

**TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

**INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL DEL SISTEMA DE  
FALLAS DE BOCONÓ A PARTIR DE UNA SECUENCIA  
SÍSMICA EN LAGUNILLAS, ESTADO MÉRIDA**

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
Por la Br. Piñero Firgau, Alejandra Sarahy  
Para optar al Título  
de Ingeniero Geofísico

Caracas, 2017

## **TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

# **INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL DEL SISTEMA DE FALLAS DE BOCONÓ A PARTIR DE UNA SECUENCIA SÍSMICA EN LAGUNILLAS, ESTADO MÉRIDA**

Tutor Académico: Prof. Michael Schmitz

Tutor Industrial: Dr. Herbert Rendón

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
Por la Br. Piñero Firgau, Alejandra Sarahy  
Para optar al Título  
de Ingeniero Geofísico

Caracas, 2017

Caracas, junio de 2017

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por la Bachiller Alejandra Sarahy Piñero Firgau, titulado:

**“INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL DEL SISTEMA DE FALLAS DE  
BOCONÓ A PARTIR DE UNA SECUENCIA SÍSMICA EN LAGUNILLAS,  
ESTADO MÉRIDA”**

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero Geofísico, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el autor, lo declaran APROBADO.

  
Prof. Mariano Arnaiz  
Jurado

  
Prof. Rosa Jiménez  
Jurado

  
Prof. Michael Schmitz  
Tutor Académico

  
Dr. Herbert Rendón  
Tutor Industrial

## DEDICATORIA

*A mi madre,  
Irma Elvira Fergau Romero.*

## AGRADECIMIENTOS

Gracias a mi casa de estudio, la Universidad Central de Venezuela; y a mis tutores, Herbert Rendón y Michael Schmitz, por todos los conocimientos impartidos y el apoyo durante el desarrollo de este trabajo.

### Agradecimientos personales:

A quien le debo todo en esta y en un millón de vidas más. Mi fuerza, mi ejemplo a seguir, mi razón de ser, mi vida entera: mi madre, Irma Firgau. Te amo con el alma, mami. ¡Lo logramos!

A mi tutor, Dr. Herbert Rendón, por ser un guía, un apoyo incansable en el desarrollo de esta investigación. Gracias totales por la entrega íntegra y desinteresada de tantos conocimientos, y por confiar en que lo lograríamos, a pesar de las innumerables trabas que se presentaron en el camino. ¡El equipo gana!

A mi abuelo, Friedrich Firgau, por enseñarme que en la vida, poco a poco, trabajando duro, se anda lejos; y a mi abuela, Alejandra Romero, por toda mi vida estar y guiarme siempre por el camino del bien. Bendición, mis viejitos, esto es para ustedes.

A mi tía y madrina, Laura Firgau, mi guardiana, mi guía e impulso para perseguir mis sueños; y a mi tío, Alejandro Firgau, por tanto apoyo durante este camino.

A los hermanos que me regaló la vida dentro de la Universidad, mis incondicionales: María Beatriz Guillén y Manuel Pérez. Apoyo invaluable, amigos del alma, amor y familia en su máxima expresión, en las buenas y malas, juntos durante todo este viaje, y ahora colegas profesionales. Los amo hasta el infinito y más allá.

A la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS) y a los excelentes profesionales que me asesoraron en el desarrollo de esta investigación, especialmente al Prof. Frank Audemard y Leonardo Alvarado.

A mi hermoso país, Venezuela.

A Dios, la Virgen y San Antonio de Padua.

¡GRACIAS!

**Piñero F., Alejandra S.**

**INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL DEL SISTEMA DE FALLAS DE BOCONÓ  
A PARTIR DE UNA SECUENCIA SÍSMICA EN LAGUNILLAS, ESTADO MÉRIDA**

**Tutor Académico: Prof. Michael Schmitz, Tutor Industrial: Dr. Herbert Rendón. Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2017, 116 p.**

**Palabras clave:** Secuencia sísmica de Lagunillas, orientación de sensores, modelo de velocidad, tensor de momento sísmico, mecanismo focal.

**Resumen.** La secuencia sísmica de Lagunillas del año 2015 proporciona elementos clave para mejorar la visión tectónica en la sección de la falla de Boconó adyacente a esta localidad, la cual resulta ser de gran interés geológico y estructural debido a la presencia de la cuenca de tracción (*pull apart*) La González, cuya caracterización e interpretación estructural puede optimizarse a partir del conocimiento derivado de los mecanismos focales asociados al proceso de ruptura de la secuencia sísmica. Entonces, partiendo de un proceso de inversión de las formas de onda, registradas en cinco estaciones sismológicas (BAUV, ELOV, SIQV, MCQV y PAYV) ubicadas en el occidente de Venezuela, de 16 sismos de  $M_w > 4,0$ , correspondientes a dicha secuencia, fueron calculadas las componentes del tensor de momento sísmico para los eventos seleccionados, a partir de las cuales son graficadas y descritas las soluciones del plano de falla en forma de mecanismos focales. Por otra parte, es importante destacar que para obtener soluciones veraces, dos métodos deben ser implementados previo a la inversión de las formas de onda: en primer lugar, determinar la posible desorientación de la componente H1 de los sensores sismológicos respecto al norte geográfico, la cual, de existir, debe ser corregida. Para ello, se generó un código en el que, a partir de formas de ondas de telesismos, registrados en cada sensor seleccionado, es realizado un análisis de polarización 3D del movimiento de la partícula en la primera llegada de la onda P para cada sismo y, mediante la técnica de Análisis de Componentes Principales (ACP), determinar y corregir dicha orientación según corresponda para cada sensor. Las estaciones BAUV, ELOV, MCQV y PAYV resultaron estar desorientadas hacia el oeste por 7,5, 20,3, 11,8 y 18,6 grados respectivamente, mientras que la estación SIQV se encuentra óptimamente orientada, con un valor de 0,6 grados de diferencia respecto al norte geográfico. En segundo lugar, fue necesario generar un modelo cortical de velocidades para el occidente venezolano, ajustado tanto a la geología de la zona, como a las formas de onda de los 16 sismos seleccionados. Para dicho fin, se implementó una metodología basada en la inversión de las curvas de dispersión de velocidad de grupo asociadas a cada sismo, generando un modelo cortical de velocidades de 10 capas, hasta los 43 km de profundidad. Por último, según los resultados obtenidos en ambos métodos descritos, se hizo uso efectivo de la información contenida en el tren de ondas completo; de modo tal que, con un número reducido de estaciones ubicadas de manera uniformemente acimutal, fue posible obtener con precisión la orientación de los planos de ruptura y su deslizamiento en el conjunto de sismos analizados, ocurridos en la secuencia referida.

## ÍNDICE DE CONTENIDO

CARTA DE APROBACIÓN.....	iii
DEDICATORIA.....	iv
AGRADECIMIENTOS .....	v
RESUMEN.....	vi
ÍNDICE DE CONTENIDO.....	vii
ÍNDICE DE FIGURAS.....	xi
ÍNDICE DE TABLAS .....	xiii
<b>CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
1.1 Planteamiento del problema.....	1
1.2 Justificación.....	1
1.3 Alcance de la investigación.....	2
1.4 Objetivos .....	3
1.4.1 Objetivo general .....	3
1.4.2 Objetivos específicos.....	3
1.5 Ubicación de la zona de estudio.....	4
<b>CAPÍTULO II: MARCO GEOLÓGICO .....</b>	<b>5</b>
2.1 Marco geodinámico.....	5
2.2 Los Andes de Mérida .....	6
2.3 La falla de Boconó .....	7
2.4 La cuenca La González .....	8
2.5 Sismicidad .....	10
2.6 Geología cuaternaria local.....	10

2.7 Estructura cortical .....	10
<b>CAPÍTULO III: MARCO TEÓRICO .....</b>	<b>12</b>
3.1 Teoría de inversión.....	12
3.1.1 Teoría de inversión en sismología.....	13
3.2 Sección I: Orientación de sensores.....	12
3.2.1 Azimuth y back - azimuth .....	13
3.2.2 Orientación de sensores sismológicos.....	14
3.2.3 Determinación del ángulo de orientación de sensores sismológicos .....	16
3.3 Sección II: Modelo cortical de velocidad.....	17
3.3.1 Ondas superficiales .....	17
3.3.2 Tipos de ondas superficiales .....	17
3.3.3 Dispersión de la onda superficial .....	19
3.3.4 Obtención de las curvas de dispersión .....	22
3.4 Sección III: Mecanismos focales.....	22
3.4.1 Fallas .....	22
3.4.2 Mecanismos focales .....	24
3.4.3 Determinación de los mecanismos focales.....	25
3.4.3.1 Polaridades .....	25
3.4.3.2 Tensor de momento sísmico.....	27
<b>CAPÍTULO IV: MARCO METODOLÓGICO .....</b>	<b>30</b>
4.1 Preprocesamiento .....	31
4.1.1 Selección de eventos sísmicos.....	31
4.1.2 Selección de estaciones sismológicas .....	31



4.2 Sección I: Orientación de sensores.....	33
4.2.1 Selección de sismos lejanos y regionales .....	33
4.2.2 Formas de onda .....	35
4.2.3 Orientación de los sensores .....	35
4.3 Sección II: Modelo cortical de velocidad.....	37
4.4 Sección III: Mecanismos focales.....	41
<b>CAPÍTULO V: RESULTADOS Y ANÁLISIS.....</b>	<b>48</b>
5.1 Sección I: Orientación de sensores.....	48
5.2 Sección II: Modelo cortical de velocidad.....	51
5.3 Sección III: Mecanismos Focales.....	55
5.3.1 Soluciones obtenidas por el método de inversión .....	55
5.3.2 Descripción de los mecanismos focales .....	56
5.3.3 Resultados obtenidos por el método de las polaridades .....	59
5.3.4 Comparación de soluciones.....	60
5.3.4.1 Mecanismos focales .....	60
5.3.4.2 Magnitud de momento (Mw) .....	62
5.3.5 Interpretación estructural.....	60
<b>CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES .....</b>	<b>67</b>
REFERENCIAS.....	71
APÉNDICES.....	76

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Ubicación de la zona de estudio. ....	4
Figura 1.2. Ubicación de los sismos dentro del área de estudio. ....	4
Figura 2.1. Geodinámica de la placa Caribe. ....	5
Figura 2.2. Características neotectónicas de los Andes de Mérida (Audemard, 2003).6	
Figura 2.3. Mapa de fallas cuaternarias en el occidente venezolano. Falla de Boconó entre San Cristóbal y Morón (Audemard <i>et al.</i> , 2005).....	8
Figura 2.4. Esquema de la cuenca La González, basado en el mapa de Tricart y Michel, 1965 (Alvarado, 2008). ....	9
Figura 2.5. Perfil Andes Central (1). Líneas punteadas de color amarillo (Saavedra, 2015). ....	11
Figura 2.6. Modelo de velocidades 2D del perfil Andes Centro (Saavedra, 2015). ...	11
Figura 3.1. Ejemplo de <i>Azimuth</i> ( $39^\circ$ ) y <i>back – azimuth</i> ( $234^\circ$ ). ....	13
Figura 3.2. Principio de las mediciones de movimiento de la partícula para obtener orientación del sensor. ....	14
Figura 3.3. Curvas de tiempo de viaje de Jeffreys –Bullen. Fase P en color rojo. Tomado y modificado de Stacey (1969). ....	16
Figura 3.4. Sismograma de tres componentes de un sismo superficial de magnitud $M_w$ 7.7 en Vanuatu a una distancia epicentral de 12.250 km. Stein y Wyession (2003). 18	
Figura 3.5. (a) Geometría de propagación de las ondas superficiales. (b) Onda <i>Love</i> . (c) Onda <i>Rayleigh</i> . ....	19
Figura 3.6. Velocidad de grupo y fase. ....	19
Figura 3.7. (a) Condiciones del medio (b) Curva de dispersión (rojo). ....	21
Figura 3.8. (a) Nuevas condiciones del medio, (b) Nueva curva de dispersión (azul). ....	21

Figura 3.9. La geometría de una falla. ....	23
Figura 3.10. Tipos básicos de fallas. ....	23
Figura 3.11. Mecanismo focal de falla transcurrente dextral. ....	24
Figura 3.12. a) Falla normal. (b) Falla inversa. ....	24
Figura 3.13. (a) Mecanismo focal oblicuo con componente normal. (b) Mecanismo focal oblicuo con componente inversa. ....	25
Figura 3.14. Radiación de la fuente. Se observa la primera llegada de la onda P. ....	26
Figura 3.15. (a) Representación estereográfica de los datos sísmicos. (b) Trazado de los planos nodales. (c) Identificación de los cuadrantes. ....	26
Figura 3.16. (a) Pares de fuerzas separadas por una distancia $d$ . (b) Doble cupla: par de pares complementarios que producen un torque neto igual a cero. ....	27
Figura 3.17. Nueve cuplas de fuerza que constituyen el tensor de momento. ....	28
Figura 3.18. Fallamiento sísmico dado por la representación del doble par de fuerzas (doble cupla). ....	28
Figura 4.1. Flujograma de la metodología ....	30
Figura 4.2. Ubicación de las estaciones en la zona de estudio y sismicidad. ....	32
Figura 4.3. Ubicación de sismos lejanos seleccionados. ....	34
Figura 4.4. Ventana de 720 segundos alrededor del arribo teórico (línea roja) según el modelo de velocidades AK135. ....	35
Figura 4.5. Ventana de 7 segundos (azul) a la que es realizado el análisis de polarización. ....	36
Figura 4.6. Izquierda: Gráfico de <i>back – azimuth</i> . Derecha: Gráfico del ángulo de incidencia del rayo sísmico a la estación. ....	37
Figura 4.7. Ingreso de información del sismo al programa. ....	39
Figura 4.8. Comando <code>do_mft</code> y parámetros de graficación de la curva de dispersión de la velocidad de grupo para la onda <i>Love</i> (componente transversal). ....	39

Figura 4.9. Selección del modo fundamental de la curva de dispersión de la onda <i>Love</i> . .....	40
Figura 4.10. Inicio del programa de inversión de formas de onda (ISOLA). .....	41
Figura 4.11. Importar datos y conversión a formato ascii ISOLA, estación BAUV. . 41	
Figura 4.12. Rotación del sensor para corrección de orientación de la componente H1. .....	42
Figura 4.13. Datos con corrección instrumental. ....	43
Figura 4.14. Ingreso de información del sismo al programa. ....	43
Figura 4.15. Selección de estaciones. ....	44
Figura 4.16. Parámetros de inversión. ....	45
Figura 4.17. Opciones de graficación de los resultados obtenidos. ....	46
Figura 4.18. Gráfico de correlación en función de la posición de la fuente y el porcentaje de doble cupla.....	46
Figura 4.19. Ajuste de forma de onda observada y sintética. ....	46
Figura 4.20. Resumen de soluciones otorgadas por ISOLA en cada corrida de inversión para un sismo. ....	47
Figura 5.1. Gráfico de la función $f$ . Parámetros de anisotropía .....	49
Figura 5.2. Derecha: Dispersión de velocidad de grupo (U) de la onda <i>Love</i> . Izquierda: Amplitud del modo a la frecuencia (periodo) dada.....	52
Figura 5.3. Derecha: Dispersión de velocidad de grupo de la onda <i>Rayleigh</i> (U). Izquierda: Amplitud del modo a la frecuencia (periodo) dada. ....	52
Figura 5.4. Ajuste del modelo calculado respecto a las curvas de dispersión de onda <i>Love</i> (izquierda) y onda <i>Rayleigh</i> (derecha) seleccionadas. ....	53
Figura 5.5. Representación gráfica del modelo cortical de velocidades de la onda P y onda S para el occidente venezolano. ....	54

Figura 5.6. Distribución porcentual de los mecanismos focales obtenidos en ISOLA.  
..... 58

Figura 5.7. Gráfico comparativo del rumbo del plano nodal principal entre los  
mecanismos focales determinados por el método de la de las polaridades y el método  
de inversión ..... 61

Figura 5.8. División de la cuenca La González (*pull apart*) por secciones, según  
mecanismos focales obtenidos por el método de inversión. Modificado de Alvarado  
(2008)..... 64

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 4.1. Criterio para la selección de los datos. ....	31
Tabla 4.2. Estaciones sismológicas seleccionadas.....	32
Tabla 4.3. Parámetros de selección de sismos lejanos.....	33
Tabla 4.4. Información de sismos lejanos.....	33
Tabla 4.5. Modelo de velocidades preliminar.....	33
Tabla 5.1. Parámetros de orientación de la componente H1 de los sensores.....	48
Tabla 5.2. Orientación de la componente H1 de los sensores respecto al norte geográfico. ....	50
Tabla 5.3. Modelo de velocidad calculado para el occidente venezolano. ....	53
Tabla 5.4. Resultados de mecanismos focales calculados por el método de inversión de las componentes del tensor de momento sísmico (ISOLA).....	55
Tabla 5.5. Descripción de los mecanismos focales obtenidos. (rojo: $M_w > 5,0$ ; verde: $M_w > 4,0$ ).....	57
Tabla 5.6. Mecanismos focales determinados mediante el método de observación de la primera llegada de la onda P.....	59
Tabla 5.7. Tabla resumen: Comparación del plano nodal principal calculado por ambos métodos: directo y de inversión. ....	60
Tabla 5.8. Comparación de magnitudes de momento obtenidas por diferentes métodos. ....	63

# CAPÍTULO I

## INTRODUCCIÓN

### 1.1 Planteamiento del problema

La Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS) es el ente oficial con funciones de servicio sismológico en el país, entregando una descripción inmediata de todos los movimientos sísmicos que ocurren en el territorio nacional y zonas vecinas, incluyendo en ella la representación gráfica del plano que generó la ruptura, dada por su correspondiente mecanismo focal, cuya determinación se realiza en FUNVISIS por medio del método directo, que consta de la identificación de las polaridades de la primera llegada de la onda P de los eventos sísmicos registrados en cada estación con la que cuenta la red sismológica nacional.

No obstante, la cantidad de estaciones en funcionamiento, asociadas a la zona de interés para este estudio, que corresponde específicamente a la falla de Boconó en el sector de Lagunillas, estado Mérida, dista de ser la ideal, lo cual afecta la precisión del procedimiento realizado con métodos directos, debido a que para la obtención de un diagrama que describa el plano de falla, se hace necesario disponer de un número suficiente de estaciones sismológicas que dé adecuada cobertura a la esfera focal.

### 1.2 Justificación

En base a lo planteado, surge la necesidad de obtener una representación precisa de la fuente sísmica (mecanismo focal) con un número reducido de estaciones sismológicas ubicadas de manera uniformemente acimutal, que aporte la información adecuada para un correcto análisis e interpretación del plano de falla en la sección de estudio, que resulta ser de gran interés geológico y estructural debido a sus características tectónicas, generadas por la presencia en esta zona de la cuenca de tracción (*pull apart*) La González.

### 1.3 Alcance de la investigación

Con la finalidad de obtener una descripción de mejor calidad del movimiento en el sector de estudio, se usó la mayor cantidad de información contenida en el desarrollo completo de las ondas sísmicas que comprenden los eventos de magnitud de momento ( $M_w$ ) superior a 4,0 ocurridos en la secuencia de sismos de Lagunillas (Edo. Mérida) iniciada el 7 de noviembre hasta el 31 de diciembre de 2015, captadas en cada estación disponible. Para ello, se llevó a cabo la investigación con la implementación de tres métodos de inversión que dividen el trabajo en secciones:

En primer lugar, este estudio requiere del conocimiento de la orientación de las componentes horizontales de los sensores sismológicos seleccionados (Sección I). En tal sentido, es llevado a la práctica el método sugerido por Scholtz *et al.* (2017) para la evaluación de los sensores instalados en el occidente venezolano. A tales efectos, fue realizado un análisis de componentes principales alrededor de la llegada de la onda P de sismos lejanos, registrados en cada estación sismológica con la que se cuenta, con el fin de identificar de este modo el eje de polarización 3D de la primera llegada.

En segundo lugar, se generó un modelo cortical de velocidades ajustado, tanto a la geología de la zona de estudio como a las formas de onda de los eventos seleccionados que se registraron en la secuencia sísmica (Sección II), para lo cual se puso en práctica la metodología planteada por Herrmann (2013) en la que, partiendo de un modelo de velocidades local, se realiza la inversión de las curvas de dispersión de las velocidades de grupo obtenidas del registro de las ondas superficiales para cada sismo.

Por último, se generaron los mecanismos focales asociados a los eventos seleccionados para el estudio (Sección III). Para ello, se utilizó el paquete computacional ISOLA, ISOLated Asperities (Sokos y Zahradník, 2008), interpretando conjuntamente, los tensores de momento y las inversiones del deslizamiento en términos del plano de falla activo.



## **1.4 Objetivos**

### **1.4.1 Objetivo general**

Interpretar a nivel estructural el sistema de fallas de Boconó a partir de los eventos de magnitud de momento superior a 4,0 registrados en la secuencia sísmica de 2015 en el sector de Lagunillas, estado Mérida.

### **1.4.2 Objetivos específicos**

- Determinar la orientación de la componente H1 de las estaciones sismológicas pertinentes a partir del estudio de polaridad de la onda P proveniente de sismos lejanos.
- Obtener el modelo de velocidades unidimensional ajustado a la zona de estudio por el método de inversión de curvas de dispersión de ondas superficiales.
- Calcular las componentes del tensor de momento sísmico de los eventos de magnitud de momento superior a 4,0 en el sector de Lagunillas.
- Representar gráficamente los tensores de esfuerzos en forma de mecanismos focales para cada sismo.
- Analizar los resultados en términos descriptivos del sistema de fallas de Boconó en el sector de Lagunillas.
- Comparar los resultados obtenidos con los generados por métodos directos.

## 1.5 Ubicación de la zona de estudio

La zona de estudio (Figura 1.1) corresponde al área donde ocurrió la secuencia sísmica, en el sector de Lagunillas, estado Mérida, durante los meses de noviembre y diciembre de 2015; la cual está comprendida entre:

Latitud: 8°N – 9°N

Longitud: 72°O – 71°O

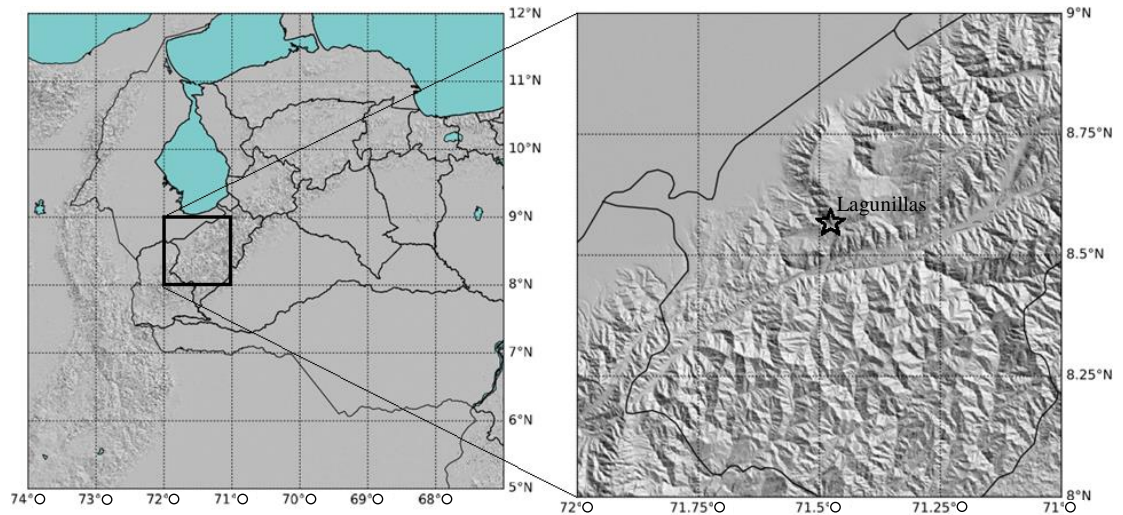


Figura 1.1. Ubicación de la zona de estudio.

En la Figura 1.2 se muestran, dentro del área de estudio, los sismos de  $M_w \geq 4.0$ , ocurridos dentro de la secuencia a la que se hace referencia.

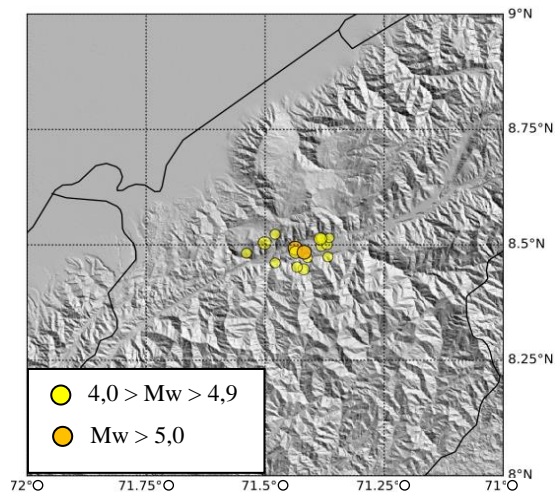


Figura 1.2. Ubicación de los sismos dentro del área de estudio.

## CAPÍTULO II

### MARCO GEOLÓGICO

#### 2.1 Marco geodinámico

Audemard *et al.* (2005) señalan que al noroeste de Venezuela el cinturón de deformación alcanza los 600 km de ancho y que está compuesto por un conjunto de bloques relativamente pequeños (Maracaibo, Bonaire, Chocó y Norandino) cuyos movimientos son independientes a las placas principales (Caribe, Sur América y Nazca). Particularmente, el bloque de Maracaibo posee forma triangular y está limitado por las fallas Santa Marta – Bucaramanga (sinestral) al oeste, al norte está separado del bloque de Bonaire por la falla Oca – Ancón (dextral) y la falla de Boconó (dextral) al este. La cinemática de estas fallas hace que este bloque rote en el sentido de las agujas del reloj (Figura 2.1).

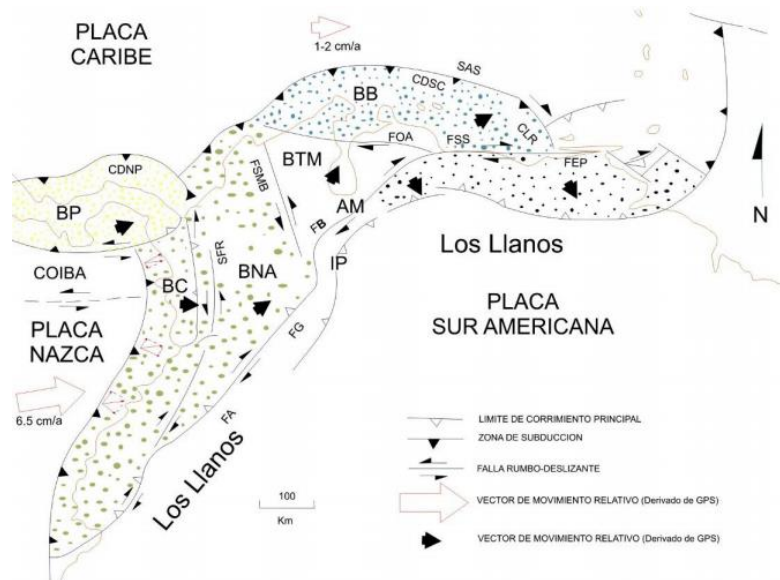


Figura 2.1. Geodinámica de la placa Caribe.

Bloques de: Bonaire (BB), Chocó (BC), Maracaibo (BTM), Norandino (BNA); los Andes de Mérida (AM) e Indentor de Pamplona (IP); Fallas: Algeciras (FA), Boconó (FB), El Pilar (FEP), Guaicaramo (FG), Romeral (SFR), Santa Marta – Bucaramanga (FSMB), San Sebastián (FSS) y Oca – Ancón (FOA) (Audemard *et al.*, 2005).

## 2.2 Los Andes de Mérida

La cadena montañosa de los Andes de Mérida representa una característica geomorfológica prominente en el paisaje occidental de Venezuela, la cual se extiende en dirección SO – NE por aproximadamente 350 km desde la frontera entre Colombia y Venezuela hasta la ciudad de Barquisimeto (Figura 2.2), su ancho máximo alcanza los 100 km (Audemard, 2003) y está caracterizada por cadenas de montañas asociadas principalmente a fallas inversas, normales y rumbo deslizantes con direcciones preferenciales N-S a NE-SO, originadas debido a la presencia de la falla de Boconó, resultante de la interacción entre el bloque de Maracaibo y la placa suramericana (Taboada *et al.*, 2000).

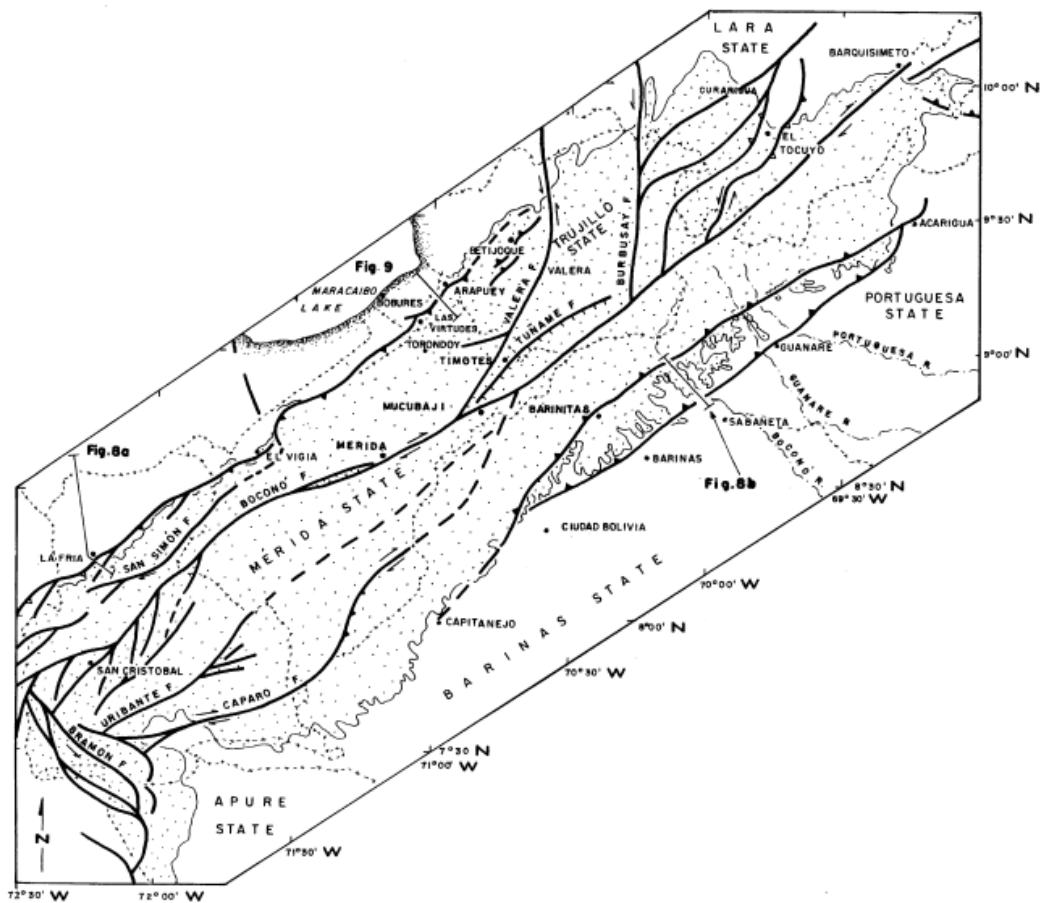


Figura 2.2. Características neotectónicas de los Andes de Mérida (Audemard, 2003).

### 2.3 La falla de Boconó

El análisis y el modelaje sísmico sugieren que la falla de Boconó puede ser parte de una frontera de placas desde hace aproximadamente 5 millones de años (Dewey, 1972). Su oblicuidad en relación al rumbo de los Andes venezolanos y el hecho de que ella corta y desplaza provincias geológicas de origen y edad diferentes (Cordillera de los Andes y del Caribe) sugiere que es una estructura externa a esos sistemas, que fue incorporada a la frontera entre las placas del Caribe y Suramérica en un pasado geológico relativamente reciente. El análisis de los mecanismos focales de terremotos recientes asociados a esta falla, más específicamente en la zona correspondiente a este estudio, es consistente con un desplazamiento predominantemente lateral – derecho, profundidades focales generalmente menores de 35 km e indica una dirección de compresión aproximadamente E - O (Folinsbee, 1972; Dewey, 1972).

La falla de Boconó (Figura 2.3) se extiende en el occidente venezolano en dirección SO – NE entre la población de San Cristóbal, ubicada en la proximidad de la frontera con Colombia y la población de Morón en la costa caribeña de Golfo Triste (Audemard, 2009) y representa uno de los rasgos neotectónicos más importantes de la zona noroccidental de América del Sur, formando parte del eje sismogénico principal que se encuentra al norte y oeste de Venezuela, junto con la falla de San Sebastián, Oca - Ancón y El Pilar (Soulas, 1985). La traza activa de esta falla se caracteriza por presentar un movimiento transcurrente dextral, tener una traza principal más o menos continua de aproximadamente 500 km, y frecuentes fallas que convergen o divergen con esta última (Alvarado *et al.*, 2015).

Audemard (2002), en base a un detallado estudio de evidencias neotectónicas a lo largo de toda su extensión, ha revelado la existencia de grandes cuencas cenozoicas (cenozoico tardío) de tracción (cuencas *pull apart*), en las cuales se pueden evidenciar grandes desplazamientos locales verticales (normales), separados por estrechos segmentos de fallas, con un claro desplazamiento rumbo deslizante dextral.

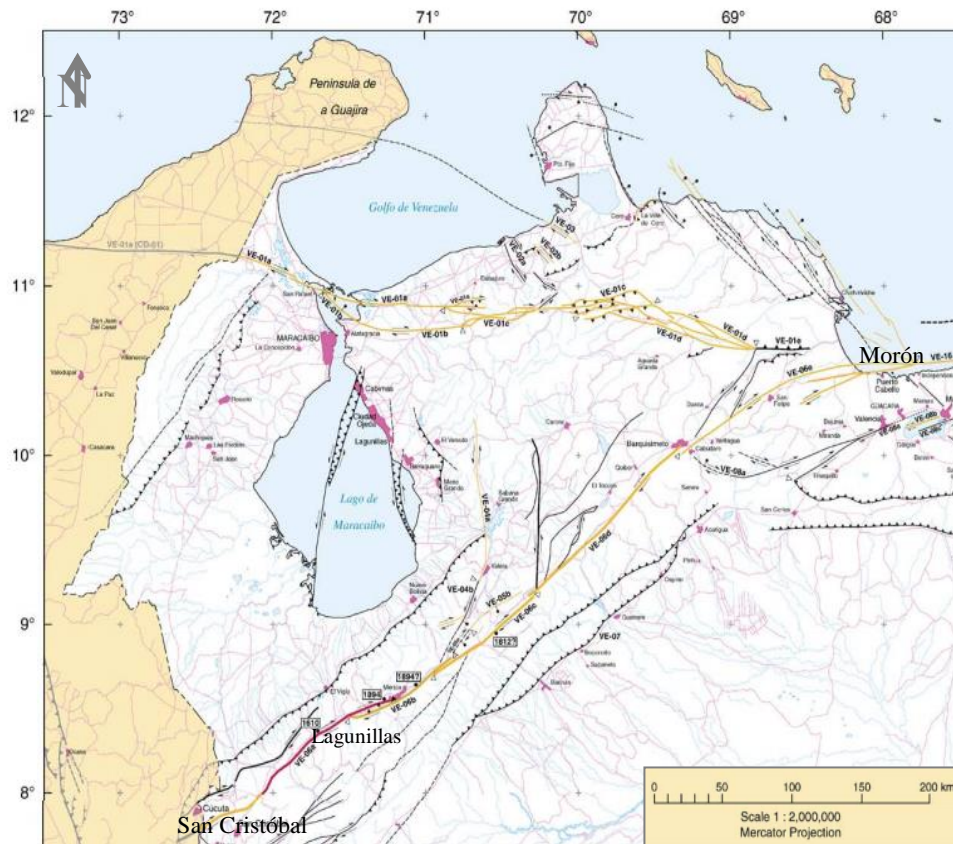


Figura 2.3. Mapa de fallas cuaternarias en el occidente venezolano. Falla de Boconó entre San Cristóbal y Morón (Audemard *et al.*, 2005).

El régimen compresivo transcurrente de esta falla es responsable de la formación del cinturón de deformación activo venezolano, en la que se generó una zona de fractura que se sitúa casi en posición axial a la cordillera andina, aprovechada por grandes ríos para entallar sus valles, lo que hace que sea claramente demarcada (Audemard, 2003).

#### 2.4 La cuenca La González

En la región de la población de Lagunillas, la falla de Boconó presenta dos trazas, las cuales están dispuestas en un relevo transtensivo de más de 20 kilómetros de solape y hasta 7 kilómetros de separación, delimitando una cuenca de tipo *pull apart*, dentro de la cual se encuentra la cuenca La González (Figura 2.4; Alvarado, 2008).

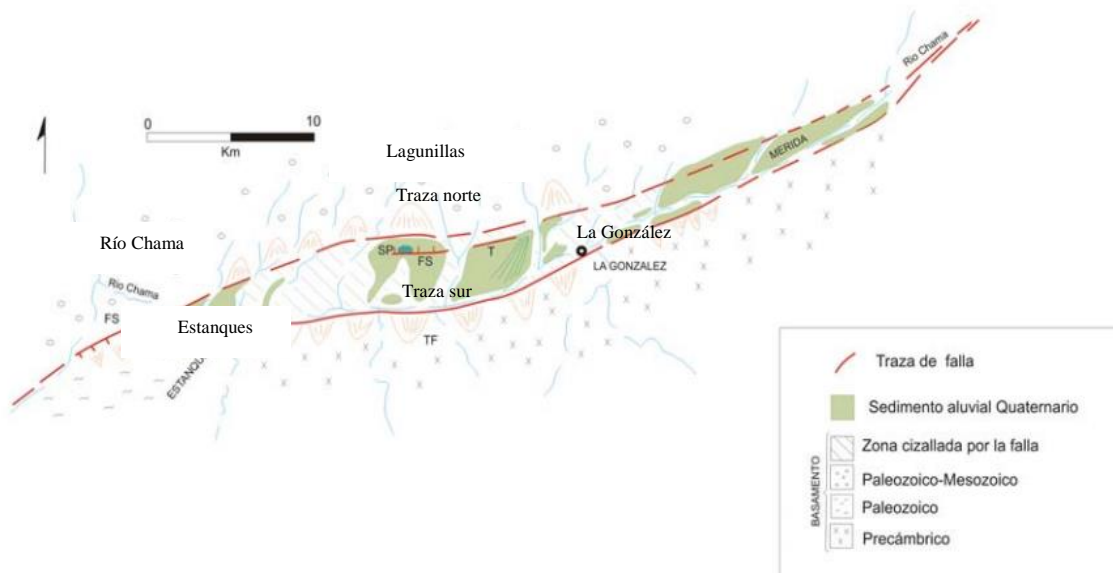


Figura 2.4. Esquema de la cuenca La González, basado en el mapa de Tricart y Michel, 1965 (Alvarado, 2008).

Alvarado (2008), luego de haber hecho el análisis fotogeológico y de campo en las dos trazas que conforman la cuenca La González, concluye que la traza sur no presenta ningún rasgo que evidenciara movimiento reciente. Por otro lado, constató que la traza norte presenta suficientes elementos diagnóstico de movimiento con una gran componente de movimiento dextral y una componente normal. Además de esto, observó que dicha traza en su recorrido presenta discontinuidades y algunas complicaciones estructurales.

De este análisis, Alvarado (2008) propone para la zona de la cuenca La González dos períodos importantes en su evolución estructural: el primero corresponde a una segmentación de la falla de Boconó en trazas orientadas  $N 45^\circ E$  y dispuestas en forma de *echelon* (escalón), las cuales originaron el colapso cortical en la zona; y el segundo, un periodo en el cual la zona de falla evoluciona a una traza ubicada al norte de la cuenca y que actualmente se encuentra activa, originando una cuenca de tracción pequeña donde la traza cambia su rumbo de  $SO - NE$  a  $E - O$ .

## **2.5 Sismicidad**

El registro de la actividad sísmica mediante redes sismográficas locales muestra que la actividad microsísmica ocurre, en muchos casos, a través de tormentas locales que tienden a durar alrededor de 2 a 3 meses. Durante estas tormentas, decenas de microsismos alcanzan a ser registrados, permitiendo la elaboración de modelos sismotectónicos locales (Laffaille y Estevez, 1986). Gran parte de los terremotos de gran magnitud ocurridos en tiempos históricos en el occidente de Venezuela han sido asociados con movimientos de este sistema de fallas.

## **2.6 Geología cuaternaria local**

La geología de la zona de estudio se encuentra predominantemente asociada al comportamiento geotectónico que allí se desenvuelve, donde la estructura que destaca es la cuenca La González, cuyo eje principal es paralelo al valle del río Chama, el cual actualmente corre a lo largo del borde sur de la cuenca. Esta se encuentra parcialmente cubierta de sedimentos que excepcionalmente muestran todo el registro cuaternario que se depositó en la región andina (Schubert y Vivas, 1993). Por su parte, el basamento está conformado principalmente de rocas paleozoicas, constituidas predominantemente por rocas ígneo metamórficas del orógeno andino (Guerrero, 1997).

## **2.7 Estructura cortical**

Saavedra (2015) propone un modelo local correspondiente al perfil Centro Andes (Figura 2.5), en el que estimó el espesor y velocidades promedio de las estructuras presentes en la zona de estudio mediante el análisis y procesamiento de secciones sísmicas, distinguiendo cuatro capas para este perfil: sedimentos, corteza superior, corteza inferior y manto (Figura 2.6).



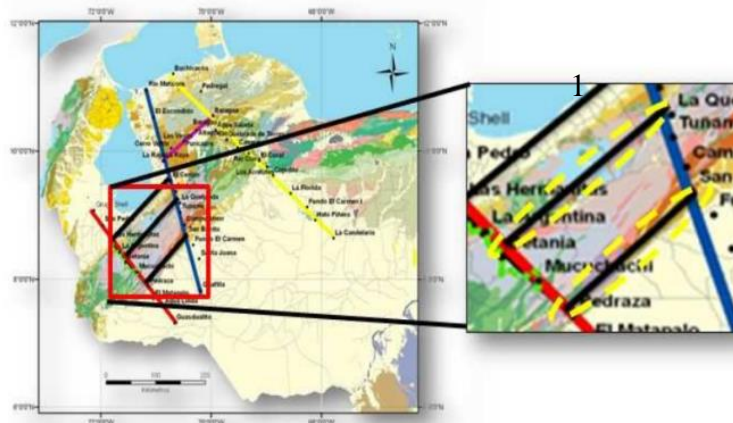


Figura 2.5. Perfil Andes Central (1). Líneas punteadas de color amarillo (Saavedra, 2015).

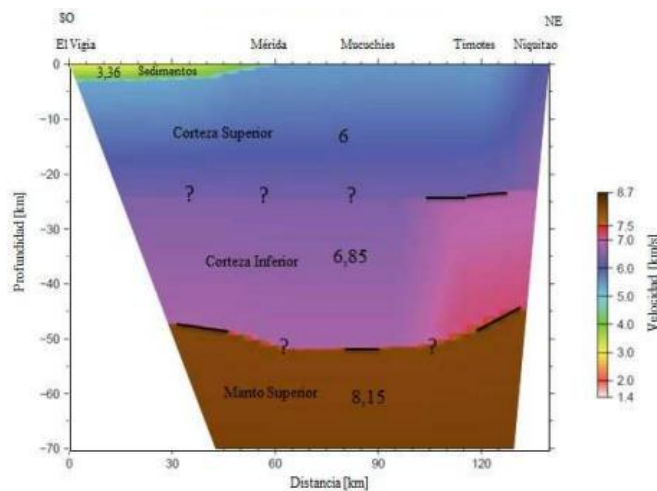


Figura 2.6. Modelo de velocidades 2D del perfil Andes Centro (Saavedra, 2015).

Las velocidades de onda P obtenidas por Saavedra (2015) para las diferentes estructuras son las siguientes: sedimentos no consolidados, 2.79 km/s (1,70 km de espesor); sedimentos consolidados, 3.24 – 3.62 km/s (3,50 km de espesor); corteza superior, 6 – 6.26 km/s (20 km), corteza inferior, 6.85 – 7 km/s y manto, 8.15 km/s. La profundidad de Moho varía en el rango 43 – 52 km. Por otro lado, Quinteros *et al.* (2009) aproxima también el espesor cortical en el occidente de Venezuela mediante el método de funciones receptoras para todas las estaciones de la red sísmológica nacional, variando en el occidente del país entre 45 y 55 km.

## CAPÍTULO III

### MARCO TEÓRICO

#### 3.1 Teoría de inversión

En las diferentes instancias: orientación del sensor, obtención de un modelo de velocidad y obtención de los planos nodales asociados al desplazamiento de la falla, es necesario hacer uso de herramientas para la inversión de un conjunto de observables (datos) a un conjunto de parámetros (incógnitas), conectados estos dentro de un modelo físico conceptual dado.

Según Menke (1989), la teoría de inversión consta del conjunto de métodos usados para extraer información a partir de medidas físicas o datos, partiendo de un proceso iterativo, inicializado con una solución de prueba o modelo que relaciona los parámetros con los datos. Esta relación puede ser establecida por medio de un sistema de ecuaciones lineales, que en notación matricial se representa de la siguiente manera (ecuación 1),

$$d = G m, \quad \text{Ecuación 1}$$

donde:

el vector  $d = \{d_i, i=1, \dots, N\}$ , representa el conjunto de los N datos tomados,

el vector  $m = \{m_j, j=1, \dots, M\}$ , representa el conjunto de los M parámetros por determinar,

y la matriz  $G = \{G_{ij}, i=1, \dots, N ; j=1, \dots, M \}$ , representa los factores conocidos del modelo que se pretende completar.

La solución  $m=G^{-1}*d$ , a partir de la matriz inversa de  $G$ , será sólo posible si dicha matriz es cuadrada y de rango completo, es decir, que su determinante sea diferente de cero.

### 3.1.1. Teoría de inversión en sismología

El caso recurrente en sismología, es que por lo general se tienen sistemas de ecuaciones conformados por más ecuaciones que incógnitas ( $N > M$ ), con lo que se invalida la existencia de una solución para el sistema planteado. Sin embargo, con el concepto de inversa generalizada (mínimos cuadrados), es posible dar una solución formal a la ecuación 1, según la siguiente expresión,

$$m = G^{-1} * d = (G^T G)^{-1} G^T m, \quad \text{Ecuación 2}$$

donde  $G^T$  denota la matriz transpuesta de  $G$  (Menke, 1989).

## 3.2 Sección I: Orientación de sensores

### 3.2.1 Azimuth y back - azimuth

Según Havskov y Ottemöller (2010), el *azimuth* se refiere al ángulo de la dirección de ubicación de la estación, vista desde el epicentro, respecto al norte geográfico en sentido de las agujas del reloj, mientras que el *back-azimuth* es al ángulo que se forma entre la orientación epicentro - estación vista desde la estación respecto a la dirección del norte geográfico, igualmente en sentido de las agujas del reloj (Figura 3.1).

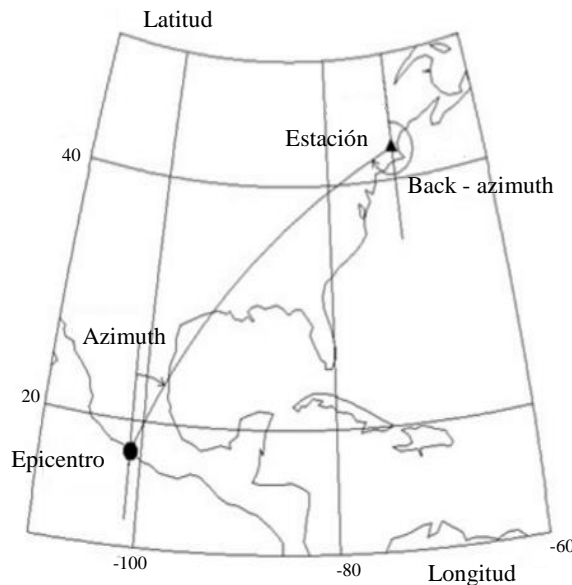


Figura 3.1. Ejemplo de Azimuth (39°) y back - azimuth (234°).

### 3.2.2 Orientación de sensores sísmológicos

De acuerdo con el trabajo de Scholz *et al.* (2017), con la aplicación del análisis de polarización de la onda P proveniente de sismos lejanos y en un medio isotrópico y homogéneo, las estaciones sísmicas están bien orientadas (BH1 alineado con el norte geográfico) cuando el *back-azimuth* medido ( $BAZ_{med}$ ) coincide con el *back-azimuth* esperado ( $BAZ_{esp}$ ).

En un medio de propagación isotrópico y homogéneo, el movimiento de la partícula para la onda P, está contenido en el plano vertical-radial que conecta el receptor, la fuente y el centro de la Tierra. De modo tal que, en el plano horizontal, la polarización de la onda P proporciona estimaciones de *back-azimuth* medido ( $BAZ_{med}$ ) entre la componente “norte” de la estación (BH1) y el camino del rayo sísmico asociado al evento (Figura 3.2). Comparando *back-azimuth* medido ( $BAZ_{med}$ ) con el ángulo de *back-azimuth* esperado ( $BAZ_{esp}$ ), este último a partir de las coordenadas geográficas conocidas de ubicación de la estación y del sismo lejano, se obtiene el ángulo de orientación del sensor (ecuación 3).

$$ori(\theta) = BAZ_{esp} - BAZ_{med}(\theta) \quad \text{Ecuación 3}$$

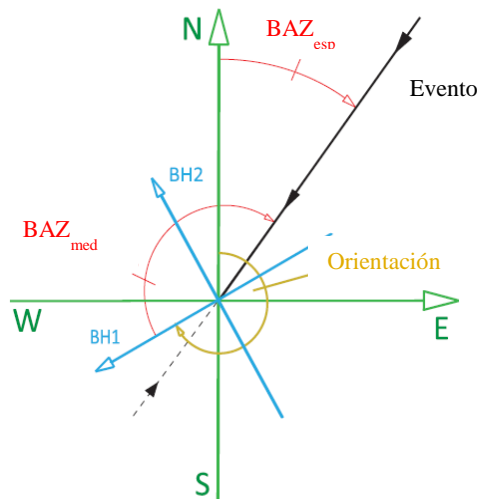


Figura 3.2. Principio de las mediciones de movimiento de la partícula para obtener orientación del sensor.

La anisotropía sísmica, sin embargo, afecta el ángulo de polarización con que llega la onda P a una estación, por lo que el *back-azimuth* medido se puede desviar del *back-azimuth* teórico. Por lo tanto, mediciones de la polarización de la onda P pueden aportar información para corregir los posibles efectos de la desorientación de la estación como la anisotropía sísmica en el área de estudio, según la función  $f$  (ecuación 4).

$$f = A_1 + A_2 \text{sen}(\theta) + A_3 \text{cos}(\theta) + A_4 \text{sen}(2\theta) + A_5 \text{cos}(2\theta) \quad \text{Ecuación 4}$$

Donde  $A_1$  representa la discrepancia ente el  $BAZ_{\text{med}}$  y el  $BAZ_{\text{esp}}$  medido en grados,  $A_2$  y  $A_3$  dependen de la heterogeneidad lateral y  $A_4$  y  $A_5$  son los coeficientes de anisotropía bajo la estación (Fontaine *et al.*, 2009).

Es importante mencionar que para determinar la orientación de los sensores son utilizados sismos lejanos debido a que, en principio, a mayor distancia epicentral, el rango de error en el cálculo del ángulo se hace más cerrado. Por esta razón, la recomendación es utilizar sismos a partir de los 10 grados de distancia epicentral en la implementación de este método. Por otro lado, es evaluada directamente la polarización de la onda P de la señal, la cual, según el gráfico de tiempo de viaje de las fases sísmicas de Jeffreys - Bullen (Figura 3.3), está presente en distancias epicentrales entre  $0^\circ$  y  $80^\circ$ . Ambas ideas en conjunto, conllevan entonces a aplicar el método a sismos en un rango de distancias epicentrales entre los  $10^\circ$  y los  $80^\circ$  aproximadamente, tomando en cuenta además una buena distribución acimutal alrededor de los sensores a los que se busca conocer su orientación.



1. *Back – azimuth* aparente en el plano horizontal, derivado del APC de 3 componentes, y corroborado del análisis APC de las dos componentes horizontales.
2. Ángulo de incidencia aparente, derivado del ACP de componentes longitudinal y vertical.
3. Error del ángulo de incidencia aparente (ecuación 5):

$$ERR = \tan^{-1} \sqrt{\beta_2/\beta_1} * 180^\circ/\pi \quad \text{Ecuación 5}$$

4. Proporción señal – ruido (ecuación 6):

$$SNR = (\varepsilon_1 - \varepsilon_2)/\varepsilon_2 \quad \text{Ecuación 6}$$

5. Grado de rectilinearidad del movimiento de la partícula en el plano horizontal (ecuación 7):

$$CpH = 1 - \varepsilon_1/\varepsilon_2 \quad \text{Ecuación 7}$$

6. Grado de rectilinearidad del movimiento de la partícula en el plano radial – vertical (ecuación 8):

$$CpZ = 1 - \varepsilon_1/\varepsilon_2 \quad \text{Ecuación 8}$$

Siendo  $\beta_i$  y  $\varepsilon_i$  los autovalores del ACP de componentes longitudinal y vertical, y los correspondientes al ACP de componentes horizontales, respectivamente (Scholz *et al.*, 2017).

### 3.3 Sección II: Modelo cortical de velocidad

#### 3.3.1 Ondas superficiales

Los sismogramas, registros del movimiento del terreno asociados a la ocurrencia de los sismos, están compuestos, además de los pulsos correspondientes a las llegadas de las ondas P y S, por grandes ondas de período largo que llegan después de las mismas. Estas ondas reciben el nombre de ondas superficiales, cuya energía, y de ahí su nombre, se concentra principalmente cerca de la superficie de la Tierra y se atenúa exponencialmente con la profundidad. Su energía se propaga bidimensionalmente (paralela a la superficie) y decae con la distancia  $r$  desde la fuente aproximadamente  $r^{-1}$ , a diferencia de las ondas de cuerpo, cuya energía se propaga tridimensionalmente y decae aproximadamente  $r^{-2}$ . Así, incluso a grandes distancias de la fuente, las ondas superficiales son prominentes en los sismogramas (Stein y Wysession, 2003).

Este tipo de ondas ha sido fuente importante de información tanto para describir la estructura de la Tierra como para estudiar el mecanismo de la fuente del sismo. Sus velocidades de fase, velocidades de grupo y características de atenuación han sido de gran utilidad al generar modelos de velocidades y describir en general la estructura de la corteza y manto superior en varias regiones de la Tierra.

### 3.3.2 Tipos de ondas superficiales

Dos tipos de ondas superficiales, conocidas como ondas *Love* y ondas *Rayleigh* se propagan cerca de la superficie de la Tierra. La Figura 3.4 muestra un gran tren de ondas superficiales registrado por la componente transversal, a la dirección foco-sensor, del sismómetro (ondas *Love*), seguida de otro grupo de ondas observables en las componentes vertical y radial (ondas *Rayleigh*).

Se aprecia que el primer tren de ondas (ondas *Love*), es el resultado de ondas SH atrapadas cerca de la superficie de la Tierra. Las ondas *Love* son ondas de cizalla, que oscilan solo en el plano horizontal. El segundo grupo de ondas lo constituyen las ondas *Rayleigh*, las cuales están relacionadas a la interferencia constructiva de las ondas P y SV con la superficie libre del medio, el cual se supone lineal, isótropo y homogéneo (Stein y Wysession, 2003).

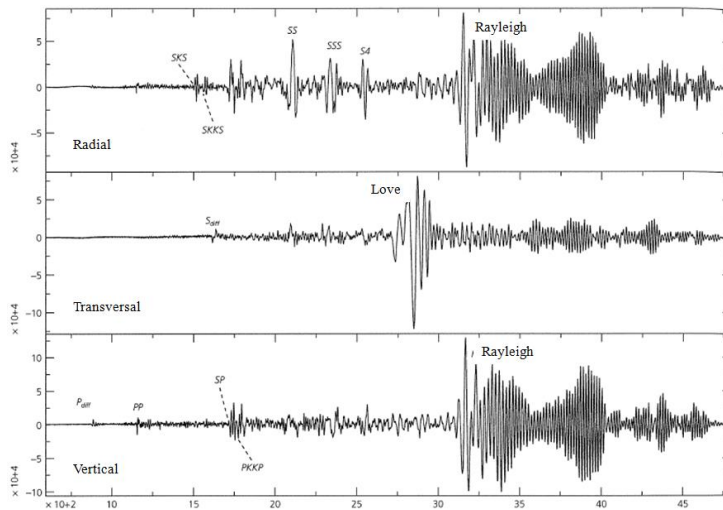


Figura 3.4. Sismograma de tres componentes de un sismo superficial de magnitud  $M_w$  7.7 en Vanuatu a una distancia epicentral de 12.250 km. Stein y Wysession (2003).



Con relación a lo anterior, en la Figura 3.5 se observa la geometría de propagación y polarización de la onda *Love*, paralela al eje  $y$  (transversal), y en el caso de la onda *Rayleigh* en el plano  $x-z$  (radial y vertical).

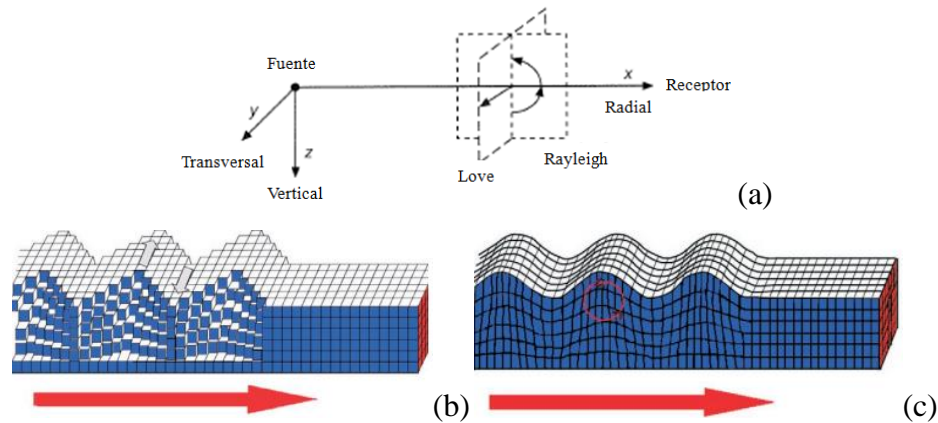


Figura 3.5. (a) Geometría de propagación de las ondas superficiales. (b) Onda *Love*.  
(c) Onda *Rayleigh*.

### 3.3.3 Dispersión de la onda superficial

La parte del sismograma que contiene la onda de superficie conlleva información sobre la estructura más superficial de la Tierra, incorporada en las características de la dispersión de la velocidad de fase o de grupo con la que la energía se transmite, que son indicativas de la estructura de velocidad con profundidad dentro de la Tierra.

Según Stein y Wysession (2003), la velocidad de fase es la velocidad a la que una componente armónica se propaga, a diferencia de la velocidad de grupo, que se define como la velocidad a la que se propaga la señal o la energía como tal.

Gráficamente, se observa la diferencia entre la velocidad de fase y la velocidad de grupo (Figura 3.6):

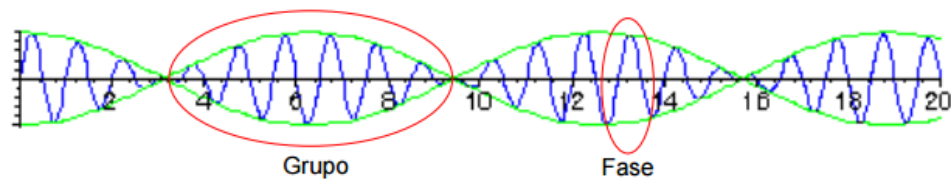


Figura 3.6. Velocidad de grupo y fase.

La propagación de las ondas superficiales en el semiespacio infinito, elástico, isotrópico y homogéneo sólo depende de las propiedades mecánicas del medio. Sin embargo, en medios estratificados, debido a la geometría finita de las capas de suelo, se produce el fenómeno conocido como dispersión, el cual es originado por la interacción que se genera entre las longitudes de onda con los estratos que conforman el subsuelo, induciendo que la velocidad de propagación de esta onda ya no dependa exclusivamente de las propiedades mecánicas del medio, sino que dependa de su estratificación y con ello de la escala del medio respecto a la longitud de ondas, y por ende de la frecuencia correspondiente. En este sentido, la ecuación 9 representa el comportamiento general del desplazamiento de la onda dispersada, en términos de la velocidad de grupo, para un punto  $x$  y tiempo  $t$ .

$$u(x, t) = A(k_0) \left[ \frac{2\pi}{\left(\frac{x}{U}\right) \left(\frac{dU}{dk}\right)} \right]^{1/2} \cos(k_0 x - \omega_0 + \phi \pm \frac{\pi}{4}) \quad \text{Ecuación 9}$$

donde  $\omega_0$  representa la frecuencia,  $k_0$  es el número de onda horizontal,  $\phi$  es la fase inicial de la onda en la fuente del sismo y  $dU$  está asociado a la velocidad de grupo.

Esta dependencia de la velocidad de propagación con la frecuencia es representada en las denominadas curvas de dispersión, las cuales permitirán obtener a través de su inversión, el perfil estratigráfico y de velocidad del medio en profundidad (Ochoa, 2007).

En principio, para cada frecuencia dada hay una velocidad a la que viaja la onda superficial. Suponiendo un medio 1 con velocidad de propagación  $\beta_1$  y espesor  $h$ , suprayacente a un semiespacio con velocidad de propagación  $\beta_2$  (Figura 3.7a), existe una curva de dispersión de la velocidad particular para esas condiciones (Figura 3.7b).

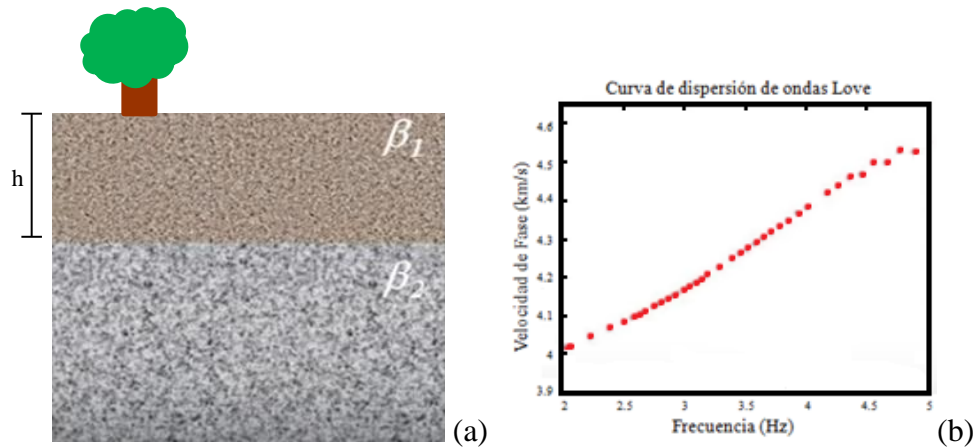


Figura 3.7. (a) Condiciones del medio (b) Curva de dispersión (rojo).

Si por ejemplo se cambia el espesor del medio 1 (Figura 3.8a), la curva de dispersión asociada (Figura 3.8b) cambia sustancialmente respecto a la anterior (Figura 3.7b):

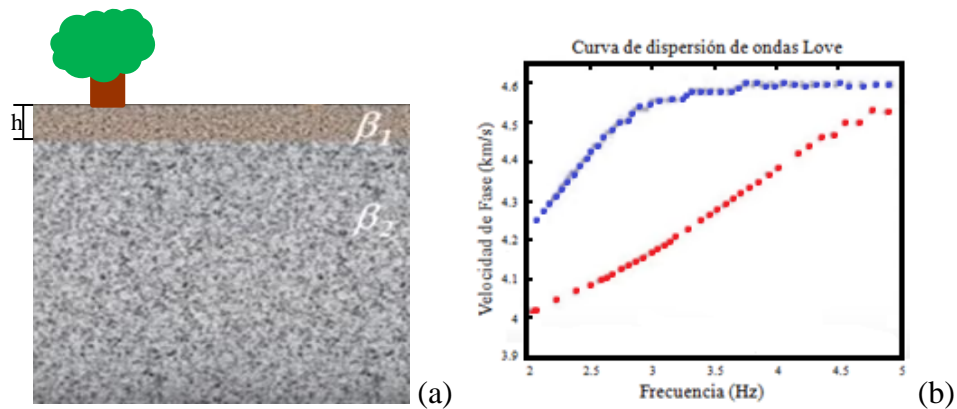


Figura 3.8. (a) Nuevas condiciones del medio, (b) Nueva curva de dispersión (azul).

Esto ocurre debido a que las curvas de dispersión son altamente sensibles a cambios en las propiedades del medio involucrado, sean variaciones tanto del espesor como de la velocidad del mismo. Es por esto que a partir de los sismogramas observados es posible recuperar propiedades elásticas del medio de propagación y es precisamente eso lo que se busca al medir la dispersión.

### 3.3.4 Obtención de las curvas de dispersión

La Técnica de Filtro Múltiple (MFT, por su nombre en inglés: *Multiple Filter Technique*), es una técnica de filtrado (Dziewonski *et al.*, 1969) que es usada para obtener la curva de dispersión de la velocidad de grupo a partir de una traza sísmica preprocesada y corregida instrumentalmente, partiendo de la ecuación 10, que representa las variaciones de la amplitud (energía) de la señal como una función de velocidad (tiempo) y periodo (frecuencia).

$$H_n(\omega) = e^{-\alpha ((\omega - \omega_n) / \omega_n)^2} \quad \text{Ecuación 10}$$

donde  $\alpha$  representa la frecuencia y  $\omega_n$  la frecuencia central.

En este sentido, es posible obtener los valores de velocidad en las diferentes capas que se pueden asumir para el medio terrestre a partir de un esquema de inversión que consta de llevar la traza sísmica al dominio de la frecuencia (Fourier), luego se le aplica un filtro Gaussiano y se calcula la envolvente de la señal (transformada de Hilbert) para detectar las amplitudes de mayor energía (modos) a la frecuencia dictaminada por el filtro de Gauss. La curva de dispersión se construye a partir del seguimiento que se le hacen a dichos máximos (tiempo de llegada o velocidad de grupo) a lo largo de las diferentes frecuencias correspondientes con los diferentes filtros implementados.

## 3.4 Sección III: Mecanismos focales

### 3.4.1 Fallas

Según Havskov y Ottemöller (2010), una falla es una fractura en la corteza terrestre, generada por movimiento e interacción entre las placas que la conforman. Para describir la geometría de una falla, en principio se asume que un sismo se produce en una superficie plana, y que el mismo puede ser descrito como un deslizamiento en esa superficie (Figura 3.9).

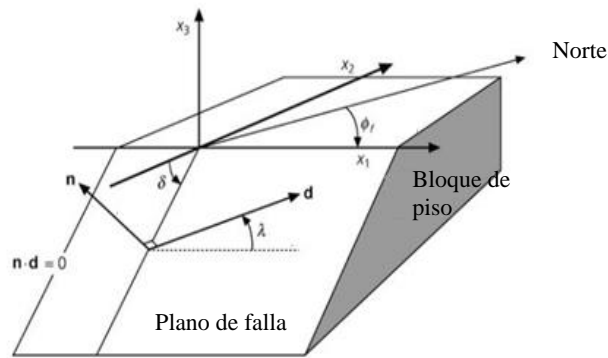


Figura 3.9. La geometría de una falla.

El sistema de coordenadas se orienta con respecto a la falla, de manera que  $x_1$  esté a lo largo del rumbo,  $x_2$  esté perpendicular al rumbo y  $x_3$  esté vertical. El plano de la falla separa el bloque de piso del bloque de techo.  $n$ : vector normal al plano de la falla,  $d$ : vector deslizamiento del bloque de techo respecto al bloque de piso,  $\phi_f$ : rumbo de la falla. Se mide en sentido horario desde el norte ( $0^\circ$ - $360^\circ$ ),  $\delta$ : Buzamiento de la falla ( $0^\circ$  -  $90^\circ$  del eje  $x_2$ ),  $\lambda$ : Ángulo de deslizamiento, para el movimiento del bloque superior, o vector  $d$  medido respecto al eje  $x_1$  positivo en el plano de falla ( $0^\circ$  -  $360^\circ$ ).

Existen diversos tipos de fallas, los cuales dependen del ángulo de deslizamiento. Los básicos y de los que se pueden derivar el resto, se observan en la Figura 3.10.

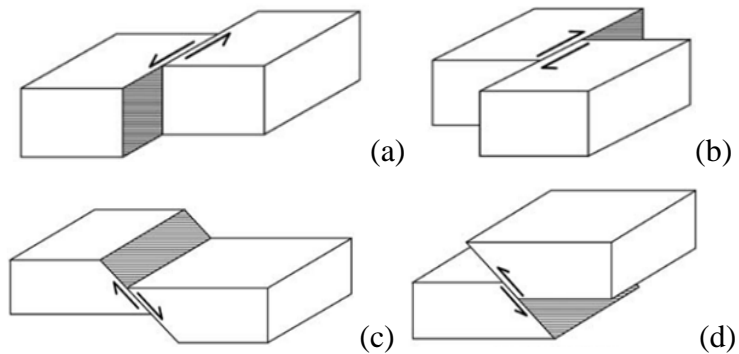


Figura 3.10. Tipos básicos de fallas.

(a) Falla transcurrente o de desgarre. Un lado se mueve horizontalmente respecto al otro. Movimiento lateral izquierdo ( $\lambda=0^\circ$ ), (b) Falla transcurrente o de desgarre. Movimiento lateral derecho ( $\lambda=180^\circ$ ), (c) Falla normal. El bloque de techo se desliza hacia abajo ( $\lambda=270^\circ$ ), (d) Falla inversa. El bloque de techo se desliza hacia arriba ( $\lambda=90^\circ$ ).

### 3.4.2 Mecanismos focales

Los mecanismos focales describen la orientación de la falla y el desplazamiento de la misma con respecto a un sistema de coordenadas geográfico. El mecanismo focal es el parámetro más importante a determinar, una vez conocida la localización y magnitud de determinado evento sísmico y es utilizado para determinar la geometría de la falla, así como también para inferir el tipo de falla y régimen de estrés de la región (Havskov y Ottemöller, 2010).

Para poder interpretar el sentido de deslizamiento a lo largo de un plano de falla particular se observa el ejemplo más básico, que corresponde a un mecanismo transcurrente, también conocido como mecanismo con deslizamiento en el rumbo (Figura 3.11), asumiendo que el plano de falla es la línea gris. Al ubicar la vista en uno de los dos hemisferios que divide el plano de falla (mirando perpendicular al plano de falla), se asume que el cuadrante negro equivale a la punta de una flecha lo cual indicará el sentido del deslizamiento.

Para este caso (Figura 3.11), si la flecha apunta hacia la derecha, el mecanismo focal representará una falla transcurrente - dextral y si la flecha es hacia la izquierda, este representará una falla transcurrente - sinistral.



Figura 3.11. Mecanismo focal de falla transcurrente dextral.

Para mecanismos normales e inversos (mecanismos con deslizamiento puro en el buzamiento), sólo tres cuadrantes de los cuatro se pueden observar en el diagrama, tal como se observa en la Figura 3.12. El centro de un mecanismo es blanco para una falla normal (Figura 3.12a) y es negro para una falla inversa (Figura 3.12b).

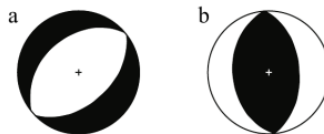


Figura 3.12. a) Falla normal. (b) Falla inversa.

Los mecanismos oblicuos (Figura 3.13) tienen aporte de las dos componentes de deslizamiento, es decir, deslizamiento en el rumbo y deslizamiento en el buzamiento. Los cuatro cuadrantes son apreciables en el diagrama. Si el centro del mecanismo está en un cuadrante blanco, será un mecanismo oblicuo con componente normal y si el centro del mecanismo está en un cuadrante negro, este será un mecanismo oblicuo con componente inversa (Havskov y Ottemöller, 2010).

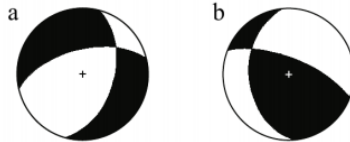


Figura 3.13. (a) Mecanismo focal oblicuo con componente normal. (b) Mecanismo focal oblicuo con componente inversa.

### 3.4.3 Determinación de los mecanismos focales

Todos los métodos sismológicos utilizados para determinar mecanismos focales están basados en el patrón de radiación que la fuente del sismo envía. Es importante destacar que las ondas sísmicas tienen diferentes amplitudes y polaridades en diferentes direcciones, dependiendo de la posición relativa de la fuente respecto a la estación sismológica.

#### 3.4.3.1 Polaridades

Según Havskov y Ottemöller (2010), cuando tiene lugar el deslizamiento en una falla, los lados de la misma se mueven en direcciones opuestas, lo cual ocasiona que las polaridades de la primera llegada de la onda P sean diferentes. En este ejemplo (Figura 3.14), la superficie de la Tierra es dividida en 4 cuadrantes, cada uno con diferentes polaridades de movimiento. Existen entonces dos casos: si el lado de la falla se mueve hacia la estación, la primera llegada es llamada Compresión (pulso hacia arriba), y si se mueve en sentido contrario, alejándose de la estación, es llamada Dilatación (pulso hacia abajo).

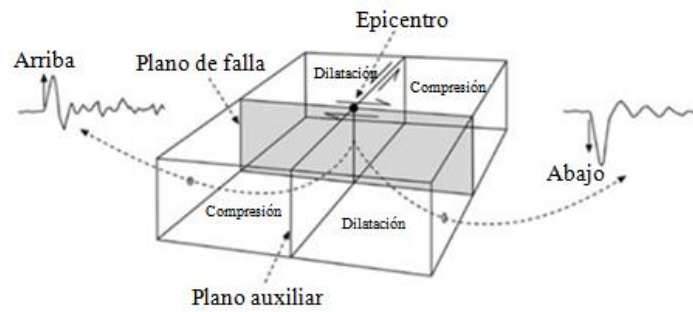


Figura 3.14. Radiación de la fuente. Se observa la primera llegada de la onda P.

Cada dato de cada sismograma estará representado en una red estereográfica con uno de los 3 símbolos: un círculo blanco (◦) si el primer movimiento de la onda P es hacia abajo, un círculo negro (•) si el primer movimiento es hacia arriba o una x (×) si el primer movimiento es muy débil para diferenciarlo (Figura 3.15a). A continuación, son identificados dos arcos que representan en realidad los dos planos que están en ángulo recto uno del otro, y que además separan los círculos negros de los círculos blancos y pasa cerca o a través de los símbolos (×) (Figura 3.15b). Estos son los planos nodales, de los cuales uno de ellos coincide con el plano de falla. Finalmente, son rellenados los cuadrantes de acuerdo a la convención de los círculos negros o blancos (Figura 3.15c). Claramente, la solución no es única i.e. tenemos dos planos nodales que potencialmente representan la falla en cuestión, acá debemos recurrir al conocimiento tectónico de la región de estudio para poder tomar partida entre las dos soluciones, luego podremos disponer de los valores numéricos del rumbo, buzamiento y deslizamiento así obtenidos. (Havskov y Ottemöller, 2010).

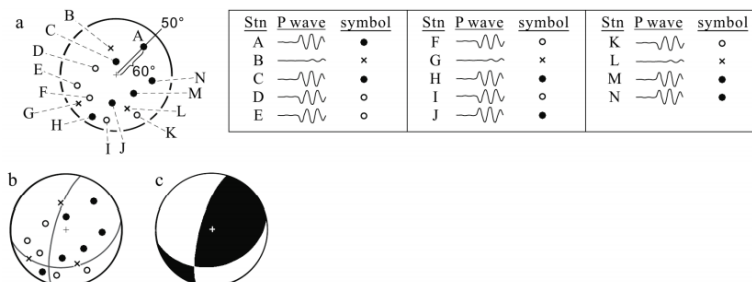


Figura 3.15. (a) Representación estereográfica de los datos sísmicos. (b) Trazado de los planos nodales. (c) Identificación de los cuadrantes.



### 3.4.3.2 Tensor de momento sísmico

Las localizaciones y magnitudes de los eventos sísmicos dan visión limitada de los procesos que controlan el crecimiento y dinámica de las fracturas. La comprensión del comportamiento de una falla se puede mejorar teniendo en cuenta las representaciones del tensor de momento sísmico de los eventos, que sirven como una imagen gráfica de la deformación instantánea de la roca por la actividad sísmica (Scales *et al.*, 2001).

Para ilustrar el concepto de tensor de momento sísmico y comprender el proceso de ruptura a partir de la inversión de las formas de ondas, se considera en principio una fuente sísmica pequeña, la cual debe ser representada por un par de fuerzas que pueden ser dos vectores de fuerza de magnitud  $f$  que actúan en la misma dirección pero en sentido contrario, y separados por una distancia  $d$  pequeña en dirección perpendicular a la dirección de la fuerza (Figura 3.16a).

Dado que en los procesos internos debe conservarse el momento angular, se hace necesario añadir un segundo par de fuerzas para lograr el balance y equilibrio dinámico entre fuerzas y torques, tal configuración de fuerzas se denomina doble cupla (Figura 3.16b).

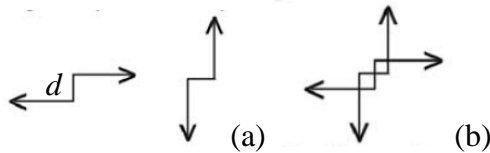


Figura 3.16. (a) Pares de fuerzas separadas por una distancia  $d$ . (b) Doble cupla: par de pares complementarios que producen un torque neto igual a cero.

Si se define una cupla de fuerzas  $M_{ij}$  como un par de fuerzas opuestas que apuntan en la dirección  $i$  y separadas en la dirección  $j$ , entonces las nueve diferentes cuplas de fuerzas, que definen el tensor de momento sísmico,  $\mathbf{M}$ , pueden representarse matricialmente:

$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{pmatrix}$$

Esta matriz es una representación general de las fuerzas generadas internamente, que pueden actuar en un punto; y es una buena aproximación para modelar la fuente de las ondas sísmicas. Teniendo esto en cuenta, de forma gráfica es posible combinar pares de fuerzas de diferentes orientaciones para obtener una descripción general para cualquier fuente sísmica (Figura 3.17).

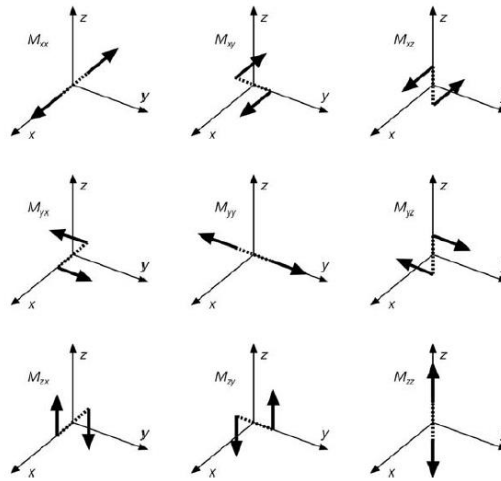


Figura 3.17. Nueve cuplas de fuerza que constituyen el tensor de momento.

Para el caso de doble par de fuerzas (doble cupla), que representan un fallamiento sísmico, existen solamente las componentes  $M_{xy}$  y  $M_{yx}$  (Figura 3.18), donde el momento sísmico  $M_0$  está dado por la ecuación 11 y el tensor de momento  $\mathbf{M}$  corresponde a la suma entre ambas componentes ( $M_{xy}$  y  $M_{yx}$ ) (Ecuación 12).

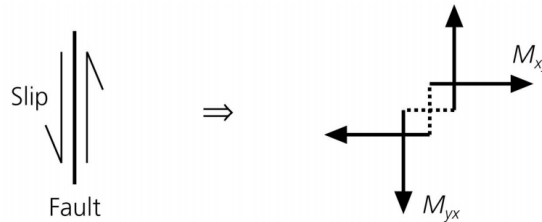


Figura 3.18. Fallamiento sísmico dado por la representación del doble par de fuerzas (doble cupla).

$$M_0 = \left[ \frac{\sum_{ij} M_{ij}^2}{2} \right]^{1/2} \quad \text{Ecuación 11}$$

$$M = M_0(M_{xy} + M_{yx}) \quad \text{Ecuación 12}$$

Es importante destacar que el deslizamiento en cualquiera de los dos planos nodales resulta en el mismo patrón de radiación para las ondas sísmicas, lo que implica que el tensor es simétrico ( $M_{ij} = M_{ji}$ ).

Ahora, si la falla y el vector deslizamiento no están orientados en dirección a los ejes del sistema de coordenadas, el tensor de momento se ve mucho más complicado dentro de la matriz.

De esta manera, el modelado de los mecanismos focales a partir de las componentes del tensor de momento sísmico, es realizado mediante un proceso de inversión que consta de la determinación del tensor de momento por mínimos cuadrados, trabajando conjuntamente con la forma de onda completa y la sintética, calculada en un modelo cortical unidimensional para conseguir los parámetros de la fuente del sismo (Sokos *et al.*, 2012).

## CAPÍTULO IV

### MARCO METODOLÓGICO

La metodología implementada en la presente investigación, resumida en el diagrama de flujo presentado en la Figura 4.1, consta de la ejecución de tres métodos que dividen el trabajo en secciones, partiendo de la fase de preprocesamiento de los datos, seguida del desarrollo en paralelo tanto del método correspondiente a la obtención de la orientación de los sensores, como del utilizado para generar el modelo cortical de velocidad, los cuales representan elementos de entrada para el cálculo del tensor de momento sísmico de los 16 eventos seleccionados de la secuencia sísmica de Lagunillas, y su posterior graficación en forma de mecanismos focales, con los que se interpreta posteriormente el mecanismo de la fuente que los generó.

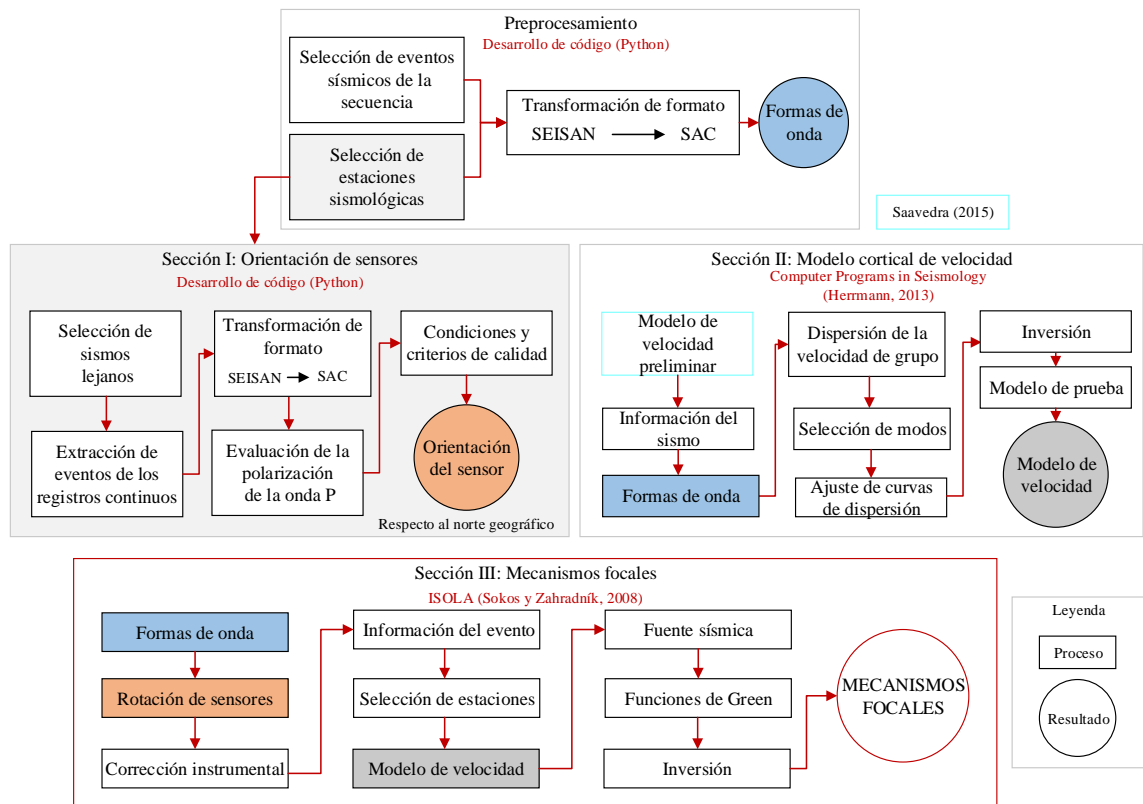


Figura 4.1. Flujograma de la metodología.

## 4.1 Preprocesamiento

### 4.1.1 Selección de eventos sísmicos

Considerando los objetivos contemplados en el marco de este trabajo de investigación, fueron establecidos ciertos parámetros para seleccionar, de más de 900 sismos que abarcó la secuencia sísmica de Lagunillas, la cantidad suficiente de eventos a ser procesados con la finalidad de obtener resultados satisfactorios con los métodos a aplicar. De esta manera, en base a los parámetros de selección expuestos en la tabla 4.1, se obtuvo un total de 16 sismos pertenecientes a la secuencia referida.

Tabla 4.1. Criterio para la selección de los datos.

Parámetro		Condición
Ventana de tiempo	Inicio	7 de noviembre de 2015
	Fin	31 de diciembre de 2015
Ventana geográfica	Latitud	8°N - 9°N
	Longitud	72°O - 71°O
Magnitud de Momento ( $M_w$ )	Desde	4
	Hasta	5.1

### 4.1.2 Selección de estaciones sismológicas

Para la aplicación del método de inversión de velocidad de grupo de ondas superficiales, con el fin de generar el modelo cortical de velocidades que mejor se ajuste tanto a la información que aporta la sísmica como a la geología de la zona de estudio, el criterio de selección de las estaciones sismológicas abarca aquellas que se encuentren a una distancia epicentral preferiblemente superior a los 100 km, tal que sea posible que en el registro de las mismas se logre apreciar todo el tren de ondas, abarcando con ello la dispersión de las ondas superficiales de los eventos sísmicos. Adicionalmente, es recomendable que las estaciones estén posicionadas de manera que se observe cobertura acimutal alrededor de la zona de interés.

Por otro lado, el mismo criterio de selección es utilizado para las estaciones a utilizar para generar los mecanismos focales, que describen la geometría de la fuente de los sismos de la secuencia ocurrida en Lagunillas.

En este sentido, teniendo en cuenta que para la aplicación de estos métodos basta con unas pocas estaciones que cumplan con los parámetros anteriormente mencionados, las estaciones seleccionadas para esta investigación, pertenecientes a la red sismológica nacional, se observan en la tabla 4.2 y la Figura 4.2.

Tabla 4.2. Estaciones sismológicas seleccionadas.

Nombre de la estación	Red	Distancia epicentral promedio (km)
MCQV	FUNVISIS	210
ELOV	FUNVISIS	271
SIQV	FUNVISIS	298
BAUV	FUNVISIS	377
PAYV	FUNVISIS	535

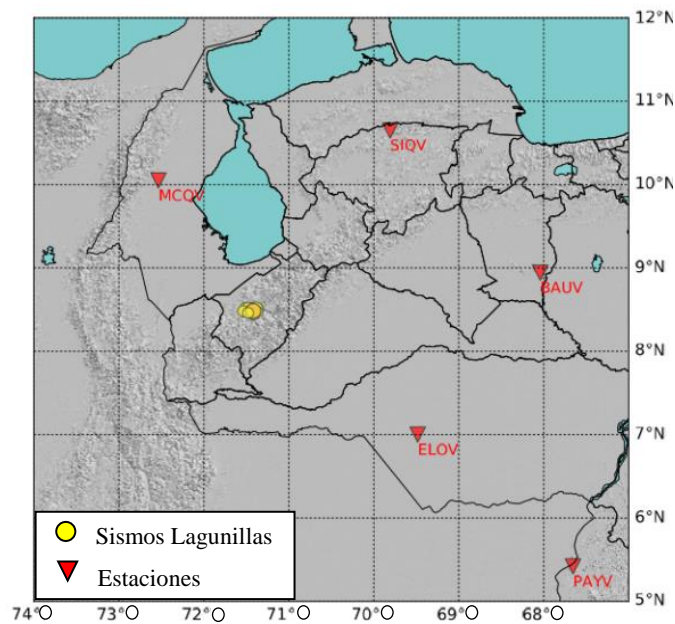


Figura 4.2. Ubicación de las estaciones en la zona de estudio y sismicidad.

## 4.2 Sección I: Orientación de sensores

La determinación del ángulo de orientación de los sensores de interés para este estudio, será realizada mediante la evaluación de la polarización de la onda P de sismos lejanos a partir de la técnica de Análisis de Componente Principal (ACP) para determinar las direcciones tridimensionales de movimiento de la partícula en múltiples bandas de frecuencia, según el método planteado por Scholz *et al.* (2017).

### 4.2.1 Selección de sismos lejanos y regionales

El Centro Sismológico Internacional (ISC, por sus siglas en inglés) compila un boletín considerado como el registro definitivo de la sismicidad de la Tierra, dentro del cual es posible ubicar la información de eventos sismológicos con parámetros dados, como los ocurridos dentro de un rango de magnitud de momento, fechas, ventana geográfica, entre otros. A partir de dicha búsqueda, es viable entonces disponer de un determinado número de sismos lejanos dentro de los parámetros de interés (tabla 4.3). Fueron obtenidos de esta búsqueda, 141 resultados, de los cuales son seleccionados los que tengan mejor calidad de registro en los sensores sismológicos y que juntos, además, conformen cierta cobertura acimutal alrededor del epicentro general (tabla 4.4 y Figura 4.3).

Tabla 4.3. Parámetros de selección de sismos lejanos.

Base de datos	Boletín del ISC	
Tipo de Búsqueda	Circular	
Ventana de tiempo	Inicio	7 de noviembre de 2015
	Fin	31 de diciembre de 2015
Distancia epicentral	Mínima	10°
	Máxima	80°
Coordenadas centrales	Latitud	8.5
	Longitud	-71.5
Profundidad	Mínima	0 km
	Máxima	800 km
Magnitud de Momento (Mw)	Desde	5.5
	Hasta	10

Tabla 4.4. Información de sismos lejanos seleccionados.

	Año	Mes	Día	Hora, minutos y segundos	Latitud (Grados)	Longitud (Grados)	Profundidad (km)	Mw
Evento 01	2015	11	7	7:31:42	-30.777	-71.279	44	6.8
Evento 02	2015	11	7	10:53:39	-30.74	-71.405	22	5.8
Evento 03	2015	11	8	8:13:36	-17.2	-69.42	166	5.7
Evento 04	2015	11	11	1:54:40	-29.452	-71.863	28	6.9
Evento 05	2015	11	11	2:46:20	-29.72	-72.01	23	6.8
Evento 06	2015	11	13	6:08:24	15.722	-69.652	15	5.8
Evento 07	2015	11	16	0:39:31	17.711	-82.006	10	5.9
Evento 08	2015	11	22	22:16:53	-23.563	-68.925	100	5.5
Evento 09	2015	11	23	20:41:19	17.041	-98.746	31	5.6
Evento 10	2015	11	24	22:45:38	-10.63	-70.93	589	7.5
Evento 11	2015	11	24	22:50:52	-10.06	-71.074	621	7.6
Evento 12	2015	11	27	11:46:25	13.3274	-88.6841	56.7	5.5
Evento 13	2015	11	27	21:00:21	-24.771	-70.493	35	6.2
Evento 14	2015	11	29	18:52:49	-23.483	-64.725	15	5.8
Evento 15	2015	11	29	18:56:19	-23.4631	-64.6726	10	5.5
Evento 16	2015	12	7	22:53:36	14.339	-90.709	119	5.7
Evento 17	2015	12	17	19:49:53	15.9352	-93.1845	87.2	6.6
Evento 18	2015	12	28	6:55:29	14.54	-61.41	10	5.7
Evento 19	2015	12	31	10:56:57	11.442	-86.425	33	5.8

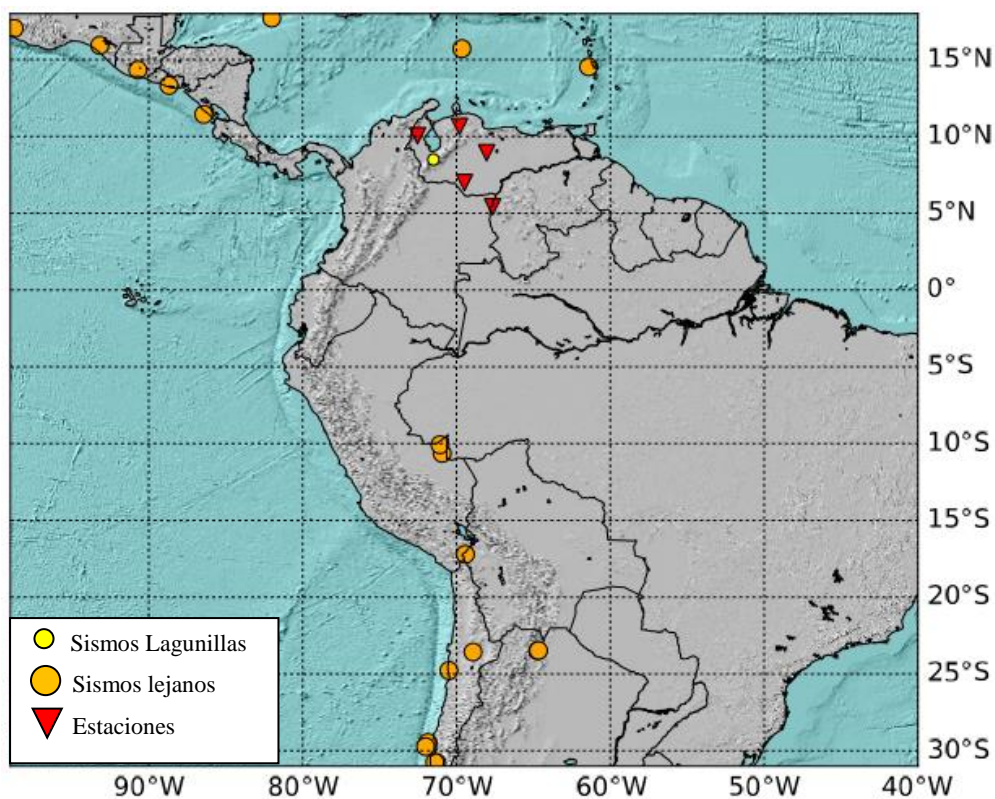


Figura 4.3. Ubicación de sismos lejanos seleccionados.



#### 4.2.2 Formas de onda

De cada estación sismológica es necesario extraer las secciones de interés de todos los registros continuos de formas de onda en las que se encuentra el arribo de la primera llegada de la onda P de cada sismo seleccionado, por lo que se debe calcular el tiempo de llegada teórico del evento a cada estación. Para ello fue generado un código en el que con base a las coordenadas de ubicación tanto de la estación sismológica como del sismo lejano, es calculada la distancia epicentral en grados para cada caso, a partir de la cual es posible determinar el tiempo de viaje según el modelo de velocidades AK135 (Kennet *et al.*, 1995) y, por ende, el tiempo teórico de llegada del sismo a cada estación capaz de registrarlo.

Se procede entonces al corte y extracción de 720 segundos alrededor del arribo teórico, que contiene los tres canales de información (N, E y Z) y donde se observa tanto la primera llegada como la forma de onda completa de los sismos lejanos (Figura 4.4).

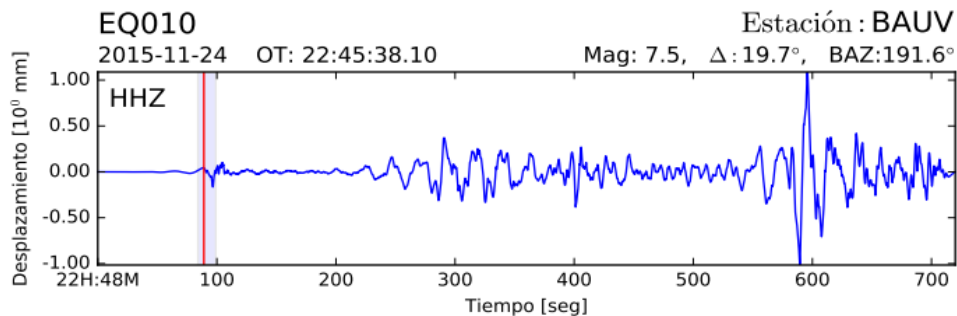


Figura 4.4. Ventana de 720 segundos alrededor del arribo teórico (línea roja) según el modelo de velocidades AK135.

#### 4.2.3 Orientación de los sensores

Para determinar la orientación de las componentes horizontales de los sensores fueron desarrollados códigos para realizar análisis de componentes principales (uno 3D y dos 2D) alrededor de la llegada de la onda P de sismos lejanos, para identificar de este modo la polarización tridimensional de la primera llegada a partir de la matriz de covarianza asociada a las variaciones en el desplazamiento del evento registrado dentro una ventana de tiempo muy específica, y en el autovector asociado al mayor autovalor.

Para ello, es aplicada en primer lugar la corrección instrumental para obtener el desplazamiento del terreno. El análisis de polarización se llevó a cabo en una ventana de tiempo de 7 segundos alrededor del tiempo de arribo teórico en una señal que le fue removida la media y su tendencia, y filtrada por diferentes filtros pasabandas, a saber: 0,03–0,07; 0,03–0,09; 0,03–0,12; 0,03–0,20; 0,05–0,09; 0,05–0,12; 0,07–0,10; 0,07–0,12 y 0,13–0,20 Hz, de los cuales el filtro 0,13–0,20 Hz se fijó para todos los casos debido a que con su aplicación, se observó que las formas de onda obtenidas son ideales para la implementación del método en el sentido de que es eliminado casi por completo el ruido de la señal y se puede apreciar claramente la polarización de la primera llegada de la onda P (Figura 4.5).

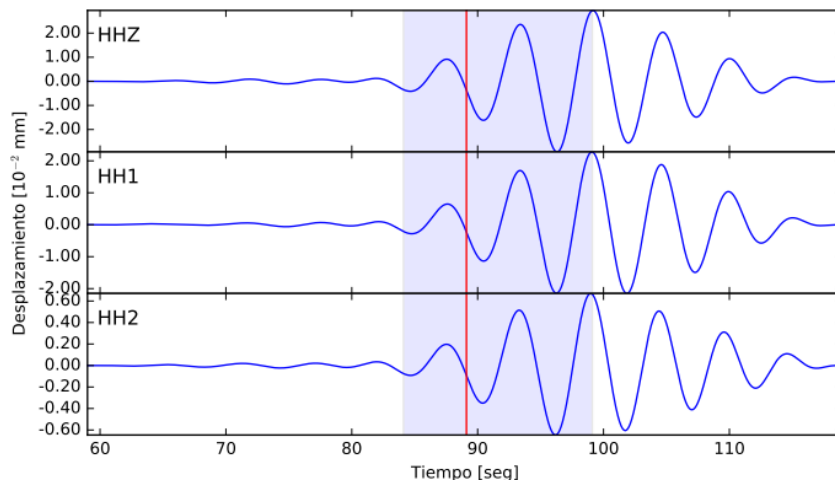


Figura 4.5. Ventana de 7 segundos (azul) a la que es realizado el análisis de polarización.

Son obtenidos los gráficos de movimiento de la partícula en las componentes horizontales y la componente vertical, que indican el ángulo de *back – azimuth* medido en grados y el ángulo de incidencia del rayo sísmico respectivamente, correspondientes a la estación en análisis (Figura 4.6).

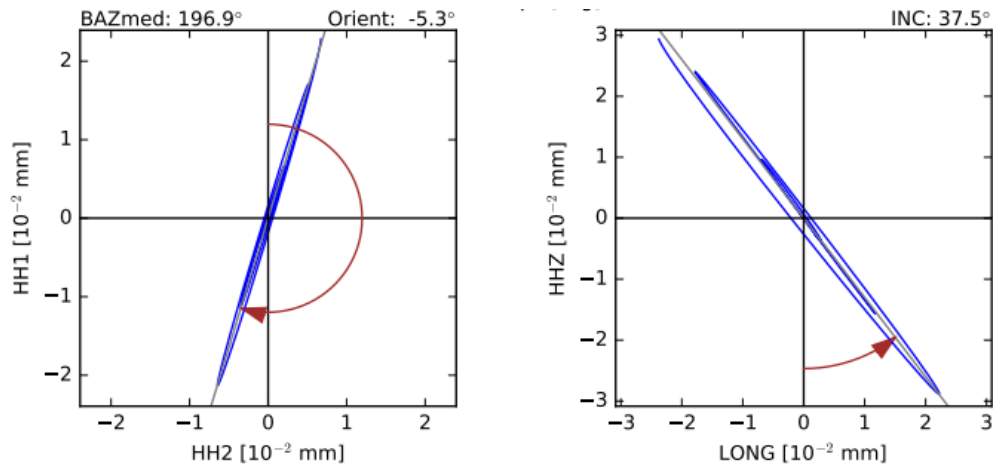


Figura 4.6. Izquierda: Gráfico de *back – azimuth*. Derecha: Gráfico del ángulo de incidencia del rayo sísmico a la estación.

Luego, del conjunto de autovalores y autovectores de la matriz de covarianza que ofrece el cálculo del ACP, son obtenidos: 1) *back-azimuth* aparente, 2) ángulo de incidencia aparente, 3) errores de dichos valores (ERRs), 4) relación señal – ruido (SNR), 5) grado de rectilinearidad para la polarización 3D (CpZ) y la 2D observada en el plano horizontal (CpH).

El criterio de calidad establecido permite retener los pares (estación, sismo lejano) que satisfacen las siguientes condiciones:  $SNR > 30$ ,  $CpH > 0,9$ ,  $CpZ > 0,9$ ,  $ERRs < 30^\circ$ . Finalmente, y a partir de un esquema de inversión lineal (mínimos cuadrados) son obtenidos los parámetros de orientación de la componente H1 del sensor respecto al norte geográfico, al tiempo que son calculados parámetros susceptibles de modelar la anisotropía en la corteza y manto superior del occidente venezolano.

### 4.3 Sección II: Modelo cortical de velocidad

Debido a que las curvas de dispersión son altamente sensibles a cambios en las propiedades del medio involucrado, sean variaciones tanto del espesor como de la velocidad del mismo, es posible, a partir de los sismogramas observados, inferir la velocidad de grupo en un sismógrafo y derivar de la misma las propiedades elásticas y, por ende, la velocidad del medio en el que se propagan las ondas.

En este sentido, a partir de la técnica de filtro múltiple planteada por Dziewonski *et al.* (1969), es obtenida la curva de dispersión correspondiente a la velocidad de grupo de cada forma de onda seleccionada para el estudio, cuya inversión permite obtener el modelo de velocidades que mejor se ajuste al sismograma y al medio de estudio en cuestión.

Para ello, en primer lugar, es necesario rotar los registros en sentido de que, de las componentes N-S y E-O, se obtengan las componentes Radial y Trasversal, respectivamente, para de esta manera, separar y distinguir en la señal los registros de ondas *Love* y *Rayleigh* por separado.

Posteriormente, se hace uso del código computacional contenido en el paquete *Computer Programs in Seismology*, generado por Herrmann (2013).

Los comandos e instrucciones a seguir para obtener el modelo cortical de velocidad en dicho *software*, ajustado a los sismogramas registrados por 5 estaciones del occidente venezolano, se ejecutan iterativamente hasta encontrar una solución satisfactoria donde la reducción del error se haya estabilizado, partiendo de la siguiente secuencia metodológica:

1. Modelo de velocidad preliminar: es creado un archivo que contiene información de un modelo unidimensional general seleccionado para la zona de estudio con capas de velocidad constante. Para el caso de este estudio, se utilizó el generado por Saavedra (2015) para la zona del perfil Andes central (tabla 4.5).

Tabla 4.5. Modelo de velocidades preliminar.

Profundidad (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )
0	2.79	1.567	2.258
1.7	3.24	1.82	2.348
5.2	6	3.371	2.9
25.2	6.85	3.848	3.07
43	8.15	4.579	3.33

2. Información del sismo: son definidos en la interfaz gráfica del paquete computacional *Computer Programs in Seismology* los parámetros correspondientes al evento (Figura 4.7), tales como: ubicación del evento y de la estación, distancia epicentral, intervalo de muestreo, profundidad de la fuente, profundidad del receptor, buzamiento, deslizamiento, rumbo, magnitud de momento, entre otros.

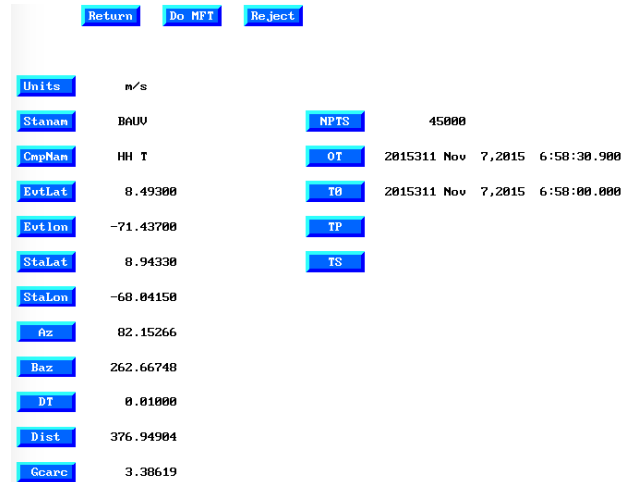


Figura 4.7. Ingreso de información del sismo al programa.

3. Dispersión de velocidad de grupo: se realiza de forma interactiva el análisis de filtro múltiple (Dziewonski *et al.*, 1969) en las ondas superficiales con el comando `do_mft` (Figura 4.8).

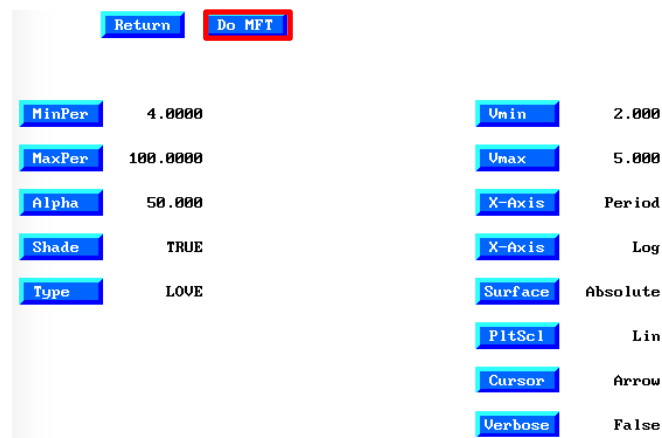


Figura 4.8. Comando `do_mft` y parámetros de graficación de la curva de dispersión de la velocidad de grupo para la onda *Love* (componente transversal).

4. Selección de modos: a cada punto de máxima energía, seleccionado manualmente, se le asocia con un par de valores (frecuencia o periodo y velocidad de grupo o tiempo de llegada de la energía), para construir, punto a punto, la curva de dispersión (Figura 4.9), que de ser el caso, se puede asociar al modo fundamental, y de ser posible, los modos subsiguientes que se puedan observar.

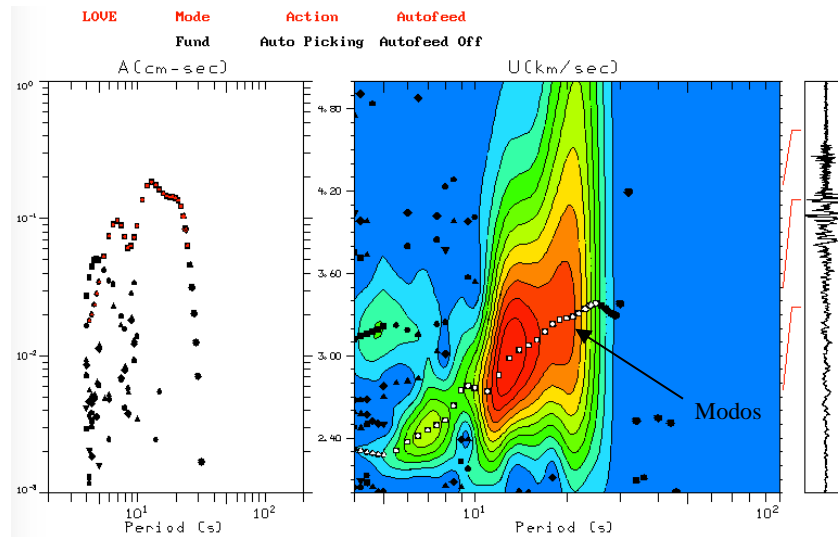


Figura 4.9. Selección del modo fundamental de la curva de dispersión de la onda *Love*.

5. Inversión: los datos de dispersión son ahora invertidos para obtener una estructura de velocidad. Con el comando **Surf96** fueron necesarias hasta 6 iteraciones completas de cómputo para alcanzar la estabilidad en la reducción del error, mostrándose los parámetros que describen el grado de ajuste de la inversión.
6. Modelo inicial de prueba: es creado, escribiendo la cantidad de capas que se consideren necesarias, con sus respectivos espesores. De esta manera, el programa generará el modelo que mejor se ajuste a las curvas de dispersión obtenidas. Es importante destacar que la solución no es única. Muchas soluciones pueden explicar la misma curva de dispersión, por lo que el modelo seleccionado será el que mejor se ajuste a las condiciones del medio.

#### 4.4 Sección III: Mecanismos focales

La inversión del tensor de momento fue realizada utilizando el paquete computacional ISOLated Asperities (Sokos y Zahradnik, 2008), desarrollando la siguiente secuencia de pasos dentro de su interfaz (Figura 4.10):

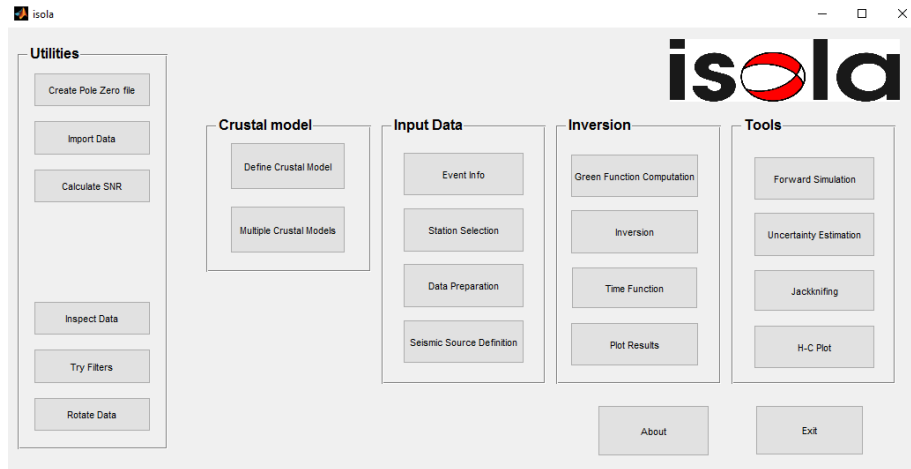


Figura 4.10. Inicio del programa de inversión de formas de onda (ISOLA).

1. Importar datos: esta herramienta importa y convierte los registros sísmicos, componente a componente de cada estación, dados en formato SAC a formato ascii ISOLA, con el que el programa trabajará a partir de este punto (Figura 4.11).

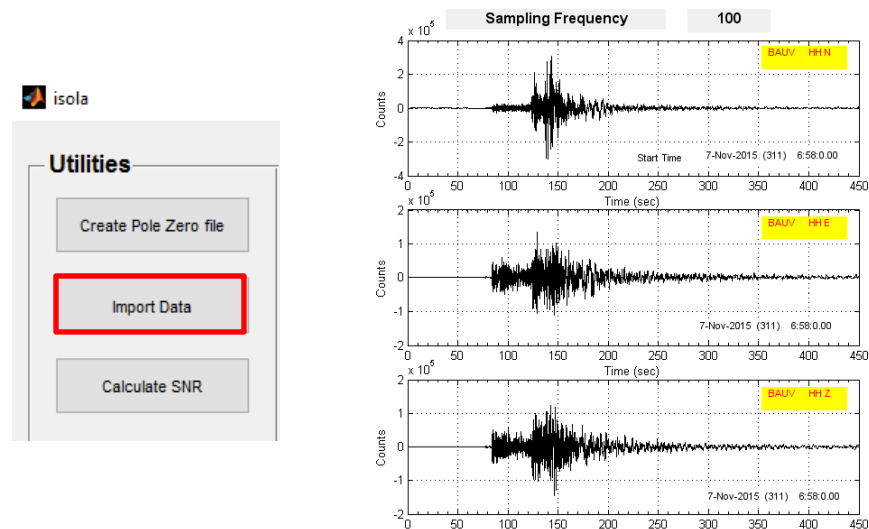


Figura 4.11. Importar datos y conversión a formato ascii ISOLA, estación BAUV.

2. Rotación de sensores: sección en la que es corregido el ángulo de orientación de los sensores respecto al norte geográfico (Figura 4.12). Es ingresado en la corrección el ángulo de rotación según el calculado en la Sección I para cada estación.

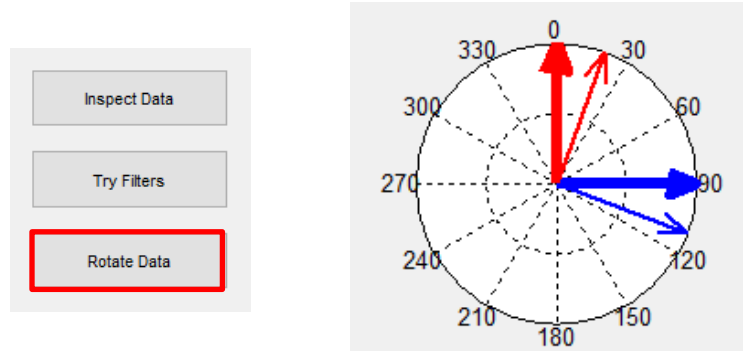


Figura 4.12. Rotación del sensor para corrección de orientación de la componente H1. La línea gruesa es la posición original y la fina representa el ángulo de rotación. El color rojo representa la componente norte y el azul la componente este.

3. Creación de archivos de polos y ceros: la corrección instrumental (Figura 4.13) en este código es realizada en dos pasos:

- Paso 1: El registro dado en “cuentas” es multiplicado por una constante de conversión  $C[(m/s)/cuentas]$ , para así conseguir el registro dado en términos de velocidad, en metros por segundo [m/s].
- Paso 2: El espectro (amplitud y fase) del registro es dividido por la función respuesta en frecuencias del sistema del sensor y es convertida al dominio del tiempo (transformada inversa de Fourier). La función de transferencia o respuesta en frecuencia se computa usando los polos, los ceros y la constante de normalización  $A_0$ , además de las constantes del sensor y del convertidor analógico digital.

El archivo de polos y ceros debe contener entonces el valor de la constante de normalización ( $A_0$ ), la constante de conversión ( $C$ ), los polos, los ceros y los parámetros de sensibilidad, dados por la sensibilidad del digitizador ( $D[cuentas/voltios]$ ) y la del sismómetro ( $S[voltios/(m/S)]$ ).



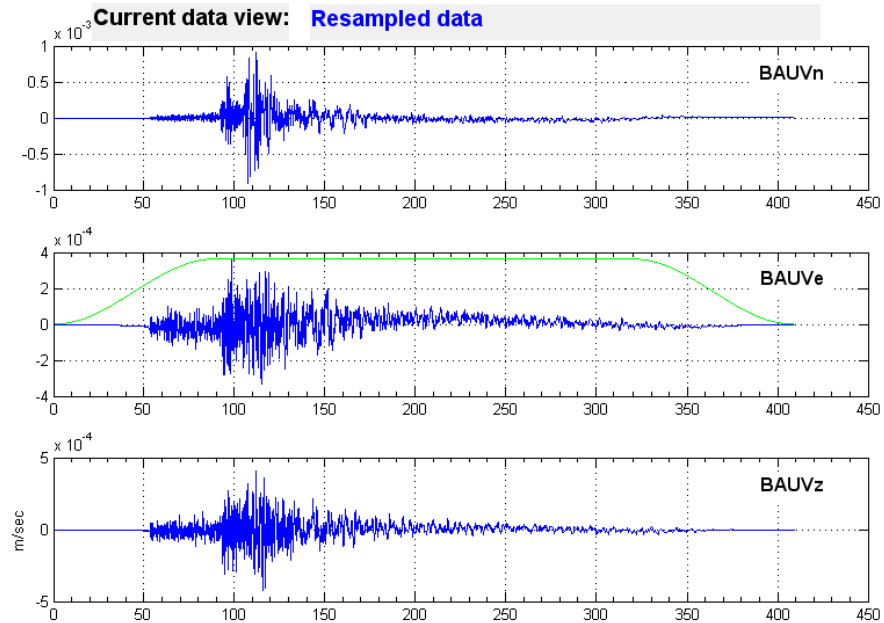


Figura 4.13. Datos con corrección instrumental.

4. Información del evento: es ingresada al programa la información básica sobre el evento en estudio (Figura 4.14), como la fecha, tiempo de origen y ubicación del hipocentro (latitud, longitud y profundidad). La posición del epicentro (latitud y longitud) será usada por el código como punto de referencia para graficar el evento en el sistema de coordenadas.

Figura 4.14. Ingreso de información del sismo al programa.

5. Selección de estaciones: a partir del archivo que contiene la información de cada estación (nombre, latitud y longitud), en la herramienta se seleccionan las estaciones para su posible uso, y se eliminan las que no sean necesarias (Figura 4.15). En ocasiones se deberán hacer múltiples corridas con diferentes combinaciones entre las estaciones disponibles para obtener un resultado satisfactorio.

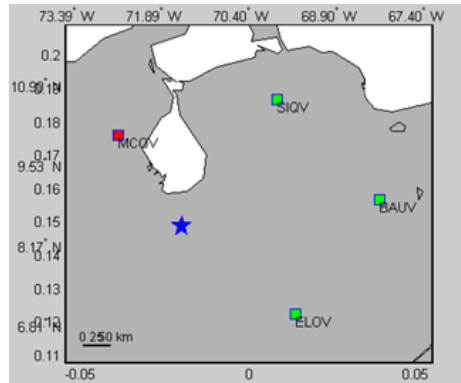


Figura 4.15. Selección de estaciones.

6. Modelo cortical de velocidades: es introducido el modelo de velocidades ajustado a la zona de estudio, calculado en la Sección II, con el cual serán realizadas las operaciones de inversión de formas de onda.

7. Fuente sísmica: en esta herramienta son definidas las posiciones de fuente de prueba que se utilizarán en una búsqueda de cuadrícula espacial.

8. Funciones de Green: son calculadas por el número de onda discreto y el método de matrices (Bouchon, 1981) para el modelo 1D de velocidades adaptado a la ubicación.

9. Inversión: esta es la herramienta que controla la inversión de forma de onda en su totalidad (Figura 4.16). Los datos invertidos son archivos de velocidad, transformados internamente en el código a desplazamiento. El rango de frecuencia define el filtro pasabanda a utilizar para realizar la inversión, considerando que el límite inferior es dado por ruido natural o instrumental, y el límite superior depende de la distancia epicentral. Es necesario realizar varios ensayos con diferentes bandas de frecuencia para observar el comportamiento y la variación de los resultados en la práctica, en busca del mejor ajuste.

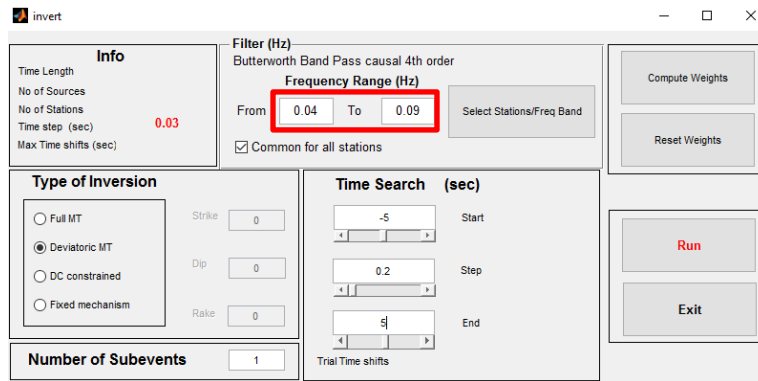


Figura 4.16. Parámetros de inversión.

10. Resultados: en la interfaz de opciones de graficación, (Figura 4.17), en primer lugar se debe observar el diagrama de correlación (Figura 4.18), que aporta el mejor ajuste respecto a la posición de la fuente y al porcentaje de doble cupla (DC%), el cual es indicativo del tipo de fuente referido a la ocurrencia de deslizamiento a lo largo de un plano de falla. Un mecanismo focal con porcentaje de doble cupla igual a 100%, es enteramente equivalente a una dislocación que consta de pares de fuerzas cuyo torque es igual a cero. En la práctica, si el valor de doble cupla es superior al 70%, la solución es asociada de forma prácticamente inequívoca con un proceso de ruptura vinculado a la presencia de una falla; es decir, este porcentaje puede actuar como un factor para determinar la veracidad de la solución en este sentido, por lo que se puede utilizar análogamente como una evaluación del posible error en la solución. Seguidamente, son comparadas la forma de onda real con la sintética y se observa el ajuste (Figura 4.19). Y por último, se observa el resumen de la solución, que incluye el gráfico del mecanismo focal y su resultado numérico, obtenido por el método de inversión, localizado sobre el epicentro del evento (Figura 4.20).

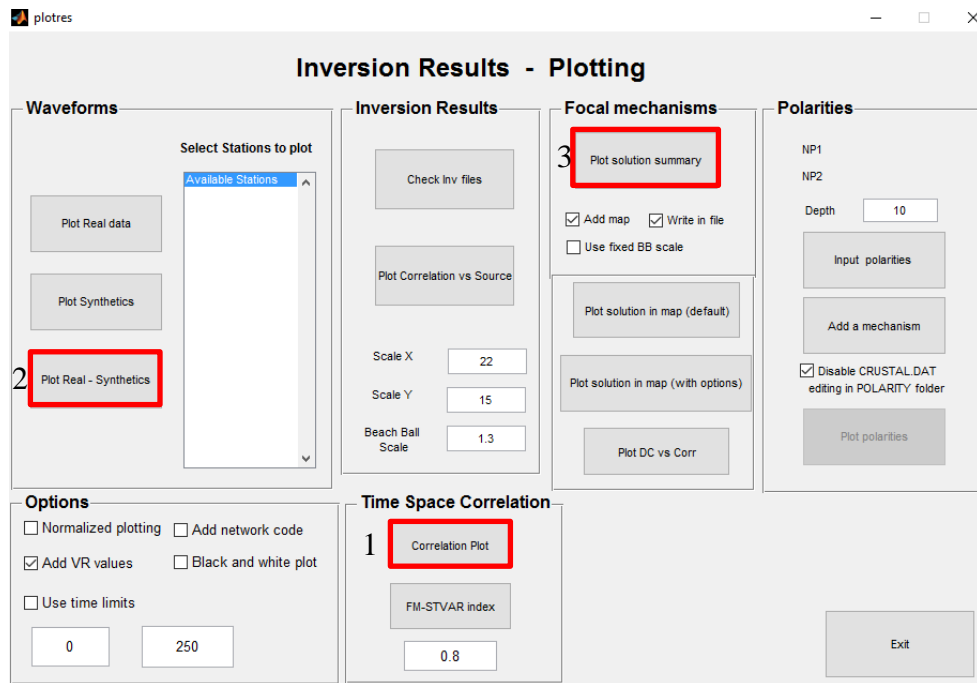


Figura 4.17. Opciones de graficación de los resultados obtenidos.

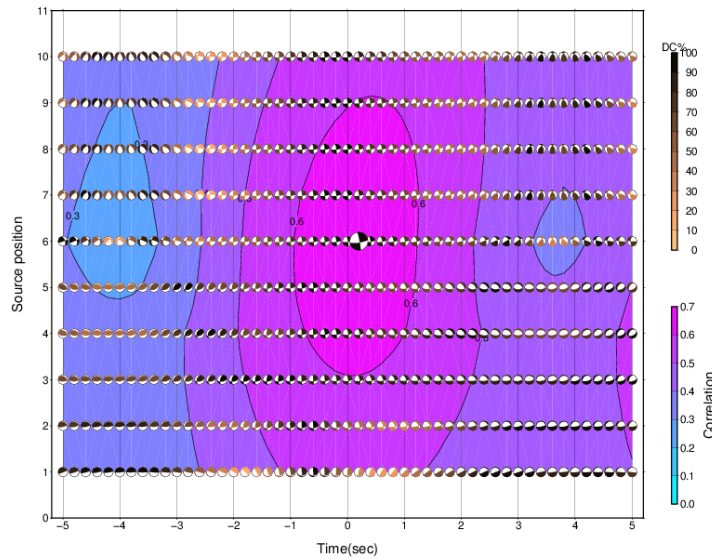


Figura 4.18. Gráfico de correlación en función de la posición de la fuente y el porcentaje de doble cupla.

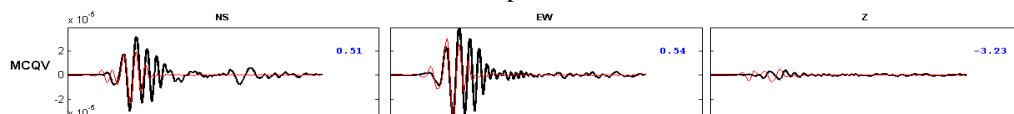


Figura 4.19. Ajuste de forma de onda observada y sintética.



## CAPÍTULO V

### RESULTADOS Y ANÁLISIS

#### 5.1 Sección I: Orientación de sensores

Del desarrollo e implementación del código en ambiente Python, consistente de realizar el análisis de componentes principales alrededor de la llegada de la onda P de sismos lejanos, son obtenidos los parámetros de orientación de la componente H1 del sensor respecto al norte geográfico en las cinco estaciones sismológicas seleccionadas para el estudio (tabla 5.1).

Tabla 5.1. Parámetros de orientación de la componente H1 de los sensores.

Estación	Sismo	BAZ	BAZmed	ERR BAZmed	BAZmed - BAZ	INCmed	ERR INCmed	SNR	CpH	CpZ
BAUV	7	312.2	314.5	3.4	-2.3	52.3	8.2	290	1	0.98
	10	191.6	196.9	1.3	-5.3	37.5	2.2	1944.3	1	1
	13	185.1	186.5	3.7	-1.4	36.6	4.4	239.8	1	0.99
	17	294.7	292.9	3.4	1.8	36.6	2.8	289.6	1	1
	19	33.7	53	6.8	-19.3	66.4	15.1	68.4	0.99	0.93
	20	289.1	281.1	5.1	8	52.2	5.6	124.7	0.99	0.99
ELOV	7	312.2	333.3	3.4	-21.1	90	20.9	278.1	1	0.85
	10	191.6	205.3	0.6	-13.7	59.7	33	8484	1	0.58
	13	185.1	205.9	4	-20.8	69.7	24.5	201.2	1	0.79
	19	33.7	59.3	4.5	-25.6	80.2	18.9	157.2	0.99	0.88
MCQV	10	191.6	195.2	10.4	-3.6	15.2	9.8	28.5	0.97	0.97
	13	185.1	196.2	13	-11.1	17.3	9.7	17.7	0.95	0.97
	17	294.7	299.5	6.3	-4.8	9	22.7	81.7	0.99	0.83
	20	289.1	283.8	3.6	5.3	14.7	30.9	255.1	1	0.64
PAYV	10	191.6	205.8	8.3	-14.2	36.9	13.1	46.5	0.98	0.95
	13	185.1	206.4	7.1	-21.3	29.3	15.2	63.3	0.98	0.93
	17	294.7	296.8	1.2	-2.1	34.7	14.6	2467.8	1	0.93
SIQV	7	302.1	277.5	11.5	24.6	60.8	6.7	23.3	0.96	0.99
	10	183.1	181.7	7.5	1.4	22.4	2.2	57	0.98	1
	13	181.1	166	10.9	15.1	20	11.4	26.1	0.96	0.96
	16	282.4	195.8	23.3	86.6	69.9	22.3	4.4	0.82	0.83
	17	285.5	195.7	14.9	89.8	74.8	28.8	13.2	0.93	0.7
	19	63.9	24.5	20.7	39.4	73.4	30.7	6	0.86	0.65
	20	274.3	252.5	7.9	21.8	43.3	4.3	50.6	0.98	0.99

Se observan, en la tabla 5.1, los parámetros de orientación de los sensores, obtenidos a partir del esquema de inversión lineal, y basados en los resultados que satisfacen el criterio de calidad impuesto para las soluciones, el cual contempla las condiciones: proporción señal/ruido ( $SNR > 30$ ), grado de rectilinearidad para la polarización 3D ( $CpZ > 0,9$ ) y la 2D observada en el plano horizontal ( $CpH > 0,9$ ), y los errores de los ángulos de *back-azimuth* e incidencia ( $ERRs < 30^\circ$ ).

Por otro lado, elemento adicional para dar cuenta de la diferencia observada entre el  $BAZ_{esp}$  y  $BAZ_{med}$ , más allá de la desorientación propia del sensor, proviene de la anisotropía e inclinación de las capas más significativas del medio terrestre, dada por la función  $f$ , a partir de la cual fueron obtenidos los valores para los parámetros  $A_1$ ,  $A_2$ ,  $A_3$ ,  $A_4$ , los cuales están asociados al modelado descriptivo que se logra para la anisotropía en la corteza y manto superior del occidente venezolano, resultado de los estudios de polarización de la onda P proveniente de sismos lejanos (Figura 5.1).

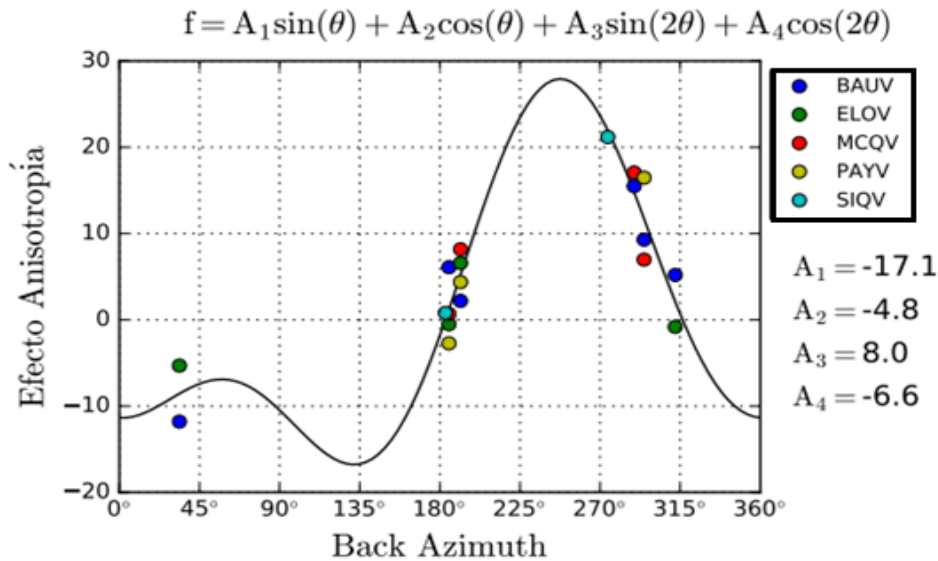


Figura 5.1. Gráfico de la función  $f$ . Parámetros de anisotropía.

De forma descriptiva, una oscilación pronunciada en la curva referente a la función  $f$  representa un caso de gran anisotropía y variaciones de las condiciones del medio a lo largo de la distancia; a diferencia de cuando la oscilación es pequeña, siendo el caso de un medio de poco efecto anisotrópico.

De esta manera, a partir de la discrepancia observada ente el *back – azimuth* medido ( $BAZ_{med}$ ) y el esperado ( $BAZ_{esp}$ ), conjuntamente con un elemento aditivo asociado a la posible anisotropía en el medio e inclinación de las capas subyacentes, es obtenido el valor de la desorientación de la componente H1, en grados, para cada una de las estaciones (tabla 5.2).

Tabla 5.2. Orientación de la componente H1 de los sensores respecto al norte geográfico.

Estación	Grados
BAUV	-7,5
ELOV	-20,3
MCQV	-11,8
PAYV	-18,6
SIQV	0,6

Desde un punto de vista práctico, se considera que una estación sismológica está adecuadamente orientada respecto al norte geográfico si la diferencia entre  $BAZ_{med}$  y el  $BAZ_{esp}$  resulta ser inferior a los  $5^\circ$ .

De los sensores seleccionados para este estudio, se observa en la tabla 5.2 que la estación SIQV tiene un ángulo de desorientación respecto al norte geográfico de  $0,6^\circ$ , lo que resulta ser una orientación óptima para el caso. Por otro lado, para los sensores BAUV, ELOV, MCQV y PAYV el valor de desorientación supera los  $5^\circ$ . El signo negativo en estos casos es indicativo de una orientación ligeramente hacia el oeste respecto al verdadero norte geográfico, y representa una tendencia que se repite en cuatro de los cinco sensores evaluados, la cual puede estar asociada a la ocurrencia de diversas eventualidades, por ejemplo:

1. En Venezuela, la declinación magnética siempre es hacia el oeste. Al momento de la instalación del equipo, es necesario corroborar el ángulo de declinación magnética en el limbo graduado de la brújula para la zona. Si esto no es previsto, un error de aproximadamente 10 grados, puede justificarse por colocar el norte geográfico alineado con el norte magnético al instalar.



2. La declinación magnética presenta variaciones importantes en un contexto geográfico amplio, además de variaciones temporales. Por año, esta puede variar unos 10 minutos en Venezuela. De modo tal que, de no tomar en cuenta la declinación magnética para obtener el verdadero norte geográfico, en momentos de instalación primaria de una estación sismológica o en las posteriores instancias de servicio si el sensor fuera removido de su posición original, se presenta entonces una fuente de error no sistemático si no se cuenta con el respaldo de las fechas de servicio y su correspondiente alcance.
3. También se debe hacer notar que los sensores de la red sismológica banda ancha son instalados dentro de un cajón de concreto anclado al terreno, armado en hierro y tapa del mismo material. Este metal, con propiedades magnéticas intrínsecas, tiene la capacidad de interactuar con el campo magnético terrestre para producir una resultante que, a manera de anomalía, es quien determina la orientación de la aguja de la brújula, dando lugar a una posible fuente de error.
4. Otros elementos cercanos al lugar de instalación, tales como tuberías, postes de luz, alcantarillas o estructuras de hierro, pueden también generar variación en la lectura de la correcta indicación del norte magnético dado por la brújula.
5. Error humano al instalar el sensor.

## **5.2 Sección II: Modelo cortical de velocidad**

Son presentados a continuación los resultados de aplicar la técnica de análisis de filtro múltiple a los registros de los eventos seleccionados de la secuencia sísmica de Lagunillas.

Para cada filtro gaussiano de frecuencia dada, es obtenida la distribución de energía promedio a lo largo de las columnas correspondientes a dicha frecuencia o periodo, pudiendo identificar la envolvente de los picos de mayor energía. El relieve o la secuencia de puntos que se disponen a lo largo de la fila de mayor energía, dibuja la curva de dispersión de velocidad de grupo en cuestión (Figuras 5.2 y 5.3).

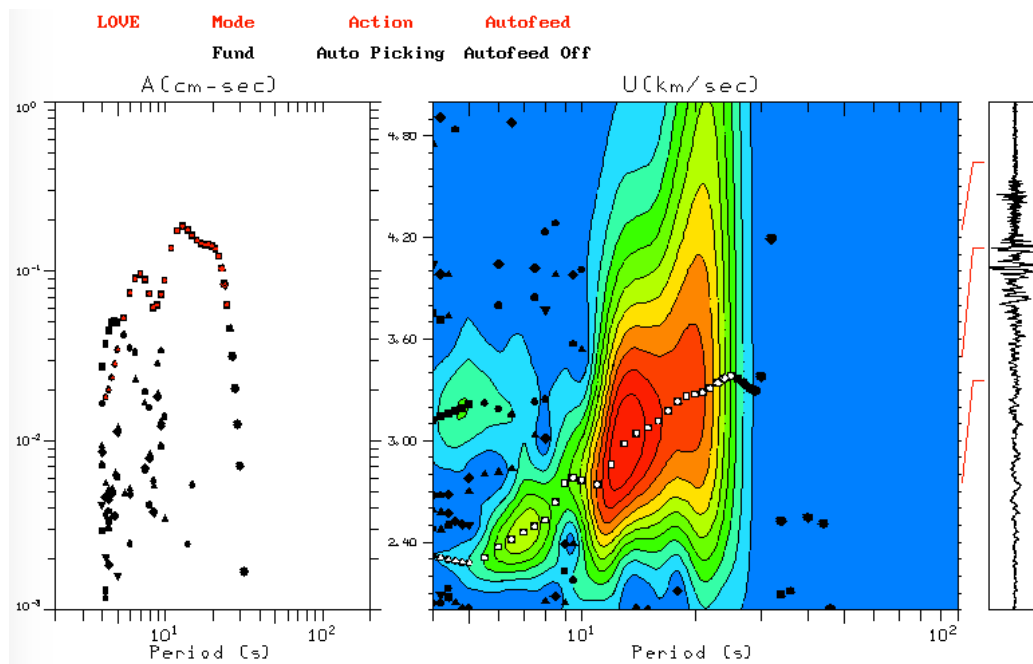


Figura 5.2. Derecha: Dispersión de velocidad de grupo ( $U$ ) de la onda *Love*. Izquierda: Amplitud del modo a la frecuencia (periodo) dada.

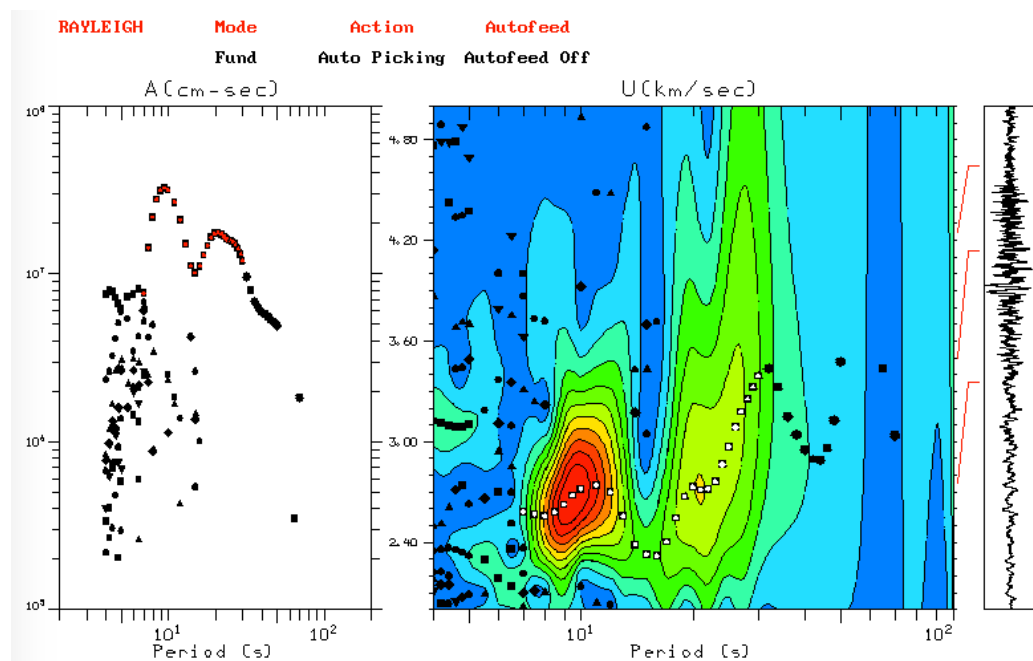


Figura 5.3. Derecha: Dispersión de velocidad de grupo de la onda *Rayleigh* ( $U$ ). Izquierda: Amplitud del modo a la frecuencia (periodo) dada.

Posteriormente, del proceso iterativo realizado en la interfaz del paquete computacional *Computer Programs in Seismology*, son obtenidas las gráficas que permiten observar el ajuste por mínimos cuadrados del modelo calculado por el programa respecto a las curvas de dispersión seleccionadas (Figura 5.4), a partir del cual es derivado un modelo cortical de velocidades, obtenido del promedio del cómputo de los 16 sismos ( $M_w > 4,0$ ) escogidos para este estudio, registrados en 5 estaciones del occidente venezolano. El modelo consta de 10 capas, cuya información de velocidad se observa en la tabla 5.3, y en forma gráfica, en la Figura 5.5.

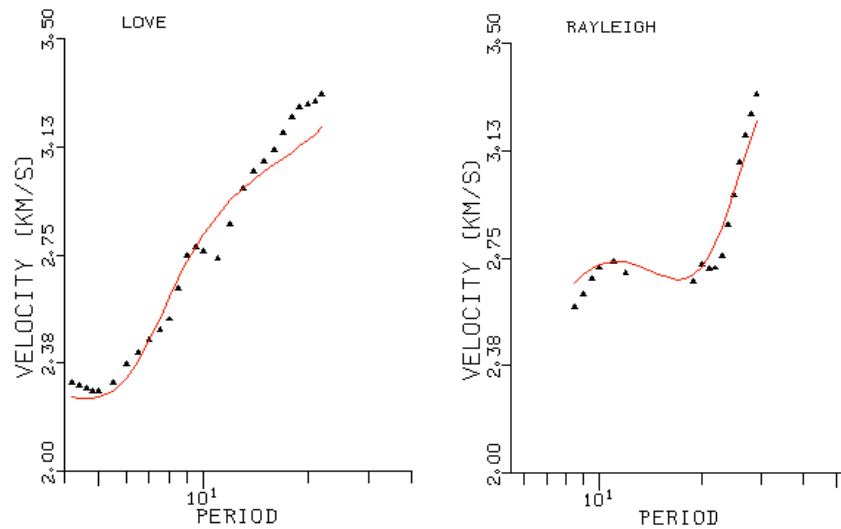


Figura 5.4. Ajuste del modelo calculado respecto a las curvas de dispersión de onda *Love* (izquierda) y onda *Rayleigh* (derecha) seleccionadas.

Tabla 5.3. Modelo de velocidad calculado para el occidente venezolano.

Profundidad (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )
0	2.6184	1.471	2.224
2	3.5308	1.984	2.406
5	6.1296	3.444	2.926
10	6.3051	3.542	2.961
15	6.4501	3.624	2.99
20	6.6653	3.745	3.033
25	6.86	3.854	3.072
30	7.3228	4.114	3.165
35	7.7971	4.38	3.259
43	8.15	4.579	3.33

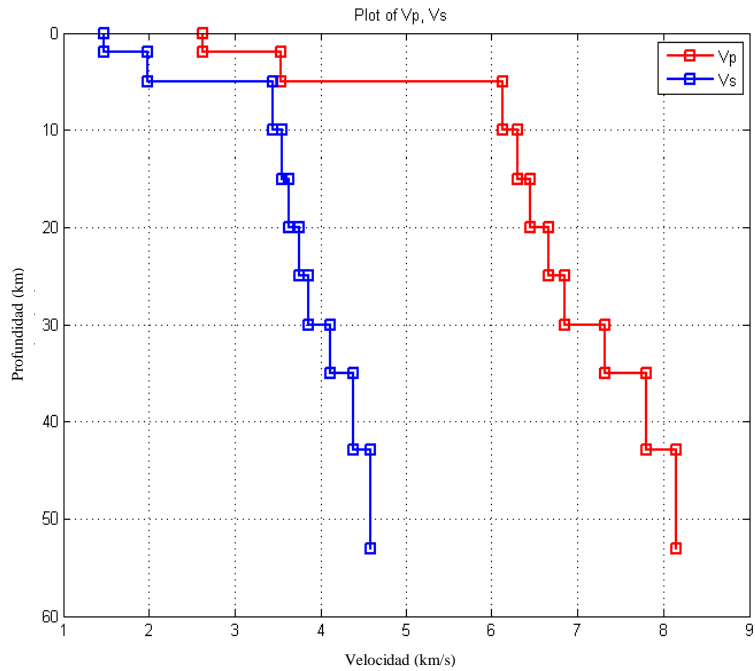


Figura 5.5. Representación gráfica del modelo cortical de velocidades de la onda P y onda S para el occidente venezolano.

En el modelo presentado se observa un gradiente de velocidad de corteza que asciende a medida que se profundiza, hasta llegar a los 43 km que corresponden a la discontinuidad de Mohorovicic, profundidad seleccionada y colocada para la inversión en el modelo de prueba, según la determinada por Saavedra (2015) para la zona de estudio.

Es importante enfatizar que el objetivo de esta sección se resume en conseguir un modelo de velocidades ajustado, tanto a las formas de onda seleccionadas para este estudio, como al modelo cortical preliminar, con la finalidad de obtener un resultado que se pueda asociar de forma directa a las soluciones determinadas en la siguiente sección, en la que son utilizadas las mismas formas de onda para el modelado de los mecanismos focales correspondientes a cada evento sísmico. En este sentido, el modelo propuesto no representa una solución única que describe detalladamente las variaciones de la velocidad con la profundidad en el occidente venezolano, sino un resultado lógico, con el que básicamente se relacionen las formas de onda (parámetros de entrada en ambos métodos de inversión) y por ende, las soluciones finales obtenidas.

### 5.3 Sección III: Mecanismos Focales

#### 5.3.1 Soluciones obtenidas por el método de inversión

Del proceso de inversión (ISOLA) del movimiento del terreno en cinco estaciones del occidente venezolano, son generados los mecanismos focales para cada evento seleccionado (tabla 5.4).

Tabla 5.4. Resultados de mecanismos focales calculados por el método de inversión de las componentes del tensor de momento sísmico (ISOLA).

ISOLA															
Evento	Año	Mes	Día	Hora, minutos y segundos	Latitud (Grados)	Longitud (Grados)	Profundidad (km)	Mw	Plano nodal 1			Plano nodal 2			DC%
									Rumbo	Buzamiento	Deslizamiento	Rumbo	Buzamiento	Deslizamiento	
<b>Evento 01</b>	<b>2015</b>	<b>11</b>	<b>7</b>	<b>6:58:31</b>	<b>8.493</b>	<b>-71.437</b>	<b>5</b>	<b>5.1</b>	<b>81</b>	<b>77</b>	<b>-173</b>	<b>350</b>	<b>81</b>	<b>-13</b>	<b>98.8</b>
Evento 02	2015	11	7	7:31:12	8.497	-71.382	5	4.3	60	89	-168	150	78	-1	79.3
Evento 03	2015	11	7	7:37:46	8.501	-71.37	4.7	4.3	77	90	-180	347	59	-31	49.8
Evento 04	2015	11	7	8:44:15	8.514	-71.382	5	4.2	86	54	-144	178	86	-4	94.9
Evento 05	2015	11	7	15:53:47	8.447	-71.419	5	4.5	69	88	-178	339	73	-17	69.3
Evento 06	2015	11	7	17:37:49	8.504	-71.501	5	4.9	82	63	-172	348	83	-27	87.2
Evento 07	2015	11	7	23:43:46	8.515	-71.365	5	4	75	81	-171	342	72	-18	91.5
Evento 08	2015	11	7	23:50:28	8.523	-71.479	5	4.2	84	88	-178	354	70	-20	72.1
Evento 09	2015	11	9	13:34:14	8.472	-71.411	5	4.1	78	67	-167	173	78	-23	57.5
Evento 10	2015	11	10	16:35:50	8.482	-71.539	5	4.2	80	75	-179	341	72	-24	82.4
Evento 11	2015	11	14	12:20:23	8.484	-71.436	5	4.8	79	71	-165	174	76	-20	61.8
Evento 12	2015	11	14	14:03:55	8.452	-71.433	5	4.3	71	65	-145	174	82	-25	85.1
Evento 13	2015	11	20	18:00:06	8.513	-71.384	5	4.8	62	78	-149	159	60	-14	70.9
Evento 14	2015	11	20	23:05:54	8.474	-71.368	5	4.2	68	84	-130	345	71	-19	78.6
<b>Evento 15</b>	<b>2015</b>	<b>11</b>	<b>22</b>	<b>20:38:33</b>	<b>8.484</b>	<b>-71.418</b>	<b>5</b>	<b>5.1</b>	<b>75</b>	<b>63</b>	<b>-170</b>	<b>170</b>	<b>81</b>	<b>-28</b>	<b>85.6</b>
Evento 16	2015	11	23	20:15:42	8.461	-71.497	5	4.2	86	74	-148	351	86	-16	90.5

En la tabla 5.4 se observa, la información de los eventos, que incluye momento y ubicación exactos de ocurrencia de cada sismo, su profundidad y la magnitud de momento ( $M_w$ ) preliminar, calculada por FUNVISIS. Seguidamente, son expuestos los resultados de mecanismos focales para cada evento, calculados con el método de inversión del movimiento del terreno (ISOLA), que contiene los ángulos de rumbo, buzamiento y deslizamiento en grados para los planos nodales propios de cada solución, seguido del porcentaje de doble cupla que les corresponde.

El valor de porcentaje de doble cupla para 12 de los 16 sismos evaluados, es en promedio 84.74%, siendo el mínimo de 72.1% y el máximo de 98.8%, lo que indica que las soluciones se asocian, efectivamente, a la ocurrencia de dislocación o deslizamiento en un plano de ruptura para la secuencia analizada. Los 4 sismos restantes tienen un porcentaje promedio de 59.6%, con un mínimo de 49.8% y un máximo de 69.3%, valores que se encuentran en el rango inferior al recomendado para que la solución sea asociada con una dislocación en el plano de falla. Sin embargo, no son descartados del grupo de resultados coherentes, debido a que se presume que la disminución del porcentaje se encuentra vinculada con la presencia de ruido grabado por las estaciones en algunos de los registros procesados dentro de la interfaz del paquete computacional y no a error de cómputo.

### **5.3.2 Descripción de los mecanismos focales**

Para las soluciones obtenidas, el análisis descriptivo es realizado a partir del rumbo del plano nodal principal, así como por el tipo de movimiento observado, dado conjuntamente, tanto por el ángulo de deslizamiento, como por el buzamiento para cada caso. En la tabla 5.5, son descritos los mecanismos focales de acuerdo a los parámetros mencionados. Adicionalmente, son incorporadas las soluciones gráficas de los mecanismos focales en proyección estereográfica, correspondientes para cada sismo, para una mejor comprensión de los resultados numéricos.

Tabla 5.5. Descripción de los mecanismos focales obtenidos. (rojo:  $M_w > 5,0$ ; verde:  $M_w > 4,0$ )

	Tipo de movimiento	Rumbo	Gráfico
<b>Evento 01</b>	Dextral puro	Este - Oeste	
Evento 02	Dextral puro	Suroeste - Noreste	
Evento 03	Dextral puro	Este - Oeste	
Evento 04	Dextral con componente normal	Este - Oeste	
Evento 05	Dextral puro	Suroeste - Noreste	
Evento 06	Dextral con leve componente normal	Este - Oeste	
Evento 07	Dextral con leve componente normal	Este - Oeste	
Evento 08	Dextral puro	Este - Oeste	
Evento 09	Dextral con leve componente normal	Este - Oeste	
Evento 10	Dextral puro	Este - Oeste	
Evento 11	Dextral con leve componente normal	Este - Oeste	
Evento 12	Dextral con componente normal	Suroeste - Noreste	
Evento 13	Dextral con componente normal	Suroeste - Noreste	
Evento 14	Dextral con componente normal	Suroeste - Noreste	
<b>Evento 15</b>	Dextral con leve componente normal	Suroeste - Noreste	
Evento 16	Dextral con componente normal	Este - Oeste	

Las soluciones del mecanismo de la fuente del sismo con dirección preferencial definida como E-O ocupan un 69% de los eventos evaluados, con un rumbo promedio del plano nodal principal de  $N83^\circ E$ . Por su parte, el 31% restante, del conjunto de eventos cuya dirección preferencial del plano nodal principal, definida como SO-NE, corresponde a mecanismos que sugieren una dirección promedio del plano de falla de  $N60^\circ E$ .

Con respecto al tipo de movimiento, son analizados dos casos: en primer lugar, aquellos en los que el ángulo de deslizamiento del plano de falla se encuentra en el rango de los  $180^\circ$ , para los que el tipo de ruptura es considerado transcurrente dextral puro, presentándose este caso en 6 de los 16 eventos; y en segundo lugar, las soluciones de mecanismos focales oblicuos, donde el tipo de movimiento es transcurrente dextral con componente normal (10 eventos), en las que el ángulo de deslizamiento varía entre los  $-130^\circ$  y  $-170^\circ$ . Esta última clasificación es finalmente dividida en dos: la primera, donde la componente normal se observa de forma leve y está dada por un ángulo de deslizamiento que varía entre  $-150^\circ$  y  $-170^\circ$ ; y la segunda, en la que la componente normal resulta ser más evidente, con el ángulo de deslizamiento variando entre  $-130^\circ$  y  $-150^\circ$ .

En este sentido, son propuestos cinco tipos de mecanismos focales que describen el proceso de ruptura de la fuente de los sismos, cuya distribución porcentual de toda la muestra es mostrada en la Figura 5.6, y en base a la cual es realizada la interpretación y correlación con respecto a la geología estructural conocida para la zona de estudio.

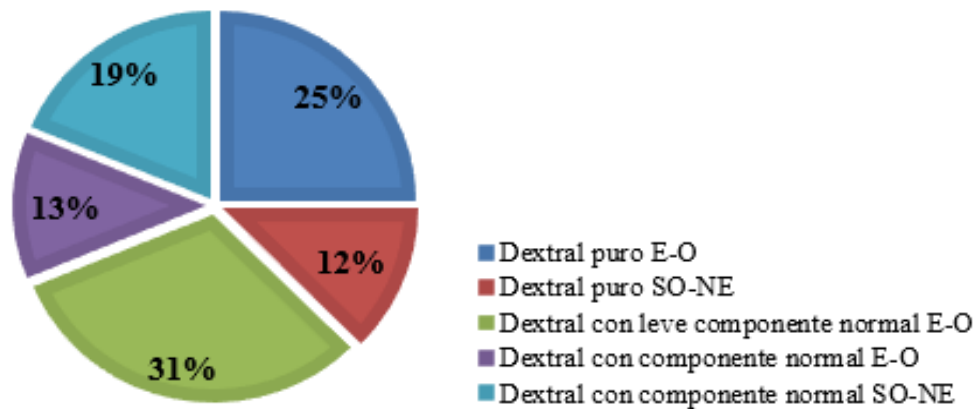


Figura 5.6. Distribución porcentual de los mecanismos focales obtenidos en ISOLA.



### 5.3.3 Resultados obtenidos por el método de las polaridades

Son presentadas también las soluciones del plano de falla obtenidas partiendo del método directo, correspondiente a la determinación de las polaridades de la primera llegada de la onda P para los eventos pertenecientes a la secuencia sísmica de Lagunillas, considerados por FUNVISIS (tabla 5.6).

Tabla 5.6. Mecanismos focales determinados mediante el método de observación de la primera llegada de la onda P.

<b>Polaridades FUNVISIS</b>														
Año	Mes	Día	Hora, minutos y segundos	Latitud (Grados)	Longitud (Grados)	Profundidad (km)	Mw	Plano nodal 1			Plano nodal 2			
								Azimuth	Buzamiento	Deslizamiento	Azimuth	Buzamiento	Deslizamiento	
<b>Evento 01</b>	<b>2015</b>	<b>11</b>	<b>7</b>	<b>6:58:31</b>	<b>8.493</b>	<b>-71.437</b>	<b>5</b>	<b>5.1</b>	<b>57</b>	<b>82.2</b>	<b>-152.7</b>	<b>323</b>	<b>63</b>	<b>-8.8</b>
Evento 02	2015	11	7	7:31:12	8.497	-71.382	5	4.3	38	71.7	9.5	305	81	161.5
Evento 04	2015	11	7	8:44:15	8.514	-71.382	5	4.2	34	75.4	-164.5	300	75	-151
Evento 05	2015	11	7	15:53:47	8.447	-71.419	5	4.5	36	73.5	-169.6	303	80	-16.8
Evento 06	2015	11	7	17:37:49	8.504	-71.501	5	4.9	37	75	-161.3	302	72	-15.8
Evento 11	2015	11	14	12:20:23	8.484	-71.436	5	4.8	39	74.1	172.7	131	83	16
Evento 12	2015	11	14	14:03:55	8.452	-71.433	5	4.3	40	85	-168.7	129	78.7	-5.1
<b>Evento 15</b>	<b>2015</b>	<b>11</b>	<b>22</b>	<b>20:38:33</b>	<b>8.484</b>	<b>-71.418</b>	<b>5</b>	<b>5.1</b>	<b>50</b>	<b>81.4</b>	<b>-166.8</b>	<b>318</b>	<b>77</b>	<b>-8.8</b>

### 5.3.4 Comparación de soluciones

#### 5.3.4.1 Mecanismos focales

En la tabla 5.7 se efectúa la comparación, tanto numérica como gráfica, entre las soluciones del mecanismo de la fuente, considerando el llamado “Plano nodal 1” como el plano de falla principal, debido a que es el que se ajusta al rumbo observado al correlacionar con la geología de la zona. De esta manera, el “Plano nodal 2” pasa a ser el plano auxiliar, perpendicular al principal.

Tabla 5.7. Tabla resumen: Comparación del plano nodal principal calculado por ambos métodos: directo y de inversión.

	ISOLA			Polaridades FUNVISIS			Diferencia			Solución gráfica	
	Plano nodal 1			Plano nodal 1			Plano nodal 1			Mecanismo focal	
	Ru	Buz	Desl	Ru	Buz	Desl	Ru	Buz	Desl	ISOLA	FUNVISIS
<b>Evento 01</b>	<b>81</b>	<b>77</b>	<b>-173</b>	<b>57</b>	<b>82.2</b>	<b>-152.7</b>	<b>24</b>	<b>-5.2</b>	<b>-20.3</b>		
Evento 02	60	89	-168	38	71.7	-95	22	17.3	-73		
Evento 03	77	90	-180								
Evento 04	86	54	-144	34	75.4	-164.5	52	-21.4	20.5		
Evento 05	69	88	-178	36	73.5	-169.6	33	14.5	-8.4		
Evento 06	82	63	-172	37	75	-161.3	45	-12	-10.7		
Evento 07	75	81	-171								
Evento 08	84	88	-178								
Evento 09	78	67	-167								
Evento 10	80	75	-179								
Evento 11	79	71	-165	39	74.1	-172	40	-3.1	7		
Evento 12	71	65	-145	40	85	-168.7	31	-20	23.7		
Evento 13	62	78	-149								
Evento 14	68	84	-130								
<b>Evento 15</b>	<b>75</b>	<b>63</b>	<b>-170</b>	<b>50</b>	<b>81.4</b>	<b>-166.8</b>	<b>25</b>	<b>-18.4</b>	<b>-3.2</b>		
Evento 16	86	74	-148								

En esta tabla comparativa se observan las diferencias, tanto numéricas como gráficas, en los ángulos que describen el mecanismo de la fuente de cada evento sísmológico con las soluciones obtenidas a partir de ambos métodos: directo (FUNVISIS) y de inversión (ISOLA).

La variación más destacada entre los parámetros que describen los planos nodales, se observa en el rumbo (ver Figura 5.7), donde el caso de menor diferencia corresponde a un ángulo de 22°, mientras que el de mayor variación es de hasta 52° de diferencia entre el obtenido por el método directo y el generado por el método de inversión.

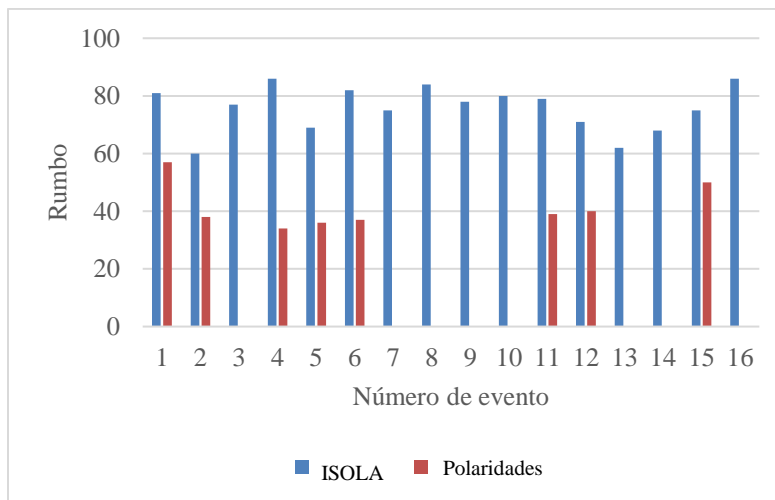


Figura 5.7. Gráfico comparativo del rumbo del plano nodal principal entre los mecanismos focales determinados por el método de la de las polaridades y el método de inversión.

Al observar las diferencias entre las soluciones obtenidas por ambos métodos, cabe destacar que en la mayoría de los casos se mantiene la tendencia de mecanismo focal dextral con componente normal previamente descrita (estructura característica de la zona de estudio), y que lo que tiende a cambiar básicamente es el rumbo preferencial del plano nodal principal, observándose en los mecanismos focales determinados por el método directo, se encuentra frecuentemente orientado en dirección de la traza de la falla de Boconó en toda su extensión (SO-NE), mientras que en los determinados por el método de inversión, se aprecia que este plano presenta tendencias más horizontales, de leve SO-NE a E-O.

#### 5.3.4.2 Magnitud de momento ( $M_w$ )

La determinación de la magnitud de momento ( $M_w$ ) de los eventos sísmicos que ocurren dentro del territorio nacional es realizada sistemáticamente en FUNVISIS por medio del software SEISAN (Havskov y Ottemöller, 1999) mediante el análisis espectral de la onda S, que depende en gran medida del factor de calidad Q asignado para la zona. En FUNVISIS, el factor utilizado es el que el paquete computacional incluye por defecto, asumiendo valores y leyes de atenuación ajustados a Europa occidental (origen del software) cuyas características corticales y geología, no se asemejan a las del medio venezolano.

Martínez (2017) realiza la determinación del factor de calidad Q para la zona de Lagunillas a través del análisis del decaimiento de la coda y recalcula las magnitudes de momento de 962 eventos que abarcó la secuencia sísmica de 2015, para así otorgarles un valor ajustado a las características de atenuación del medio, demostrando que las magnitudes calculadas por FUNVISIS para esta zona se encontraban subestimadas por un factor promedio de 0,219 y cuyos valores extremos están entre 0 y 0,4.

En el paquete computacional ISOLA (Sokos y Zahradník, 2008) es posible, adicionalmente, recalcular dentro de su interfaz las magnitudes de momento ( $M_w$ ) para los eventos procesados a partir del cómputo automático del momento sísmico  $M_0$ .

En la tabla 5.8, se establece una comparación entre las magnitudes de momento obtenidas por FUNVISIS, por Martínez (2017) y en el estudio en cuestión, mediante el *software* ISOLA.

Tabla 5.8. Comparación de magnitudes de momento obtenidas por diferentes métodos.

	Año	Mes	Día	Hora, minutos y segundos	Mw FUNVISIS	Mw (Martínez, 2017)	Mw ISOLA
<b>Evento 01</b>	<b>2015</b>	<b>11</b>	<b>7</b>	<b>6:58:31</b>	<b>5.1</b>	<b>5.3</b>	<b>5.4</b>
Evento 02	2015	11	7	7:31:12	4.3	4.7	4.6
Evento 03	2015	11	7	7:37:46	4.3	4.4	4.3
Evento 04	2015	11	7	8:44:15	4.2	4.2	4.3
Evento 05	2015	11	7	15:53:47	4.5	4.7	4.8
Evento 06	2015	11	7	17:37:49	4.9	4.9	5.1
Evento 07	2015	11	7	23:43:46	4	4.2	4.2
Evento 08	2015	11	7	23:50:28	4.2	4.3	4.3
Evento 09	2015	11	9	13:34:14	4.1	4.4	4.4
Evento 10	2015	11	10	16:35:50	4.2	4.5	4.5
Evento 11	2015	11	14	12:20:23	4.8	4.8	4.8
Evento 12	2015	11	14	14:03:55	4.3	4.4	4.5
Evento 13	2015	11	20	18:00:06	4.8	4.9	4.9
Evento 14	2015	11	20	23:05:54	4.2	4.2	4.3
<b>Evento 15</b>	<b>2015</b>	<b>11</b>	<b>22</b>	<b>20:38:33</b>	<b>5.1</b>	<b>5.2</b>	<b>5.2</b>
Evento 16	2015	11	23	20:15:42	4.2	4.4	4.5

Para los 16 eventos que abarcó este estudio, las magnitudes determinadas por FUNVISIS se encuentran un factor promedio de 0.18125 por debajo de las estimadas por ISOLA, con valores extremos entre 0 y 0,3; mientras que, en comparación con los valores obtenidos por Martínez (2017), la diferencia promedio es de 0.0375, con valores extremos entre -0,1 y 0,2.

### 5.3.5 Interpretación estructural

Con base en la clasificación de las soluciones de mecanismos focales mencionada anteriormente (Figura 5.5), es posible interpretar segmentos dentro de la cuenca La González que pueden correlacionarse con la estructura y comportamiento geodinámico para la zona.

En este sentido, se propone el análisis estructural de la traza activa de la cuenca La González a partir de su división, por secciones, basada en la agrupación de soluciones de mecanismos focales comparables del plano de falla, asociadas conjuntamente con la geodinámica descrita para la cuenca de tracción (*pull apart*) en cuestión (figura 5.8).

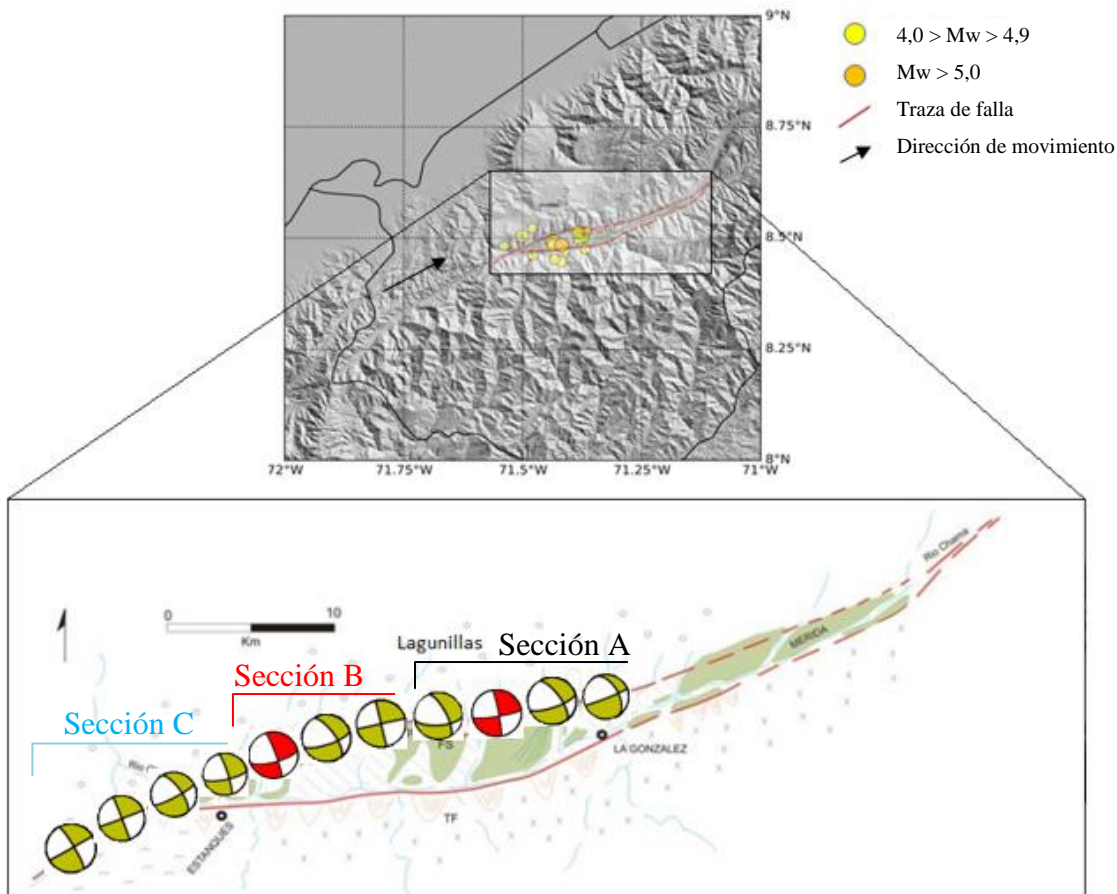


Figura 5.8. División de la cuenca La González (*pull apart*) por secciones, según mecanismos focales obtenidos por el método de inversión. Modificado de Alvarado (2008).

En primera instancia, es importante destacar que en la Figura 5.8 se colocan las soluciones de mecanismos focales de manera que se pueda visualizar su interpretación estructural directamente sobre la traza activa de la falla, sin embargo, su ubicación no se corresponde con la localización exacta de los eventos.

De esta manera se determina en primer lugar que los mecanismos focales con dirección preferencial E-O, abarcan 2 tipos de movimiento: transcurrente dextral puro y transcurrente dextral con componente normal, la cual puede ser, en algunos, casos muy leve y en otros más pronunciada. Estas soluciones se asocian con la complejidad estructural en la que se desenvuelven los eventos ocurridos en la denominada “Sección A” de la traza norte de la cuenca La González. En esta sección ocurren diferentes escenarios, asociados tanto a la falla transcurrente dextral, propia de la traza activa de la falla de Boconó, como a su oblicuidad, dada por la componente normal generada por el régimen transtensivo que caracteriza la cuenca de tipo *pull apart* en este sector.

En segundo lugar, aquellos eventos cuya orientación preferencial del plano de falla activo tiene una dirección promedio SO-NE, se divide en dos secciones: la “Sección B”, analizado como un pequeño sector en el que es evidenciado el inicio de la tendencia dextral – normal de la cuenca de tipo *pull apart*, generado debido al comportamiento transtensional en la dirección de la falla, en la que el comportamiento general de la misma tiende a presentar principalmente leves componentes normales; y por último, la “Sección C”, de menor complejidad, en la que los eventos se asocian con el régimen transcurrente dextral puro que caracteriza la traza principal de la falla de Boconó en el sector oeste de la zona de estudio.

En este sentido, se interpreta la cuenca (*pull apart*) La González como una sección de la falla de Boconó que se caracteriza esencialmente por la complejidad de su composición estructural, la cual consta de dos trazas solapadas en un régimen transtensivo, donde la traza norte es la única que evidencia actividad reciente. Esta última presenta discontinuidades estructurales observables en el marco del análisis de los mecanismos focales, los cuales presentan rumbos preferenciales del plano nodal principal y diferentes ángulos de deslizamiento que evidencian dicha complejidad y que a su vez se correlacionan con la

geología estructural de para la zona, en la que la falla de tipo transcurrente, se escalona o se curva, cambiando su rumbo preferencial de SO-NE ( $N45^{\circ}E$ ) a E-O en una cuenca de tracción, originada por la evolución de la zona de régimen transtensivo al norte de la cuenca, lo que ocasionó el comportamiento oblicuo que se observa en las soluciones del mecanismo de la fuente de los sismos evaluados.

Por último, es importante considerar que al invertir el tren de ondas completo se obtiene una solución detallada que da cuenta de la dislocación en todo su conjunto, a diferencia del mecanismo focal determinado a partir de la polaridad de la primera llegada de la onda P, que se conecta exclusivamente con la fase inicial del proceso de ruptura. Adicionalmente, los mecanismos focales determinados por el método directo no cuentan con una buena cobertura acimutal de sensores instalados que capten las señales de los sismos, el cual es un requisito indispensable para una óptima determinación de mecanismos focales aplicando dicha técnica, por lo que al tener cierta amplitud y variabilidad de soluciones para un mismo mecanismo focal, es necesario recurrir a la correlación estructural para aproximar la solución que mejor se ajuste a ella, y, para el caso de la zona de estudio, al comprender un sector muy pequeño con relación a la extensión que comprende la falla de Boconó, las soluciones son ajustadas, de forma preferencial, al rumbo general a lo largo de toda su trayectoria ( $N45^{\circ}E$ ).



## CAPÍTULO VI

### CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

De los resultados obtenidos y de su subsecuente discusión se obtuvieron las siguientes conclusiones:

- Se obtuvieron los parámetros de orientación de la componente H1 del sensor respecto al norte geográfico en hasta cinco estaciones de la red sismológica nacional: BAUV (-7,5°), ELOV (-20,3°), MCQV (-11,8°), PAYV (-18,6°) y SIQV (0,6°).
- Se determinaron los parámetros  $A_i$   $\{i = 1, 2, 3, 4\}$  que dan cuenta de la anisotropía existente en la corteza y manto superior del occidente venezolano:  $A_1 = -17.1$ ,  $A_2 = -4.8$ ,  $A_3 = 8.0$  y  $A_4 = -6.6$ .
- El desarrollo del método de orientación del sensor aporta una mejora significativa, tanto para esta investigación como para diversos estudios sismológicos, incluyendo el análisis con funciones receptoras y tomografía sísmica, en sentido de que: (i) otorga orientación de los sensores; (ii) no requiere de disposición de equipos o mediciones adicionales que consumen tiempo y dinero; (iii) no requiere formas de onda sintéticas o los parámetros de fuente del evento; (iv) evalúa estimaciones en dominio tanto del tiempo como de la frecuencia para obtener mayor información; y (v) puede cuantificar potencialmente la influencia de anisotropía sísmica.
- Fueron generadas las curvas de dispersión promedio asociadas a la velocidad de grupo de los 16 sismos ( $M_w \geq 4,0$ ) pertinentes al estudio, captados por 5 estaciones de la red sismológica nacional.

- Se propone un modelo cortical de velocidades de 10 capas para el occidente de Venezuela, ajustado tanto a un modelo de velocidades preliminar local, como a las curvas de dispersión de velocidades de grupo observadas para las señales de ondas superficiales registradas en 5 estaciones de la red sismológica nacional ubicadas al oeste del país.
- Se interpreta por secciones, de las soluciones de mecanismos focales, que la traza activa (norte) de la cuenca (*pull* apart) La González presenta complejidades estructurales con movimiento rumbo deslizante de tipo transcurrente dextral puro, y transcurrente dextral con componente normal.
- La traza de la falla de Boconó cambia progresivamente su rumbo, de SO-NE a E-O, producto del régimen transtensivo ocasionado por la cuenca de tracción que se presenta en la sección de la zona de estudio en cuestión.
- Los porcentajes de doble cupla obtenidos para los sismos analizados, dan cuenta de que el mecanismo de la fuente se trata de un proceso de dislocación puro y deslizamiento de la traza de la falla en la que ocurrieron los eventos.
- Los mecanismos focales determinados a partir de la polaridad de la primera llegada de la onda P para la zona de estudio no cuentan con una buena cobertura acimutal de sensores instalados para el análisis sismológico del proceso de ruptura por este método.
- El método de inversión del movimiento del terreno, con muy pocas estaciones sismológicas operando, y una distribución equitativa de cobertura acimutal de las mismas, ajusta una solución detallada que da cuenta de la dislocación en todo su conjunto para cada evento analizado.
- Según el recálculo de magnitudes de momento ( $M_w$ ) realizado de forma automática por el método de inversión para los 16 eventos que abarcó el estudio, se observa que las magnitudes de los eventos sísmicos, determinadas por FUNVISIS, se encuentran subestimadas por un factor promedio de 1,18.

Para próximos trabajos de investigación en el área de sismología, que contemplen alguno de los temas vinculados a este estudio, se recomienda:

- Proponer una campaña de mantenimiento de los sensores de la red sismológica nacional, debido a que una cierta cantidad de los mismos se encuentra inoperativa o presenta discontinuidades en los registros, que al momento del análisis, obligan a descartarlos.
- Para la orientación de los sensores, hacer uso de una mayor cantidad de registros de eventos telesísmicos y sismos regionales que den mejor cobertura acimutal a cada sensor a ser evaluado.
- Utilizar de forma general el código desarrollado en ambiente Python para obtener la orientación de la componente H1 de todos los sensores pertenecientes tanto a la red sismológica nacional como a la red temporal y a los instalados en el marco del proyecto Geociencia Integral de los Andes de Mérida (GIAME) en el occidente del país.
- Realizar un estudio de anisotropía y variación en profundidad de las condiciones del medio en el occidente venezolano a partir de los parámetros obtenidos en este estudio para dicho fin  $A_i$   $\{i = 1, 2, 3, 4\}$ .
- Con respecto a la elaboración del modelo cortical de velocidades, se recomienda utilizar una densidad mayor de eventos para realizar la inversión de las curvas de dispersión.
- La ubicación en superficie de los sismos no se corresponde con la del centroide, el cual representa la ubicación del centro geométrico del proceso de dislocación total del segmento de falla y por ende, representa el punto al que deben asociarse directamente los mecanismos focales. Se recomienda para próximas investigaciones la implementación de métodos orientados a determinación de la ubicación del centroide de los eventos sísmicos.

- Mejorar la calidad de los resultados propuestos, correlacionando el método implementado en esta investigación, con estudios que complementen la información, como la aplicación de funciones receptoras y tomografía sísmica en la zona de estudio.

## REFERENCIAS

- Alvarado, M. (2008). Caracterización Neotectónica de la cuenca La González. Estado Mérida, Venezuela. Trabajo Final de Grado, Universidad Central de Venezuela (inédito), 89 p., Caracas.
- Alvarado, M., Cantos, G., Pérez, E., y Audemard, F. (2015). Cartografía neotectónica de la Falla de Boconó entre Tabay y La Toma, Mérida - Venezuela. *Boletín de Geología*, 37 (2): 47-55.
- Audemard, F. A. (2002). Ruptura de los grandes sismos históricos venezolanos de los siglos XIX y XX revelados por la sismicidad instrumental contemporánea. XI Congreso venezolano de geofísica. Del 17 al 20 de noviembre de 2002. Sociedad Venezolana de Ingenieros Geofísicos.
- Audemard, F.A. (2003). Geomorphic and geologic evidence of ongoing uplift and deformation in the Mérida Andes, Venezuela. *Quaternary International* 101-102, 43-65.
- Audemard, F.A., Romero G., Rendon H. & Cano V. (2005). Quaternary fault Kinematic and stress tensor along the south Caribbean from fault-slip data and focal mechanism solution. *Earth-Science Reviews*, 69, 3-4.
- Audemard, F. (2009). Falla de Boconó. Atlas de deformaciones cuaternarias de Los Andes. *Publicación Geológica Multinacional*, 7: 259 - 271.
- Bouchon, M. 1981. A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 71 (4), 959 – 971.
- Dewey J. W., 1972, Seismicity and Tectonics of Western Venezuela. *Bull. Seism. Soc. America*, 62, 1711-1751.

- Dziewonski, A., Bloch, S. y Landisman, M. (1969). A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 59 (1), pp. 427 – 444.
- Folinsbee R. A., 1972, The gravity field and plate boundaries in Venezuela. Tesis doctoral (no publicada), Mass. Inst. Techn. and Wodds Hole Oceanog. Inst., USA.
- Fontaine, F.R., Barruol, G., Kennett, B.L.N., Bokelmann, G.H.R. & Reymond, D., 2009. Upper mantle anisotropy beneath Australia and Tahiti from P wave polarization: implications for real-time earthquake location, *J. Geophys. Res.*, 114(B3), doi:10.1029/2008JB005709.
- FUNVISIS (2002). La Investigación Sismológica en Venezuela. Caracas, Venezuela. Pp. 118.
- Guerrero O. 1997. Estudio estratigráfico y paleoambiental de las formaciones Palmarito y Sabaneta (Paleozoico Tardío estado Mérida), Tesis para optar el título de Master en Ciencias Geológicas, Universidad Central de Venezuela, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Caracas, Venezuela.
- Hanks, M. y H. Kanamori. (1979). A moment magnitude scale. *J. Geophys. Res.*, 84, 2348–2340.
- Havskov, J., Malone S., McClurg, D. y Crosson, R. (1989). Coda Q for the state of Washington. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 1024-1038.
- Havskov, J. y Ottemöeller, L. (1999). SeisAn Earthquake analysis software. *Seis. Res. Lett.*, 70. [http://www.seismosoc.org/publications/SRL/SRL\\_70/srl\\_70-5\\_es.html](http://www.seismosoc.org/publications/SRL/SRL_70/srl_70-5_es.html)
- Havskov, J. y Ottemöeller, L. (2010). Routine data processing in earthquake seismology. Department of Earth Science. Universidad of Bergen, Noruega. Springer.

- Herrmann, R. B. (2013) Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research, *Seism. Res. Lettr.* 84, 1081-1088, doi:10.1785/0220110096
- International Seismological Centre (ISC). Consultado el 3 de abril de 2017, de <http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/catalogue/>
- Laffaille J., Estevez R. (1986) Modelo sismotectónico para la serranía de El Escorial. *Acta Científica Venezolana*, 37, 121-125.
- Martínez, A. (2017). Recálculo de la magnitud de momento de la secuencia sísmica de Lagunillas, estado Mérida. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geofísico. Universidad Simón Bolívar. Departamento de Geofísica. Caracas, Venezuela.
- Mendoza, J. (1998). Introducción a la física de rocas. Editorial Equinoccio. Universidad Simón Bolívar. Venezuela. Pp. 5-45.
- Menke, W. (1984). *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*, Academic Press, Pp 1-259.
- Ochoa, F. (2007). Caracterización geotécnica a través del uso de ondas Rayleigh. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias de la Ingeniería, mención Ingeniería Geotécnica. Universidad de Chile. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Ingeniería Civil.
- Quinteros, C., Rojas, K., Amaiz, R., Piñero, L., Schmitz, M., Rendón, H., 2009. Análisis de funciones receptoras para la estimación del espesor de corteza en Venezuela. IX Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica, Caracas, 19 al 22 de mayo de 2009, 12 p.
- Regueiro, J. (2007). *Sísmica para Ingenieros y Geólogos: El método sísmico de reflexión*. Caracas, Venezuela. Pp 7-25.

- Richardson, M. (2009). Principal Component Analysis.
- Saavedra, M. (2015). Modelos corticales de velocidades en la región occidental de Venezuela, zona centro – sur de los Andes. Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela.
- Scales, J., Smith, M. & Treitel, S. (2001). Introductory Geophysical Inverse Theory. Samizdat Press. Golden White River Junction. Department of Geophysics. Colorado School of Mines, Denver.
- Scholz, J-R., Barrud, G., Fontaine, F., Sigloch, K., Crawford, W. y Deen, M. (2017). Orienting ocean – bottom seismometers from P – wave and Rayleigh wave polarizations. *Geophysical Journal International*, 208, 1277 – 1289.
- Schubert y Vivas (1993). El Cuaternario de la cordillera de Mérida, Andes Venezolanos. Universidad de Los Andes.
- Sokos E. y Zahradník J. (2008). ISOLated Asperities (ISOLA) user’s guide. Instituto de Investigación Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica. Universidad Nacional de Costa Rica. Costa Rica 2016 course.
- Sokos, E., Zahradník, J., Kiratzi, A., Janský, J., Gallovic, F., Novotny, O., Kostelecký, J., Serpetsidaki, A., Tselentis, G. (2012). The January 2010 Efpalio earthquake sequence in western Corinth Gulf (Greece). *Tectonophysics* 530 – 531. 299 – 309. Elsevier.
- Sokos, E., Kiratzi, A., Gallovic, F., Zahradník, J., Serpetsidaki, A., Plicka, V., Janský, J., Kostelecký, J., Tselentis, G. (2015). Rupture process of the 2014 Cephalonia, Greece, earthquake doublet (Mw6) as inferred from regional and local seismic data. *Tectonophysics* 656. 131 -141.



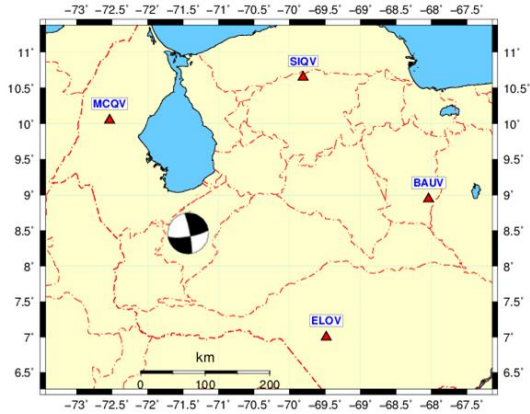
- Soulas, J-P (1985). Neotectónica del flanco occidental de los Andes de Venezuela entre 70°30' y 71°00'W (Fallas de Boconó, Valera, Piñango y del Piedemonte). VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas.
- Stacey, F. (1969). Physics of the earth. Cambridge University, Cambridge.
- Stein, S. & Wysession, M. (2003). An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure. Blackwell Publishing.
- Taboada, A., Rivera, L., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Rivera, C. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subduction and intracontinental deformation. *Tectonics*, 19 (5).
- Udías, A. y Mezcuca, J. (1997). Fundamentos de la Geofísica. Madrid. España. Pp. 85

## **APÉNDICE**

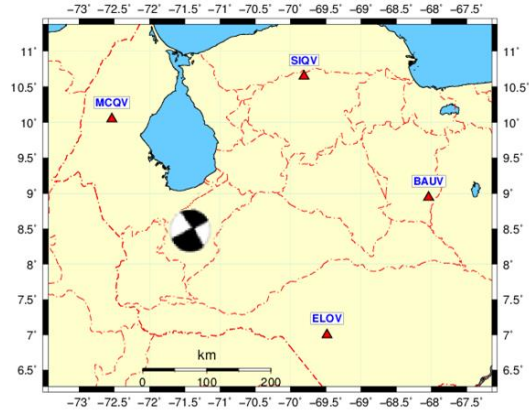
### **APÉNDICE 1**

#### **RESULTADOS GRÁFICOS EN ISOLA**

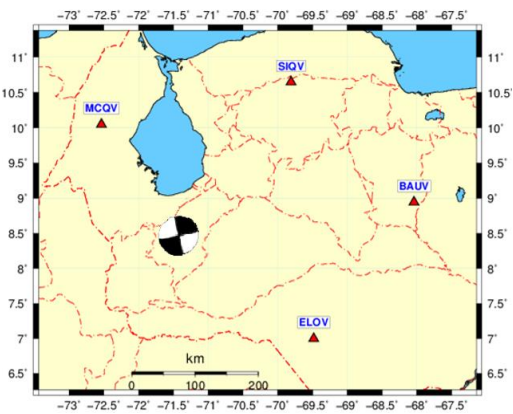
1



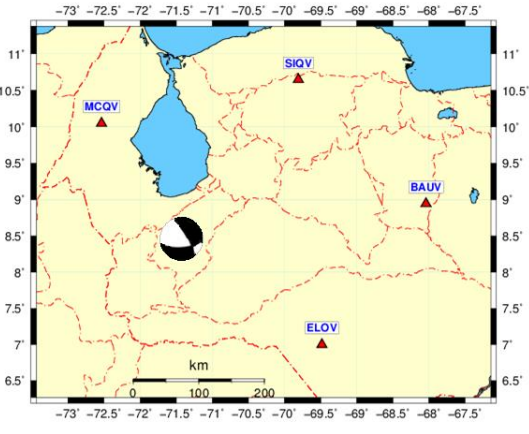
2



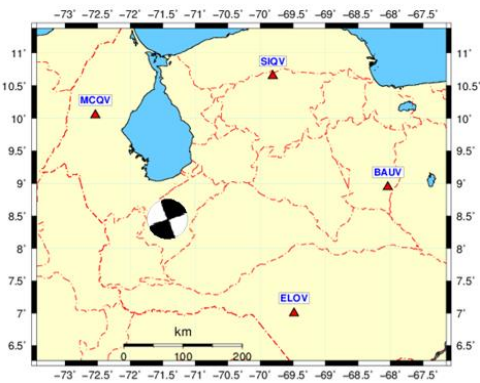
3



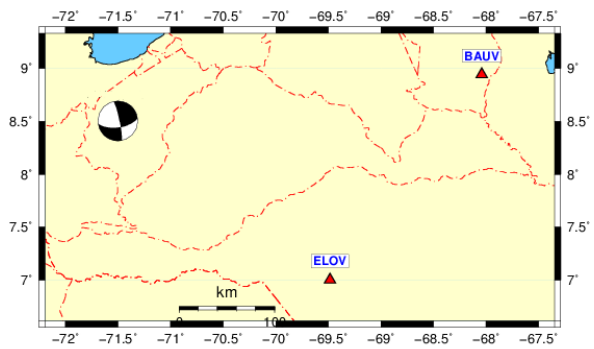
4



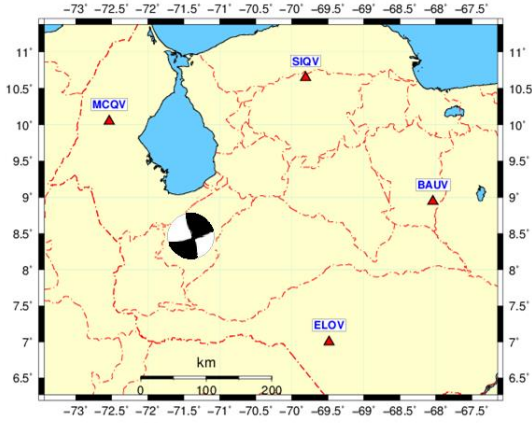
5



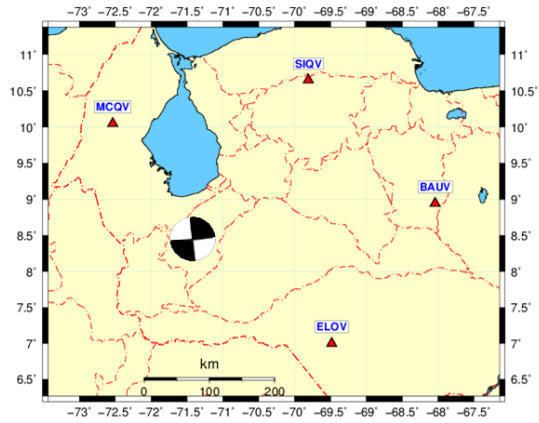
6



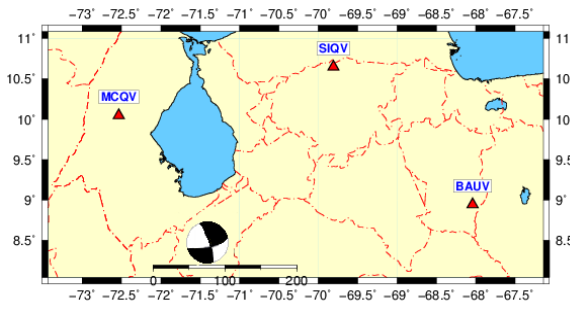
7



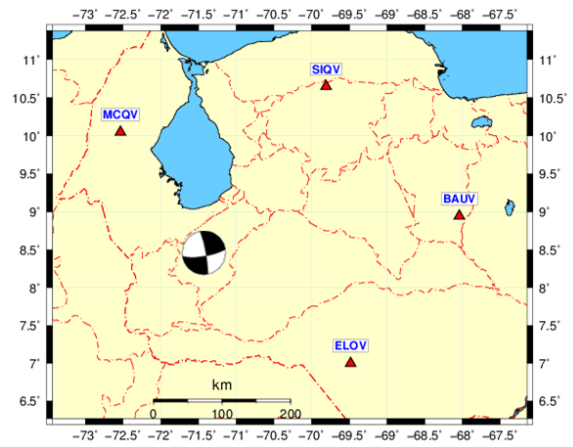
8



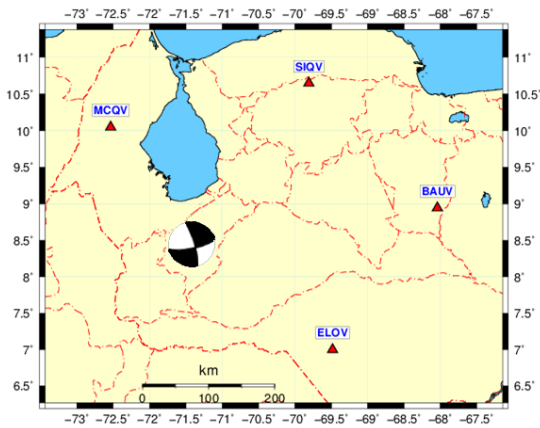
9



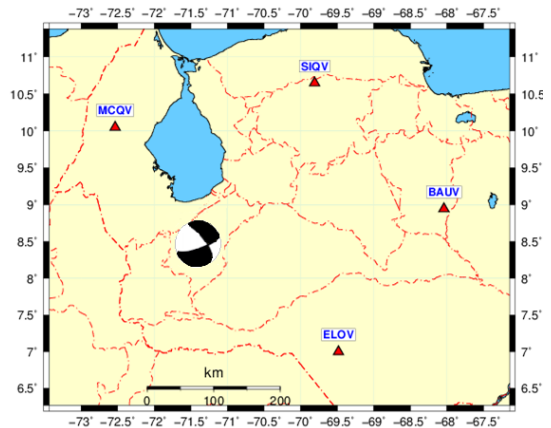
10



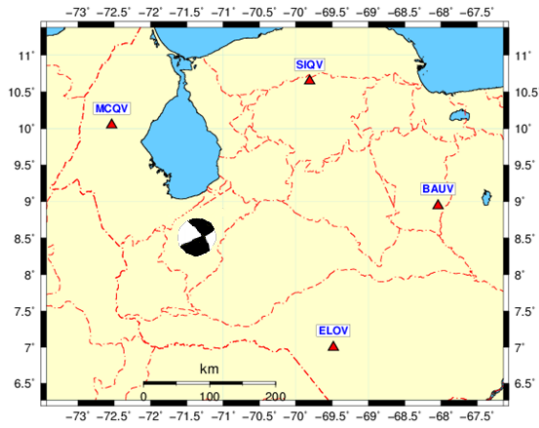
11



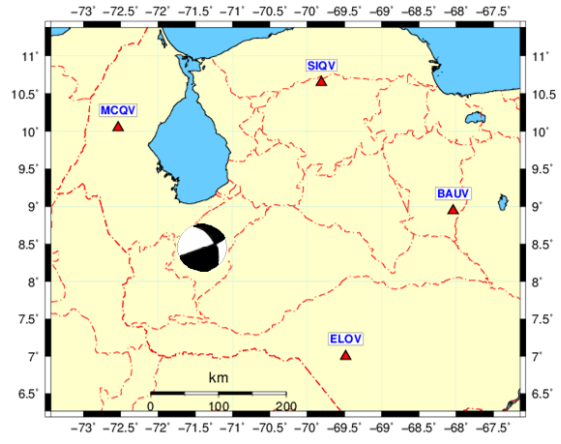
12



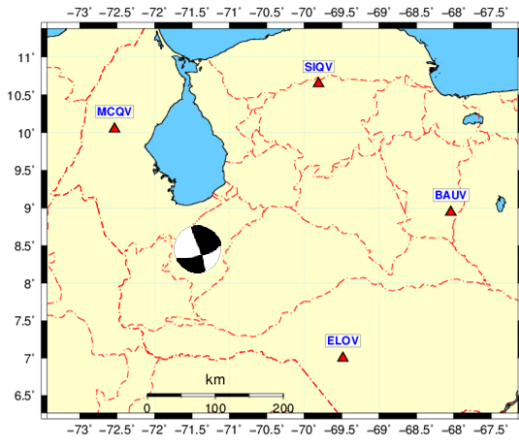
13



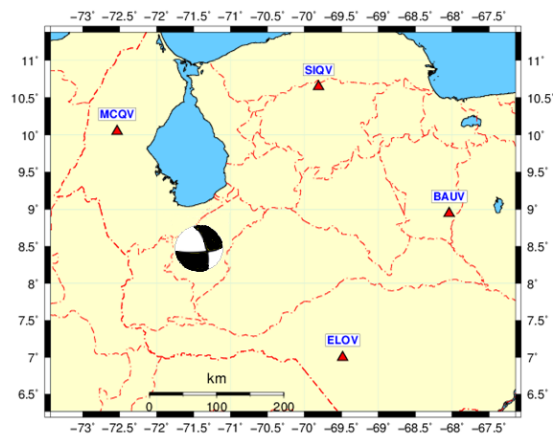
14



15



16



## **APÉNDICE 2**

### **CÓDIGO 1**

Identificación de sismos lejanos de interés, extracción de segmentos de registro y conversión de los archivos a formato SAC

```

#Nombre del código: selec_event_for_sen_ori_FUN.py
#Autor: Alejandra Piñero y Herbert Rendón

from mpl_toolkits.basemap import Basemap
import numpy as np
import matplotlib.pyplot as plt
from geopy.distance import vincenty
import obspy
import glob
from obspy.taup import TauPyModel
import datetime, subprocess, os
from obspy import read

# -- Crear la lista de las estaciones disponibles de FUNVISIS --#
# --Información de las estaciones--#

fh0 = open('STATION0.HYP', 'r')
for i in range(31):
    fh0.readline()
estaciones = fh0.readlines()
fh0.close()

STA_FUN = ['BAUV', 'CAPV', 'ELOV', 'JACV', 'MCQV', 'MONV', 'PAYV', 'SIQV']
STA_FUN = ['SIQV']
lat_stas = []
lon_stas = []

for station in STA_FUN:
    for line in estaciones:
        line = line.rstrip()
        STA = line.split()[0]
        if station[-4:] == STA:
            lat_sta = line.split()[1]
            lat_sta = float(lat_sta[:-6]) + float(lat_sta[-6:-1])/60.

```

```

lon_sta = line.split()[2]
lon_sta = -float(lon_sta[:-6]) - float(lon_sta[-6:-1])/60.
lat_stas.append(lat_sta)
lon_stas.append(lon_sta)
break

#--Información de los sismos--#

fh1 = open('ISC_catalogo.dat', 'r')

for i in range(17):
    fh1.readline()
sismos = fh1.readlines()
sismos = sismos[0:len(sismos)-1]
fh1.close()

#--Dibujar el globo terráqueo--#

fig = plt.figure(figsize=(10,10))
map = Basemap(projection='ortho',lat_0=8.5,lon_0=-71.5,resolution='l')
# draw coastlines, country boundaries, fill continents.
map.drawcoastlines(linewidth=0.25)
map.drawcountries(linewidth=0.25)
map.fillcontinents(color='#cc9966',lake_color='#99ffff')
# draw the edge of the map projection region (the projection limb)
map.drawmapboundary(fill_color='#99ffff')
# draw lat/lon grid lines every 30 degrees.
map.drawmeridians(np.arange(0,360,30))
map.drawparallels(np.arange(-90,90,30))
x,y = map(-71.5, 8.5)
map.plot(x, y, 'bo', markersize=8)

IE = 0
for sismo in sismos:

```



```

IE = IE + 1
sismo=sismo.split(',')
lat = float(sismo[4])
lon = float(sismo[5])
x, y = map(lon,lat)
map.plot(x, y, 'ro', markersize=8)
plt.text(x*1.01, y*1.01, '%s'%IE)
plt.show()

for IS in range(0, len(sismos)):
    print '%2d) %s'%(IS+1, sismos[IS].strip())
isismo = raw_input('Escoja el SISMO -> ') #Selección del sismo lejano (Telesismo)
isismo = int(isismo)

#--Sismo seleccionado--#

sismo = sismos[isismo-1].split(',')
lat_sis = float(sismo[4])
lon_sis = float(sismo[5])
dep_sis = float(sismo[6])
coorsismo= (lat_sis,lon_sis)
mag = float(sismo[10])
#region = sismo[12].strip()
region = ' '

DATE = sismo[2]
TIME = sismo[3]
otA = int(DATE[0:4])
otM = int(DATE[5:7])
otD = int(DATE[8:10])
otH = int(TIME[0:2])
otmin = int(TIME[3:5])
ots = int(TIME[6:8])
otms = int(int(TIME[9:11])*1.e4)

```

```

ot = datetime.datetime(otA,otM,otD,otH,otmin,ots,otms)
#ot=origin time (Año,mes,día,hora,minuto,segundo,microsegundo)
OT    = datetime.datetime(otA,otM,otD,otH,otmin,ots,otms)

print ''
print 'Tiempo-Origen: ', OT

#--Estaciones a evaluar--#
model=TauPyModel(model='iasp91')

IS = 0
for station in STA_FUN:
#  if station!='BAUV': continue
    IS    = IS + 1
    coorstat= (lat_stas[IS-1],lon_stas[IS-1])

#--Calcular distancia epicentral en grados--#

    distance = vincenty(coorsismo,coorstat).km # in km
    degrees = (distance/6378.137)*360/(2*np.pi)

#--Calcular tiempo de viaje --#

    travelttime          =          model.get_travel_times(source_depth_in_km=dep_sis,
    distance_in_degree=degrees,phase_list=['P'])
    travelttime = travelttime[0].time    # Tiempo de viaje en segundos

# --Calcular tiempo de llegada --#

    sec = int(travelttime)
    msec = int(round((travelttime-int(travelttime))*1e6,0))

    travelttime = datetime.timedelta(seconds=sec, microseconds=msec)
    AT    = OT + travelttime

```

```

year    = '%04d'%(AT.year)
month   = '%02d'%(AT.month)
day     = '%02d'%(AT.day)
hour    = '%02d'%(AT.hour)
mint    = '%02d'%(AT.minute)

# En dia JULIANO
dtW     = datetime.date(AT.year, AT.month, AT.day)
ttW     = dtW.timetuple()
julian  = '%03d'%ttW.tm_yday      # Dia JULIANO del tiempo de llegada para el evento en string

cut_time1 = AT - datetime.timedelta(seconds=60+AT.second, microseconds=AT.microsecond)
cut_time2 = cut_time1 + datetime.timedelta(seconds=719, microseconds=999999)
day1     = '%02d'%cut_time1.day
day2     = '%02d'%cut_time2.day

at      = AT - cut_time1
at      = round(at.seconds + at.microseconds*1e-06, 2)

window  = round(((cut_time2-cut_time1).seconds + 1e-06*(cut_time2-cut_time1).microseconds), 2)

print station[-4:], AT

```

**--Identificar los archivos de las componentes de la estación--**

```

compts = glob.glob('WAV_FUN'++'/'+station[-4:]+'/'+'%02d'%isismo+'*')

for compt in compts:

    # Crea archivo temp.in que será usado por cut

    fd2    = open('tmp.in', 'w')
    init_time = '%4d'%cut_time1.year + '%02d'%cut_time1.month + '%02d'%cut_time1.day +
                '%02d'%cut_time1.hour + '%02d'%cut_time1.minute + '00.000'

```

```

fd2.write('%s\n%s\n%s\n%s\n' %(compt, 'seisan', init_time, window))
fd2.close()
# Ejecución del comando SEISAN seicut
proc1 = subprocess.Popen('seicut < tmp.in', shell=True, stdout=subprocess.PIPE,
stderr=subprocess.PIPE)
while proc1.poll() is None: continue
os.remove('tmp.in')

#--Renombrar canales--#

file_in = glob.glob('*00?_CUT')[0]
file_out = '%03d%isismo+'_'+file_in[:-4]+'_KEEP'
fh1 = open(file_in, 'rb')
fh2 = open(file_out, 'wb')

#--Lee y escribe el Header del archivo del evento--#

#12 líneas en total
#Lee y escribe Línea 1
line = fh1.read(4+80+4)
nchan = line[36] #Lee el nombre de los canales en el archivo
line = line[0:4]+ ' FUNVS-NETWORK' +line[18:36]+nchan+line[37:]
fh2.write(line)
#print line
#Lee y escribe Línea 2
line=fh1.read(4+80+4)
fh2.write(line)
#print line
#Lee y escribe Línea 3
line=fh1.read(4+80+4)
fh2.write(line)
#print line
#Lee y escribe Línea 4-XX, donde XX es 12
for i in range(4, 13):

```

```

    line=fh1.read(4+80+4)
    fh2.write(line)
#   print line

#--Información de canales individuales--#

nchan = int(nchan)
for i in range(nchan):

#--Lee y escribe el header del canal--#

    line = fh1.read(4+1040+4)
    nsamples = int(line[47:54])      # Lee el número de muestras del canal
    line = line[0:4]+station+'_'+HH'+line[11:]
    fh2.write(line)
#   print line[0:1040]

# Lee y escribe formas de onda

waveform = fh1.read(4+4*nsamples+4)
fh2.write(waveform)

fh1.close()
fh2.close()

#--Crear archivo temp.in que será usado por sacsei

fd2 = open('tmp.in', 'w')
fd2.write('2\n%s\n\n'%(file_out))
fd2.close()
proc2 = subprocess.Popen('sacsei < tmp.in', shell=True, stdout=subprocess.PIPE,
stderr=subprocess.PIPE)
while proc2.poll() is None: continue
os.remove(file_in)
os.remove(file_out)

```

```

os.remove('tmp.in')
sac_file = glob.glob('*_SAC')[0]
sac_file_new = 'ORIENTACION_SENSOR/FUNVISIS/'+station+'/'+sac_file[0:24]+sac_file[-14:]
st = read(sac_file)
REF_Time = datetime.datetime(st[0].stats.starttime.year, st[0].stats.starttime.month,
st[0].stats.starttime.day,
st[0].stats.starttime.hour, st[0].stats.starttime.minute, st[0].stats.starttime.second,
st[0].stats.starttime.microsecond)
otime = REF_Time - OT
otime = -float('%5.2f'%(otime.seconds + 1.e-06*otime.microseconds))
st[0].stats.sac.o = otime
st[0].stats.sac.a = at
st[0].stats.sac.gcarc = float('%0.1f'%degrees)
BAZ = obspy.geodetics.base.gps2dist_azimuth(lat_sta, lon_sta, lat_sis, lon_sis, a=6378137.0,
f=0.0033528106647474805)[1]
st[0].stats.sac.baz = float('%0.1f'%BAZ)
st[0].stats.sac.kevnm = '%03d'%isismo+'_'+region
st[0].stats.sac.mag = mag
st.write(sac_file_new, 'SAC') # Escribe SAC con información añadida
os.remove(sac_file)

```

## **APÉNDICE 3**

### **CÓDIGO 2**

Análisis de polarización de la onda P para determinar orientación del sensor

```

#Nombre del código: pol_FUNVISIS.py
#Autor: Alejandra Piñero y Herbert Rendon
#Objetivo: Determinación de orientación de los sensores sismológicos de la red sismológica nacional basado
en Ondas Telesísmicas

#--Importar--#

import glob
from obspy import read
import matplotlib.pyplot as plt
from matplotlib.ticker import FormatStrFormatter

import matplotlib.patches as patches
import numpy as np
import datetime
from obspy.signal.invsim import simulate_seismometer

#-- Parámetros que pueden cambiar--#
cutp1, cutp2 = 12, 4 # <===== Segundos antes y despues del Arrival Time AT
fmin, fmax, = .07, .12 # <===== Frecuencias de corte del Band Pass Filter
fmin, fmax, = .13, .20 # <===== Frecuencias de corte del Band Pass Filter

#-- Escoger Estación de FUNVISIS--#
STA_FUN = ['SIQV', 'BAUV', 'CAPV', 'DABV', 'ELOV', 'JACV', 'MCQV', 'MONV', 'PAYV']
print "
for IE in range(0, len(STA_FUN)):
    print '%2d) %s'%(IE+1, STA_FUN[IE].strip())
istation = raw_input('Escoja la ESTACIÓN SISMOLÓGICA -> ') # <----- Seleccionar la Estación
istation = int(istation)
STATION = STA_FUN[istation-1] # <-- Folder de la ESTACION Escogida
print 'Escogió la estación      ->,%s\n'%STATION

#--Leer los tres archivos de polos y ceros de la estación escogida ----
fpzZ = open('CAL_SAC/'+STATION+'_HHZ_sac.pz', 'r')

```



```

lines = fpzZ.readlines()
sens_Z = lines[21].rstrip().split() # < ---- Gs*GADC, Sensitividad total del sistema en cuentas/m*sec^-1
sens_Z = float(sens_Z[3])
gain = lines[22].rstrip().split() # < ---- A0, Factor de normalización de los polos y ceros asociados al sensor
gain = float(gain[3])
line = lines[24].rstrip().split()
zeros = []
NZEROS = int(line[1])
for line in lines[25:25+NZEROS]:
    line = line.rstrip().split()
    zero = complex(float(line[0]), float(line[1]))
    zeros.append(zero)
line = lines[25+NZEROS].rstrip().split()
poles = []
NPOLES = int(line[1])
for line in lines[25+NZEROS+1:25+NZEROS+NPOLES+1]:
    line = line.rstrip().split()
    pole = complex(float(line[0]), float(line[1]))
    poles.append(pole)
fpzZ.close()

fpzN = open('CAL_SAC/'+STATION+'_HHN_sac.pz', 'r')
lines = fpzN.readlines()
sens_N = lines[21].rstrip().split() # < ---- Gs*GADC, Sensitividad total del sistema en cuentas/m*sec^-1
sens_N = float(sens_N[3])
fpzN.close()

fpzE = open('CAL_SAC/'+STATION+'_HHE_sac.pz', 'r')
lines = fpzE.readlines()
sens_E = lines[21].rstrip().split() # < ---- Gs*GADC, Sensitividad total del sistema en cuentas/m*sec^-1
sens_E = float(sens_E[3])
fpzE.close()
#Las componentes HORIZONTALES tiene los mismos gain (A0, factor de normalización) y polos y ceros

```

```

#--Construir los diccionarios de polos y ceros de las tres componentes--#
paz_Z = {'poles': poles, 'zeros': zeros, 'gain': gain, 'sensitivity': sens_Z}
paz_N = {'poles': poles, 'zeros': zeros, 'gain': gain, 'sensitivity': sens_N}
paz_E = {'poles': poles, 'zeros': zeros, 'gain': gain, 'sensitivity': sens_E}
paz_Z['zeros'] = paz_Z['zeros'][:-1] # Elimina un cero para producir respuesta en velocidad
paz_N['zeros'] = paz_N['zeros'][:-1] # Elimina un cero para producir respuesta en velocidad
paz_E['zeros'] = paz_E['zeros'][:-1] # Elimina un cero para producir respuesta en velocidad

#Construir los polos y ceros del Integrador para obtener desplazamiento
paz_int = {'poles': [(0+0.j+0.000001), (0+0.j+0.000001)], 'zeros': [(0.+0.j+0.000001)], 'gain': 1.0,
'sensitivity': 1.0}

# -- Formas de onda en la componente Z de todos los telesismos con la estación escogida
HHZ_waveforms = glob.glob('ORIENTACION_SENSOR/FUNVISIS/'+STATION+'/*Z_SAC')

# -- Hacer análisis de polarización para la estación dada con todos los telesismos disponibles--#

#--Variables que definen el problema--#
sismo_id_s = np.array([])
BAZ_s = np.array([])
BAZmed_s = np.array([])
ER_BAZ_s = np.array([])
orient_s = np.array([])
inc2_s = np.array([])
ER_inc_s = np.array([])
SNR_s = np.array([])
CpH_s = np.array([])
CpZ_s = np.array([])

# -- Hacer análisis de polarización para la estación dada con todos los telesismos disponibles --#

for HHZ_waveform in HHZ_waveforms:
# if HHZ_waveform[34:36] != '10':continue

```

```

HHZ = read(HHZ_waveform)
HH1 = read(HHZ_waveform[:-5]+'N'+HHZ_waveform[-4:])
HH2 = read(HHZ_waveform[:-5]+'E'+HHZ_waveform[-4:])

#-- Definir figura a crear--#
fig1 = plt.figure(figsize=(8,10), dpi=300)

# --Creación de las cajas--#
npts    = HHZ[0].stats.npts      # Número de puntos en traza original
delta   = HHZ[0].stats.delta    # Intervalo de Digitalización
samp_rate = 1./float(delta)     # Tasa de muestreo
window  = delta*npts           # Ventana de tiempo de traza original
sismo_id = HHZ[0].stats.sac.kevnm # Identificación del sismo
BAZ     = HHZ[0].stats.sac.baz   # Backazimuth
DELTA   = HHZ[0].stats.sac.gcarc # Distancia epicentral en grados
MAG     = HHZ[0].stats.sac.mag   # Magnitud

#--Definir la Caja A--#
ax1 = plt.axes([0.1,0.8,.8,.15])
HZ = HHZ[0]          # Extraer la Traza
HZ = HZ.detrend('linear') # Eliminar el Trending
HZ = simulate_seismometer(HZ.data, samp_rate, paz_remove=paz_Z, remove_sensitivity=True,
                          zero_mean=True, paz_simulate = paz_int, simulate_sensitivity =True,
                          taper=True, taper_fraction=0.05 , pre_filt=[0.033, 0.05, 45., 50.])
HZ = HZ*1000.        # Waveform Vertical llevada a milímetros
t_axis = np.arange(0., window, delta) # Eje de tiempo de TRAZA original

y1 = np.min(HZ)      # Min de HZ
y2 = np.max(HZ)      # Max de HZ

exp = '%.1e'%max(abs(y1), abs(y2))
exp = int(exp[-3:])
factor = np.power(10, -float(exp))

```

```

ax1.plot(t_axis, HZ*factor)      # Plot el telesismo
plt.xlim( 0, window)           # limita el eje horizontal
plt.ylim(y1*factor, y2*factor)  # Limita el eje Vertical

AT = HHZ[0].stats.sac.a        # leer el tiempo de llegada en segundos respecto al tiempo de referencia
ax1.axvline(AT, color='r')     # Dibuja el tiempo de llegada en rojo

REF_TIME = HHZ[0].stats.starttime
RT_year  = REF_TIME.year
RT_month = REF_TIME.month
RT_day   = REF_TIME.day
RT_hour  = REF_TIME.hour
RT_min   = REF_TIME.minute
RT_sec   = REF_TIME.second
RT_micros = REF_TIME.microsecond
RT       = datetime.datetime(RT_year, RT_month, RT_day, RT_hour, RT_min, RT_sec, RT_micros)
OT       = round(HHZ[0].stats.sac.o, 2)  # Lee el tiempo de origen en segundos respecto al tiempo de
referencia
OTsec    = int(OT)
OTmsec   = int((OT-int(OT))*1.e6)
OT       = datetime.timedelta(0, OTsec, OTmsec)
OT       = REF_TIME + OT
OTDate   = '%4d'%OT.year+'-'+'%02d'%OT.month+'-'+'%02d'%OT.day
OTSecs   = '%5.2f'%(OT.second + 1.e-6*OT.microsecond)
OTTime   = '%02d'%OT.hour+':'+'%02d'%OT.minute+':'+'%02d'%OT.second

# Agregar rectángulo
cut_pol_1 = cutp1 # <===== Segundos antes del Tiempo de llegada, este valor puede cambiar
cut_pol_2 = cutp2 # <===== Segundos después del Tiempo de llegada, este valor puede cambiar
wide_pol  = cut_pol_2 + cut_pol_1
ax1.add_patch(patches.Rectangle( (AT-cut_pol_1, y1*factor), wide_pol, (y2-y1)*factor, alpha=.1))

```

```

RTmin = int(round(RT_min + (RT_sec + 1.e-6*RT_micros)/60., 0))
RThou = RT_hour
if RTmin >= 60: RTmin, RThou = RTmin-60, RThou+1
ax1.set_ylabel('Desplazamiento [10$^{'+str(exp)+'}$ mm]')
ax1.yaxis.set_major_formatter(FormatStrFormatter('%5.2f'))
ax1.set_xlabel('Tiempo [seg]')
plt.xticks( np.arange(0,800,100), ('%02d'%RThou+'H:'+'%02d'%RTmin+'M', '100', '200', '300', '400',
'500', '600', '700') )
ax1.annotate('EQ'+str(sismo_id[:3]), xy=(0., 1.2), xycoords='axes fraction', fontsize=16)
ax1.annotate(r'$\mathrm{Estaci\on:}$ '+str(STATION), xy=(1., 1.2), xycoords='axes fraction',
fontsize=16, horizontalalignment='right')
ax1.annotate(OTDate+' OT: '+OTTime, xy=(0., 1.05), xycoords='axes fraction', fontsize=12)
ax1.annotate('Mag:'+ '%4.1f'%MAG+', '+r'$\Delta:$'+ '%4.1f'%DELTA+'$\degree$'+',
BAZ:'+ '%5.1f'%BAZ+r'$\degree$', xy=(1., 1.05), xycoords='axes fraction', fontsize=12,
horizontalalignment='right')
ax1.annotate('HHZ', xy=(.013, .82), xycoords='axes fraction', fontsize=14)

#-- Definir la Caja B --#
ax2 = plt.axes([0.1,0.6,.8,.12])
cut1 = HHZ[0].stats.starttime + round(AT) - 30
cut2 = HHZ[0].stats.starttime + round(AT) + 30
HHZ.trim(starttime=cut1, endtime=cut2)
HZ = HHZ[0]
HZ = HZ.detrend('linear') # Eliminar el Trending
HZ = HZ.detrend('demean')
ST = HHZ[0].stats.starttime

HZ.filter('bandpass', freqmin=fmin, freqmax=fmax, corners=2, zerophase=True)
HZ = simulate_seismometer(HZ.data, samp_rate, paz_remove=paz_Z, remove_sensitivity=True,
zero_mean=True, paz_simulate = paz_int, simulate_sensitivity=True,
taper=True, taper_fraction=0.05 , pre_filt=[0.033, 0.05, 45., 50.])
HZ = HZ*1000.
t_axis = np.arange(cut1-REF_TIME, cut2-REF_TIME+delta, delta)
plt.ylim(min(HZ), max(HZ))

```

```

y1, y2 = plt.ylim()
exp = '%.1e'%max(abs(y1), abs(y2))
exp = int(exp[-3:])
factor = np.power(10, -exp)

ax2.plot(t_axis, HZ*factor, 'b')
plt.xlim(cut1-REF_TIME, cut2-REF_TIME)
plt.ylim(y1*factor, y2*factor)
x1, x2 = plt.xlim()
ax2.axvline(AT, color='r')      # Dibujar el Tiempo de llegada en rojo
#          add a rectangle
ax2.add_patch(patches.Rectangle( (AT-cut_pol_1, y1*factor), wide_pol, (y2-y1)*factor, alpha=.1))
ax2.yaxis.set_major_formatter(FormatStrFormatter('%5.2F'))
ax2.annotate('HHZ', xy=(.013, .78), xycoords='axes fraction', fontsize=12)

#-----
ax3 = plt.axes([0.1,.48,.8,.12])
HH1.trim(starttime=cut1, endtime=cut2)
H1 = HH1[0]
H1 = H1.detrend('linear')
H1 = H1.detrend('demean')

H1.filter('bandpass', freqmin=fmin, freqmax=fmax, corners=2, zerophase=True)
H1 = simulate_seismometer(H1.data, samp_rate, paz_remove=paz_Z, remove_sensitivity=True,
                          zero_mean=True, paz_simulate = paz_int, simulate_sensitivity =True,
                          taper=True, taper_fraction=0.05 , pre_filt=[0.033, 0.05, 45., 50.])
H1 = H1*1000.
ax3.plot(t_axis, H1*factor, 'b')
plt.ylim(min(H1)*factor, max(H1)*factor)
y1, y2 = plt.ylim()
plt.xlim(cut1-REF_TIME, cut2-REF_TIME)
ax3.axvline(AT, color='r')      # Dibujar el Tiempo de llegada en rojo

#--Agrega un rectángulo--#

```

```

ax3.add_patch(patches.Rectangle( (AT-cut_pol_1, y1*factor), wide_pol, (y2-y1)*factor, alpha=.1))
ax3.yaxis.set_major_formatter(FormatStrFormatter('%5.2f'))
ax3.annotate('HH1', xy=(.013, .78), xycoords='axes fraction', fontsize=12)
ax3.set_ylabel('Desplazamiento [10$^{'+str(exp)+'}$ mm]')

#-----
ax4 = plt.axes([0.1,0.36,.8,.12])
HH2.trim(starttime=cut1, endtime=cut2)
H2 = HH2[0]
H2 = H2.detrend('linear')
H2 = H2.detrend('demean')

H2.filter('bandpass', freqmin=fmin, freqmax=fmax, corners=2, zerophase=True)
H2 = simulate_seismometer(H2.data, samp_rate, paz_remove=paz_Z, remove_sensitivity=True,
                           zero_mean=True, paz_simulate = paz_int, simulate_sensitivity=True,
                           taper=True, taper_fraction=0.05 , pre_filt=[0.033, 0.05, 45., 50.])
H2 = H2*1000.
ax4.plot(t_axis, H2*factor, 'b')
plt.ylim(min(H2*factor), max(H2*factor))
y1, y2 = plt.ylim()
plt.xlim(cut1-REF_TIME, cut2-REF_TIME)
ax4.axvline(AT, color='r')      # Dibujar el Tiempo de llegada en rojo

#--Agregar un rectángulo
ax4.add_patch(patches.Rectangle( (AT-cut_pol_1, y1*factor), wide_pol, (y2-y1)*factor, alpha=.1))
ax4.yaxis.set_major_formatter(FormatStrFormatter('%5.2f'))
ax4.annotate('HH2', xy=(.013, .78), xycoords='axes fraction', fontsize=12)
ax4.set_xlabel('Tiempo [seg]')

#-----
i1 = int((30- cutp1)/delta)
i2 = int((30+ cutp2)/delta)
HZ = HZ[i1:i2]
H1 = H1[i1:i2]

```

```

H2 = H2[i1:i2]

# Eliminación del OFF-set en las diferentes componentes
HZ = (HZ-np.mean(HZ))
H1 = (H1-np.mean(H1))
H2 = (H2-np.mean(H2))

#3D PCA using H2, H1, HZ
H21Z = np.array([H2, H1, HZ])
cov21Z = np.cov(H21Z)
landa, V = np.linalg.eig(cov21Z)

maxlan = np.max(landa)
in_max = np.argmax(landa)
V1 = V[:,in_max]

if V1[2] > 0:
    V1 = -V1

cosalpha = V1[1]/np.sqrt(V1[0]**2 + V1[1]**2)
sinalpha = V1[0]/np.sqrt(V1[0]**2 + V1[1]**2)

if V1[1] >= 0 and V1[0] >=0: alpha = np.arccos(cosalpha)
if V1[1] >= 0 and V1[0] <0: alpha = 2*np.pi - np.arccos(cosalpha)
if V1[1] < 0 and V1[0] >=0: alpha = np.arccos(cosalpha)
if V1[1] < 0 and V1[0] <0: alpha = 2*np.pi - np.arccos(cosalpha)

HL = np.cos(alpha)*H1 + np.sin(alpha)*H2
BAZmed = alpha*180./np.pi
orient = np.mod(BAZ - alpha*180/np.pi + 360, 360)
orient = BAZ - alpha*180/np.pi

inc = np.arccos(V1[2]/np.linalg.norm(V1)) # Respecto al sentido Z positivo (hacia arriba)

```



```

# 2D PCA using H2, H1
H21 = np.array([H2, H1])
cov21 = np.cov(H21)
e, V = np.linalg.eig(cov21)
SNR = (np.max(e)-np.min(e))/np.min(e) # 4) Proporción señal - ruido
CpH = 1 - np.min(e)/np.max(e)
ER_BAZ = np.arctan(np.sqrt(np.min(e)/np.max(e)))*180/np.pi # 7) Cómputo del error del
BAZmedido

# 2D PCA usando HL, HZ
HLZ = np.array([HL, HZ])
covLZ = np.cov(HLZ)
beta, V = np.linalg.eig(covLZ)
maxbeta = np.max(beta)
in_max = np.argmax(beta)
V3 = V[:,in_max]
inc2 = np.arccos(V3[1]) # 2) Cómputo del ángulo de inclinación
ER_inc = np.arctan(np.sqrt(np.min(beta)/np.max(beta)))*180/np.pi # 3) Cómputo del error del angulo
de inclinación
CpH = 1 - np.min(e)/np.max(e) # 5) Cómputo del grado de rectilineridad del
movimiento de la partícula en plano HORIZONTAL
CpZ = 1 - np.min(beta)/np.max(beta) # 6) Cómputo del grado de rectilineridad del
movimiento de la partícula en plano VERTICAL

#-----
ax5 = plt.axes([0.1,0.01,.33,.33])
ax5.set_aspect('equal')

Haa = np.append(H1*factor, H2*factor)
ax5.plot(H2*factor, H1*factor, 'b')
plt.xlim(-1.05*max(abs(Haa)), 1.05*max(abs(Haa)))
plt.ylim(-1.05*max(abs(Haa)), 1.05*max(abs(Haa)))
x1, x2 = plt.xlim()
y1, y2 = plt.ylim()

```

```

pol_y = np.array([y1, y2])
pol_x = np.tan(alpha)*pol_y
ax5.plot(pol_x, pol_y, 'grey')
ax5.axvline(0., color='k')
ax5.axhline(0., color='k')
ax5.set_xlabel('HH2 [10$^{'+str(exp)+'}$ mm]')
ax5.set_ylabel('HH1 [10$^{'+str(exp)+'}$ mm]')
ax5.annotate('BAZmed: '+ '%5.1f'%BAZmed+'$\degree$', xy=(.0, 1.01), xycoords='axes fraction',
fontSize=10)
ax5.annotate('Orient: '+ '%5.1f'%orient+'$\degree$', xy=(1., 1.01), xycoords='axes fraction', fontsize=10,
horizontalalignment='right')

angle = np.linspace(0., alpha, 1000)
circ_x, circ_y = .5*y2*np.sin(angle), .5*y2*np.cos(angle)
ax5.plot(circ_x, circ_y, 'brown')
arr2_x, arr2_y = circ_x[-1], circ_y[-1]
arr1_x, arr1_y = circ_x[-5], circ_y[-5]
small_x = circ_x[-1]-circ_x[-5]
small_y = circ_y[-1]-circ_y[-5]
plt.arrow(circ_x[-10], circ_y[-10], small_x, small_y, head_width=(y2-y1)*.04,
length_includes_head=True, color='brown')

#-----
ax6 = plt.axes([0.57,0.01,.33,.33])
ax6.set_aspect('equal')

Hbb = np.append(HL*factor, HZ*factor)
ax6.plot(HL*factor, HZ*factor, 'b')
plt.xlim(-1.05*max(abs(Hbb)), 1.05*max(abs(Hbb)))
plt.ylim(-1.05*max(abs(Hbb)), 1.05*max(abs(Hbb)))
x1, x2 = plt.xlim()
y1, y2 = plt.ylim()
pol_y = np.array([y1, y2])
pol_x = np.tan(inc)*pol_y

```

```

ax6.plot(pol_x, pol_y, 'grey')
ax6.axvline(0., color='k')
ax6.axhline(0., color='k')
ax6.set_ylabel('HHZ [10$^{'+str(exp)+'}$ mm]')
ax6.set_xlabel('LONG [10$^{'+str(exp)+'}$ mm]')
ax6.annotate('INC: '+%4.1f%(180-inc*180/np.pi)+'$\degree$', xy=(1.0, 1.01), xycoords='axes fraction',
fontsize=10, horizontalalignment='right')

```

```

angle = np.linspace(np.pi, inc, 1000)
circ_x, circ_y = .8*y2*np.sin(angle), .8*y2*np.cos(angle)
ax6.plot(circ_x, circ_y, 'brown')
arr2_x, arr2_y = circ_x[-1], circ_y[-1]
arr1_x, arr1_y = circ_x[-5], circ_y[-5]
small_x = circ_x[-1]-circ_x[-5]
small_y = circ_y[-1]-circ_y[-5]
plt.arrow(circ_x[-10], circ_y[-10], small_x, small_y, head_width=(y2-y1)*.04,
length_includes_head=True, color='brown')
#print str(sismo_id[:3]), BAZ, orient
#-----
sismo_id_s = np.append(sismo_id_s, str(sismo_id[1:3]))
BAZ_s = np.append(BAZ_s, BAZ)
BAZmed_s = np.append(BAZmed_s, BAZmed)
ER_BAZ_s = np.append(ER_BAZ_s, ER_BAZ)
orient_s = np.append(orient_s, orient)
inc2_s = np.append(inc2_s, 180.-inc2*180/np.pi)
ER_inc_s = np.append(ER_inc_s, ER_inc)
SNR_s = np.append(SNR_s, SNR)
CpH_s = np.append(CpH_s, CpH)
CpZ_s = np.append(CpZ_s, CpZ)

```

```

plt.savefig('ORIENTACION_SENSOR/FUNVISIS/'+STATION+'/RESULTADOS/'+STATION+'_'+str(sismo_id[0:3])+'_'+%.2f%fmin+'-'+%.2f%fmax+'_fig1.pdf',dpi=600)

```

```

fig2 = plt.figure(figsize=(8,10), dpi=300)
ax1 = plt.axes([0.1,0.6,.8,.3])
for i in range(len(BAZ_s)):
    if round(CpH_s[i], 1)>=.9:
        if SNR_s[i] >=30:
            ax1.plot(BAZ_s[i], orient_s[i], 'b*')
        else:
            ax1.plot(BAZ_s[i], orient_s[i], 'go')
        ax1.annotate(str(sismo_id_s[i]), xy=(BAZ_s[i], orient_s[i]), xycoords='data', fontsize=10,
horizontalalignment='right')
        else:
            ax1.plot(BAZ_s[i], orient_s[i], 'ro')
plt.xlim(0. , 360.)
plt.xticks(np.linspace(0, 360, 13), ['%.0f$\degree$'% x for x in np.linspace(0, 360, 13)])
ax1.set_xlabel('\mathrm{Back Azimuth}$', fontsize =14)

plt.ylim(-60., 60.)
plt.yticks(np.linspace(-60, 60, 7), ['%.0f$\degree$'% x for x in np.linspace(-60, 60, 7)])
ax1.set_ylabel('\mathrm{Orientaci\on}$', fontsize=16)
ax1.annotate(r'\mathrm{Estaci\on:}$'+STATION, xy=(.0, 1.04), xycoords='axes fraction', fontsize=16)
ax1.grid()

plt.savefig('ORIENTACION_SENSOR/FUNVISIS/'+STATION+'/RESULTADOS/'+STATION+'_'+'.2
f%fmin+'-'+'%.2f%fmax+'_fig2.pdf,dpi=600)

fh1 =
open('ORIENTACION_SENSOR/FUNVISIS/'+STATION+'/RESULTADOS/'+STATION+'_resultado_'+'.
2f%fmin+'-'+'%.2f%fmax+'.dat', 'w')
fh1.write('%s\n'%STATION)
fh1.write('Sismo BAZ BAZmed ERR_BAZmed Orient INCmed ERR_INCmed SNR CpH CpZ\n')
for i in range(len(sismo_id_s)):
    fh1.write('{0:s}) {1:5.1f} {2:5.1f} {3:5.1f} {4:6.1f} {5:5.1f} {6:5.1f} {7:5.1f} {8:4.2f}
{9:4.2f}\n'.format(

```

```
        sismo_id_s[i], BAZ_s[i], BAZmed_s[i], ER_BAZ_s[i], orient_s[i], inc2_s[i], ER_inc_s[i],  
SNR_s[i], CpH_s[i], CpZ_s[i] ))
```

```
fh1.close()
```