siempre y cuando el esfuerzo medido en el frente de ruptura exceda la resistencia estática (Scholz, 1998), esto sin dejar de lado que la resistencia de las rocas será reducida conforme entre en fallamiento (Wawersik y Fairhurst 1970; Rice, 1993; Scholz, 1998; Galis et al., 2017). Por lo que una fuente potencial de aceleración de deslizamiento es el debilitamiento de la falla (Bhattacharya y Viesca, 2019). En el caso de que existan conexiones entre las zonas de inyección y zonas de fallamiento en el basamento, se favorecerá la inducción de sismos, dado que el esfuerzo de cizalla se incrementa con la profundidad (Townend y Zoback, 2000).

Si el proceso de ruptura es de cizalla pura (Figura 2.5.1.1a) los mecanismos de fuente pueden ser representados por el llamado *double-couple* (DC) (Kamei et al., 2015), el cual representan el mecanismo principal de inducción (p.ej., Dahm et al., 1999; Ishida, 2001; Chitralla et al., 2013; Deichmann et al., 2014; Eaton y Mahani, 2015; Guilhem y Walter, 2015). Sin embargo, si el proceso de ruptura de eventos sísmicos incluye componentes de tensión debido a cambios en la presión de poro durante la inyección de fluido, entonces seis componentes del tensor de momento deben ser consideradas en lugar de solo

tres (ver [Kamei et al., 2015](#)). Los mecanismo que permiten que la fractura falle pueden ser una combinación tanto de componentes DC, más el llamado *linear vector dipole component* (CLVD) y el llamado *isotropic component* (ISO) ([Figura 2.5.1.1b](#)). Así, la componente CVLD tiende a ser proporcionalmente más grande (como resultado de la inyección de fluido) que para sismos naturales, mientras que la componente DC suele ser el mecanismo de fuente dominante ([Kamei et al., 2015](#)). Explicaciones más detalladas para el análisis de mecanismos de fuente han sido hechas por [Scholz \(2002\)](#) y [Kostrov y Das \(1988\)](#), y por [Shearer \(2009\)](#).



**Figura 2.5.1.1.** a) Tres sistemas de fallamiento por cizalla: (1) fallamiento de rumbo (*Strike Slip*), (2) fallamiento Normal y (3) fallamiento Inverso. b) Combinación de mecanismos de fuente para micro-sismos por inyección de fluido. (Modificado de [Kamei et al., 2015](#)).

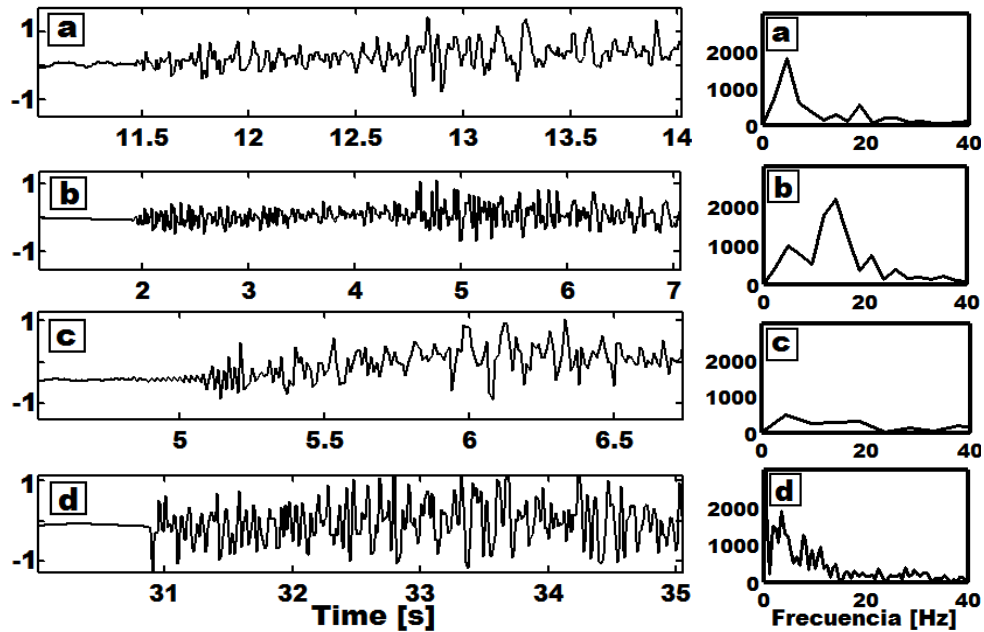
**ANÁLISIS DE RESERVORIOS FRACTURADOS**

La búsqueda y obtención de recursos energéticos en reservorios fracturados, ha ido mejorado gracias al desarrollo y perfeccionamiento de métodos y técnicas, permitiendo obtener mejores resultados. Desde los años 90's del siglo XX, distintos atributos sísmicos han sido propuestos y desarrollados, con el fin de mapear zonas con altos niveles de fracturamiento principalmente en reservorios petroleros (p.ej., [Angerer et al., 2002](#); [Sayers, 2004](#); [Kozlov, 2007](#), entre muchos otros). Igualmente, en el caso de reservorios geotérmicos se ha multiplicado la aplicación de métodos, permitiendo obtener una mejor apreciación y caracterización del reservorio (p.ej., [Teanby et al., 2004b](#); [Wuestefeld et al., 2011](#); [Verdon y Wüstefeld, 2013](#); [Baird et al., 2013](#)). Igualmente, la aplicación de técnicas como hidro-fracturamiento o hidro-cizallamiento han permitido mejorar la permeabilidad de tales reservorios, incrementando la coalescencia entre grietas y fracturas (p.ej., [Evans et al., 2005](#); [Håring et al., 2008](#)). En este capítulo se analizan dos áreas fracturadas relacionadas con ambientes volcánicos que en la actualidad son explotadas con fines geotérmicos, empleando la metodología SWS la cual es mencionada en el apartado 3.2, junto con el sustento teórico de los trabajos previos mencionados en el capítulo II.

**3.1 Sismicidad en campos geotérmicos y volcánicos**

Efectos en la energía de la señal sísmica debido a fenómenos como atenuación, scattering, o birrefringencia sísmica permiten caracterizar y entender la conformación estructural de un área volcánica. Por ejemplo, [Bianco et al. \(1998, 1999\)](#) analizaron el área del volcán Vesubio, mostrando la existencia de estructuras anisótropas en los dos primeros kilómetros de profundidad. [Vila et al. \(1995\)](#), [Ortiz et al. \(1997\)](#), e [Ibáñez et al. \(2003\)](#) analizaron el Volcán de la Isla Decepción, obteniendo por medio de resultados de atenuación sísmica anisótropa, anomalías de las estructuras internas del volcán, así como heterogeneidades. Otro tipo de causas que afectan la señal sísmica son las relacionadas con efectos de fluidos, como pueden ser agua, gas, o algún tipo de material fundido, generándose una importante pérdida de la energía sísmica que favorecerá la absorción a bajas frecuencias ([Savage, 1966a](#)). Un ejemplo de ello es igualmente el área geotérmica de Coso en California USA ([Reasenberg, 1980](#); [Vlahovic et al., 2002](#)).

De manera general, un volcán puede ser considerado como un sistema dinámico conformado por una gran variedad de estructuras heterogéneas y anisótropas, en el cual se generan procesos físicos, químicos, geológicos, y vulcanológicos que alteran el medio y su entorno, y que se manifiestan a partir de señales sísmicas bajo diferentes características. Estas señales pueden tener periodos largos o cortos, presentar inicios impulsivos, o con un contenido espectral alto. Analizando estas características, [Chouet \(1996\)](#) propuso tres grupos de eventos sísmicos que comúnmente son observados en y cerca de áreas volcánicas. Estos son los llamados sismos volcano-tectónicos (más comunes y con periodos más cortos), sismos de periodo largo, en el que también se incluyen tremores volcánicos, y un tercer grupo con los llamados eventos híbridos. Tales eventos permiten analizar tanto temporal como espacialmente los fenómenos que ocurren en campos volcánicos y geotérmicos activos (p.ej., volcán Soufriere Hill, Monserrat, [Miller et al., 1998](#)). Dentro del Campo Volcánico Tres Vírgenes (CVTV) se han observado eventos sísmicos con tales características ([Figura 3.1.1](#)).



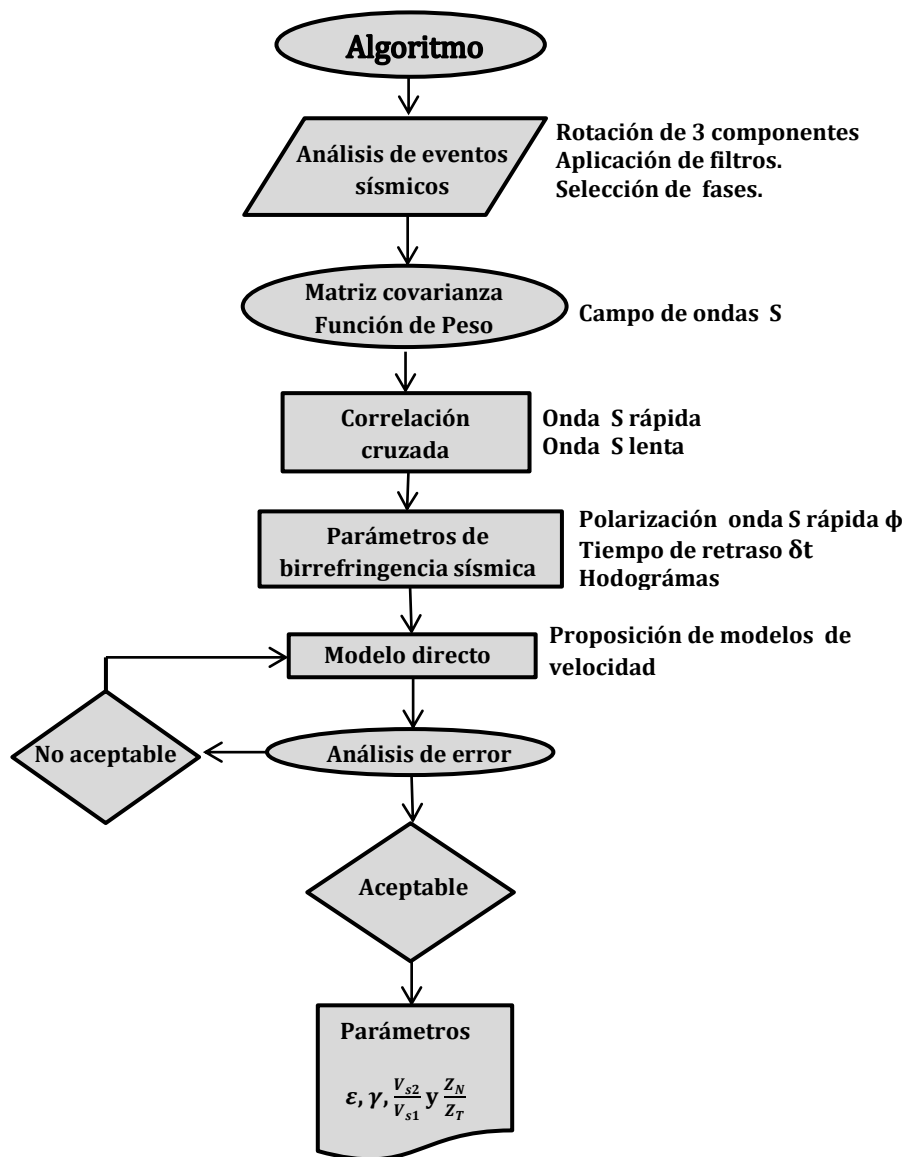
**Figura 3.1.1.** Formas de onda verticales (izquierda) y sus respectivos espectros de frecuencias (derecha) de eventos sísmicos cuyos orígenes son diferentes. Estas señales fueron registradas en el CVTV, Baja California, México. **a)** evento con periodo largo, **b)** evento volcano-tectónico, **c)** evento híbrido, y **d)** tremor volcánico.

### 3.2 Metodología de análisis de birrefringencia sísmica

#### 3.2.1 Algoritmo para la obtención de parámetros de birrefringencia sísmica

Muchos autores han presentado en los últimos años algoritmos codificados con esquemas de inversión automática que han permitido analizar medios anisótropos (p.ej., [Peng y Ben-Zion, 2004](#); [Yang et al., 2005](#); [Rial et al., 2005](#); [Wuestefeld y Bokelmann, 2007](#); [Wuestefeld et al., 2010](#)). Estos algoritmos se han basado principalmente en el método de correlación cruzada, el cual fue propuesto por [Ando et al. \(1980\)](#) y [Bowman y Ando \(1987\)](#), y el método del eigen-valor, propuesto por [Silver y Chan \(1991\)](#). Las diferencias entre ambos métodos permiten considerar ciertos pros y contras, tal y como lo analizó [Wuestefeld et al. \(2010\)](#).

En este apartado se describe un algoritmo codificado de carácter híbrido, ya que conjunta un proceso que se realiza de manera semiautomática, y otro proceso que requieren del criterio personal (manual), el cual permite obtener los parámetros de división de onda de cizalla (SWS)  $\phi$  y  $\delta t$ , y los parámetros anisótropos propuestos por [Thomsen \(1986\)](#). El algoritmo está conformado por una serie de pasos basados en métodos y técnicas de trabajos previos, tal y como se muestra en la [Figura 3.2.1](#).



**Figura 3.2.1.** Algoritmo conformado por una secuencia de pasos, los cuales son obtenidos de trabajos previos.

Como un primer paso, los parámetros hipocentrales de cada evento sísmico fueron obtenidos por medio del Software Seisan (Ottemöller et al., 2013). Los eventos analizados fueron detectados por al menos cuatro estaciones sísmicas, con un error de localización (RMS) menor a 0.5 km para el caso del Campo Volcánico Tres Vírgenes (CVTV) y de 1.0 km para el caso del Campo Geotérmico Los Humeros (CGLH). El modelo de velocidad utilizado en el CVTV se muestra en la Tabla 3.2.1a, empleándose una relación  $V_P/V_S = 1.70$  (Rodríguez, 2000), mientras que en el caso del CGLH, el modelo de velocidad utilizado se muestra en la Tabla 3.2.1b, empleándose una relación  $V_P/V_S$  de 1.76 (Antayhua, 2007).

**Tabla 3.2.1a** Modelo de velocidad obtenido por [Rodríguez \(2000\)](#).

Depth [km]	Vp [km/s]
0.0	1.24
0.24	2.31
0.65	3.0
1.25	4.5
1.79	6.3
1.93	7.6
2.13	8.2

**Tabla 3.2.1b** Modelo de Velocidad obtenido por [Hurtado \(2001\)](#).

Depth [km]	Vp [km/s]
0.0	1.24
0.24	1.94
0.65	2.85
1.25	3.54
1.79	3.69
1.93	3.90
2.13	4.14
2.37	5.18
30.0	6.0

Posteriormente, las componentes verticales ( $Z$ ), N-S ( $N$ ), y E-W ( $E$ ) se rotan a las pseudo-componentes vertical ( $L$ ), radial ( $Q$ ), y transversal ( $T$ ), considerando los valores del llamado back-azimut  $\beta$  y el ángulo de incidencia  $\varphi$  por medio de la expresión siguiente de [Plesinger et al. \(1986\)](#):

$$\begin{bmatrix} L \\ Q \\ T \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \varphi 2 & -\sin \varphi 2 \sin \beta & -\sin \varphi 2 \cos \beta \\ \sin \varphi 2 & \cos \varphi 2 \sin \beta & \cos \varphi 2 \cos \beta \\ 0 & -\cos \beta & \sin \beta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} Z \\ E \\ N \end{bmatrix}. \quad (3.2.1)$$

El ángulo  $\beta$  fue obtenido empleando el paquete SAC ([Goldstein et al., 2003](#)), mientras que el ángulo  $\varphi$  fue calculado a partir del eigen-valor más grande, usando análisis de polarización basado en la matriz de covarianza de tres componentes (ver [Montalbetti y Kanasewich, 1970](#); [Nguyen et al., 1989](#)). La ventana de tiempo empleada inicia con la selección de la onda P y finaliza 0.5 s después del inicio. Sin embargo, el ángulo de incidencia puede ser alternativamente obtenido empleando el método de *Ray Tracing* (p.ej., [Nieto y Steward, 2001](#)), así como por medio de la obtención del ángulo crítico  $i_c = \sin^{-1} \frac{V_s}{V_p}$  (p.ej, [Savage et al., 2010a](#); [Piccini et al., 2013](#)).

Para conseguir una aproximación del primer arribo de la onda S, [Amoroso et al. \(2012\)](#) propone la magnitud del campo de ondas S por medio de una función de peso, la cual consiste en la suma de los cuadrados de las magnitudes de las componentes transversal  $T$  y radial  $Q$ .

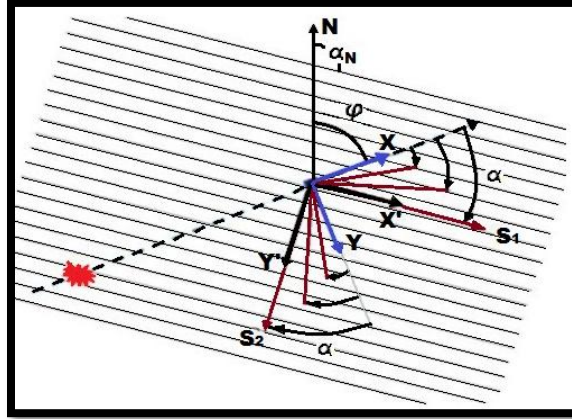
$$W(t) = \sqrt{Q^2(t) + T^2(t)}. \quad (3.2.2)$$

Esto permite distinguir el campo de ondas S y por lo tanto identificar los primeros arribos y tiempos de las fases de cizalla rápida  $S_1$  y lenta  $S_2$ , las cuales son obtenidas por medio de las ecuaciones 3.2.3, 3.2.4, y 3.2.5 propuestos por [Bowman y Ando \(1987\)](#). De manera que ambas fases de cizalla pueden ser expresadas como:

$$x'(t) = x(t) \cos a_j + y(t) \sin a_j, \quad (3.2.3)$$

$$y'(t) = -x(t) \sin a_j + y(t) \cos a_j, \quad j = 1, \dots, 180^\circ, \quad (3.2.4)$$

en donde  $x(t)$  y  $y(t)$  corresponden a las componentes transversal y radial, mientras que  $x'(t)$  y  $y'(t)$  corresponden a las fases  $S_1$  y  $S_2$  ([Figura 3.2](#)).

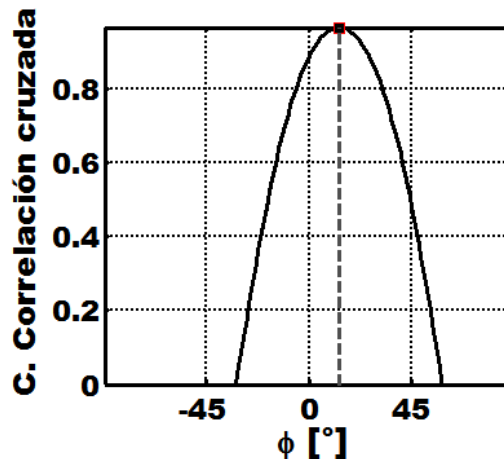


**Figura 3.2.** Sistema coordenado X - Y, con una fuente y un receptor ubicada a lo largo del eje X, junto con las coordenadas X' - Y', las cuales conducen a la posición final de las fases S<sub>1</sub> y S<sub>2</sub>. Esto es obtenido a partir del ángulo de rotación  $\alpha$ , que es el máximo valor de la función de correlación cruzada (Modificado de Chichinina, 2014).

Para cada ángulo  $\alpha_j$ , la función de correlación cruzada es computada por medio de los registros  $x'(t)$  y  $y'(t)$  como:

$$B(\alpha_j, \tau_k) = \sum_i [x'(\alpha_j, t_i) y'(\alpha_j, t_i - \tau_k)], \quad k = 1, \dots, n, \quad (3.2.5)$$

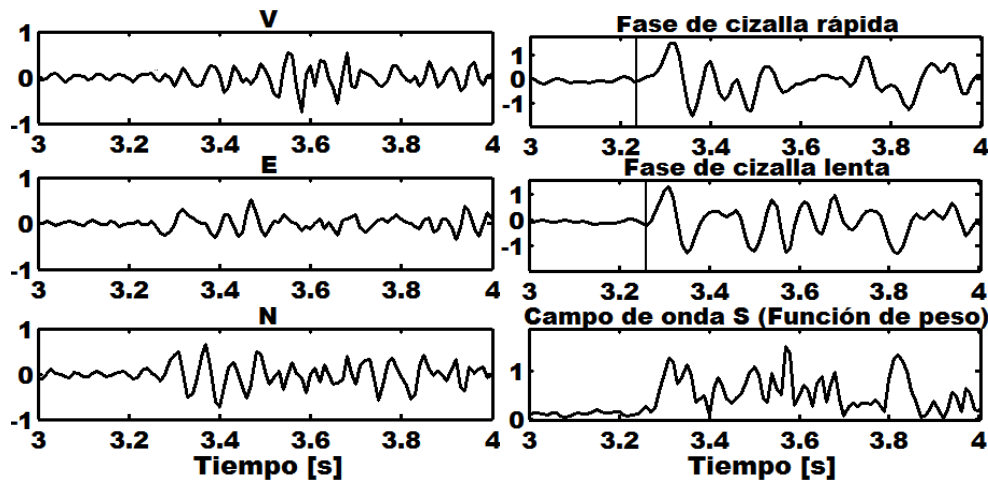
en donde  $t$  corresponde al tiempo de arribo de la fase rápida, mientras que  $\tau$  es el tiempo de arribo de la fase lenta, cuya diferencia en tiempo entre ambas corresponde al valor del parámetro  $\delta t$ . Para determinar el ángulo de polarización, la componente radial y transversal son analizadas siguiendo las ecuaciones 3.2.3 y 3.2.4, usando una matriz de rotación formada por un rango de ángulos que van desde  $-90^\circ$  a  $0^\circ$  y de  $0^\circ$  a  $90^\circ$ . El rango de  $-90^\circ$  a  $0^\circ$  abarca al grupo de azimuts que geográficamente van de oeste a norte, pero que al ser representado en los diagramas de rosas, también considera a los azimuts que van de este a sur. Mientras tanto, el rango de  $0^\circ$  a  $90^\circ$  considera al grupo de azimuts que van desde norte a este, y de sur a oeste. El algoritmo calcula todas las posibilidades, buscando el valor más alto del coeficiente de correlación cruzada entre ambas componentes. Este valor máximo del coeficiente de correlación cruzada corresponde al ángulo de polarización  $\phi$  (Figura 3.2.1.1), el cual está relacionado a la polarización de la onda de cizalla rápida. Este proceder genera las componentes horizontales rotadas en las direcciones rápida y lenta, las cuales están polarizadas ortogonalmente.





**Figura 3.2.1.1.** Ejemplo del máximo valor del coeficiente de correlación cruzada.

La función de peso enfatiza el campo de onda S siguiendo los pasos mencionados arriba (Figura 3.2.1.2). Las formas de onda rápida y lenta fueron analizadas dentro de una ventana ideal demarcada manualmente, la cual inicia antes del arribo de la fase de cizalla rápida y finaliza segundo o decimas de segundos después, con rangos de incrementos que van desde 0.001 s a 0.01 s dependiendo de cada evento analizado. Un ejemplo es mostrado en la Figura 3.2.1.2. Los valores  $\delta t$  son directamente calculados después de que las fases rápida y lenta son manualmente seleccionadas.



**Figura 3.2.1.2.** Ejemplo de tres formas de onda no filtradas (vertical, este-oeste, y norte-sur) (izquierda), las cuales son posteriormente analizadas y filtradas (empleando un filtro pasabandas de 0.5 a 20 Hz) para obtener las formas de onda de las fases de cizalla rápida y lenta (derecha).

Para mejorar las formas de ondas de cizalla  $S_1$  y  $S_2$ , la aplicación de filtros pasa-bandas y pasa-bajas resulta también adecuada. En este caso, para los análisis llevados a cabo la mayoría de las señales sísmicas responden bien a la aplicación de filtros pasabandas *butterworth* con rangos de frecuencias mínimos de entre 0.5, 1, 5, o 10 Hz, y hasta frecuencias máximas de 10, 15, o 20 Hz. No obstante, filtros pasabajas también fueron empleados en algunos casos, considerando un límite de 20 Hz.

Si se desea obtener el parámetro porcentaje de anisotropía, se aplica la aproximación llamada fuerza de anisotropía (*Anisotropy Strength*), la cual corresponde al tiempo de retraso  $\delta t_n$  normalizado por la longitud de la trayectoria entre el hipocentro y la estación sísmica. Este parámetro permite obtener el promedio del porcentaje de anisotropía a lo largo de la longitud de rayo. La aproximación se expresa como  $A = (V_s \times \delta t \times 100) / r$ , en donde  $V_s$  corresponde a la velocidad media de la onda S,  $\delta t$  el tiempo de retraso, y  $r$  la distancia de la fuente al receptor (ver Maher y Kendal, 2018). Otros autores han aplicado aproximaciones similares (ver Valcke et al., 2006; Wuestenfeld et al., 2011).

Los últimos pasos en la metodología están relacionados con la obtención de los parámetros anisótropos (ver Figura 3.2.1), los cuales no fueron obtenidos para este trabajo de tesis. Estos pasos están basados en la aplicación de las teorías clásicas de medios equivalentes para estimar los parámetros anisótropos  $\epsilon$  y  $\gamma$  (ver Thomsen, 1986), la relación de las velocidades de ondas de cizalla rápida y lenta  $\frac{V_{S2}}{V_{S1}}$ , y el tensor de conformidad  $\frac{Z_N}{Z_T}$  (ver Liu et al., 2001), los cuales permiten caracterizar las propiedades estructurales del medio.

Para obtener estimaciones sobre las velocidades de fases de cizalla rápida  $V_{s1}$  y lenta  $V_{s2}$ , un modelo isotrópico heterogéneo, el cual puede estar basado en las mismas capas del modelo de velocidad, puede ser empleado. Este modelo permite ajustar las diferencias en tiempo entre las fases calculadas de  $P$  y  $S$  del modelo de velocidad utilizado y las fases  $P$  y  $S$  seleccionadas en los sismogramas observados, los cuales son necesarios para obtener los parámetros anisótropos  $\varepsilon$  y  $\gamma$ , por medio de la expresión de primer orden propuesta por Hudson (1981) y analizada por Assad et al. (1992).

Las velocidades  $V_{s1}$  y  $V_{s2}$  permiten estimar el valor del parámetro anisótropo  $\gamma$  a partir de la expresión (Thomsen, 1986; Bakulin et al., 2000):

$$\gamma = \frac{1}{2} \left( \frac{V_{s1}^2}{V_{s2}^2} - 1 \right) = \left( \frac{C_{66} - C_{44}}{C_{66}} \right), \quad (3.2.6)$$

en donde  $C_{44}$  y  $C_{66}$  son constantes elásticas calculadas como  $C_{66} = V_{s1}^2 \times \rho_b$  y  $C_{44} = V_{s2}^2 \times \rho_b$  (Assad et al., 1992), siendo  $\rho_b$  la densidad del medio. El parámetro  $\gamma$  guarda una relación con el parámetro  $\varepsilon$ , el cual mantiene una relación directa con la influencia del campo de esfuerzos.

Las fases de cizalla obtenidas de los sismogramas previamente rotados serán apropiadas tan pronto se ajusten con las fases calculadas en el modelo teórico isotrópico y heterogéneo propuesto. La ecuación de primer orden propuesta por Assad et al. (1992) se expresa como:

$$V_2^2 = V_1^2 \left[ 1 - \frac{16}{3} \varepsilon \left( \frac{\lambda + 2\mu}{3\lambda + 4\mu} \right) \times \left( \frac{1}{1 + M} \right) \right], \quad (3.2.7)$$

con  $M$  expresada como:

$$M = \frac{4}{\pi} \left( \frac{a\bar{\mu}}{c\mu} \right) \left( \frac{\lambda + 2\mu}{3\lambda + 4\mu} \right), \quad (3.2.8)$$

en donde  $a$  y  $c$  son referidos a los ejes corto y largo de una fractura teórica propuesta, mientras que  $\bar{\mu}$  es la constante de *lame* de la fractura. Para la relación  $\frac{a}{c}$  se empleó el valor de 0.1, esto de acuerdo con los análisis previos hechos por Assad et al. (1992), y Liu y Martinez (2012). No obstante, este valor puede variar dependiendo de las características que se consideren en una cierta zona. Por lo tanto, para obtener una expresión de primer orden que relacione las velocidades de fase de cizalla con el parámetro  $\varepsilon$ , las siguientes expresiones propuestas por Assad et al. (1992) son consideradas:

$$A = \frac{16}{3} \left( \frac{\lambda + 2\mu}{3\lambda + 4\mu} \right) \times \left( \frac{1}{1 + M} \right), \quad (3.2.9)$$

$$\gamma = \frac{1}{2} \frac{[A\varepsilon]}{[1 - A\varepsilon]}. \quad (3.2.10)$$

Al combinar estas ecuaciones, el resultado de la teoría de primer orden se puede expresar como:

$$V_{s2}^2 = V_{s1}^2 [1 - A\varepsilon], \quad (3.2.11)$$

siendo  $\varepsilon$  el parámetro que corresponde a la densidad de fractura, mismo que ha sido presentado en la sección 2.3.1). Por otro lado, Liu et al. (2001) muestran que la razón de los componentes de conformidad  $\frac{Z_N}{Z_T}$  mantiene una estrecha relación con los parámetros  $\varepsilon$  y  $\gamma$  como un indicador de la saturación de fluidos en fracturas por medio de la expresión:

$$\frac{Z_N}{Z_T} = \frac{1}{4[1 - (V_P/V_S)^2]} \left( \frac{\varepsilon}{\gamma} \right), \quad (3.2.12)$$

siendo  $V_P$  y  $V_S$  las velocidades de compresión y de cizalla respectivamente, mientras que  $Z_N$  y  $Z_T$  son las componentes de conformidad de la fractura en el tensor de conformidad (ver [Liu et al., 2001](#)). La razón  $\frac{Z_N}{Z_T}$  cambia dependiendo de la saturación o no saturación de fluido en una fractura. En ese sentido, [Liu y Li \(2000\)](#), y [Liu et al. \(2001\)](#) consideraron que la razón  $\frac{Z_N}{Z_T} \cong 0.8 : 1.0$  se debe a la saturación de gas, mientras que  $\frac{Z_N}{Z_T} \cong 0.0 : 0.2$  a la saturación de líquido. Igualmente, por medio de las velocidades de las fases de cizalla  $V_{S1}$  y  $V_{S2}$ , es posible calcular el parámetro anisótropo  $\gamma^{(s)}$ , sin embargo, éste no brinda información del contenido de fluido (ver [Bakulin et al., 2000](#)). [Baird et al. \(2013\)](#) y [Verdon y Wustefeld \(2013\)](#) son algunos ejemplos de trabajos recientes que han utilizado igualmente estos parámetros en algoritmos codificados

La diferencia en tiempo entre las fases marcadas de los sismogramas rotados por la expresión 3.2.1,  $P(t_{P_o})$  y  $S(t_{S_o})$ , es ajustada con la diferencia en tiempo entre las fases calculadas  $P(t_{P_t})$  y  $S(t_{S_t})$  del modelo de velocidades isotrópico heterogéneo. Esto permite obtener la velocidad compresional  $V_p$  a partir del promedio de las velocidades del modelo, tomándose en cuenta la profundidad ya conocida de los eventos sísmicos analizados. La expresión está dada como:

$$V_p = \sum_{i=1}^n \frac{V_{Pi}}{n}, \quad i = 1 \dots n, \quad (3.2.13)$$

en donde  $n$  es el número de capas consideradas con sus respectivas velocidades  $V_{Pi}$ , mientras que la velocidad de cizalla  $V_s$  es obtenida por medio del diagrama de Wadatti, en donde la relación  $V_P/V_S$  varía de región en región. Cuando las fases de cizalla  $S_1$  y  $S_2$  son obtenidas, igualmente se puede obtener una aproximación para  $V_{s1}$  a partir de  $V_s$ , dado que es conocida la profundidad y el tiempo de arribo del evento sísmico y por tanto de la onda S. En este sentido, conociendo los tiempos de arribo  $t_s$  y  $t_{s1}$ , se puede obtener  $V_{s2}$ .

El límite de error considerado para el ajuste entre las diferencias de tiempos ( $t_{P_o} - t_{S_o}$  y  $t_{P_t} - t_{S_t}$ ) es menor al 15%, similar al límite de error considerado por [Erten et al. \(2001\)](#) en mediciones de ondas de cizalla rápida. No obstante, los valores de los modelos de velocidad pueden ser modificados con el objetivo de tener un mayor ajuste entre ambas diferencias de tiempos y poder calcular  $V_{s1}$  and  $V_{s2}$  apropiadamente. Estas modificaciones pueden ser válidas debido a que en un ambiente volcánico las estructuras geológicas suelen ser muy complejas, por lo que puede haber diferentes tipos de modelos de velocidad. Esta situación ya fue vista en el CVTV al tenerse varios modelos de velocidad de ajuste (p.ej., [Wong y Munguia, 2006](#)).

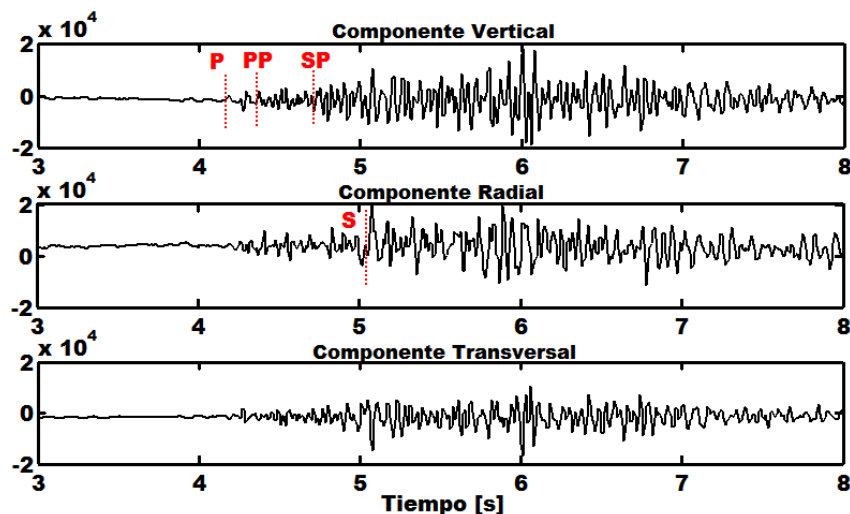
### 3.2.2 Limitaciones de la técnica SWS

El algoritmo presenta ciertas limitaciones relacionadas con su aplicabilidad. Por ejemplo, [Elkibbi et al. \(2005\)](#), [Narr et al. \(2006\)](#), y [Liu y Martínez \(2012\)](#) consideran que el análisis de polarización de la fase de cizalla rápida puede ser el resultado promedio de fracturas con diferentes orientaciones, generando con ello huecos entre la caracterización de fracturas microscópicas y macroscópicas. Otra consideración importante es la abertura y propagación de las fracturas, las cuales teóricamente tienden a ser paralelas al máximo esfuerzo horizontal. Sin embargo, debido al fenómeno de presión de poro o sobre-presurización, las polarizaciones de las fases rápidas pueden cambiar perpendicularmente a la

dirección del máximo esfuerzo horizontal (p.ej., Crampin y Booth, 1989; Miller y Savage, 2001; Teanby et al., 2004; Tang et al., 2008). Además, si la presión de poro es críticamente alta (comparable al esfuerzo confinante) la red de microfracturas será altamente sensitiva a pequeños cambios en esfuerzo, lo que podría generar dispersiones en los datos sísmicos (Crampin et al., 2002).

Por otro lado, pequeños cambios en los parámetros de la fractura pueden traducirse en variaciones desproporcionadas para  $\phi$  y  $\delta t$  (Rial et al., 2005). El parámetro  $\phi$ , más robusto que  $\delta t$ , es generado principalmente por alineamientos anisótropos del medio, siendo independiente de la polarización inicial de la onda de cizalla en la fuente (Crampin et al., 1986; Peacock et al., 1988; Crampin y Lovell, 1991; Liu et al., 1993a) debido a las variaciones en función del azimut del rayo y del ángulo incidente (Elkibbi y Rial, 2005). Mientras tanto, los resultados del parámetro  $\delta t$  son menos estables debido a que ello incluye errores observacionales más grandes (Yang et al., 2005), de manera que implica una mayor incertidumbre en relación con  $\phi$ , especialmente en rocas con un fracturamiento complejo (Liu et al., 1993b). Esto es algo que se ha venido discutiendo, ya que en el caso de algoritmos automatizados y sin una intervención humana, podrían presentar una mayor propagación de error a lo largo del análisis, principalmente debido a la gran variabilidad y diversidad de patrones de onda (Elkibbi y Rial, 2005; Rial et al., 2005; Tang et al., 2008). Sin embargo, muchos autores prefieren los métodos automáticos ya que es posible analizar un mayor número de datos en un menor tiempo (p.ej., Chevrot, 2000; Teanby et al., 2004; Savage et al., 2010b; Wuestefeld et al., 2010). En este contexto, es indispensable analizar cuidadosamente los registros sísmicos, especialmente aquellos en los que la llegada de las fases de onda de cizalla lenta está menos definida.

En el caso particular del ángulo de incidencia, la onda de cizalla en una superficie libre no debe tener un ángulo mayor a  $35^\circ$  debido a que experimentará cambios de fases y conversiones de modos, generando arribos precursores y subsecuentes al principal arribo de la onda de cizalla, esto de acuerdo con Booth y Crampin (1984) y Crampin (1999). El modo de conversión común es la fase SP, principalmente observadas en sismos locales cercanos y en áreas con altos relieves topográficos (Evans, 1984), afectando la incidencia del campo de onda de cizalla (Crampin et al., 1984) (p.ej., Figura 3.2.2.1). No obstante, la curvatura del rayo cerca de la superficie cambia debido a la disminución de la velocidad de la onda S, esto por estratos de baja velocidad, permitiendo considerar un ángulo máximo de  $45^\circ$  (p.ej., Erten et al., 2001; Elkibbi y Rial, 2003; Peng y Ben Zion, 2004; Maher y Kendall, 2018; Piccinini y Saccorotti, 2018, entre otros). Para el análisis de los campos volcánicos propuestos en los apartados 3.3, 3.4, y 3.5, se ha considerado el mismo límite para la ventana de incidencia.



**Figura 3.2.2.1.** Ejemplo de un evento sísmico registrado en el Campo Volcánico Tres Vírgenes, Baja California, México, mostrando las fases P, PP, SP, y S.

### **3.3 Estudios de birrefringencia sísmica en el Complejo Volcánico Tres Virgenes, Baja California Sur, México**

Como parte del estudio de reservorios fracturados, se analizaron las características anisótropas del CVTV. De una base de datos conformada por 558 eventos sísmicos registrados durante el periodo de entre 2009 y 2013, se obtuvieron las direcciones de polarización, y el análisis de los parámetros  $\phi$  y  $\delta t$ . Así mismo, se diferenció el CVTV en tres diferentes regiones, observándose como cada una de ellas evoluciona de manera diferente en el tiempo.

#### **3.3.1 Marco tectónico**

El CVTV está ubicado en la parte noroeste de la cuenca de Santa Rosalía (CSR) en el estado de Baja California Sur, México (Figura 3.3.1), comprendiendo los volcanes El Viejo (VEV), El Azufre (VEA) y La Virgen (VLV) (Sawlan, 1981), los cuales se encuentran alineados en dirección NE-SW. Ellos han sido objeto de varios estudios y análisis previos (p.ej., Gastil et al., 1975, 1979; López-Hernández et al. 1993, 1995; Wong et al., 2001; Wong y Munguia, 2006; Avellán et al., 2019, entre otros).

La región se encuentra controlada por el sistema de deformación relacionado con la apertura del Golfo de California (López-Hernández et al., 1995). El movimiento actual de las placas Norteamericana-Pacífico está relacionado con un fallamiento *strike-slip* a lo largo del eje del Golfo, y con fallamiento normal a lo largo del margen del Golfo en el sur de Baja California (Stock y Hodges, 1989). Esto es caracterizado por un campo compresor NW, subparalelo a las principales fallas del margen del *rift*, presentando componentes de desplazamiento dextral (Bonini et al., 2019) y de extensión E-W y E-NE atribuidas a procesos locales y regionales.

La interacción tectónica entre las placas del Pacífico, Farallón, y Norteamérica ha afectado estructuralmente el área, con un escenario de deformación extensiva al final del Mioceno (López-Hernández et al., 1993; García y González, 1998; Macías y Jiménez, 2012; Macías, 2013), produciendo un conjunto de sistemas de fallas normales y bloques inclinados. Durante el Cuaternario, el mínimo campo de esfuerzos cambió de NE-SW a E-W produciendo fallas trans-tensionales con dirección N-S, aunque las direcciones preferenciales permanecieron NW-SE, N-S, y NE-SW (López-Hernández et al., 1993). Un sistema de fallas N-S más reciente se cruzó con el sistema anterior, lo cual permitió la captura de cuerpos magmáticos que dieron lugar a la formación de centros eruptivos como la caldera Reforma (CLR), la caldera El Aguajito (CEA), y el CVTV (Garduño-Monroy et al., 1993; López-Hernández et al., 1994, 1995).

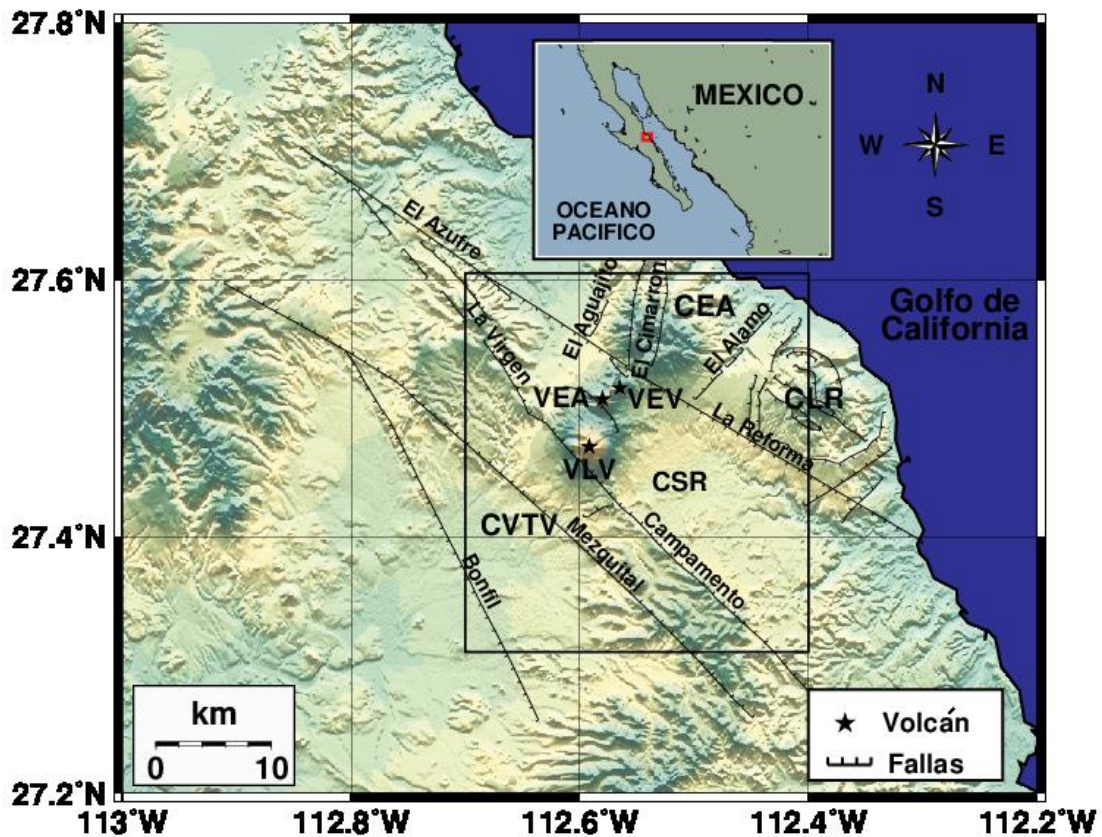
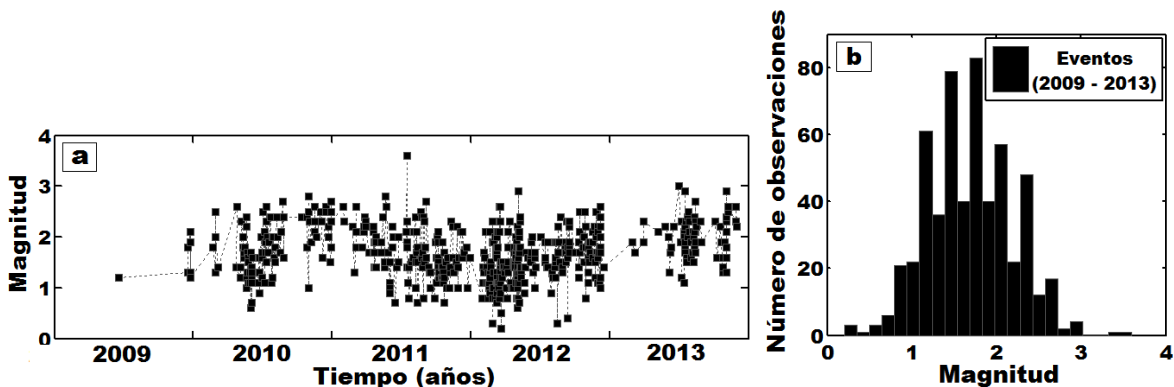


Figura 3.3.1. Área de estudio (recuadro negro) ubicado en la península de Baja California Sur (recuadro rojo). El CVTV se conforma por los volcanes El Viejo (VEV), El Azufre (VEA), y La Virgen (VLV) marcados con estrellas negras. CEA: Caldera El Aguajito, CLR: Caldera La Reforma.

### 3.3.2 Datos

El análisis implicó la selección de eventos sísmicos con una relación señal-ruido baja, seleccionando eventos con un claro reconocimiento de las llegadas de las fases P y S. Igualmente, estas señales fueron mejoradas gracias a la aplicación de filtros digitales. Un total de 558 eventos sísmicos registrados con un mínimo de 4 estaciones sísmicas fueron analizados siguiendo la metodología del apartado 3.2, presentando un intervalo de magnitud local de entre 1.0 y 3.0 (Figuras 3.3.2.1a y 3.3.2.1b), así como un intervalo de profundidad de entre 0.5 y 10.0 km (Figuras 3.3.2.1c y 3.3.2.1d).



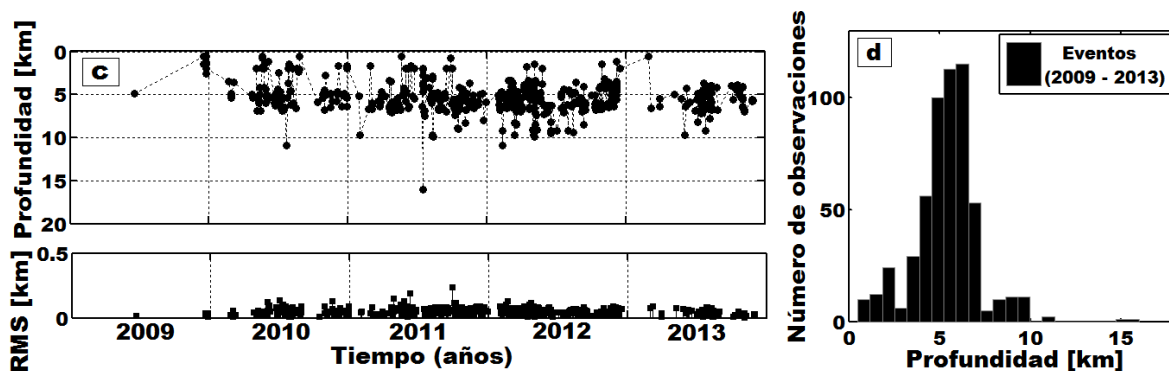


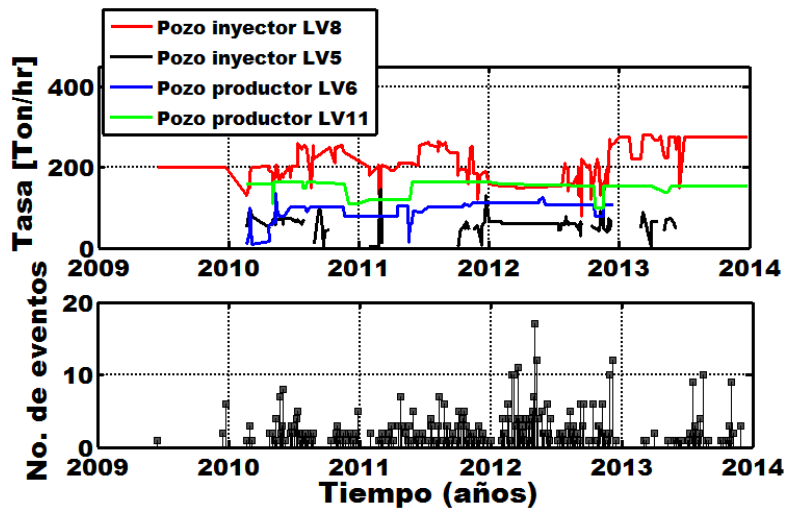
Figura 3.3.2.1. Magnitudes de los eventos sísmicos registrados de 2009 a 2013 (a) y su correspondiente histograma (b). Profundidades de los mismos eventos junto con sus respectivos valores RMS (c) y su histograma (d).

La Comisión Federal de Electricidad (CFE) monitoreó sísmicamente el área por medio de una red de veinte estaciones sísmicas ubicadas en y los alrededores del CVTV (Lermo et al., 2010, 2011). Algunas estaciones fueron parte de una red temporal, las cuales no fueron analizadas en este estudio, mientras que diez sitios con estaciones sísmicas, los cuales consistieron en sismógrafos de banda ancha Guralp CMG-6TD con tres componentes digitales, formaron parte de una red sísmica permanente (Tabla 3.3.2.1). Sin embargo, el número de estaciones que operaron durante este periodo cambió.

Tabla 3.3.2.1. Localización de cada estación sísmica. AC = Acelerómetro, BB = Estación banda ancha (Lermo et al., 2014). snm = sobre el nivel del mar.

Estación	Latitud	Longitud	Altura [snm]	2009	2010	2011	2012	2013
TV01	27.53388	-112.56777	710 m	BB	BB	BB	BB	BB
TV03	27.48333	-112.53611	460 m	AC	BB	BB	BB	BB
TV04	27.54611	-112.61777	360 m	BB	BB	BB	BB	BB
TV05	27.52333	-112.64055	400 m	BB	BB	BB	BB	BB
TV11	27.49805	-112.58527	968 m	BB	BB	BB	BB	BB
TV18	27.51083	-112.545	600 m	BB	BB	BB	BB	BB
TV21	27.4075	-112.5166	366 m	----	----	----	BB	BB
TV22	27.42194	-112.62333	403 m	----	BB	BB	BB	BB
TV23	27.4515	-112.63944	525 m	----	----	BB	BB	BB
TV24	27.31805	-112.57194	373 m	----	----	----	BB	BB

Igualmente, CFE llevó a cabo procedimientos de inyección/producción en los pozos LV5, LV6, LV8, y LV11 durante el periodo estudiado, cuyas tasas fueron en algunos casos continuos y en otros casos no continuos. El pozo LV5 presentó una tasa de inyección no continua, cuyo principal periodo inicia hacia finales de 2011 y finaliza hacia finales de 2012. En el pozo LV8 fueron hechos algunos incrementos en la tasa de inyección entre junio-diciembre de 2010 y 2011, y hacia finales de 2012 (Figura 3.3.2.2). En el caso de los pozos productores LV6 y LV11, su operación fue continua, teniendo un periodo más corto el pozo LV6. En cuanto a la tasa de eventos sísmicos, esta fue muy similar durante el periodo analizado, con un notable incremento a principios y hacia finales de 2012, decreciendo después del inicio de 2013, e incrementándose nuevamente hacia mediados del mismo año.



**Figura 3.3.2.2.** La gráfica superior muestra la tasa de inyección/producción temporal (Ton/h) desde 2009 y hasta 2013 (Lermo et al., 2014), de dos pozos inyectoros y dos pozos productores. La gráfica inferior muestra el número de eventos sísmicos registrados durante el mismo periodo.

La mayoría de los epicentros sísmicos fueron localizados básicamente en la parte central del CVTV, en donde las fallas La Virgen, La Reforma, El Volcan, El Partido, El Viejo 1, y El Viejo 2 cruzan el área, y en donde el Campo Geotérmico Tres Virgenes (CGTV) es localizado. Además, es posible observar algunos grupos de sismos más alejados del CVTV, principalmente hacia el sur, entre las fallas La Virgen y Mezquital, y hacia el norte cerca de los sistemas de fallas el Cimarrón y hacia otras fallas paralelas a esta (Figuras 3.3.2.3a y 3.3.2.3b).



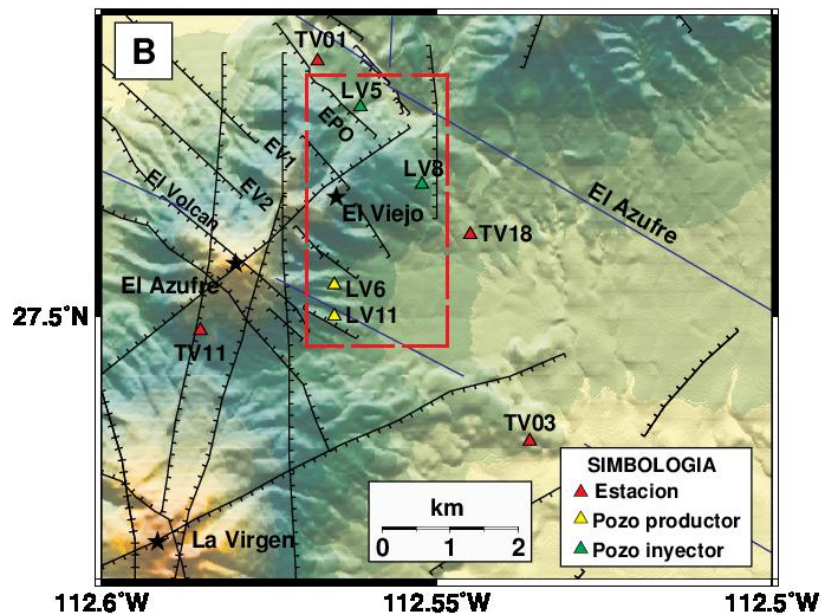
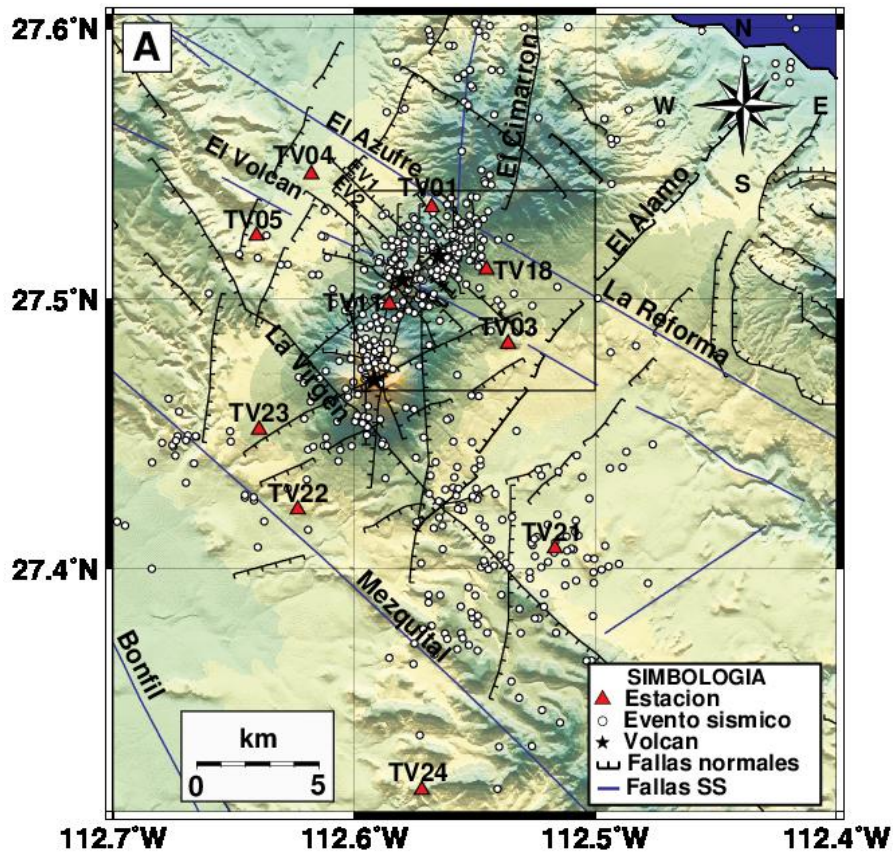
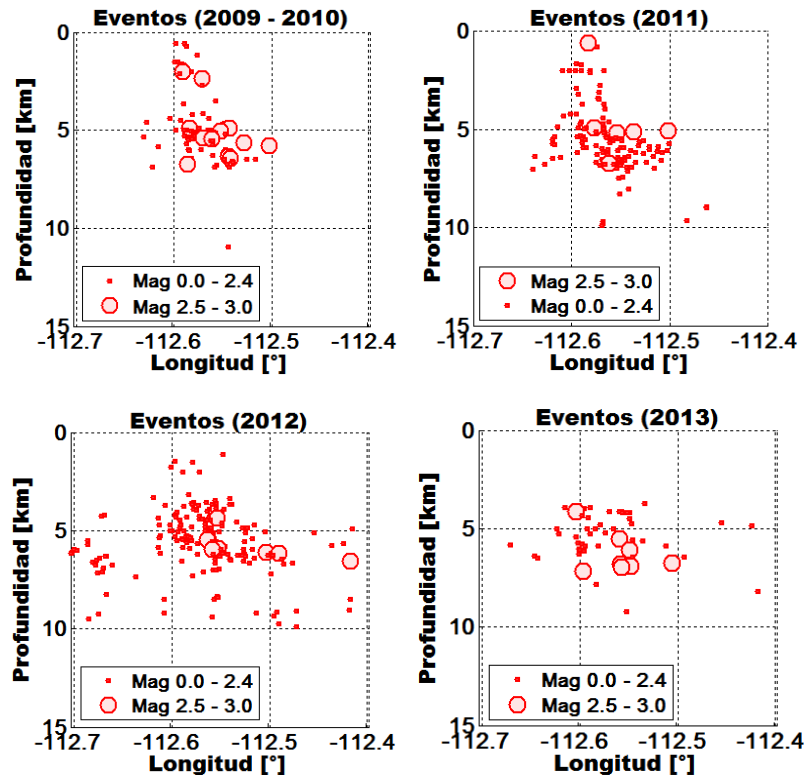


Figura 3.3.2.3. a) Epicentros sísmicos, principales estructuras tectónicas, y ubicación de las estaciones sísmicas empleadas y analizadas durante el periodo de 2009 a 2013. b) Ubicación del CGTV delimitado por la línea discontinua roja. El enfoque tectónico local está basado en estudios previos hechos por López-Hernández et al. (1993, 1994), Macías y Jiménez (2012, 2013), y Antayhua - Vera et al. (2015). EPO: El Partido Fault; EV1: Falla de El Viejo 1; EV2: Falla El Viejo 2; Falla SS: Falla *Strike - Slip* o Falla de deslizamiento.

La distribución hipocentral de los eventos sísmicos permite determinar características sobre su origen. Por ejemplo, al ser una zona volcánica, varios fenómenos pueden influir en la actividad sísmica, como intrusiones magmáticas, procesos hidrotermales, perforación de pozos, inyección o extracción de fluidos. En el caso de la sismicidad en el CVTV, es posible observar diferencias en los cúmulos de sismicidad con respecto a la profundidad, en cada uno de los años estudiados (Figura 3.3.2.4), lo cual es una característica importante relacionada con la operación del sitio geotermal.



**Figura 3.3.2.4.** Hipocentros de los eventos sísmicos analizados para cada año del periodo estudiado junto con sus magnitudes, los cuales son mostrados en perspectiva longitud – profundidad. Los eventos de 2009 fueron considerados con aquellos de 2010 debido a la poca cantidad. Durante 2011 y 2012 se presenta la mayor cantidad de eventos, mientras que durante 2012 y 2013 se presentaron una menor cantidad de eventos, y sus hipocentros fueron más dispersos.

En campos geotérmicos, la profundidad de sismos locales inducidos por operaciones de producción/inyección son generalmente menores a 10 km, pero en muchos casos localizados por sobre los 5 km (e.g., Sminchak y Gupta, 2003; Suckale, 2009; Nicol et al., 2011). Estos grupos de sismicidad tienen formas típicamente circulares o alargadas, básicamente atribuidas a la reactivación de fallas pre-existentes (Baisch et al., 2006; Kwiatek et al., 2010). En el CVTV, estos patrones de sismicidad se observan en la Figura 3.3.2.4 con hipocentros lejanos al cúmulo principal, probablemente debido a una posible reactivación de fracturas pre-existentes lejos del sitio geotermal (las llamadas *off-failure*, Baisch et al., 2006; Kwiatek et al., 2010; Ellsworth, 2013). Estos eventos muchas veces son desencadenados tiempo después como lo mencionan Ellsworth (2013), Horton (2012), y Keranen et al. (2013).

### 3.3.3 Resultados de los parámetros de birrefringencia sísmica

Las formas de ondas registradas en y los alrededores del CVTV fueron seleccionadas según el número de estaciones utilizadas para obtener los parámetros hipocentrales de cada evento sísmico ( $\geq 4$ ) y el nivel de ruido, ya que el uso de la técnica SWS requiere formas de ondas con inicios claros. Además, los eventos sísmicos con un ángulo incidente superior a  $45^\circ$  fueron descartados para evitar la distorsión en la onda entrante y los efectos de superficie.

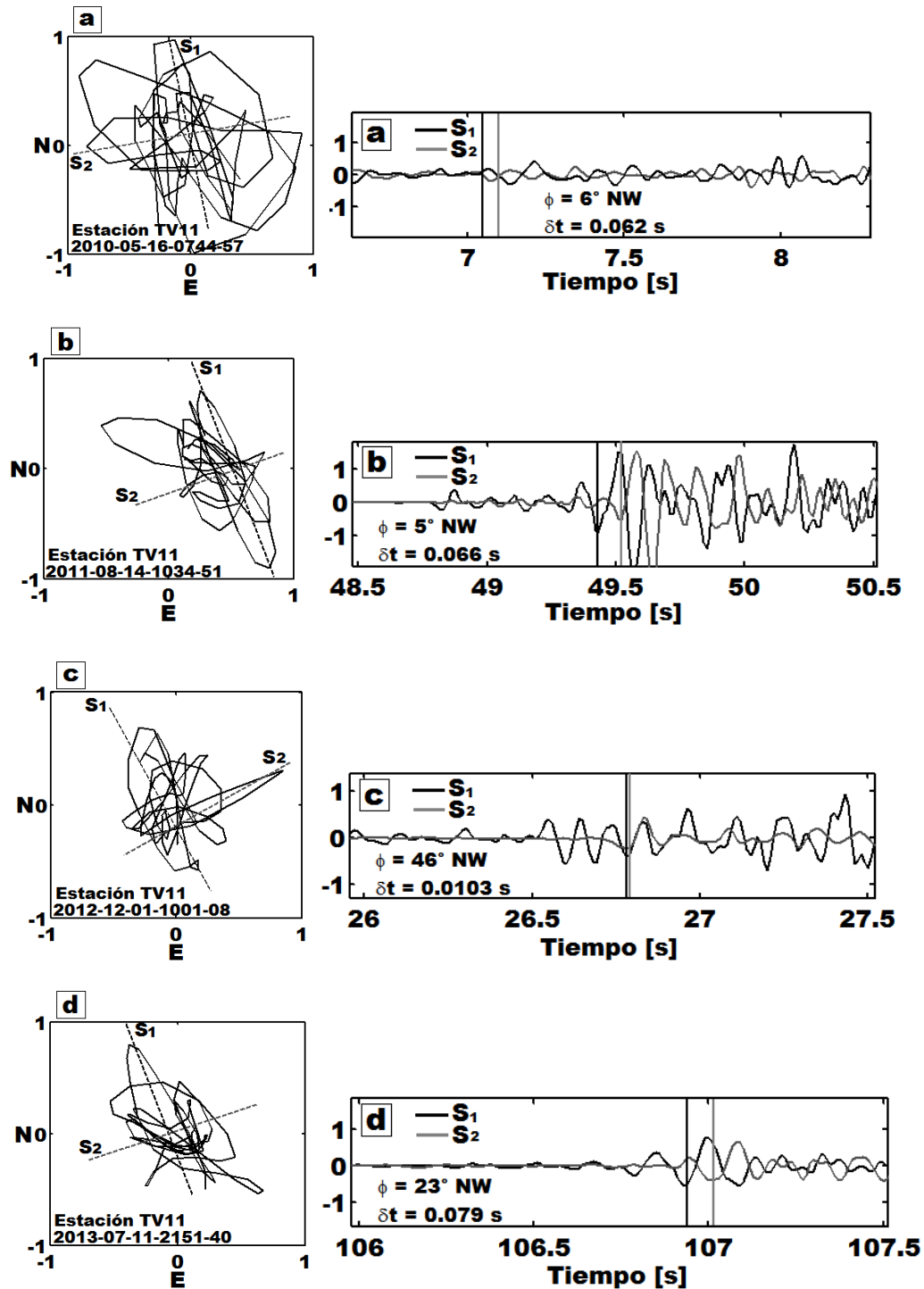
Cuando se aplica la técnica SWS es preferible emplear la mayor cantidad de datos posibles, debido a que las estructuras en medios anisótropos presentan una distribución compleja que puede reflejarse en patrones oscuros. En este caso, [Tang et al. \(2008\)](#) analizó 128 eventos sísmicos, [Nowacki et al. \(2018\)](#) 370 eventos, [Piccinini y Sacarotti \(2018\)](#) 1877 eventos, mientras que [Mroczek et al. \(2020\)](#) analizó 17 702 eventos. En el CVTV se analizan 558 eventos, por lo que resultan importantes para justificar nuestros resultados.

#### 3.3.3.1 Análisis de polarización rápida

Los diagramas de polarización, también conocidos como hodogramas ([Savage, 1999](#)), permiten confirmar la detección del cambio de polaridad de las fases de onda de cizalla rápida a lenta. Dado que estas fases están polarizadas ortogonalmente, el cambio de polaridad proporciona la indicación más clara de anisotropía ([Erten et al., 2001](#); [Elkibbi y Rial, 2005](#)). El cambio es particularmente evidente una vez que han sido rotados los sismogramas y por lo tanto, la incertidumbre asociada con los parámetros  $\phi$  y  $\delta t$  es reducida ([MacBeth, 1991](#)).

Dado que la mayoría de las estaciones sísmicas estuvieron trabajando en el mismo lugar durante el período de tiempo analizado, es posible hacer una comparación entre hodogramas durante cada año. En la [Figura 3.3.3.1.1](#) son mostrados los diagramas de polarización y sus respectivas formas de ondas rápida y lenta de eventos registrados en la estación TV11, los cuales presentan parámetros hipocentrales (longitud, latitud, y profundidad) menores que  $0.02^\circ$ ,  $0.02^\circ$ , y 1.0 km. Las direcciones de polarización rápida  $S_1$  obtenidas generalmente coinciden con las principales direcciones NW-SE y NNW-SSE, mostrando también polarizaciones secundarias de N-S y NE-SW.

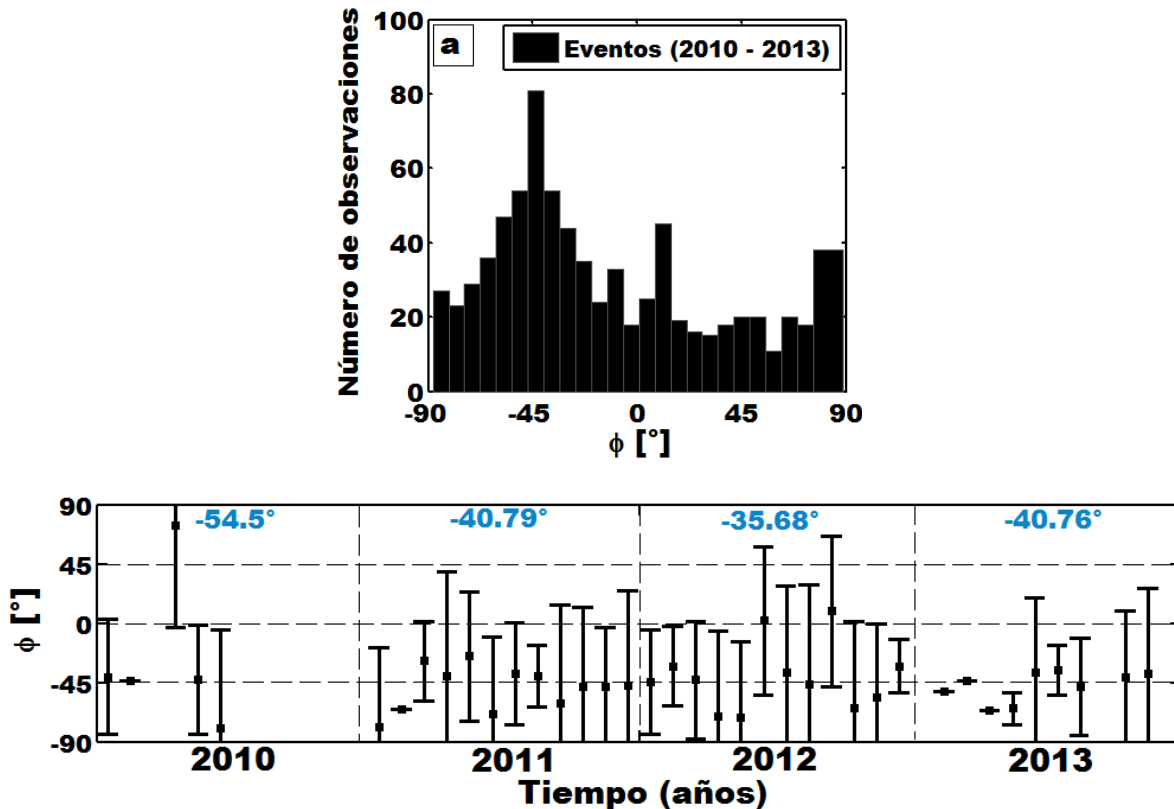
Las formas de ondas de los eventos sísmicos mostrados en la [Figura 3.3.3.1.1](#) fueron analizadas empleando filtros pasa-bandas con rangos de entre 5 – 15 y 5 – 20 Hz, los cuales ayudaron a mejorar la linearización del movimiento de partícula, especialmente en el caso mostrado en la [Figura 3.3.3.1.1a](#), la cual presentó una linearización un tanto ruidosa. En el caso de las [Figuras 3.3.3.1.1b, c, y d](#), sus formas de ondas fueron menos ruidosas, produciendo resultados de división de onda de mejor calidad, cuyos valores  $\phi$  presentan una clara correlación con las principales direcciones de polarización de cada hodograma. Los valores de  $\phi$  y  $\delta t$  son obtenidos para cada evento.



**Figura 3.3.3.1.1.** Comparación de diagramas del movimiento de partículas normalizados (izquierda) y las formas de onda  $S_1$  y  $S_2$  con sus respectivas fases marcadas (derecha). Así mismo, se muestran los valores obtenidos de los parámetros  $\phi$  and  $\delta t$ , seleccionados de cuatro eventos sísmicos con similares parámetros hipocentrales, registrados en la estación TV11 durante cada año del periodo estudiado. Los movimientos de partícula son desplegados para los primeros 0.5 segundos después del arribo de S.

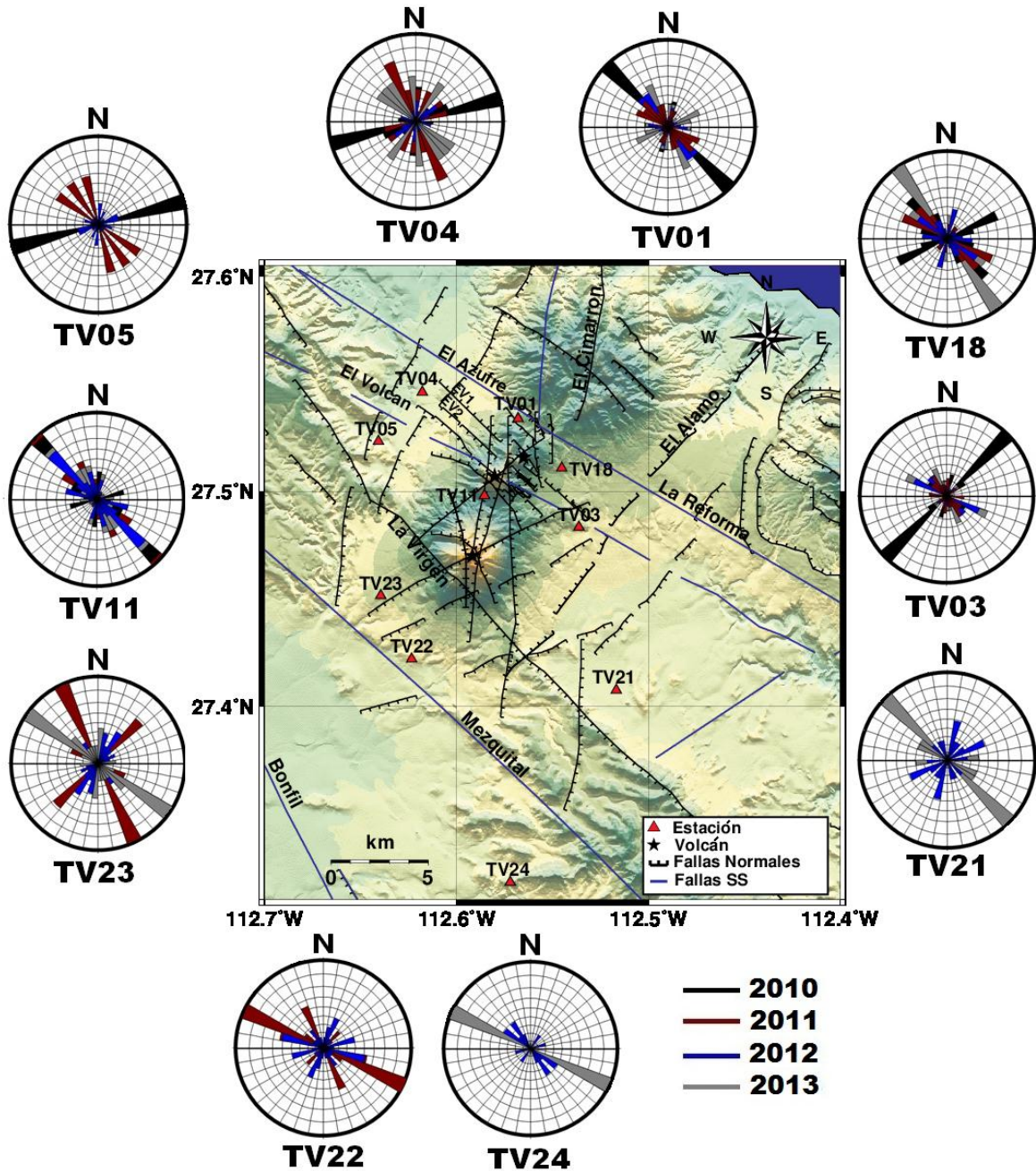
Los resultados de las polarizaciones observadas para todos los eventos analizados entre 2010 y 2013 se muestran en la [Figura 3.3.3.1.2a](#), resumidos en un histograma cuyos valores caen principalmente entre

-3° y -70° (aproximadamente de NNW-SSE a WNW-ESE). En la [Figura 3.3.3.1.2b](#) se muestra la secuencia mensual junto con los promedios anuales (valores en azul), en donde es posible observar cambios de tendencia de 2010 a 2011 y de 2012 a 2013, con un periodo intermedio muy similar que comienza a mediados de 2011 y continua durante 2012, los cuales muestran errores variables. Los promedios de polarización rápida anual son -54.5° (2010), -40.79° (2011), -35.68° (2012), y -40.76° (2013), indicando una dirección de polarización principalmente de NW-SE. Las medias de azimuts y sus errores, así como aquellas calculadas en cada ejemplo de esta tesis, fueron obtenidos usando estadística circular, duplicando primeramente cada ángulo y posteriormente empleando el programa CircStat, desarrollado por [Berens \(2009\)](#).



**Figura 3.3.3.1.2.** a) Histograma de polarizaciones rápidas de todos los eventos analizados de 2010 a 2013. b) Promedios mensuales y anuales (números en azul) de  $\phi$  junto con sus respectivas barras de errores (95% de nivel de confianza).

El parámetro  $\phi$  puede ser también representado por medio de diagrama de rosas, los cuales muestran la distribución azimutal de la polarización de la onda cizalla rápida  $S_1$ , obtenidas a partir del máximo coeficiente de correlación cruzada y que es representado por medio del software Stereonet 9.85 ([Allmendinger et al., 2012](#)). En la [Figura 3.3.3.1.3](#) se muestran todos los diagramas de rosas obtenidos para todas las estaciones sísmicas y para cada año del periodo estudiado. Los diagramas de rosa para la mayoría de las estaciones indican una dirección de polarización preferentemente NW-SE y WNW-ESE con polarizaciones secundarias menores de NE-SW, N-S, y E-W. Esto evidencia sistemas de fractura con diferentes orientaciones. Las principales polarizaciones de los diagramas de rosas de las estaciones TV01, TV04, TV22, y TV23, se correlacionan bien con las sistemas de fallas circundantes.



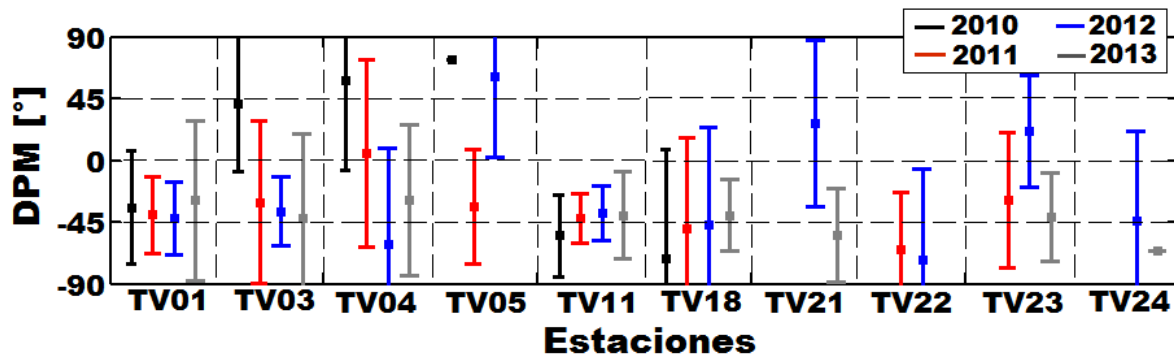
**Figura 3.3.3.1.3.** Diagramas de rosas de polarizaciones de onda de cizalla rápida de cada estación sísmica y para cada año del periodo analizado 2010 – 2013. Los valores fueron normalizados de acuerdo con aquellos años que presentan el menor numero de datos, esto para poder observar todas las polarizaciones. Se emplean divisiones de 10°.

La dirección de polarización media (DPM) para cada estación es mostrada en la [Tabla 3.3.3.1.1](#) en donde las estaciones para el año 2013 presentan menos variaciones, mientras que para los años 2010 y 2012 los valores fluctúan más. En la [Figura 3.3.3.1.4](#) se muestran los valores anuales DPM para cada estación con sus respectivos errores. En ella es posible observar que los valores DPM varían principalmente entre  $-71.39^\circ$  y  $-30^\circ$  (NNW-SSE y NW-SE) excepto para las estaciones TV03 (2010), TV04 (2010, 2011), TV21 (2012), TV23 (2012), y TV05 (2010, 2012) con polarizaciones NE-SW. No obstante, para esta última estación fueron analizados pocos datos, lo que podría ser una cantidad

limitada y con posibilidad de generar artificios. Las estaciones TV01, TV11, y TV23 durante algunos años, presentan errores estadísticamente significativos, ya que son más bajos.

**Tabla 3.3.3.1.1.** Direcciones de polarización media (DPM), el error como el 95% de intervalo de confianza (E), y el número de datos analizados (DA) para todas las estaciones sísmicas desde 2010 hasta 2013. Est: Estación; ENI: Estación no instalada.

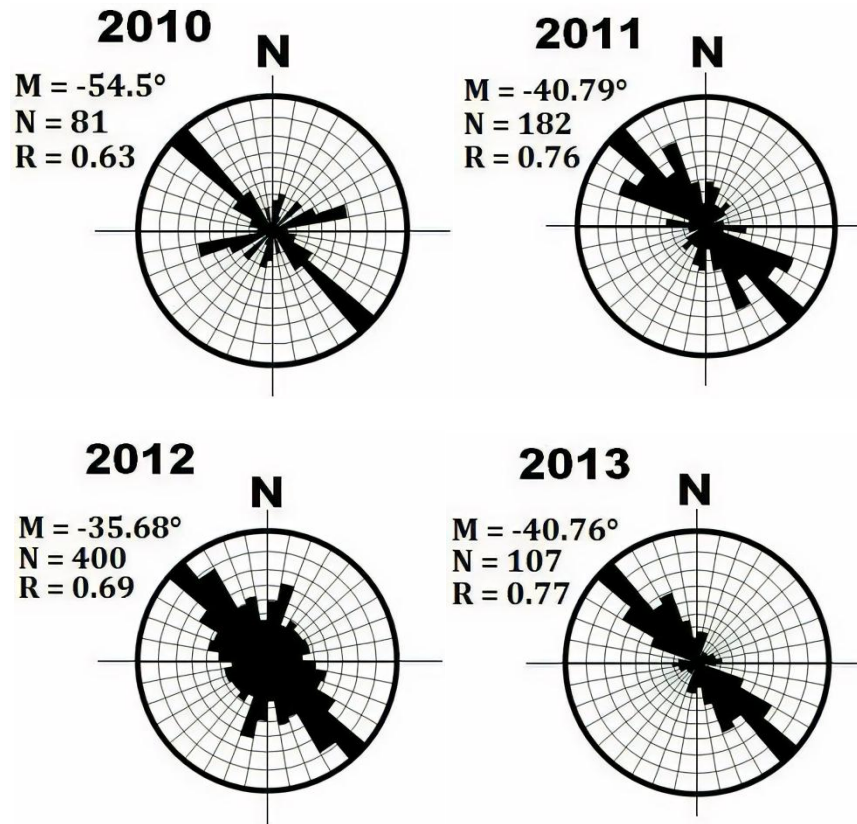
Est	2010			2011			2012			2013		
	DPM [°]	E	DA	DPM [°]	E	DA	DPM [°]	E	DA	DPM [°]	E	DA
TV01	-34.20	41.31	29	-39.41	28.02	44	-42.14	26.2	77	-29.17	58.41	22
TV03	41.165	49.51	8	-30.52	59.38	30	-37.09	25.35	50	-42.46	62.05	12
TV04	58.275	65.58	13	5.38	68.5	7	-60.985	70.31	45	-28.89	55.08	5
TV05	73	0.0	1	-33.71	41.46	3	61.07	58.99	21	----	----	----
TV11	-54.51	29.87	21	-42.12	18.17	43	-38.525	20.14	73	-40	31.52	34
TV18	-71.39	79.64	9	-49.8	66.25	35	-46.49	70.9	49	-39.85	25.78	11
TV21	----	----	ENI	----	----	ENI	26.755	60.63	11	-54.39	33.74	7
TV22	----	----	----	-64.81	42.01	11	-72.085	65.67	23	----	----	----
TV23	----	----	ENI	-29.11	49.09	9	21.2	40.42	43	-40.82	32.28	15
TV24	----	----	ENI	----	----	ENI	-43.725	65.35	8	-66	0.0	1



**Figura 3.3.3.1.4.** Valores DPM para cada estación, junto con sus respectivas barras de error.

La [Figura 3.3.3.1.5](#) muestra las polarizaciones rápidas anuales, en donde es posible observar la principal dirección de polarización como NW-SE con un rango de entre  $-55^\circ$  y  $-35^\circ$ , lo cual correlaciona con los principales sistemas de fallas en la región (El Azufre, El Volcán, El Viejo 1, El Viejo 2, La Reforma, Mezquital, Bonfil, y La Virgen) y con el sistema tectónico regional del Golfo (regimen tectónico compresional). Algunas direcciones de polarización secundaria como NNE-SSW para 2010, NNW-SSE para 2011, NE-SW para 2012, y NNW-SSE para 2013, podrían estar relacionadas a grupos de fracturas menores oblicuas y perpendiculares al principal vector de esfuerzos.

Estadística circular (p.ej., [Berens, 2009](#)) fue aplicada para obtener un análisis estadístico de la polarización rápida media  $M$  y para obtener la longitud media resultante  $R$ . Los valores de  $R$  dan una estimación cuantitativa de la varianza de los datos, con una gran dispersión cuando  $R = 0$  y una alta agrupación cuando  $R = 1$ . Como se muestra en la [Figura 3.3.3.1.5](#), las distribuciones anuales tienen valores de  $R$  superiores a 0.6 durante 2010 y 2012, y mayores a 0.7 durante 2011 y 2013, lo que indica una buena agrupación de los datos  $\phi$ .

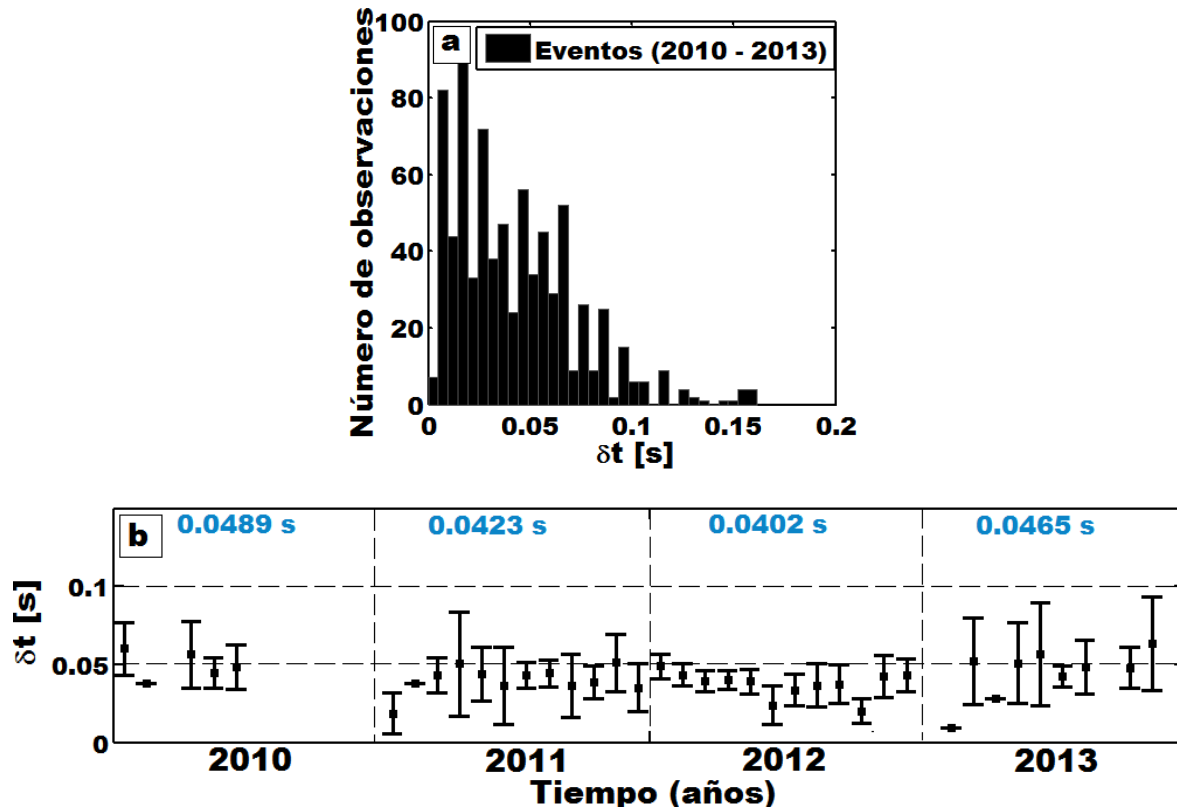


**Figura 3.3.3.1.5.** Diagramas de rosas de las polarizaciones rápidas anuales, empleando divisiones de  $10^\circ$  y normalizando las polarizaciones de cada diagrama con respecto a la dirección preferencial. La dirección de polarización promedio  $M$ , el número total de mediciones  $N$ , y el valor  $R$ , son mostrados en la parte superior de cada diagrama.

### 3.3.3.2 Análisis de tiempo de retraso

Los resultados del parámetro  $\delta t$  para el período analizado de 2010 a 2013 se muestran en la [Figura 3.3.3.2.1a](#) por medio de un histograma, en donde es posible observar que la mayoría de los resultados caen entre 0.01 s y 0.075 s. En la [Figura 3.3.3.2.1b](#) se muestra la secuencia mensual y sus promedios anuales (valores azules). En tales resultados es posible ver, al igual que en la [Figura 3.3.3.1.2b](#), ligeros cambios de 2010 a 2011 y de 2012 a 2013, con un periodo intermedio muy similar de 2011 a 2012, los cuales muestran errores asociados con cambios significantes al pasar de un año a otro. Los promedios anuales son 0.0489 s (2010), 0.0423 s (2011), 0.0402 s (2012), y 0.465 s (2013).





**Figura 3.3.3.2.1.** a) Histograma del tiempo de retraso para todos los eventos analizados de 2010 a 2013. b) Valores mensuales y promedios anuales (números en azul) de  $\delta t$  junto con sus respectivas barras de error (95% de nivel de confianza).

La [Tabla 3.3.3.2.1](#) resume el Tiempo de Retraso Medio (TRM) para cada estación sísmica durante el periodo analizado de 2010 y 2013. Valores ligeramente más bajos de TRM son observados para las estaciones empleadas durante los años 2011 y 2012. En la [Figura 3.3.3.2.2](#) se muestran los valores anuales TRM para cada estación con sus respectivos errores. En ella es posible observar que los valores TRM varían principalmente entre 0.0094 s y 0.0587 s ([Tabla 3.3.3.2.1](#); [Figura 3.3.3.2.2](#)), cuyos errores presentan rango entre 0.0061 s y 0.0299 s excepto para las estaciones TV05 (2010) y TV24 (2013), las cuales fueron analizadas únicamente por un evento. En el caso de los errores, ellos muestran algunos cambios significativamente estadísticos entre un año y otro, principalmente en las estaciones TV03, TV04, y TV18.

**Tabla 3.3.3.2.1.** Tiempo de Retraso Medio (MDT), el error como el 95% del nivel de confianza (E), y el número de datos analizados (DA) para todas las estaciones sísmicas, desde 2010 hasta 2013. Est: Estación; ENI: Estación no instalada.

Est	2010			2011			2012			2013		
	TRM [s]	E	DA	TRM [s]	E	DA	TRM [s]	E	AD	TRM [s]	E	DA
TV01	0.0531	0.0108	29	0.0367	0.0073	44	0.0434	0.0061	77	0.0417	0.0116	22
TV03	0.0373	0.0223	8	0.0356	0.0067	30	0.0435	0.008	50	0.0519	0.0225	12
TV04	0.0502	0.0196	13	0.0567	0.0205	7	0.0466	0.0097	45	0.0514	0.0193	5
TV05	0.0094	0.0	1	0.0315	0.0061	3	0.0332	0.0102	21	----	----	----
TV11	0.0492	0.0165	21	0.0542	0.0098	43	0.0408	0.0058	73	0.0471	0.0095	34
TV18	0.0483	0.0299	9	0.0442	0.0097	35	0.0384	0.0071	49	0.0538	0.0192	11

TV21	----	----	ENI	----	----	ENI	0.0364	0.0143	11	0.0587	0.0145	7
TV22	----	----	----	0.0276	0.0137	11	0.0314	0.011	23	----	----	----
TV23	----	----	ENI	0.0418	0.019	9	0.0384	0.0081	43	0.0365	0.0159	15
TV24	----	----	ENI	----	----	ENI	0.0159	0.0066	8	0.0283	0.0	1

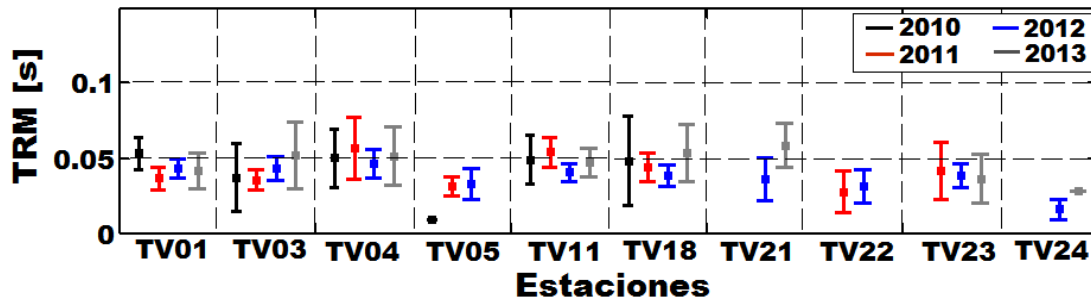


Figura 3.3.3.2.2. Comparación de los valores anuales TRM para cada estación, con sus respectivas barras de error (95% del nivel de confianza).

### 3.3.4 Discusión

#### 3.3.4.1 Principales direcciones de polarización

Los resultados de polarización de onda de cizalla rápida tienden a correlacionarse con la orientación de las principales fallas geológicas con tendencia principalmente NW-SE (El Azufre, El Volcán, El Viejo 1, El Viejo 2, La Reforma, Mezquital, Bonfil, y La Virgen) y NE-SW (El Álamo, El Cimarrón, y fallas regionales menores, ver Figura 3.3.3.1.3). La tendencia NW-SE de las fallas mayores El Mezquital y Bonfil (ubicadas al oeste de la TVVC) son observadas en las principales direcciones de polarización de las estaciones TV21, TV22, TV23, y TV24. Para todas aquellas estaciones ubicadas al este-noreste del sitio geotérmico y a lo largo o cerca de las fallas NW-SE El Azufre, La Reforma, EV1, y EV2 (TV01, TV03, TV11, y TV18), los respectivos diagramas de rosas indican polarizaciones que se correlacionan con tales sistemas (Figura 3.3.3.1.3). Sin embargo, para aquellas estaciones ubicadas al noreste, cerca del complejo volcánico o del sitio geotérmico (TV04 y TV05), la presencia de otro sistema de fractura local (NE-SW, E-W, y N-S) se refleja a través de los diagramas de polarizaciones.

Estos resultados de polarización se correlacionan con las orientaciones de planos de falla obtenidos a partir de mecanismos focales por Wong y Munguia (2006) y Antayhua-Vera et al. (2015). Los primeros autores reportan especialmente soluciones focales de naturaleza de deslizamiento oblicuo con una componente normal-dextral, en un régimen de esfuerzo extensivo E-W. Antayhua-Vera et al. (2015) obtuvieron tres diferentes tipos de mecanismos sísmicos. Los dos primeros corresponden a una falla de rumbo en un régimen de esfuerzos de compresión con orientación NW-SE, y un sistema de falla oblicua NE-SW con un componente normal. Un tercer mecanismo corresponde a fallas normales, con una componente de deslizamiento en un régimen extensivo, cuya orientación es WSW-ESE.

Las diferencias angulares (DIF) entre las direcciones de polarización media (DPM) determinadas para cada estación y año, y el rumbo de las fallas más cercanas a las estaciones analizadas se resumen en la Tabla 3.3.4.1.1. Se aplicaron pruebas t para una media poblacional, analizando si estos valores DIF son estadísticamente significativos. Los valores de *P* menores a 0.05 (negritas) rechazan la hipótesis nula con un nivel de confianza del 95%, especificando una orientación diferente entre los valores de DPM y el rumbo de las fallas más cercanas (es decir, no siguiendo la orientación estructural local). Las

estaciones sísmicas TV01, TV18, TV22, y TV23 son aquellas cuyos valores de DPM se aproximan más a la orientación de fallas cercanas (Tabla 3.3.4.1.1). No obstante, es necesario tener en cuenta que cuando la distribución es bimodal, una media no dará un valor significativo.

**Tabla 3.3.4.1.1.** Principales direcciones de polarización DPM (usando estadística circular) para cada estación y durante cada año. DIF = Diferencia angular entre DPM y el rumbo de las fallas más cercanas. Los valores *P* fueron calculados por medio de pruebas *t* para una media poblacional. F: Falla. Cabe mencionar que los valores de ángulos negativos miden del Norte al Oeste y del Sur al Este, mientras que los valores de ángulos positivos miden del Norte al Este y del Sur al Oeste.

DPM [°] Estaciones para cada año				Rumbo relativo de las fallas más cercanas a cada estación [°]		2010	2011	2012	2013
TV01 (2010) -34.2	TV01 (2011) -39.4	TV01 (2012) -42.14	TV01 (2013) -29.17	F. El Azufre (-59°)	DIF [°] = Valor <i>P</i> =	24.8 0.052	19.6 <b>0.019</b>	16.86 <b>0.039</b>	29.83 <b>0.046</b>
				F. El Partido (-48°)	DIF [°] = Valor <i>P</i> =	13.8 0.179	8.6 0.178	5.86 0.268	18.83 0.14
TV03 (2010) 41.16	TV03 (2011) -30.52	TV03 (2012) -37.09	TV03 (2013) -42.46	F. EV1 (-46°)	DIF [°] = Valor <i>P</i> =	87.16 <b>0.005</b>	15.48 0.176	8.91 0.197	3.54 0.434
				F. No nombrada NE - SW (64°)	DIF [°] = Valor <i>P</i> =	22.84 0.202	94.52 <b>0.000</b> <b>0001</b>	101.09 <b>0.0000</b> <b>01</b>	106.46 <b>0.000</b> <b>001</b>
TV04 (2010) 58.27	TV04 (2011) 5.38	TV04 (2012) -60.98	TV04 (2013) -28.89	F. EV1 (-46°)	DIF [°] = Valor <i>P</i> =	104.27 <b>0.0001</b>	51.38 <b>0.037</b>	14.98 0.148	17.11 0.294
				F. EV2 (-47°)	DIF [°] = Valor <i>P</i> =	105.27 <b>0.0001</b>	52.38 <b>0.035</b>	15.98 0.164	18.11 0.284
				F. El Azufre (-59°)	DIF [°] = Valor <i>P</i> =	117.27 <b>0.0001</b>	64.38 <b>0.017</b>	1.98 0.444	30.11 0.184
				F. El Volcan (-47°)	DIF [°] = Valor <i>P</i> =	105.27 <b>0.0001</b>	52.38 <b>0.035</b>	15.98 0.164	18.11 0.284
TV05 (2010) 73	TV05 (2011) -33.71	TV05 (2012) 61.07		F. El Volcan (-47°)	DIF [°] = Valor <i>P</i> =	120 ----	13.29 0.314	108.07 <b>0.0000</b> 7	
				F. La Virgen (-28°)	DIF [°] = Valor <i>P</i> =	101 ----	5.71 0.415	89.07 <b>0.0004</b>	
TV11 (2010) -54.51	TV11 (2011) -42.12	TV11 (2012) -38.52	TV11 (2013) -40	F. No nombrada N-S  (10°)	DIF [°] = Valor <i>P</i> =	64.51 <b>0.0000</b> 4	52.12 <b>0.000</b> 01	48.52 <b>0.0000</b> 1	50 <b>0.000</b> 05
				F. No nombrada N-S	DIF [°] = Valor <i>P</i> =	65.51 <b>0.0000</b> 7	53.12 <b>0.000</b> 01	49.52 <b>0.0000</b> 1	51 <b>0.000</b> 04

				(11°)					
				F. No nombrada NE-SW  (50°)	<b>DIF [°] =</b> <b>Valor P =</b>	104.51 <b>0.0000</b> <b>1</b>	92.12 <b>0.000</b> <b>01</b>	88.5 <b>0.0000</b> <b>1</b>	90 <b>0.000</b> <b>001</b>
<b>TV18</b> (2010) <b>-71.39</b>	<b>TV18</b> (2011) <b>-49.8</b>	<b>TV18</b> (2012) <b>-46.49</b>	<b>TV18</b> (2013) <b>-39.85</b>	F. El Volcan (-47°)	<b>DIF [°] =</b> <b>Valor P =</b>	24.39 0.226	2.8 0.431	0.51 0.486	7.15 0.263
				F. La Reforma (60°)	<b>DIF [°] =</b> <b>Valor P =</b>	131.39 <b>0.001</b>	109.8 <b>0.000</b> <b>001</b>	106.49 <b>0.0000</b> <b>1</b>	99.85 <b>0.000</b> <b>01</b>
		<b>TV21</b> (2012) <b>26.75</b>	<b>TV21</b> (2013) <b>-54.39</b>	F. La Virgen (-47°)	<b>DIF =</b> <b>Valor P =</b>			73.75 <b>0.008</b>	7.39 0.3
				F. No nombrada  N-S  (2°)	<b>DIF =</b> <b>Valor P =</b>			24.75 0.177	56.39 <b>0.002</b>
	<b>TV22</b> (2011) <b>-64.81</b>	<b>TV22</b> (2012) <b>-72.08</b>		F. Mezquital (-44°)	<b>DIF [°] =</b> <b>Valor P =</b>		20.81 0.132	28.08 0.058	
				F. No nombrada NE-SW  (62°)	<b>DIF [°] =</b> <b>Valor P =</b>		126.8 <b>0.000</b> <b>01</b>	134.08 <b>0.0000</b> <b>1</b>	
	<b>TV23</b> (2011) <b>-29.11</b>	<b>TV23</b> (2012) <b>21.2</b>	<b>TV23</b> (2013) <b>-40.82</b>	F. Mezquital (-44°)	<b>DIF [°] =</b> <b>Valor P =</b>		14.89 0.284	65.2 <b>0.0000</b> <b>1</b>	3.18 0.413
				F. No nombrada NE-SW  (58°)	<b>DIF [°] =</b> <b>Valor P =</b>		87.11 <b>0.004</b>	36.8 <b>0.004</b>	98.82 <b>0.000</b> <b>01</b>
				F. No nombrada  N-S  (5°)	<b>DIF [°] =</b> <b>Valor P =</b>		34.11 0.104	16.2 0.113	45.82 <b>0.003</b>
		<b>TV24</b> (2012) <b>-43.72</b>	<b>TV24</b> (2013) <b>-66</b>	F. Mezquital (-44°)	<b>DIF [°] =</b> <b>Valor P =</b>			0.28 0.495	22 ----
				F. Bonfil (27°)	<b>DIF [°] =</b> <b>Valor P =</b>			70.72 <b>0.008</b>	93 ----

Las diferencias temporales observadas en las polarizaciones principales PP para cada una de las estaciones analizadas durante el período estudiado son resumidas en la [Tabla 3.3.4.1.2](#). Es posible observar cambios importantes. Uno de ellos es la existencia de fluctuaciones de casi 90° en las principales direcciones de polarización de 2010 a 2011 (estaciones TV03, TV04, y TV05). También se observan diferencias entre los años 2012 y 2013 para algunas estaciones (TV21 y TV23). Durante el período intermedio 2011-2012, también se pueden observar algunas direcciones fluctuantes, principalmente en las estaciones TV04, TV05, y TV23. A lo largo de 2013, los valores de PP cambiaron en algunas estaciones (TV05, TV21, y TV23), correlacionándose de manera muy significativa con la dirección NW-SE, que corresponde con la orientación de las fallas mayores en el área. Las direcciones de polarización secundaria PS ([Tabla 3.3.4.1.2](#)) son preferiblemente NE-SW en la mayoría de los años, igualmente con tendencias NW-SE, NNW-SSE, y N-S. Estas polarizaciones secundarias podrían indicar la presencia de otros patrones de fractura en el subsuelo no visibles.

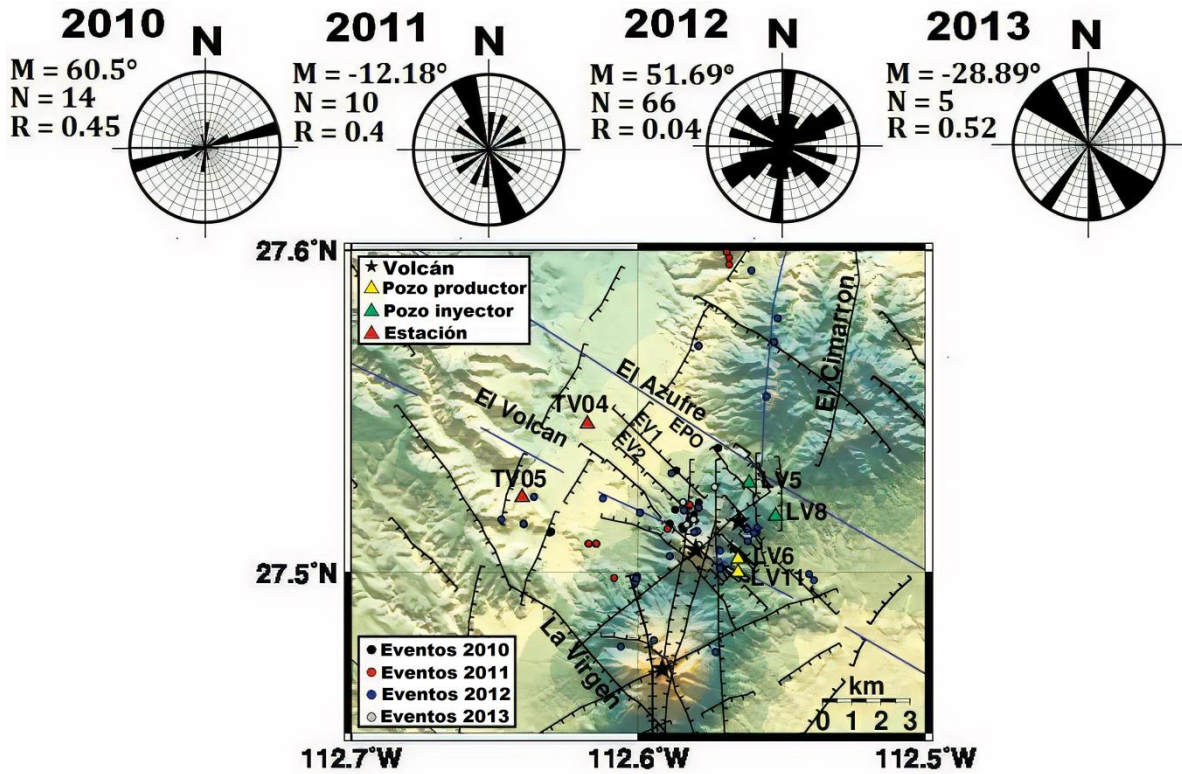
**Tabla 3.3.4.1.2.** Evolución temporal de las principales y secundarias direcciones de polarización obtenidas de eventos registrados en cada estación analizada. PP = Polarización principal; PS = Polarización secundaria; NO = No observable.

<b>Diagrama de rosas (Estaciones)</b>	<b>Año 2010</b>	<b>Año 2011</b>	<b>Año 2012</b>	<b>Año 2013</b>
<b>TV01</b>	<b>PP:</b> NW-SE <b>PS:</b> NE-SW	<b>PP:</b> NW-SE <b>PS:</b> NE-SW	<b>PP:</b> NW-SE <b>PS:</b> NE-SW	<b>PP:</b> NW-SE <b>PS:</b> NE-SW
<b>TV03</b>	<b>PP:</b> NE-SW <b>PS:</b> NNE-SSW	<b>PP:</b> NW-SE <b>PS:</b> E-W	<b>PP:</b> NW - SE <b>PS:</b> NE - SW	<b>PP:</b> NW-SE <b>PS:</b> NE-SW
<b>TV04</b>	<b>PP:</b> ENE-WSW <b>PS:</b> NE-SW	<b>PP:</b> N-S <b>PS:</b> NE-SW	<b>PP:</b> NW-SE, <b>PS:</b> NO	<b>PP:</b> NW-SE <b>PS:</b> NO
<b>TV05</b>	<b>PP:</b> ENE-WSW <b>PS:</b> NO	<b>PP:</b> NW-SE <b>PS:</b> NE-SW	<b>PP:</b> NE-SW <b>PS:</b> NW-SE	
<b>TV11</b>	<b>PP:</b> NW-SE <b>PS:</b> NE-SE, N-S	<b>PP:</b> NW-SE <b>PS:</b> NNW-SSE	<b>PP:</b> NW-SE <b>PS:</b> N-S	<b>PP:</b> NW-SE <b>PS:</b> N-S, NNW-SSE
<b>TV18</b>	<b>PP:</b> NW-SE <b>PS:</b> NW-SE, N-S	<b>PP:</b> NW-SE <b>PS:</b> NNE-SSW	<b>PP:</b> NW-SW <b>PS:</b> E-W, NNW-SSE	<b>PP:</b> NW-SE <b>PS:</b> NE-SW
<b>TV21</b>			<b>PP:</b> NNE-SSW <b>PS:</b> NW-SE	<b>PP:</b> NW-SE <b>PS:</b> E-W
<b>TV22</b>		<b>PP:</b> NW-SE <b>PS:</b> NNW-SSE	<b>PP:</b> NW-SE <b>PS:</b> NE-SW, ENE-WSW	
<b>TV23</b>		<b>PP:</b> NW-SE <b>PS:</b> NE-SW	<b>PP:</b> NE-SW <b>PS:</b> NW-SE	<b>PP:</b> NW-SE <b>PS:</b> NE-SW
<b>TV24</b>			<b>PP:</b> NW-SE <b>PS:</b> NE-SW	<b>PP:</b> NW-SE <b>PS:</b> NO

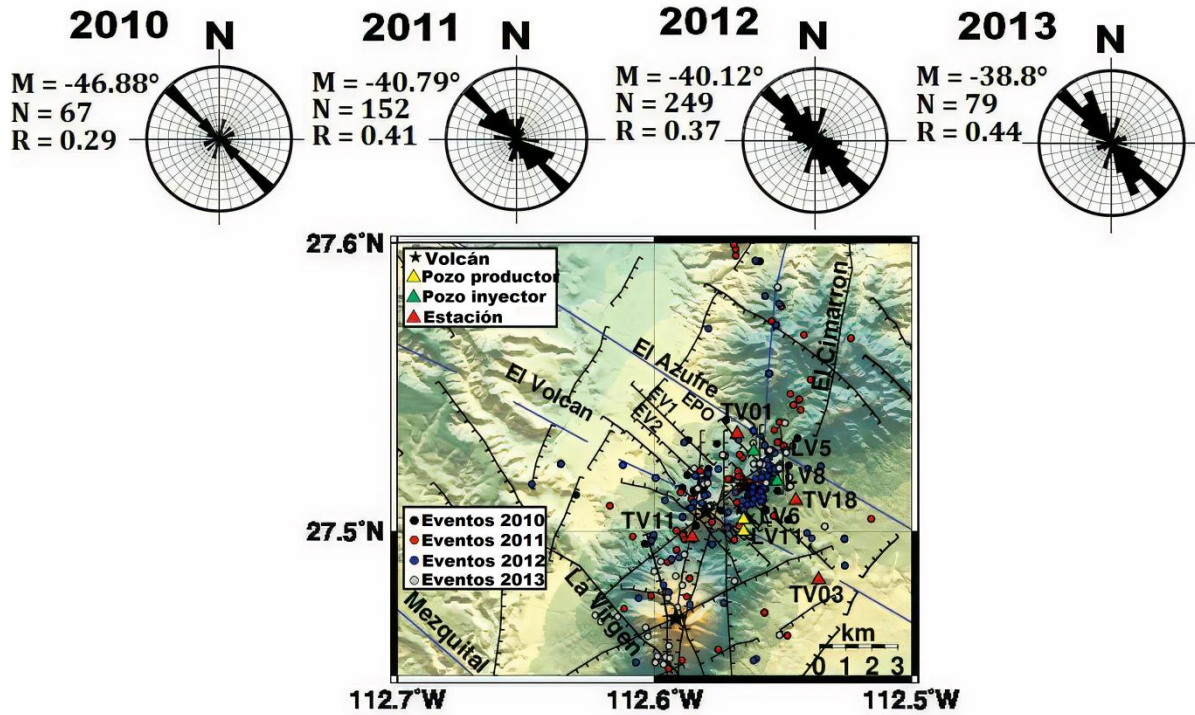
### 3.3.4.2 Pruebas estadísticas

Para analizar más a fondo los comportamientos espaciales y temporales de  $\phi$  y  $\delta t$ , el CVTV se ha dividido en tres regiones, las cuales son caracterizadas por diferentes orientaciones de las estructuras tectónicas. La primera región comprende la parte noroeste de CVTV ([Figura 3.3.4.2.1](#)) y considera los valores  $\phi$  y  $\delta t$  obtenidos de las estaciones TV05 y TV04. La segunda comprende mayoritariamente la porción centro-este del CVTV ([Fig. 3.3.4.2.2](#)), en donde se ubican las estaciones TV01, TV03, TV11, y TV18, mientras que la tercera región se enfoca hacia la parte suroeste ([Figura 3.3.4.2.3](#)), considerando a

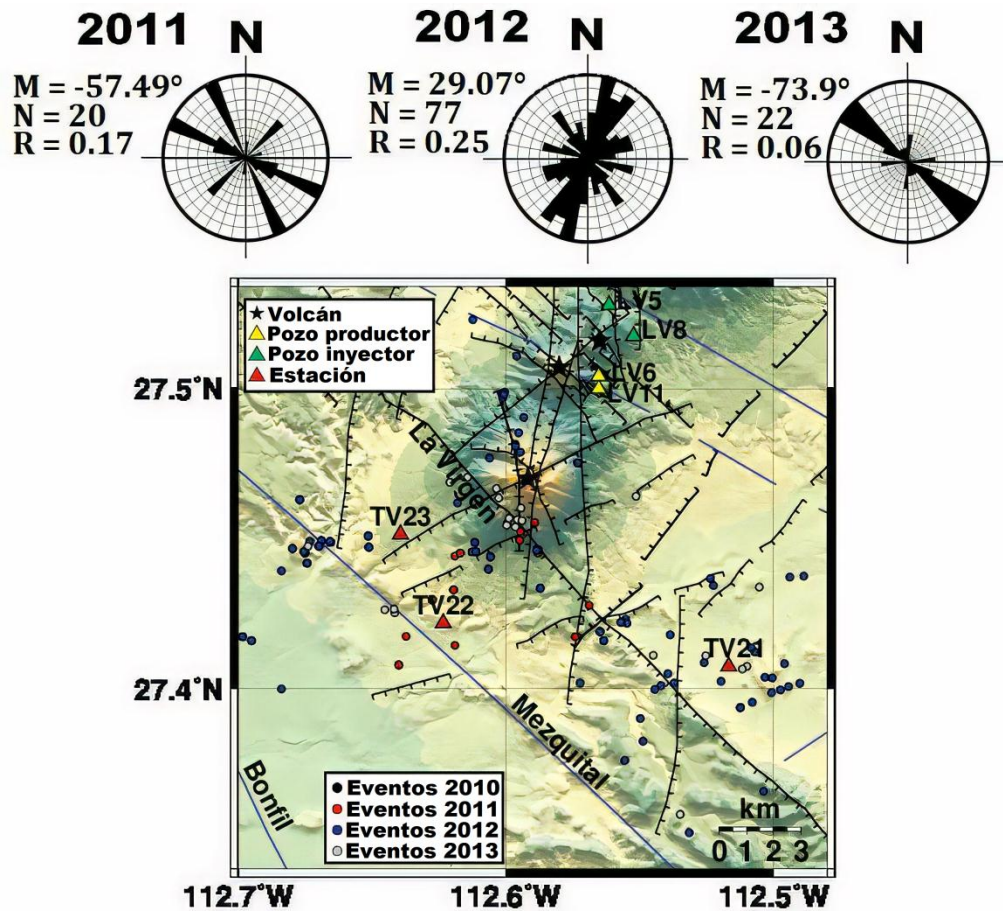
las estaciones TV21, TV22, y TV23. En las Figuras 3.3.4.2.1, 3.3.4.2.2, y 3.3.4.2.3 se indican las polarizaciones medias rápidas  $M$ , las cuales varían a lo largo de los años entre regiones, principalmente en las regiones 1 y 3. Además, se observan diferencias en los valores  $R$  medios. Por ejemplo, la región 1 presenta un rango de valores  $R$  entre 0.04 - 0.52, la región 2 entre 0.29 - 0.44, y la región 3 entre 0.17 - 0.4, teniendo una mejor agrupación de datos la región 2. Los valores de  $R$  para algunos años y para algunas regiones fueron menores a 0.3 (Región 1, 2012; Región 2, 2010; Región 3, 2011, 2012, y 2013), lo que indica dispersión según lo considerado por Peng y Ben Zion (2004).



**Figura 3.3.4.2.1.** Diagramas de polarización de ondas de cizalla rápida para cada año del periodo analizado y para la región noroeste, empleando divisiones de  $10^\circ$  y normalizando cada diagrama con respecto a la dirección de polarización preferencial. Las polarizaciones fueron obtenidas de eventos registrados en las estaciones TV04 y TV05. Las líneas azules corresponden a fallas del tipo *strike - slip*, mientras que las líneas negras corresponden a fallas normales. La dirección de polarización promedio  $M$ , el número total de mediciones  $N$ , y el error al 95% de confianza  $E$ , son mostrados en la parte superior de cada diagrama.



**Figura 3.3.4.2.2.** Diagramas de polarización rápida para cada año del periodo analizado y para la región centro-oriental, empleando divisiones de 10° y normalizando cada diagrama con respecto a la dirección preferencial. Las polarizaciones fueron obtenidas de eventos registrados en las estaciones TV01, TV03, TV11, y TV18. Las líneas azules corresponden a fallas del tipo *strike - slip*, mientras que las líneas negras corresponden a fallas normales. La dirección de polarización promedio M, el número total de mediciones N, y el error al 95% de confianza E, son mostrados en la parte superior de cada diagrama.



**Figura 3.3.4.2.3.** Diagramas de polarización rápida para cada año del periodo analizado y para la región suroeste, empleando divisiones de 10° y normalizando cada diagrama con respecto a la dirección preferencial. Las polarizaciones fueron obtenidas de eventos registrados en las estaciones TV21, TV22, y TV23. Las líneas azules corresponden a fallas del tipo *strike - slip*, mientras que las líneas negras corresponden a fallas normales. La dirección de polarización media M, el número total de mediciones N, y el error al 95% de confianza E, son mostrados en la parte superior de cada diagrama.

Las diferencias de polarizaciones entre regiones y entre años se analizó mediante la prueba estadística ‘diferencia de dos poblaciones’, empleando los valores de M de las Figuras 3.3.4.2.1, 3.3.4.2.2, y 3.3.4.2.3. Se emplea un nivel de confianza del 95% y una diferencia hipotética de cero. La hipótesis nula asume que no hay cambios significativos en las direcciones anisótropas durante el año considerado en una región dada. La hipótesis nula se rechaza cuando  $P < 0.05$  (negritas), lo que indica que las diferencias son estadísticamente significativas. De acuerdo con los resultados, las diferencias en las regiones 1 y 3 durante cada par de años son estadísticamente significativas (Tabla 3.3.4.2.1).

**Tabla 3.3.4.2.1.** Valores P obtenidos de los resultados de polarización para cada región y para cada año.

Región	Años	Valor P
<b>1</b>	2010 - 2011	0.011
<b>1</b>	2011 - 2012	0.0177
<b>1</b>	2012 - 2013	0.0092
<b>2</b>	2010 - 2011	0.3147
<b>2</b>	2011 - 2012	0.4672
<b>2</b>	2012 - 2013	0.4458
<b>3</b>	2010 - 2011	----



3	2011 - 2012	<b>0.00055</b>
3	2012 - 2013	<b>0.00062</b>

La [Tabla 3.3.4.2.2](#) resume los valores  $P$  obtenidos mediante pruebas estadísticas en las que se analizan las diferencias de polarización entre dos regiones determinadas durante un año dado. En este caso, durante los años 2010 y 2012 las regiones 1 y 2, y durante 2012 en las regiones 2 y 3, se obtienen diferencias que son estadísticamente significativas.

**Tabla 3.3.4.2.2.** Valores  $P$  obtenidos a partir de los resultados de polarizaciones para cada región y para cada año.

Año	Regiones 1 - 2	Regiones 1 - 3	Regiones 2 - 3
2010	<b>0.000001</b>	-----	-----
2011	0.1302	0.0948	0.252
2012	<b>0.0000003</b>	0.139	<b>0.000000004</b>
2013	0.3721	0.4703	0.2162

Las diferencias observadas en el parámetro  $\delta t$  también se analizaron para determinar su significado estadístico. Dado que el parámetro  $\delta t$  es menos robusto que  $\phi$  ([Liu et al. 1993b](#)), se considera un nivel de confianza del 90% y un nivel de significancia del 10%, con una diferencia media hipotética de cero. Por tanto, la hipótesis nula será rechazada cuando  $P < 0.1$ , pero no cuando  $P > 0.1$ . Es posible considerar en la región 2 de 2010 a 2011 (0.09359) y de 2012 a 2013 (0.07117) como estadísticamente significativas ([Tabla 3.3.4.2.3](#)).

**Tabla 3.3.4.2.3.** Valores de  $P$  obtenidos de los resultados de  $\delta t$  para cada año en una región determinada.

Región	Años	Valor $P$
1	2010 - 2011	0.4499
1	2011 - 2012	0.226
1	2012 - 2013	0.1962
2	2010 - 2011	0.09359
2	2011 - 2012	0.331
2	2012 - 2013	<b>0.07117</b>
3	2010 - 2011	----
3	2011 - 2012	0.3799
3	2012 - 2013	0.1414

Asimismo, se aplicó una prueba de diferencia de medias de dos poblaciones para establecer si existen diferencias significativas en  $\delta t$  entre distintas regiones en cada uno de los años estudiados ([Tabla 3.3.4.2.4](#)). Los resultados muestran que las regiones 1 - 3 (años 2011 y 2012) y las regiones 2 - 3 (años 2011, 2012, y 2013) son estadísticamente significativas.

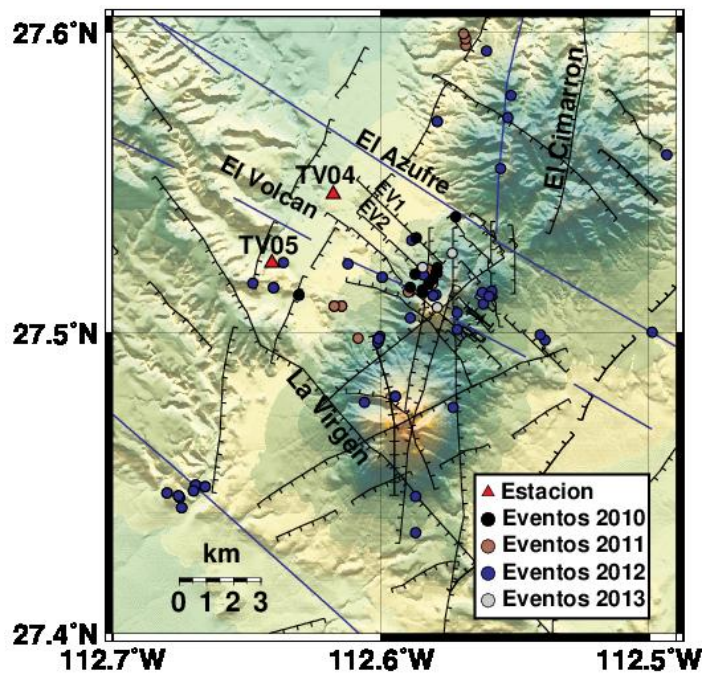
**Tabla 3.3.4.2.4.** Valores de  $P$  obtenidos de los resultados de  $\delta t$  para cada región en un año determinado.

Año	Regiones 1 - 2	Regiones 1 - 3	Regiones 2 - 3
2010	0.4215	-----	-----
2011	0.2334	<b>0.06685</b>	<b>0.07877</b>
2012	0.4378	<b>0.09822</b>	<b>0.05282</b>
2013	0.3483	0.2532	<b>0.03027</b>

De acuerdo con los resultados obtenidos ([Tablas 3.3.4.2.1](#), [3.3.4.2.2](#), [3.3.4.2.3](#), y [3.3.4.2.4](#)), algunas de las diferencias espaciales y temporales observadas en  $\phi$  y  $\delta t$  son estadísticamente significativas. Estas

diferencias observadas pueden deberse a: 1) una anisotropía inducida por esfuerzos, 2) variaciones de anisotropía azimutal, o 3) efectos en la trayectoria del rayo anisótropo. No se puede descartar un patrón complejo en el que las señales sísmicas puedan verse afectadas varias veces durante su recorrido por fallas y fracturas que presentan diferentes orientaciones, o por dos grupos de fracturas que se cruzan, tal y como lo observaron Liu et al. (1993a), Erten et al. (2001), y Elkibbi et al. (2005).

El efecto de la ubicación relativa de la estación-evento sísmico y los grupos de fallas ubicados entre ellos se analizan ahora para el caso particular de las estaciones TV04 y TV05 (región 1). En esta zona, la polarización promedio anual cambió aproximadamente de ENE-WSW a NW-SE durante 2010-2011, y aproximadamente de NW-SE a NS/NE-SW durante 2011-2012, y luego, la dirección cambio alrededor de NW-SE en 2013 (Figura 3.3.4.2.1). Es de destacar que la principal dirección de polarización durante 2010 (ENE-WSW) se obtuvo de eventos ubicados en un área menor (círculos negros, Figura 3.3.4.2.4) y con una profundidad hipocentral promedio de 5.4 km. En este caso, no se encuentra correlación con los sistemas de fallas NW-SE El Viejo 1, El Viejo 2, y El Volcan, excepto con los sistemas de fallas sin nombre NNE-SSW, que son los últimos sistemas de fallas atravesados por las ondas sísmicas antes de llegar a las estaciones TV04 y TV05. Esto permite suponer que las ondas de cizalla rápida parecen haber sido polarizadas preferentemente a lo largo de la dirección del sistema de fallas sin nombre NNE-SSW, y no con los sistemas de fallas NW-SE El Viejo 1, El Viejo 2, y El Volcán.



**Figura 3.3.4.2.4.** Eventos sísmicos registrados en las estaciones TV04 y TV05, los cuales fueron analizados para cada año. EV1: Falla el Viejo 1; EV2: Falla el Viejo 2. Líneas azules corresponden a fallas strike-slip, mientras que las líneas en negro corresponden a fallas normales.

En general, considerando las polarizaciones rápidas observadas en los diagramas de rosas de cada estación sísmica (Figura 3.3.3.1.3) y entre cada región (Figuras 3.3.4.2.1, 3.3.4.2.2, y 3.3.4.2.3), la mayoría de las polarizaciones parecen mantener una correlación entre la ubicación relativa de la estación-evento sísmico y los grupos de fallas ubicados entre ellos. Este análisis indica que los resultados estadísticamente significativos de las pruebas (en el tiempo, Tablas 3.3.4.2.1 y 3.3.4.2.3; y en el espacio, Tablas 3.3.4.2.2 y 3.3.4.2.4) no representan cambios temporales sino que se deben principalmente a una variabilidad de la posición relativa del evento sísmico-estación con relación a las

fallas (variaciones de anisotropía azimutal). Esto significa que estas diferencias están relacionadas con sistemas de fallas contrastantes en diferentes sectores del área de estudio.

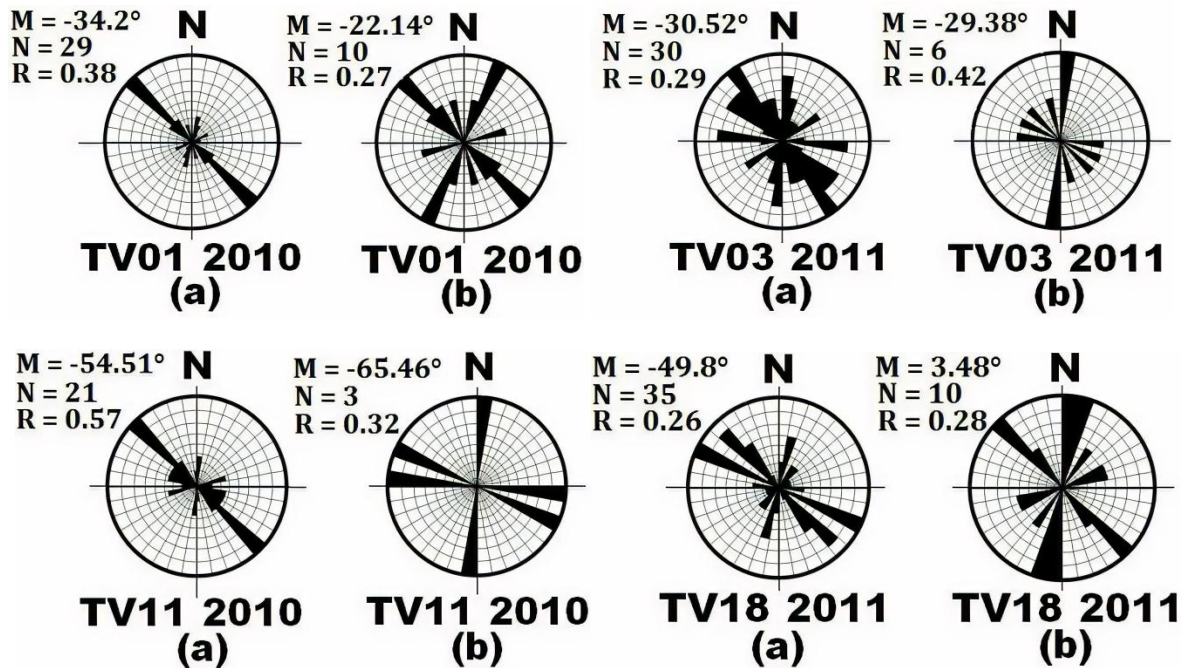
Igualmente, se analizó la relación de las direcciones de polarización con la profundidad de los eventos. Un primer conjunto comprendió valores de  $\phi$  de eventos en todas las profundidades y para aquellas estaciones más cercanas a los pozos LV05, LV06, LV08, y LV11 (es decir, las estaciones TV01, TV03, TV11, y TV18). El segundo grupo comprendió las mismas estaciones, pero la profundidad hipocentral máxima considerada se limitó a 5 km. Procediendo de manera similar a [Kwiatek et al. \(2010\)](#), esta profundidad se calculó mediante una aproximación de las distancias hipocentrales al área de inyección/producción. Los valores correspondientes de DPM, calculados mediante estadística circular, oscilan principalmente entre  $-85^\circ$  y  $-22^\circ$ , con errores de entre  $18^\circ$  y  $78^\circ$ , que en algunos casos pueden ser estadísticamente poco significativos ([Tabla 3.3.4.2.5](#)).

**Tabla 3.3.4.2.5.** Direcciones de polarización media (DPM) y sus respectivos errores E (95% confianza), obtenidas desde 2010 a 2013 para todas las profundidades, y para profundidades menores a 5 km de las estaciones analizadas TV01, TV03, TV11, y TV18. Est: Estación; DPM.

Est	2010 (Todas profundidades)		2010 (< 5 km)		2011 (Todas profundidades)		2011 (< 5 km)	
	DPM [°]	E	DPM [°]	E	DPM [°]	E	DPM [°]	E
TV01	-34.205	41.3	-22.14	50.68	-39.405	28.02	-39.54	39.57
TV03	41.165	37.91	34.06	59.09	-30.52	59.36	-29.385	35.34
TV11	-54.51	29.88	-65.46	39.94	-42.115	18.17	-36.02	30.24
TV18	-71.395	58	-34.69	78.86	-49.8	66.26	3.48	49.92
Est	2012 (Todas profundidades)		2012 (< 5 km)		2013 (Todas profundidades)		2013 (< 5 km)	
	DPM [°]	E	DPM [°]	E	DPM [°]	E	DPM [°]	E
TV01	-42.14	26.2	-36.26	32.89	-37.495	46.74	-85.655	53.02
TV03	-37.09	25.35	-26.66	27.92	-42.46	62.05	-56.635	71.83
TV11	-38.525	20.14	-39.46	36.81	-37.36	26.24	-50.48	38.69
TV18	-46.49	70.9	-49.92	60.82	-39.85	25.78	-36.21	38.23

Los valores de DPM en la [Tabla 3.3.4.2.5](#) no son muy diferentes, y muestran direcciones de polarización aproximadamente similares, lo que nos permite considerar que fueron controladas principalmente por fallas y sistemas de fractura NW-SE, con orientación paralela o sub-paralela a la dirección de compresión del golfo. Por el contrario, los valores de MPD en las estaciones TV03 (2010) y TV11 (2011) fueron principalmente NE-SW.

La [Figura 3.3.4.2.5](#) muestra ejemplos de diagramas de rosas obtenidos de las estaciones sísmicas analizadas (TV01 - 2010, TV03 - 2011, TV11 - 2010, y TV18 - 2011) con diferentes valores de DPM. Las direcciones de polarización principales considerando todas las profundidades son consistentes con las orientaciones de las mayores fallas en el CVTV (El Azufre, El Volcán, El Viejo 1, El Viejo 2, La Reforma, y La Virgen) y con la orientación compresional N-NNW a lo largo del Golfo de California (ver [Wong y Munguía, 2006](#); [Antayhua-Vera et al., 2015](#); [Bonini et al., 2019](#)). Llamativamente, las principales direcciones de polarización para eventos que se originan en profundidades menores a 5 km comprenden la misma orientación NW-SE, pero también una dirección de polarización NNE-SSW ([Figura 3.3.4.2.5](#)).



**Figura 3.3.4.2.5.** Comparación entre pares de diagramas de rosas para las estaciones TV01, TV03, TV11, y TV18, considerando el rango completo de profundidades (a) y limitando las profundidades más someras que 5 km (b). La dirección de polarización promedio M, el número total de mediciones N, y el valor R, son mostrados en la parte superior de cada diagrama.

Las direcciones de polarización rápida determinadas cambian de una región a otra, y también a lo largo del período de tiempo de este estudio. El análisis estadístico indica que algunas de estas diferencias son estadísticamente significativas. Para interpretar la fuente de estos cambios espaciales y temporales se debe tener en cuenta la ubicación relativa del evento sísmico-estación y las diferentes fallas que afectan el área de estudio. En este sentido, las diferencias de polarización espacial y temporal se obtuvieron a partir de una actividad sísmica (ver Figuras. 3.3.4.2.1, 3.3.4.2.2, y 3.3.4.2.3) caracterizada por: 1) una amplia distribución espacial a través del CVTV; 2) una distribución espacial y temporal desigual; y 3) que ocurre en un área con una configuración tectónica compleja, caracterizada por diferentes sistemas de fallas. Algunos de estos sistemas de fallas son de carácter local, mientras que otros son de naturaleza regional. Estas características implican que la ubicación relativa del evento sísmico-estación con relación a diferentes fallas ha cambiado para cada estación a lo largo del periodo estudiado, muestreando el sustrato anisotrópico en diferentes sectores.

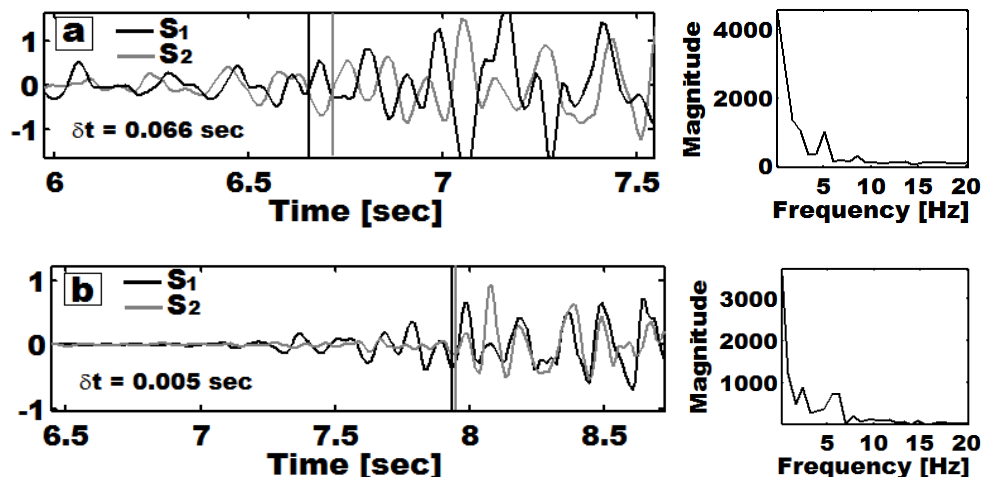
La dirección de polarización NW-SE está presente de forma destacada en la mayoría de las estaciones sísmicas. Se correlaciona bastante bien con las fallas NW-SE que se han cartografiado en el área de estudio (ver Figura 3.3.1). Las fallas La Reforma, El Azufre, El Campamento, La Virgen, El Mezquital, y Bonfil son del tipo deslizamiento, con una componente normal menor que se han asociado con la apertura del Golfo de California (Stock y Hodges, 1989; Henry y Aranda-Gómez, 1992; Bonini et al., 2019). Estas fallas se extienden por decenas de kilómetros al norte y al sur del CVTV (Figura 3.3.1). De hecho, son características tectónicas regionales de la península y, en consecuencia, alcanzan niveles corticales profundos.

Algunas polarizaciones secundarias N-S a NE-SW son observadas en el perímetro del CVTV y en su vecindad cercana (Figuras 3.3.4.2.1, 3.3.4.2.2, y 3.3.4.2.3). De acuerdo con el comportamiento observado y con las profundidades hipocentrales, estas polarizaciones secundarias podrían deberse a sistemas

anisótropos poco profundos, menores a 5 km y que puede estar relacionados con grupos de fracturas con diferentes orientaciones, similar a lo observado por [Erten et al. \(2001\)](#). Esto probablemente influenciado por las altas presiones de fluido intersticial en las rocas como parte de la operación del CGTV, lo que permite generar fracturas con diferente orientaciones al esfuerzo tectónico horizontal máximo en el área (p.ej., [Crampin et al., 1996](#); [Slater, 1997](#); [Angerer et al., 2000](#); [Vlahovic et al., 2002](#); [Elkibbi et al., 2005](#)). Por tanto, las polarizaciones rápidas observadas pueden explicarse como debidas a dos sistemas anisótropos superpuestos, ambos fuertemente controlados por fallas unas más profundas que otras. Debajo del CVTV, estos dos sistemas interactuarían a una profundidad de unos 5 km.

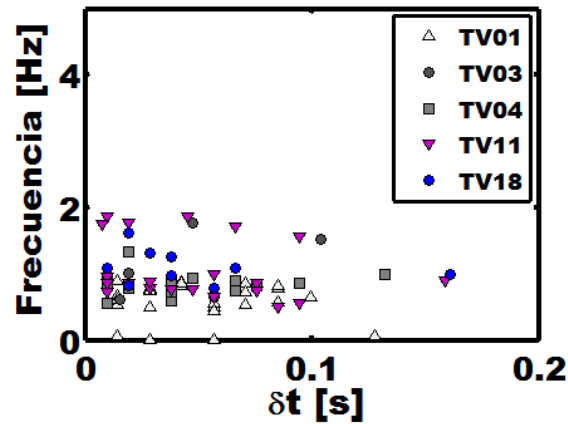
Por otro lado, los valores de  $\phi$  y  $\delta t$  pueden verse afectados por la carga gravitacional del volcán en sí, por sistemas de fracturas formados durante episodios pasados y que presentan diferentes orientaciones a los actuales, por características de la fuente sísmica (p. ej., [Toda et al., 2005](#)), por la alta presión de poro (p. ej., [Zatsepin y Crampin, 1997](#)), o por la sobre-presurización asociada con el ascenso de cuerpos magmáticos (p. ej., [Baird et al., 2015](#); [Perkins et al., 2016](#); [Maher y Kendall, 2018](#); [Nowacki et al., 2018](#)). En el caso del CVTV, la presurización por cuerpos magmáticos intrusivos (observados por [Avellán et al., 2018](#)), así como por el efecto generado por la variación litológica, no pueden ser descartados para influir en  $\phi$  y  $\delta t$ . Sin embargo, la anisotropía en general parece estar fuertemente controlada por los sistemas de fallas y fracturas.

El proceso de inyección llevado a cabo en el sitio geotérmico, y el mismo fenómeno de hidrotermalismo llevado a cabo por medio de sistemas hidrotermales, podrían estar siendo observados en la saturación de sistemas de fracturas en el CVTV. Por ejemplo, en la [Figura 3.3.4.2.6](#) se muestran dos eventos sísmicos con parámetros hipocentrales similares, cuyas fases de cizalla rápida y lenta presentan diferentes valores de  $\delta t$  en diferentes rangos de frecuencias. En la [Figura 3.3.4.2.6a](#) se obtiene un valor  $\delta t$  que es mayor que el valor  $\delta t$  obtenido en la [Figura 3.3.4.2.6b](#). Además, en la [Figura 3.3.4.2.6a](#) se obtiene un rango de frecuencia sísmica que es menor en comparación con el rango obtenido en la [Figura 3.3.4.2.6b](#). Esto podría estar relacionado a una menor saturación de fluidos dentro de los sistemas de fracturas que cruza la trayectoria del rayo en la [Figura 3.3.4.2.6a](#), y una mayor saturación de fluido en la trayectoria de la [Figura 3.3.4.2.6b](#). Esto también ha sido previamente observado en trabajos previos (p.ej., [van der Kolk et al., 2001](#); [Chesnokov et al., 2001](#); [Liu et al., 2001](#); [Liu et al., 2003](#); [Chapman et al., 2003](#)). No obstante, otra característica que igualmente podría afectar la frecuencia sísmica son la razón de aspecto de la misma fractura (p.ej., [Maulzsch et al., 2003a](#); [Chapman, 2003](#)), y la disminución del arreglo anisótropo en el volumen de roca (p.ej., [Marson-Pidgeon y Savage, 1997](#); [Liu et al., 2001](#)).



**Figura 3.3.4.2.6.** Ejemplos de señales de onda de cizalla rápida y lenta con sus respectivas fases  $S_1$  y  $S_2$  marcadas, obtenidas en el CVTV. Las primeras señales (a) tienen un tiempo de retraso más alto con  $\delta t = 0.66$  s, y un rango de frecuencia sísmica de entre 0 - 5.95 Hz. Mientras tanto, en las señales de abajo (b), un tiempo de retraso más corto es observado, con un valor de  $\delta t = 0.005$  s y con un rango de frecuencias de entre 0 - 7 Hz. Los espectros de frecuencia sísmica fueron calculados por medio de las componentes transversales de ambos eventos.

Un análisis en mayor detalle se presentan en la gráfica de la [Figura 3.3.4.2.7](#), la cual muestra la relación entre el parámetro  $\delta t$  y las principales frecuencias sísmicas obtenidas de 67 formas de onda transversales, obtenidas de las estaciones TV01, TV03, TV04, TV11, y TV18, durante el año 2010. Analizando los datos, se puede observar una dispersión en las estaciones TV01 y TV04, lo cual podría deberse al incremento en la saturación de fluido dentro de las fracturas. Igualmente, esto podría deberse a cambios de esfuerzos locales y temporales que pudieron haber alterado la longitud del sistema de fracturas (p.ej., [Crampin et al., 2002, 2004](#)). No obstante, también es posible observar como las frecuencias disminuyen a medida que los valores de  $\delta t$  se incrementan, lo cual podría estar relacionado con sistemas de fracturas poco saturados. En el caso de las estaciones TV03, TV11, y TV18, no podría descartarse que igualmente exista una saturación de fluido, aunque en menor grado. Esto demuestra, como en el CVTV y principalmente en las zonas donde se ubican las estaciones TV01, TV03, TV04, TV11, y TV18, el volumen de roca es muy diverso.



**Figura 3.3.4.2.7.** Gráfico del parámetro  $\delta t$  vs. la frecuencia sísmica principal de 67 formas de onda transversales obtenidas de las estaciones TV01, TV03, TV04, TV11, y TV18 durante el año 2010 en el CVTV.

### 3.4 Análisis de la fractura-permeabilidad en el Complejo Volcánico Tres Vírgenes

En este apartado, se continúa con el trabajo de la sección 3.3, realizándose un análisis sobre la fractura-permeabilidad en el CVTV, en donde las 558 formas de ondas sísmicas utilizadas en el apartado anterior, son igualmente empleadas para obtener el porcentaje de anisotropía  $A$  (calculado a partir de la aproximación propuesta por [Maher y Kendall, 2018](#)) para cada estación sísmica. Tales resultados permiten delimitar las principales áreas de fracturamiento así como las principales rutas (*pathways*) de fractura-permeabilidad.

Dado que la técnica SWS permite medir la deformación temporal de una roca (e.g., [Crampin y Chastin, 2003](#)), es posible caracterizar zonas cercanas al estado crítico (término propuesto por [Crampin, 1994](#)) y delimitar las rutas de mayor permeabilidad y por tanto de explotabilidad (e.g., [Aguilera, 1980](#); [Crampin, 1981](#); [Crampin et al., 1984](#); [Nelson, 1985](#); [Carter y Kendall, 2006](#)). No obstante, la permeabilidad en un volumen de roca puede ser altamente fluctuante y variable ([Shapiro et al., 1997](#))

debido a cambios en el volumen de la roca (Vasco et al., 2008). En este sentido, la porosidad, la razón de aspecto de la fractura y la densidad de fractura podrían ser fuertemente influenciados por el campo de esfuerzos (Tod, 2002), generándose cambios en la elasticidad de la roca mediante la llamada 'anisotropía inducida por esfuerzos', la cual sigue la hipótesis EDA (Crampin et al., 1984).

A partir de los resultados obtenidos para  $\delta t$  (Figuras 3.3.3.2.1b y 3.3.3.2.2; Tabla 3.3.3.2.1), es posible calcular los valores anuales de A para cada estación (Tabla 3.4.1) por medio del Porcentaje de Anisotropía Media PAM. Los resultados muestran valores más altos durante los años 2010, 2011, y 2013 y preferencialmente en las estaciones TV01, TV04, TV11, y TV18, las cuales son estaciones cercanas al CGTV. Los resultados principalmente caen en un rango de entre 0.54% y 2.53% con errores que suelen variar para cada estación y para cada año (Figura 3.4.1).

Tabla 3.4.1. Porcentaje de Anisotropía Media PAM para cada estación analizada durante el periodo de 2010 a 2013.

Est	2010			2011			2012			2013		
	PAM [%]	E	DA	PAM [%]	E	DA	PAM [%]	E	DA	PAM [%]	E	DA
TV01	2.25	0.5	29	1.80	0.54	44	2.22	0.37	77	1.89	0.61	22
TV03	1.49	1.13	8	1.39	0.31	30	1.79	0.33	50	2.10	0.92	12
TV04	1.89	0.83	13	2.14	1.48	7	1.65	0.52	45	2.17	1.24	5
TV05	0.54	----	1	1.71	0.95	3	1.33	0.46	21	----	----	----
TV11	1.97	0.78	21	2.53	0.55	43	1.58	0.24	73	1.89	0.38	34
TV18	2.53	1.98	9	1.99	0.57	35	1.78	0.35	49	2.50	0.89	11
TV21	----	----	ENI	----	----	ENI	1.81	0.83	11	1.99	1.16	7
TV22	----	----	----	1.28	0.82	11	1.09	0.43	23	----	----	----
TV23	----	----	ENI	1.90	0.95	9	1.41	0.3	43	1.69	0.81	15
TV24	----	----	ENI	----	----	ENI	0.63	0.32	8	1.18	----	1

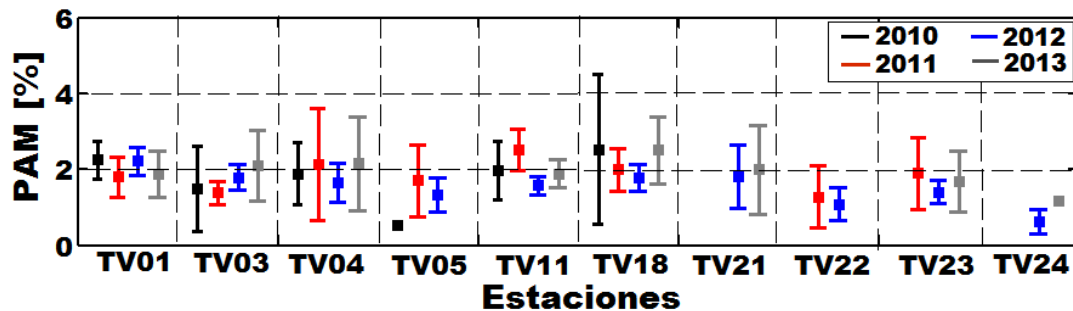


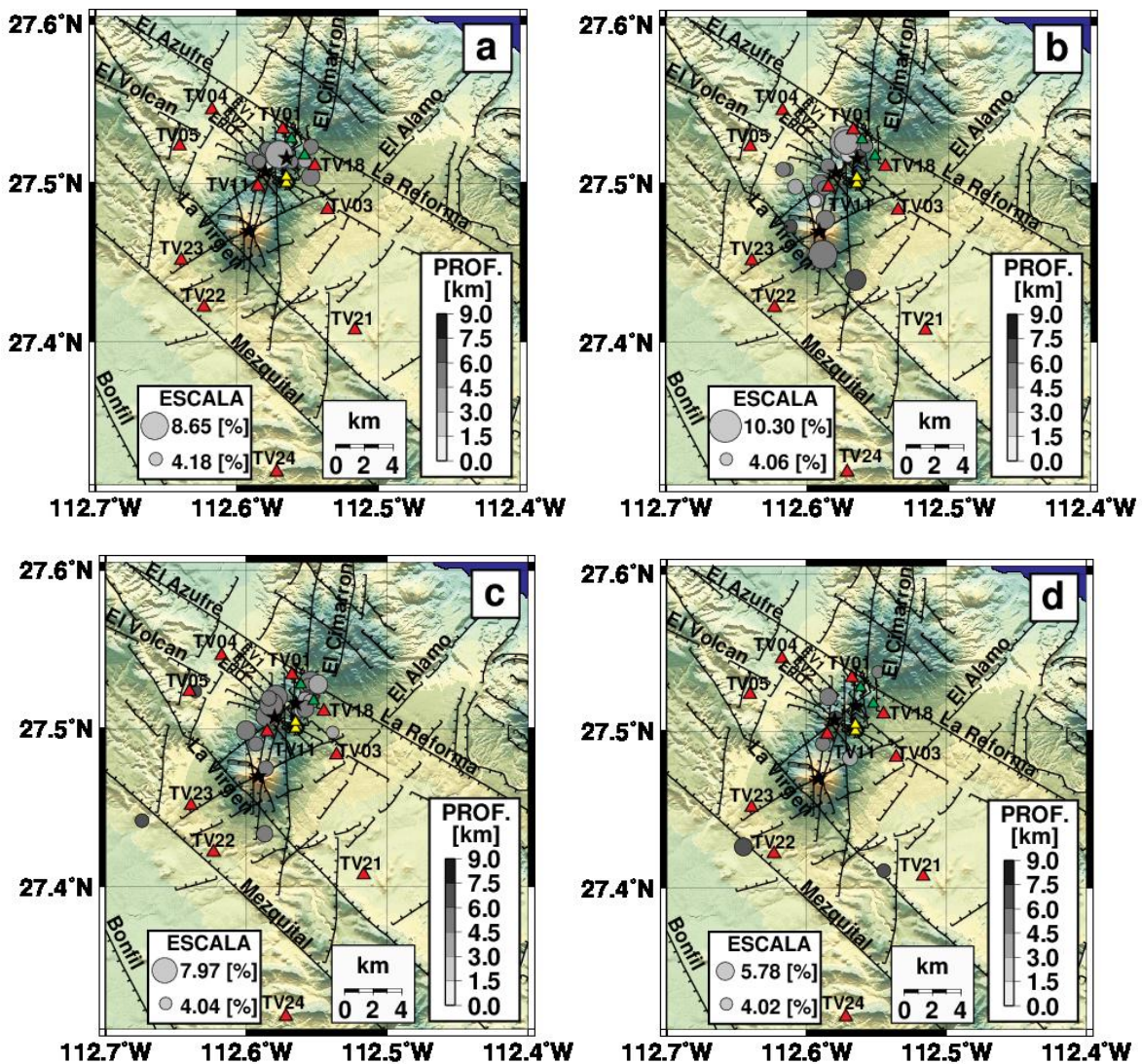
Figura 3.4.1. Comparación de los valores PAM y sus respectivas barras de error (95% del nivel de confianza) para todas las estaciones analizadas durante todos los años. Las estaciones TV05 (2010) y TV24 (2013) tuvieron un solo dato analizado, por ello no presentan barra de error.

### 3.4.1 Distribución espacial de los más altos porcentajes de anisotropía

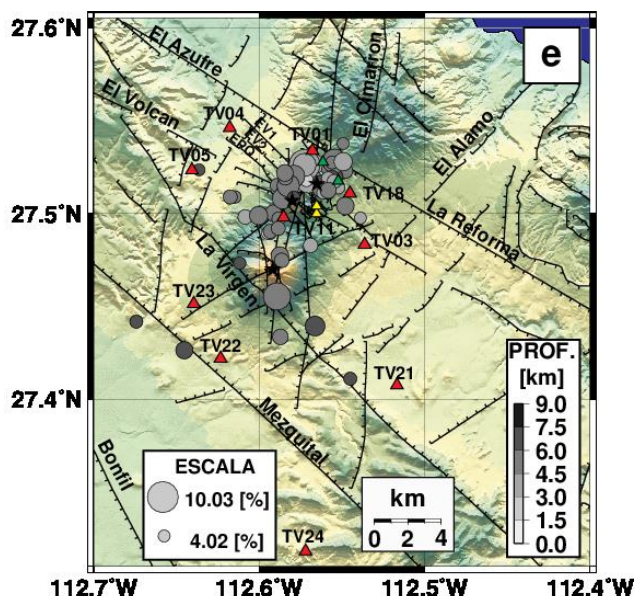
El promedio anual de A fue mostrado previamente en la Figura 3.3.4.3.2d, en la cual se observan igualmente cambios de 2010 a 2011 y de 2012 a 2013, con un periodo intermedio formado por promedios menores durante los años 2011 y 2012. De acuerdo con Crampin (1994), valores individuales más altos que 4.5% representan zonas con gran fracturamiento, mientras que aquellos que alcanzan 5.5% de acuerdo con Crampin y Zatsepin (1997), están relacionados con grietas estresadas y

saturadas de fluido. En el análisis de este ejemplo, se consideraron aquellos valores por encima de 4.0%.

En las Figuras 3.4.1.1a, b, c, y d se muestran los hipocentros de los valores más altos de A para cada año, en donde es posible ver diferencias. Para todos los años analizados, el valor mínimo obtenido fue  $A = 4.02\%$ , relacionado con un valor  $\delta t = 0.075$  s durante 2013, mientras que el valor máximo obtenido en el CVTV durante el periodo estudiado fue  $A = 10.3\%$ , relacionado con un valor  $\delta t = 0.104$  s durante 2011. Con el fin de identificar las áreas con la densidad de fractura más alta, la distribución espacial para todos los años es mostrada en la Figura 3.4.1.1e, planteando más de 60 hipocentros individuales. En tal figura, es posible observar que el CVTV, en especial el área entre los volcanes VEV y VEA, y al norte de ellos, cerca de las fallas El Azufre, El Volcán, EPO, EV1, y EV2, y cerca del sitio geotermal, resulta ser el área con los valores de A más altos, con profundidades de entre 3.0 y 6.0 km desde donde las señales anisótropas inician. Pero también es posible ver algunas otras áreas con altos valores de A hacia el sur y suroeste del VLV, probablemente relacionado con las fallas la Virgen y el Mezquital, y cerca de las estaciones TV21, TV22, y TV23 cuyas profundidades caen principalmente entre los 6.0 y 7.5 km.





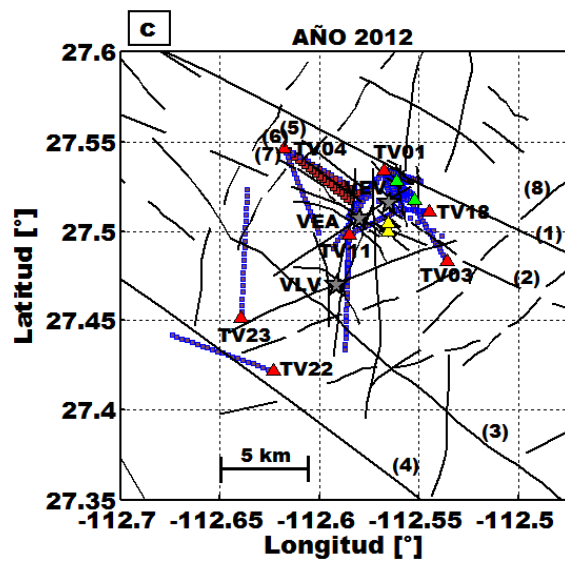
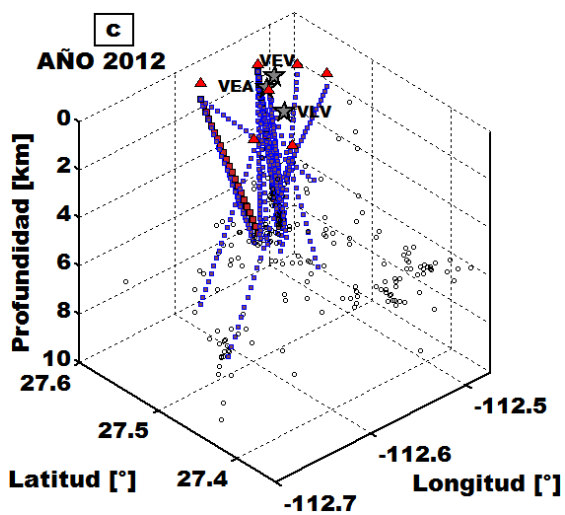
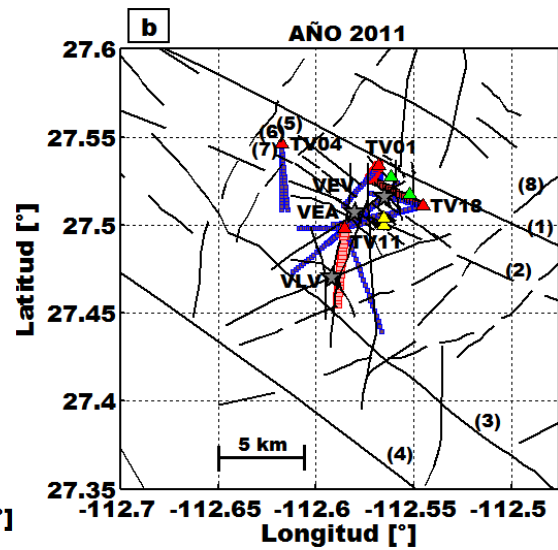
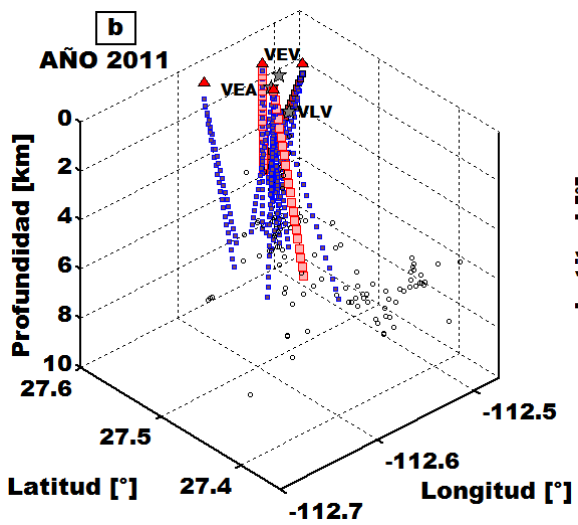
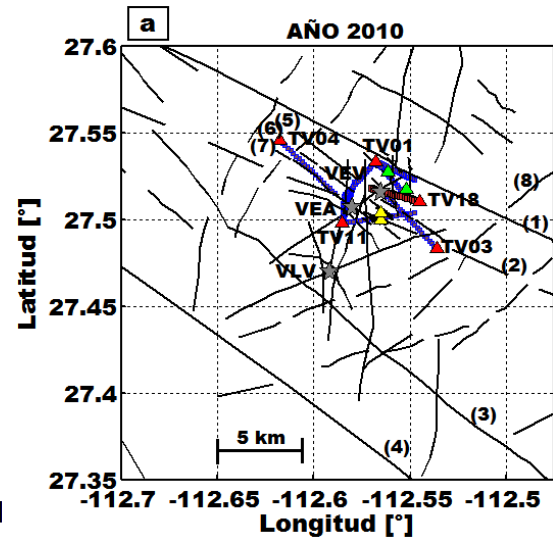
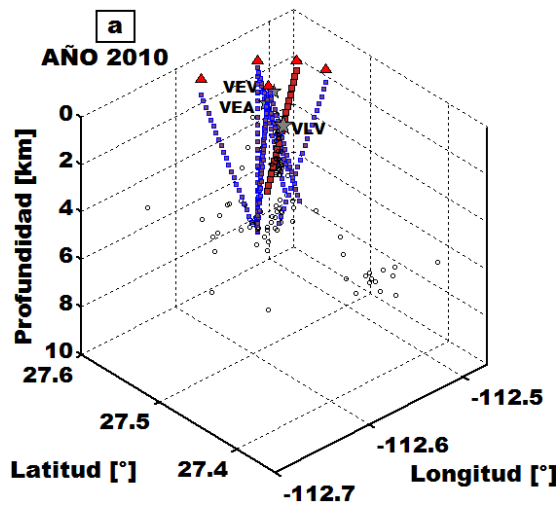


**Figura 3.4.1.1.** Hipocentros de los eventos sísmicos analizados con porcentajes de anisotropía más altos que 4.0% para los años 2010 (a), 2011 (b), 2012 (c), 2013 (d), y para todos los años (e). En la escala, las bolas grises más grandes representan los valores máximos de A mientras que las bolas más pequeñas representan los valores mínimos para cada año. Los triángulos rojos representan las estaciones sísmicas empleadas, los triángulos verdes y amarillos representan los pozos inyector y productores, mientras que las estrellas negras muestran la ubicación de cada volcán. El triángulo verde más al norte corresponde al pozo inyector LV5, mientras que el más al sur corresponde al pozo inyector LV8. El triángulo amarillo más al norte corresponde al pozo productor LV6, mientras que el más al sur corresponde al pozo productor LV11. PROF = Profundidad.

### 3.4.2 Análisis de las principales rutas de fractura-permeabilidad

Considerando que los porcentajes de anisotropía toman en cuenta el tiempo de retraso normalizado a lo largo de la trayectoria del rayo, una aproximación por medio de rutas (*pathways*) con los porcentajes de anisotropías más grandes pueden ser representadas, iniciando desde la fuente hipocentral y finalizando en la estación sísmica en donde tales porcentajes fueron obtenidos. La [Figura 3.4.2.1](#) muestra en dos perspectivas (vistas isométrica y en planta), las rutas con porcentajes de anisotropía por sobre 4.0% para cada año ([Figura 3.4.2.1a](#), [3.4.2.1b](#), [3.4.2.1c](#), y [3.4.2.1d](#)) y para todos los años ([Figura 3.4.2.1e](#)), ayudando a visualizar las áreas por donde cruzan. Además, nos permiten observar las diferencias entre cada uno de los años analizados, lo cual está básicamente relacionada con la información sísmica obtenida.

En la vista isométrica, es posible observar que las rutas van desde el hipocentro del evento hasta la estación de registro, en donde los valores más altos ( $A > 7.0\%$ ) son representados por los cuadros rojos ([Figura 3.4.2.1](#)). En la vista en planta, se observa que las rutas cruzan principalmente entre las fallas La Reforma, El Volcán, EV1, EV2, y EPO, así como a un grupo de fallas no nombradas perpendiculares a aquellas dentro del complejo volcánico, con algunas otras rutas fuera de esta área y cerca de las fallas La Virgen y el Mezquital ([Figura 3.4.2.1b](#) y [3.4.2.1c](#)). Algunas rutas inician desde los 7.5 km de profundidad, pero mayormente de entre los 6.0 km y los 3.0 km de profundidad, culminando principalmente en las estaciones TV01, TV03, TV04, TV11, y TV18, y en menor medida en las estaciones TV21, TV22, y TV23 ([Figura 3.4.2.1e](#)). Para las estaciones TV05 y TV24 no hay rutas.



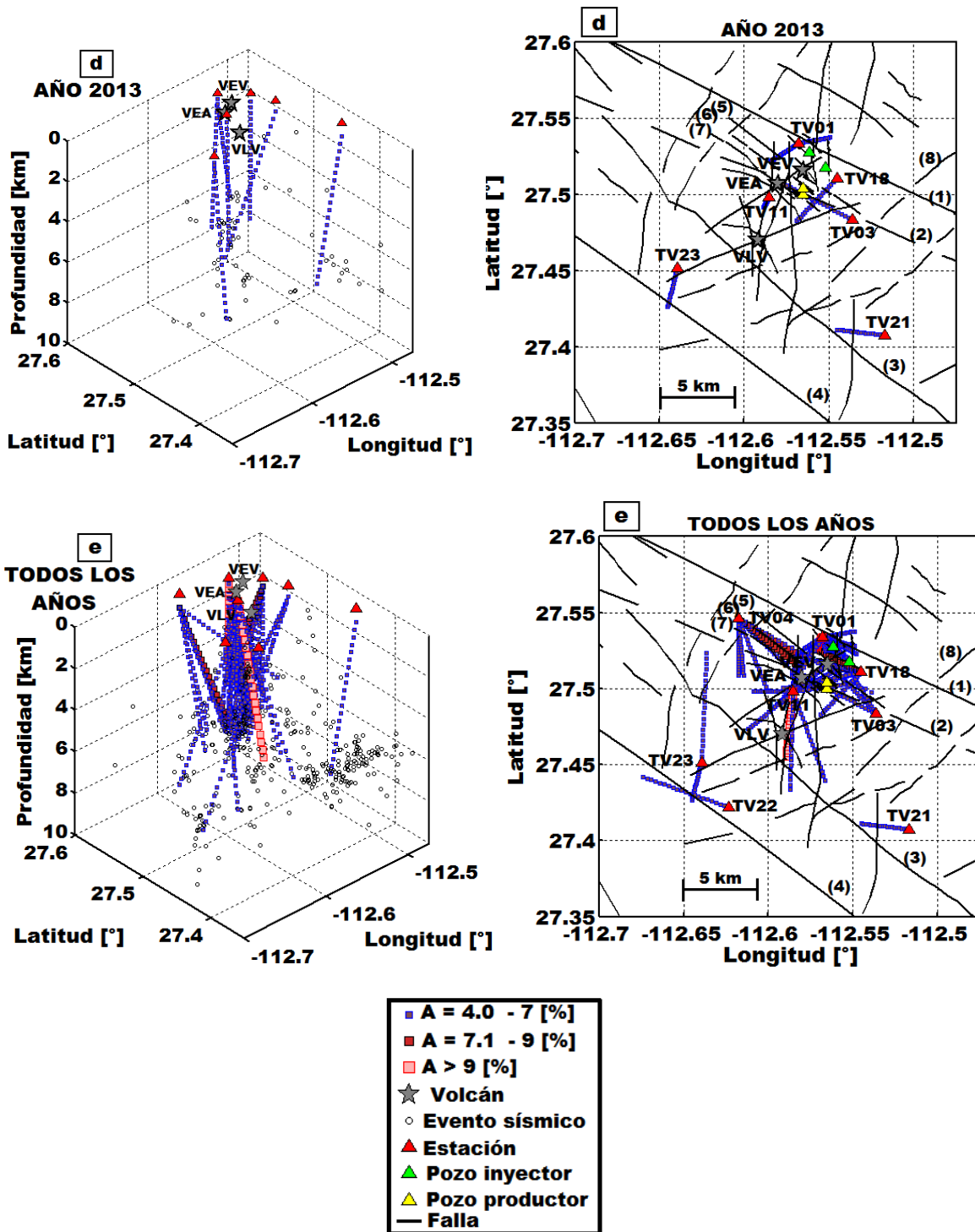


Figura 3.4.2.1. Rutas relacionadas con los valores más altos de A. Vistas isométrica (izquierda) y en planta (derecha) para 2010 (a), 2011 (b), 2012 (c), 2013 (d), y para todos los años del periodo analizado (e). El triángulo verde más al norte corresponde al pozo inyector LV5, mientras que el más al sur corresponde al pozo inyector LV8. El triángulo amarillo más al norte corresponde al pozo productor LV6, mientras que el triángulo amarillo más al sur corresponde al pozo productor LV11. Los nombres de las fallas son: (1) La Reforma, (2) El Volcán, (3) La Virgen, (4) Mezquital, (5) EV1, (6) EV2, (7) EPO, y (8) El Alamo. EPO: falla el Partido; EV1: falla El Viejo 1; EV2: falla El Viejo 2.

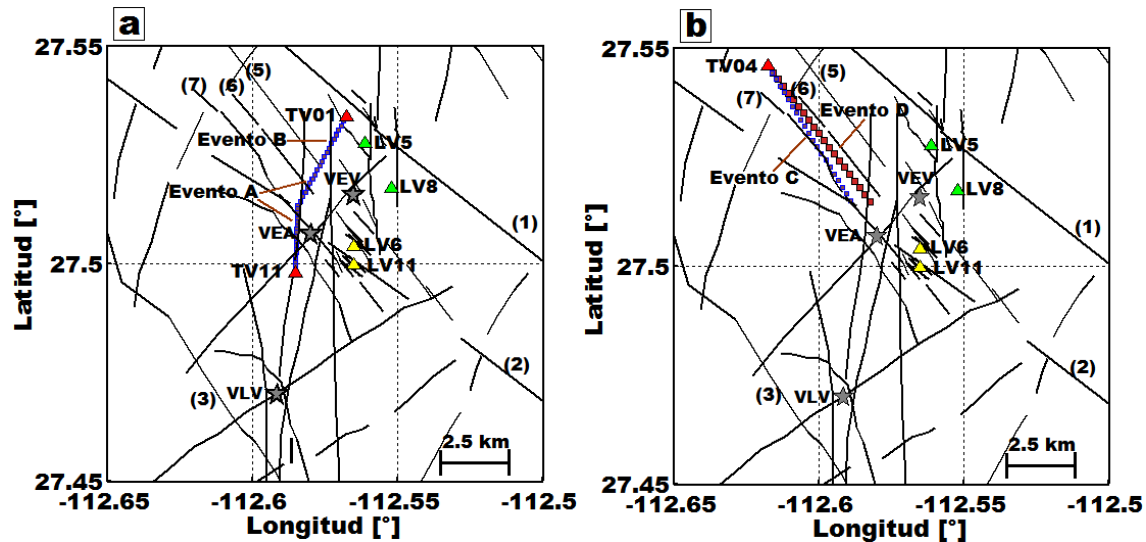
Algo interesante y basándonos en el apartado anterior, es que durante el año 2013 se tuvo el mayor incremento en la tasa de inyección en el pozo LV-8 (Figuras 3.3.2.2 y 3.3.4.3.2), lo cual fue en cierta forma evidenciado por los valores obtenidos de los parámetros  $\phi$ ,  $\delta t$ , y A en las Figuras 3.3.3.1.2b, 3.3.4.3.2b, 3.3.4.3.2c, y 3.3.4.3.2d. No obstante, observando la Figura 3.4.2.1, la distribución de la información sísmica y por tanto de las rutas presentan un área mucho más estrecha para los años 2010 y 2013, a diferencia de aquellas que se muestran durante los años 2011 y 2012. Esto podría ser debido a que el incremento de la presión generó una mayor coalescencia de grietas y fracturas con una menor sismicidad, ya que los pozos inyectoros a diferencia de los pozos productores inducen menos sismos (ver principales factores, Rubinstein et al., 2015). Mientras tanto, para algunos meses de los años 2011 y 2012 la tasa de inyección en el pozo LV-8 se redujo, pero las rutas de fractura-permeabilidad se incrementaron en un área más extensa. Esto es debido a la reducción en la tasa de inyección, pero la permanente extracción generada por el proceso de producción, también dio lugar a cambios en el estado de esfuerzo con reajustes y deformaciones estructurales, induciendo sismicidad tanto cerca como a mayor distancia (p.ej., Stein et al., 1994, Stein, 1999; Schutjens et al., 2004). Esto incrementó la información sísmica, lo que permitió obtener más información sobre las rutas de fractura-permeabilidad.

### 3.4.2.1 Comparación de rutas

Las Figuras 3.4.1.1 y 3.4.2.1 nos permiten cuestionar si el nivel de fracturamiento, ¿podría estar evolucionando y cambiando a través del tiempo, o si simplemente forma parte del fracturamiento observado en ciertas zonas del volumen de roca recolectada en cada año? Intentando contestar lo anterior, en la Figura 3.4.2.1.1 se muestra un caso particular en el que se comparan rutas de eventos cuyos parámetros hipocentrales son similares pero correspondiendo a fechas distintas. En la Figura 3.4.2.1.1a se muestran tres eventos en vista de planta registrados durante el año 2010 pero en diferentes días (4 días de diferencia), de los cuales, el evento 2010-06-04-2336-01S.CFE (evento A: Lat: 27.51351°N, Long: -112.5844°W, Prof.: 5.467 km) es registrado en las estaciones TV01 y TV11, y cuyos valores de porcentaje de anisotropía obtenidos fueron  $A = 4.31\%$  y  $4.39\%$  respectivamente. Mientras tanto, el evento 2010-06-08-1801-19S.CFE (evento B: Lat: 27.51347°N, Long: -112.58437°W, Prof.: 5.435 km) fue registrado únicamente para la estación TV01, presentando un resultado de  $A = 4.4\%$ . El valor de anisotropía A para los eventos A y B registrados en las estaciones TV01 y TV11, fueron muy similares, probablemente indicando que el volumen de roca que rodea la trayectoria de la ruta presentó condiciones geológicas y de fracturamiento muy similares, es decir, no fue afectada la zona en unos días de diferencia.

Por otro lado, en la Figura 3.4.2.1.1b se muestran dos eventos en vista de planta con parámetros hipocentrales igualmente similares pero con meses de registro diferentes (22 meses). El evento 2010-06-08-1830-08S.CFE (evento C: Lat: 27.51513°N, Long: -112.58911°W, Prof.: 5.005 km), y el evento 2012-04-13-0125-30S.CFE (evento D: Lat: 27.51502°N, Long: -112.58243°W, Prof.: 5.319 km), fueron registrados en la estación TV04 durante los años 2010 y 2012 respectivamente. Los valores de A calculados para ambos eventos fueron de  $4.65\%$  y  $7.51\%$ , permitiendo considerar que tal diferencia pudo ser debido a que el volumen de roca que rodea la trayectoria o ruta del rayo cambió en este lapso de tiempo, presentando diferentes condiciones geológicas con un mayor número de grietas y fracturas durante 2012. En este caso, la operación del sitio geotermal pudo ser el principal mecanismo para que ocurriera esto. No obstante, también es posible considerar, dado que los parámetros hipocentrales son similares y no iguales, que esta diferencia en A pudo ser debida a notables diferencias estructurales en

el espacio, es decir, diferentes niveles de grietas y fracturas entre un área y otra dentro del mismo volumen de roca, aunque esto es menos probable.



**Figura 3.4.2.1.1.** Comparación de rutas entre los eventos A y B con parámetros hipocentrales similares registrados en las estaciones TV01 y TV11 durante el mismo año (a) y en la misma estación (eventos C y D) durante diferentes años (b), los cuales son mostrados en vista de planta. 1: La Reforma, 2: El Volcan, 3: La Virgen, 4: Mezquital, 5: EV1, 6: EV2, 7: EPO, 8: El Alamo. EPO: falla El Partido, EV1: falla El Viejo 1, EV2; falla El Viejo 2, VEV: Volcan El Viejo, VEA: Volcán El Azufre, VLV: Volcán La Virgen.

### 3.5 Estudios de birrefringencia sísmica en el Campo Volcánico Los Humeros, Puebla, México.

En este apartado y como un segundo ejemplo de reservorios fracturados, se analizan las características anisótropas del Campo Volcánico Los Humeros (CVLH), localizado en Puebla, México, por medio de los parámetros SWS. Con ello se intentan analizar posibles variaciones temporales de  $\phi$  y  $\delta t$ , el comportamiento de las principales direcciones de polarización, así como las principales áreas de fracturamiento y rutas de permeabilidad. Este análisis es hecho empleando 137 formas de ondas sísmicas registradas desde 2011 y hasta 2016.

El Campo Geotérmico Los Humeros (CGLH) ha estado sometido a estudios de sismicidad desde antes que comenzará su explotación en el año 1982 y hasta el presente por la CFE (Ponce y Rodríguez, 1977), empleando redes sísmicas permanentes y temporales (Lermo et al., 1999, 2001, 2002, 2005, 2008). En la zona se han perforado un total de 51 pozos a través del tiempo, los cuales han alterado el campo de esfuerzos y los sistemas de fracturas (Lermo, 2008). La descripción y desarrollo de este ejemplo se muestra en seguida, considerándose nuevamente de manera general la descripción del marco tectónico.

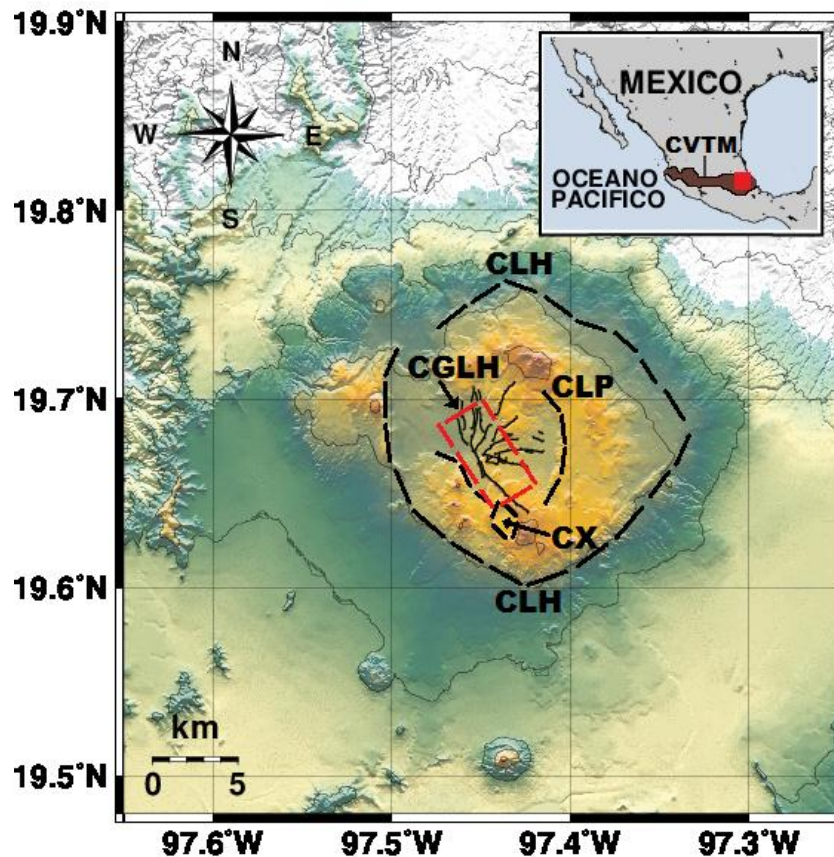
#### 3.5.1 Marco tectónico

El CVLH está ubicado en la cuenca Serdán-Oriental, la cual está caracterizada por un vulcanismo bimodal monogenético con conos cineríticos, maars basálticos, y riolíticos, así como domos riolíticos en la esquina suroeste del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) (Carrasco-Núñez et al., 2018) (Figura 3.5.1.1). Esta área fue formada como parte del arco volcánico continental Mioceno-Cuaternario,

resultado del proceso de subducción de las placas de Rivera y Cocos debajo de la placa Norteamericana a lo largo de la trinchera mesoamericana (Ferrari et al., 2012). El CVLH, con una evolución compleja descrita por Robin (1982), presenta un diámetro en el edificio de la caldera de 21 x 45 km, anidando domos volcánicos, estructuras de fallamiento complejo, e involucrando al menos dos importantes calderas, la Caldera Los Humeros (CLH) y la Caldera Los Potreros (CLP) (Carrasco-Núñez et al., 2017b).

Varios autores han analizado la geología regional y local del CVLH (p.ej., Pérez-Reynoso, 1978; Yáñez-García et al., 1980; Gutiérrez-Negrín, 1982; Garduño-Monroy et al., 1985; Viggiano y Robles, 1988b; Cedillo-Rodríguez, 2000; Carrasco-Núñez et al., 2017a, 2017b, 2018, entre otros), caracterizando el basamento, el cual fue deformado principalmente por dos eventos tectónicos: la orogenia Laramide del Cretácico Tardío al Paleoceno, la cual produjo pliegues y cabalgamiento en el llamado *Mexican fold and thrust belt* (MFTB) con dirección de NW-SE (Fitz-Díaz et al., 2017; Norini et al., 2019), seguido por un no bien definido proceso de fases transtensional y extensional del Eoceno-Plioceno que produjo fallamiento con rumbos N-S a E-W (Campos-Enríquez y Garduño-Monroy, 1987; López-Hernández, 1995).

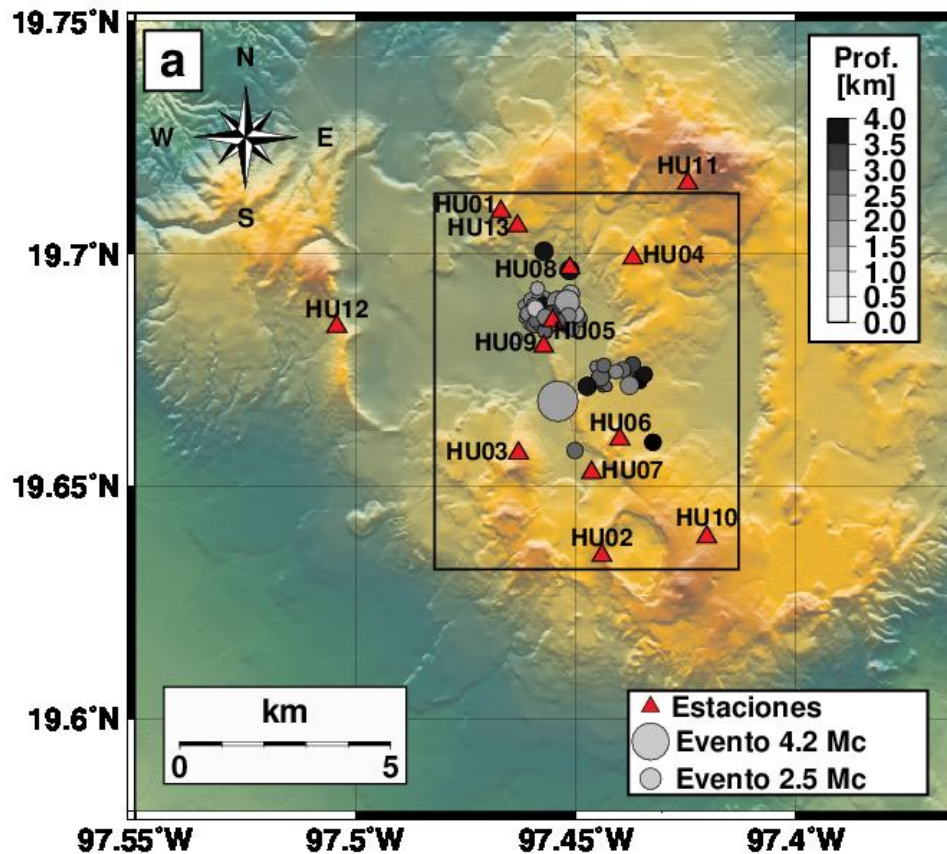
Un análisis más local es expuesto por Carrasco-Núñez et al. (2017a), a partir del análisis de pozos exploratorios llevados a cabo por la CFE, así como de previas descripciones geológicas llevadas a cabo por Viggiano y Robles (1988a) y Gutiérrez-Negrín e Izquierdo-Montalvo (2010), con una estratigrafía basada en la integración litológica, petrográfica, geoquímica, y con criterios geocronológicos. Esta descripción geológica quedó integrada en cuatro grupos: 1) el basamento pre-volcánico; 2) el grupo pre-caldera; 3) secuencias piroclásticas formadoras de caldera, y 4) el vulcanismo post-caldera (ver Carrasco-Núñez et al., 2017a).

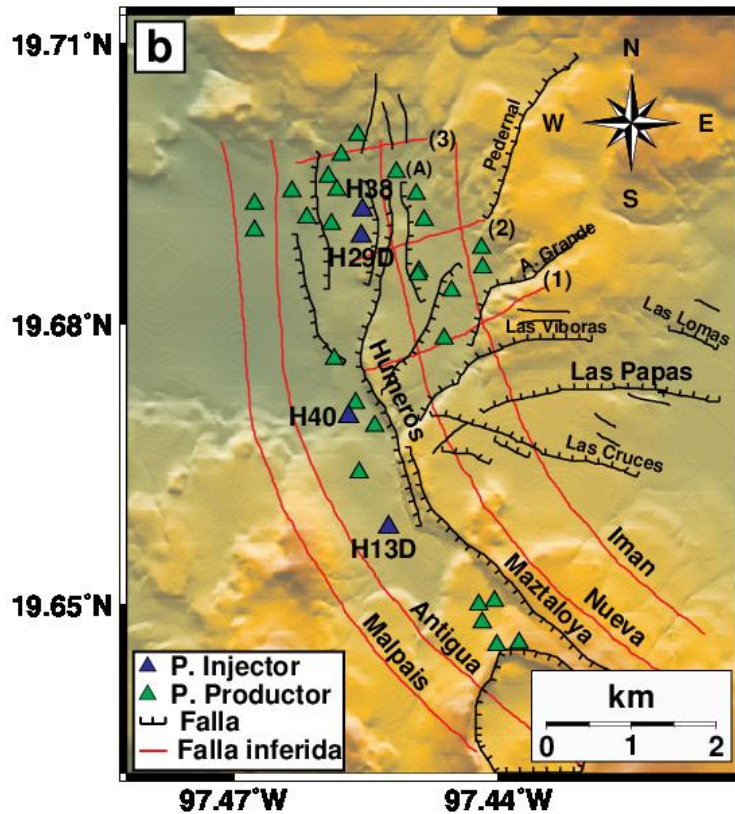


**Figura 3.5.1.1.** Mapa de México (cuadro superior) que muestra la localización del CVLH en el sector este del CVTM representado por el cuadro rojo. El área del CVLH está conformada por la Caldera Los Humeros (CLH), la Caldera Los Potreros (CLP), y la extensión del Colapso Xalapasco (CX), los cuales son representados por líneas discontinuas negras. Las líneas negras dentro del CLP muestran los principales sistemas de fallas, en donde CGLH es localizado, y el cual es delimitado por las líneas discontinuas rojas.

### 3.5.2 Datos

La información sísmica utilizada en este estudio proviene de una red de quince estaciones sísmicas instaladas temporalmente en y los alrededores del CGLH (Figura 3.5.2.1), las cuales consistieron en sismógrafos de banda ancha Guralp (CMG-6TD, 40TD-EAM, y 40TD) con tres componentes digitales y con un intervalo de muestreo de 0.01 s. Las ubicaciones de las estaciones han sido modificadas a través del tiempo (Tabla 3.5.2.1) debido a problemas de robo, ruido, y para tener una mejor ubicación de la actividad sísmica (Lermo et al., 2016).





**Figura 3.5.2.1. a)** Sismicidad y localización de las estaciones sísmicas en el CGLH, delimitado por las líneas discontinuas rojas. **b)** Énfasis del rectángulo negro en (a), mostrando los sistemas de fallas y la localización de los pozos inyectoros y productores. Los nombres de las fallas inferidas son: (1) Pamela, (2) Morelia, (3) Parajes, y (A) Los Conejos. Prof. = Profundidad.

Durante los años 1997 y 1999 se localizó una concentración de eventos sísmicos en la zona norte del CGLH relacionada con los pozos inyectoros H-29 y H-38, cuyas profundidades alcanzaron hasta los 4.0 km (Lermo et al., 2008). Igualmente, actividad sísmica fue registrada en el sur durante febrero de 1999, distribuidas a lo largo de la falla de Los Humeros (Lermo et al., 2008). En este trabajo, la mayoría de los eventos sísmicos se concentraron cerca de las fallas Los Humeros, Las Papas, y Las Viboras, rodeando los pozos inyectoros H38, H29D, H40, y H13D (Figuras 3.5.2.1a y 3.5.2.1b), los cuales forman parte de la zona de producción llevada a cabo por la CFE (Lermo et al., 2016).

**Tabla 3.5.2.1.** Localización de cada estación sísmica y su periodo de tiempo activo. snm = sobre el nivel del mar.

Estación	Latitud	Longitud	Altura [snm]	Periodo activo
HU01	19.7090 N	-97.4670 W	2.923 km	Enero 2011- Diciembre 2012 / Julio 2014 - Abril 2015
HU02	19.6350 N	-97.4440 W	2.987 km	Enero 2011- Diciembre 2012 / Julio 2014 - Abril 2015
HU03	19.6570 N	-97.4630 W	3.006 km	Enero 2011- Diciembre 2012 / Julio 2014 - Abril 2015
HU04	19.6990 N	-97.4370 W	2.934 km	Enero 2011- Diciembre 2012 / Julio 2014 - Abril 2015
HU05	19.6855 N	-97.4552 W	2.820 km	Enero 2011- Diciembre 2012 / Julio 2014 - Abril 2015
HU06	19.6601 N	-97.4400 W	2.923 km	Enero 2011- Diciembre 2012 / Julio 2014 - Abril 2015
HU07	19.6529 N	-97.4464 W	2.857 km	Julio 2014 - Abril 2015
HU08	19.6969 N	-97.4513 W	2.811 km	Julio 2014 - Abril 2015 / Mayo 2015 - Agosto 2016
HU09	19.6800 N	-97.4573 W	2.804 km	Mayo 2015 - Agosto 2016
HU10	19.6390 N	-97.4202 W	2.989 km	Mayo 2015 - Agosto 2016
HU11	19.7151 N	-97.4245 W	3.048 km	Mayo 2015 - Agosto 2016
HU12	19.6843 N	-97.5043 W	2.830 km	Mayo 2015 - Agosto 2016



Los 137 eventos sísmicos analizados en el CVLH presentaron buenas formas de onda, los cuales fueron registrados desde enero de 2011 y hasta junio de 2016, con un rango de magnitud ( $M_d$  basada en la duración) principalmente de entre 1.0 y 2.2 (Figuras 3.5.2.2a y 3.5.2.2b). Entre ellos, un evento de 4.2 se presentó el 8 de febrero de 2016 (Lermo et al., 2016). Durante el período comprendido entre el 6 de agosto de 2012 y el 11 de septiembre de 2014, no hubo registros sísmicos debido a la suspensión del monitoreo sísmico.

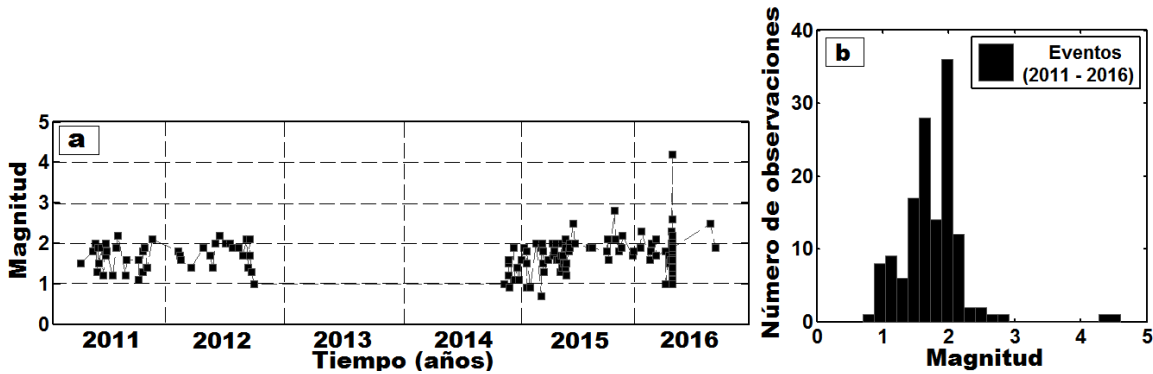


Figura 3.5.2.2. a) Magnitudes de los eventos sísmicos para el periodo analizado, mostrando la falta de información durante 2013 y gran parte de 2014. b) Histograma mostrando el número de eventos vs. magnitud, mostrando un rango de magnitud principal de entre 1.0 y 2.2.

El análisis de la distribución hipocentral en el CVLH se observa en la Figura 3.5.2.3, el cual muestra una mayoría de eventos con magnitud pequeña y poco profundos (menos de 4.5 km de profundidad).

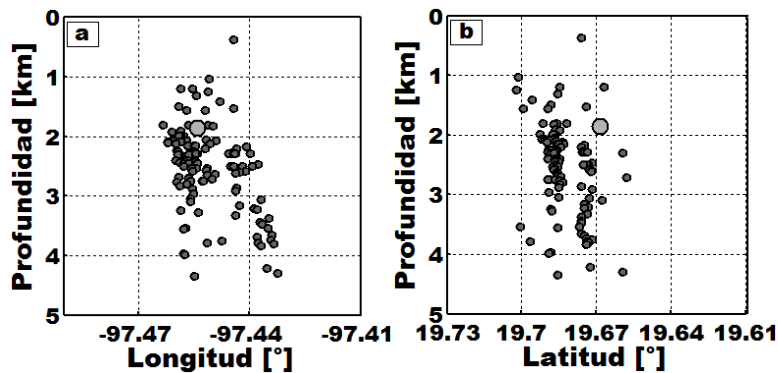


Figura 3.5.2.3. Hipocentros de los eventos sísmicos en perspectivas de profundidad-longitud (a), y profundidad-latitud (b), registrados de 2011 a 2016 (círculos grises). El círculo gris más grande representa el evento de magnitud 4.2.

La Figura 3.5.2.4 muestra la relación entre las profundidades hipocentrales de los eventos sísmicos analizados durante el periodo de tiempo estudiado, observándose dos tendencias, lo que permite catalogarla por períodos. El primer período abarcó de 2011 a 2012 con profundidades de entre 2.0 y 4.5 km, mientras que el segundo período abarcó desde finales de 2014 y hasta mediados de 2016 con profundidades de entre 1.0 y 3.0 km. Esta variación puede ser debida a un posible cambio en el nivel de esfuerzos debido a los procesos de inyección, o muy probablemente, por cambios de ubicación en estaciones sísmicas. Los eventos sísmicos analizados durante los años 2011 y 2012, y los que fueron analizados durante los años 2014, 2015, y 2016, fueron registrados por grupos de estaciones sísmicas

que tuvieron diferentes ubicaciones o fueron reemplazadas durante el período de estudio (ver [Tabla 3.5.2.1](#)).

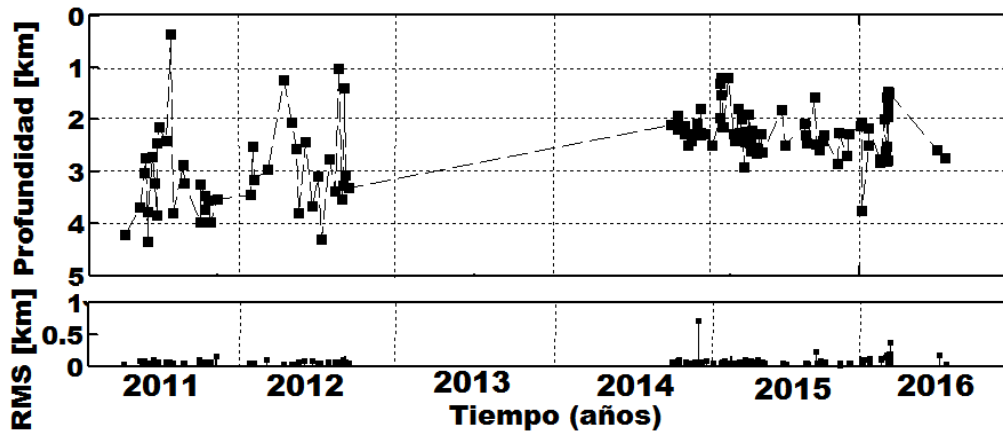


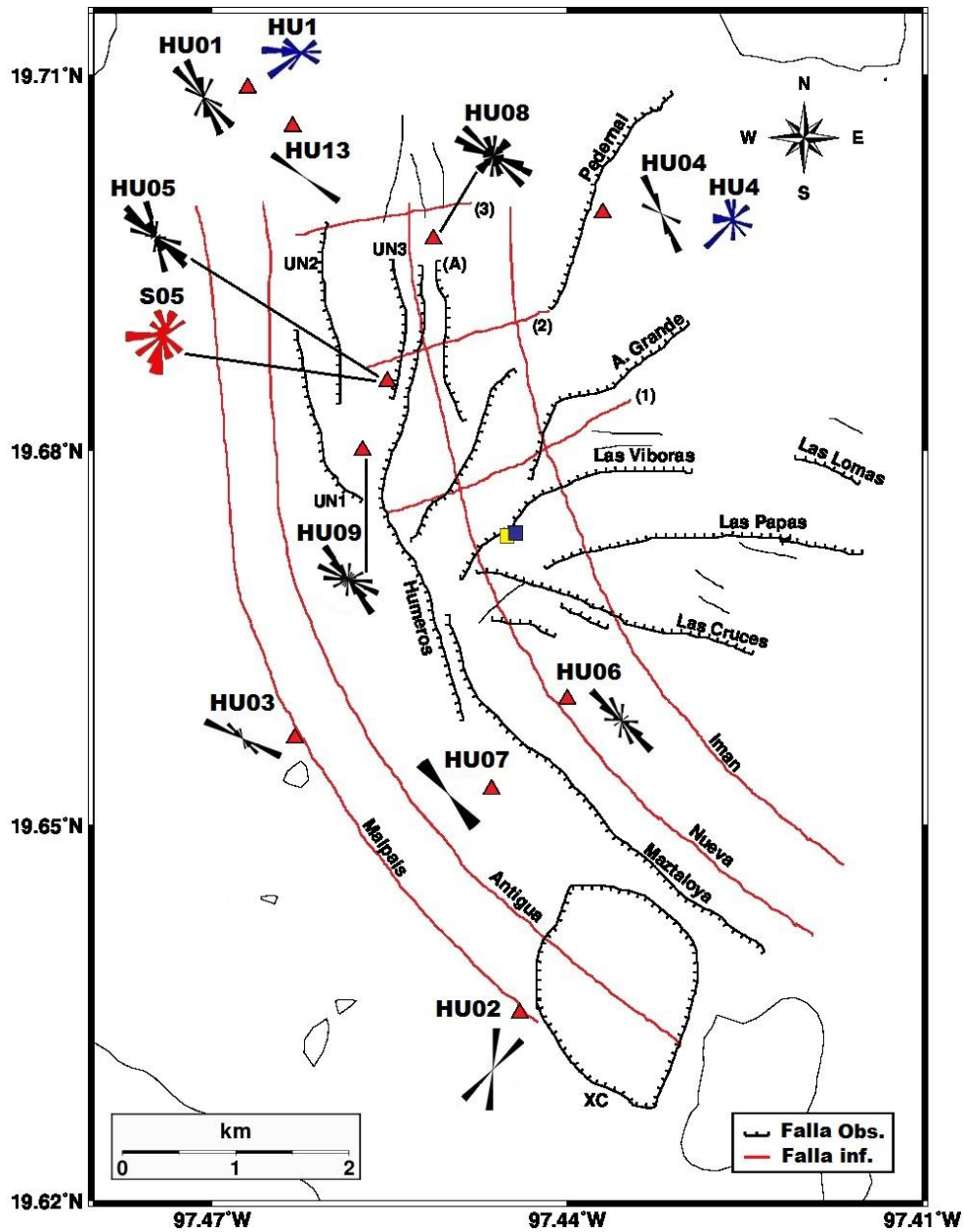
Figura 3.5.2.4. Profundidades hipocentrales de los eventos sísmicos registrados desde 2011 y hasta 2016 con sus respectivos RMS.

### 3.5.3 Resultados de los parámetros de birrefringencia sísmica

Aunque la red consistió de quince estaciones sísmicas, solo diez estaciones fueron empleadas en el análisis de anisotropía sísmica ([Figura 3.5.3.1.1](#)), cuyas señales fueron mejoradas con el uso de filtros pasa-bandas empleando rangos como los que se menciona en el apartado 3.2. Además, los eventos sísmicos con un ángulo de incidencia superior a  $45^\circ$  fueron descartados para evitar una distorsión en la onda entrante debido a efectos de la superficie. Por lo tanto, solo 145 resultados de  $\phi$  y  $\delta t$  fueron apropiados para el estudio.

#### 3.5.3.1 Análisis de polarización rápida

Los resultados del parámetro  $\phi$  se han representado mediante diagramas de rosas ([Figura 3.5.3.1.1](#)) para las estaciones consideradas (polarizaciones en color negro), proporcionando una clara indicación de un medio anisótropo con una marcada tendencia NW-SE, a excepción de la estación HU02. Igualmente, algunas polarizaciones secundarias como W-E, NNW-SSE, y NNE-SSW también son observadas en las estaciones HU01, HU03, HU05, y HU06. Los resultados son comparados con las polarizaciones obtenidas en estudios previos llevados a cabo por [Rodríguez et al. \(2012\)](#), en este caso para estaciones sísmicas con similares ubicaciones. Las polarizaciones en rojo fueron obtenidas en estudios de entre 1997 y 2000 (estación S05), mientras que las polarizaciones en azul entre 2004 y 2008 (HU1 y HU4), mostrando poca concordancia con los resultados de este trabajo.



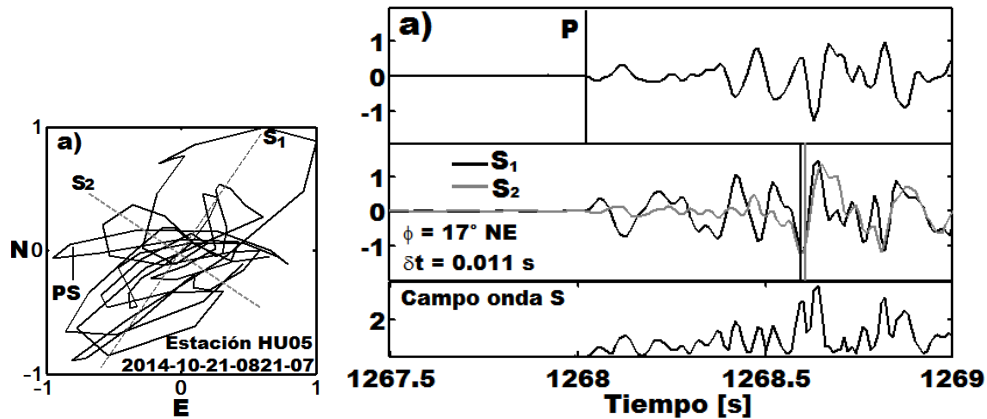
**Figura 3.5.3.1.1.** Diagramas de rosas de polarización rápida en color negro, obtenidos durante el período 2011-2016. Los diagramas de rosas en colores rojo y azul representan los períodos de 1997 - 2000 y 2004 - 2008 respectivamente, que fueron obtenidos por [Rodríguez et al. \(2012\)](#). El cuadro amarillo representa la localización del evento 2014-10-21-0821-07S (19.67317°N, -97.44509°W, Prof.: 2.5 km) registrado el 21 de Octubre de 2014, mientras que el cuadro azul representa la localización del evento 2014-12-18-0340-08S (19.67338°N, -97.44437°W, Prof: 2.5 km) registrado el 18 de Diciembre de 2014, cuyos hodogramas son analizados en la [Figura 3.5.3.1.2](#). Los nombres de las fallas son: 1 = Pamela, 2 = Morelia, 3 = Parajes, A = Los Conejos, UN1 = No nombrada 1, UN2 = No nombrada 2, UN3 = No nombrada 3. CX = Colapso Xalapasco.

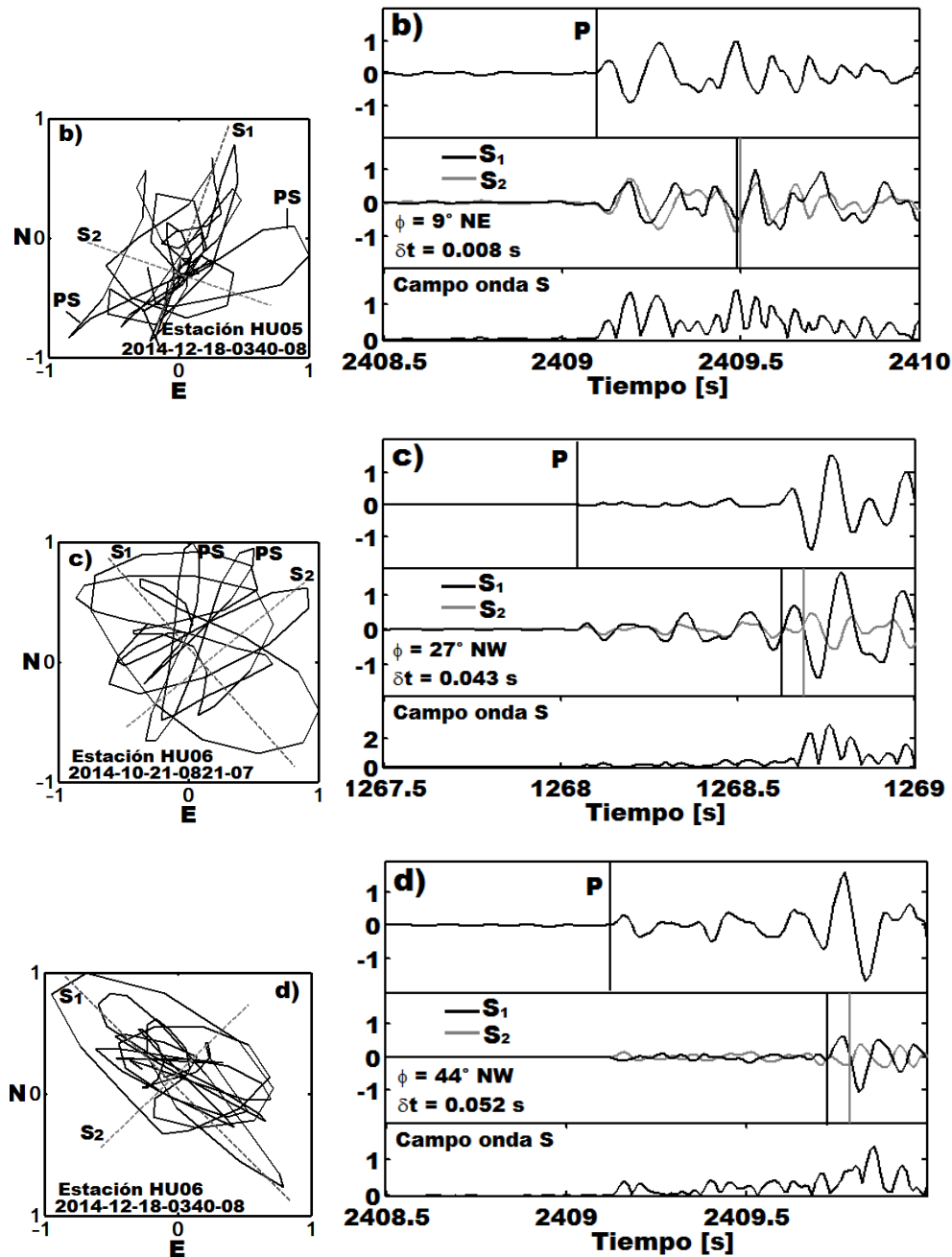
En la [Figura 3.5.3.1.2](#) se muestran los hodogramas obtenidos de dos eventos sísmicos cuyos parámetros hipocentrales y magnitudes son similares, pero presentando diferentes meses de registro entre uno y otro (estaciones HU05 y HU06) durante el año 2014. Estos son analizados para verificar si el comportamiento de sus polarizaciones se mantuvo consistente. Al comparar los resultados de los eventos 2014-10-21-0821-07S y 2012-12-18-0340-08S registrados en la estación HU05 ([Figuras](#)

3.5.3.1.2a y 3.5.3.1.2b) (cuadro amarillo presentado en la Figura 3.5.3.1.1) se puede observar que las polarizaciones se alinean principalmente con la dirección NE-SW, siguiendo las tendencias más al norte de las fallas Los Humeros, las Viboras, y otras fallas no nombradas, con polarizaciones secundarias ENE-WSW y W-E las cuales siguen la tendencia de la falla Arrollo Grande. Los mismos eventos pero ahora registrados en la estación HU06 (Figuras 3.5.3.1.2c y 3.5.3.1.2d) (cuadro azul en la Figura 3.5.3.1.1), muestran una principal dirección de polarización NW-SE, la cual sigue la orientación de la falla inferida Nueva, la cual es paralela a la falla Los Humeros en su parte más septentrional, también llamada Maztaloya y a la falla inferida Imán, con orientación NW-SE. Mientras tanto, algunas polarizaciones secundarias NE-SW y W-E siguen aproximadamente las fallas Las Cruces y las Papas.

Los eventos analizados en las Figuras 3.5.3.1.2a y 3.5.3.1.2b presentaron formas de onda ruidosas lo cual afecto su linearización, de manera que fueron mejoradas aplicando filtros pasabandas de entre 5 y 15 Hz. Los pares  $\phi$  y  $\delta t$  calculados fueron  $17^\circ$  NE y 0.011 s, y  $9^\circ$  NE y 0.008 s respectivamente. No obstante la linearización de los movimientos de partícula en las Figuras 3.5.3.1.2c y 3.5.3.1.2d presentaron mejores razones de señal-ruido, cuyos pares obtenidos fueron  $27^\circ$  NW y 0.043 s, y  $44^\circ$  NW y 0.052 s. Los valores obtenidos de  $\phi$  mantuvieron una relación con las principales direcciones de polarización, mientras que los valores de  $\delta t$  para las Figuras 3.5.3.1.2c y 3.5.3.1.2d fueron más altos que para aquellos calculados en las Figuras 3.5.3.1.2a y 3.5.3.1.2b, posiblemente debido a que sus trayectorias de rayo cruzaron estructuras geológicas con orientaciones muy similares.

Por otro lado, es posible observar en cada hodograma analizado, diferencias respecto a sus polaridades secundarias (PS). Por ejemplo, en las Figuras 3.5.3.1.2a y 3.5.3.1.2b las principales direcciones de polarización se aproximan con los valores obtenidos de  $\phi$ , no obstante, algunas polarizaciones secundarias varían de E-W a ENE-WSW entre ambos eventos registrados en la estación HU05. Esto pudo ser debido a posibles cambios estructurales en el espacio que rodea la ubicación del evento. Sin embargo, la partícula de polarización sigue las principales fallas geológicas locales, ya que los parámetros  $\phi$  y  $\delta t$  fueron muy similares.





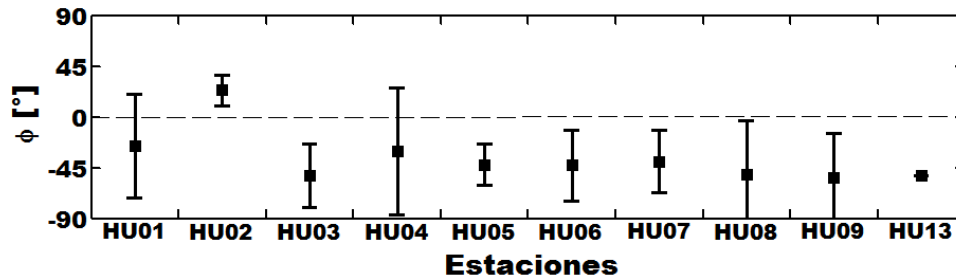
**Figura 3.5.3.1.2.** Comparación de los hodogramas (izquierda) y sus respectivas formas de ondas vertical, rápidas  $S_1$ , y lentas  $S_2$  con sus fases marcadas (derecha), así como el campo de onda S, y los valores de  $\phi$  y  $\delta t$  para los dos eventos sísmicos registrados en las estaciones HU05 y HU06 (cuadro amarillo y azul de la [Figura 3.5.3.1.1](#)). **a)** Hodograma del evento 2014-10-21-0821-07S registrado el 21 de octubre de 2014 en la estación HU05 (cuadro amarillo). **b)** Hodograma del evento 2014-12-18-0340-08S registrado durante el 18 de diciembre de 2014 en la estación HU05 (cuadro azul). **c)** Hodograma del evento 2014-10-21-0821-07S registrado durante el 21 de octubre de 2014 en la estación HU06 (cuadro amarillo). **d)** Hodograma del evento 2014-12-18-0340-08S registrado durante el 18 de diciembre de 2014 en la estación HU06 (cuadro azul). El movimiento de partículas se muestra durante los primeros 0.5 segundos después del arribo de la onda S.

Las direcciones de polarización media y sus respectivos errores (empleando estadística circular) para cada estación se muestran en la [Tabla 3.5.3.1.1](#), en donde es posible ver una tendencia cuyos valores

varían principalmente entre  $-25^\circ$  y  $-54^\circ$  (NNW-SSE y NW-SE), con excepción de la estación HU02, la cual solo fue analizada por dos eventos. Por otro lado, los errores fueron más altos para las estaciones HU01, HU04, y HU08 (Tabla 3.5.3.1.1 y Figura 3.5.3.1.3), probablemente debido a que los eventos sísmicos registrados en tales estaciones se ubican en una zona en donde los sistema de fallas se presentan en diferentes orientaciones (ver Figura 3.5.3.1.2).

**Tabla 3.5.3.1.1.** Direcciones de polarización media y sus respectivos errores (95% intervalo de confianza) para cada estación sísmica.

Estación	Dirección de polarización media [°]	Error (95% nivel de confianza)	Eventos sísmicos
HU01	-25.9	46.06	8
HU02	23.5	13.48	2
HU03	-51.96	27.76	9
HU04	-30.57	56.61	4
HU05	-42.375	18.19	43
HU06	-42.98	31.65	20
HU07	-39.5	27.98	2
HU08	-50.93	47.44	29
HU09	-54.03	39.9	26
HU13	-52	—	1



**Figura 3.5.3.1.3.** Direcciones de polarización media y sus respectivas barras de error (95% intervalo de confianza) para todas las estaciones analizadas durante todos los años.

La Figura 3.5.3.1.4a muestra el promedio anual junto con sus barras de error, en donde es posible ver que las polarizaciones fluctúan entre  $-21^\circ$  y  $-45^\circ$  (NNW-SSE y NW-SE), con un mayor error durante el año 2012, año que presenta menor cantidad de datos analizados. En la Figura 3.5.3.1.4b se muestra el resumen de los todos los resultados de polarización observados para cada año, mientras que en la Figura 3.5.3.1.4c se muestra un histograma de azimuts cuyos valores más comunes están entre los  $-10^\circ$  y  $-90^\circ$ .

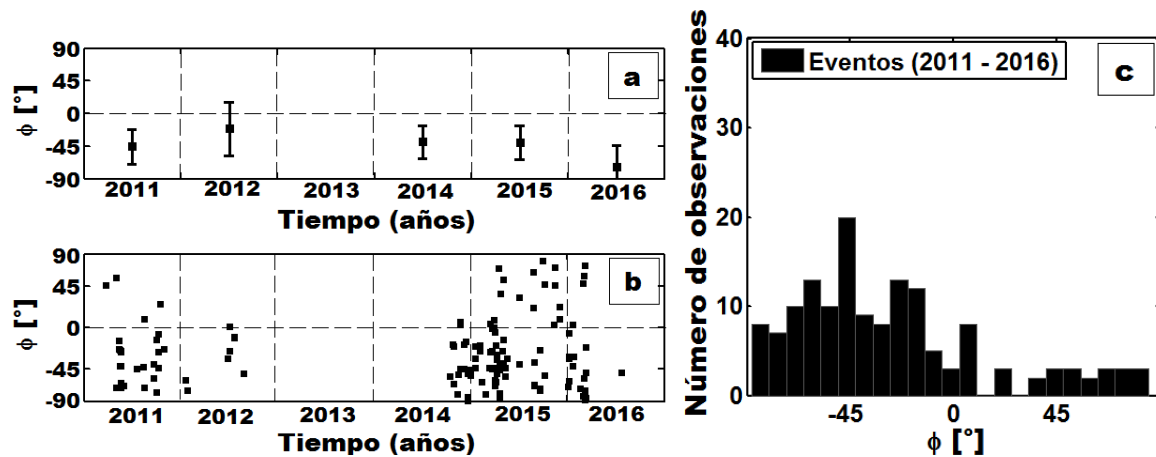


Figura 3.5.3.1.4. Promedio anual de  $\phi$  (a) y el resumen de todos los resultados obtenidos durante el periodo analizado para todas las estaciones sísmicas (b). Histograma de azimuts para todos los eventos analizados del periodo estudiado (c).

En la Figura 3.4.3.1.5 se muestran los diagramas de rosa obtenidos para cada año del periodo analizado, mostrando una marcada tendencia NW-SE para los años 2011, 2012, 2014, y 2015, con polarizaciones secundarias W-E, NNW-SSE, y NNE-SSW, mientras que para el año 2016 la tendencia fue más de WNW-ESE (Figura 3.5.3.1.5). Los valores de R se encuentran mayoritariamente por encima de 0.55 significando agrupamiento entre los datos. No obstante, durante el año 2015 el valor de R fue de 0.41, indicando una mayor dispersión de los resultados en relación con los otros años.

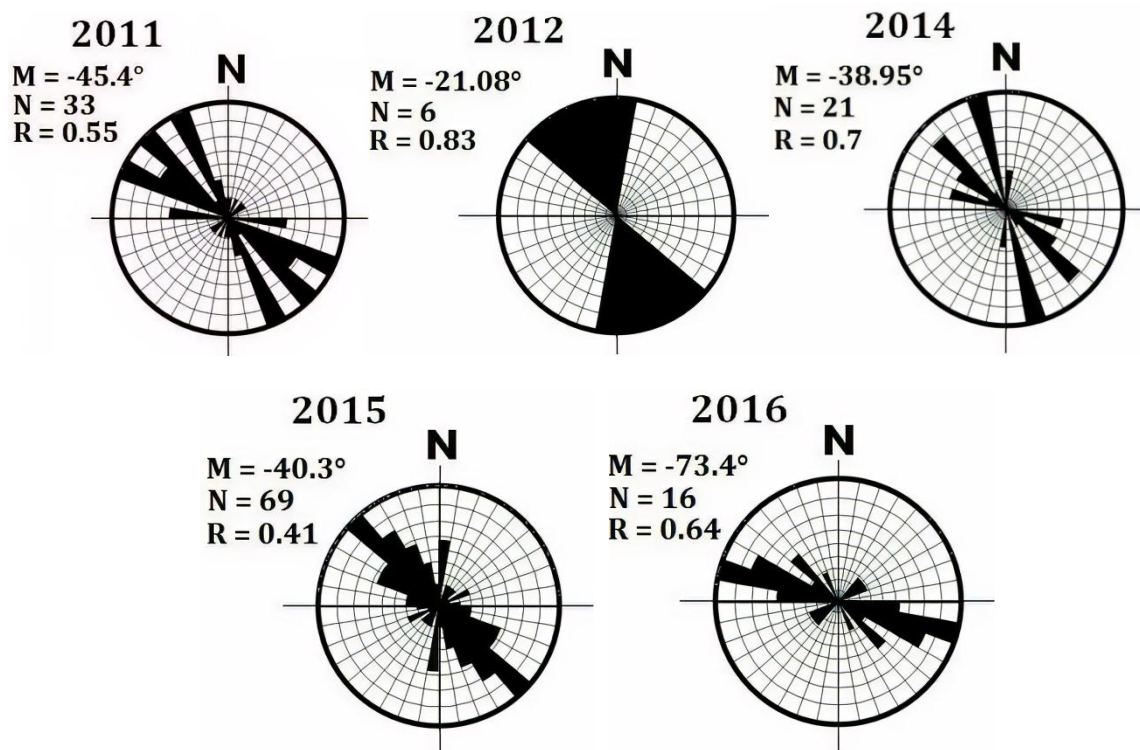


Figura 3.5.3.1.5. Diagramas de rosas para las polarizaciones de la onda de cizalla rápida de cada año analizado, empleando divisiones de  $10^\circ$  y normalizando cada diagrama con respecto a la dirección preferencial. La dirección de

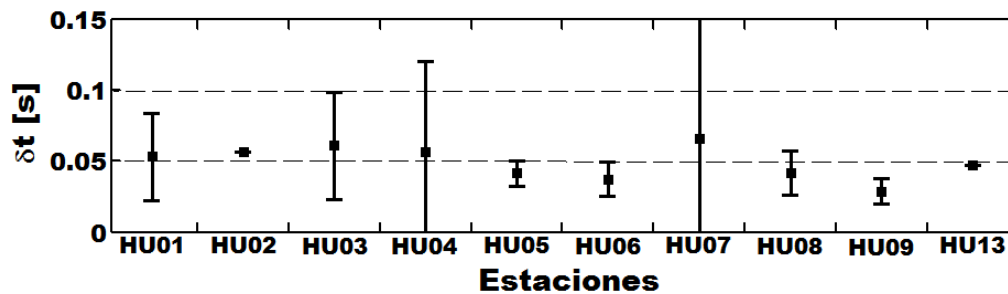
polarización promedio  $M$ , el número total de mediciones  $N$ , y el valor  $R$ , son mostrados en la parte superior de cada diagrama.

### 3.5.3.2 Análisis de tiempos de retraso

La [Tabla 3.5.3.2.1](#) y la [Figura 3.5.3.2.1](#) muestran el tiempo de retraso medio y el error para cada estación. Las estaciones HU02, HU03, HU04, y HU07 presentan los valores medios más altos de  $\delta t$ , los cuales son obtenidos con pocos datos (2, 4, 9, y 2), sin embargo, los errores son igualmente altos. Los tiempos de retraso medio son más altos en las estaciones más al norte (HU01, HU02, HU04, y HU08).

**Tabla 3.5.3.2.1.** Tiempo de retraso medio para cada estación analizada con sus respectivos errores.

Estación	Tiempo de retraso medio [s]	Error (95% confianza)	Eventos sísmicos
HU01	0.0534	0.0309	8
HU02	0.0567	0.0	2
HU03	0.0612	0.038	9
HU04	0.0567	0.064	4
HU05	0.0417	0.0089	43
HU06	0.0374	0.012	20
HU07	0.0662	0.12	2
HU08	0.0418	0.016	29
HU09	0.0289	0.009	26
HU13	0.0473	—	1



**Figura 3.5.3.2.1.** Tiempo de retraso medio y sus respectivas barras de error (95% confianza) para todas las estaciones analizadas durante todos los años.

Los promedios anuales de  $\delta t$  son mostrados en la [Tabla 3.5.3.2.2](#). Los valores más altos ocurrieron durante 2011 y 2014, obteniéndose un mínimo valor de 0.023 s durante 2016 y un máximo de 0.053 s durante 2014. Posteriormente a este año se presenta un descenso en los promedios anuales.

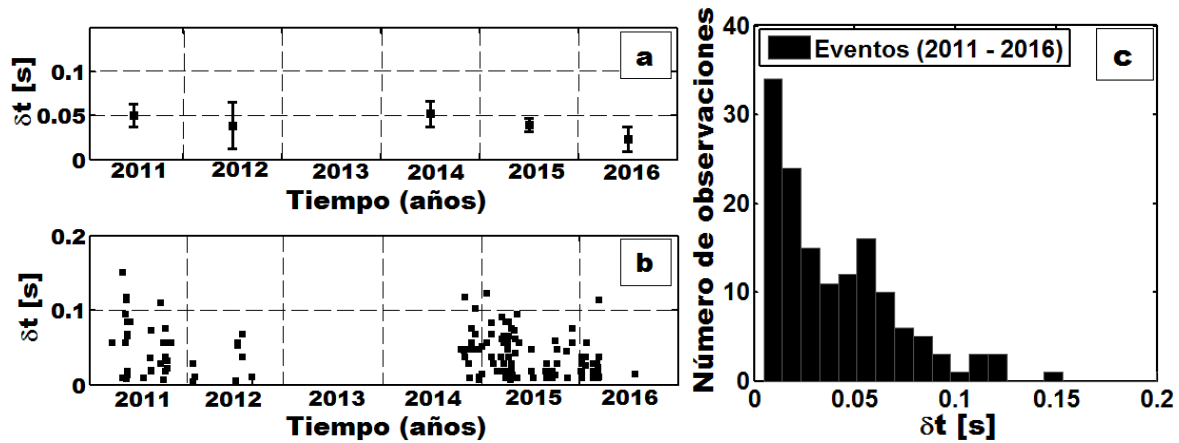
**Tabla 3.5.3.2.2.** Promedio anual de  $\delta t$  junto con sus respectivos errores.

Año	Promedio anual de $\delta t$ [s]	Error (95% de confianza)	Eventos sísmicos



2011	0.05	0.013	33
2012	0.039	0.0266	6
2014	0.052	0.0146	21
2015	0.039	0.0077	69
2016	0.023	0.0135	16

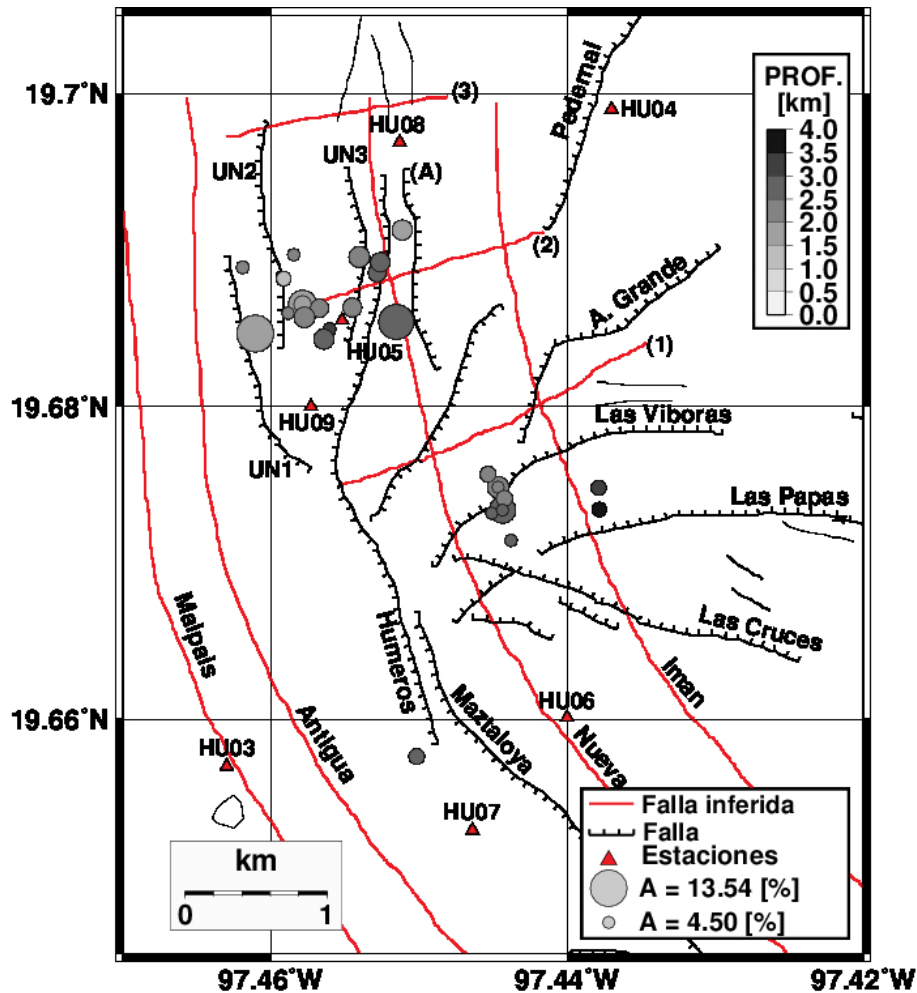
En la [Figura 3.5.3.2.2a](#) se muestra el promedio anual de  $\delta t$  junto con sus respectivas barras de error, presentando una disminución notable al pasar de 0.052 s en 2014 y 0.039 s en 2015, a 0.023 s en 2016. El año 2012 presenta un mayor error, no obstante el número de datos para su análisis es bajo. En la [Figura 3.5.3.2.2b](#), el parámetro  $\delta t$  se presenta individualmente a través del tiempo, alcanzando hasta los 0.15 s. El histograma de  $\delta t$  muestra que la mayoría de los resultados individuales caen por debajo de 0.1 s ([Figura 3.5.3.2.2c](#)).



**Figura 3.5.3.2.2.** a) Promedio anual de  $\delta t$  y sus respectivas barras de error (95% de nivel de confianza). b) Resumen de valores individuales obtenidos durante el periodo analizado en todas las estaciones sísmicas. c) Histograma del tiempo de retraso para todos los eventos sísmicos de 2011 a 2016.

### 3.5.3.3 Distribución espacial de altos porcentajes de anisotropía

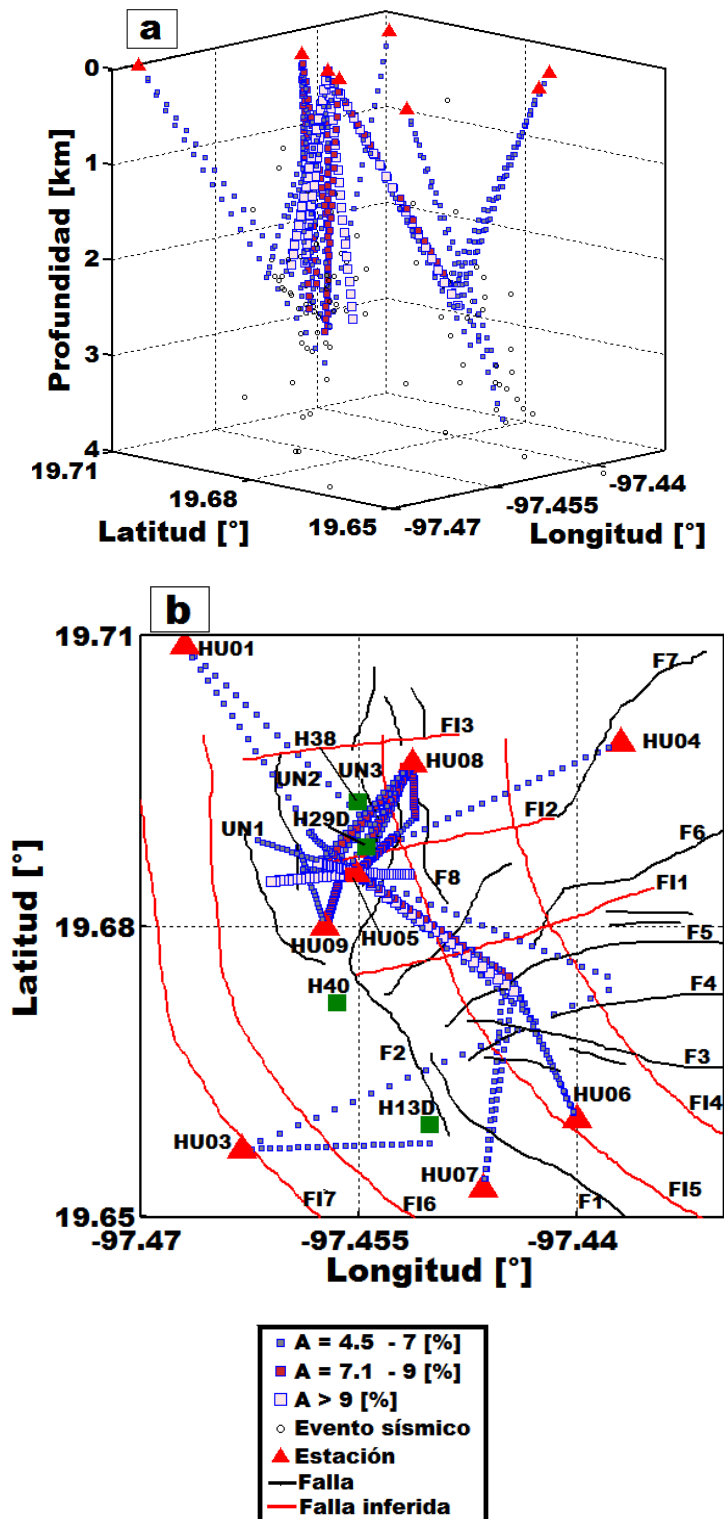
Considerando la aproximación propuesta por [Maher y Kendall \(2018\)](#), el porcentaje de anisotropía es calculado empleando los datos de las 10 estaciones sísmicas consideradas. Para el total de datos analizados, el valor mínimo encontrado fue de  $A = 0.28\%$ , relacionado con un tiempo de retraso de 0.0047 s, mientras que el valor más alto fue de  $A = 13.54\%$ , relacionada con un tiempo de retraso de 0.118 s. Dentro del área mostrada en la [Figura 3.5.3.3.1](#), 31 hipocentros son considerados, los cuales presentan valores por encima de 4.5% con profundidades menores a los 4 km, y cuya distribución espacial se muestra principalmente en dos áreas. La primera es localizada en la parte norte de la falla Los Humeros, Los Conejos, la inferida falla Antigua, y un grupo de fallas no nombradas (UN1, UN2, y UN3), arriba del paralelo  $19.68^\circ\text{N}$ , mientras que el segundo grupo es localizado principalmente sobre la falla Las Viboras. Igualmente, en las mismas áreas, cuatro hipocentros con valores de  $A > 9.0\%$  son observados, indicando un fracturamiento muy alto ([Figura 3.5.3.3.1](#)).



**Figura 3.5.3.3.1.** Hipocentros de eventos con porcentajes de anisotropía más altos que 4.5%. El círculo gris más grande representa el valor máximo ( $A = 13.54\%$ ), mientras que la bola gris más pequeña representa el valor mínimo ( $A = 4.5\%$ ). Los nombres de las fallas son: 1 = Pamela, 2 = Morelia, 3 = Parajes, A = Los Conejos, UN1 = No nombrada 1, UN2 = No nombrada 2, UN3 = No nombrada 3. A = Porcentaje de anisotropía. PROF = Profundidad.

De manera similar que en el apartado 3.4.2, se realiza una aproximación de las rutas con más alto porcentaje de anisotropía. En la [Figura 3.5.3.3.2](#) se muestran en dos perspectivas (vistas isométricas y de planta) las rutas para todos los años analizados con porcentajes de anisotropía por sobre los 4.5%, ayudando a delinear las áreas con alto fracturamientos.

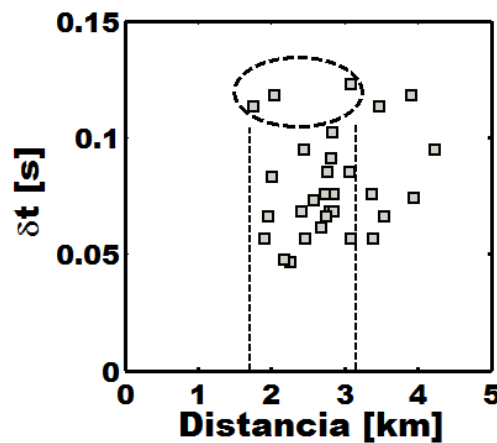
Las rutas inician básicamente desde los 4.0 km de profundidad pero principalmente desde los 2.5 km ([Figura 3.5.3.3.2a](#)), cruzando las fallas los Humeros, Los Conejos, la falla inferida Nueva en su parte más al norte (arriba del paralelo 19.68° N), y un grupo de fallas no nombradas, culminando principalmente en las estaciones HU01, HU04, HU05, HU08, y HU09 ([Figura 3.5.3.3.2b](#)). Igualmente, en la parte centro-sur, las principales rutas cruzan las áreas en donde las fallas las Viboras, las Papas, y Maztaloya están localizadas, culminando en las estaciones HU03, HU06, y HU07.



**Figura 3.5.3.3.2. a)** Vista isométrica y **b)** vista en planta de las rutas con porcentajes de anisotropía > 4.5%, distribuidas específicamente en tres diferentes rangos (4.5 - 7, 7.1 - 9, y > 9 [%]). Los cuadros verdes representan los pozos inyectoros. Los nombres de las fallas son: F1 = Maztaloya, F2 = Los Humeros, F3 = Las Cruces, F4 = Las Papas, F5 = Las Viboras, F6 = A. Grande, F7 = Pedernal, F8 = Los Conejos. Los nombres de las fallas inferidas son: FI1 = Pamela, FI2 =

Morelia, FI3 = Parajes, FI4 = Iman, FI5 = Nueva, FI6 = Antigua, FI7 = Malpais, UN1 = No nombrada 1, UN2 = No nombrada 2, UN3 = No nombrada 3. A = Porcentaje de anisotropía.

Las rutas mostradas en la [Figura 3.5.3.3.2](#) sugieren que los valores más altos de A están relacionados a las longitudes de senderos más cortos. Para determinar si la anisotropía es pervasiva o si ésta ocurrió únicamente en ciertas partes o al final del sendero (*path*), en la [Figura 3.5.3.3.3](#) son mostrados los valores de  $\delta t$  contra las distancias entre la fuente sísmica y el receptor (distancias hipocentrales). En la gráfica, tres casos espaciales (dentro de la elipse), podrían dar información importante sobre anisotropía pervasiva (e.g., [Shin y Meyer, 1990](#); [Gledhill, 1991](#)). Seleccionando una distancia en donde los valores  $\delta t$  se incrementan cuando la distancia es menor, esta puede ser entre 1.75 y 3.1 km, encontrando un promedio del tiempo de retraso normalizado  $\delta t_n = 30.1 \pm 11.0$  ms/km, mientras que aquellos con distancias entre 3.1 - 5.1 km tiene un  $\delta t_n = 22.0 \pm 6.0$  ms/km. El primer promedio permite considerar que la anisotropía ocurre en una capa anisotrópica cuya profundidad podría alcanzar entre los 2 y 3 km, lo que podría representar la última parte de los trayectos de algunas señales.



**Figura 3.5.3.3.3.** Tiempos de retraso vs. distancia fuente-receptor, para los valores de A mostrados en la [Figura 3.5.3.3.2](#) y distribuidos a través del CGLH. Eventos con probable anisotropía pervasiva están localizados por sobre la línea recta a trazos.

### 3.5.4 Discusión

#### 3.5.4.1 Direcciones de polarización

De acuerdo con los resultados obtenidos, en el CGLH existe una clara evidencia de anisotropía, en donde la mayoría de los resultados de polarización rápida presentan una dirección principal NW-SE ([Figuras 3.5.3.1.1, 3.5.3.1.4a, y 3.5.3.1.5](#)). Esto es consistente con la orientación del MFTB (*Mexican Fold and Thrust Belt*) ([Fitz-Díaz et al., 2017](#)) de pliegues y cabalgaduras que se distribuyen por debajo del CVLH ([Norini et al., 2019](#)), y no con el máximo campo de esfuerzos horizontal NE-SW en la región ([Suter et al., 1991](#)). Sin embargo, las principales direcciones de polarización varían respecto a la orientación de las fallas locales, las cuales presentan una diversidad de orientaciones, heredadas de las estructuras del basamento tectónico ([Norini et al., 2019](#)). En este sentido, para comparar la variación relativa entre las polarizaciones rápidas obtenidas y las orientaciones que siguen las fallas en sus partes más cercanas a las estaciones, se realiza un análisis cuantitativo y estadístico en la [Tabla 3.5.4.1.1](#). En ella se resumen las diferencias angulares (DIF), los valores *P*, y las direcciones relativas de polarización principal y secundaria para cada una de las estaciones analizadas durante el período estudiado.

De acuerdo con la [Figura 3.5.3.1.1](#), es posible observar una mayor complejidad en los sistemas de fallas en el área norte del CGLH en comparación con los sistemas de fallas localizados en el área centro-sur, permitiendo considerar grupos de fracturas en diferentes orientaciones. En la parte centro-sur, las direcciones de polarización rápida en las estaciones HU03, HU06, y HU07 se correlacionaron bien con la orientación de las fallas inferidas Malpaís, Antigua, Iman, y Nueva, propuestas por [Cedillo-Rodríguez \(1997\)](#) y [Arellano et al. \(2000\)](#), y con la falla Maztaloya ([Figura 3.5.3.1.1](#)). Para saber si los valores DIF son estadísticamente significantes, pruebas t para una media poblacional son empleadas. Valores *P* por debajo de 0.05 (negritas) rechazan la hipótesis nula con un 95% de confianza, especificando una orientación diferente entre las Direcciones de Polarización Media (DPM) y el rumbo de las fallas más cercanas a las estaciones. Principalmente en el área norte se observan estos valores *P*, en donde las estaciones HU04, HU05, HU08, y HU13 están localizadas ([Tabla 3.5.4.1.1](#)). Sin embargo, en las áreas centro-sur, las polarizaciones rápidas de las estaciones HU03, HU06, y HU07 se correlacionan con las fallas cercanas, presentando valores DIF más bajos y valores *P* más altos que 0.05, excepto para la estación HU09. Por otro lado, también se observan importantes polarizaciones secundarias N-S, NE-SW, y WNW-ESE principalmente en las estaciones HU05 y HU08, probablemente relacionadas con pequeños sistemas de fallas locales (p.ej., UN2, UN3, y Los Conejos) o siguiendo antiguos alineamientos en la vecindad de la estación ([Figura 3.5.3.1.1](#)).

**Tabla 3.5.4.1.1.** Direcciones de polarización relativas principal PP and secundaria PS para cada estación sísmica analizada junto con sus respectivas principales direcciones de polarización media (DPM) (usando estadística circular, [Berens, 2009](#)). DIF = diferencia angular entre MPD y el rumbo de las fallas más cercanas con sus respectivos valores *P*. F.I. = Falla inferida; F. = Falla. El nombre de las fallas es: UN1 = No nombrada 1; UN2 = No nombrada 2; UN3 = No nombrada 3. Cabe mencionar que los valores de ángulos negativos miden del Norte al Oeste y del Sur al Este, mientras que los valores de ángulos positivos miden del Norte al Este y del Sur al Oeste.

Polarizaciones rápidas relativas (Estaciones)	DPM [°] (Estaciones) Todos los años	Rumbo relativo de la falla más cercana a cada estación [°]			
HU01 PP: NW-SE PS: NE-SW	-25.9	F.I. Malpais (-4) DIF = 21.9° <b>P-value = 0.25</b>	F.I. Antigua (-2) DIF = 23.9° <b>P-value = 0.209</b>		
HU02 PP: NE-SW NNE-SSW	23.5	F.I. Malpais (-36) DIF = 59.5° <b>P-value = 0.076</b>			
HU03 PP: WNW-ESE PS: NW-SE	-51.96	F.I. Malpais (-28) DIF = 23.96° <b>P-value = 0.031</b>			
HU04 PP: NW-SE PS: WNW-ESE	-30.57	F. Pedernal (22) DIF = 52.57° <b>P-value = 0.038</b>			
HU05 PP: NW-SE	-42.37	F. Los Humeros (18) DIF = 60.375° <b>P-value = 0.0000001</b>	F.I. Nueva (-7) DIF = 35.375° <b>P-value = 0.00001</b>	F.I. Morelia (82) DIF = 124.37° <b>P-value = 0</b>	F. Los Conejos (-1) DIF = 41.37° <b>P-value = 0.000001</b>
HU06 PP: NW-SE, PS: W-E, N-S	-42.98	F.I. Iman (-34.5) DIF = 8.48° <b>P-value = 0.273</b>	F.I. Nueva (-31) DIF = 11.98° <b>P-value = 0.198</b>		
HU07 NW-SE	-39.5	F. Maztaloya (-41) DIF = 1.5° <b>P-value = 0.438</b>	F.I. Antigua (-37) DIF = 2.5° <b>P-value = 0.4</b>		
HU08		F. Los Humeros	F. Los Conejos	F.I. Parajes	F.I. Nueva

PP: NW-SE PS: NE-SW	-50.93	(6) DIF = 56.93° P-value = 0.002	(-2) DIF = 48.93° P-value = 0.007	(84) DIF = 134.93° P-value = 0.0000003	(-2) DIF = 48.93° P-value = 0.007
HU09 PP: NW-SE PS: WNW- ESE, W-E	-54.03	F. Los Humeros (14) DIF = 68.03° P-value = 0.00005	UN1 (-19) DIF = 35.03° P-value = 0.013		
HU13 PP: NW-SE	-52	F.I. Antigua (-2) DIF = 50°	UN2 (2) DIF = 54°		

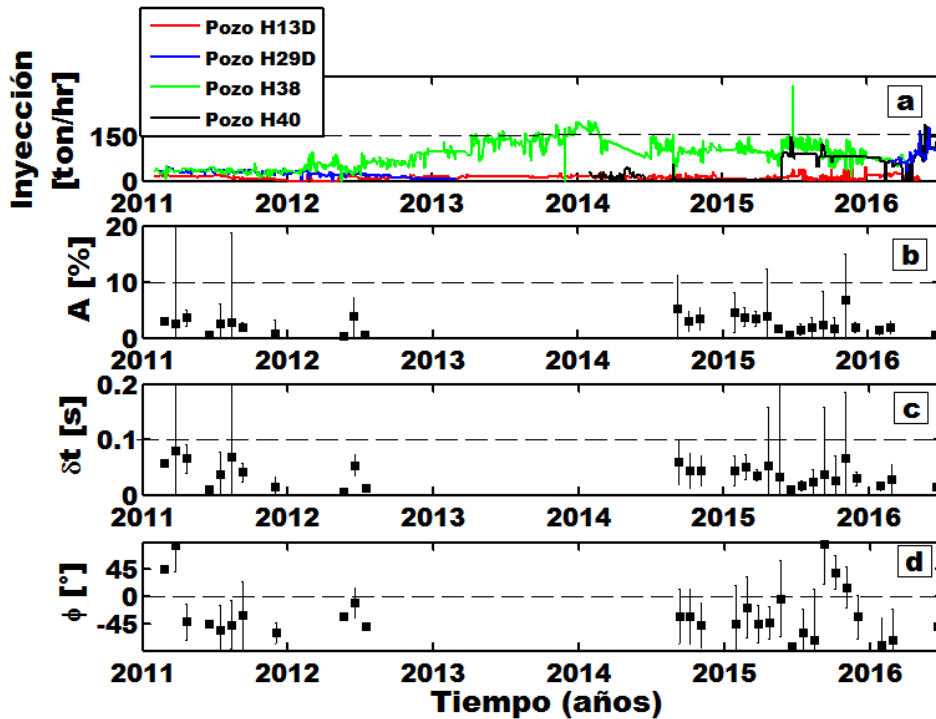
Lermo et al. (2008) llevó a cabo estudios de mecanismos focales en el CGLH, reportando un régimen de esfuerzo compresivo orientado NW-SE y un régimen de esfuerzo extensivo con orientaciones variables, el cual se ajusta con los valores de DPM en el área. Además, los resultados mostrados en la [Tabla 3.5.4.1.1](#), indican que las principales direcciones de polarización están en concordancia con la dirección del MFTB, y en menor medida con las fallas pre-existentes anilladas que siguen la forma de la caldera, principalmente en el área norte.

Perkins et al. (2016) y Maher y Kendall (2018) mencionan que las contribuciones de fallas pre-existentes, el peso gravitacional del volcán en sí (p.ej., los volcanes Uturuncu y Lazufre en el centro de los Andes), pueden afectar las direcciones de polarización rápida al cambiar las estructuras anisótropas en cualquier dirección. De acuerdo con Békési et al. (2019), cambios en la presión de sistemas hidrotermales/magmáticos someros, pudo afectar al CGLH, induciendo inversiones cíclicas de las fallas. Además, la operación del campo geotérmico durante los últimos 30 – 40 años, pudo haber generado subsidencias y deformaciones del subsuelo. Comparando nuestros resultados con los obtenidos por Rodríguez et al. (2012), los cuales fueron llevados a cabo al menos con 10 años de diferencia, es posible observar cambios en las principales direcciones de polarización para las estaciones HU01 – HU1, HU04 – HU4, y HU05 – S05 ([Figure 3.5.3.1.1](#)), lo cual podría proporcionar evidencia de cambios temporales recientes en las condiciones del esfuerzo local. No obstante, es posible que tales diferencias puedan simplemente ser debidas a cambios espaciales, relacionado con las variaciones entre los pares eventos sísmicos-estación, localizados a través del tiempo.

### 3.5.4.2 Análisis temporal y espacial de $\phi$ y $\delta t$

Operaciones de inyección de fluido fueron llevadas a cabo por la CFE de 2011 a 2016, usando los 4 pozos H13D, H29D, H38, y H40 (Lermo et al., 2016) ([Figura 3.5.4.2.1a](#)). En la [Figura 3.5.4.2.1](#), los valores medios de A,  $\delta t$ , y  $\phi$  son representados mensualmente, los cuales muestran variaciones entre ellos. Esas variaciones parecen tener una correlación con la tasa de inyección temporal. Por ejemplo, un aumento en los valores medios de A y  $\delta t$  hacia fines del año 2014 ocurre varios meses después de que el pozo H38 tuviera la tasa de inyección más alta y de que se haya reiniciado el pozo H40 (principios de 2014). Posteriormente, a mediados del año 2015, se incrementó la tasa de inyección en los pozos H38 y H40, disminuyendo los valores medios de A y  $\delta t$ , mientras que los valores medios  $\phi$  variaron. De igual forma, se observa un aumento en la media A y  $\delta t$  durante el año 2011 cuando todos los pozos de inyección presentaron la tasa más baja, mientras que los valores medios de  $\phi$  variaron. Esta característica puede deberse al inicio de la producción geotérmica, como ya se ha observado en trabajos anteriores (p.ej., Vlahovich et al., 2002; Rial et al., 2005; Tang et al., 2005, 2008; Mroczek et al., 2020). Por lo general, la inyección abre grietas nuevas o preexistentes aumentando la anisotropía al

aumentar el número de grietas abiertas, pero cuando aumenta la producción, la anisotropía también disminuye con el cierre de las fracturas (p.ej., [Mroczek et al., 2020](#)).



**Figura 3.5.4.2.1.** Tasa de inyección temporal (ton/h) entre 2011 y 2016 (a). Tendencias del porcentaje de anisotropía (b), tiempos de retrasos (c), y polarizaciones rápidas (d) con sus respectivas barras de error (95% de nivel de confianza), graficadas para el periodo estudiado.

La inyección de fluido a alta presión puede generar perturbaciones que afectan la estabilidad de la falla e inducir sismos locales ([Nicholson y Wesson, 1992](#)), generando cambios de volumen en el material circundante, y alterando la orientación de las fracturas por medio del llamado 'efecto *flip 90°*' (p.ej., [Crampin et al., 1996](#); [Angerer et al., 2002](#); [Tang et al., 2008](#)). Esto se reflejaría en variaciones de  $\phi$  y  $\delta t$  a través del tiempo (cambios en la orientación o densidad de la fractura), lo que es de gran interés para el monitoreo de la operación geotérmica.

[Lermo et al. \(2016\)](#) mencionaron que un incremento desde julio de 2015, en la tasa de inyección de fluido en el pozo H40 provocó una gran cantidad de sismos antes de un sismo anormal con  $M_w = 4.2$  el 8 de febrero de 2016, afectando y desestabilizando las estructuras del volumen de roca. De esta forma, podríamos plantear la hipótesis de que ha habido cambios en el estado de esfuerzos local, especialmente entre los períodos 2011-2012 y 2014-2016, en función de los cambios de tendencia de los parámetros  $\phi$  ([Figura 3.5.3.2.1a](#)) y  $\delta t$  ([Figura 3.5.3.1.4a](#); [Tabla 3.5.3.2.2](#)).

Para considerar la posibilidad de cambios en el estado de esfuerzos entre ambos períodos, se realizaron pruebas estadísticas para la diferencia de medias en dos grupos, empleando los parámetros  $\phi$  y  $\delta t$ . Para el parámetro  $\phi$ , el primer período, de febrero de 2011 a agosto de 2012, comprende 39 mediciones con un valor  $\phi$  promedio de  $-40.47^\circ$  y una desviación estándar de  $61.3^\circ$ . Mientras tanto, el segundo período, de septiembre de 2014 a agosto de 2016, comprende 106 mediciones con un valor  $\phi$  promedio de  $-45.51^\circ$  y una desviación estándar de  $72.192^\circ$ . El valor  $P$  obtenido (0.434) no rechaza la hipótesis nula con un 95% de confianza, y por tanto rechaza algún cambio. Asimismo, para el parámetro  $\delta t$ , el primer período (los mismos períodos que  $\phi$ ) comprende 39 mediciones con un valor  $\delta t$  promedio de 0.0483 s y

una desviación estándar de 0.0365 s. El segundo período comprende 106 mediciones con un valor  $\delta t$  promedio de 0.0393 s y una desviación estándar de 0.0325 s. La prueba arroja un valor  $P$  de 0.087, que no rechaza la hipótesis nula en el límite de confianza del 95%. Por tanto, ambas pruebas permiten considerar que no hubo cambio en los parámetros SWS entre ambos periodos. Desafortunadamente, el período para el cual las tasas de inyección son más altas en el pozo H38 (2013 y 2014), no se tuvo un completo monitoreo.

La operación de cualquier campo geotérmico podría cambiar la anisotropía del volumen de roca (p.ej., Vlahovic et al., 2002; Rial et al., 2005; Tang et al., 2008; Mroczek et al., 2020). Sin embargo, es difícil saber si las variaciones en los parámetros  $\phi$  y  $\delta t$  están siendo influenciadas no sólo por las operaciones geotérmicas sino también por las variaciones espaciales relacionadas con los diferentes hipocentros de las fuentes sísmicas, generadas cerca o lejos del sitio geotérmico, o con o sin la influencia de la operación geotérmica. Para analizar si las variaciones aparentes de  $\phi$  y  $\delta t$  en LHGF se debieron a anisotropía inducida por el esfuerzo, variaciones espaciales (diferentes trayectorias desde las fuentes sísmicas hacia las estaciones de registro), o ambas, en la Figura 3.5.4.2.2 se hace una comparación temporal entre los valores individuales de  $\phi$  y  $\delta t$  obtenidos para cada estación sísmica, y sus respectivos parámetros hipocentrales (latitud, longitud, y profundidad).

Las tendencias para todas las estaciones muestran parámetros hipocentrales individuales con rangos y desviaciones estándar menores a  $0.011^\circ$  en latitud,  $0.015^\circ$  en longitud, y 0.6 km en profundidad (Figuras 3.5.4.2.2 y 3.5.4.2.3). Estos valores nos permiten considerar la influencia de los cambios espaciales en las variaciones de  $\phi$  y  $\delta t$ , principalmente durante los años 2011 y 2016, debido a que tales diferencias pueden abarcar algunos kilómetros. Pero también tendencias muy similares dentro de elipses (marcadas con las letras A, B, C, D, y E, Figuras 3.5.4.2.2 y 3.5.4.2.3) pueden ser observados en algunas estaciones y durante algunos lapsos de tiempo, cuyos valores de desviación estándar son menores. Por ejemplo, los parámetros hipocentrales de las estaciones HU01 ( $0.0089^\circ$ ,  $0.0019^\circ$ , 0.58 km), HU05 ( $0.0014^\circ$ ,  $0.0064^\circ$ , 0.45 km), HU06 ( $0.0008^\circ$ ,  $0.0005^\circ$ , 0.12 km), HU07 ( $0.00014^\circ$ ,  $0.0005^\circ$ , 0.0 km), y HU08 ( $0.0026^\circ$ ,  $0.0035^\circ$ , 0.26 km) pueden abarcar de decenas a cientos de metros entre un evento y otro. Estos rangos estrechos podrían demostrar una menor influencia de los cambios espaciales en los valores de  $\phi$  y  $\delta t$ , y probablemente más una anisotropía inducida por cambios en el nivel del esfuerzo, principalmente relacionadas a la operación del campo geotérmico, lo cual puede reflejarse en fuertes cambios de  $\phi$  y  $\delta t$  (letras C, D, y E, Figura 3.5.4.2.2) asociados a cambios de presurización. Sin embargo, según la Figura 3.5.4.2.3, las estaciones HU06 y HU07 tienen los valores de desviación estándar más bajos, en comparación con el resto de estaciones con tendencias similares. Los valores de desviación estándar para los datos asociados con las elipses de las letras A3, C2, C3, y E3 fueron mayores, relacionados principalmente con la profundidad.



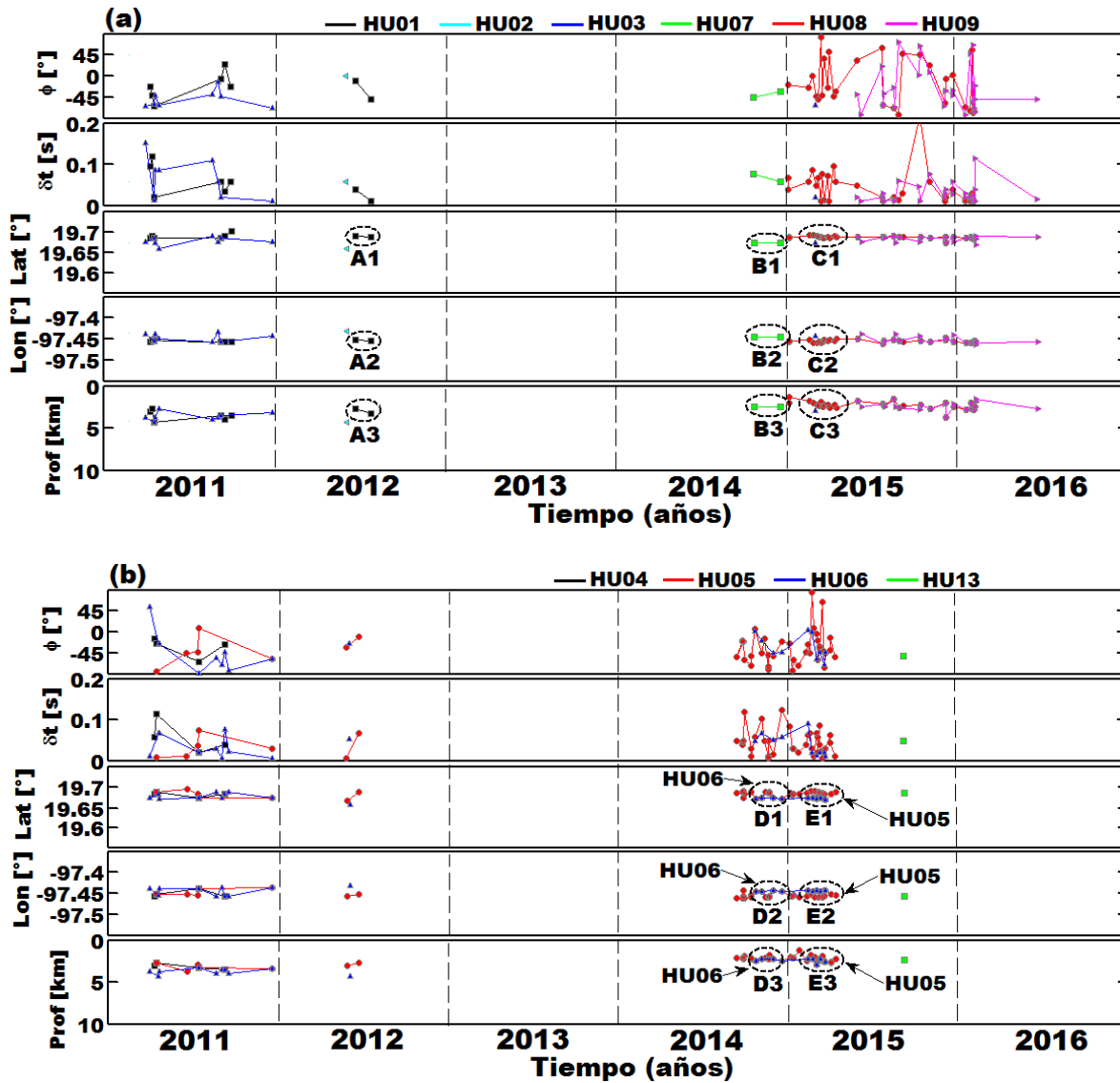


Figura 3.5.4.2.2. Comparación en el tiempo entre cada valor individual de  $\phi$  y  $\delta t$  para cada estación sísmica y sus respectivos valores hipocentrales de latitud, longitud, y profundidad. Las estaciones sísmicas analizadas en el gráfico superior son HU01, HU02, HU03, HU07, HU08, y HU09 (a), mientras que en el gráfico inferior son HU04, HU05, HU06, y HU13 (b). Los óvalos negros representados por las letras A, B, C, D, y E engloban conjuntos de datos con valores similares de latitud, longitud, y profundidad. Lon: Longitud, Lat: Latitud, Prof.: Profundidad.

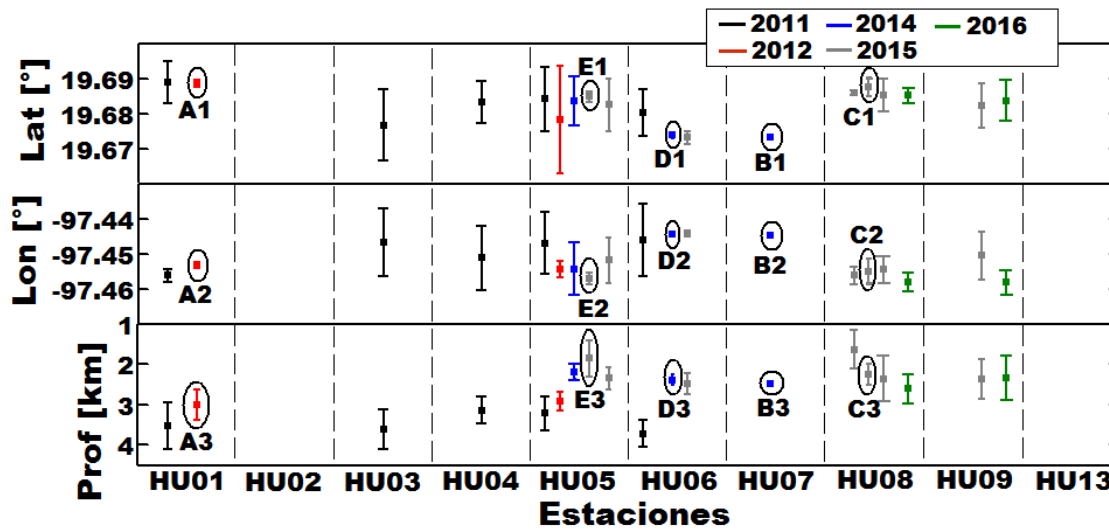
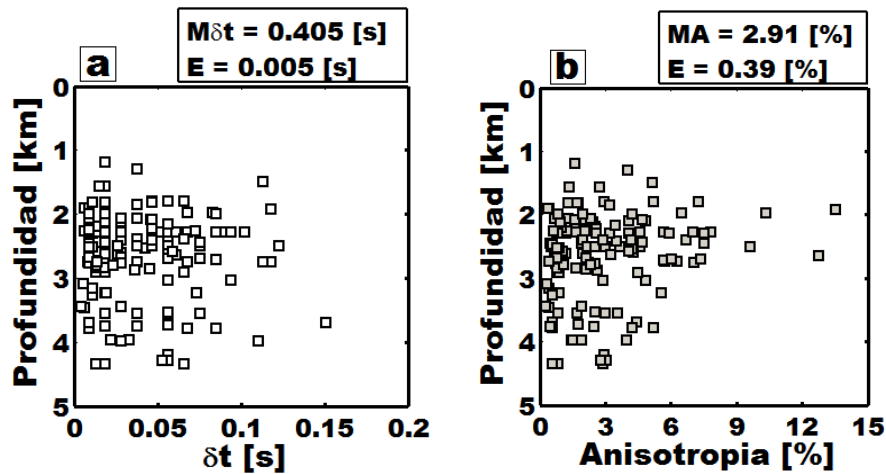


Figura 3.5.4.2.3. Promedios anuales de latitud, longitud, y profundidad con sus respectivas desviaciones estándar para cada estación sísmica. Las estaciones HU02 y HU13 no fueron consideradas debido a que no se tuvieron suficientes datos. Los óvalos negros, representados por las letras A, B, C, D, y E en algunas estaciones, corresponden a los datos igualmente seleccionados en los óvalos de la Figura 3.5.4.2.2. Las estaciones HU05 y HU08 presentan tres resultados para el año 2015 debido a que representan los datos no seleccionados dentro de círculos negros alargados durante el mismo año en la Figura 3.5.4.2.2.

### 3.5.4.3 Tiempo de retraso y fuerza de anisotropía

Dos áreas presentan altos tiempos de retraso junto con altos porcentajes de anisotropía (Figura 3.5.3.3.1), con polarizaciones rápidas principalmente hacia el NW-SE, NNW-SSE, y WNW-ESE (Figura 5.3.3.1.1). La primera área está localizada en la parte norte del CGLH, sobre las fallas Los Humeros, Los Conejos, UN3 y UN2, las fallas inferidas Morelia, y Nueva, y cerca de las estaciones HU05, HU08, y HU09. Mientras tanto, la segunda área se localiza en la parte centro-oriental, cerca de las fallas Viboras, A. Grande, la falla inferida Iman, y de las estaciones HU06, HU07, y HU09 (Figura 3.5.3.3.1). Los valores más altos del porcentaje de anisotropía ( $A > 9.0\%$ ) son obtenidos de eventos cuyas profundidades comienzan entre 1 y 2.5 km (Figuras 3.5.3.3.1, 3.5.4.3.1a), zona en la cual también se presenta una mayor variabilidad de polarizaciones rápidas (Figura 3.5.4.3.1b). Además, gracias al análisis de pervasidad (Figura 3.5.3.3.3), se puede observar que el estrato anisótropo más fuerte comienza a una profundidad de 2.5 km. Estas profundidades se correlacionan con la secuencias de andesitas y coladas de lava basáltica-andesítica cuya parte superior se conoce como formación Teziutlán (Cedillo-Rodríguez, 2000), la cual es importante por su alto nivel de fracturamiento y permeabilidad (Campos-Enríquez y Arredondo-Fragoso, 1992; Arellano et al., 2003; Gutiérrez-Negrín e Izquierdo-Montalvo, 2010). Esto permite considerar una fuerte interacción entre fallas pre-existentes y grupos de fracturas, permitiendo que los fluidos y sistemas hidrotermales circulen en el reservorio tal y como lo consideran Cedillo-Rodríguez (1999) y Arellano et al. (2003).



**Figura 3.5.4.3.1.** a) Gráficas de tiempo de retraso vs. profundidad, y b) Anisotropía vs. profundidad, para todos los resultados obtenidos durante todos los años. El promedio del porcentaje de anisotropía MA, el promedio del tiempo de retraso  $M\delta t$ , y sus errores E (95% del nivel de confianza), son mostrados en la parte superior de cada gráfica.

Las rutas con mayores valores de A se ubican en el norte del CGLH, existiendo igualmente algunas rutas con menores valores que cruzan una parte de la falla inferida Los Parajes y la falla UN2, terminando en la estación HU01. No obstante, en el centro-sur del CGLH es posible observar algunas rutas importantes que cruzan una parte de las fallas Los Humeros y Las Víboras, y la falla inferida Pamela (Figura 3.5.3.3.2b). En esta misma área, se observa también otra ruta que cruza de este a oeste por las fallas inferidas Iman, Nueva, Antigua, y Malpaís, siendo paralela a la falla Las Papas y terminando en la estación HU03, cerca del pozo inyector HD13. Esta última ruta podría ser concordante con los trabajos previos de atenuación sísmica realizados por Antayhua-Vera (2007) y Torres-Cuenca (2017), así como con los estudios de evaluación de esfuerzos (fracturas activas y conductoras) realizados por Urban y Lermo (2017), los cuales consideraron zonas permeables cerca de la falla Antigua, con profundidades de entre 1.0 y 1.6 km, y de entre 1.7 y 2.7 km. Por otro lado, Arzate et al. (2018) sugirieron que la falla las Papas corresponde a un sector resistivo poco profundo y con ausencia de conexiones con el reservorio geotermal. Sin embargo, analizando la Figura 3.5.3.3.2b es posible ver rutas con valores de A de entre 4.5% y 7%, cruzando la parte más occidental de las fallas las Papas, las Víboras, y las Cruces.

### 3.6 Conclusiones generales del análisis del CVTV y del CGLH

El estudio de anisotropía realizado por medio de la técnica SWS proporcionó información importante que permitió comprender los entornos geotérmicos y volcánicos. De acuerdo con los análisis de los hodogramas, es clara la división de onda de cizalla, evidenciando un comportamiento de polarización rápida principalmente en la dirección NW-SE (Figuras 3.3.3.1.1 y 3.5.3.1.2), pero también mostrando polarizaciones secundarias con ligeras diferencias durante cada año.

En el caso del CGTV, las principales polarizaciones se correlacionaron bien con las fallas regionales, influenciadas por el campo de esfuerzo regional compresor relacionado con la apertura del Golfo de California, no así en el caso del CGLH, cuyas principales polarizaciones parecen estar siendo influenciadas por el basamento tectónico del MFTB, y en menor medida por la orientación de las fallas y fracturas relacionadas con la caldera Los Humeros. Igualmente, estas polarizaciones no siguen el máximo campo de esfuerzo horizontal NE-SW en la región, lo cual resulta contrario a lo esperado. Esto indica que las principales direcciones de polarizaciones son fuertemente influenciadas por la

orientación de las estructuras geológicas y que pueden variar dependiendo de la profundidad, tal y como corresponde al CGTV. La prominente polarización NW-SE puede correlacionarse con un sistema anisótropo profundo y regional, mientras que a profundidades menores a los 5 km, estas polarizaciones pueden estar relacionadas a grupos de fracturas locales con diferentes orientaciones (Figura 3.3.4.2.5). Esta situación es igualmente observada en la parte norte del CGLH, posiblemente siguiendo las mismas hipótesis planteadas por Erten et al. (2001) y Elkibbi et al. (2005), lo que nos permite cuestionar si ciertos modelos como el ortorrómbico y monoclinico (Figuras 2.4.1 y 2.4.2), definen de mejor forma las estructuras geológicas que conforman tales ambientes volcánicos.

Las variaciones en el tiempo de  $\phi$  y  $\delta t$  tanto en el CGTV (Figuras 3.3.3.1.2a, 3.3.3.2.1, y 3.4.2.1.1) como en el CGLH (Figuras 3.5.3.1.4, 3.5.3.1.5, 3.5.3.2.1, 3.5.4.2.2, y 3.5.4.2.3), parecen indicar cambios constantes en el campo de esfuerzos, lo cual, si ese fuera el caso podrían deberse principalmente a la operación de los respectivos campos geotérmicos, así como a posibles fenómenos magmáticos y vulcanológicos, es decir a una anisotropía inducida por esfuerzos. Sin embargo, debido a los cambios espaciales de los diferentes eventos sísmicos en relación con la estación sísmica durante los periodos de tiempo estudiados (p.ej., CVTV Figuras 3.3.4.2.1, 3.3.4.2.1, y 3.3.4.2.1; CGLH, Figura 3.5.2.1a), permite ver que la principal influencia en las variaciones de  $\phi$  y  $\delta t$  son debido a una variación anisótropa azimutal. Esto ha permitido muestrear las diferentes estructuras anisótropas, y ello ha dictaminado tales variaciones de  $\phi$  y  $\delta t$ . No obstante, los pozos de inyección-producción han sido el principal mecanismo de activación sísmica en el área.

Los valores de  $\delta t$  y A permitieron delimitar áreas con una alta densidad de fracturamiento, presentando un mayor nivel al acercarse a la cadena de volcanes en el CVTV (p.ej., Figuras 3.4.1.1 y 3.4.2.1), pero también existiendo rutas y algunos otros lugares de alto fracturamiento en otras zonas fuera del complejo volcánico. En el caso del CGLH, el área norte presenta un mayor porcentaje de fracturamiento, a diferencia del áreas centro-sur (Figuras 3.5.3.3.1 y 3.5.3.3.2), permitiendo proponer las áreas de mayor fractura-permeabilidad dentro del CVTV y del CGLH.

Las operaciones geotérmicas han generado deformaciones en el volumen de roca que conforman tanto al CVTV como al CGLH, induciendo una gran cantidad de sismos con diferentes ubicaciones. Estos cambios espaciales (diferente información hipocentral) evidentemente han influido en las variaciones de los valores anuales y mensuales obtenido de  $\phi$ ,  $\delta t$ , y A. Sin embargo, no se puede descartar que la anisotropía obtenida este siendo igualmente influenciada por cambios en el nivel de esfuerzos, aunque resulta un tanto complicado poder comprobar esto.

### MODELADOS SINTÉTICOS DEL CAMPO DE ONDAS ACÚSTICO SOBRE MEDIOS FRACTURADOS

Varios modelos sintéticos, basados en las 'teorías del medio equivalente', han sido propuestos exitosamente, envolviendo expresiones matemáticas que permiten analizar características geológicas como fracturas, grietas, o poros. Los métodos numéricos han sido una valiosa herramienta que ha permitido simular y analizar fenómenos esenciales. Entre las numerosas técnicas, el método de diferencias finitas (MDF) ha sido particularmente versátil, siendo empleado para muchos propósitos (p.ej., medicina, geofísica, química, etc.). En el caso de la sismología, el método de diferencias finitas ha permitido analizar ondas directas, ondas primarias reflejadas, múltiples, ondas superficiales, frentes de onda, ondas reflejadas convertidas, ondas difractadas y críticamente refractadas (Kelly et al., 1976).

Con el uso de fronteras absorbentes, es posible simular campos de ondas acústicos o elásticos sin el efecto de reflejos sísmicos en los bordes, lo que permite analizar estructuras formadas bajo diferentes densidades y parámetros elásticos en un punto determinado del modelo propuesto. El MDF ha sido empleado en trabajos previos con el objetivo de analizar grietas predefinida (p.ej., Saenger et al., 2004); grietas saturadas por fluido (p.ej., Zhang et al., 2009); interacciones grieta-grieta (p.ej., Dahm y Becker, 1998); análisis de tiempos de viaje en medios agrietados (p.ej., Nelson y Vidale, 1990), entre muchos otros estudios (p.ej., Vidale, 1988, 1990; Podvin y Lecomte, 1991; Graves, 1996; Stekl y Pratt, 1998; Saenger y Shapiro, 2002; Moczo et al., 2002; Hustedt et al., 2004; Operto et al., 2009). Asimismo, se han realizado simulaciones numéricas para el análisis de medios viscoelásticos (p.ej., Carcione, 1990; Dong y McMechan, 1995); medios con anisotropía ortorrómbica (p.ej., Cheadle et al., 1991); medios anisótropos no homogéneos (p.ej., Lou y Rial, 1995); medios poroelásticos (p.ej., Itza et al., 2016), o medios heterogéneos (p.ej., Yang et al., 2010).

Cuando un campo de ondas sísmico es propagado sobre un medio, su energía es absorbida y atenuada como consecuencia de los diferentes tipos de estructurales, los cuales actúan como filtros (cambios en tensiones y deformaciones, Dvorkin et al., 1995), permitiendo solo el paso de una parte de la energía sísmica (Symans y Contantinou, 1998). De estas variaciones de energía sísmica, la disipación térmica (p.ej., Treitel, 1959; Savage, 1966), la fricción entre fisuras (p.ej., Walsh, 1966), el flujo de fluido disipativo (p.ej., Biot, 1956; Kozlov, 2007), la influencia de fluidos entre grietas y fracturas (p.ej., Walsh 1969; Mavko y Nur, 1979), o las diferentes escalas de las estructuras (p.ej., Liu y Martínez, 2012), representan los principales mecanismos y características que afectan la propagación del campo de ondas. Asimismo, la dispersión elástica (p.ej., Sato, 1990) y la atenuación inelástica (p.ej., Kozlov, 2007), mantienen una relación con la frecuencia sísmica y las características físicas de las estructuras (Leary, 1995).

En este capítulo, se llevan a cabo cinco pruebas sintéticas a partir de la propagación del campo de ondas acústico sobre modelos teóricos 2D, los cuales están conformados por estructuras de fracturas y lóbulos con diferentes formas, tamaños, y orientaciones. Estas estructuras, cuyos valores de densidad, de *lame*, y de densidad de fractura  $\epsilon$  varían, son consideradas como estructuras anisótropas. Sin embargo, al tratarse estructuras formadas por nodos interconectados en modelos 2D, las estructuras propuestas corresponden a modelos heterogéneos que intentan representar estructuras anisótropas. Estas simulaciones se realizaron con la finalidad de analizar: a) el comportamiento del campo de ondas acústico y b) el flujo de energía sísmica cinética (KEF, por sus siglas en inglés) y energía sísmica potencial (PEF, por sus siglas en inglés) sobre cada uno de los modelos propuestos en un determinado

tiempo. El enfoque hecho en este trabajo para analizar únicamente el campo de ondas acústico y no el elástico, se debe básicamente a que permite observar de mejor forma el comportamiento del campo de ondas durante su propagación. Además, el análisis del flujo de energía resulta menos confuso, ya que la propagación numérica del campo de ondas Sv, es diferente al campo acústico.

## 4.1 Modelos sintéticos

### 4.1.1 Análisis y desarrollo

Las ecuaciones diferenciales parciales bidimensionales, aproximadas mediante el MDF, se resuelven en una malla espacial discreta mediante procedimientos numéricos. Esta malla funciona empleando la técnica escalonada de segundo orden, basada en el trabajo de [Virieux \(1986\)](#), y permitiendo generar la propagación del campo de onda acústico o elástico a partir de una fuente puntual que simula un frente de onda circular en el tiempo. Las ecuaciones que permiten generar esta propagación en el plano x - z (ecuaciones 1-5) se basan en los estudios previos realizados por [Karat y Keller \(1959\)](#) y [White \(1965 p. 21\)](#), las cuales mantienen una relación directa en el tiempo entre los esfuerzos y las velocidades, debido a la naturaleza de la técnica de escalonamiento. Para el caso de un medio isótropo, las ecuaciones son expresadas como:

$$\frac{\partial v_z}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \left( \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} \right), \quad (4.1.1)$$

$$\frac{\partial v_x}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \left( \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial z} \right), \quad (4.1.2)$$

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial t} = \lambda \left( \frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_z}{\partial z} \right) + 2\mu \frac{\partial v_x}{\partial x}, \quad (4.1.3)$$

$$\frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial t} = \lambda \left( \frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_z}{\partial z} \right) + 2\mu \frac{\partial v_z}{\partial z}, \quad (4.1.4)$$

$$\frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial t} = (\mu) \left( \frac{\partial v_x}{\partial z} + \frac{\partial v_z}{\partial x} \right), \quad (4.1.5)$$

en donde  $\sigma$  representa los esfuerzos,  $v$  las velocidades,  $\mu$ ,  $\lambda$  y  $\rho$  son las constantes de Lamé y la densidad del medio respectivamente. En el caso acústico, los esfuerzos cortantes serán nulos ( $\sigma_{xz} = \sigma_{zx} = 0$ ).

Para la simulación del campo de ondas acústico, es importante conocer el contenido de frecuencias de la fuente, ya que influye en la dispersión numérica asociada problemas de discretización, específicamente mediante el submuestreo de la malla en el modelo propuesto (ver [Virieux, 1986](#)). En este caso, se necesita un mínimo de 10 nodos de malla por longitud de onda sísmica para garantizar un comportamiento no dispersivo del campo de ondas del sistema. El orden de aproximación para el uso del método de diferencias finitas, mantiene una relación entre el tiempo y la resolución que se desea mediante el número de nodos. Por lo tanto, la fuente puntual (la derivada de un pulso gaussiano) utilizada para cada prueba, presenta una frecuencia dominante de 4 Hz, la cual es apropiada para garantizar un comportamiento no dispersivo ([Figura 4.1.1](#)). Cuando la fuente puntual se propaga a través del medio, los valores de esfuerzos, deformaciones, y velocidades obtenidos se agregan iterativamente a los siguientes nodos durante un tiempo determinado  $t$ .

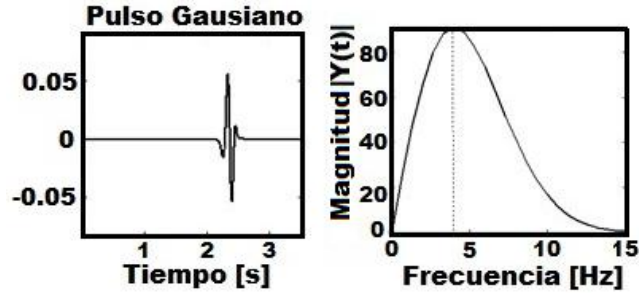


Figura 4.1.1. Pulso gaussiano utilizado como fuente puntual en tiempo (izquierda) y frecuencia (derecha).

#### 4.1.2 Modelos teóricos

En el análisis que sigue, los modelos propuestos se realizan bajo la base de un modelo isótropo (ecuación 4.1.6), en donde  $\lambda$  y  $\mu$  (constantes de Lamé) guardan una relación con la velocidad de onda P y S como:  $V_p = \sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\rho}}$  y  $V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$ , mientras que la velocidad lo hace con las componentes del campo de esfuerzos de ondas elástico.

$$c = \begin{bmatrix} \lambda + 2\mu & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda + 2\mu & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda & \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \mu & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \mu & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu \end{bmatrix} \quad (4.1.6)$$

Considerando que el modelo de mallas escalonadas conecta nodos, es posible modificar la velocidad de la onda P y la densidad de una secuencia de nodos relacionados con las estructuras propuestas (Figura 4.1.2), permitiendo representar a las Figuras 4.1.3, 4.1.6, 4.1.9, 4.1.15, y 4.1.17. Además, dado que el análisis está hecho para modelos 2D, el parámetro  $\varepsilon$  es calculado por medio de la expresión  $\varepsilon = \frac{A}{A'}$ , en donde  $A'$  representa a todos los nodos del medio, mientras que  $A$  representa únicamente los nodos de las estructuras propuestas en el modelo.

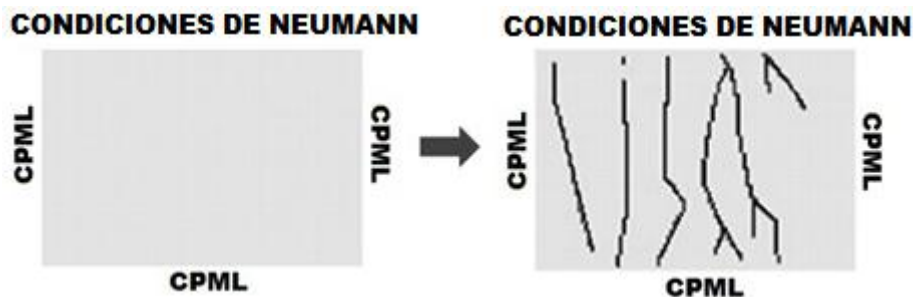


Figura 4.1.2. (Izquierda) medio sin una secuencia de nodos. (Derecha) medio con una secuencia de nodos, el cual representa las estructuras propuestas con diferentes propiedades de velocidad y densidad. En las orillas del modelo son aplicadas fronteras absorbentes del tipo CPML y condiciones de Neumann.

Fuera del área de análisis, se utilizan fronteras absorbentes de tipo *Convolutional Perfectly Matched Layer* (CPML, por sus siglas en inglés) en la parte inferior y en los lados del modelo propuesto (ver Komatitsch y Martin, 2007), así como condiciones de Neumann, fijando valores dependientes con  $\sigma_{xx} =$

$\sigma_{zz} = 0$  en la parte superior del modelo propuesto (Figura 4.1.2). Esto permite simular un campo de ondas acústico sobre un medio más real al evitar reflexiones de energía innecesariamente.

Las velocidad de onda P y las densidades empleadas en los modelos propuestos se obtuvieron del análisis de dos núcleos muestras de toba lítica (Tabla 4.1.1). El primer núcleo muestra se analizó sin un fracturamiento intencional, es decir, dejando las fracturas que ya existían en el núcleo muestra, mientras que el otro núcleo muestra se analizó después de que este fuera fracturado intencionalmente. Para realizar la fracturación, se humedeció el núcleo muestra con nitrógeno líquido y luego se calentó. Los valores obtenidos del núcleo muestra sin un fracturamiento intencional se utilizaron en el trasfondo de los modelos sintéticos propuestos. En el caso de los valores obtenidos del núcleo muestra con un fracturamiento intencional, se utilizaron en las estructuras propuestas para cada modelo propuesto.

**Tabla 4.1.1.** Valores promedio obtenidos del análisis del núcleo muestra de toba lítica en laboratorio.

	Velocidad onda P [m/s]	Densidad [g/cm <sup>3</sup> ]
Núcleo muestra sin fracturamiento intencional	834.90	1.763
Núcleo muestra con fracturamiento intencional	580.74	1.227

#### 4.1.3 Análisis del flujo de energía acústica

El flujo volumétrico de energía de deformación  $V$  proporciona las bases para el análisis y descripción de un medio (Carcione, 2007), cuya expresión general es:

$$2V = c_{ijkl}\epsilon_{ij}\epsilon_{kl}, \quad (4.1.7)$$

en donde  $c_{ijkl}$  representa el tensor de las constantes de elasticidad, mientras que  $\epsilon_{ij}$  y  $\epsilon_{kl}$  representan los tensores de deformación. El análisis del flujo de energía sísmica KEF/PEF o la densidad de energía, se realiza utilizando las ecuaciones de flujo de energía sísmica cinética y potencial (ecuaciones 4.1.8 y 4.1.9), calculadas a partir del campo de ondas acústicas. La teoría dice que la energía cinética está asociada con el movimiento de los cuerpos (Shearer, 2009), de modo que la ecuación 4.1.8 se relaciona con el movimiento del campo de ondas en el medio. Por otro lado, la energía potencial, que consiste en la capacidad del medio para realizar trabajo después de ser deformado (Shearer, 2009), representa en la ecuación 4.1.9 la respuesta del campo de ondas después de ser deformado y distorsionado por las estructuras del medio. El análisis KEF (*Kinetic Energy Flux*) de un campo de ondas acústicas por unidad de área está dado por (Sheriff y Geldar, 1995):

$$\frac{E_c}{A'} = \frac{1}{2}\rho|\bar{v}|^2, \quad (4.1.8)$$

en donde  $\rho$  es la densidad del cuerpo, y  $\bar{v}$  representa la velocidad. El análisis PEF (*Potential Energy Flux*) de un campo de ondas acústico por unidad de área se expresa como (Sheriff y Geldar, 1995):

$$\frac{E_p}{A'} = \frac{1}{2}\sum_i^2\sum_j^2\sigma_{ij}\epsilon_{ij}, \quad (4.1.9)$$

en donde  $\sigma_{ij}$  y  $\epsilon_{ij}$  son los elementos del tensor de esfuerzo y deformación. Otra descripción de los análisis KEF y PEF se pueden ver en Stein y Wyession (2003).



#### 4.1.4 Resultado de pruebas

Para garantizar un comportamiento no dispersivo, cada modelo propuesto está conformado por una malla de 421 x 378 nodos, con una longitud de 6315 m y una profundidad de 5670 m, lo que representa las dimensiones totales en longitud y profundidad respectivamente, cuya separación de cada nodo es de 15 m. Para cada modelo, la fuente puntual inicia su propagación a una distancia de 3157.5 m y una profundidad de 3150 m, permitiendo obtener para cada iteración de tiempo los correspondientes valores de esfuerzos, deformaciones, y velocidades que permiten calcular los valores de KEF y PEF en la parte superior de cada modelo. Fuera de la malla considerada, el flujo de energía sísmico será absorbido por las CPMLs. El tiempo total de grabación es de 7.0 segundos con un total de 4000 iteraciones, empleando la condición de estabilidad expresada como:  $V_{p\ max}\Delta t\sqrt{\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta z^2}} < 1$  (ver Virieux, 1986).

##### 4.1.4.1 Caso prueba 1. Análisis de medios formados con fracturas verticales subparalelas

Para esta prueba, se analiza el comportamiento del campo de ondas acústico y el flujo de energía sísmica KEF y PEF de siete modelos 2D conformados por fracturas verticales subparalelas (Figura 4.1.3), cuyos respectivos valores del parámetro  $\epsilon$  están enlistados en la Tabla 4.1.2.

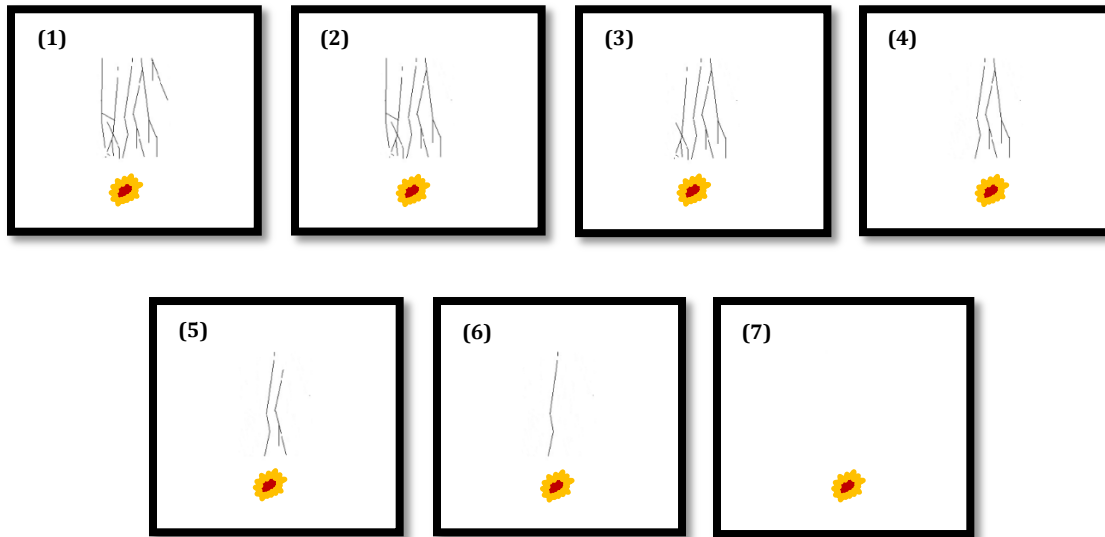


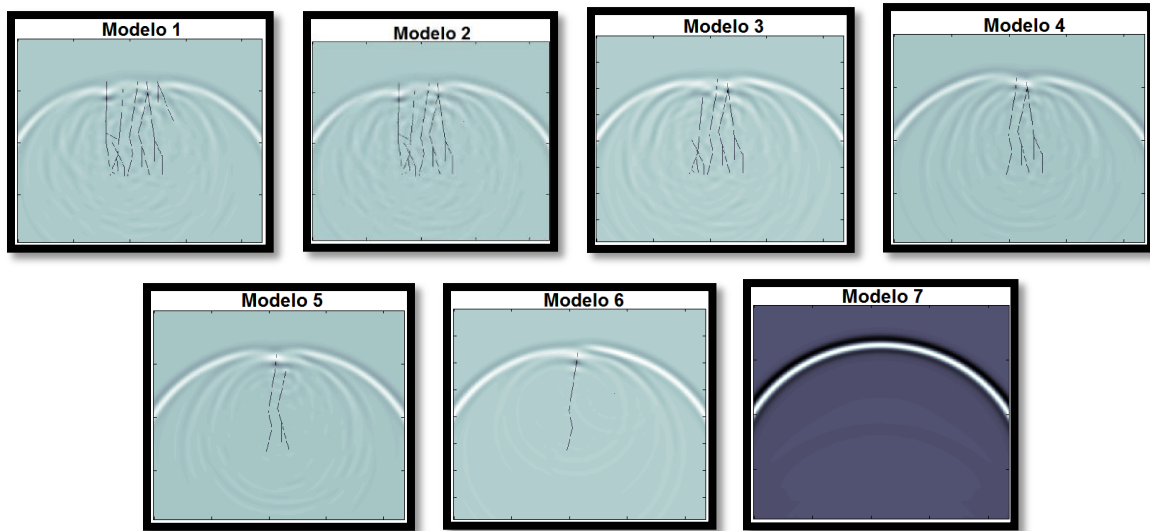
Figura 4.1.3. Modelos propuestos 1 – 7. La fuente puntual está representada por el símbolo asimétrico de color amarillo rojo.

Tabla 4.1.2. Valores del parámetro  $\epsilon$  usados en cada modelo del caso prueba 1.

Prueba 1	$\epsilon$
Modelo 1 (M1)	0.0079
Modelo 2 (M2)	0.0071
Modelo 3 (M3)	0.0058
Modelo 4 (M4)	0.0041

<b>Modelo 5 (M5)</b>	0.0025
<b>Modelo 6 (M6)</b>	0.0012
<b>Modelo 7 (M7)</b>	0.0000

La [Figura 4.1.4](#) muestra las instantáneas del campo de ondas acústico a medida que se propaga para un tiempo de 3.6 segundos. Al analizar las instantáneas, se pueden observar nuevos frentes de ondas, reflexiones, refracciones, y retrasos (atenuación) cuando el campo de ondas cruza las estructuras, especialmente las estructuras de los modelos 1, 2, y 3.



**Figura 4.1.4.** Instantáneas del comportamiento del campo de ondas acústico registradas en un tiempo  $t = 3.6$  segundos para cada uno de los modelos del caso prueba 1.

La [Figura 4.1.5](#) izquierda muestra el análisis KEF, en donde es posible ver que el comportamiento de cada línea, las cuales representan a cada uno de los modelos propuestos, es similar hasta aproximadamente los 5.2 segundos. Posteriormente a este tiempo, los modelos con valores más bajos de  $\epsilon$  (modelos 4, 5, y 6) incrementan su movimiento. Mientras tanto, en el caso del análisis PEF ([Figura 4.1.5](#), derecha), se observa una línea de secuencia similar hasta los 5.2 segundos, después de este tiempo, el comportamiento se incrementa en los modelos con un valor más alto de  $\epsilon$ , (modelos 1, 2, y 3), significando que el campo de ondas sufrió una mayor deformación en los modelos con mayor número de fracturas. Además, esto permite considerar que un medio más fracturado se deforma más fácilmente, al ser la reacción opuesta generada por la acción del movimiento del campo. Esta situación es similar a la analizada por [Dvorkin et al. \(1995\)](#), en donde mencionan que las partes blandas de un medio tienden a transferir más esfuerzo, deformación y en consecuencia una mayor variación de flujo de energía sísmica.

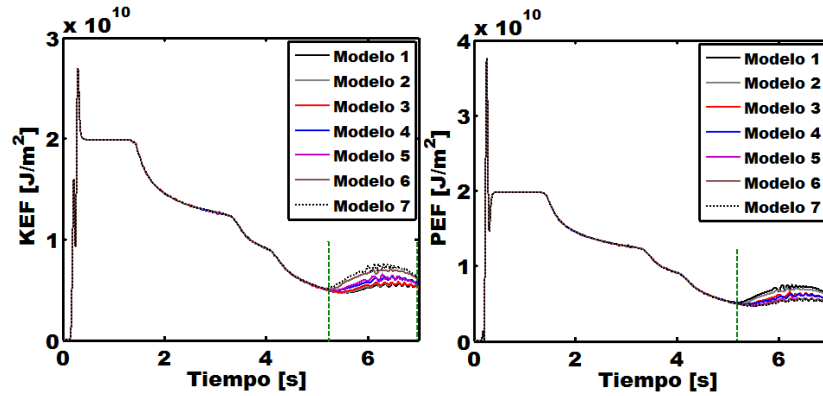


Figura 4.1.5. Comportamiento del flujo de energía cinética (análisis KEF, izquierda) y el flujo de energía potencial (análisis PEF, derecha) en un tiempo de 7 segundos, obtenido para cada uno de los modelos propuestos en la Figura 4.1.3.

La Figura 4.1.6 muestra una relación directa entre los valores KEF/PEF y  $\epsilon$ . Los valores puntuales de KEF y PEF fueron calculados como un promedio de los valores de la línea de secuencia entre el intervalo marcado por las líneas verdes discontinuas de los gráficos de la Figura 4.1.5, que es el intervalo registrado con los más notables efectos generados por las estructuras propuestas.

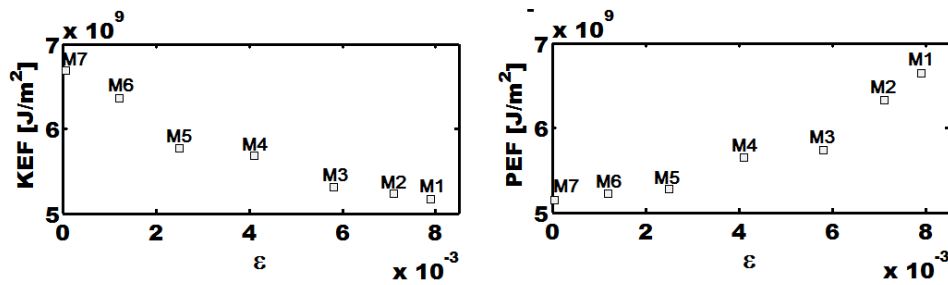
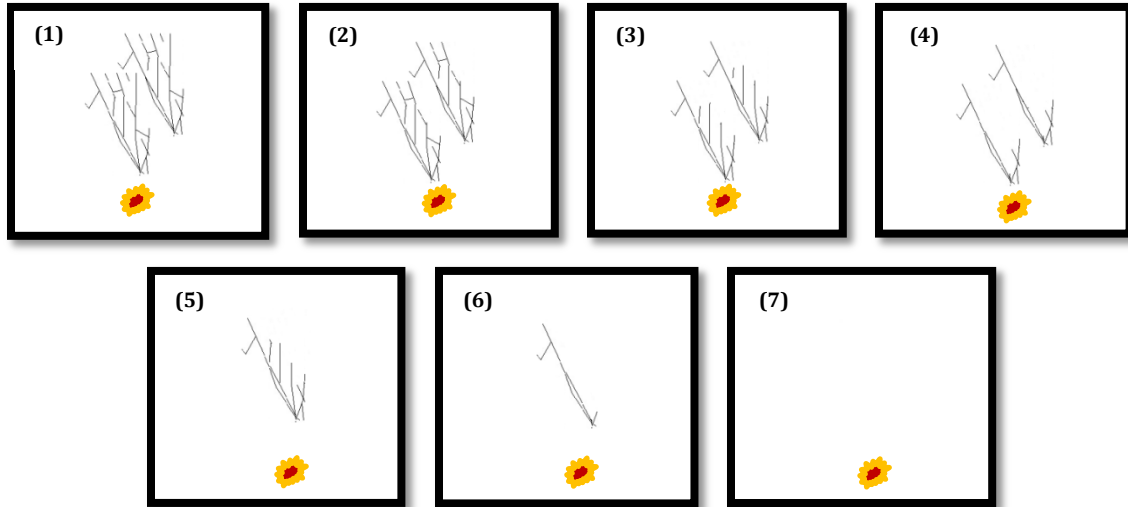


Figura 4.1.6. Gráficos de KEF/PEF vs.  $\epsilon$ , en los cuales se observa tendencias decrecientes (izquierda) y crecientes (derecha) conforme el valor de  $\epsilon$  se incrementa. M1, M2, M3, M4, M5, M6, y M7 corresponden a los modelos propuestos en la Figura 4.1.3.

#### 4.1.4.2 Caso prueba 2. Análisis de medios formados por fracturas inclinadas

En el caso prueba 2, se consideran siete modelos 2D cuyas estructuras representan fracturas con un cierto grado de inclinación en perspectiva al punto de origen de la fuente, como se ve en la Figura 4.1.7. Sus respectivos valores del parámetro  $\epsilon$  son enlistados en la Tabla 4.1.3.

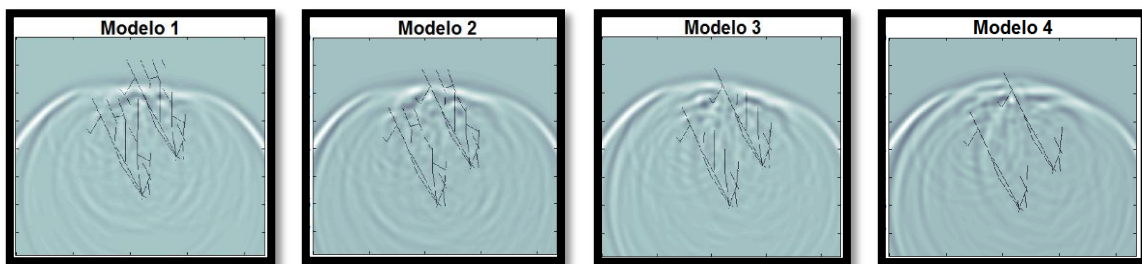


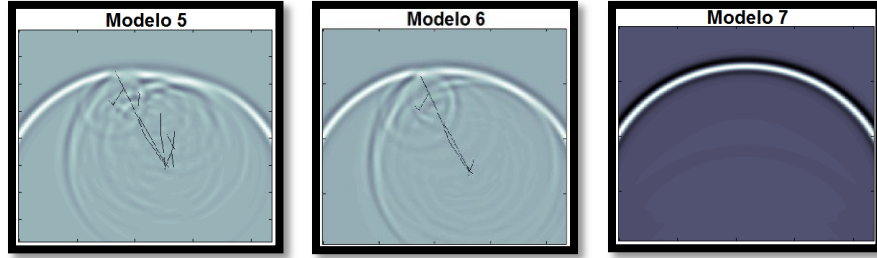
**Figura 4.1.7.** Modelos propuestos 1 – 7. La fuente puntual está representada por el símbolo asimétrico de color amarillo rojo.

**Tabla 4.1.3.** Valores del parámetro  $\epsilon$  usado en cada modelo de la prueba caso 2.

Prueba 2	$\epsilon$
<b>Modelo 1 (M1)</b>	0.013
<b>Modelo 2 (M2)</b>	0.011
<b>Modelo 3 (M3)</b>	0.009
<b>Modelo 4 (M4)</b>	0.006
<b>Modelo 5 (M5)</b>	0.005
<b>Modelo 6 (M6)</b>	0.002
<b>Modelo 7 (M7)</b>	0.000

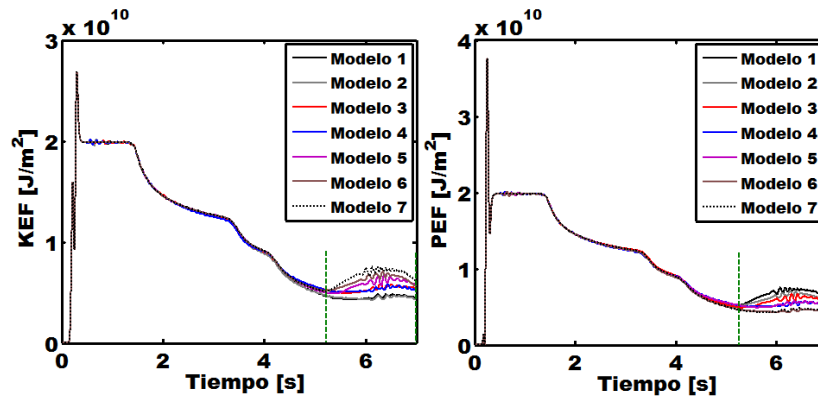
La [Figura 4.1.8](#) muestra las instantáneas del campo de ondas acústico para un tiempo de 3.6 s, mostrando significantes reflexiones, distorsiones, disipaciones de energía sísmica, y retrasos en los frentes de ondas, específicamente en los modelos con los valores más altos de  $\epsilon$  ([Tabla 4.1.3](#)).





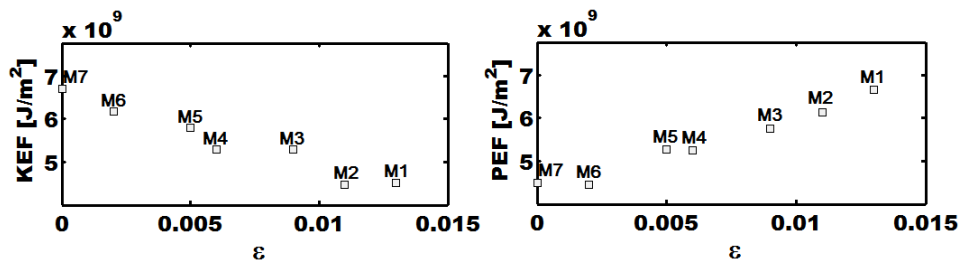
**Figura 4.1.8.** Instantáneas del comportamiento del campo de ondas acústico de cada uno de los modelos del caso 2, registrados para  $t = 3.6$  s.

Los resultados de KEF en la [Figura 4.1.9](#) izquierda, muestran un comportamiento similar para todos los modelos hasta aproximadamente 5 segundos, en donde es posible ver un aumento de la línea de tendencia de KEF cuando los modelos presentan un valor inferior de  $\epsilon$  (modelos 4, 5, y 6). El modelo 7 no incluye ninguna estructura, por lo que muestra el nivel más alto. Igualmente, el análisis PEF ([Figura 4.1.9](#), derecha) muestra una línea con una secuencia similar para cada modelo hasta los 5 segundos, posteriormente los efectos son mayores para los modelos con un valor más alto de  $\epsilon$  (modelos 1, 2, y 3).



**Figura 4.1.9.** Comportamiento del flujo de energía cinética (análisis KEF, izquierda) y el flujo de energía potencial (análisis PEF, derecha) en un tiempo de 7 segundos, obtenido para cada uno de los modelos propuestos de la [Figura 4.1.7](#).

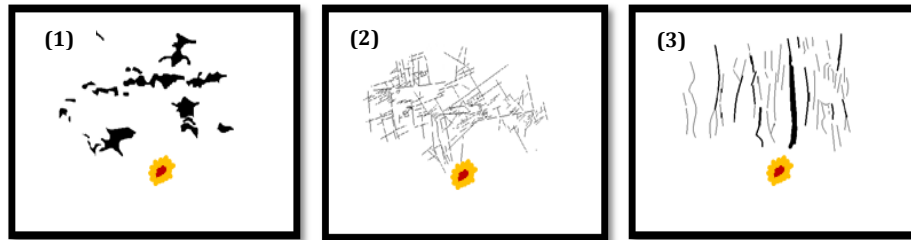
Al igual que en la [Figura 4.1.6](#), la [Figura 4.1.10](#) muestra una relación directa entre los análisis KEF/PEF y  $\epsilon$  para las estructuras propuestas en la [Figura 4.1.7](#), con algunas ligeras fluctuaciones entre los modelos M1 y M2 en el análisis de KEF, y M6 y M7 en el análisis PEF. Los valores puntuales de KEF y PEF fueron calculados como un promedio de los valores de la línea de secuencia entre el intervalo marcado por las líneas verdes discontinuas de los gráficos de la [Figura 4.1.9](#), que es el intervalo con los más notables efectos generados por las estructuras propuestas.



**Figura 4.1.10.** Gráficos de KEF/PEF vs.  $\epsilon$ , en los cuales se observa tendencias decrecientes (izquierda) y crecientes (derecha) conforme el valor de  $\epsilon$  se incrementa. M1, M2, M3, M4, M5, M6, y M7 corresponden a los modelos propuestos en la Figura 4.1.7.

#### 4.1.4.3 Caso prueba 3. Análisis de medios formados por diferentes tipos de estructuras

En esta tercera prueba se analizan tres modelos 2D, los cuales están conformados por fracturas con diferentes anchos, tamaños, y orientaciones, y estructuras en forma de lóbulo con diferentes formas y dimensiones (Figura 4.1.11). Los respectivos valores de  $\epsilon$  están enlistados en la Tabla 4.1.4.

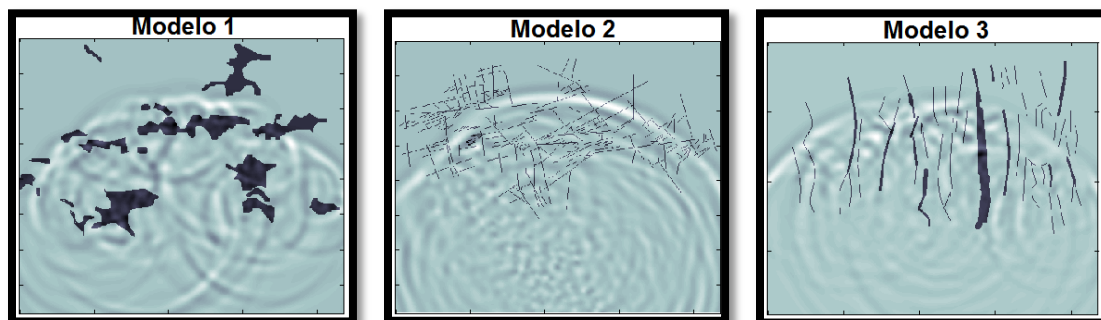


**Figura 4.1.11.** Modelos propuestos con diferentes estructuras: (1) lóbulos, (2) sistema de fracturas delgadas y pequeñas con varias orientaciones, y (3) distribución de fracturas verticales con diferentes anchuras y longitudes. La fuente puntual está representada por el símbolo asimétrico de color amarillo rojo.

**Tabla 4.1.4.** Valores del parámetro  $\epsilon$  usado en cada modelo del caso prueba 3.

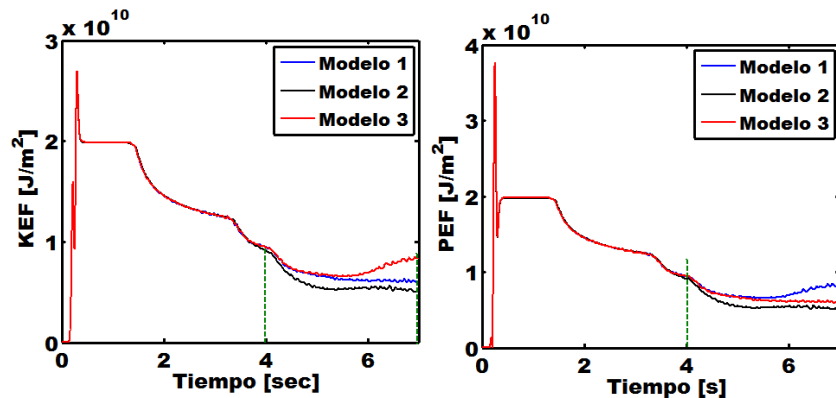
Prueba 3	$\epsilon$
Modelo 1 (M1)	0.086
Modelo 2 (M2)	0.027
Modelo 3 (M3)	0.040

La Figura 4.1.12 muestra las instantáneas del campo de ondas acústico propagado a través de los modelos de la Figura 4.1.11. La forma del frente de ondas en el modelo 2 muestra una menor alteración en comparación con los modelos 1 y 3, debido a que las fracturas propuestas presentan dimensiones más pequeñas (anchos y longitudes), con un menor valor de  $\epsilon$  en comparación con las estructuras de los modelos 1 y 3. No obstante, en el modelo 2 existe una mayor concentración de estructuras en un área más pequeña, observándose que el movimiento cinético del campo de ondas es ligeramente reducido hasta esa zona (Figura 4.1.12, modelo 2).



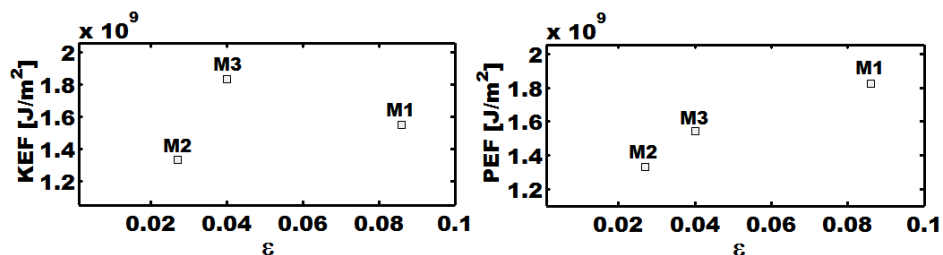
**Figura 4.1.12.** Instantáneas del campo de ondas acústico para cada uno de los modelos propuestos del caso prueba 3, registrados para  $t = 3.6$  s.

La gráfica izquierda de la [Figura 4.1.13](#) muestra el análisis KEF para los tres modelos, en donde es posible ver un comportamiento similar para todos los modelos hasta los 3.5 segundos, después de este tiempo, la tendencia mostrada por el modelo 3 es mayor en comparación con los modelos 1 y 2. Esto es posiblemente debido a las orientaciones de las estructuras en perspectiva a la fuente puntual y no por una relación directa con el valor de  $\varepsilon$ , ya que el modelo 2 presenta una tendencia con valores menores que el modelo 3. Además, la tendencia del modelo 2 decrece inmediatamente cuando el campo de ondas cruza la alta concentración de estructuras. Mientras tanto, la línea de tendencia PEF ([Figura 4.1.13](#), derecha) muestra un comportamiento similar hasta los 3.7 segundos. Después de este tiempo, la tendencia cambia en los modelos 1 y 3 debido a las características estructurales y a los valores de  $\varepsilon$ , más altos que en el modelo 2, afectando más el frente y campo de ondas, lo cual está directamente relacionado con la longitud de onda sísmica.



**Figura 4.1.13.** Comportamiento del flujo de energía cinética (análisis KEF, izquierda) y el flujo de energía potencial (análisis PEF, derecha) en un tiempo de 7 segundos, obtenido para cada uno de los modelos propuestos de la [Figura 4.1.11](#).

La [Figura 4.1.14](#) muestra gráficos entre los análisis KEF/PEF y  $\varepsilon$ , en donde es posible ver que no hay una relación directa entre el análisis KEF y las estructuras propuestas en la [Figura 4.1.11](#), mientras que en el análisis PEF si existe esta relación. Los valores puntuales de KEF y PEF fueron calculados como un promedio de los valores de la línea de secuencia entre el intervalo marcado por las líneas verdes discontinuas de los gráficos de la [Figura 4.1.13](#), que es el intervalo con los más notables efectos generados por las estructuras propuestas.



**Figura 4.1.14.** Gráfica de KEF vs.  $\varepsilon$  (izquierda), la cual no presenta una tendencia entre los modelos propuestos, mientras que la gráfica PEF vs.  $\varepsilon$  (derecha) sí. M1, M2, M3, M4, M5, M6, y M7 corresponden a los modelos propuestos en la [Figura 4.1.11](#).

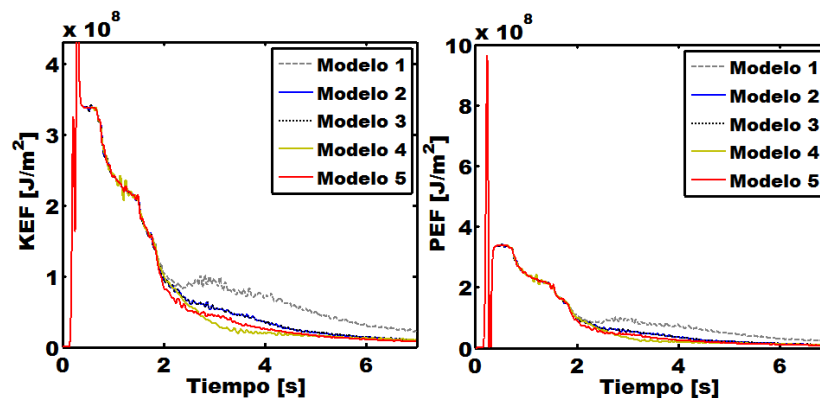
#### 4.1.4.4 Caso prueba 4. Análisis de medios formados por fracturas con diferentes orientaciones

En este caso prueba, se realizan simulaciones del campo de ondas acústico sobre medios conformados por fracturas, cuyas estructuras presentan la misma anchura, y similares longitudes y valores de  $\epsilon$ , pero diferentes orientaciones. La [Figura 4.1.15](#) muestra varias instantáneas del comportamiento del campo de ondas acústico propagándose en una  $t = 3.5$  sobre los cinco diferentes modelos propuestos, en donde el frente de ondas del modelo 1 parece mostrar una menor alteración en comparación con los otros modelos. Esto es posiblemente debido a que presenta fracturas más orientadas. Los modelos 3, 4, y 5 presentan una menor orientación de las fracturas.



**Figure 4.1.15.** Instantánea del campo de ondas acústico propagándose sobre modelos conformados por fracturas con diferentes orientaciones.

En la gráfica izquierda de la [Figura 4.1.16](#), se muestran el análisis KEF respecto al tiempo, en donde es posible ver que aquellos modelos con fracturas mejor orientadas (modelos 1 y 2) presentaron una tendencia con valores más altos. En la gráfica derecha de la [Figura 4.1.16](#) se presentan la tendencia del análisis PEF, en donde igualmente se observa que las fracturas con una mayor orientación presentaron una tendencia con valores más altos (modelos 1 y 2).

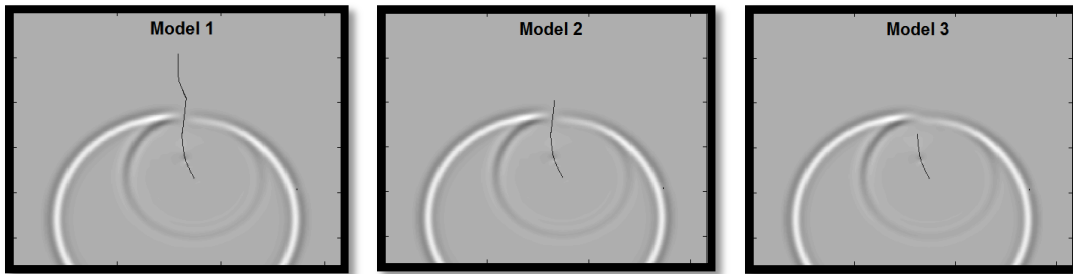




**Figura 4.1.16.** Comportamiento del flujo de energía cinética (análisis KEF, izquierda) y el flujo de energía potencial (análisis PEF, derecha) en un tiempo de 7 segundos, obtenido para cada uno de los modelos propuestos de la [Figura 4.1.15](#).

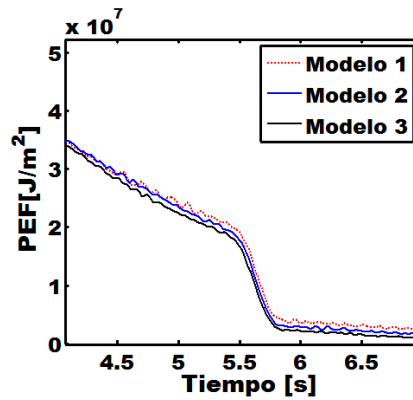
#### 4.1.4.5 Caso prueba 5. Análisis de un medio formado por una fractura con diferente longitud

En este caso prueba únicamente el análisis PEF es analizado, considerándose tres modelos sintéticos formados por una única fractura cuya longitud varía para cada uno de ellos ([Figura 4.1.17](#)). Esto es con el objetivo de analizar el trabajo realizado por un campo de ondas acústico. La [Figura 4.1.17](#) muestra las instantáneas del comportamiento del campo de ondas acústico, en donde los frentes de ondas parecen presentar comportamientos muy similares.



**Figure 4.1.17.** Instantáneas del campo de ondas acústico propagado sobre modelos conformados por una fractura cuya longitud varía de un modelo a otro. Registrados en un tiempo  $t = 3.6$  s.

La [Figura 4.1.18](#) muestra el análisis de PEF para los modelos 1, 2, y 3, con una relación directa entre la longitud de la fractura o el parámetro  $\epsilon$  y los valores de PEF, presentando valores ligeramente más altos para el modelo 1, el cual presenta la fractura más larga.



**Figura 4.1.18.** Comportamiento del flujo de energía potencial (análisis PEF) en un tiempo de 7 segundos, obtenido para cada uno de los modelos propuestos de la [Figura 4.1.17](#). El lapso de entre 4 y 7 segundos es para enfatizar los comportamientos de las líneas de tendencia.

#### 4.1.5 Discusiones y conclusiones

Los efectos sobre la energía sísmica debido a características estructurales propias de cada uno de los modelos propuestos son evidentes. Características tales como: el ancho, longitud, forma, proximidad entre cada estructura, así como su orientación en perspectiva hacia la fuente sísmica, influyen en gran medida en los resultados de los análisis KEF y PEF.

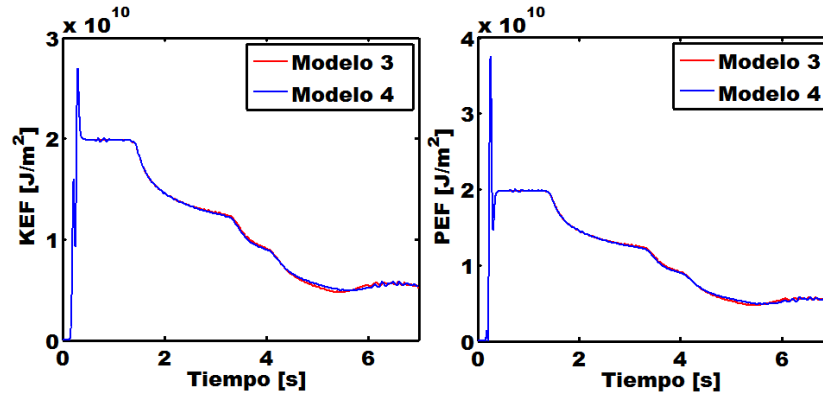
Los gráficos de análisis KEF y PEF en los casos prueba 1 y 2 mostraron una relación directa con  $\epsilon$  (Figuras 4.1.6 y 4.1.10), con valores de PEF más altos cuando los modelos presentan más estructuras (fracturas) y por tanto valores más altos de  $\epsilon$ , e inversamente para el análisis KEF. Sin embargo, esto no se corresponde con el caso de prueba 3, en donde a diferencia de las Figuras 4.1.6 y 4.1.10, la Figura 4.1.14 no indica una relación directa entre el análisis KEF y  $\epsilon$ , mientras que el análisis PEF sí. En este caso, son las características estructurales como dimensiones (tamaños y anchos), formas, ubicación, y orientación en perspectiva de la fuente, importantes en el resultado final de los efectos de KEF/PEF, por lo que no sólo dependen del valor de  $\epsilon$ .

Modelos con un mismo valor de  $\epsilon$  pero con diferentes características estructurales son afectados de diferente forma, aun sí el campo de ondas acústico que atraviesa las estructuras tenga la misma frecuencia sísmica. Por ejemplo, los modelos 1 y 3 del caso prueba 3 (Figuras 4.1.11 y 4.1.12) están formados por lóbulos en diferentes formas y tamaños, y por fracturas verticales con diferentes anchos y longitudes respectivamente, cuyas dimensiones superan la longitud de onda de la fuente e influyen principalmente en el análisis PEF, en comparación con el modelo 2 del caso prueba 3 (Figura 5.1.13).

En este sentido, analizando el caso prueba 3 es posible considerar que un número diferente de estructuras con diferentes formas y tamaños pueden generar flujos de energía similares o casi similares, como lo muestran las tendencias en el análisis PEF sobre los 6 segundos de los modelos 2 y 3 (Figura 4.1.13). Esto es similar a lo que mencionó Myer (2000) al observar que un grupo de grietas presentó el mismo efecto en el campo de ondas que una fractura de mayor dimensión, o como lo analizó Maultzsch et al. (2003a), en donde un número menor de grietas con dimensiones más grandes tienen el mismo efecto que un número mayor de grietas con dimensiones más pequeñas. No obstante, el frente y el campo de ondas se vieron afectados de forma diferente (Figura 4.1.12). Analizando la Figura 4.1.11, el modelo 2 del caso prueba 3 tiene un valor menor de  $\epsilon$  que el de los modelos 1 y 3 (Tabla 4.1.4), pero un mayor número de estructuras (fracturas) con diferentes orientaciones y ubicaciones, cuyas dimensiones son más pequeñas que las dimensiones de los modelos 1 y 3. Por lo tanto, los resultados de KEF (Figura 4.1.13) fueron más altos para los modelos 1 y 3 porque aunque los frentes de ondas están muy alterados, el movimiento cinético es mayor debido a un menor número de estructuras con una mayor separación entre ellas, mientras que en el modelo 2 la cercanía de cada estructura así como el mayor número de estructuras, reducen el movimiento. Por otro lado, los resultados del análisis PEF (Figura 4.1.13) fueron más altos para los modelos 1 y 3, ya que presentan una mayor deformación del campo de ondas por causa de estructuras más grandes (lóbulos y fracturas con diferentes anchos y longitudes) en comparación con las estructuras del modelo 2 (fracturas delgadas y pequeñas con varias orientaciones), presentando un campo de ondas más preservado. Esto permite considerar una relación entre el análisis PEF y la longitud de onda sísmica.

Los efectos en los frentes de ondas fueron una consecuencia directa de las estructuras del medio. Analizando los casos prueba 1 y 2, observamos que los frentes de onda y los campos de onda estaban ligeramente más afectados por fracturas inclinadas (oblicuas) en perspectiva al campo de ondas (Figura 4.1.8) que debido a fracturas verticales (Figura 4.1.4), con algunas ligeras variaciones en la tendencia de los análisis KEF y PEF durante los 4.5 segundos (Figuras 5.1.5 y 5.1.9). Sin embargo, es

posible comparar los valores KEF y PEF de modelos con valores casi similares de  $\epsilon$ . Por ejemplo, en el modelo 3 del caso prueba 1,  $\epsilon = 0.058$ , el cual está formado por seis fracturas (Figura 4.1.4), mientras que en el modelo 4 del caso prueba 2,  $\epsilon = 0.006$ , está formado únicamente por dos fracturas más largas (Figura 4.1.8). Los frentes de onda en el modelo 4 del caso de prueba 2 parecen estar ligeramente más alterados. No obstante, al comparar los análisis KEF y PEF en la Figura 4.1.19 no es posible observar cambios notables, esto debido a que ambos modelos están formados por fracturas con anchos, longitudes, y valores de  $\epsilon$  casi similares, pero con orientaciones un tanto diferentes (paralelas, sub-paralelas u oblicuas) en perspectiva a la fuente sísmica y al campo de ondas. Estas no afectan significativamente los resultados de KEF y PEF, al menos en los casos propuestos.



**Figura 4.1.19.** Comportamiento del flujo de energía cinética (análisis KEF, izquierda) y el flujo de energía potencial (análisis PEF, derecha) en un tiempo de 7 segundos, para el modelo 3 del caso prueba 1 y el modelo 4 del caso prueba 2.

Por otro lado, el análisis realizado en la Figura 4.1.19 no puede compararse con el análisis realizado en la Figura 4.1.16, ya que a pesar de tener el mismo ancho, ubicación, y valores de  $\epsilon$ , la orientación de cada una de las estructuras en perspectiva al campo de ondas es diferente. La Figura 4.1.16 muestra, para los modelos propuestos, que aquel con las estructuras más paralelas en perspectiva al campo de ondas permitirá un mayor movimiento cinético del campo pero también genera mayor trabajo-deformación (análisis KEF y PEF), mientras que para aquellos modelos con fracturas en muchas orientaciones, se tuvieron menores valores. En la Figura 4.1.18, el análisis PEF muestra una mayor deformación del campo de onda acústico cuando un medio presenta una fractura más larga, permitiéndonos considerar que un medio que contiene fracturas más largas, estas tenderán a incrementarse y a alterar más fácilmente el medio. Esto es considerando a Budiasnky y O'Connell (1976), que mencionan que entre contactos de granos y micro-fracturas, se suelen generar mecanismos microscópicos que comprimen y deforman el volumen de roca cuando la onda sísmica lo atraviesa.

En conclusión, con el uso del método de diferencias finitas en 2D se pudieron recrear algunos modelos conformados por diferentes tipos de estructuras, permitiendo observar la relación entre las tendencias KEF/PEF y  $\epsilon$  para las estructuras propuestas en los casos de prueba 1 y 2 (Figuras 4.1.6 y 4.1.10). En el caso prueba 3 no hubo una relación entre el análisis KEF y  $\epsilon$ , debido a la influencia de características propias como el número de estructuras en el medio y la separación o proximidad entre ellas (Figuras 4.1.13 y 5.1.14). No obstante, para el análisis PEF y  $\epsilon$ , si hubo una relación, siendo el campo de ondas acústico menos afectado por estructuras cuyas dimensiones fueron menores. Además, medios con fracturas preferencialmente orientadas o con fracturas más largas, deformaron mayormente el campo de ondas acústico (Figuras 4.1.16 y 4.1.18). En este sentido, se puede observar que la energía del campo de ondas acústico puede ser más fácilmente transmitida y más fácilmente deformable, dependiendo de las características estructurales que conforman el medio.

## DISCUSIONES Y CONCLUSIONES GENERALES

El estudio de anisotropía sísmica ha sido de gran importancia en áreas de investigación científica y exploración, cuyos métodos de análisis continúan mejorando y a la vez permitiendo obtener importantes resultados sobre reservorios fracturados. La metodología SWS propuesta y empleada en este trabajo de tesis y presentada en el capítulo III, permitió estudiar y analizar las características anisótropas de reservorios fracturados en ambientes volcánicos y geotérmicos. De estos estudios, se pudo delimitar las áreas con mayor nivel de fracturamiento, alcanzando valores de porcentajes de anisotropía de hasta 10.30% y 13.54% en el CVTV y en el CGLH respectivamente, así como una anisotropía pervasiva que inicia desde los 3.5 km y 2.0 km para ambos campos. Igualmente, se obtuvieron las direcciones de polarización rápida, las cuales fueron concordantes con los diferentes sistemas de fallas y fracturas, principalmente en el CVTV y solo en la parte sur del CGLH. No obstante, las polarizaciones rápidas que no se correlacionaron con las orientaciones de los sistemas estructurales, permitieron considerar posibles cambios de orientación en algunos sistemas de fracturas someros, debidos al efecto de la operación de los campos geotérmicos, y en algunos sistemas de fracturas profundos por efecto de cuerpos magmáticos intrusivos. Igualmente es posible que estas variaciones en las polarizaciones fueran debidas a las diferentes orientaciones que presentaron algunos sistemas de fracturas. En el caso de las direcciones de polarización anual, estas mostraron ser paralelas con respecto al máximo esfuerzo horizontal regional en el caso del CVTV, pero perpendicular en el caso del CGLH, situación que igualmente observaron [Miller y Savage \(2001\)](#). Esto evidenció la complejidad estructural que existe tanto en el CVTV como en el CGLH, los cuales evolucionan a través del tiempo con cambios en el volumen de roca.

Los valores obtenidos de  $\phi$  y  $\delta t$  en el CVTV y en el CGLH provinieron de una información sísmica que varió azimutalmente, es decir, cambio de acuerdo con la ubicación entre el evento sísmico y la estación sísmica. Esta información permitió un tipo de análisis anisótropo igualmente azimutal, el cual ha sido reconocido en muchos trabajos previos (p.ej., [Savage et al., 2010a](#); [Roman et al., 2011](#); [Maher y Kendall, 2018](#); [Piccinini y Saccorotti, 2018](#)), y que igualmente ha sido nombrado como variación anisótropa espacial. Sin embargo, en años anteriores esta forma de información sísmica era atribuida erróneamente a una variación temporal de los parámetros anisótropos, relacionada directamente a cambios en el campo de esfuerzos (p.ej., [Peacock et al., 1988](#); [Aster et al., 1990](#); [Liu et al., 2004](#)). Tanto en el CVTV como en el CGLH, existe evidencia del fenómeno de hidrotermalismo, intrusión de cuerpos magmáticos, y de una persistente operación geotérmica, los cuales han afectado fuertemente al volumen de roca de manera continua. Estos procesos en sí, generan cambios en el campo de esfuerzos local, algo que ha sido difícil de observar y estudiar de manera temporal por medio de la técnica SWS, pero que teóricamente puede ser deducido. En ese sentido, la búsqueda de una logística que permita observar tales cambios de esfuerzos en el tiempo, resulta importante, ya que permitiría monitorear tanto ambientes volcánicos como tectónicos de manera temporal y en tiempo real.

La metodología SWS desarrollada y empleada permitió obtener las características anisótropas de un pequeño conjunto de eventos sísmicos (558 en el CVTV y 128 en CGLH). Esto es en comparación con la gran cantidad de eventos analizados en otros trabajos previos (p.ej., 22 000 eventos por [Peng y Ben-Zion, 2004](#); 160 000 eventos por [Mroczek et al., 2020](#)). Al tratarse de un algoritmo híbrido, es decir, que realiza tanto análisis manuales como automáticos, se requiere del análisis directo humano, algo que otros autores también lo han considerado como importante y apropiado (p.ej., [Rial et al., 2005](#); [Elkibbi et al., 2005](#)), ya que se pueden analizar ciertas circunstancias y características particulares de la señal

anisótropa, que un algoritmo automático no podría. Sin embargo, cuando se requiere analizar una gran cantidad de señales sísmicas, el tiempo invertido también es mayor en la consumación del estudio, algo que puede limitar al algoritmo propuesto en este trabajo de tesis. Por lo tanto, es necesario mejorar el algoritmo, de manera que permita realizar el análisis de las señales sísmicas en un tiempo más rápido. No obstante, el empleo de esta metodología resultó importante no solo por su carácter explorativo, sino también por su carácter analítico, al permitir suponer ciertas situaciones a partir de los resultados de los parámetros anisótropos y correlacionarlos con la teoría.

Por otro lado, el uso de métodos numéricos como herramienta alternativa resulta importante al permitir analizar fenómenos que son difíciles de observar de manera real y directa, dándole un sentido más académico debido a la posibilidad de proponer particularmente parámetros y estructuras que pueden ajustarse con la realidad. En este caso, el empleo del método de diferencias finitas por medio de la técnica de mallas escalonadas, permitió analizar, visualizar, e interpretar el campo de ondas acústico durante su propagación sobre diferentes modelos teóricos. Estos modelos estuvieron conformados por fracturas y lóbulos cuyos valores de densidad de fractura parecieron guardar una cierta correlación con el flujo de energía KEF y PEF pero no en todos los casos, además de presentar notables efectos en los frentes de ondas. Gracias al análisis sintético, fue posible observar que ciertas características como son el ancho, la longitud, la forma de la fractura o estructura, la separación entre estructuras, la orientación de la estructura respecto al frente de ondas que se propaga, así como a la frecuencia sísmica empleada en la fuente, resultan influyentes en el comportamiento del campo de ondas y en el flujo de la energía KEF y PEF. Esto es corroborado en cada una de las pruebas propuestas en el capítulo 4, siendo mayor el flujo de energía KEF cuando menor estructuras hubo, cuando las estructuras fueron más paralelas al frente de ondas, y cuando estuvieron más separadas. Mientras tanto, los valores de PEF fueron mayormente influenciados por estructuras con dimensiones más grandes que la frecuencia sísmica empleada en la fuente, y por estructuras menos separadas entre ellas. Es así, que estas particularidades que sólo pueden ser apreciadas a partir de técnicas numéricas, invitan a mejorar su implementación. Por lo tanto, estos estudios podrían tener un mayor alcance al pasar de modelos 2D a 3D, o al implementarlos bajo parámetros anisótropos directos, y bajo diferentes tipos de condiciones, como pueden ser los análisis desarrollados en algunos trabajos previos de medios equivalentes. Además, las simulaciones se realizaron para un campo de ondas acústico y no elástico, el cual no corresponde con lo que ocurre en la realidad, pero que si facilitó el objetivo de este trabajo, por lo que es posible llevar a cabo estudios con un grado de complejidad mayor, lo cual dependerá de los objetivos que se requieran.

Finalmente, este trabajo de tesis contribuye de manera importante en el estudio y análisis de medios fracturados, directamente por medio de la técnica SWS e indirectamente por medio del empleo del método de diferencias finitas. Ambos estudios, a la vez, permitieron la recopilación de manera importante de muchos trabajos previos, que igualmente pueden ser de gran ayuda en la búsqueda de información teórica. Además, estos trabajos han dejado en evidencia que los estudios de exploración sísmica sobre medios fracturados, resultan limitados cuando se aplican métodos de inversión considerando modelos isótropos transversos. En ese sentido, un modelo ortorrómbico o monoclinico resultaría más apropiado para la exploración. Igualmente, es necesario considerar que para ciertas profundidades en la corteza terrestre superior, cabe la posibilidad de que se acomoden de mejor forma diferentes tipos de sistemas estructurales con características y orientaciones propias, que pueden estar sujetas a diferentes fenómenos (p.ej., magmatismo o hidrotermalismo), como es el caso del CVTV y del CGLH.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguilera R. 1980. *Naturally Fractured Reservoirs*. Penn Well Publishing Company.
- Aguilera, R., 1998. *Geologic aspects of naturally fractured reservoirs*. *The Leading Edge* 17, 1667-1670.
- Ake, J., Mahrer, K., O'Connell, D., Block, L., 2005. *Deep-injection and closely monitored induced seismicity at Paradox Valley, Colorado*. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95, 664-683.
- Aki, K., 1969. *Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves*. *Journal of geophysical research*, 74(2), 615-631.
- Aki, K., Richards, P.G., 1980. *Quantitative Seismology Theory and Methods*, W.H. Freeman, San Francisco.
- Aki, K., Richards, P. G., 2002. *Quantitative seismology*.
- Alford, R., 1986. *Shear data in the presence of azimuthal anisotropy: 56th Annual International Meeting, SEG, Expanded, Abstracts*, 476-479.
- Alkhalifah, T., Tsvankin, I., 1995. *Velocity analysis for transversely isotropic media*. *Geophysics* 60, 1550-1566.
- Allmendinger, R. W., Cardozo, N., Fisher, D., 2012. *Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology: Cambridge University Press (book to be published in early 2012)*.
- Amoroso, O., Maercklin, N., Zollo, A., 2012. *S wave identification by polarization filtering and waveform coherence analyses*. *Bulletin of the seismological society of America* 102 2:854 - 861.
- Anderson, D. L., 1961. *Elastic wave propagation in layered anisotropic media: Journal of Geophysical Research*, v.66 (9), p. 2953-2963.
- Anderson, D. L., 1989. *Theory of the Earth: Blackwell Scientific Publications, Boston*, 366 pp.
- Anderson, D. L., Dziewonski, A. M., 1982. *Upper mantle anisotropy: evidence from free oscillations*, *Geophys. J. R. astr. SOC.*, 69, 383-404.
- Anderson, D. L., Minster, B., Cole, D., 1974. *The effect of oriented cracks on seismic velocities*. *Journal of Geophysical Research*, 79(26), 4011-4015.
- Ando, M., 1984. *ScS polarization anisotropy around the Pacific Ocean*, *J. Phys. Earth*, 32, 179-196.
- Ando, M., Ishikawa, Y., 1982. *Observations of shear-wave velocity polarization anisotropy beneath Honshu, Japan: two masses with different polarizations in the upper mantle*, *J. Phys. Earth*, 30, 191-199.
- Ando M., Ishikawa Y., Wada H. 1980. *S-wave anisotropy in the upper mantle under a volcanic area in Japan*. *Nature* 286, 43-46.
- Ando, M., Y. Ishikawa, Yamazaki, F., 1983. *Shear wave polarization anisotropy in the upper mantle beneath Honshu, Japan*, *J. Geophys. Res.*, 88, 5850-5864.
- Angerer, E., Crampin, S., Li, X.Y., Davis, T.L., 2002. *Processing, modeling, and predicting time-lapse effects of overpressured fluid-injection in a fractured reservoir*. *Geophys J Int* 149: 267 - 280.
- Antayhua-Vera, Y. T., 2007. *Sismicidad en el Campo Geotérmico de los Humeros-Puebla (1997-2004), Su Relación Con los Pozos y la Tectónica Local*. Master Thesis, UNAM, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra. México. D.F.
- Antayhua-Vera, Y., Lermo-Samaniego, J., Quintanar-Robles, L. Campos-Enríquez, O., 2015. *Seismic activity and stress tensor inversion at Las Tres Vírgenes Volcanic and Geothermal Field (México)*, *JVGR*, 305, 19 - 29.
- Arellano, V.M., A. García, R.M. Barragán, G. Izquierdo, A. Aragón, Pizano, A., 2000. *Distribución inicial de presión y temperatura del campo geotérmico de Los Humeros*. *Boletín Instituto de Investigaciones Eléctricas-Comisión Federal de Electricidad*, 450 pp.
- Arellano, V. M., García, A., Barragán, R. M., Izquierdo, G., Aragón, A., Nieva, D., 2003. *An updated conceptual model of the Los Humeros geothermal reservoir (Mexico)*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 124 (1), 67-88.

- Armstrong, P., Ireson, D., Chmela, B., Dodds, K., Esmersoy, C., Miller, D., Lynn, H., 1994. [The promise of elastic anisotropy. Oilfield Review, 6\(4\), 36-47.](#)
- Arzate, J., Corbo-Camargo, F., Carrasco-Núñez, G., Hernández, J., Yutsis, V., 2018. [The Los Humeros \(Mexico\) geothermal field model deduced from new geophysical and geological data. Geothermics, 71, 200-211.](#)
- Assad, J., Tathman, R., McDonald, J., 1992. [A physical model study of microcrack-induced anisotropy, Geophysics, 57, 1562 – 1570.](#)
- Aster, R. C., Shearer, P. M., Berger, J., 1990. [Quantitative measurements of shear wave polarizations at the Anza seismic network, southern California: Implications for shear wave splitting and earthquake prediction. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 95\(B8\), 12449-12473.](#)
- Atkinson, B. K. 1984. [Subcritical crack growth in geological materials. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 89\(B6\), 4077-4114.](#)
- Auld, B. A., 1990a. [Acoustic fields and waves in solids, Vol I, Krieger Publ. Co.](#)
- Auld, B. A., 1990b. [Acoustic fields and waves in solids, Vol II, Krieger Publ. Co.](#)
- Avellán, D.R., Macías, J.L., Arce, J.L., Saucedo-Girón, R., Garduño-Monroy, V.H., Jiménez-Haro, A., Sosa-Ceballos, G., Cisneros, G., Bernal, J.P., Layer, P.W., García-Sánchez, L., Reyes-Agustín, G., Rangel, E., Navarrete, J.A., López-Loera, H., 2019. [Geology of the late Pleistocene Tres Virgenes Volcanic Complex, Baja California Sur \(México\). Journal of maps, 1-11.](#)
- Avouac, J. P., 2012. [Earthquakes: Human-induced shaking. Nature Geoscience, 5\(11\), 763.](#)
- Babuska, V., Cara, M., 1991. [Seismic Anisotropy in the Earth. Modern Approaches in Geophysics Vol 10 Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, pp 217.](#)
- Backus, G. E., 1965. [Possible forms of seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans, J. geophys. Res., 70, 3429-3439.](#)
- Backus, G. E., 1970. [A geometrical picture of anisotropic elastic tensors, Rev. Geophys. Space Phys., 8,633-671.](#)
- Baird, A. F., Kendall, J. M., Verdon, J. P., Wuestefeld, A., Noble, T. E., Li, Y., Fisher, Q. J., 2013. [Monitoring increases in fracture connectivity during hydraulic stimulations from temporal variations in shear wave splitting polarization. Geophysical Journal International, 195\(2\), 1120-1131.](#)
- Baisch, S., Weidler, R., Voros, R., Wyborn, D., de Graaf, L., 2006. [Induced seismicity during the stimulation of a geothermal HFR reservoir in the Couper Basin, Australia. Bull. Seismol. Soc. Am. 96, 2242-2256.](#)
- Bakulin, A., Grechka, V., Tsvankin, I., 2000. [Estimation of fractures parameters from reflection seismic data\\_Part III: Fractured models with monoclinics symmetry. Geophysics, 65, 1818 – 1830.](#)
- Banik, N.C., 1987. [An effective parameter in transversely isotropic media. Geophysics 52, 1654-1664.](#)
- Barton, C., Moos, D., Tezuka, K., 2009. [Geomechanical wellbore imaging: Implications for reservoir fracture permeability. AAPG bulletin, 93\(11\), 1551-1569.](#)
- Bath, M, 1974, [Spectral Analysis in Geophysics, Elsevier, Amsterdam.](#)
- Bear, L.K., Dickens, T.A., Krebs, J.R., Liu, J., Traynin, P., 2005. [Integrated velocity model estimation for improved positioning with anisotropic PSDM. The Leading Edge 24, 622-626.](#)
- Beker, M., Cella, G., DeSalvo, R., Doets, M., Grote, H., Harms, J., Hennes, E., Mandic, V., Rabeling, D., van den Brand, J., ..., 2011. [Improving the sensitivity of future GW observatories in the 1-10 Hz band: Newtonian and seismic noise, General Relativity and Gravitation, 43\(2\), 623-656.](#)
- Berens, P., 2009. [CircStat: a MATLAB toolbox for circular statistics. J Stat Softw, 31\(10\), 1-21.](#)
- Bernabe, Y., Brace, W. F., Evans, B., 1982. [Permeability, porosity and pore geometry of hot-pressed calcite. Mechanics of Materials, 1\(3\), 173-183.](#)
- Bernal-López, L. A., Garibaldi, B. R., Soto, G. L., Valenzuela, R. W., Escudero, C. R., 2016. [Seismic anisotropy and mantle flow driven by the Cocos slab under southern Mexico. Pure and Applied Geophysics, 173\(10-11\), 3373-3393.](#)

- Berryman, J. G., 1979. Long-wave elastic anisotropy in transversely isotropic media: *Geophysics*, 44, 8969-17.
- Bhattacharya, P., Viesca, R. C., 2019. Fluid-induced aseismic fault slip outpaces pore-fluid migration. *Science*, 364(6439), 464-468.
- Bianco, F., Castellanos, M., Del Pezzo, E., Ibañez, J.M., 1999. Attenuation of short-period seismic waves at Mt Vesuvius, Italy. *Geophysical Journal International*, 138(1), 67-76.
- Bianco, F., Castellanos, M., Milano, G., Ventura, G., Vilardo, G., 1998. The somma-Vesuvius stress field induced by regional tectonics: evidences from seismological and mesostructural data. *J Volcanol Geoth Res* 82:199 – 218.
- Biot, M. A., 1956a. Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. I. Low-frequency range: *J. Acoust. Soc. Am.*, 28, 168-178.
- Biot, M. A., 1956. Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. II. Higher frequency range. *The Journal of the acoustical Society of America*, 28(2), 179-191.
- Block, L. V., C. K. Wood, W. L. Yeck, V. M. King, 2015. Induced seismicity constraints on subsurface geological structure, Paradox Valley, Colorado, *Geophysical Journal International*, 200(2), 1170-1193.
- Bokelmann, G. H., Harjes, H. P., 2000. Evidence for temporal variation of seismic velocity within the upper continental crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B10), 23879-23894.
- Bonini, M., Cerca, M., Moratti, G., López-Martínez, M., Corti, G., Gracia-Marroquín, D., 2019. Strain partitioning in highly oblique rift settings: Inferences from the southwestern margin of the Gulf of California (Baja California Sur, México). *Tectonics*
- Booth, D. C., Crampin, S. 1983. The anisotropic reflectivity technique: theory. *Geophysical Journal International*, 72(3), 755-766.
- Booth, D. C., Crampin, S., 1984. Shear-wave polarizations on a curved wavefront at an isotropic free surface, *Geophys. J. R. astr. Soc.*
- Booth, D. C., Crampin, S., 1985. Shear-wave polarizations on a curved wavefront at an isotropic free surface. *Geophysical Journal International*, 83(1), 31-45.
- Booth, D. C., Crampin, S., Evans, R., Roberts, G., 1985. Shear-wave polarizations near the North Anatolian Fault-I. Evidence for anisotropy-induced shear-wave splitting. *Geophysical Journal International*, 83(1), 61-73.
- Booth, D.C., Crampin, S., Lovell, J.H., Chiu, J.-M., 1990. Temporal changes in shear wave splitting during an earthquake swarm in Arkansas. *J. Geophys. Res.* 95, 11151 - 11164.
- Bowman, R., Ando, M., 1987. Shear wave splitting in the upper mantle wedge above the Tonga subduction zone. *Geophys. J R* 88:25 - 41.
- Brace, W. F., 1980. Permeability of crystalline and argillaceous rocks. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech.* 17, 241-251.
- Brace, W. F., Kohlstedt, D. L., 1980. Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments, *J. geophys. Res.*, 85, 6248-6252.
- Brace, W. F., Padding, B. W., Scholz, C., 1966. Dilatancy in the fracture of crystalline rocks, *J. geophys. Res.*, 71, 3939-3953.
- Brown, R., Korrington, J., 1975. On the dependence of the elastic properties of a porous rock on the compressibility of the pore fluid. *Geophysics* 40, 608-616.
- Brown, R. J., Lawton, D. C., Cheadle, S. P., 1991. Scaled physical modelling of anisotropic wave propagation: multioffset profiles over an orthorhombic medium. *Geophysical Journal International*, 107(3), 693-702.
- Budayev, V. S., 1978. A point source of disturbance in an elastic anisotropic medium, (in Russian) *Izv. Akad. Nauk. SSSR, Fiz. Zemi* 1, 44-53; 28-33 of AGU English edition.
- Budiansky, B., O'Connell, R.J., 1976. Elastic moduli of a cracked solid. *International Journal of Solids & Structures* 12, 81-97.
- Bush, I., Crampin, S., 1991. Paris Basin VSPs: case history establishing combinations of fine-layer (or lithologic) anisotropy and crack anisotropy from modelling shear wavefields near point singularities. *Geophysical Journal International*, 107(3), 433-447.



- Byerlee, J., 1978. A review of rock mechanics studies in the United States pertinent to earthquake prediction, *Pure appl. Geophys.* 116, 586-602.
- Byun, B. S., Corrigan, D., Gaiser, J. E., 1989. Anisotropic velocity analysis for lithology discrimination. *Geophysics*, 54(12), 1564-1574.
- Cambiotti, G., Sabadini, R., 2013. Gravitational seismology retrieving centroid-moment-tensor solution of the 2011 tohoku earthquake, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(1), 183-194.
- Campos-Enríquez, J. O., Arredondo-Fragoso, J. J., 1992. Gravity study of Los Humeros caldera complex, Mexico: Structure and associated geothermal system. *Journal of volcanology and geothermal research*, 49(1-2), 69-90.
- Carcione, J. M., 1990. Wave propagation in anisotropic linear viscoelastic media: theory and simulated wavefields: *Geophys. J. Internat.*, 101, 739-750. Erratum: 1992, 111, 191.
- Carcione, J.M., 2001. *Wave Fields in Real Media. Theory and numerical simulation of wave propagation in anisotropic, anelastic and porous media. Pergamon Press*, 6, 187-193.
- Carcione, J.M., 2007. *Wave Fields in Real Media. Theory and numerical simulation of wave propagation in anisotropic, anelastic, porous and electromagnetic media, Elsevier. Second edition, extended and revised.*
- Carcione, J.M., Morency, C., Santos, J. E., 2010. Computational poro-elasticity. A review. *Geophysics*, 75(5), 75A229-75A243.
- Carter, J. A., Kendall, M., 2006. Attenuation anisotropy and the relative frequency content of split shear waves, *Geophys. J. Int.*, 165, 865 - 874.
- Carrasco-Núñez, G., López-Martínez, M., Hernández, J., Vargas, V., 2017a. Subsurface stratigraphy and its correlation with the surficial geology at Los Humeros geothermal field, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geothermics* 67, 1-17.
- Carrasco-Núñez, G., Bernal, J. P., Davila, P., Jicha, B., Giordano, G., Hernández, J., 2018. Reappraisal of Los Humeros volcanic complex by new U/Th zircon and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating: Implications for greater geothermal potential. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19(1), 132-149.
- Carrasco-Núñez, G., Hernández, J., De León, L., Dávila, P., Norini, G., Bernal, J. P., López-Quiroz, P., 2017b. Geologic Map of Los Humeros volcanic complex and geothermal field, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt/Mapa geológico del complejo volcánico Los Humeros y campo geotérmico, sector oriental del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano.
- Cedillo-Rodríguez, F., 1997. Geología del subsuelo del campo geotérmico de Los Humeros, Pue. Internal Report HU/RE/03/97. Comision Federal de Electricidad, Gerencia de Proyectos Geotermoelectricos, Residencia Los Humeros, Puebla, p. 30.
- Cedillo-Rodríguez, F., 1999. Modelo hidrogeológico de los yacimientos geotérmicos de Los Humeros, Puebla, México. *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*. 15, 159-170.
- Cedillo-Rodríguez, F., 2000. Hydrogeologic model of the geothermal reservoirs from Los Humeros. In: *Proceedings World Geothermal Congress 2000. Puebla, México Kyushu - Tohoku Japan*. pp. 1639-1644.
- Cervený, V., 1972. Seismic rays and ray intensities in inhomogeneous anisotropic media, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 29, 1 -13.
- Chacón-Hernández, F., Zúñiga, F. R., Lermo-Samaniego, J., Méndez, N. J., 2021a. Analysis of Shear Wave Splitting parameters in los Humeros geothermal field, Puebla, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 107210.
- Chacón-Hernández, F., Zúñiga, F. R., Campos-Enríquez, J. O., Lermo-Samaniego, J., Jiménez-Méndez, N. 2021b. Analysis of shear wave splitting anisotropy in the Tres Virgenes Volcanic Complex, Baja California Sur, Mexico. *Geothermics*, 94, 102115.
- Chapman, M., 2003. Frequency-dependent anisotropy due to meso-scale fractures in the presence of equant porosity, *Geophys. Prospect.*, 51, 369- 379.
- Chapman, M., Zatsepin, S.V., Crampin, S., 2002. Derivation of a microstructural poroelastic model. *Geophysical Journal International* 151, 427-451.
- Chapman, M., Maultzsch, S., Liu, E., Li, X. Y. 2003. The effect of fluid saturation in an anisotropic multi-scale equant porosity model. *Journal of applied geophysics*, 54(3-4), 191-202.

- Chattopadhyay, A., Saha, S., Chakraborty, M., 1996. The reflection of SV-waves in a monoclinic medium. *Indian Journal of Pure and Applied Mathematics*, 27, 1029-1042.
- Cheadle, S.P., Brown, R.J., Lawton, D.C., 1991. Orthorhombic anisotropy: A physical seismic modelling study. *Geophysics*, 56, 1603-1613.
- Chen, T. C., Booth, D. C., Crampin, S., 1987. Shear-wave polarizations near the North Anatolian Fault–III. Observations of temporal changes. *Geophysical Journal International*, 91(2), 287-311.
- Chen, X., Nakata, N., Pennington, C., Haffener, J., Chang, J. C., He, X., Walter, J. I., 2017. The Pawnee earthquake as a result of the interplay among injection, faults and foreshocks. *Scientific reports*, 7(1), 4945.
- Chesnokov, E.M., Queen, J.H., Vichorev, A., Lynn, H.B., Hooper, J., Bayuk, I., Castagna, J., Roy, B., 2001. Frequency-dependent anisotropy, *Expanded Abstracts*, 71st Ann. Int. SEG Mtng., 125.
- Chevrot S., 2000. Multichannel analysis of shear wave splitting. *Journal of Geophysical Research* 105, 21579–21590.
- Chichinina, T., 2014. Cross correlation function method for separation of shear waves S 1 and S 2 in azimuthally anisotropic media and an example of its application with real data. *SEG Las Vegas 2012 Annual Meeting*.
- Chitrala, Y., Moreno, C., Sondergeld, C., Rai, C., 2013. An experimental investigation into hydraulic fracture propagation under different applied stresses in tight sands using acoustic emissions, *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 108, 151-161.
- Chouet, B., 1996. Long-period volcano seismicity: Its source and use in eruption forecasting, *Nature*, 380, 309 – 316.
- Christensen, N. I., 1966. Shear wave velocities in metamorphic rocks at pressures to 10 kilobars, *J. Geophys. Res.*, 71, 3549-3556.
- Cocco, M., Rice, J. R., 2002. Pore pressure and poroelasticity effects in Coulomb stress analysis of earthquake interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B2), ESE-2.
- Cochran, E. S., Vidale, J. E., Li, Y. G., 2003. Near-fault anisotropy following the Hector Mine earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B9).
- COMESA, 1998. Informe sismológico final (vibrosismo). Sísmica 2D. Campo Geotérmico de Los Humeros. Informe RHU-002/98 para la Comisión Federal de Electricidad. Inédito.
- Cornet, F. H., Yin, J., 1995. Analysis of Induced Seismicity for Stress Field Determination and Pore Pressure Mapping, *Pure appl. geophys.* 45 (3/4), 677-700.
- Cornet, F. H., Helm, J., Poitrenaud, H., Etchecopar, A., 1997. Seismic and aseismic slips induced by large-scale fluid injections. In *Seismicity associated with mines, reservoirs and fluid injections* (pp. 563-583). Birkhäuser, Basel.
- Corral, A., 2004. Long-Term Clustering, Scaling, and Universality in the Temporal Occurrence of Earthquakes. *Phys. Rev. Lett.* 92 1-4.
- Corral, A., 2006. Dependence of earthquake recurrence times and independence of magnitudes on seismicity history. *Tectonophysics* 424, 177–193.
- Crampin, S., 1977. A review of the effects of anisotropic layering on the propagation of surface waves, *Geophys. J. R. astr. SOC.*, 49,9-27.
- Crampin, S., 1978. Seismic wave propagation through a cracked solid: polarization as a possible dilatancy diagnostic. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society* 53, 467–496.
- Crampin, S., 1981. A review of wave motion in anisotropic and cracked elastic media. *Wave Motion* 3:343–391.
- Crampin, S., 1983. Shear wave polarizations: A plea for three-component recording. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 1983* (pp. 425-428). Society of Exploration Geophysicists.
- Crampin, S., 1984. An introduction to wave propagation in anisotropic media. *Geophys J Roy Astr Soc* 76:17–28.
- Crampin S., 1984. Effective anisotropic elastic constants for wave propagation through cracked solids. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 76, 133–145.

- Crampin, S., 1985. Evaluation of anisotropy by shear-wave splitting. *Geophysics* 50, 142–152.
- Crampin, S. 1987. The basis for earthquake prediction. *Geophysical Journal International*, 91(2), 331-347.
- Crampin, S., 1987. Geological and industrial implications of extensive-dilatancy anisotropy, *Nature* 328, 491–496.
- Crampin, S., 1994, The fracture criticality of crustal rocks. *Geophys J Int.* 118:428–438.
- Crampin, S., 1996. *Anisotropists Digest 149 and 150.* [anisotropists@ sep. stanford. edu.](mailto:anisotropists@sep.stanford.edu)
- Crampin, S., 1999. Calculable fluid–rock interactions. *Journal of the Geological Society.* 156:501–514.
- Crampin, S., Booth, D. C., 1985. Shear-wave polarizations near the North Anatolian Fault-II. Interpretation in terms of crack-induced anisotropy. *Geophysical Journal International*, 83(1), 75-92.
- Crampin, S., Booth, D.C., 1989. Shear-wave splitting showing hydraulic dilatation of pre-existing joints in granite, *Sci. Drill.*, 1, 21-26.
- Crampin, S., Evans, R., 1986. Neotectonics of the Marmara Sea region of Turkey. *Journal of the Geological Society*, 143(2), 343-348.
- Crampin, S., Lovell, J.H., 1991. A decade of shear wave splitting in the Earth's crust: what does it mean? what use can we make of it? and what should we do next? *Geophys J Int* 107:387–407.
- Crampin, S., Leary, P. C., 1993. Limits to crack density: the state of fractures in crustal rocks. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 1993* (pp. 758-761). Society of Exploration Geophysicists.
- Crampin, S., Zatsepin, S.V., 1997. Modelling the compliance of crustal rock: II. Response to temporal changes before earthquakes. *Geophys. J. Int.* 129, 495 – 506.
- Crampin, S., Chastin, S., 2003. A review of shear-wave splitting in the crack-critical crust. *Geophys. J. Int.* 155:221–240.
- Crampin, S., Peacock, S., 2008. A review of the current understanding of shear-wave splitting and common fallacies in interpretation: *Wave Motion*, 45, 675–722.
- Crampin, S., Gao, Y., 2013. *The New Geophysics: Terra Nova*, 25, 173–180.
- Crampin, S., McConigle, R., Bamford, D., 1980. Estimating crack parameters from observations of P-wave velocity anisotropy, *Geophysics*, 45, 345-360.
- Crampin, S., Atkinson, K., Evans, R., 1984. Earthquake prediction: a new physical basis. *Geophysical Journal International*, 76(1), 147-156.
- Crampin, S., Ando, M., McGonigle, R., 1986. Extensive dilatancy anisotropy beneath Mount Hood, Oregon and the effect of aspect ratio on seismic velocities through aligned cracks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth.* 91(B12), 12703-12710.
- Crampin, S., Chesnokov, E.M., Hipkin, R.G., 1984. Seismic anisotropy – the state of the art. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society* 76, 1–16.
- Crampin, S., Volti, T., Stefánsson, R., 1999. A successfully stress-forecast earthquake. *Geophysical Journal International*, 138(1), F1-F5.
- Crampin, S., Chastin, S., Gao, Y., 2003. Shear-wave splitting in a critical crust: III. Preliminary report of multi-variable measurements in active tectonics. *Journal of Applied Geophysics*, 54(3-4), 265-277.
- Crampin, S., Zatsepin, S. V., Slater, C., Brodov, L. Y., 1996. Abnormal shear wave polarizations as indicators of high pressures and over pressures. In *58th EAGE Conference and Exhibition* (pp. cp-48). European Association of Geoscientists & Engineers.
- Crampin, S., Peacock, S., Gao, Y., Chastin, S., 2004. The scatter of time delay in shear wave splitting above small earthquakes, *Geophys. J. Int.*, 156, 39 – 44.
- Crampin, S., Booth, D. C., Evans, R., Peacock, S., Fletcher, J. B., 1990. Changes in shear wave splitting at Anza near the time of the North Palm Springs Earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B7), 11197-11212.

- Crampin, S., Chastin, S., Gudmundsson, A., Stefansson, R., Volti, T., 2002. Indication of high pore-fluid pressures in a seismically-active fault zone. *Geophys J Int* 151:F1–F5.
- Christensen, N.I., 1965. Compressional wave velocities in metamorphic rocks at pressures to 10 kbars, *J. Geophys. Res.*, 70, 6147-6164.
- Christensen, N. I., 1966. Shear wave velocities in metamorphic rocks at pressures to 10 kbars, *J. Geophys. Res.*, 71, 3549-3556.
- Cserna, Z., de la Fuente, M., Palacios, M., Triay, I., Mitre, M. Mota, R., 1988. Estructura, Geología, Gravimetría, Sismicidad y Relaciones Neotectónicas Regionales de la Cuenca de México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México. Boletín Instituto de Geología, 104, p 71.
- Dahm, T., Becker, T.H., 1998. On the elastic and viscous properties of media containing strongly interacting in-plane cracks. *Pure & Applied Geophysics* 151, 1–16.
- Dahm, T., G. Manthei J. Eisenblätter, 1999. Automated moment tensor inversion to estimate source mechanisms of hydraulically induced micro-seismicity in salt rock, *Tectonophysics*, 306(1), 1-17.
- Daley, P. F., Hran, F.. 1977. Reflection and transmission coefficients for transversely isotropic media: *Bull., Seis. Sot. Am.*, 67. h61-675.
- Das, S., Scholz, C. H., 1981. Theory of time dependent rupture in the Earth, *J. geophys. Res.*. 86, 6039-605 1.
- Davidson, J., Kwiatek, G., 2013. Earthquake interevent time distribution for induced micro-, nano-, and picoseismicity. *Phys. Rev. Lett.* 110, 1–5.
- Deichmann, N., T. Kraft, K. F. Evans, 2014. Identification of faults activated during the stimulation of the Basel geothermal project from cluster analysis and focal mechanisms of the larger magnitude events, *Geothermics*, 52 84–97.
- Dobrovolsky. I. P., Zubkov, S. I., Miachkin, V. I., 1979. Estimation of the size of earthquake preparation zones, *Pure appZ. Geophys.*, 117, 1025-1044.
- Dong, Z., McMechan, G.A., 1995. 3-D viscoelastic anisotropic modelling of data from a multicomponent, multiazimuth seismic experiment in northeast Texas: *Geophysics*, 60, 1128-1138.
- Driggers, J. C., Harms, J., Adhikari, R. X., 2012. Subtraction of Newtonian noise using optimized sensor arrays, *Phys. Rev. D*, 86, 102001.
- Dusseault, M., McLennan, J., Shu, J., 2011. Massive multi-stage hydraulic fracturing for oil and gas recovery from low mobility reservoirs in China, *Petroleum Drilling Techniques*, 39(3), 6-16.
- Dvorkin, J., Mavko, G., Nur, A., 1995. Squirt flow in fully saturated rocks, *Geophysics*, Vol. 60, No. 1, P. 97 – 107.
- Eaton, D. W., A. B. Mahani, 2015. Focal mechanisms of some inferred induced earthquakes in 730 Alberta, Canada, *Seismological Research Letters*, 86(4), 1078-1085.
- Ebrom, D., Tatham, R., Sekharan, K. K., McDonald, J. A., Gardner, G. H. F., 1990. Dispersion and anisotropy in laminated versus fractured media: an experimental comparison. In SEG Technical Program Expanded Abstracts 1990 (pp. 1416-1419). Society of Exploration Geophysicists.
- Elkibbi, M., 2004. Characterization of fracture-induced anisotropy using shear-wave splitting in The Geysers reservoir, California, PhD dissertation, University of North Carolina, Chapel Hill, NC.
- Elkibbi, M., Rial, J.A., 2003. Shear-wave splitting: an efficient tool to detect 3D fracture patterns at The Geysers, California, in *Proceedings, 28th Stanford Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, pp. 143– 149, Stanford University, Stanford, CA.
- Elkibbi, M., Rial, J.A., 2005. The geysers geothermal field: results from shear waves splitting analysis in a fractured reservoir. *Geophys J Int* 162:1024–1035.
- Elkibbi, M., Yang, M., Rial, J.A., 2004. Imaging crack systems in The Geysers with shear-wave splitting. *Trans Geotherm Resour Council* 28:393–398.
- Elkibbi, M., Yang, M., Rial, J.A., 2005. Crack induced anisotropy models in The Geysers geothermal field. *Geophys J Int.* 162:1036–1048.

- Ellsworth, W. L., 2013. Injection-induced earthquakes. *Science*, vol. 341, no 6142, p. 1225942.
- Engelder, T., 1982a. Is there a genetic relationship between selected regional joints and contemporary stress within the lithosphere of North America?, *Tectonics*, 1, 161-177.
- Engelder, T., 1982b. Reply, *Tectonics*, 1, 465-470.
- Erten, D., Rial, J. A., 1999. Extended studies of crack distribution and crack densities at NW Geysers, AGU, Fall Meeting, EOS : V80, p.225.
- Erten, D., Elkibbi, M., Rial, J.A., 2001. Shear wave splitting and fracture pattern at the Geysers (California) geothermal field. *Twenty-sixth workshop on Geothermal reservoir Engineering*, Stanford University.
- Evans, R., 1984. Effects of the free surface on shear wavetrains, *Geophys. J. R. astr. SOC.*, 76, 165-172.
- Evans, J.R., Julian, B.R., Foulger, G.R., Ross, A., 1995. Shear-wave splitting from local earthquakes at The Geysers geothermal field, California. *Geophys Res Lett* 22-4:501-504.
- Evans, K. F., Genter, A., Sausse, J., 2005. Permeability creation and damage due to massive fluid injections into granite at 3.5 km at Soultz: 1. Borehole observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B4).
- Evans, K. F., Zappone, A., Kraft, T., Deichmann, N., Moia, F., 2012. A survey of the induced seismic responses to fluid injection in geothermal and CO2 reservoirs in Europe. *Geothermics*, 41, 30-54.
- Farra, V., Psencik, I., 2010. Coupled S waves in inhomogeneous weakly anisotropic media using firstorder ray tracing: *Geophys. J. Int.*, v. 180, p. 405-417.
- Fedorov F. I., 1968. *Theory of elastic waves in crystals*. Plenum Press.
- Ferrari, L., Garduño, V., Pasquaré ,G., Tibaldi, A., 1994. Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligoceno to Recent. *Geofísica Internacional*, 33, 91-105.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M., 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics* 522 (Supplement C), 122-149.
- Fischer, T., Horálek, J., Hrubcová, P., Vavryčuk, V., Bräuer, K., Kämpf, H., 2014. Intra-continental earthquake swarms in West-Bohemia and Vogtland: A review. *Tectonophysics* 611, 1-27.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T.F., Juárez-Arriaga, E., Chávez-Cabello, G., 2017. The Cretaceous- Paleogene Mexican orogen: structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Sci. Rev.* 183, 56-84.
- Flores-Luna, C., Alvarez, R., Singh, S.R. Urrutia-Fucugauchi, J., 1977. Aeromagnetic survey of Los Humeros caldera, Mexico. *Geofis. Int.*, 17 (4): 415 -428.
- Fornberg, B., 1990. High-order finite differences and pseudo-spectral method on staggered grids: *Society for Industrial and Applied Mathematics Journal on Numerical Analysis*, 27, 904-918. Gassmann, F., 1951, Elastic waves through a packing of spheres, *Geophysics*, Vol. 16, pp. 673-685.
- Frohlich, C., 2012. Two-year survey comparing earthquake activity and injection-well locations in the Barnett Shale, Texas. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(35), 13934-13938.
- Fryer, G. J., Frazer, L. N., 1984. Seismic waves in stratified anisotropic media. *Geophysical Journal International*, 78(3), 691-710.
- Fryer, G. J., Frazer, L. N. 1987. Seismic waves in stratified anisotropic media—II. Elastodynamic eigensolutions for some anisotropic systems. *Geophysical Journal International*, 91(1), 73-101.
- Fuchs, K., 1977. Seismic anisotropy of the subcrustal lithosphere as evidence for dynamical processes in the upper mantle, *Geophys. J. R. astr. SOC.*, 49, 167-179.
- Fuchs, M. J., Bouman, J., Broerse, T., Visser, P., Vermeersen, B., 2013. Observing coseismic gravity change from the japan tohoku-oki 2011 earthquake with goce gravity gradiometry, *J. Geophys. Res.*, 118(10), 5712-5721.
- Fukao, Y., 1984. Evidence from core-reflected shear Waves for anisotropy in the Earth's mantle, *Nature*, 09, 695-698.

- Gaiser, J., Van Dok, R. 2001. Green River basin 3-D/3-C case study for fracture characterization: Analysis of PS-wave birefringence. In SEG Technical Program Expanded Abstracts 2001 (pp. 764-767). Society of Exploration Geophysicists.
- Galis, M., Ampuero, J. P., Mai, P. M., Cappa, F., 2017. Induced seismicity provides insight into why earthquake ruptures stop. *Science advances*, 3(12), eaap7528.
- Gao, H., 1996. A theory of local limiting speed in dynamic fracture. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 44(9), 1453-1474.
- Gao, Y., Crampin, S., 2006. A stress-forecast earthquake (with hindsight), where migration of source earthquakes causes anomalies in shear-wave polarisations. *Tectonophysics*. 426, 253-262.
- Gao, X., Kang, X., Wang, H., 2009. Dynamic crack tip fields and dynamic crack propagation characteristics of anisotropic material. *Theoretical and Applied Fracture Mechanics*, 51(1), 73-85.
- García, E.G., González, L.M., 1998. Síntesis de los estudios de gravimetría, magnetometría en la zona geotérmica de Las Tres Virgenes, B.C.S., México. *Geo. Rev.Mex. Geoenergía*. 14 (1), 15-32.
- Garagash, D. I., Germanovich, L. N., 2012. Nucleation and arrest of dynamic slip on a pressurized fault. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B10).
- Garduño-Monroy, V. H., Romero-Ríos, F., Torres-Hernández, R., 1985. Estudio estructural y de teledetección en la región de Libres-Oriental (Puebla.-Veracruz).Intern. rep. 12/85, Comisión Federal de Electricidad (México).
- Garduño-Monroy, V. H., Vargas-Ledezma, H., Campos-Enríquez, J. O., 1993. Preliminary geologic studies of Sierra El Aguajito (Baja California, Mexico): a resurgent-type caldera. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59(1-2), 47-58.
- Garotta, R., 1999, *Shear waves from acquisition to interpretation: SEG Distinguished Instructor Short Course No. 3*.
- Gardner, G. H. F., Gardner, L. W., Gregory, A. R., 1974. Formation velocity and density. The diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics*, 39(6), 770-780.
- Gassmann F., 1951. Über die Elastizität poröser medien. *Vierteljahresschrift der naturforschenden, Gesellschaft in Zürich* 96, 1-23.
- Gastil, R.G., Phillips R.P., Allison, E.C., 1975. Reconnaissance geology of the state of Baja California. *Geol Soc Amer Mem* 140 170 pp.
- Gastil, R.G., Krummenacher, D., Minch, J., 1979. The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California. *Geol Soc Am Bull* 90:839-857.
- Gassmann, F., 1951. Elastic waves through a packing of spheres, *Geophysics*, Vol. 16, pp. 673-685.
- Gebrande, H., 1982. Elastic wave velocities and constants of elasticity of rocks and rock forming minerals. In: *Physical properties of rocks, Landolt-Boernstein Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology V1b* (ed. by G. 248 Angenheister), pp. 1-99. Springer, Berlin.
- Gerst, A., Savage, M. K., 2004. Seismic anisotropy beneath Ruapehu volcano: a possible eruption forecasting tool. *Science*, 306(5701), 1543-1547.
- Gholami, R., Moradzadeh, A., Rasouli, V., Hanachi, J., 2016. Shear wave splitting analysis to estimate fracture orientation and frequency dependent anisotropy. *Acta Geophysica*, 64(1), 76-100.
- Gilbert, F., Backus, G., 1966. Propagator matrices in elastic wave and vibration problems, *Geophysics*, 31, 326-332.
- Gledhill, K. R., 1991. Evidence for shallow and pervasive seismic anisotropy in the Wellington region, New Zealand. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B13), 21503-21516.
- Goebel, T., Brodsky, E. E., 2018. The spatial footprint of injection wells in a global compilation of induced earthquake sequences. *Science* 361.6405: 899-904.
- Goebel, T. H. W., Weingarten, M., Chen, X., Haffener, J., Brodsky, E. E., 2017. The 2016 Mw5. 1 Fairview, Oklahoma earthquakes: Evidence for long-range poroelastic triggering at > 40 km from fluid disposal wells. *Earth and Planetary Science Letters*, 472, 50-61.

- Goldstein, P., Dodge, D., Firpo, M., Minner, L., Lee, W. H. K., Kanamori, H., Kisslinger, C., 2003. SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers. *The IASPEI international handbook of earthquake and engineering seismology*, 81, 1613-1620.
- Graham, G. Crampin, S., 1993. Shear-wave splitting from regional earthquakes in Turkey. *Can. J. expl. Geophys.*, 29, 371 – 379.
- Granato, A. V., Lücke, K., 1956. Theory of mechanical damping due to dislocations. *Journal of applied physics*, 27(6), 583-593.
- Graves, R. W., 1996. Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(4), 1091-1106.
- Grechka, V., 2009. *Applications of seismic anisotropy in the oil and gas industry*. EAGE Publications.
- Grechka, V., Theophanis, S., Tsvankin, I., 1999. Joint inversion of P-and PS-waves in orthorhombic media: Theory and a physical modeling study. *Geophysics*, 64(1), 146-161.
- Grechka, V., Contreras, P., Tsvankin, I., 2001. Inversion of normal moveout for monoclinic media1. *Geophysical Prospecting*, 48(3), 577-602.
- Green, C. A., Styles, P., Baptie, B. J., 2012. Preese Hall shale gas fracturing review and recommendations for induced seismic mitigation. Department of Energy and Climate Change, London.
- González, P. J., Tiampo, K. F., Palano, M., Cannavó, F., Fernández, J., 2012. The 2011 Lorca earthquake slip distribution controlled by groundwater crustal unloading. *Nature Geoscience*, 5(11), 821.
- Guglielmi, Y., Cappa, F., Avouac, J. P., Henry, P., Elsworth, D., 2015a. Seismicity triggered by fluid injection-induced aseismic slip. *Science*, 348(6240), 1224-1226.
- Guglielmi, Y., Elsworth, D., Cappa, F., Henry, P., Gout, C., Dick, P., Durand, J., 2015b. In situ observations on the coupling between hydraulic diffusivity and displacements during fault reactivation in shales. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(11), 7729-7748.
- Guilhem, A., Walter, F., 2015. Full, constrained and stochastic source inversions support evidence for volumetric changes during the Basel earthquake sequence, *Swiss J Geosci*, 108(2-3), 361-377.
- Gupta, I. N., 1973. Seismic velocities in rock subjected to axial loading up to shear fracture. *J. Geophys. Res.*, 85, 6936-6942.
- Gupta, I. N., 1973a. Dilatancy and premonitory variations of P, S travel times. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 63(3), 1157-1161.
- Gupta, I. N., 1973b. Premonitory variations in S-wave velocity anisotropy before earthquakes in Nevada. *Science*, 182(4117), 1129-1132.
- Gupta, I. N., 1974. Premonitory seismic wave phenomena before 2 earthquakes in Nevada. In *Transactions-American Geophysical Union (Vol. 55, No. 4, pp. 355)*, 2000 Florida Avenue, Washington, DC 20009: AGU.
- Gurevich, B., 2003. Elastic properties of saturated porous rocks with aligned fractures. *Journal of Applied Geophysics* 54, 203-218.
- Gutiérrez-Negrín, L.E., Izquierdo-Montalvo, G., 2010. Review and update of the main features of the Los Humeros geothermal field. In: *Proceedings World Geothermal Congress. Mexico, Bali, Indonesia. April 2010*.
- Gutiérrez-Negrín, L.E., López-Martínez, A., García-Balcázar, M., 1982. Litología y zoneamiento hidrotermal de los pozos H1 y H2 del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. CFE, Informe interno 23/82.
- Hadley, K., 1975. Azimuthal variation of dilatancy, *J. Geophys. Res.*, 80,4845-4850.
- Hainzl, S. 2004. Seismicity patterns of earthquake swarms due to fluid intrusion and stress triggering. *Geophysical Journal International*, 159(3), 1090-1096.
- Hainzl, S., Fischer, T., Dahm, T., 2012. Seismicity-based estimation of the driving fluid pressure in the case of swarm activity in Western Bohemia. *Geophys. J. Int.* 191, 271–281.

- Håring, M. O., Schanz, U., Ladner, F., Dyer, B. C., 2008. Characterisation of the Basel 1 enhanced geothermal system, *Geothermics*, 37, 469-495.
- Harkrider, D. G., Anderson, D. L., 1962. Computation of surface wave dispersion for multilayered anisotropic media, *Bull. Seism. Soc. Amer.* 52, 321-332.
- Harms, J., Ampuero, J. P., Barsuglia, M., Chassande - Mottin, E., Montagner, J. P., Somala, S. N., Whiting, B. F., 2015. Transient gravity perturbations induced by earthquake rupture. *Geophysical Journal International*, 201(3), 1416 - 1425.
- Harris, R.A., 1998. Introduction to special section: Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard. *J. Geophys. Res. B Solid Earth* 103, 24347-24358.
- Hattori, G., Trevelyan, J., Augarde, C. E., Coombs, W. M., Aplin, A. C., 2017. Numerical simulation of fracking in shale rocks: current state and future approaches. *Archives of Computational Methods in Engineering*, 24(2), 281-317.
- Hauksson, E., 1981. Radon content of groundwater as an earthquake precursor: evaluation of worldwide data and physical basis. *J. geophys. Res.*, 86, 9397-9410.
- Healy, J. T., Rubey, W. W., Griggs, D. T., Raleigh, C. B., 1968. The Denver earthquakes, *Science*, 161, 1301-1310.
- Helbig, K., 1979. Discussion on "The reflection, refraction and diffraction of waves in media with elliptical velocity dependence" by F. K. Levitt: *geophysics* 44. 987 - 990.
- Helbig, K., 1983. Elliptical anisotropy - its significance and meaning. *Geophysics* 48, 825-832.
- Helbig, K., 1994. *Foundations of Anisotropy for Exploration Seismic*. Pergamon Press, Oxford.
- Helbig, K., Thomsen, L., 2005. 75-plus years of anisotropy in exploration and reservoir seismics: A historical review of concepts and methods. *Geophysics*, 70(6), 9ND-23ND.
- Hess, H. H., 1964. Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans, *Nature*, 205, 629-631.
- Hickman, S., Sibson, R.H., Bruhn, R., 1995. Introduction to special section: mechanical involvement of fluids in faulting, *J. Geophys. Res.*, 100, 12 831-12 840.
- Holmes, G.M., Crampin, S., Young, R.P., 1993. Preliminary analysis of shear-wave splitting in granite at the Underground Research Laboratory, Manitoba, *Can. J. expl. Geophys.*, 29, 140 - 152.
- Horton, S., 2012. Disposal of hydrofracking waste fluid by injection into subsurface aquifers triggers earthquake swarm in central Arkansas with potential for damaging earthquake, *Seismol. Res. Lett.*, 83, 250-260.
- Hsu, C. J., Schoenberg, M., 1993. Elastic waves through a simulated fractured medium: *Geophysics*, 58, 964-977.
- Hudson, J.A., 1980. Overall properties of a cracked solid. *Mathematical Proceedings of the Cambridge Philosophical Society* 88, 371-384.
- Hudson, J.A., 1981. Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cracks, *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society* 64, 133-150.
- Hudson, J.A., Liu, E., Crampin, S., 1996a. The mechanical properties of materials with interconnected cracks and pores. *Geophysical Journal International* 124, 105-112.
- Hudson, J.A., Liu, E., Crampin, S., 1996b. Transmission properties of plane fault. *Geophysical Journal International* 125, 559-566.
- Hurtado, A., 2001. Mecanismos focales y modelamiento (CMT) del sismo del 1ro de julio de 1999, campo geotérmico de Los Humeros. Informe Interno del Instituto de Ingeniería.
- Hustedt, B., Operto, S., Virieux, J., 2004. Mixed-grid and staggered-grid finite difference methods for frequency domain acoustic wave modelling: *Geophysical Journal International*, 157, 1269-1296.
- Ibáñez, J. M., Carmona, E., Almendros, J., Saccorotti, G., Del Pezzo, E., Abril, M., Ortiz, R., 2003. The 1998 - 1999 seismic series at Deception Island volcano, Antarctica, *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 128, 65 - 88.



- Igel, H., Crampin, S., 1990. Extracting shear-wave polarizations from different sources orientations, synthetic modeling: *Journal of Geophysical Research*, 95, 11283-11292.
- Imanishi, Y., Sato, T., Higashi, T., Sun, W., Okubo, S., 2004. A network of superconducting gravimeters detects submicrogal coseismic gravity changes, *Science*, 306(5695), 476-478.
- Ishida, T. 2001. Acoustic emission monitoring of hydraulic fracturing in laboratory and field, *Construction and Building Materials*, 15(5), 283-295.
- Ives, R.L., 1962. Dating of the 1746 eruption of the Tres Vírgenes volcano, Baja California Sur, Mexico. *Geol Soc Am Bull* 73:647-648.
- Jech J., Psencik, I., 1989. First-order perturbation method for anisotropic media: *Geophysical Journal International*, v. 99, p. 369-376.
- Johnson, J. H., Savage, M. K., Townend, J., 2011. Distinguishing between stress-induced and structural anisotropy at Mount Ruapehu Volcano, New Zealand. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B12).
- Kamei, R., Nakata, N., Lumley, D., 2015. Introduction to microseismic source mechanisms. *The Leading Edge*, 34 (8), 876 - 880.
- Kaneshima, S., 1990. Origin of crustal anisotropy: shear wave splitting studies in Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B7), 11121-11133.
- Kaneshima, S., Ito, H., Sugihara, M., 1988. Shear-wave splitting observed above small earthquakes in a geothermal area of Japan. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 94, 399-411.
- Kaneshima, S., Ando, M., 1989. An analysis of split shear waves observed above crustal and uppermost mantle earthquakes beneath Shikoku, Japan: Implications in effective depth extent of seismic anisotropy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B10), 14077-14092.
- Karakostas, V.G., Papadimitriou, E.E., Papazachos, C.B., 2004. Properties of the 2003 Lefkada, Ionian Islands, Greece, earthquake seismic sequence and seismicity triggering. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 94, 1976-1981.
- Karakostas, V.G., Papadimitriou, E.E., Karakaisis, G.F., Papazachos, C.B., Scordilis, E.M., Vargemezis, G., Aidona, E., 2003. The 2001 Skyros, Northern Aegean, Greece, earthquake sequence: off - fault aftershocks, tectonic implications, and seismicity triggering. *Geophys. Res. Lett.* 30, 10-13.
- Karato, S. I., Spetzler, H. A., 1990. Defect microdynamics in minerals and solid-state mechanisms of seismic wave attenuation and velocity dispersion in the mantle. *Reviews of Geophysics*, 28(4), 399-421.
- Kelly, K. R., Ward, R. W., Treitel, S., Alford, R. M., 1976. Synthetic seismograms: A finite-difference approach. *Geophysics*, 41(1), 2-27.
- Kendall, J. M., Fisher, Q. J., Crump, S. C., Maddock, J., Carter, A., Hall, S. A., ... Ismail, W. B., 2007. Seismic anisotropy as an indicator of reservoir quality in siliciclastic rocks. *Geological Society, London, Special Publications*, 292(1), 123-136.
- Keranen, K. M., Savage, H. M., Abers, G. A., Cochran, E. S., 2013. Potentially induced earthquakes in Oklahoma, USA: Links between wastewater injection and the 2011 Mw 5.7 earthquake sequence. *Geology*, 41(6), 699-702.
- Kim, W. Y., 2013. Induced seismicity associated with fluid injections into a deep well in Youngstown Ohio. *Journal of Geophysical research: Solid Earth*, 118(7), 3506-3518.
- King Hubbert, M., Rubey, W. W., 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting: I. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Geological Society of America Bulletin*, 70(2), 115-166.
- King, G.E., 2010. Thirty years of gas shale fracturing: What have we learned? In *SPE annual technical conference and exhibition. Soc. Pet. Eng.* 2:900-949.
- Kirkpatrick, S., 1973. Percolation and conduction. *Reviews of modern physics*, 45(4), 574.
- Komatitsch, D. Martin, R., 2007. An unsplit convolutional perfectly matched layer improved at grazing incidence for the seismic wave equation, *Geophysics*, 2007, Vol. 70, No. 5., p.p. SM155-SM167.
- Kostrov, B. V., Das, S., 1988. *Principles of earthquake source mechanics*. Cambridge University Press.

- Koukoulas, N., Tasianias, A., Gemeni, V., Alexopoulos, D., Vasilatos, C., 2015. Geological modelling for investigating CO2 emissions in Florina Basin, Greece. *Open Geosciences*, 7(1).
- Kozlov, E. A., 2004. Pressure-dependent seismic response of fractured rock. *Geophysics*, 69(4), 885-897.
- Kozlov, E., 2007. Seismic signature of a permeable, dual-porosity layer: *Geophysics*, 72, no. 5, SM281-SM291.
- Krey, T., Helbig, K., 1956. A theorem concerning anisotropy of stratified media and its significance for reflection seismics. *Geophysical Prospecting*, 4(3), 294-302.
- Kümpel, H.J., Erzinger, J., Shapiro, S. A., 2006. Two massive hydraulic tests completed in deep KTB pilot hole, *Scientific Drilling* 3, 40-42.
- Kwiatak, G., Bohnhoff, M., Dresen, G., Schulze, A., Schulze, T., Zimmermann, G., Huenges, E., 2010. Microseismicity induced during fluid-injection: a case study from the geothermal site at Groß Schönebeck, North German Basin. *Acta Geophys.* 58 (6), 995-1020.
- Langenbruch, C., Dinske, C., Shapiro, S.A., 2011. Inter event times of fluid induced earthquakes suggest their Poisson nature. *Geophys. Res. Lett.* 38, 1-6.
- Leary, P. C., 1995. The cause of frequency-dependent seismic absorption in crustal rock. *Geophysical Journal International*, 122(1), 143-151.
- Lermo, J., Guerrero, J., Soto, J., Machorro, G., 1999. Procesado e interpretación de datos sísmicos de la red sísmológica del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. *Memoria del XII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Veracruz, México*, pp. 127-136.
- Lermo, J., Soto, J., Lorenzo, C., Mijares, H., Flores, J., 2001. Estudio de la sismicidad del campo geotérmico de Los Humeros, Pue. Fase.
- Lermo, J., Lorenzo, C., Kemper, W., Kemper, H., 2002. Mantenimiento preventivo y calibración del equipo electrónico del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. CFE, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos. Informe Técnico GF-HU-00/2002. Inédito.
- Lermo J., Lorenzo, C., Espitia, G., Antayhua, Y., 2005. Sismicidad en el campo geotérmico de Los Humeros, Pue. Instrumentación y operación de la Red Sísmológica. CFE, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos. Informe Técnico GF-HU-01-05. Inédito.
- Lermo, J., Antayhua, Y., Quintanar, L., Lorenzo, C., 2008. Estudio sísmológico del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México. Parte I: Sismicidad, mecanismos de fuente y distribución de esfuerzos. *Geotermia*, 25.
- Lermo, J., Vargas, A., Urban, E., Rodríguez, H., Núñez, E., Espitia, G., 2010. Estudio de sismica pasiva en Las Tres Vírgenes, BCS, Periodo 2010. Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos Departamento de Exploración, proyecto CFE-DEV-DGF-TV-25-10.
- Lermo, J., Vargas, A., Urban, E., Rodríguez, H., Núñez, E., Espitia, G., Martínez, J., 2011. Estudio de sismica pasiva en Las Tres Vírgenes, BCS, Periodo 2011. Informe técnico, Gerencia de Proyectos Geotermoelectricos, CFE 97.
- Lermo, J., Vargas, A., Antayhua, Y., Valseca, R., Jiménez, N., Torres Cuenca, R., Ramón Pérez, E., 2014. Sismica pasiva en el campo geotérmico Tres Vírgenes, BCS, Primer Informe técnico, Gerencia de Proyectos Geotermoelectricos, CFE.
- Lermo Samaniego, J. F., Lorenzo, C., Antayhua, Y., Ramos, E., Jiménez, N., 2016. Sismica pasiva en el campo geotérmico de los Humeros, Puebla-México y su relación con los pozos inyectoros. In XVIII Congreso Peruano de Geología.
- Levin, F.K., 1978. The reflection refraction and diffraction of waves in media with an elliptical velocity-dependence. *Geophysics* 43, 528-537.
- Levin, F.K., 1979. Seismic velocities in transversely isotropic media. *Geophysics* 44, 918-936.
- Levin, F.K., 1980. Seismic velocities in transversely isotropic media, II. *Geophysics* 45, 3-17.
- Li, X.Y., 1997. Fractured reservoir delineating using multicomponent seismic data. *Geophysical Prospecting* 54, 39-64.
- Li, X. Y., 1999. Fractures detection using azimuthal variation of P-wave moveout from orthogonal seismic survey lines. *Geophysics* , 64 (4), 1193-1201.
- Li, X. Y., 2003. Fracture detection using land 3D seismic data from the Yellow River Delta, China. *The Leading Edge* , 22, 680 - 683.

- Li, X.Y., Mueller, M.C., Crampin, S., 1993. Case studies of shear-wave splitting in reflection surveys in South Texas, *Can. J. Expl. Geophys.*, 29, 189-215.
- Lichman, E., Goloshubin, G., 2003. Unified approach to gas and fluid detection on instantaneous seismic wavelets. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2003* (pp. 1699-1702). Society of Exploration Geophysicists.
- Liu, Y., 2004. Seismic "low frequency shadows" for gas sand reflection. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2004* (pp. 1563-1566). Society of Exploration Geophysicists.
- Liu, E., Li, X.Y., 2000. Seismic detection of fluid saturation in aligned fractures. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2000* (pp. 2373-2376). Society of Exploration Geophysicists.
- Liu, E., Martinez, A., 2012. *Seismic fracture characterization, concept and practical applications*. EAGE Publications.
- Liu, E., Hudson, J. A., Pointer, T., 2000. Equivalent medium representation of fractured rock. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B2), 2981-3000.
- Liu, E., Crampin, S., Queen, J. H., 1991. Fracture detection using crosshole surveys and reverse vertical seismic profiles at the Conoco Borehole Test Facility, Oklahoma. *Geophysical Journal International*, 107(3), 449-463.
- Liu, E., Queen, J. H., Li, X. Y., Chapman, M., Maultzsch, S., Lynn, H. B., Chesnokov, E. M., 2003. Observation and analysis of frequency-dependent anisotropy from a multicomponent VSP at Bluebell-Altamont field, Utah. *Journal of Applied Geophysics*, 54(3-4), 319-333.
- Liu, K., Zhang, Z., Hu, J., Teng, J., 2001. Frequency band dependence of S-wave splitting in China mainland and its implications. *Science in China Series D* 44, 659-665.
- Liu, Y., Teng, T.-L., Ben-Zion, Y., 2004. Systematic analysis of shear-wave splitting in the aftershock zone of the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake: shallow crustal anisotropy and lack of precursory variations. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 94 (6), 2330-2347.
- Liu, Y.J., Ziolkowski, A., Liu, E., Li, X.Y., 2001. Characterization of azimuthal anisotropy in the presence of thin layers using P-Waves. *71st SEG Annual International Meeting & Exhibition, Expanded Abstracts*, 20, 169-172.
- Liu, Y., Booth, D.C., Crampin, S., Evans, R., Leary, P., 1993a. Shear-wave polarizations and possible temporal variations in shear-wave splitting at Parkfield, *Can. J Expl Geophys* 29:380-390.
- Liu, Y., Booth, D.C., Crampin, S., Evans, R., Leary, P., 1993b. Shear-wave polarizations and possible temporal variations in shear-wave splitting at Parkfield, *Can. J Expl Geophys* 29:380-390.
- López-Hernández, H.A., Casarrúbias, U.Z., Leal, H.R., 1993. Estudio geológico regional de la zona geotérmica de Las Tres Virgenes, B.C.S. C.F.E. - G.P.G. internal report.
- López-Hernández, H.A., García, G., Arellano, G., 1994. Geological and geophysical studies at Las Tres Virgenes, B.C.S., Mexico, geothermal zone. *Geotherm. Res. Counc. Trans.* 18, 275-280.
- López-Hernández, H.A., García, G., Arellano, F., 1995. Geothermal exploration at Las Tres Virgenes, B.C.S., México. Gerencia de proyectos geotermoelectricos CFE.
- Lou, M., Rial, J.A., 1995. Modelling elastic wave propagation in inhomogeneous anisotropic media by the pseudo spectral method: *Geophys. J. Int.*, 120, 60-72.
- Lou, M., Rial, J. A., 1997. Characterization of geothermal reservoir crack patterns using shear-wave splitting. *Geophysics*, 62(2), 487-494.
- Lou, M., Shalev, E., Malin, P.E., 1997. Shear-wave splitting and fracture alignments at the Northwest Geysers, California. *Geophys Res Lett* 24 15:1895-1898.
- Love, A. E. H., 1928. *A Treatise on the mathematical theory of elasticity*, reprinted 2008 by Dover Publications, New York.
- Love, A. E. H., 1944. *A treatise on the mathematical theory of elasticity*, Cambridge Univ. Press.
- Lynn, H. B., Beckham, W. E., Simon, K. M., Bates, C. R., Layman, M., Jones, M., 1999. P-wave and S-wave azimuthal anisotropy at a naturally fractured gas reservoir, Bluebell-Altamont Field, Utah. *Geophysics*, 64(4), 1312-1328.

- MacBeth, C., 1991. Inversion for subsurface anisotropy using estimates of shear-wave splitting. *Geophys. J. Int.* 107:585–595.
- MacBeth, C., S. Crampin, 1991. Processing of seismic data in the presence of anisotropy: *Geophysics*, 56, 1320–1350.
- Macías, J.L., 2013. Estudio de Estratigrafía y Geología del Complejo Volcánico Tres Virgenes, B.C.S, *Geotermia*, Vol. 26, No.1.
- Macías, J.L. Jiménez, E., 2012. Actualización vulcanológica del complejo de Las Tres Virgenes, BCS, Congreso Geotérmico Latinoamericano, Morelia, Mich, México,
- Macías, J.L., Jiménez, S., 2013. Estudio de Estratigrafía y Geología del Complejo Volcánico Tres Virgenes. B.C.S. *Geotermia* 26 (1), 14–23.
- Maher, S., Kendall, J. M., 2018. Crustal anisotropy and state of stress at Uturuncu Volcano, Bolivia, from shear-wave splitting measurements and magnitude–frequency distributions in seismicity. *Earth and Planetary Science Letters*, 495, 38–49.
- Marson-Pidgeon, K., Savage, M.K., 1997. Frequency-dependent anisotropy in Wellington, New Zealand. *Geophysical Research Letters*, 24, 3297–3300.
- Maultzsch, S., Chapman, M., Liu, E., Li, X.Y., 2003a. Modelling frequency-dependent seismic anisotropy in fluid-saturated rock with aligned fractures, implication of fracture size estimation from anisotropic measurements. *Geophysical Prospecting* 51, 381–392.
- Maultzsch, S., Horne, S., Archer, S., Burkhardt, H., 2003b. Effects of an anisotropic overburden on azimuthal amplitude analysis in horizontal transversely isotropic media. *Geophysical Prospecting* 51, 61–74.
- Mavko, G., Nur, A., 1978. The effect of nonelliptical cracks on the compressibility of rocks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 83(B9), 4459–4468.
- Mavko, G., Nur, A., 1979. Wave attenuation in partially saturated rocks, *Geophysics*, 44, 161–178.
- Mavko, G., Mukerji, T., 1995. Seismic pore space compressibility and Gassmann's relation. *Geophysics* 60, 1743–1749.
- Mavko, G., Vanorio, T., 2010. The influence of pore fluids and frequency on apparent effective stress behavior of seismic velocities. *Geophysics*, 75(1), N1–N7.
- Mavko, G., Mukerji, T., Dvorkin, J., 2009. *The Rock Physics Handbook*, Cambridge University Press, New York.
- McGarr, A., 2014. Maximum magnitude earthquakes induced by fluid injection. *Journal of Geophysical Research: solid earth*, 119(2), 1008–1019.
- McGarr, A., Simpson, D., Seeber, L., Lee, W., 2002. Case histories of induced and triggered seismicity. *International Geophysics Series*, 81(A), 647–664.
- Menke, W., Brandsdóttir, B., Jakobsdóttir, S., Stefánsson, R., 1994. Seismic anisotropy in the crust at the mid-Atlantic plate boundary in south-west Iceland. *Geophys J Int* 119:783–790.
- Mesimeri, M., Karakostas, V., Papadimitriou, E., Schaff, D., Tsaklidis, G., 2016. Spatio-temporal properties and evolution of the 2013 Aigion earthquake swarm (Corinth Gulf, Greece). *J. Seismol.* 20, 595–614.
- Miller, V., Savage, M., 2001. Changes in seismic anisotropy after volcanic eruptions: evidence from Mount Ruapehu. *Science*, 293(5538), 2231–2233.
- Miller, A. D., Stewart, R. C., White, R. A., Lockett, R., Baptie, B. J., Aspinall, W. P., Voight, B., 1998. Seismicity associated with dome growth and collapse at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat. *Geophysical Research Letters*, 25(18), 3401–3404.
- Moczo, P., Kristek, J., Vavrycuk, V., Archuleta, R. J., Halada, L., 2002. 3D heterogeneous staggered-grid finite-difference modeling of seismic motion with volume harmonic and arithmetic averaging of elastic moduli and densities. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(8), 3042–3066.
- Montagner, J.P., 2007. Upper mantle Structure: Global isotropic and anisotropic tomography: Ch. 16 in *Treatise on Geophysics*, Vol. 1: Seismology and Structure of the Earth (Eds. A.M. Dziewonski and B. Romanowicz), Elsevier, p. 559–590.
- Montagner J.P., Nataf, H. C., 1986. On the inversion of the azimuthal anisotropy of surface waves: *Journal of Geophysical Research*, v. 91, p. 511–520.

- Montagner J.P., Nataf, H. C., 1988. [Vectorial Tomography – I. Theory: Geophysical Journal](#), v. 94, 295-307.
- Montagner, J.P., Griot-Pommerer, D.A., Lavé, J., 2000. [How to relate body wave and surface wave anisotropy? J. Geophys. Res.](#) 105, 19,015–19,027.
- Montalbetti, J. F., Kanasevich, E. R., 1970. [Enhancement of teleseismic body phases with a polarization filter. Geophysical Journal International](#), 21(2), 119-129.
- Mroczek, S., Savage, M. K., Hopp, C., Sewell, S. M., 2020. [Anisotropy as an indicator for reservoir changes: example from the Rotokawa and Ngatamariki geothermal fields, New Zealand. Geophysical Journal International](#), 220(1), 1-17.
- Murphy, H. D., M. Fehler, 1986. [Hydraulic fracturing of jointed formations, paper presented at International Meeting on Petroleum Engineering, Society of Petroleum Engineers.](#)
- Musgrave, M.J.P., 1970. [Crystal Acoustics – Introduction to the Study of Elastic Waves and Vibrations in Crystals. Holden-Day.](#)
- Myer L.R., 2000. [Fractures as collections of cracks. International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences](#) 37, 231–44.
- Narr, W, Schechter, W.S., Thompson, L, 2006. [Naturally Fractured Reservoir Characterization. SPE Publication.](#)
- Naville, C., 1986, [Detection of anisotropy using shear-wave splitting in VSP surveys: Requirements and applications: 56th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts](#), 481–484.
- Nekut, A., Connerney, J. E.P., Kuckes, A. F., 1977. [Deep crustal conductivity: evidence for water in the lower crust, Geophys. Res. Lett.](#), 4, 239-242.
- Nelson R.A., 1985. [Geological Analysis of Naturally Fractured Reservoirs. Gulf Publishing Company.](#)
- Nelson, G. D., Vidale, J., 1990. [Earthquake location by 3D finite differences travel times. Bull seism. SOC. Am.](#), 50, 395-410.
- Nguyen, D. T., Brown, R. J., Lawton, D. C., 1989. [Polarization filter for multi-component seismic data. CREWES Research Report](#), 7, 93.
- Nicholas, A., Christensen, N. I., 1987. [Formation of anisotropy in upper mantle peridotites-a review. Composition, Structure and Dynamics of the Lithosphere-Asthenosphere System, Geodyn. Monogr. Ser.](#) 111-123.
- Nicholson, C., Wesson, R. L., 1990. [Earthquake hazard associated with deep well injection.](#)
- Nicol, A., Carne, R., Christophersen, A., Gerstenberger, M., 2011. [Induced seismicity and its implications for CO<sub>2</sub> sequestration risk. Oral presentation, GHGT-10 Conference Amsterdam, 20–23 September 2011. Energy. Procedia.](#) 4 (2011), 3699–3706.
- Nieto, C. E., Stewart, R. R., 2001. [Angle of incidence estimation for converted-waves.](#)
- Nikolskiy, A.A., 1987. [On the processing of PS- and SS-waves in anisotropic media, in Algorithm problems in seismic data processing. Novosibirsk Institute Geology and Geophysics, USSR. Academy of Sciences](#) 66–79.
- Nikolskiy, A.A., 1992. [The polarization process in analysis of reflected converted PS-waves in anisotropic media, in I. S. Chichinin, ed., Studies on seismic wave propagation in anisotropic media in Russian. Novosibirsk Nauka Sib Branch](#) 118–129.
- Nishizawa, O., 1982. [Seismic velocity anisotropy in a medium containing oriented cracks. Journal of Physics of the Earth](#), 30(4), 331-347.
- Norini, G., Groppelli, G., Sulpizio, R., Carrasco-Núñez, G., Dávila-Harris, P., Pellicoli, C., Zucca, F., De Franco, R., 2015. [Structural analysis and thermal remote sensing of the Los Humeros Volcanic Complex: implications for volcano structure and geothermal exploration. J. Volcanol. Geotherm. Res.](#) 301, 221–237.
- Norini, G., Carrasco-Núñez, G., Corbo-Camargo, F., Lermo, J., Rojas, J. H., Castro, C., ..., Piccardi, L., 2019. [The structural architecture of the Los Humeros volcanic complex and geothermal field. Journal of Volcanology and Geothermal Research](#), 381, 312-329.
- Nowacki, A., Wilks, M., Kendall, J. M., Biggs, J., Ayele, A., 2018. [Characterising hydrothermal fluid pathways beneath Aluto volcano, Main Ethiopian Rift, using shear wave splitting. Journal of Volcanology and Geothermal Research](#), 356, 331-341.

- Nur, A., Simmons, G., 1969. Stress-induced velocity anisotropy in rock, an experimental study. *Journal of Geophysical Research* 74, 6667–6674.
- Obolentseva, I.R., Gorshkalev, S.B., 1986a. An algorithm for separating interfering quasi-transverse waves in anisotropic media in Russian: *Fizika Zemli*, 2:101–105.
- Obolentseva, I.R., Gorshkalev, S.B., 1986b. An algorithm for separating interfering quasi-transverse waves in anisotropic media, *Izvestiya. Physics of the Solid Earth* 22 11:945–948.
- Operto, S., Virieux, J., Ribodetti, A., Anderson, J. E., 2009. Finite-difference frequency-domain modeling of visco-acoustic wave propagation in 2D tilted transversely isotropic (TTI) media. *Geophysics*, 74(5), T75-T95.
- Orlecka-Sikora, B., 2010. The role of static stress transfer in mining induced seismic events occurrence, a case study of the Rudna mine in the Legnica-Glogow Copper District in Poland. *Geophys. J. Int.* 182, 1087–1095.
- Ortíz, R., Vila, J., García, A., Aparicio, A., Blanco, I., Felpeto, A., Del Rey, R., Villegas, M., Ibáñez, J.M., Morales, J., Del Pezzo, E., Olmedillas, J.C., Astiz, M., Ramos, R., Viramonte, J.G., Risso, C., Caselli, A., 1997. Monitoring of the volcanic activity of Deception Island, South Shetland Islands, Antarctica (1986 - 1995). *Terra Antarctica Publications Siena* pp 1071 - 1076.
- Ottmøller, L., Voss, P., Havskov, J., 2013. *Seisan Earthquake Analysis Software, version 10.0* (402 pp.).
- Parotidis, M., Rothert, E., Shapiro, S. A., 2003. Pore-pressure diffusion: A possible triggering mechanism for the earthquake swarms 2000 in Vogtland/NW-Bohemia, central Europe. *Geophys. Res. Lett.* 30, 10–13. doi:10.1029/2003GL018110.
- Parotidis, M., Shapiro, S. A., Rothert, E., 2004. Back front of seismicity induced after termination of borehole fluid injection. *Geophys. Res. Lett.* 31, 1–5.
- Parotidis, M., Shapiro, S. A., Rothert, E., 2005. Evidence for triggering of the Vogtland swarms 2000 by pore pressure diffusion. *J. Geophys. Res. B Solid Earth* 110, 1–12.
- Parra, J. O., Hackert, C. L., Xu, P. C., 2002. Characterization of fractured low Q zones at the Buena Vista Hills reservoir, California. *Geophysics*, 67(4), 1061-1070.
- Peacock, S., Crampin, S., Booth, D.C., Fletcher, J.B., 1988. Shear-wave splitting in the Anza seismic gap, southern California: temporal variations as possible precursors. *J geophys Res* 193:3339–3356.
- Peng, Z., Ben-Zion, Y., 2004. Systematic analysis of crustal anisotropy along the Karadere—Düzce branch of the North Anatolian fault. *Geophysical Journal International*, 159(1), 253-274.
- Pérez-Reynoso, 1978. *Geología y petrología de Los Humeros, Pue.* *Geomimet* 91, 97–106.
- Perkins, J.P., Finnegan, N.J., Henderson, S.T., Rittenour, T.M., 2016. Topographic constraints on magma accumulation below the actively uplifting Uturuncu and Lazufre volcanic centers in the Central Andes. *Geosphere* 12, 1078–1096.
- Petersen, M. D., Frankel, A. D., Harmsen, S. C., Mueller, C. S., Haller, K. M., Wheeler, R. L., Wesson, R. L., Zeng, Y., Boyd, O. S., Perkins, D. M., Luco, N., Field, E. H., Wills, C. J., Rukstales, K. S., 2008. Documentation for the 2008 update of the United States National Seismic Hazard Map. U.S. Geol. Surv. Open-File Rep. 2008–1128.
- Piccinini, D., Pastori, M., Margheriti, L., 2013. ANISOMAT+: An automatic tool to retrieve seismic anisotropy from local earthquakes. *Computers & geosciences*, 56, 62-68.
- Piccinini, A., Saccorotti, G., 2018. Observation and analyses of shear wave splitting at the Larderello-Travale geothermal field, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 363:1-9.
- Pisetski, V. B., 1995. Dislocation fluid model: Recent applications in the prognosis of the geomechanic parameters and fluidodynamics. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 1995* (pp. 541-543). Society of Exploration Geophysicists.
- Plesinger, A., Hellweg, M., Seidel, D., 1986. Interactive high resolution polarization analysis of broadband seismograms. *J Geophys* 59:129–139.
- Podvin, P., Lecomte, I., 1991. Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models: a massively parallel approach and its associated tools. *Geophysical Journal International*, 105(1), 271-284.

- Pointer, T., Liu, E. y Hudson, J.A., 2000. Seismic wave propagation in cracked porous media, *Geophys. J. Int.*, 142, 199-231.
- Ponce, L., Rodríguez, C., 1977. Microearthquake activity associated to los Humeros caldera, Mexico: preliminary survey. *Int. Geophys.* 17-4, 461-478.
- Potters, J.H.H.M., Groenendaal, H.J.J., Oates, S.J, Hake, J.H., Kalden, A.B., 1999. The 3D shear experiment over the Natih field in Oman: reservoir geology, data acquisition and anisotropy analysis. *Geophysical Prospecting* 47, 637-662.
- Powley, D. E., 1990. Pressures and hydrogeology in petroleum basins. *Earth-Science Reviews*, 29(1-4), 215-226.
- Pride, S.R. Berryman, J.G., 2003a. Linear dynamics of double porosity and dual permeability materials. II. Fluid transport equations. *Physical Review - E* 68, 036,604.
- Rabbel, W., Mooney, W. D., 1996. Seismic anisotropy of the crystalline crust: what does it tell us?. *Terra Nova*, 8(1), 16-21.
- Raleigh, C. B., Healy, J. H., Bredehoeft, J. D., 1976. An experiment in earthquake control at Rangely, Colorado. *Science*, 191(4233), 1230-1237.
- Ravi-Chandar, K., Knauss, W. G., 1984a. An experimental investigation into dynamic fracture: I. Crack initiation and arrest. *International Journal of Fracture*, 25(4), 247-262.
- Ravi-Chandar, K., Knauss W. G., 1984b. An experimental investigation into dynamic fracture: II. Microstructural aspects. *Int J. Fract* 26(1):65-80.
- Ravi-Chandar K., Knauss W. G., 1984c. An experimental investigation into dynamic fracture: III. On steady-state crack propagation and crack branching. *Int J Fract* 26(2):141-154.
- Reasenberg, P., Ellsworth, W., Walter, A., 1980. Teleseismic evidence for a low-velocity body under the Coso Geothermal Area, *J. Geophys. Res.* 85, 2471-2483.
- Rial, J.A., Lou, M., 1996. Fracture Orientation and density from Inversion of Shear-Wave Splitting at the Coso, CA geothermal Reservoir, AGU Spring Meeting, Baltimore, May 1996.
- Rial, J.A., Elkibbi, M., Yang, M., 2005. Shear-wave splitting as a tool for the characterization of geothermal fractured reservoirs: lessons learned. *Elsiever Geothermics* 34:365-385.
- Rice, J. R., 1993. Spacio-temporal complexity of slip on a fault. *J. Geophys. Res.* 98, 9885-9907.
- Rikitake, T., 1981. Practical approach to earthquake prediction and warning in *Current Research in Earthquake Prediction I*, pp. 1-56, *Developments in Earth and Planetary Sciences*.
- Robin, C., 1982. Relations Volcanologie-Magmatologie-Gdodynamique: Application au passage entre volcanismes alcalin et andrsitique dans le sud mexicain (Axe Trans-Mexicain et Province Alcaline Orientale). *Ann. Sci. Univ. de Clermont-Ferrand II*, No. 70, 31 fascicule, France.
- Rodríguez, M., 2000. Procesado e interpretación de datos sísmicos registrados en la zona geotérmica de Las Tres Vírgenes, B.C.S. en el periodo Diciembre 1995-Julio 1996. Informe elaborado para la Gerencia de Proyectos Termoeléctricos. Enero de 1999.
- Rodríguez, H., Lermo, J., Urban, E., 2012. Analysis of seismic anisotropy in Los Humeros geothermal field, Puebla, Mexico. In *Thirty-Seventh Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University*, SGP-TR-194.
- Roman, D. C., Savage, M. K., Arnold, R., Latchman, J. L., De Angelis, S., 2011. Analysis and forward modeling of seismic anisotropy during the ongoing eruption of the Soufrière Hills Volcano, Montserrat, 1996-2007. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B3).
- Romo, J.M., Wong, V., Flores, C., Vázquez, R., 2000. The subsurface electrical conductivity and the attenuation of coda waves at Las Tres Vírgenes geothermal field in Baja California Sur, México. *Proceedings of the 2000 World Geotherm Congress Int Geotherm Assoc* 1645-1650.
- Rubinstein, J. L., Mahani, A. B., 2015. Myths and facts on wastewater injection, hydraulic fracturing, enhanced oil recovery, and induced seismicity. *Seismological Research Letters*, 86(4), 1060-1067.

- Rutledge, J. T., Phillips, W. S., Mayerhofer, M., 2004. Faulting induced by forced fluid injection 835 and fluid flow forced by faulting: An interpretation of hydraulic-fracture microseismicity, Carthage Cotton Valley gas field, Texas, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(5), 1817-1830.
- Rutter, E. H., Mainprice, D. H., 1978. The effect of water on stress relaxation of faulted and unfaulted sandstone, *Pure appl. Geophys.*, 166, 634-654.
- Saenger, E. H., Shapiro, S. A., 2002. Effective velocities in fractured media: a numerical study using the rotated staggered finite-difference grid. *Geophysical Prospecting*, vol. 50, no 2, p. 183-194.
- Saenger, E.H, Krüger O.S., Shapiro, S.A, 2004. Effective elastic properties of randomly fractured soils, 3D numerical experiments. *Geophysical Prospecting* 52, 183-195.
- Sato, H., 1990. Unified approach to amplitude attenuation and coda excitation in the randomly inhomogeneous lithosphere pure and applied geophysics, 132(1-2), 93-121.
- Savage, J. C., 1966a. Thermoelastic attenuation of elastic waves by cracks. *Journal of Geophysical Research*, 71(16), 3929-3938.
- Savage, M. K., 1999. Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear wave splitting? *Reviews of Geophysics.*, v. 37(1), p. 65-106.
- Savage, M. K., Peppin, W. A., Vetter, U. R., 1990. Shear wave anisotropy and stress direction in and near Long Valley caldera, California, 1979-1988. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B7), 11165-11177.
- Savage, M. K., Shih, X. R., Meyer, R. P., Aster, R. C., 1989. Shear-wave anisotropy of active tectonic regions via automated S-wave polarization analysis. *Tectonophysics*, 165(1-4), 279-292.
- Savage, M. K., Ohminato, T., Aoki, Y., Tsuji, H., Greve, S. M., 2010a. Stress magnitude and its temporal variation at Mt. Asama Volcano, Japan, from seismic anisotropy and GPS. *Earth and Planetary Science Letters*, 290(3-4), 403-414.
- Savage, M. K., Wessel, A., Teanby, N. A., Hurst, A. W., 2010b. Automatic measurement of shear wave splitting and applications to time varying anisotropy at Mount Ruapehu volcano, New Zealand. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B12).
- Sawlan, M.G., 1981. Late Cenozoic volcanism in the Tres Vírgenes area. *Proceedings of the Geology of Northwestern México and Southern Arizona. Congress. Universidad Nacional Autónoma México Hermosillo, Sonora, México*, 309-319.
- Sayers, C. M., 1994. P-wave propagation in weakly anisotropic media. *Geophysical Journal International*, 116(3), 799-805.
- Sayers, C. M., 2004. Seismic anisotropy of shales: What determines the sign of Thomsen's delta parameter? In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2004* (pp. 103-106). Society of Exploration Geophysicists.
- Sayers, C. M., Schutjens, P. M., 2007. An introduction to reservoir geomechanics. *The Leading Edge*, 26(5), 597-601.
- Schaff, D. P., Richards, P. G., 2004. Repeating seismic events in China. *Science*, 303(5661), 1176-1178.
- Schaff, D.P., Richards, P.G., 2011. On finding and using repeating seismic events in and near China. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 116, 1-20.
- Schoenball, M., Ellsworth, W. L. 2017. A systematic assessment of the spatiotemporal evolution of fault activation through induced seismicity in Oklahoma and southern Kansas. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(12), 10-189.
- Schoenberg, M., Douma, J, 1988. Elastic wave propagation in media with parallel fractures and aligned cracks. *Geophysical Prospecting* 36, 571-590.
- Schoenberg, M., Sayers, C., 1995. Seismic anisotropy of fractured rock. *Geophysics* 60, 204-211.
- Schoenberg, M., Helbig, K., 1997. Orthorhombic media: Modeling elastic wave behavior in a vertically fractured earth. *Geophysics*, 62(6), 1954-1974.
- Schutjens, P. M. T. M., Hanssen, T. H., Hettema, M. H. H., Merour, J., De Bree, P., Coremans, J. W. A., Helliesen, G., 2004. Compaction-induced porosity/permeability reduction in sandstone reservoirs: data and model for elasticity-dominated deformation. *SPE Reservoir Evaluation & Engineering*, 7(03), 202-216.
- Scholz, C. H., 1998. Earthquakes and friction laws. *Nature*, 391(6662), 37-42.



- Scholz, C. H., 2002. [The mechanics of earthquakes and faulting](#): Cambridge University Press.
- Scholz, C. H., Kroczyński, T. A., 1979. [Dilatancy anisotropy and the response of rock to large cyclic loads](#), *J. Geophys. Res.*, 84, 5525-5534.
- Scholz, C. H., Sykes, L. R., Aggarwal, Y. P., 1973. [Earthquake prediction: a physical basis](#), *Science*, 181, 803-810.
- Schwartz, L. M., Kimminau, S., 1987. [Analysis of electrical conduction in the grain consolidation model](#): *Geophysics*, 52, 1402-1411.
- Scotti, O., Cornet, F. H., 1994. [In situ evidence for fluid-induced aseismic slip events along fault zones](#). In *International journal of rock mechanics and mining sciences & geomechanics abstracts* (Vol. 31, No. 4, pp. 347-358).
- Seeber, L., Armbruster, J. G., Kim, W. Y., 2004. [A fluid-injection-triggered earthquake sequence in Ashtabula, Ohio: Implications for seismogenesis in stable continental regions](#). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(1), 76-87.
- Shapiro, S.A., 2015. [Fluid-Induced Seismicity](#). Cambridge University Press.
- Shapiro, S. A., Hubral, P., 1995. [Frequency-dependent shear-wave splitting and velocity anisotropy due to elastic multilayering](#). *Journal of Seismic Exploration*, 4, 151-168.
- Shapiro, S. A., Müller, T., 1999. [Seismic signatures of permeability in heterogeneous porous media](#): *Geophysics*, 64, 99-103.
- Shapiro, S. A., Huenges, E., Borm, G., 1997. [Estimating the crust permeability from fluid-injection-induced seismic emission at the KTB site](#): *Geophys. J. Internat.*, 131, F15-F18.
- Shapiro, S. A., Rother, E., Rath, V., Rindschwentner, J., 2002. [Characterization of fluid transport properties of reservoirs using induced microseismicity](#). *Geophysics*, 67(1), 212-220.
- Shearer, P. M., 2009. [Introduction to seismology](#). Second edition, Cambridge university press.
- Shearer, P. M., Chapman, C. H., 1988. [Ray tracing in anisotropic media with a linear gradient](#), *Geophysical journal*, 94, 575 – 580.
- Shelly, D.R., Hill, D.P., Massin, F., Farrell, J., Smith, R.B., Taira, T., 2013. [A fluid-driven earthquake swarm on the margin of the Yellowstone caldera](#). *J. Geophys. Res. E Planets* 118, 4872-4886.
- Sheriff, R.E., 2002. [Encyclopaedic Dictionary of Exploration Geophysics](#). SEG Books, Tulsa, Oklahoma.
- Sheriff, R. E., Geldart, L. P., 1995. [Exploraciono Seismology](#), segunda edición, editorial Cambridge University Press, p.p. 592.
- Shih, X. R., Meyer, R. P., 1990. [Observation of shear wave splitting from natural events: South Moat of Long Valley Caldera, California, June 29 to August 12, 1982](#). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B7), 11179-11195.
- Sibson, R.H., 1981. [Controls on low-stress hydro-fracture dilatancy in thrust, wrench and normal fault terrains](#), *Nature* 289, 665-667.
- Sibson, R. H., 1982. [Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States](#), *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 151-163.
- Sibson, R. H., White, S. H., Atkinson, B. K., 1979. [Fault rock distribution and structure within the Alpine fault zone: a preliminary account](#), *Bull. R. Soc. V.Z.*, 18, 55 - 65.
- Sibson, R. H., White, S. H., Atkinson, B. K., 1981. [Structure and distribution of fault rocks in the Alpine Fault Zone, New Zealand](#). *Geological Society, London, Special Publications*, 9(1), 197-210.
- Sih, G. C., 1991. [Mechanics of fracture initiation and propagation](#). Springer, Berlin.
- Silver, P. G. y Chan, W. W., 1991. [Shear Wave Splitting and Subcontinental Mantle Deformation](#), *J. Geophys. Res.* 96(B10), 16429-16454.
- Simmons, G., Richter, D., 1976. [Microcracks in rock: In The Physics and Chemistry of Minerals and Rocks](#), ed Strens, RGJ.
- Simpson, D. W., Richards, P. G., 1981. [Earthquake Prediction](#), Maurice Ewing Series 4, American Geophysical Union, Washington DC.

- Skinner, B. J., Porter, S. C., 2000. *The Dynamic Earth: an introduction to physical geology*, John Wiley & Sons. Inc., New York.
- Slater, C. P., 1997. *Estimation and modelling of anisotropy in vertical and walkaway seismic profiles at two North Caucasus Oil Fields*, PhD dissertation, University of Edinburgh.
- Sminchak, J., Gupta, N., 2003. *Aspects of induced seismic activity and deep-well sequestration of carbon dioxide*. *Environ. Geosci.* 10 (2), 81-89.
- Spencer Jr, J. W., 1981. *Stress relaxations at low frequencies in fluid-saturated rocks: Attenuation and modulus dispersion*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B3), 1803-1812.
- Sobolev, G., Spetzler, H., Salov, B., 1978. *Precursors to failure in rocks while undergoing anelastic deformations*. *J. Geophys. Res.*, 83, 1775-1784.
- Stein, R.S., 1999. *The role of stress transfer in earthquake occurrence*. *Nature* 402, 605-609.
- Stein, R.S., Wysession, M., 2003. *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structures*, Blackwell publishing.
- Stein, R.S., King, G.C.P., Lin, J., 1994. *Stress Triggering of the 1994 M=6.7 Northridge California, Earthquake by Its Predecessors*. *Science* (80). 265, 1432-1435.
- Stekl, I., Pratt, R. G., 1998. *Accurate viscoelastic modeling by frequency-domain finite difference using rotated operators*: *Geophysics*, 63, 1779-1794.
- Stephen, R. A., 1981. *Seismic anisotropy observed in upper oceanic crust*. *Geophys. Res. Lett.*, 8, 865-868.
- Stock, J.M., Hodges, K.V., 1989. *Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate*. *Tectonics* 8, 99-115.
- Suckale, J., 2009. *Induced seismicity in hydrocarbon fields*. *Adv. Geophys.* 51, 55-106.
- Suter, C., 1991. *State of stress and active deformation in Mexico and Central America*, in Siemmons, D.D., et al., eds., *Neotectonics of North America: Geological Society of America, A decade of North America geology, decade Map 1*, 401-421.
- Suter, M., Slemmons, D. B., Engdahl, E. R., Zoback, M. D., Blackwell, D. D., 1991. *State of stress and active deformation in Mexico and western Central America*. *Neotectonics of North America.* 1, 401-421.
- Tang, C., Rial, J.A., Lees, J.M., 2005. *Shear-wave splitting: a diagnostic tool to monitor fluid pressure in geothermal fields*, *Geophys. Res. Lett.*, 32(21).
- Tang, C., Rial, J., Lees, J., 2008. *Seismic imaging of geothermal field at Krafla, Iceland using shear-wave splitting*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176 2: 315 - 324.
- Teanby, N. A., Kendall, J. M., Van der Baan, M., 2004a. *Automation of shear-wave splitting measurements using cluster analysis*. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(2), 453-463.
- Teanby, N., Kendall, J. M., Jones, R. H., Barkved, O., 2004b. *Stress-induced temporal variations in seismic anisotropy observed in microseismic data*. *Geophysical Journal International*, 156(3), 459-466.
- Thomsen, L., 1986, *Weak elastic anisotropy*, *Geophysics*, 51, 1954 - 1966.
- Thomsen, L., 2002. *Understanding Seismic Anisotropy in Exploration and Exploitation*. SEG/EAGE DISC Lecture Series.
- Thomsen, L., Anderson, D. L., 2015. *Weak elastic anisotropy in global seismology*. *Geological Society of America Special Papers*, vol. 514, p. 39-50.
- Tod, S.R., 2002. *The effects of stress and fluid pressure on the anisotropy of interconnected cracks*. *Geophysical Journal International*, 149(1), 149-156.
- Tod, S.R., 2003. *An anisotropic fractured poroelastic effective medium theory*. *Geophysical Journal International* 153, 1006-1020.
- Toksöz, M.N., Johnston, D.H., Timur, A., 1979. *Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks, I. Laboratory measurements*. *Geophysics* 44, 681-690.

- Torres-Cuenca, R., 2017. *Uso de técnicas de vibración ambiental para caracterizar el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México*. Tesis. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Tosha, T., Sugihara, M., Nishi, Y., 1998. Revised hypocenter solutions for microearthquakes in the Kakkonda geothermal field, Japan, *Geothermics* 27, 5-6, 553-571.
- Townend, J., Zoback, M. D., 2000. How faulting keeps the crust strong. *Geology*, 28(5), 399-402.
- Treitel, S., 1959. On the attenuation of small-amplitude plane stress waves in a thermoelastic solid. *Journal of Geophysical Research*, 64(6), 661-665.
- Tsvankin, I., 1996. Effective parameters and P-wave velocity for azimuthally anisotropic media. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 1996* (pp. 1850-1853). Society of Exploration Geophysicists.
- Tsvankin, I., 1997a. Moveout analysis for transversely isotropic media with a tilted symmetry axis. *Geophysical Prospecting*, 45(3), 479-512.
- Tsvankin, I., 1997b. Anisotropic parameters and P-wave velocity for orthorhombic media: *Geophysics*, v. 62, p. 1292-1309.
- Tsvankin, I., 2001. Seismic signatures and analysis of reflection data in anisotropic media, *Handbook of Geophysical Exploration*, Elsevier Science Publ. Co. Inc.
- Tsvankin, I., 2012. Seismic signatures and analysis of reflection data in anisotropic media. Society of Exploration Geophysicists.
- Tsvankin, I. D., Chesnokov, E. M., 1990a. Synthesis of body wave seismograms from point sources in anisotropic media. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B7), 11317-11331.
- Tsvankin, I. D., Chesnokov, E. M. 1990b. Synthesis of body wave seismograms from point sources in anisotropic media. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B7), 11317-11331.
- Tsvankin, I., Gaiser, J., Grechka, V., Van Der Baan, M., Thomsen, L., 2010. Seismic anisotropy in exploration and reservoir characterization: An overview. *Geophysics*, 75(5), 75A15-75A29.
- Turcotte, D. L., Tag, P. H., Cooper, R. F., 1980. A steady state model for the distribution of stress and temperature on the San Andreas fault. *J. geophys. Res.*, 85, 6224-6230.
- Udías, A., 2000. *Principles of Seismology*. Cambridge University Press.
- Urban E., Lermo, J., 2017. Fracture and Stress Evaluation Using Well Logs and Microseismicity in the Exploitation of Los Humeros Geothermal Field, Mexico. *GRC Transactions*. 41.
- Ursin, B., Stovas, A., 2002. Reflection and transmission responses of a layered isotropic viscoelastic medium. *Geophysics*, 67(1), 307-323.
- Valcke, S. L. A., Casey, M., Lloyd, G. E., Kendall, J. M., Fisher, Q. J. 2006. Lattice preferred orientation and seismic anisotropy in sedimentary rocks. *Geophysical Journal International*, 166(2), 652-666.
- van Benthem, S. A., Valenzuela, R. W., Ponce, G. J., 2013. Measurements of upper mantle shear wave anisotropy from a permanent network in southern Mexico. *Geofísica internacional*, 52(4), 385-402.
- Van Der Kolk, C. M., Guest, W. S., Potters, J. H. H. M., 2001. The 3D shear experiment over the Natih field in Oman: the effect of fracture-filling fluids on shear propagation. *Geophysical Prospecting*, 49(2), 179-197.
- Van Eck, T., Goutbeek, F., Haak, H., Dost, B., 2006. Seismic hazard due to small-magnitude, shallow-source, induced earthquakes in The Netherlands. *Engineering Geology*, 87(1-2), 105-121.
- Vasco, D. W., Ferretti, A., Novali, F., 2008. Estimating permeability from quasi-static deformation: Temporal variations and arrival-time inversion. *Geophysics*, 73(6), 037-052.
- Vázquez-Contreras, A., Booth, D. C., Zúñiga, F. R., Chesnokov, E., Crampin, S., Meissner, R. 1993. Seismic anisotropy in the Guerrero gap, Mexico: Preliminary results. *Geophysical research letters*, 20(1), 69-72.
- Verdon, J. P., Wüstefeld, A., 2013. Measurement of the normal/tangential fracture compliance ratio (Z<sub>N</sub>/Z<sub>T</sub>) during hydraulic fracture stimulation using S-wave splitting data. *Geophysical Prospecting*, 61, 461-475.

- Vidale, J., 1988. Finite-difference calculation of travel times. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 2062-2076.
- Vidale, J., 1990. Finite-difference calculation of travel times in 3D. *Geophysics*, 55, 521-526.
- Viggiano G., J.C., Robles, C.J., 1988a. Mineralogía hidrotermal en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla I: Sus usos como indicadora de temperatura y del régimen hidrogeológico. *Geotermia, Rev. Mex. Geoenerg.*, 4(1): 15-28.
- Viggiano G., J.C., Robles, C.J., 1988b. Mineralogía hidrotermal en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla II: Geometría del yacimiento. *Geotermia, Rev. Mex. Geoenerg.*, 4(1): 29-40.
- Vila, J., Correig, A. M. y Marti, J., 1995. Attenuation and source parameters at Deception Island (South Shetland Islands, Antartica), *Pure and applied Geophysics*, 144 (2), 229 – 250.
- Vinnik, L. P., Farra, V., Romanowicz, B., 1989. Azimuthal anisotropy in the Earth from observations of SKS at Geoscope and NARS broadband stations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79(5), 1542-1558.
- Virieux, J., 1986. P-SV wave propagation in heterogeneous media: velocity – stress finite difference method: *Geophysics*, 51, 889-901.
- Vlahovic, G., Elkibbi, M., Rial, J. A., 2002. Temporal variations of fracture directions and fracture densities in the Coso geothermal field from analyses of shear-wave splitting. In *Proc., Twenty-Seventh Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California (Vol. 415)*.
- Voigt, W., 1892. Über innere reibung fester körper, insbesondere der metalle: *Ann. Physik u. Chemie*, 47, 671-693.
- Waldhauser, F., Schaff, D.P., 2008. Large-scale relocation of two decades of Northern California seismicity using cross-correlation and double-difference methods. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 113, 1–15.
- Walsh, J. B., 1966. Seismic wave attenuation in rock due to friction. *Journal of Geophysical Research*, 71(10), 2591-2599.
- Walsh, J. B., 1969. New analysis of attenuation in partially melted rock. *Journal of Geophysical Research*, 74(17), 4333-4337.
- Wang, L., Shum, C., Jekeli, C., 2012. Gravitational gradient changes following the 2004 December 26 Sumatra–Andaman Earthquake inferred from GRACE, *Geophysical Journal International*.
- Warpinski, N. R., Teufel, L. W., 1992. Determination of the effective-stress law for permeability and deformation in low-permeability rocks. *SPE formation evaluation*, 7(02), 123-131.
- Wawersik, W. R., Fairhurst, C. H., 1970. A study of brittle rock fracture in laboratory compression experiments. In *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts (Vol. 7, No. 5, pp. 561-575)*. Pergamon.
- Wei, S., Avouac, J. P., Hudnut, K. W., Donnellan, A., Parker, J. W., Graves, R. W., Eneva, M., 2015. The 2012 Brawley swarm triggered by injection-induced aseismic slip. *Earth and Planetary Science Letters*, 422, 115-125.
- Werner, U. Shapiro, S.A., 1999. Frequency-dependent shear-wave splitting in thinly layered media with intrinsic anisotropy, *Geophysics*, 64, 604– 608.
- Wild, P., Crampin, S., 1991. The range of effects of azimuthal isotropy and extensive-dilancy anisotropy in sedimentary basins. *Geophysical Journal International* 107, 513–529.
- Winkler, K.W., Nur, A., 1979. Pore fluids and seismic attenuation in rocks. *Geophysical Research Letters* 6, 1–4.
- Winterstein, D. F., 1990. Velocity anisotropy: Terminology for geophysicists: *Geophysics*, 55, 1070-1088.
- Winterstein, D.F., 1996. *Anisotropists Digest 147*. anisotropists@ sep.
- Winterstein, D. F., Meadows, M. A., 1991a. Shear-wave polarizations and subsurface stress directions at Lost Hills field. *Geophysics*, 56(9), 1331-1348
- Winterstein, D. F., Meadows, M. A., 1991b. Changes in shear-wave polarization azimuth with depth in Cymric and Railroad Gap oil fields. *Geophysics*, 56(9), 1349-1364.
- Wong, V., Munguía, L., 2006. Seismicity, focal mechanisms, and stress distribution in the Tres Vírgenes volcanic and geothermal region, Baja California Sur, Mexico. *Geofísica Internacional* 45 1:23–37.

- Wong, V., Rebolgar, C.J., Munguía, L., 2001. Attenuation of coda waves at the Tres Vírgenes volcanic area, Baja California Sur, Mexico. *Bull Seismol Soc Amer* 91 4:683-693.
- Wu, H., Lees, J. M., 1996. Attenuation structure of Coso geothermal area, California, from wave pulse widths. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(5), 1574-1590.
- Wuestefeld A., Bokelmann G. 2007. Null detection in shear-wave splitting measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America* 97, 1204–1211.
- Wuestefeld, A., Al-Harrasi, O., Verdon, J. P., Wookey, J., Kendall, J. M., 2010. A strategy for automated analysis of passive microseismic data to image seismic anisotropy and fracture characteristics. *Geophysical Prospecting*, 58(5), 755-773.
- Wuestefeld, A., Kendall, J. M., Verdon, J. P., van As, A., 2011. In situ monitoring of rock fracturing using shear wave splitting analysis: an example from a mining setting. *Geophysical Journal International*, 187(2), 848-860.
- Wyss, M., 1981. Recent earthquake prediction research in the United States, in *Current Research in Earthquake Prediction I*, pp. 81 -127, *Developments in Earth and Planetary Sciences*.
- Xu, S., 1998. Modelling the effects of fluid communication on velocities in anisotropic porous rocks. *International Journal of Solids & Structures* 35, 4685–4707.
- Yang, M., Elkibbi, M., Rial, J.A., 2005. An inversion scheme to model subsurface fracture systems using shear wave splitting polarization and delay time observations simultaneously. *Geophys. J. Int.* vol. 160, 939–947.
- Yáñez, C., García, S., 1980. Informe del proyecto geotérmico Los Humeros-Derrumbadas, Estados de Puebla y Veracruz. Intern. rep., Comisión Federal de Electricidad (México).
- Yardley G, Crampin, S., 1991. Extensive-Dilatancy Anisotropy: Relative information in VSPs and Reflections surveys. *Geophysical prospecting* 39:337–355.
- Yoffe, E. H., 1951. The moving griffith crack. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 42(330), 739-750.
- Zang, Y., Sayers, C., Adachi, J.I., 2009. The use of effective medium theories for seismic wave propagation and fluid flow in fractured reservoirs under applied stress, *Geophys. J. Int.*, 177, 205 – 221.
- Zang, A., Oye, V., Jousset, P., Deichmann, N., Gritto, R., McGarr, A., Majer, E., Bruhn, D., 2014. Analysis of induced seismicity in geothermal reservoirs - an overview. *Geothermics* 52, 6–21.
- Zatsepin, S.V y Crampin, S., 1997. Modelling the compliance of crustal rock, I – Response of shear-wave splitting to differential stress. *Geophysical Journal International* 129, 477–494.
- Zhang, C., 2012. *Shear wave birefringence Analysis: An Integrative Scheme*. SEG Las Vegas Annual Meeting.
- Zoback, M.D., Harjes P., 1997. Injection-induced earthquakes and crustal stress at 9 km depth at the KTB deep drilling site, Germany, *J. Geophys. Res.* 102, B8, 18477-18491.
- Zucca, J. J., Hutchings, L.J., Kasameyer, P. W., 1994. Seismic velocity and attenuation structure of the Geysers Geothermal Field, California, *Geothermics* 23, 111-126.
- Zúñiga, F. R., Castro, R. R., Domínguez, T., 1995. Stress orientation and anisotropy based on shear-wave splitting observations in the Cerro Prieto fault area, Baja California, Mexico *pure and applied geophysics*, vol. 144, no 1, p. 39-57.