

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ANISOTROPÍA DE LA LITÓSFERA Y MANTO EN EL OCCIDENTE DE VENEZUELA
Y EL NORESTE DE COLOMBIA MEDIANTE EL ANÁLISIS DE REGISTROS
SISMOLÓGICOS**

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela para
Optar al título de Ingeniero Geofísico
Por la Br. Sireilonay Figuera

Ciudad Universitaria de Caracas, octubre 2023

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ANISOTROPÍA DE LA LITÓSFERA Y MANTO EN EL OCCIDENTE DE VENEZUELA Y EL NORESTE DE COLOMBIA MEDIANTE EL ANÁLISIS DE REGISTROS SISMOLÓGICOS

Tutor académico: Prof. Michael Schmitz

Tutor industrial: Dr. Herbert Rendón

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela para
Optar al título de Ingeniero Geofísico
Por la Br. Sireilonay Figuera

Ciudad Universitaria de Caracas, octubre 2023

ACTA DE APROBACIÓN DE TESIS

Los abajo firmantes, miembros del jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por la **Br. Sireilonay del Valle Figuera Morales.**, titulado:

“ANISOTROPÍA DE LA LITÓSFERA Y EL MANTO EN EL OCCIDENTE DE VENEZUELA Y NORESTE DE COLOMBIA MEDIANTE EL ANÁLISIS DE REGISTROS SISMOLÓGICOS”

consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducentes al título de Ingeniero Geofísico, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas del autor, lo declaran **APROBADO.**



Prof. José Cavada
Jurado



Prof. Vincenzo De Lisa
Jurado



Prof. Michael Schmitz
Tutor Académico

DEDICATORIA

A Dios por todas las bendiciones y por guiar mi camino

A mis padres, por su apoyo incondicional, porque son la razón de quien soy hoy, porque son mi centro, mi norte y la luz que me acompaña en cada paso que doy

A mi hermana, mi segunda madre, mi fuente de inspiración e impulso para ser la mejor versión de mí misma

A mis abuelos Erasmo y Luis, dos ángeles que me cuidan desde el cielo.

A la vida

...GRACIAS

AGRADECIMIENTOS

Primeramente, quiero agradecer a Dios todopoderoso, por demostrarme con cada situación que su tiempo es perfecto y que estamos en donde debemos estar.

A mis amados padres, Alirio Figuera y Yanira Morales, les agradezco de corazón por ser los pilares fundamentales en mi camino. Su constante palabra de aliento, llamados de atención y su inquebrantable creencia en mí han sido esencial para mi éxito. Gracias por su amor incondicional y su dedicación incansable.

A mi hermana Yanielieris Figuera, gracias por ser mucho más que una hermana, eres mi mejor amiga. Agradezco por tu guía constante y por brindarme las herramientas necesarias para emprender este camino. Gracias por no dejarme sola, por apoyarme sin dudar, sostenerme, cuidarme y por confiar en mí.

A Carlos Medina, por su paciencia y consejos diarios. Sus frases motivadoras y su fe en mí han sido muy importantes para creer en mis capacidades y entender que puedo lograrlo y mucho más. Quiero agradecer a todas las personas que me han apoyado en este camino, tanto dentro como fuera de la facultad. Al resto de mi familia por estar siempre pendiente de mis logros y por su disposición incondicional para apoyarme.

A mi tutor académico, Michael Schmitz, quiero agradecerle por su desempeño como tutor de este Trabajo Especial de Grado. Su paciencia, generosidad y compromiso han sido indispensable en mi desarrollo académico. Me brindó un gran aprendizaje e hizo de esté, un gran proyecto.

A todos los profesores que formaron parte del camino y que, con su sabiduría me hicieron mejor persona, especialmente a los profesores Janckarlos Reyes, José Cavada, Leonardo Alvarado y Herbert Rendon, por toda la asesoría que me brindaron.

Finalmente, quiero agradecer a mi ilustre Universidad Central de Venezuela por abrirme sus puertas y darme la oportunidad de crecer académica y personalmente, no solo he adquirido un gran conocimiento, sino que también he tenido el privilegio de conocer a personas maravillosas.

A todos, les agradezco de todo corazón por su apoyo, confianza y por ser parte importante de mi camino. Su contribución ha sido invaluable y siempre los llevaré en mi corazón.

“Anisotropía de la litósfera y manto en el occidente de Venezuela y el noreste de Colombia mediante el análisis de registros sísmológicos”

Autor: Sireilonay Figuera

Tutor académico: Prof. Michael Schmitz

Tutor industrial: Dr. Herbert Rendón

Palabras claves: ondas de cizalla, anisotropía sísmica, geodinámica

RESUMEN

La medición de la división de las ondas de cizalla, o birrefringencia, es uno de los métodos más eficaces para caracterizar la anisotropía sísmica en el manto superior (Savage, 1999; Silver, 1996). La dirección de polarización de la onda de corte rápida, ϕ , y el tiempo de retardo entre las ondas rápidas y lentas, δt , se utilizan para parametrizar la anisotropía sísmica. Para el análisis de este proyecto, se utilizaron datos de forma de onda SKS registrados en 11 estaciones sísmicas de banda ancha desplegadas en el oeste de Venezuela, pertenecientes a la red sísmológica GIAME, la cual fue instalada dentro del marco del proyecto GIAME en el 2014, esta red cuenta con 11 estaciones instaladas, en un arreglo lineal con dirección N45°W y perpendicular a los Andes de Mérida. La metodología implementada en la presente investigación constó de la ejecución de tres métodos que dividen el trabajo en secciones, partiendo de la fase de la extracción de los eventos, seguida del desarrollo del método correspondiente a la obtención de los parámetros de desdoblamiento de ondas de corte y tiempo de retardo y su posterior graficación en forma de diagrama de rosas para establecer la dirección correcta. Se obtuvieron los parámetros de división de onda de corte, con una dirección rápida en un rango entre 80° y 340°, así como el tiempo de retardo entre 0.3 y 1 s aproximadamente. Se concluyó que la teoría de Masy *et al.*, (2011) respecto a los Andes de Mérida es relativamente acertada y que debido al movimiento de la subducción incipiente los resultados de división pueden verse afectados significativamente.

TABLA DE CONTENIDO

	Pág
ACTA DE APROBACIÓN DE TESIS	iii
DEDICATORIA	iv
AGRADECIMIENTOS	v
TABLA DE CONTENIDO	vii
ÍNDICE DE FIGURAS	x
ÍNDICE DE TABLAS	xiii
CAPÍTULO 1	1
INTRODUCCIÓN	1
1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	1
1.3 OBJETIVOS	3
1.3.1. Objetivo general	3
1.3.2. Objetivos específicos	3
1.4. LOCALIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO	4
1.5 ANTECEDENTES	4
CAPÍTULO 2	15
MARCO GEOLÓGICO	15
2.1 MARCO ESTRUCTURAL	15
2.1.1 Región noroccidental de Venezuela	15
2.1.2 Cuencas sedimentarias	22
2.1.3 Sistema de fallas en el noroccidente de Venezuela	24
CAPÍTULO 3	28
MARCO TEÓRICO	28
3.1 ANISOTROPÍA SÍSMICA.....	28
3.2 MATEMÁTICA DE LA ANISOTROPÍA	30

3.3 PROPAGACIÓN DE ONDAS SISMICAS	31
3.3.1 Ondas sísmicas	35
3.4. DIVISIÓN DE LA ONDA DE CORTE	37
3.4.1 Obtención de parámetros de división	39
3.5 MÉTODO DE SILVER Y CHAN (1991)	42
3.5.1 La onda cortante	42
CAPÍTULO 4	44
MARCO METODOLÓGICO	44
4.1 LENGUAJE DE PROGRAMACIÓN: PYTHON	45
4.2 SECCIÓN I. IDENTIFICAR EVENTOS.....	47
4.2.1 Selección de sismos lejanos	47
4.2.2 Formas de onda	48
4.3. SECCIÓN II. MÉTODO DE VALORES PROPIOS	49
4.4 SECCIÓN III. DIAGRAMA DE ROSAS	50
CAPÍTULO V	52
RESULTADOS Y ANALISIS DE RESULTADOS	52
5.1 SECCIÓN I. IDENTIFICAR EVENTOS.....	52
5.2. SECCIÓN II Y III. DIVISIÓN DE ONDAS DE CORTE	54
5.3 SECCIÓN III. OBSERVACIÓN DE DIVISIÓN DE ONDA DE CORTE.....	59
5.4 COMPARACIÓN CON ESTUDIOS PREVIOS	62
CAPÍTULO VI	66
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	66
6.1 CONCLUSIONES	66
6.2 RECOMENDACIONES.....	67
APÉNDICES	76
CAPÍTULO IV	76

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág
Figura 1.1. Mapa de ubicación de la zona de estudio.....	4
Figura 1.2. Ubicaciones del conjunto SECaSA92 y la estación SJG.	5
Figura 1.3. Parámetros medios de división de la fase de corte del núcleo.	6
Figura 1.4. Resultados del desdoblamiento de ondas de corte de la parte oriental de Venezuela... 8	8
Figura 1.5. Ubicación de la zona de estudio trabajado por Masy <i>et al.</i> (2011).	9
Figura 1.6. Ubicaciones de los 122 eventos trabajado por Masy <i>et al.</i> (2011).....	10
Figura 1.7. Resultado de los parámetros de división medidos.	11
Figura 1.8. Mapa mediciones de división obtenidas Porritt <i>et al.</i> (2014).....	12
Figura 1.9. Resultados del análisis de Idárraga-García (2016).....	13
Figura 1.10. Mediciones previas de división de SKS promediadas por estación.....	14
Figura 2.1. Configuración neotectónica de la región del norte de los Andes y del Caribe.	16
Figura 2.2. Evolución geodinámica de la región noroccidental de Suramérica.	17
Figura 2.3. Marco tectónico de la región del Caribe, con formación tectónica.....	19
Figura 2.4. Características neotectónicas de los Andes de Mérida.	21
Figura 2.5. Sistema de fallas de la región noroccidental de Venezuela.	25
Figura 3.1. Monocristales orientados en un medio isotrópico y red orientación preferida.	29
Figura 3.2. El frente de onda generado por una fuente puntual.....	32
Figura 3.3. Visualización esquemática el desdoblamiento de ondas de corte.....	34
Figura 3.4. Trayectorias globales de rayos sísmicos y nombres de fases.....	35
Figura 3.5. Ilustración de una onda P y los dos componentes de la onda S.	36
Figura 3.6. Ejemplo de una onda SKS que viaja a través de la Tierra..	37
Figura 3.7. Ilustración de la división de ondas de corte causada por microfisuras.	38
Figura 3.8. Ejemplo de un sismograma para las componentes Este, Norte y vertical.....	40
Figura 4.1. Flujograma de la metodología.....	44
Figura 4.2. Ubicación de las estaciones sismológicas utilizadas en el estudio.	45
Figura 4.3. IDE Spyder que forma parte de la distribución de Python llamada Anaconda.....	46
Figura 4.4. Resultado del evento de 2016-03-27 en la estación CAGV.....	49
Figura 4.5. Esquema de cómo se realizan los diagramas de rosas en el software GEOrient.	51
Figura 5.1. Resultado de la ventana de 7 s, extraída para el evento del 02-11-2015	53
Figura 5.2. Diagrama de rosas generado para las estaciones JOSE y RANA.	55

Figura 5.3. Diagrama de rosa de la estación KM22.	56
Figura 5.4. Diagrama de rosas generado para las estaciones HTOV y CAGV.	56
Figura 5.5. Diagrama de rosas para estación XESC.....	57
Figura 5.6. Diagrama de rosas para estaciones BETV, CCMV, XCHI y XJSU.	58
Figura 5.7. Diagrama de rosas de la estación TRIN.	59
Figura 5.8. Mapa resultado de división de ondas de corte.	61
Figura 5.9. Resultados del estudio comparados con otros resultados	63
Figura A5.1. Extracción de ventana de tiempo estación BETV del evento de 02.11.2015.....	99
Figura A5.2. Extracción de ventana de tiempo estación CAGV del evento de 02.11.2015.....	99
Figura A5.3. Extracción de ventana de tiempo estación BETV del evento de 09.11.2015.....	100
Figura A5.4. Extracción de ventana de tiempo estación CAGV del evento de 09.11.2015.....	100
Figura A5.5. Extracción de ventana de tiempo estación CCMV del evento de 09.11.2015..	101
Figura A5.6. Extracción de ventana de tiempo estación XCHI del evento de 09.11.2015	101
Figura A5.7. Extracción de ventana de tiempo estación XESC del evento de 09.11.2015.....	102
Figura A5.8. Extracción de ventana de tiempo estación XJSU del evento de 09.11.2015..	102
Figura A5.9. Extracción de ventana de tiempo estación BETV del evento de 17.11.2015.....	103
Figura A5.10. Extracción de ventana de tiempo estación CAVG del evento de 17.11.2015.....	103
Figura A5.11. Extracción de ventana de tiempo estación CCMV del evento de 17.11.2015.....	104
Figura A5.12. Extracción de ventana de tiempo estación RANA del evento de 17.11.2015.....	104
Figura A5.13. Extracción de ventana de tiempo estación JOSE del evento de 17.11.2015.....	105
Figura A5.14. Extracción de ventana de tiempo estación KM22 del evento de 17.11.2015.....	105
Figura A5.15. Extracción de ventana de tiempo estación XCHI del evento de 17.11.2015.	106
Figura A5.16. Extracción de ventana de tiempo estación XESC del evento de 17.11.2015.....	106
Figura A5.17. Extracción de ventana de tiempo estación XSJU del evento de 17.11.2015.	107
Figura A5.18. Extracción de ventana de tiempo estación CAGV del evento de 20.03.2016.....	107
Figura A5.19. Extracción de ventana de tiempo estación CCMV del evento de 20.03.2016.	108
Figura A5.20. Extracción de ventana de tiempo estación JOSE del evento de 20.03.2016.....	108
Figura A5.21. Extracción de ventana de tiempo estación KM22 del evento de 20.03.2016.....	109
Figura A5.22. Extracción de ventana de tiempo estación RANA del evento de 20.03.2016.....	109
Figura A5.23. Extracción de ventana de tiempo estación XCHI del evento de 20.03.2016.	110
Figura A5.24. Extracción de ventana de tiempo estación XCHI del evento de 27.03.2016.	110
Figura A5.25. Extracción de ventana de tiempo estación CCMV del evento de 27.03.2016.	111

Figura A5.26. Extracción de ventana de tiempo estación JOSE del evento de 27.03.2016.....	111
Figura A5.27. Extracción de ventana de tiempo estación KM22 del evento de 27.03.2016.....	112
Figura A5.28. Extracción de ventana de tiempo estación RANA del evento de 27.03.2016.....	112

ÍNDICE DE TABLAS

	Pág
Tabla 3.1. Número de constantes coeficientes elásticos.....	31
Tabla 4.1. Coordenadas de las estaciones sismológicas del proyecto GIAME.....	44
Tabla 4.2. Parámetros de la selección de los datos.....	48
Tabla 4.3. Parámetros obtenidos a partir del código generado en Python.....	50
Tabla A4.1. Resultados de división de onda de corte para cada estación sismológica.....	94

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El manto terrestre es una capa de roca densa y caliente que se ubica en el interior del planeta Tierra, entre el núcleo y la corteza terrestre. Tiene un espesor de 2.900 km y en él predominan minerales como los silicatos. Evidencias basadas en datos geofísicos, geológicos y petrológicos, indican que la composición del manto superior es peridotítica, las cuales son una familia de rocas ultrabásicas, mayoritariamente compuestas por olivino magnésico (60% a 70%) y piroxeno (aprox. un 20%). En las rocas del manto se presenta una zona de deformación finita generada por el flujo astenosférico; tal deformación producirá una alineación predominante de cristales de olivino, que puede variar dependiendo del dinamismo de la zona a estudiar. Este efecto se conoce como orientación preferencial de las redes cristalográficas, mejor conocido en inglés como “crystal preference orientation” (CPO) o “lattice preference orientation” (LPO), y resulta más efectivo cuando la roca se deforma mediante un mecanismo denominado dislocación de planos de deslizamiento (“dislocation glide”). Se piensa que el desdoblamiento de ondas de corte en fases telesísmicas, tales como SKS y SKKS, se deba predominantemente a la orientación preferencial de los cristales de olivino en el manto superior (Piñero-Feliciangeli, 2014)

Estudios experimentales (Bai *et al.* 1991) y el análisis de peridotitas deformadas naturalmente (Nicolas & Poirier, 1976) han demostrado que el olivino es el mineral más abundante del manto superior (60% - 70%). En conjunto con el ortopiroxeno constituyen el 80 % al 95% del manto superior, por otro lado, el clinopiroxeno, espinela y granate se encuentran en pequeñas proporciones. A medida que la presión aumenta con la profundidad, estos minerales se vuelven inestables resultando en transformaciones a fases más estables a esas profundidades.

La simetría del cristal de olivino es ortorrómbica y despliega una solución sólida entre forsterita (MgSiO_3) y fayalita (Fe_2SiO_4) A profundidades alrededor de 400 km el olivino se convierte en inestable y sufre un cambio estructural a baja presión, o forma α y se transforma en β -espinel (wadsleyite, una estructura distorsionada tipo espinela). Luego se transforma en Υ -espinela (ringwoodite, una estructura espinela cúbica) cerca de los 500 km. A altas presiones se transforma en la estructura de la perovskita ($\text{Mg, Fe}\text{SiO}_3$) y la magnesiowustita ($\text{Mg, Fe}\text{O}$).

La anisotropía sísmica intrínseca de onda S del olivino es aproximadamente 18% (Mainprice, 2007) y se piensa que el CPO o LPO del mineral de olivino hace la mayor contribución a la anisotropía sísmica en el manto superior.

Uno de los métodos más utilizados para explorar la textura de las rocas del manto y la corteza de la Tierra es el estudio de anisotropía sísmica, ya que permite ubicar los patrones de convección del manto y estudiar la formación de las placas litosféricas y la acreción de continentes en la historia de la Tierra. Existe una correlación entre el flujo del manto y la anisotropía sísmica que se ha establecido a través de observaciones de muestras naturales, propiedades sísmicas unidas a estudios experimentales y modelos teóricos. (Park & Levin, 2002). La interacción de las ondas sísmicas con rocas anisotrópicas conduce a fenómenos característicos que han sido ampliamente estudiados para identificar la anisotropía sísmica a diferentes profundidades de la Tierra (Silver, 1996; Savage, 1999). Estos fenómenos consisten en anomalías de tiempos de viaje dependientes de la dirección de viaje de la onda, los cuales se puede estudiar mediante desdoblamiento de ondas de corte o birrefringencia, dispersión de ondas superficiales, anomalías en el movimiento de la partícula de la onda P y dependencia en la dirección de la conversión de la energía de ondas P a S. Cada técnica tiene sus propias ventajas y desventajas y han sido utilizadas para investigar la anisotropía sísmica en diferentes partes del mundo (Park & Levin, 2002).

En el occidente de Venezuela y el noreste de Colombia, el manto debe tener un comportamiento específico producto de la geodinámica producida en esa zona. El occidente de Venezuela se caracteriza por un sistema en el que confluye un escape del Bloque de Maracaibo como parte del Bloque Norandino (e.g. Pérez *et al.*, 2018), limitado por sistemas de fallas transcurrentes, y la orogénesis de los andes venezolanos, que genera un sistema doble de cuencas flexurales denominadas Cuenca Barinas-Apure al sur y Cuenca de Maracaibo al norte (Arnaiz-Rodríguez y Audemard, 2014). La región andina de Venezuela, ubicada en la región noroccidental de Suramérica, se encuentra sometida a un ambiente tectónico complejo y con sismicidad activa debido a la interacción de las placas Suramericana, del Caribe y Nazca (Audemard y Audemard, 2002). Según Audemard y Audemard (2002), la Placa Caribe presenta un movimiento dextral en dirección este en relación con Suramérica, generando un margen activo de placas que se caracteriza por una zona transpresiva con un ancho de más de 100 km. La deformación entre estas placas se extiende hacia el suroeste a través de los Andes de Mérida, repartiéndose entre la falla rumbo deslizante dextral de Boconó, que atraviesa a la cordillera casi por el medio, y diversas fallas inversas que limitan la cadena por ambos flancos. Debido a que la anisotropía sísmica proporciona

información esencial sobre el estilo y la geometría de la deformación del manto, en el presente Trabajo Especial de Grado analiza la anisotropía del manto, con la finalidad de conocer la dinámica del manto en el occidente de Venezuela y el noreste de Colombia, a través del desdoblamiento de ondas de corte (*“shear wave splitting”*).

1.2 JUSTIFICACIÓN

Con base en lo planteado, surge la necesidad de llevar a cabo un análisis de la anisotropía sísmica en el occidente de Venezuela y noreste de Colombia, debido a la importancia geodinámica de la región, donde convergen varias placas tectónicas y se presentan fenómenos tectónicos complejos. Comprender la anisotropía sísmica en esta área permitirá evaluar de manera adecuada la amenaza sísmica y la sismicidad regional, así como caracterizar la evolución geológica y la tectónica de placas en la región. Además, el análisis de la anisotropía sísmica proporcionará valiosa información sobre la dinámica del manto terrestre en esta zona. Al interpretar el desdoblamiento de ondas de corte y comprender el flujo mantélico, se podrán obtener pistas sobre los patrones de circulación y flujo de material en el manto, lo cual contribuirá al entendimiento de los procesos geodinámicos a gran escala. Es importante destacar que las estaciones sismológicas ubicadas de manera perpendicular a los Andes venezolanos, permitirán recopilar información adecuada para un análisis y una interpretación precisa del flujo mantélico en la región.

1.3 OBJETIVOS

1.3.1. Objetivo general

Caracterizar la anisotropía de la litósfera y manto en el occidente de Venezuela y noreste de Colombia mediante el análisis de registros sismológicos.

1.3.2. Objetivos específicos

- Identificar los eventos a ser utilizados en el estudio.
- Realizar el corte de los registros de los respectivos eventos en la base de datos.
- Analizar las diferencias de tiempo y el azimut de la anisotropía en cada estación.
- Interpretar el flujo mantélico a través del desdoblamiento de ondas de corte.
- Determinar las causas de la anisotropía sísmica presente en el área de estudio.

1.4. LOCALIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

El área de estudio abarca la región occidental de Venezuela comprendiendo las latitudes 5° y 12° N y las longitudes 73° a 81° O. Incluye los estados Apure, Barinas, Falcón, Lara, Mérida, Portuguesa, Táchira, Trujillo y Zulia (Figura 1.1).

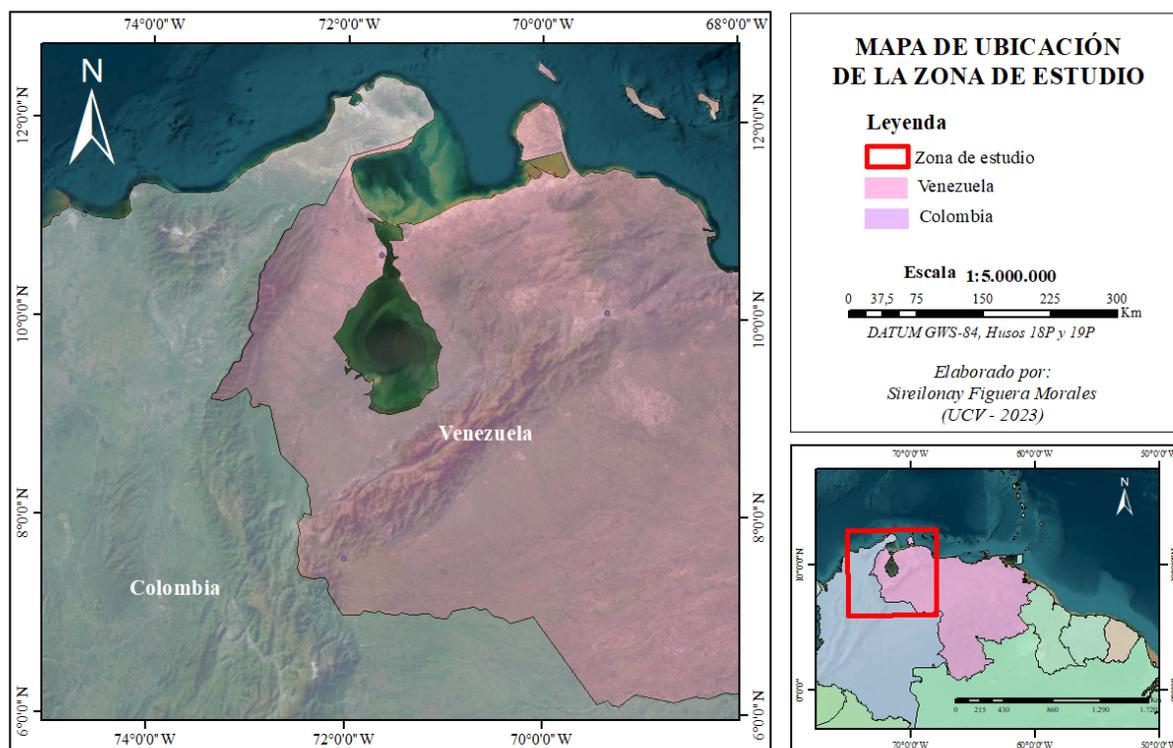


Figura 1.1. Mapa de ubicación de la zona de estudio.

1.5 ANTECEDENTES

Russo *et al.* (1996) presentan mediciones del desdoblamiento de las fases de las ondas de corte del núcleo (SKS, SKKS, PKS) registradas en siete estaciones en la región del Caribe Oriental. Desde mayo de 1992 a octubre de 1993 se trabajó un conjunto de seis estaciones sismológicas de banda ancha de tres componentes en el noreste de Venezuela y Trinidad: el conjunto del Caribe Sudeste de Sudamérica '92 (SECaSA92).

La matriz se desplegó a lo largo de dos brazos (figura 1.2), uno con dirección este-oeste paralelo a las costas del norte de Trinidad y Venezuela (TRNV a CECV) y una segunda línea con tendencia W-SW desde la costa de Venezuela (BARY) a la cuenca de los Llanos al sur de la zona límite de placa (ECPV). El objetivo principal de Russo *et al.* (1996) consistía en caracterizar la relación entre el movimiento de placas, deformación cortical, distribución y orientación de la placa Sur

Americana en subducción y la deformación del manto superior (tanto litosférica como astenosférica) en la zona este del Caribe.

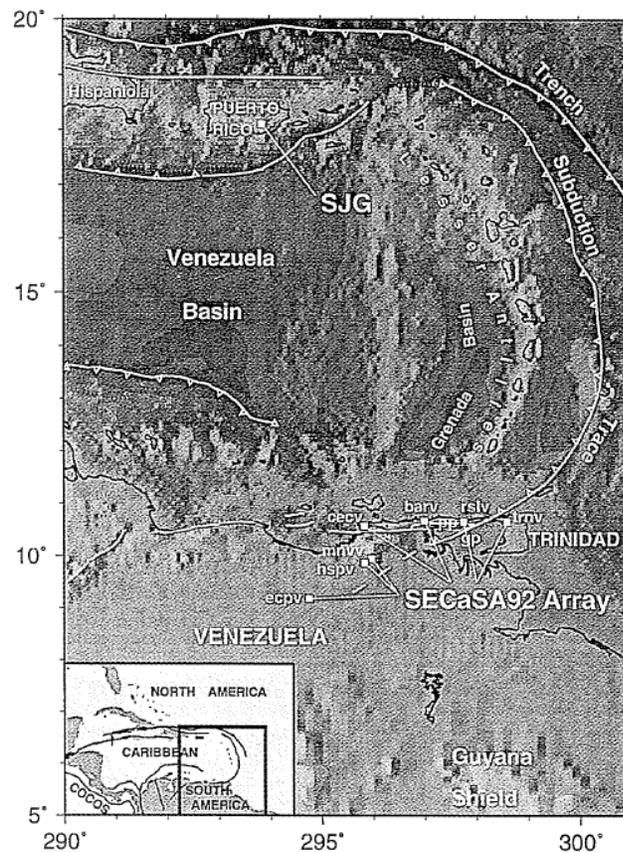


Figura 1.2. Ubicaciones del conjunto SECaSA92 y la estación SJG. Nombres de lugares geográficos: pp, Península de Paria; gp, Golfo de Paria, Recuadro: región de estudio (recuadro) y geometría de placas (tomado de Russo *et al.* (1996)).

Los parámetros medios de división, la dirección de polarización rápida, ϕ , y el tiempo de retardo, δt , en las estaciones tienen una tendencia consistente de este a oeste y sobre 1 s, respectivamente (figura 1.3). Los tiempos de retardo en la matriz SECaSA92 se encuentran entre los más altos medidos hasta ahora en Venezuela, alcanzando los 2,1 s y, en general, más de 1,5 s. Se observa aquí una disminución aproximadamente lineal de los tiempos de retardo, desde los máximos en las estaciones más septentrionales hasta un mínimo en las más meridionales. El conjunto SECaSA92 está situado en la amplia zona del límite de placas América del Sur- Caribe (SA-Ca), y SJG está dentro de la zona del límite de placas América de Norte-Caribe (NA-Ca). En ambos casos, las tendencias de polarización rápida, ϕ , son paralelas a las zonas de límite de placas, localmente.

Estos resultados indican que la deformación del límite de placa SA-Ca se extiende hasta profundidades de al menos 200 km, y que la corteza sudamericana, el manto litosférico y la astenosfera están deformados de forma coherente. Los tiempos de retardo extremos son probablemente el resultado de la transpresión en el límite de placa SA-Ca y de la superposición de la losa de las Antillas Menores por Sudamérica: el aplanamiento compresional da lugar a un desarrollo extremo de la foliación y el cizallamiento dextral produce una fuerte lineación en el olivino del manto superior. Por el contrario, el tiempo de retardo en SJG, 1.25 s, está cerca de la media global y refleja el hecho de que la zona límite de la placa NA-Ca es puramente sinestral o incluye una transtensión menor. En resumen, que esta rotación es de la corteza, impulsada por la cizalla sinestral del campo lejano, y parcialmente desacoplada de la cizalla del manto. Los resultados son coherentes con la hipótesis del flujo paralelo a la fosa del manto (Russo y Silver, 1994) e indican que el flujo del manto astenosférico bajo la placa del Caribe es hacia el este, y probablemente impulsa el movimiento de la placa hacia el este.

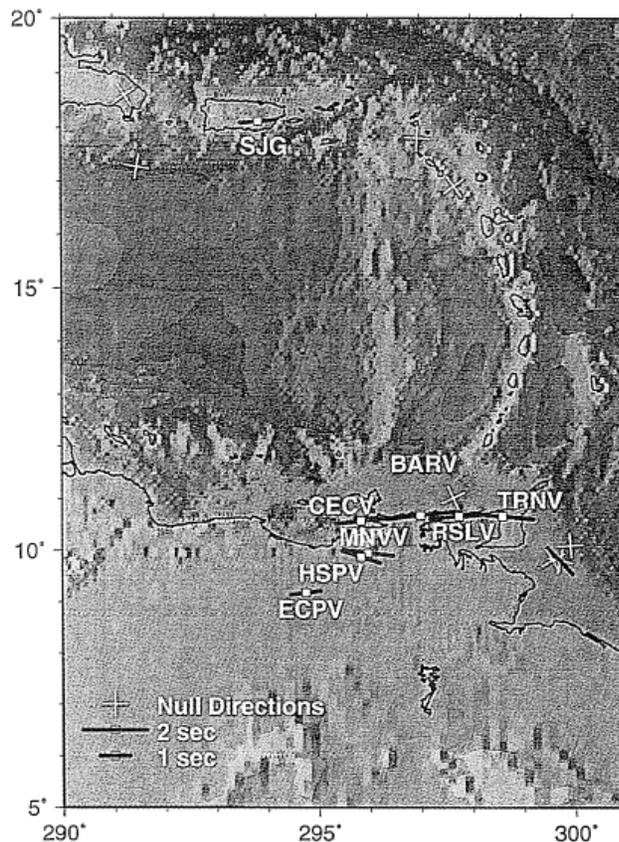


Figura 1.3. Parámetros medios de división de la fase de corte del núcleo representados como vectores en los sitios de las estaciones. Las direcciones de polarización rápida están dadas por el acimut del vector desde el norte. El tiempo de retardo es proporcional a la longitud del vector, como lo indican las barras de escala, abajo a la izquierda (tomado de Russo *et al.* (1996)).

Particularmente en las estaciones BARV, RSLV y TRNV midieron la división de PKS, así como de SKS y SKKS, y las reflexiones superficiales de estas fases. Los parámetros de división para las diferentes fases son consistentes dentro del error de medición. En algunos casos, encontraron mediciones “nulas” (división restringida a ser paralela o perpendicular a la dirección radial del evento de la estación, o sin división) en retroazimutes muy cercanos a las direcciones que produjeron las mediciones. No se tiene una explicación precisa para este fenómeno; no parece haber correlación entre las observaciones "nulas" y la magnitud del evento o la relación señal-ruido como se podría esperar razonablemente si la señal estuviera cerca del límite de detección. Se especuló que las anomalías en la fuente o el camino (como un medio complejamente anisotrópico) pueden ser responsables de este fenómeno.

Por otra parte, Piñero y Kendall (2007) investigan las propiedades anisotrópicas en el NE de la placa Caribe-Sudamericana a partir del análisis de la división de las ondas de cizalla a partir de datos de fase local S. En el frente de colisión de las placas Caribe y Sudamericana y dentro de la región del retroarco, la polarización de ondas rápidas a partir de fases locales S, muestra una variabilidad considerable. Los tiempos de retardo, δt , son pequeños ($< 0,14$ s) y no se observa dependencia con la profundidad, lo que sugiere la presencia de una región anisótropa heterogénea confinada en la corteza y que la mayor parte de la cuña del manto superior es isótropa. En el arco anterior, la polarización (ϕ) es bastante constante, el valor medio es subparalelo a la fosa de las Antillas Menores y difiere del resultado telesísmico, que es perpendicular a la fosa, lo que sugiere que la corteza y el manto están desacoplados. La diferencia entre el retardo de tiempo (δt) encontrado en los eventos locales S y la telesísmica, sugiere que existe otra fuente de anisotropía profunda, que puede atribuirse al flujo del manto por debajo o alrededor de los bordes de la placa atlántica en subducción bajo el Caribe. Una combinación mixta de mecanismo de deformación como las microfracturas EDA y la foliación vertical en rocas metamórficas podría ser responsable de la gran variabilidad encontrada para el desfase en tiempo (δt) en fases locales S en esta región.

Los resultados obtenidos del análisis de división de eventos locales hasta 200 km de profundidad muestran poca anisotropía y muy poca variación con la profundidad. Este resultado sugiere que la anisotropía es probablemente confinada a una fuente poco profunda. Por lo tanto, la anisotropía que causa los grandes tiempos de retardo medidos en fases telesísmicas debe ubicarse a mayor profundidad, por debajo de la losa. Los datos de división de ondas S locales del Caribe y otras zonas de subducción alrededor del mundo en general sugieren anisotropía débil en partes poco profundas de la cuña del manto superior (Long & van der Hilst, 2005; Morley *et al.*, 2006;

Nakajima *et al.*, 2006), los tiempos de retardo de las fases telesísmicas en las estaciones ubicadas cerca del frente de colisión Ca-SA en el norte, parte oriental de Venezuela, sugieren un aumento en la deformación por tensión moviéndose hacia el límite. Los valores grandes de división SKS observados ($> 1,9$ segundos) son mayores que el valor promedio observado en otras partes del mundo (Silver, 1996; Savage, 1999). Este resultado se puede relacionar con compresión y cizallamiento asociados con América del Sur que anulan su propia losa oceánica separada, resultando en un desarrollo extremo del tejido en las peridotitas del manto superior. Poca división observada en las fases S locales sugieren que la deformación transpresional en esta área está profundamente arraigada (figura 1.4).

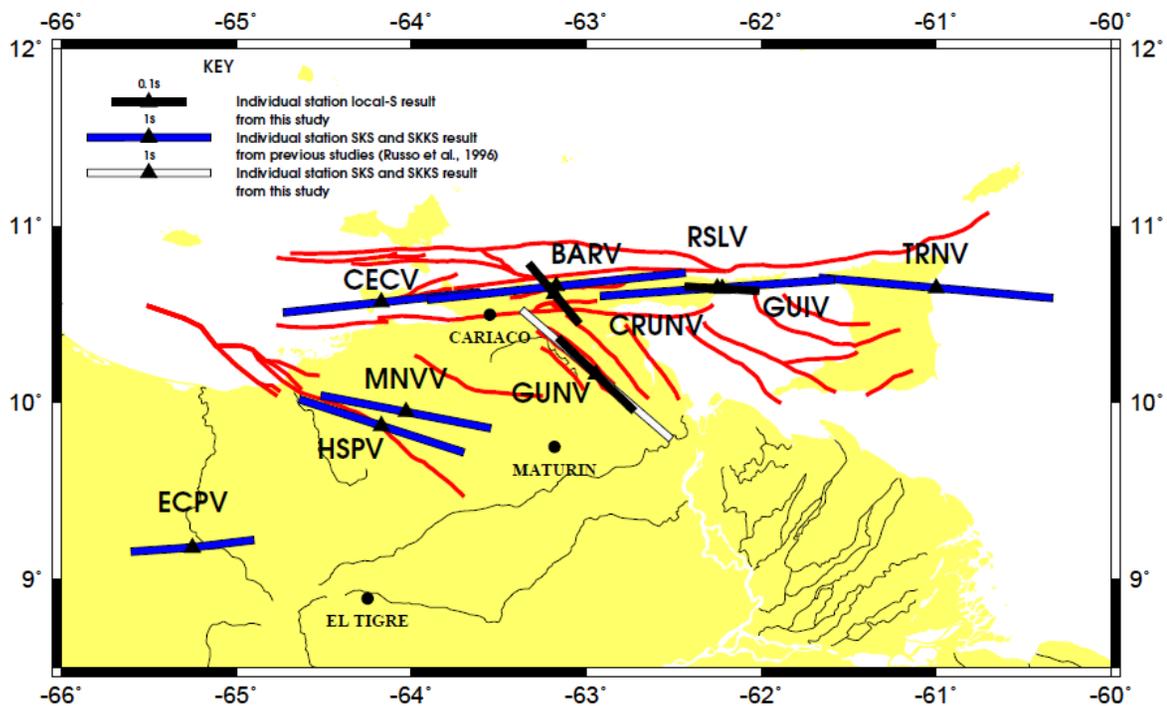


Figura 1.4. Resultados del desdoblamiento de ondas de corte de la parte oriental de Venezuela. Las barras azules corresponden a los resultados de observaciones SKS y SKKS (Russo *et al.*, 1996), las barras negras son los resultados de las fases S obtenidos en este estudio y la única barra blanca corresponde a un resultado de un evento telesísmico SKS en la estación GUNV (tomado de Piñero y Kendall, 2007).

Masy *et al.* (2011) midieron la división de las ondas de corte a partir de datos SKS registrados por la Red Sísmica Nacional de Venezuela y un conjunto sísmico lineal de banda ancha PASSCAL/Rice a través de los Andes de Mérida (figura 1.5). El conjunto lineal se instaló en la segunda fase del componente sísmico pasivo del proyecto BOLIVAR para comprender mejor la complicada tectónica regional del oeste de Venezuela.

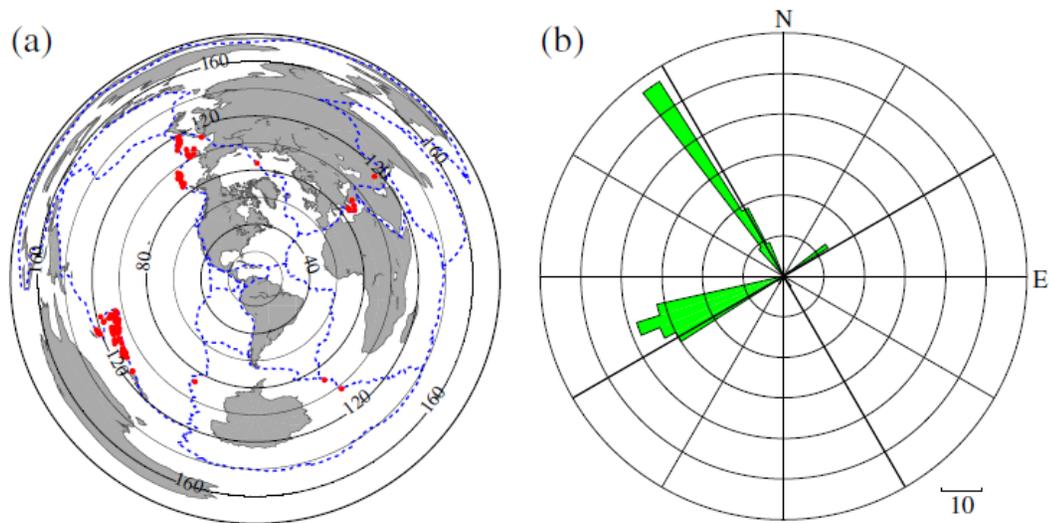


Figura 1.6. (a) Ubicaciones (puntos rojos) de los 122 eventos ubicados a una distancia de 85° a 120° de las 22 estaciones utilizadas en este estudio. En (b) Distribución azimutal posterior de los 122 eventos, que muestra el número de eventos en cada contenedor de 5 grados. (Tomado de Masy *et al.* (2011))

Se midieron la división de las ondas de cizalla en 22 estaciones del noreste de Venezuela con un método de apilamiento de múltiples eventos. Con los limitados datos, no se encontró ninguna variación azimutal aparente de los parámetros de división y se empleó un modelo anisotrópico de una sola capa para interpretar las mediciones. Se encontraron tres áreas distintas con diferentes orientaciones y magnitudes, y dedujeron tres mecanismos de deformación en el oeste de Venezuela (figura 1.7): (1) Estaciones situadas al norte del límite de la placa Caribe-Sudamericana en las islas y en la zona costera al norte de la Falla Oca-Ancón tienen los mayores tiempos de separación, ~ 2 - 3 s, y una dirección rápida paralela al movimiento de la placa EW-CA, lo que puede explicarse por un fuerte flujo en el límite de placa CAR-SA. (2) Anisotropía sísmica estimada a partir de estaciones situadas dentro de la placa SA estable es débil, es paralelo al movimiento de la placa SA, y tiene un origen probablemente en la astenosfera. (3) Se observaron tiempos de separación intermedios, $\sim 1,0$ - $1,5$ s, y una dirección rápida \sim NE-SW se observó en las estaciones desplegadas en los Andes de Mérida, lo que sugiere que la deformación de la corteza y manto subcontinental contribuye a la anisotropía. Es probable que el manto litosférico desempeñe un papel importante, y posiblemente dominante, en la formación de los Andes de Mérida.

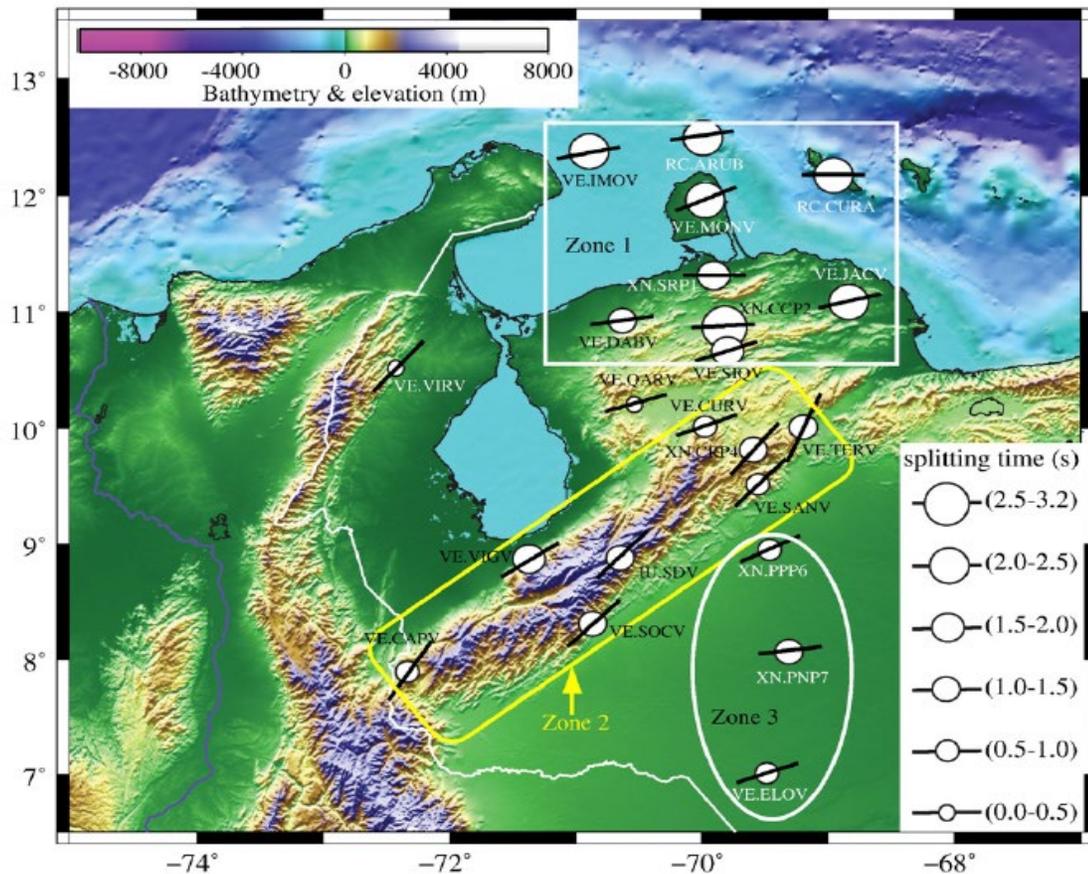


Figura 1.7. Resultado de los parámetros de división medidos se muestran junto con la topografía de la región de estudio. La orientación de las líneas continuas negras indica la orientación de la dirección rápida. En general, el área de estudio se puede dividir en 3 zonas diferentes (tomado de Masy *et al.*, 2011).

Porritt *et al.* (2014), para ayudar a relacionar la geometría con la dinámica, de las placas de Nazca, del Caribe y Sudamérica confluyen en el noroeste de Sudamérica, donde el extremo norte del arco volcánico andino y la sismicidad de la zona de Wadati-Benioff indican una subducción en curso y la terminación del vulcanismo cuaternario a $\sim 5,5^{\circ}\text{N}$ y el desplazamiento hacia el este de la sismicidad por debajo de Colombia sugieren la presencia de una compleja geometría de placas. Se analizó el desdoblamiento del SKS para 38 estaciones de banda ancha de la red nacional colombiana. Las mediciones de los ejes de polarización rápida en el oeste de Colombia, cerca de la fosa, muestran orientaciones predominantemente perpendiculares a la fosa (figura 1.8). Sin embargo, las orientaciones medidas en las estaciones del arco posterior, más al este, cambian abruptamente a una anisotropía aproximadamente paralela a la fosa. Esto puede indicar un flujo del manto a lo largo del arco, posiblemente relacionado con la sugerida “de la losa de Caldas”, o una firma litosférica, pero las variaciones a menor escala de la anisotropía aún no se han explicado.

explicar. Nuestras observaciones son atípicas a nivel global y desafían nuestra comprensión de las complejidades de anisotropía sísmica de las zonas de subducción.

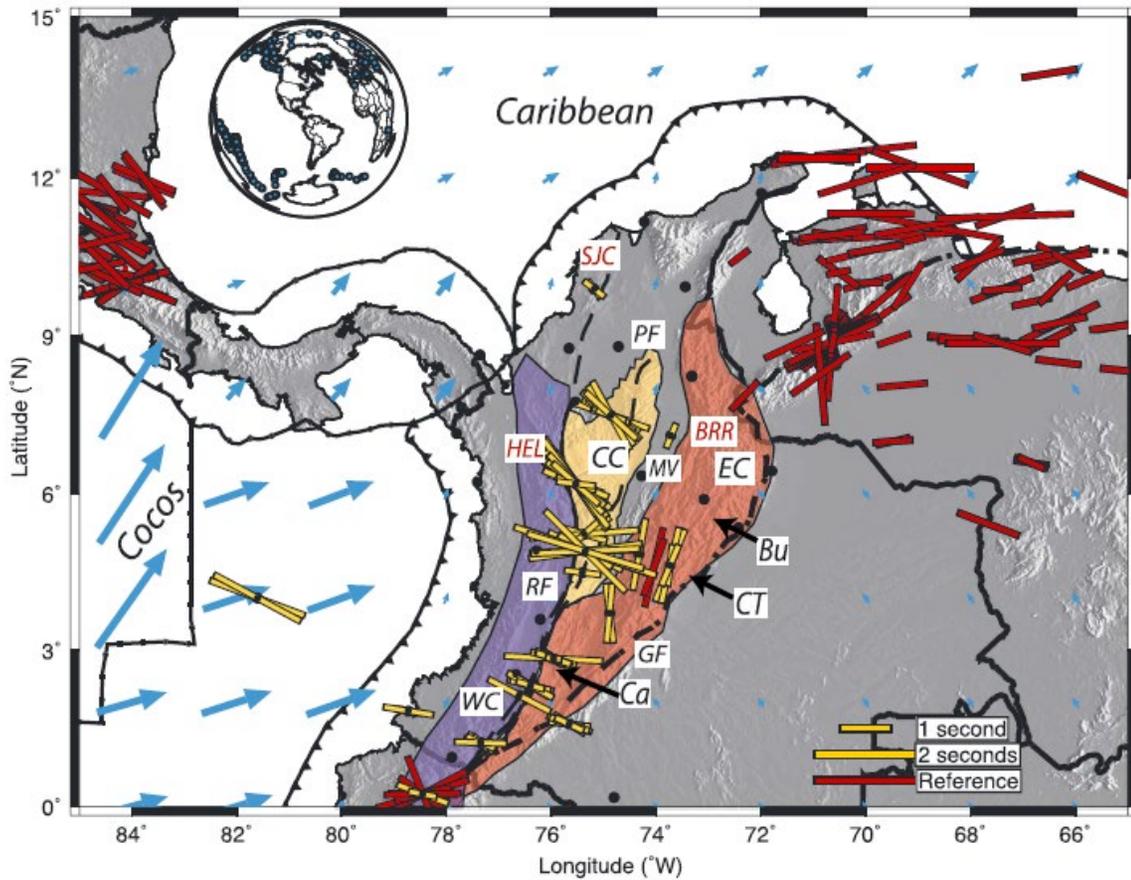


Figura 1.8. Mapa de buenas mediciones de división obtenidas Porritt *et al.* (2014).

Idárraga- García (2016), para investigar la dinámica de subducción en el noroeste de América del Sur, midió la onda SKS y la división local de S relacionada con losas en 38 estaciones sísmicas. La comparación entre los tiempos de retraso de ambas fases muestra que la mayor parte de la división de SKS se debe al flujo del manto arrastrado debajo de las losas de Nazca y el Caribe en subducción. Por otro lado, las rápidas polarizaciones de las ondas S locales están consistentemente alineadas con fallas regionales, lo que implica la existencia de una anisotropía confinada a la litosfera en la placa superior, y que la cuña del manto no contribuye significativamente a la división (figura 1.9).

Además, identificó un cambio claro en las direcciones rápidas de SKS en la traza del Lágrima de Caldas ($\sim 5^{\circ}\text{N}$), lo que representa una variación en el estilo de subducción. Al norte de $\sim 5^{\circ}\text{N}$, las direcciones rápidas son consistentemente paralelas a la subducción plana del arco de la placa del

Caribe-Panamá debajo de América del Sur, mientras que hacia el sur las polarizaciones rápidas son subparalelas a la dirección de subducción de Nazca-América del Sur. Se detecta un nuevo cambio en el patrón de división de SKS a $\sim 2.8^{\circ}\text{N}$, que está relacionado con otra variación en la geometría de subducción marcada por la presencia de una estructura de desgarro a escala litosférica, denominada aquí como Lágrima de Malpelo; en esta región, las direcciones rápidas SKS orientadas NE-SW son consistentes con la dirección de buzamiento general del empuje de Carnegie Ridge debajo de América del Sur. Más hacia el interior, este flujo de manto con tendencia NE-SW continúa debajo de la Cordillera Oriental de Colombia y los Andes de Mérida de Venezuela. Finalmente, estos resultados sugieren que el flujo del manto sub-losa en el noroeste de Sudamérica está fuertemente controlado por la presencia de estructuras de desgarro litosféricas.

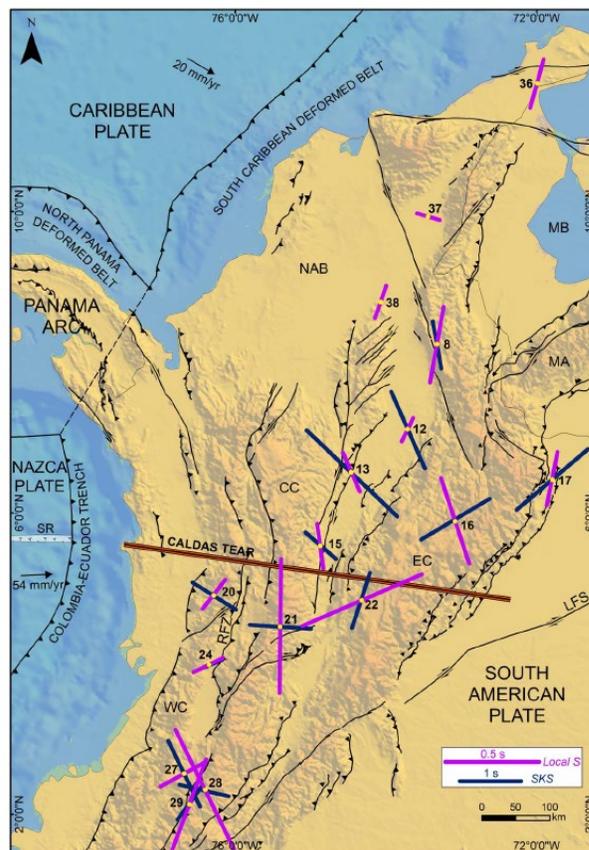


Figura 1.9. Resultados del análisis de Idárraga-García (2016), la orientación de las barras indica la dirección rápida del componente (φ) y la longitud de la barra es proporcional al tiempo de retardo (δt). El comportamiento de división local de S y SKS es muy contrastante en la mayoría de las estaciones (tomado de Idárraga-García (2016)).

En la figura 1.10, se presentan observaciones anteriores de anisotropía en América del Sur lejos de las zonas de subducción, lo cual muestran principalmente ejes rápidos de este a oeste. Más cerca de la fosa, a lo largo de las zonas de subducción del Pacífico, a menudo se observa, aunque no

siempre, anisotropía paralela a la fosa. Russo y Silver (1994) interpretaron que los ejes rápidos paralelos a las zanjas eran causados por la agitación inducida por la losa en el manto, y a menudo se invoca alguna versión de este modelo, tal vez en combinación con los efectos mencionados anteriormente, para explicar la anisotropía paralela a las zanjas. Sin embargo, la señal de anisotropía de la zona de subducción global es compleja y parece difícil encontrar un modelo integral (Long, 2013).

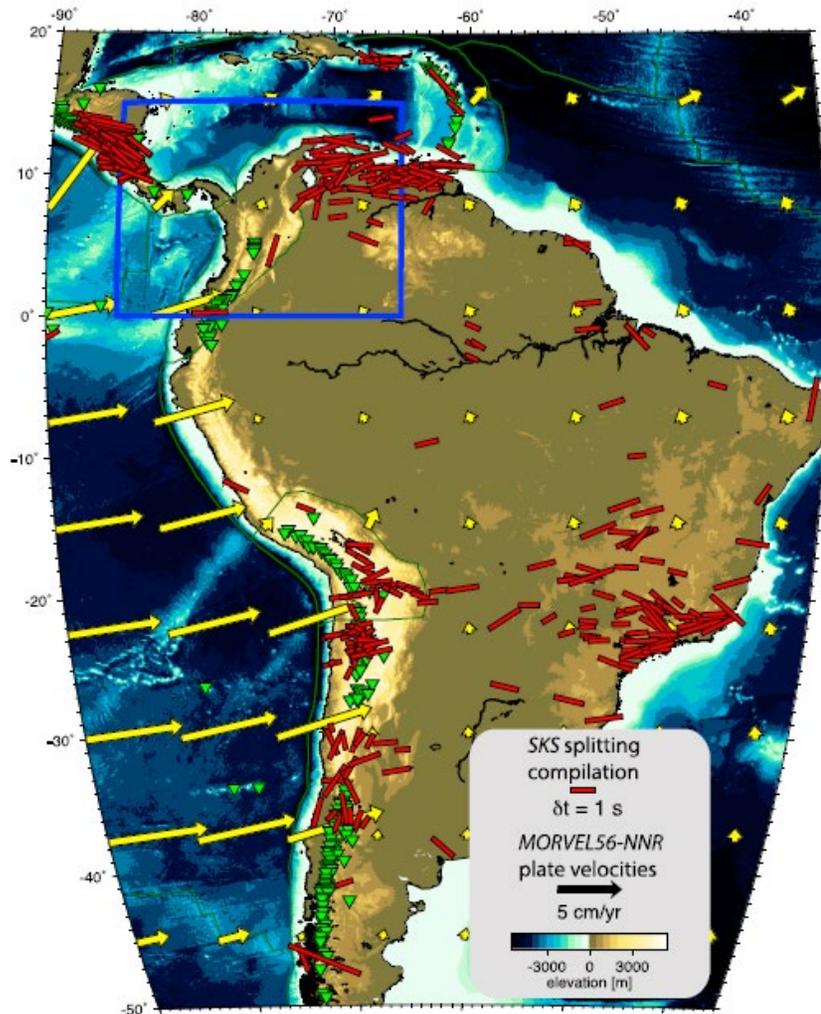


Figura 1.10. Mediciones previas de división de SKS promediadas por estación (barras rojas). Las medidas de SKS son de Becker *et al.* (2012) y actualizaciones de Wüstefeld *et al.* (2009) con datos, hasta septiembre de 2014 (Porritt *et al.*, 2014).

CAPÍTULO 2

MARCO GEOLÓGICO

2.1 MARCO ESTRUCTURAL

2.1.1 Región noroccidental de Venezuela

El noroeste de Venezuela se encuentra dentro de una configuración tectónica que consta de varios eventos principales; el escape del Bloque de Maracaibo hacia el norte, la transpresión de la Placa del Caribe contra la Placa Suramericana y la subducción de la Placa de Nazca por debajo de la Placa Suramericana hacia la costa andina del occidente de Suramérica (Audemard y Audemard, 2002). El movimiento relativo entre los límites de las placas y bloques deriva en distintos grupos de sistemas de fallas y ha generado una serie de estructuras entre las que resaltan principalmente los Andes Mérida, la Serranía de Perijá y las cuencas sedimentarias Barinas-Apure y Maracaibo (Arnaiz-Rodríguez y Audemard, 2014).

La región andina de Venezuela, ubicada en la región noroccidental de Suramérica (figura 2.1), se encuentra sometida a un ambiente tectónico complejo y con sismicidad activa debido a la interacción de las placas Suramericana, Caribe y Nazca (Audemard y Audemard, 2002). Según Audemard y Audemard (2002), la Placa del Caribe presenta un movimiento dextral en dirección este en relación con Suramérica, generando un margen activo de placas que se caracteriza por una zona transpresiva con un ancho de más de 100 km. Las deformaciones entre estas placas se extienden hacia el suroeste a través de los Andes de Mérida, repartiéndose entre la falla rumbo deslizando dextral de Boconó, que atraviesa a la cordillera casi por el medio, y diversas fallas inversas que limitan la cadena por ambos flancos.

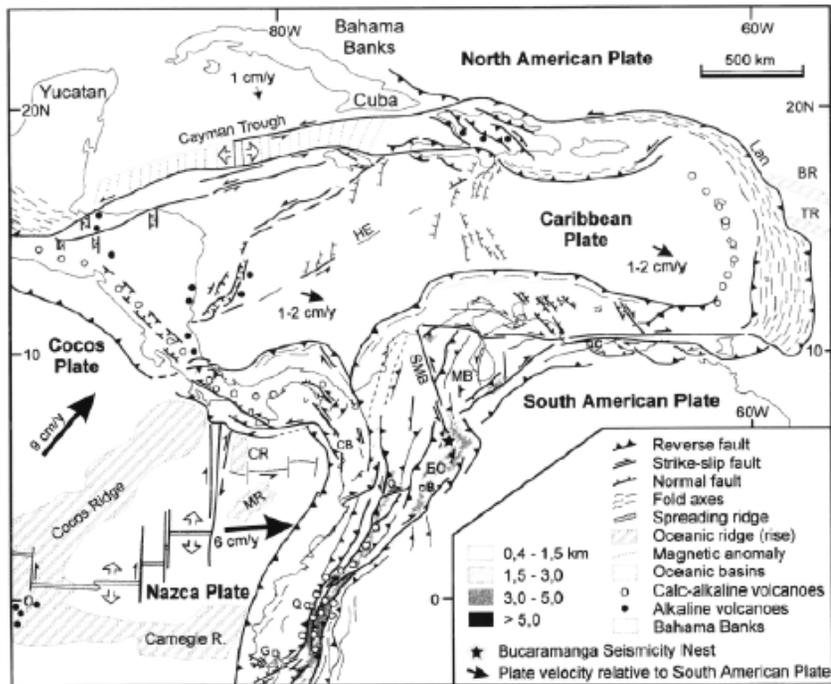


Figura 2.1. Configuración neotectónica de la región del norte de los Andes y del Caribe, indicando los principales sistemas de fallas activos. La deformación continental en Colombia es el resultado del movimiento relativo de las tres placas principales: Nazca, Suramérica y Caribe (Taboada *et al.*, 2000).

En relación con los Andes de Mérida, los trabajos previos coinciden en afirmar la existencia de una estructura en flor positiva (Colletta *et al.*, 1997), una subducción incipiente continente-continente (subducción tipo Ampferer) con tasa de convergencia indeterminada (Audemard y Audemard, 2002), la presencia de zonas triangulares neógenas en el tope del basamento (Audemard, 2001) y una distribución asimétrica de las masas a nivel cortical (Hospers y Van Wijnen, 1958).

Como evidencia de la geodinámica actual en la región noroccidental de Venezuela, existen distintos elementos estructurales como fallas, entre las cuales están: la Falla de Boconó, Oca-Ancón, Burro Negro; y estructuras relevantes como la Cordillera de Mérida, los grábenes de Apure y Mantecal, la Sierra de Perijá, entre otros.

Las macroestructuras más importantes de la región son los Andes de Mérida, la Serranía de Perijá, la Cuenca Barinas-Apure y Bloque de Maracaibo (Arnaiz *et al.*, 2011). La formación se encuentra controlada especialmente por la colisión del Arco de Panamá contra el noroccidente del continente suramericano (Mioceno temprano) (Audemard y Audemard, 2002).

Arnaiz *et al.* (2011) resumen los estudios previos, relacionados a los procesos geodinámicos de la región noroccidental de Venezuela y nororiental de Colombia durante el Mesozoico-Cenozoico (figura 2.2), de la siguiente manera:

- La apertura de Pangea durante el Jurásico medio (176-161 Ma.), unida a la separación de las Américas y la apertura del Proto-Caribe, ocasionaron la formación de grábenes y otras estructuras asociadas.
- El desarrollo del margen pasivo al norte de Suramérica en el Cretácico temprano (146-95 Ma.), durante el cual se depositaron formaciones que pasaron a ser parte de la secuencia sedimentaria en las cuencas de Maracaibo y Barinas-Apure.
- El levantamiento de los Andes de Mérida durante el Mioceno temprano como primeras manifestaciones de la colisión del Arco de Panamá. (23 Ma.)
- La formación de la Cuenca Barinas-Apure y su separación de la Cuenca de Maracaibo durante el Mioceno tardío.
- El levantamiento de las cadenas montañosas antes mencionadas se aceleró durante el Plioceno (2.6 Ma.) como resultado de la convergencia oblicua relativa entre el Bloque triangular de Maracaibo y la Placa Suramericana.

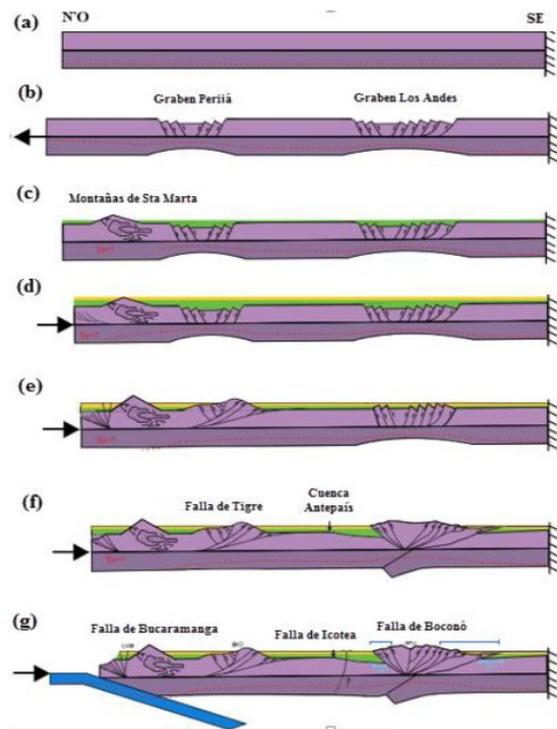


Figura 2.2. Evolución geodinámica de la región noroccidental de Suramérica. Etapas descritas: (a) Pre-Jurásico, (b) Jurásico Tardío, (c) Cretácico, (d) Paleoceno, (e) Oligoceno, (f) Mioceno Medio, (g) Plioceno. (Adaptado de Arnaiz-Rodríguez y Audemard (2014)).

Según Audemard y Audemard (2002), el levantamiento de los Andes de Mérida fue la respuesta tanto a la transpresión entre Suramérica y el Bloque Maracaibo, como a la interacción de la Placa de Nazca y la Placa del Caribe contra Suramérica.

2.1.1.1 Placa del Caribe

De acuerdo con Pindell *et al.*, (2005), la Placa del Caribe se originó en la zona que abarca actualmente parte del océano pacífico (figura 2.3). La separación entre las placas norteamericana y suramericana durante el triásico permitió la inserción de una placa Proto-Caribe, generando una serie de interacciones tectónicas y deformaciones a lo largo de todos sus márgenes. Actualmente la Placa Caribe comprende la extensión desde Centroamérica hasta las Pequeñas Antillas (Antillas Menores), aproximadamente desde el sur de Cuba hasta el norte de Sudamérica, situándose entre las longitudes 60° y 90° O y las latitudes 10° y 20° N, con una superficie de 4.000.000 km². Se encuentra entre la Placa Norteamericana y la Placa Suramericana y se mueve relativamente hacia el este con respecto a estas (Westbrook y McCann, 1986).

Audemard (1993) señala que el límite de placas, entre la Placa Caribe y la Placa Suramericana, no es del tipo dextral simple, sino que es una zona de deformación activa de 100 km de ancho debido a la colisión. A pesar de ello, gran parte de este movimiento tiene lugar en los sistemas de Fallas de Boconó, Oca-Ancón, Santa Marta-Bucaramanga y San Sebastián-El Pilar, (Giraldo y Beltrán 1989; Audemard 1998; Audemard 1999). Tales desplazamientos y régimen de esfuerzos generaron la formación de diversas estructuras como la Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia), la Sierra de Perijá y los Andes de Mérida (Venezuela).

Según Audemard y Giraldo (1997), el límite meridional actual de la Placa del Caribe en territorio venezolano es un límite joven en la evolución geodinámica cenozoica de esta placa, generado durante el avance progresivo de la placa hacia el este con respecto a América del Sur.

La zona de deformación compleja, que constituye el límite entre las placas del Caribe y Suramericana, se encuentra asociada esencialmente al volumen montañoso del norte de Venezuela, constituido por la cadena andina (Andes de Mérida), la Cordillera de la Costa y la Serranía del Interior; no obstante, la transurrencia dextral entre ambas placas, en gran parte, parece estar acomodada por el sistema de Fallas de Boconó-San Sebastián-El Pilar (Audemard y Giraldo, 1997).

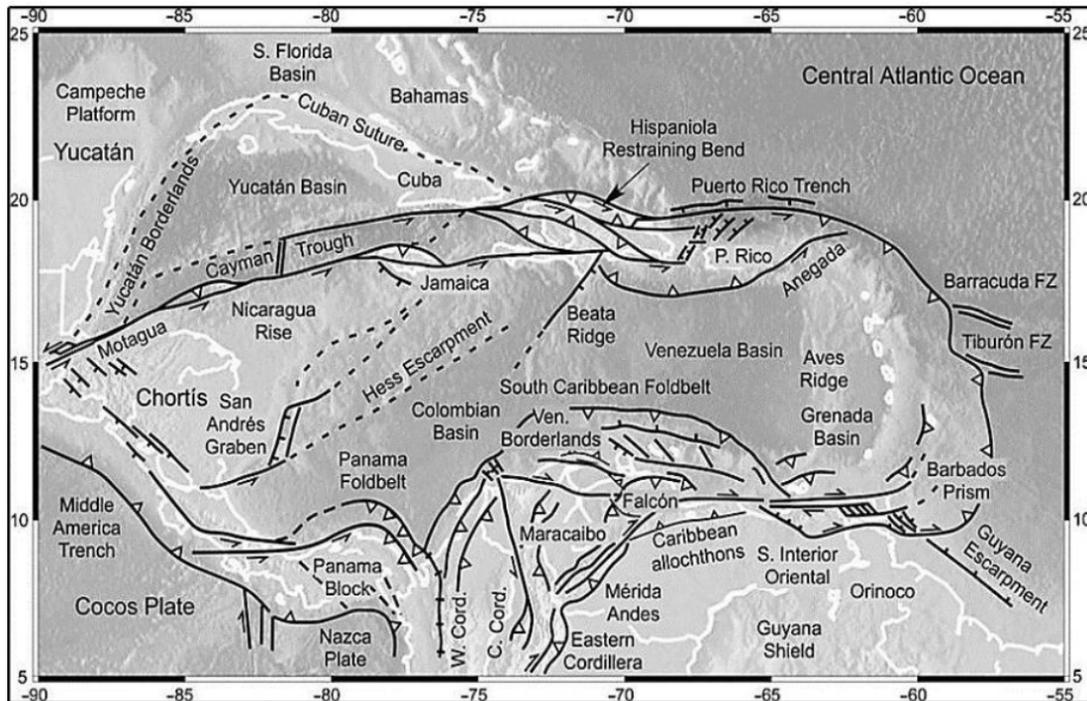


Figura 2.3. Marco tectónico de la región del Caribe, con formación tectónica. (Tomado de Pindell *et al.*, 2005).

Sykes *et al.* (1982) mencionan que la Placa del Caribe presenta un engrosamiento anormal de la corteza, con lo cual se puede explicar por qué tiene un comportamiento inusual en sus límites con las otras placas, es decir, que no presenta una subducción típica de un arco de islas a lo largo de su perímetro.

Edgar *et al.* (1971), por medio de sismica de refracción, fueron los primeros en estimar los espesores de la Placa del Caribe y en reportar que la misma presenta mayor espesor que otras cortezas oceánicas, alcanzando profundidades entre 10 y 20 km hasta el Moho.

El límite de placa en la zona del este de Colombia y el Venezuela occidental está compuesto por un conjunto de diferentes bloques que se mueven independientemente entre las principales placas mayores (Caribe, Sudamérica y Placa de Nazca). Estos bloques están limitados por grandes sistemas de fallas de deslizamiento y empuje (Audemard y Audemard, 2002). Varios estudios sismológicos indican que una losa continúa construida como parte de la litosfera del Caribe subduce bajo el norte de Colombia y el noroeste de Venezuela, y se extiende a lo largo de toda la anchura de los Andes de Mérida (Colmenares y Zoback, 2003; Malavé y Suárez, 1995; Pérez *et al.*, 1997; Van der Hilst y Mann, 1994). Otra hipótesis supone una falla de desgarre a lo largo del sistema de Fallas San Sebastián-El Pilar (Taboada *et al.*, 2000). Estos estudios se centran en la

subducción bajo el norte de Colombia, donde la sismicidad intermedia indica la geometría y cinemática hipotéticas de la Placa del Caribe subductada.

2.1.1.2 Bloque de Maracaibo

El límite de placas al noroccidente de Venezuela es de aproximadamente 600 km y comprende diversos bloques tectónicos discretos que se mueven de forma independiente con respecto a las grandes placas tectónicas que los rodean. Uno de ellos es el Bloque de Maracaibo, que presenta una forma triangular y está limitado por tres fallas importantes: La Falla de Santa Marta-Bucaramanga (con movimiento sinestral) al oeste, la Falla de Oca-Ancón al norte y la Falla de Boconó, al este, ambas con movimiento dextral; donde la Falla de Boconó, se extiende bajo los Andes de Mérida, la Falla de Oca-Ancón cruza la Cuenca de Maracaibo. Cabe destacar que estos tres sistemas de fallas son generados por la distribución de esfuerzos de la subducción Nazca-Suramérica y la transpresión de la Placa del Caribe con la Placa Suramericana (Audemard & Audemard, 2002).

2.1.1.3 Los Andes de Mérida

La cadena montañosa de los Andes de Mérida se extiende unos 350 km desde la frontera colombo-venezolana hasta la ciudad de Barquisimeto, posee una elevación máxima del orden de 5000 m.s.n.m. y una orientación N45°E (figura 2.4). Esta cadena montañosa, también conocida como los andes venezolanos, es la prolongación topográfica hacia el noreste de la Cordillera Oriental de los Andes Colombianos, aunque no existe relación genética entre ellas. Las mismas se encuentran separadas por la terminación sur de la Falla Santa Marta-Bucaramanga y el Macizo de Santander. El levantamiento de los Andes de Mérida no está relacionado directamente con la interacción entre el cratón suramericano y los terrenos de arcos o de dominios oceánicos, como el resto de los Andes Suramericanos (Audemard y Audemard, 2002).

Según Audemard y Audemard (2002), los Andes de Mérida están limitados en ambos flancos por las Cuencas de Maracaibo y Barinas-Apure y al sur por la depresión del Táchira, la cual está fundamentalmente compuesta por sedimentos plegados y fallados del Cretácico y Terciario. Esta cadena montañosa, que se eleva durante el Mioceno Medio, no es producto de una orogénesis relacionada con una subducción tipo B convencional, sino que está relacionada con la compleja interacción entre las placas del Caribe, Suramericana y Nazca (Audemard y Audemard, 2002).

El levantamiento de los Andes de Mérida en la actualidad es la respuesta a la transpresión entre Suramérica y el Bloque de Maracaibo. Dicha transpresión se superpone a los efectos asociados a la colisión del Arco de Panamá durante el Mioceno (Audemard y Audemard, 2002).

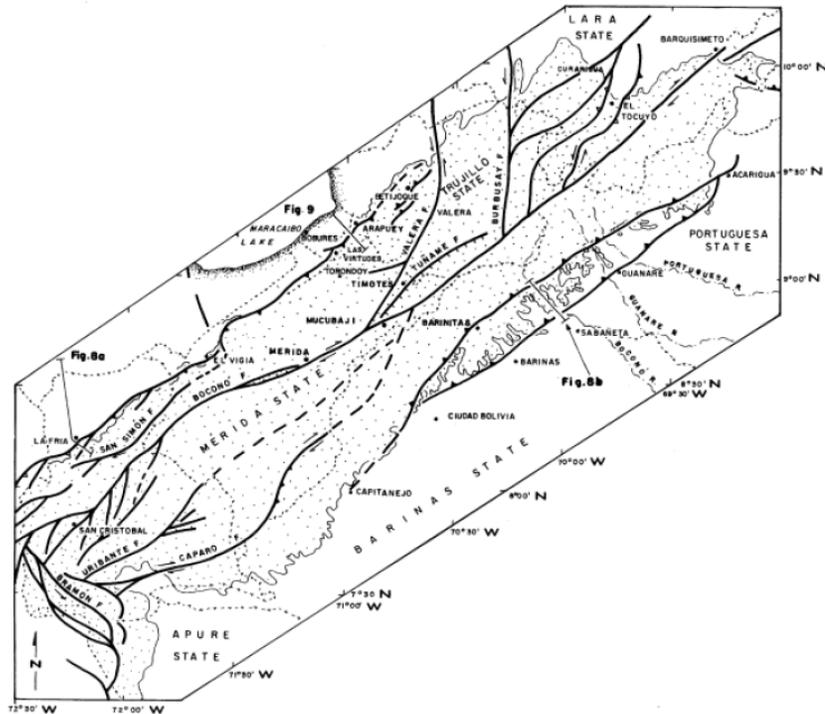


Figura 2.4. Características neotectónicas de los Andes de Mérida (Audemard y Audemard, 2002).

2.1.1.4 Sierra de Perijá

La Sierra de Perijá se encuentra al oeste de la Cuenca Occidental de Venezuela y marca el límite internacional con Colombia, separando la Cuenca de César Rancherías de la Cuenca del Lago de Maracaibo (Sánchez *et al.*, 2008). La Sierra de Perijá es la prolongación norte de la Cordillera del este de Colombia con su mayor elevación de 3650 m; su cresta se considera el límite territorial entre Venezuela y Colombia. La topografía del este de la serranía se caracteriza por un frente monoclinial buzante en dirección ESE debajo de los aluviones horizontalmente estratificados y las rocas neógenas de la Cuenca del Lago de Maracaibo; sus más altas elevaciones se caracterizan por la presencia de rocas paleozoicas del basamento deformado, rocas jurásicas y rocas del Cretácico al Holoceno (Audemard y Audemard 2002).

El levantamiento de La Sierra de Perijá está comúnmente asociado al levantamiento de los Andes de Mérida y la Sierra de Santa Marta en Colombia; inicia durante el Mioceno superior como consecuencia de las primeras etapas de la colisión del Arco de Panamá contra el continente suramericano, la cual continúa en el Plioceno–Cuaternario (Audemard y Audemard 2002). Miller (1960), basándose en un estudio foto interpretativo, postula que las estructuras compresivas (fallas y pliegues) tienen un rumbo promedio de N35°E, siendo estas dominadas por los fuertes alineamientos formados por la falla de Perijá y El Tigre. Duerto *et al.* (2006), reafirman la

existencia de estructuras con vergencia hacia el este, asociadas a zonas triangulares generadas por corrimientos, con acortamiento entre 6 y 10 km para la Sierra de Perijá.

2.1.2 Cuencas sedimentarias

2.1.2.1 Cuenca de Maracaibo

La Cuenca de Maracaibo se conoce como una cuenca flexural que se encuentra limitada entre la cordillera de Mérida y la Sierra de Perijá. Dicha flexión fue ocasionada por el levantamiento de los Andes de Mérida durante el Mioceno Medio, sin embargo, tanto la Sierra de Perijá, como el nido de Bucaramanga y la subducción de la Placa del Caribe forman parte del sistema de esfuerzos que flexionan esta cuenca, alcanzando un espesor sedimentario de más de 10 km de profundidad principalmente en la zona del Lago de Maracaibo y sus alrededores, (Arnaiz, *et al.*, 2011).

Según González de Juana *et al.* (1980), la Cuenca de Maracaibo se extiende sobre todo el área ocupada por las aguas del Lago de Maracaibo y los terrenos planos o suavemente ondulados que lo circundan, limitando al oeste con la Sierra de Perijá y al este con el flanco occidental de Los Andes y la Serranía de Trujillo. Esta ocupa una depresión tectónica de unos 52.000 km² de extensión. En ella se ha acumulado un espesor de sedimentos superior a 10.000 metros con edades que se extienden desde el Cretácico hasta la actualidad. La roca madre por excelencia es la Formación La Luna de edad Cretácico Tardío (Yoris y Ostos, 1997).

Según Audemard (1991), la separación entre la Cuenca de Maracaibo y la Cuenca de Barinas-Apure se inicia en el Mioceno Medio con el cambio de la dirección consecuente de la compresión a lo largo del borde norte de la Placa Suramericana, produciéndose la mayor fase de levantamiento de los Andes de Mérida (Bermúdez *et al.*, 2011).

De acuerdo con Lugo y Mann (1995), la distribución de capas rojas y rocas volcánicas de edad Jurásica encontradas en pozos profundos de la Cuenca de Maracaibo indica sedimentación en cuencas tipo *rift* con tendencia nor-noreste separadas por pilares tectónicos que presentan rocas meta-sedimentarias de edad Paleozoica. Estas antiguas estructuras con dirección nor-noreste serían subsecuentemente reactivadas durante la colisión y deformación transcurrente del Cenozoico. La litología y distribución de espesores de rocas de edad Barremiense-Santoniense, principalmente carbonaticos de mar poco profundo, en la Cuenca de Maracaibo, indican que estas rocas se formaron en un margen pasivo por encima de la corteza Precámbrica y Paleozoica, adelgazada durante el evento de *rift* del Jurásico.

2.1.2.2 Cuenca de Barinas-Apure

La Cuenca Barinas- Apure tiene una historia geológica similar que la de la Cuenca de Maracaibo, puesto que ambas formaban parte de la misma cuenca sedimentaria, pero fueron separadas por el levantamiento de la cordillera de Mérida (Audemard & Audemard, 2002), en consecuencia, la evolución flexural esta principalmente dominada por dicha elevación de orogénica, clasificándola como una cuenca antepaís clásica. Además, el espesor de esta cuenca es de un poco más de 5 km de profundidad, alcanzando solo la mitad de la profundidad de la cuenca de Maracaibo, (Arnaiz, *et al.*, 2011).

La Cuenca Barinas-Apure es una depresión localizada en el suroccidente del territorio venezolano (González de Juana *et al.*, 1980) con un área aproximada de 92.000 km² y una profundidad máxima estimada de 5.000 m (Chacín *et al.*, 2005). Se encuentra limitada al noroeste por los Andes de Mérida: al norte por la prolongación occidental de la Serranía del Interior Central: al este y al noreste por el levantamiento de El Baúl (González de Juana *et al.*, 1980). La Cuenca Barinas-Apure se origina a raíz del levantamiento de los Andes de Mérida, durante el Mioceno Superior y es considerada como una cuenca de tipo antepaís. Su basamento se considera de edad Paleozoica y autóctono, conformado por las rocas conocidas como Capas Rojas, que marcan la apertura de Gondwana y Laurentia (Schlumberger 1997). Dentro de la Cuenca Barinas-Apure se presenta una serie de estructuras tipo graben. Evidencia de la apertura del Protocaribe por la extensión asociada a la separación de Las Américas. Dichos grábenes fueron rellenados durante el Jurásico por sedimentos continentales, calizas marinas, rocas volcánicas y sedimentos clásticos (Schlumberger 1997). Fueron propuestos como la continuación hacia el sur del Graben de Espino, hipótesis que nunca fue probada y que algunos geocientíficos debaten hoy en día, alegando que en su génesis los dos sistemas de grábenes son completamente independientes (Arnaiz 2009). El régimen extensional sufrido por la Cuenca Barinas-Apure en el Cretácico Tardío y Eoceno Medio a Tardío es el responsable de la Formación del conjunto de fallas normales en toda la cuenca. Sin embargo, existieron eventos compresivos que dejaron evidencias en forma de pliegues, fallas inversas y en consecuencia altos estructurales que afectan mayormente a las secuencias cretácicas. Por otro lado, el flanco norte de la cuenca, mucho más inclinado se desarrolla principalmente en el piedemonte suroriental de la Cordillera de los Andes. En él se conocen pliegues mejor conformados, los cuales se encuentran probablemente relacionados con la compresión oblicua desarrollada por el efecto cizalla a lo largo de la Falla de Boconó. Es importante resaltar que lateralmente se correlaciona con la de Maracaibo, ya que el origen de ambas es similar y no es sino

hasta el levantamiento de los Andes venezolanos, durante el Terciario que se separan (González de Juana *et al.*, 1980).

2.1.2.3 Cuenca de Falcón

Las unidades sedimentarias de la Cuenca de Falcón recubren el basamento alóctono del Caribe. Este bloque alóctono se emplazó durante una fase compresiva del Paleoceno-Eoceno temprano que afectó al oeste de Venezuela, y está formado principalmente por depósitos relacionados con el flysch y metasedimentos del Cretácico Tardío (Audemard, 1991; Stéphan, 1982). Por encima de este basamento metamórfico, la sedimentación marina asociada a la primera subsidencia extensional comenzó en la zona más oriental de la cuenca con la deposición de lutitas calcáreas oscuras del Eoceno tardío (Renz, 1948). En el Oligoceno, la extensión continuó y se extendió hacia el oeste. Durante esta época, la cuenca se extendió por 36.000 km² cubriendo una amplia zona del noroeste de Venezuela, al noreste del actual Lago de Maracaibo y justo al sur de la Península de Paraguaná. A lo largo del Oligoceno, la distribución de las litofacies a lo largo de la cuenca estuvo controlada principalmente por la geometría de esta.

En el Mioceno Medio, la apertura de la cuenca, el magmatismo y la subsidencia tectónica habían cesado por completo y se había iniciado una de relajación térmica (Audemard, 1998). Después del Mioceno Medio, no se produjo más sedimentación en la Cuenca de Falcón ya que fue invertida por un régimen tectónico compresivo que la convirtió en una zona positiva conocida como el anticlinorio de Falcón (Audemard, 1993, 1998, 2001).

2.1.3 Sistema de fallas en el noroccidente de Venezuela

En la región noroccidental de Venezuela se encuentran tres sistemas de fallas resultantes de la interacción tectónica entre las placas del Caribe, Nazca, y Suramérica. Estos sistemas de fallas se conocen como la Falla de Boconó, la Falla de Oca–Ancón, y la Falla de Santa Marta–Bucaramanga, los cuáles han demostrado su actividad durante el Holoceno (Miller, 1960; Cluff y Hansen, 1969; Audemard & Audemard, 2002), además, conforman los límites transformantes del Bloque de Maracaibo (figura 2.5).

Los límite de placa entre el Norte de Suramérica y la Placa Caribe no es del tipo dextral simple, sino que es una zona de deformación activa de 100 km de ancho resultado de un largo proceso de colisión oblicua entre las placas (Audemard 1993), sin embargo, una gran parte de este movimiento lateral dextral parece tener lugar a lo largo del Sistema de fallas Oca-Ancón-Boconó-San Sebastián-El Pilar y el resto de la deformación se distribuye a través de fallas menores, pero

asociadas dentro y costa afuera de Venezuela. Cuando se conformaron Los Andes, entre América del Sur y el Bloque de Maracaibo el esfuerzo horizontal máximo volcó en sentido antihorario progresivamente desde una tendencia NNO-SSE a una orientación más de este a oeste, según Audemard *et al.* (2000) lo que introdujo simultáneamente fallas con rumbo dextral y sinistral de norte a sur hacia Valera y el NE-SO hacia Boconó (respectivamente) y hacia el norte fue la extrusión del Bloque de Maracaibo.

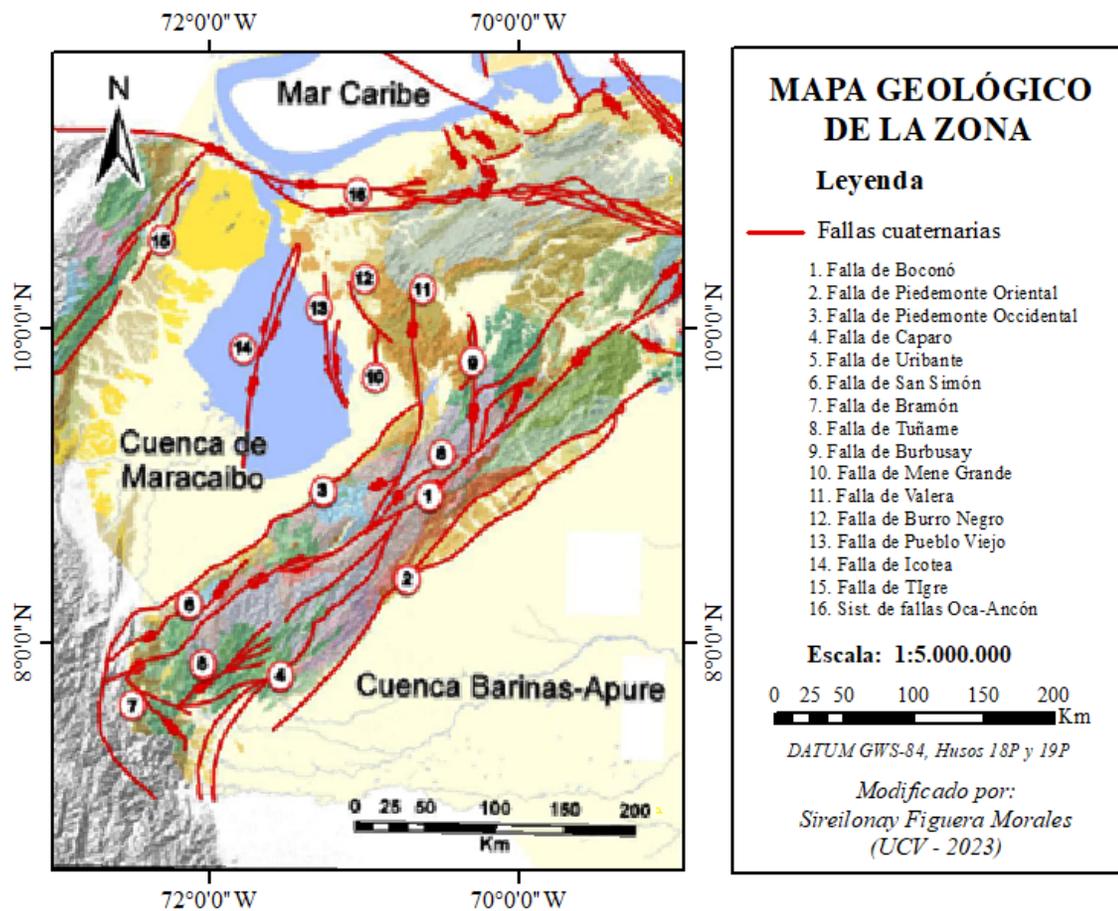


Figura 2.5. Sistema de fallas de la región noroccidental de Venezuela (Sistema de Fallas: Audemard *et al.* (2000), Mapa Geológico: Hackley *et al.* (2006), STRM (2015)).

2.1.3.1 Sistema de Fallas de Boconó

El sistema de fallas de Boconó está considerada como el elemento primordial de todas las estructuras de los Andes de Mérida, a partir de ella destacan los modelos generados por Yoris y Ostos (1997) y Colletta *et al.* (1997). La zona de Falla de Boconó, uno de los rasgos geotectónicos más importantes de la parte noroccidental de América del Sur se caracteriza morfológicamente por una alineación de valles y depresiones lineales (cuencas de tracción), orientados aproximadamente

en dirección N45°E. Se extiende por más de 500 km entre la depresión del Táchira (al sur de Cordero) y el Mar Caribe (área de Morón, Edo. Carabobo), cruzando en forma oblicua a los Andes merideños y cortando el extremo occidental de las Montañas del Caribe (Cordillera de la Costa y Serranía del Interior).

Rod (1956), fue el primero en describir y nombrar a la Falla de Boconó, la cual consideró como una falla rumbo-deslizante hacia la derecha, y como parte de un sistema de fallas de este tipo en Venezuela septentrional: las fallas de Oca, Boconó, Morón y El Pilar. Luego Rod (1958) postuló tres tipos de desplazamiento: rumbo-deslizante, normal y una combinación de ambos. Schubert (1980) describió la falla en la región de Santo Domingo y halló indicios de desplazamiento vertical, formando fosas y pilares tectónicos.

Para Audemard (1998) se tiene que la tendencia NE-SO del sistema de fallas de Boconó (va un poco oblicua al eje principal de los Andes venezolanos y los limita al este con la Cordillera de la Costa al norte de Venezuela, se extiende por cerca de 500 km entre la depresión del Táchira (en la frontera entre Colombia y Venezuela) y Morón (en la costa de Venezuela). En su extremo norte el sistema de fallas de Boconó, después de salir de la depresión de Yaracuy y de entrar en el Mar Caribe, se inclina 45° hacia el este para conectarse a la tendencia este-oeste de las fallas de El Pilar y San Sebastián.

2.1.3.2 Sistema de fallas Oca-Ancón

Este sistema de fallas se extiende por 650 km con una orientación E–W desde la costa colombocaribeña cerca de la ciudad de Santa Marta, hasta la costa oriental de Falcón. El principal evento responsable de este límite transpresivo dextral es la subducción de la Placa Caribe por debajo de la Placa suramericana, dividiendo el bloque Bonaire en el norte y el bloque Maracaibo al sur (Audemard y Giraldo, 1997).

El sistema de fallas de Oca-Ancón cruza los territorios colombiano y venezolano, más precisamente la península de la Goajira (Colombia) y los estados Zulia y Falcón de la región noroccidental venezolana, atravesando los márgenes del Lago de Maracaibo a nivel de la Bahía del Tablazo, las llanuras costeras de Buchivacoa-Miranda, la Sierra de Falcón y el Valle de Aroa. Este sistema de fallas se extiende por 651 km entre Cabo La Aguja, en proximidad de Santa Marta (Colombia) y Golfo Triste, cerca del pueblo de Boca de Aroa. Dewey (1972), señala que el sistema de fallas de Oca-Ancón es la segunda mayor característica tectónica del cinturón transpresivo de deformación en el margen meridional de la Placa del Caribe, las mismas definen los límites sureste

y norte del Bloque Triangular de Maracaibo (noroeste de Venezuela y el norte de Colombia), que está limitado en su lado oeste por la falla de Santa Marta-Bucaramanga.

2.1.3.3 Sistema de fallas Santa Marta- Bucaramanga

La falla de Santa Marta- Bucaramanga tiene una longitud de 550 km, cruzando desde la costa caribeña cerca de Santa Marta hasta la zona de Bucaramanga hacia el extremo septentrional de la cordillera andina oriental. Se conoce como una falla rumbo-deslizante sinistral, la cual ha tenido distintos periodos de actividad hasta la actualidad (Díaz *et al.*, 2014).

La Falla Santa Marta- Bucaramanga es una falla de deslizamiento sinistral transpresional oblicua importante (falla de llave) en los departamentos de Magdalena, Cesar, Norte de Santander y Santander en el norte de Colombia. El sistema de fallas se compone de dos segmentos principales de afloramiento, denominados fallas de Santa Marta y Bucaramanga, y un segmento intermedio de falla de Algarrobo en el subsuelo. El sistema tiene una longitud total de 674 kilómetros (419 millas) y corre a lo largo de un rumbo promedio de norte-noroeste a sur-sureste de 341 ± 23 desde la costa caribeña al oeste de Santa Marta hasta el área norte de la Cordillera Oriental de los Andes colombianos.

El sistema de fallas limita y corta los cuatro terrenos más grandes de la Placa de los Andes del Norte; los terrenos La Guajira, Caribe y Tahamí a lo largo del tramo Santa Marta y el movimiento intraterreno en el terreno Andino Chibcha. Los estudios de los segmentos de falla han demostrado que la falla estuvo activa en la era precolombina , alrededor del año 1020, cuando el área alrededor de Bucaramanga estaba habitada por los Guane. Varios eventos sísmicos analizados ocurridos durante el Holoceno del segmento de la Falla de Bucaramanga permiten concluir que la falla está activa. (Díaz *et al.*, 2014).

CAPÍTULO 3

MARCO TEÓRICO

3.1 ANISOTROPÍA SÍSMICA

La anisotropía es una propiedad en la que un medio posee una orientación preferencial. Un tipo especial en el que nos centramos aquí es la anisotropía sísmica, en la que la velocidad de una onda sísmica depende de su dirección de propagación y su orientación o polarización, así como de las propiedades del propio medio (Babuska y Cara, 1991). Cuando una onda pasa a través de un medio anisótropo, la velocidad de la onda será más rápida en una dirección y más lenta en una dirección aproximadamente ortogonal. Por el contrario, un medio isotrópico tiene velocidades de onda que son independientes de la dirección. La magnitud de la anisotropía se expresa como un porcentaje dado por el coeficiente de anisotropía k (Babuska y Cara, 1991).

$$k = \frac{V_{max} - V_{min}}{\bar{V}}$$

Donde:

V_{max} = velocidad de la onda de corte a lo largo de la dirección rápida

V_{min} = velocidad de la onda de corte a lo largo de la dirección lenta

\bar{V} = un promedio de v_{max} y v_{min}

La anisotropía puede ser causada por diferentes propiedades. Una de las causas más comunes de anisotropía en el manto es la alineación preferida de cristales como el olivino para crear una orientación preferencial (LPO) de red (Stein y Wysession, 2003), como se muestra en la figura 3.1. En el medio anisotrópico con LPO, una onda sísmica viajará más rápido en paralelo a un eje del cristal y más lento si es perpendicular a ese eje. Dado que el olivino es uno de los principales minerales del manto superior (Stein y Wysession, 2003), la alineación de dichos cristales puede proporcionar información sobre la tensión y la deformación en el manto superior.

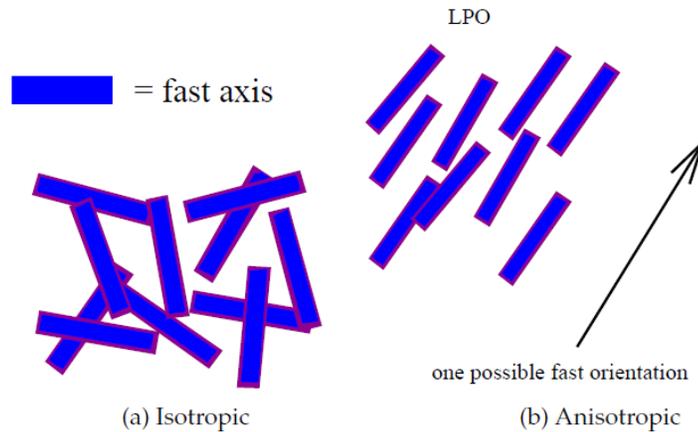


Figura 3.1. Monocristales en púrpura orientados aleatoriamente en un medio isotrópico y red orientación preferida que causa anisotropía (tomado de Arnold y Savage, 2013).

Por otro lado, la anisotropía en la corteza tiende a ser causada por estructuras compuestas como capas horizontales de sedimentos (Stein y Wysession, 2003). Las microfisuras llenas de líquido también pueden causar anisotropía, ya que su apertura y cierre son una indicación de la tensión que se les aplica. Los estudios de anisotropía son importantes porque tienen muchas aplicaciones, como el análisis de las acciones tectónicas actuales (Silver y Chan, 1991), el seguimiento de los cambios de tensión (Teanby *et al.*, 2004), el seguimiento de los cambios temporales en los volcanes (Gerst y Savage, 2004) y proporcionando información para la explotación de yacimientos (Angerer *et al.*, 2002).

La anisotropía sísmica puede clasificarse en intrínseca o extrínseca, dependiendo de las dimensiones de longitud de onda de las estructuras que la generan (Kendall, 2000). La anisotropía intrínseca resulta independiente de la longitud de onda sísmica. Es causada por una estructura ordenada a escala microscópica o submicroscópica. Está comúnmente asociada con la deformación inducida de redes cristalinas en una dirección preferencial expuestas a un campo de deformación finito. Este tipo de anisotropía se observa en el manto superior de tipo oceánico, donde la anisotropía se atribuye a la orientación preferencial de redes de olivino (LPO) en dirección de la placa que se genera (Kendall, 2000). Otro tipo de anisotropía intrínseca se produce cuando los granos de rocas se alinean durante la sedimentación creando anisotropía a gran escala en las rocas, llamada anisotropía litológica. Este tipo de anisotropía se encuentra comúnmente en cuencas sedimentarias, específicamente en lutitas, donde los granos de hábito planar (arcilla) se alinean en cierta dirección dándole a la roca esta fuerte estructura anisotrópica (Crampin, 1984).

La orientación preferencial de formas, conocida en inglés como “shape preference orientation” (SPO), consiste en la periodicidad de heterogeneidades y puede generar lo que comúnmente se conoce como anisotropía extrínseca. Es extrínseca debido a que la longitud de onda debe ser más larga que la longitud de onda dominante de las heterogeneidades. Ejemplos de SPO son: a) finas capas apiladas de material con velocidades contrastantes, típico de cuencas sedimentarias (Backus, 1965); b) alineación preferencial de fisuras, fracturas e inclusiones (la alineación preferencial de fisuras llenas de fluido en la corteza (Crampin & Booth, 1985; Silver, 1996).

En términos generales, e independientemente de la causa, la presencia de anisotropía en la Tierra está relacionada con procesos físicos que generan orden en el medio, lo que a su vez supone un proceso físico subyacente, tal como flujo, deformación o acreción (Kendall, 2000).

3.2 MATEMÁTICA DE LA ANISOTROPÍA

De acuerdo con Piñero y Kendall (2007), la anisotropía sísmica se representa matemáticamente a través de la simetría en la elasticidad o tensor de rigidez. En general la elasticidad en sólidos puede ser caracterizada por una relación constitutiva. Esta relación conecta las fuerzas internas en el sólido (tensor de esfuerzo) con la deformación que se genera en el mismo (tensor de deformación). Esta relación se conoce como Ley de Hook, y puede ser escrita como:

$$\sigma_{ij} = c_{ijkl}e_{kl} \quad (\text{Ecuación 1})$$

y la deformación infinitesimal se define como:

$$\varepsilon_{kl} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_k}{\partial x_l} + \frac{\partial u_l}{\partial x_k} \right) \quad (\text{Ecuación 2})$$

donde: u corresponde al desplazamiento y x a la coordenada espacial cartesiana. El tensor esfuerzo (σ_{ij}) y deformación (ε_{kl}) son tensores simétricos de segundo orden, relacionados con el tensor de rigidez de cuarto orden (c_{ijkl}).

El tensor de rigidez está compuesto por 81 coeficientes elásticos que describen las propiedades elásticas del material. La simetría del tensor de esfuerzo y deformación permite la permutación de los índices i y j , y k y l , reduciendo el número de constantes independientes a 36.

El hecho de que la función de densidad de energía sea cuadrática en la deformación admite la permutación del par de índices (i,j) y (k,l) ($c_{ijkl} = c_{jikl} = c_{klij} = c_{jilk}$). Estas condiciones de simetría permiten que el número de constante elásticas independientes se reduzcan a 21. Un ejemplo podría ser el caso de un cristal sin simetría a un cristal triclinico. El número de constantes elásticas independientes se reduce aún más dependiendo de la simetría del medio. En el caso isotrópico, que

corresponde al caso más simétrico, la elasticidad se describe por los parámetros de Lamé, λ y μ . Los tipos de simetría y el número de parámetros elásticos independientes necesarios para describirlos se presentan en la tabla 3.1.

Tabla 3.1. Número de constantes coeficientes elásticos independiente por diferentes sistemas de simetría.

Tipo de simetría	Nº de constantes elásticas
Triclínica	21
Monoclínica	13
Ortorrómica	9
Tetragonal	6 ó 7
Trigonal	6 ó 7
Hexagonal	5
Cúbica	3
Sólido Isotrópico	2

A pesar de que la anisotropía en la Tierra es más compleja, por simplicidad, generalmente se supone la simetría hexagonal como representativa de muchos casos. El tensor de rigidez que caracteriza la simetría hexagonal se representa con 5 parámetros elásticos independientes. Este sistema posee simetría rotacional respecto a un eje de simetría: cuando el eje de simetría es vertical la anisotropía es normalmente llamada isotropía transversal (o VTI); cuando la anisotropía es horizontal normalmente es referida como anisotropía azimutal (o HTI).

Un ejemplo de isotropía transversal es aquella debida al apilamiento de capas sedimentarias en la corteza, generalmente detectada en levantamientos de reflexión sísmica. Para este caso particular las dos componentes de onda de qS (cuasi corte) corresponden a SH y SV, y los casos de SH y P/SV pueden ser tratados matemáticamente de manera separada.

Pequeñas fracturas preferiblemente alineadas verticalmente en una matriz de roca pueden generar anisotropía azimutal. También puede generarse por la alineación preferencial de cristales (CPO) inducidos por flujo horizontal. Un ejemplo de este tipo de anisotropía se encuentra en el manto superior por la alineación de cristales de olivino en la dirección de la extensión, apertura o movimiento de la placa.

3.3 PROPAGACIÓN DE ONDAS SISMICAS

Piñero y Kendall (2007) mencionan que la velocidad sísmica de una onda propagándose en un medio homogéneo isotrópico elástico, no varía con la dirección de propagación de la onda. Los frentes de onda son esféricos y las direcciones del rayo son normales al frente de onda generándose

dos tipos de onda independientes: a) ondas compresionales o longitudinales (ondas P), en las cuales el movimiento de la partícula y propagación de la onda van en la misma dirección; y b) transversales u ondas de corte (ondas S), en las cuales el movimiento de la partícula se encuentra en un plano normal a la dirección de propagación de la onda.

Consideremos el frente de onda generado por una fuente puntual en un material anisótropo homogéneo. Los rayos viajan en línea recta desde la fuente, pero el frente de onda no es esférico porque la velocidad varía en función del ángulo del rayo (figura 3.2). En la mayoría de los puntos del frente de onda, esto significa que el rayo no es perpendicular al frente de onda. Las implicaciones de esto son el origen de gran parte de la complejidad en la propagación de ondas anisotrópicas. El rayo es la dirección del transporte de energía y representa la velocidad de grupo de la onda. En cambio, la velocidad de fase es la velocidad local del frente de onda en la dirección perpendicular al frente de onda. La velocidad de grupo es lo que se mediría por el tiempo de llegada del frente de onda a un solo instrumento (suponiendo que se conozca el tiempo de origen del impulso), mientras que la velocidad de fase es lo que se mediría con los tiempos de viaje recogidos de un pequeño conjunto de instrumentos durante el paso local del frente de onda a través del conjunto. En general, las direcciones de la velocidad de fase y de grupo son diferentes para las ondas en medios anisotrópicos. Además, la dirección del movimiento de las partículas no está simplemente relacionada con las direcciones de velocidad de grupo o de fase.

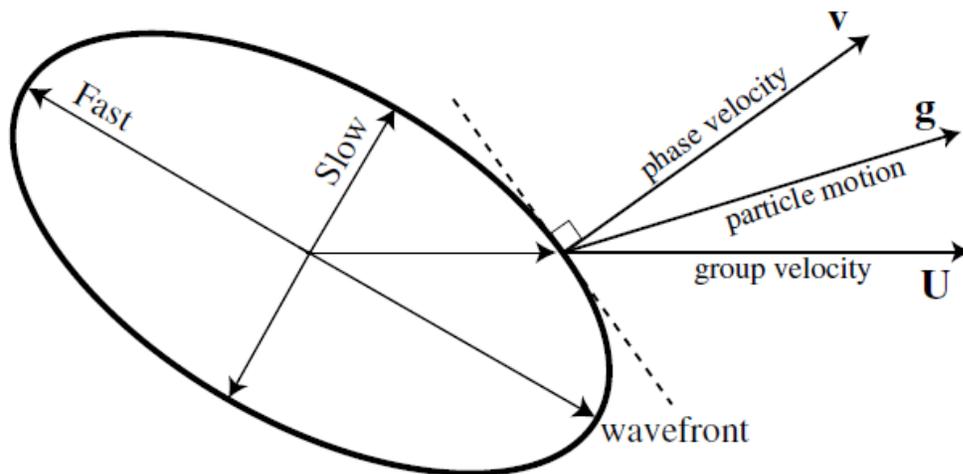


Figura 3.2. El frente de onda generado por una fuente puntual en un material anisotrópico, mostrando cómo la velocidad de fase, la velocidad de grupo y los vectores de movimiento de las partículas apuntan en diferentes direcciones (para

una velocidad de fase v es la misma que la velocidad de grupo, pero no la misma que la velocidad de partícula). El vector de velocidad de fase apunta en la misma dirección que el vector de lentitud S (tomado de Shaerer, 2009)

La propagación de una onda sísmica en un medio elástico anisotrópico está descrita por la ecuación de momentum:

$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} = \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} \quad (\text{Ecuación 3})$$

ρ es la densidad de la roca. Usando la Ley de Hooke (ecuación 1) y la expresión para la deformación infinitesimal (ecuación 2), la ecuación se puede reescribir de la siguiente manera:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = c_{ijkl} \frac{\partial^2 u_l}{\partial x_j \partial x_k} \quad (\text{Ecuación 4})$$

Esta es una ecuación diferencial parcial de segundo grado. Una posible solución a esta ecuación es una onda plana harmónica en estado estacionario:

$$\vec{u}(\vec{r}, t) = \vec{a} e^{-i\omega \left(t - \frac{\vec{n} \cdot \vec{r}}{v_n} \right)} \quad (\text{Ecuación 5})$$

donde: u es el vector desplazamiento de una onda con coordenadas r y en un tiempo t , a es la amplitud del movimiento de la partícula, v_n es la velocidad de fase de la onda plana, n es el vector normal al frente de ondas, y ω es la frecuencia. Sustituyendo la Ecuación 5 en Ecuación 4 se obtiene:

$$(c_{ijkl} n_i n_j - \rho v_n^2 \delta_{kl}) a_l = 0 \quad (\text{Ecuación 6})$$

Lo llamados elementos de la matriz de Cristoffel se definen como:

$$m_{il} = \frac{c_{ijkl} n_i n_j}{\rho} \quad (\text{Ecuación 7})$$

Y permite reescribir la ecuación (ecuación 6) como:

$$m_{il} a_l = v_n^2 a_i \quad (\text{Ecuación 8})$$

La cual posee una solución no-trivial cuando:

$$|m_{ij} - v_n^2 I| = 0 \quad (\text{Ecuación 9})$$

Se trata de un problema estándar de eigenvalores, en el cual la velocidad de fase al cuadrado v_n^2 puede ser obtenida a partir de los eigenvalores de la matriz de Cristoffel y las direcciones de polarización de las ondas corresponden a los eigenvectores asociados. En general para una dirección n existen tres soluciones para el caso de v_n^2 . Para el caso de un medio isotrópico dos eigenvalores de la matriz de Cristoffel (ecuación 7) serían iguales. Los frentes de onda para estas fases son esféricos y la dirección de rayo es perpendicular al frente de onda.

La solución para v_n cuando un medio es anisotrópico es más complicada debido a que la velocidad de la onda depende de la dirección de propagación n . En general, los frentes de onda no son esféricos y la dirección de rayo no es perpendicular al frente de onda. El movimiento de la partícula de la onda de cuerpo en un medio anisotrópico no se encuentra simplemente relacionado con la dirección de rayo o frentes de onda.

Matemáticamente, los tres eigenvalores y eigenvectores de m_{ik} describen tres ondas independientes, la cuasi-longitudinal (qP) y dos cuasi-transversales (qS); estas ondas tendrán componentes en ambas direcciones, longitudinal y transversal. Dos ondas de corte se propagarán con polarizaciones ortogonales entre sí y con velocidades diferentes. La diferencia entre las dos ondas de corte se conoce en óptica como birrefringencia. El desdoblamiento de ondas de corte se refiere al caso en el cual una onda de cizalla propagándose en un medio isotrópico se desdobra en dos ondas de cizalla cuando encuentra una región anisotrópica (figura 3.3). Dos ondas de corte (qS1+qS2) continuarán propagándose independientemente a pesar de volver a transitar por una región isotrópica. Por lo tanto, existe una ‘memoria’ del medio anisotrópico.

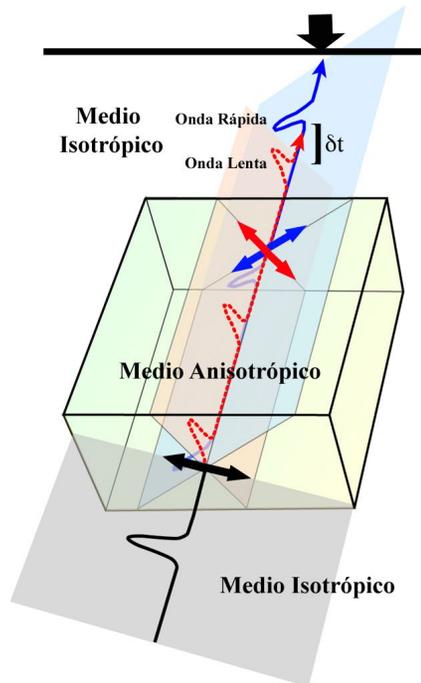


Figura 3.3. Se visualiza esquemáticamente el desdoblamiento de ondas de corte. Inicialmente, una onda de corte S viaja en un medio isotrópico con una polarización inicial lineal. Al entrar al medio anisotrópico (caja) la onda de corte S comienza a desdoblarse en dos ondas de cuasi-corte S, ortogonales entre sí. Una de las ondas viaja más rápido y con polarización (φ) paralela a la dirección rápida del medio y la otra con velocidad más lenta. Al salir del medio anisotrópico las ondas desdobladas de cuasi-corte poseen polarizaciones diferentes (doble flechas roja y azul), continúan su recorrido y mantienen el tiempo de retraso entre las ondas de corte S ortogonales generadas por el medio anisotrópico (δt). (Tomado de Piñero-Feliciangeli, L, 2014)

3.3.1 Ondas sísmicas

Cuando ocurre un terremoto o movimiento sísmico se liberan grandes cantidades de energía, parte de esta energía se transmite en todo el medio rocoso como ondas sísmicas. Para estudiar el evento sísmico, se suponen ciertas condiciones como la elasticidad, homogeneidad e isotropía del medio en el que se propagan las ondas. De esta manera, la energía sísmica se propaga en la superficie como ondas superficiales mientras que en el material se propaga como ondas corpóreas, (Lowrie, 2007).

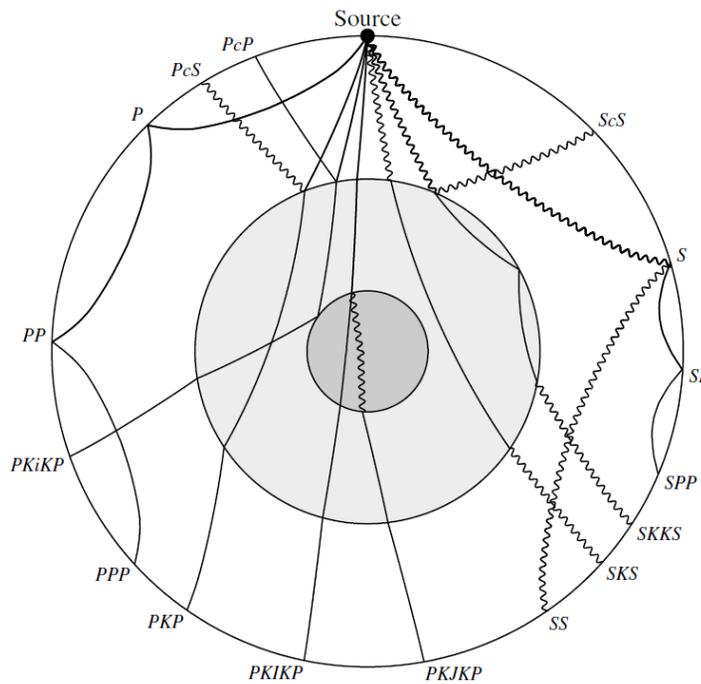


Figura 3.4. Trayectorias globales de rayos sísmicos y nombres de fases, calculados para el modelo de velocidad PREM. Las ondas P se muestran como líneas continuas, las ondas S como líneas onduladas. Los diferentes tonos indican el núcleo interno, el núcleo externo y el manto (tomado de Shearer, 2009).

Hay tres tipos de ondas a las que nos referimos en este trabajo.

- *Onda P*: La onda P es la onda que viaja más rápido. Es una onda longitudinal, es decir, oscila en la dirección de propagación de la onda (Stein y Wysession, 2003). Si bien las ondas P no se usan a menudo en los análisis de división de ondas de corte, se mencionan aquí porque hay algunas observaciones a considerar.
- *Onda S*: La onda de interés es la onda de corte u onda S. Esta onda viaja más lentamente que la onda P y, a diferencia de la onda P, oscila perpendicularmente a la propagación de la onda. Ambos tipos de ondas se ilustran en la figura 3.5. La onda S se puede descomponer

en un componente horizontal (SH), y el componente perpendicular a este, denominado SV, aunque no sea puramente vertical. La dirección en la que se desplaza SV se denomina dirección radial. SV describe el desplazamiento que está en el plano vertical mientras que SH se desplaza horizontal o normalmente al plano (figura 3.5). La dirección en la que se desplaza SH se denomina dirección transversal.

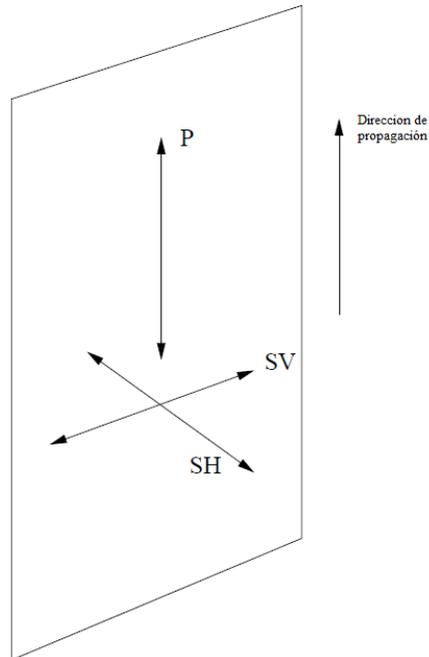


Figura 3.5. Ilustración de una onda P y los dos componentes de la onda S. La componente SV está dentro del plano de propagación y la componente SH es normal al mismo (tomado de Arnold y Savage, 2013).

- *Onda SKS*: Ambos tipos de ondas se pueden convertir en otros tipos de ondas mientras viajan bajo tierra. Una onda convertida de interés es la onda SKS (figura 3.6). Las ondas S no pueden atravesar el núcleo externo ya que es líquido (Stein y Wysession, 2003), por lo que una onda S se convierte en una onda P cuando ingresa al núcleo externo. Si se convierte de nuevo en una onda S cuando sale del núcleo y vuelve al manto, se denomina onda SKS. Estas ondas son populares para el análisis de propiedades geofísicas porque son fáciles de usar e interpretar (Savage, 1999). Cuando la onda se convierte nuevamente de una onda P a una onda S, la energía está solo en el plano vertical, por lo que la onda S solo tiene un componente SV (figura 3.5). Esto significa que la polarización entrante (es decir, la orientación) siempre se conoce para una onda SKS y no es necesario estimarla (esto también se aplica a otro tipo de onda, la onda SKKS). Si hubiera energía en el componente SH, se puede interpretar como ruido. Sin embargo, no todas las ondas que llegan a una estación

son ondas SKS o SKKS por lo que se deben utilizar otras ondas S más generales. Una onda S general tiene una polarización que depende de la geometría de la falla y normalmente contiene una señal en su componente SH.

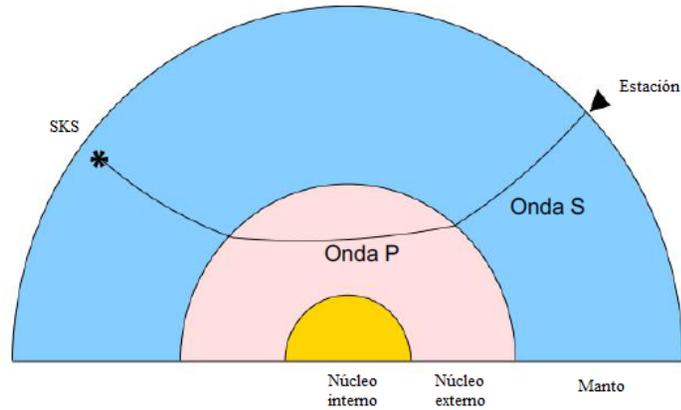


Figura 3.6. Ejemplo de una onda SKS que viaja a través de la Tierra. Diagrama producido por Mattieu Duclos y Etienne Audoine (tomado de Arnold y Savage, 2013).

3.4. DIVISIÓN DE LA ONDA DE CORTE

La división de ondas de corte es uno de los métodos más comunes utilizados para medir la anisotropía. Una onda de corte se dividirá en dos componentes perpendiculares con diferentes velocidades a medida que pasa a través de un medio anisótropo. La división se caracteriza por dos parámetros definidos de la siguiente manera:

$$\varphi = \text{Dirección rápida}$$

$$\delta t = \text{Tiempo de retardo}$$

La dirección rápida es la polarización (orientación) del viaje más rápido que generalmente se informa con respecto a la onda del norte, mientras que el tiempo de retraso representa la separación temporal entre las ondas rápidas y lentas cuando llegan al receptor. La figura 3.7 ilustra esto. Estos dos parámetros se denominan parámetros de división y proporcionan información sobre el medio anisotrópico. Para una sola capa anisotrópica a lo largo de la trayectoria del rayo de una onda transversal, la polarización rápida identifica la orientación rápida (figura 3.1) en el medio anisotrópico para esa trayectoria. El tiempo de retardo es función de la distancia y la velocidad y, por lo tanto, dará una medida del espesor de la capa anisótropa. El grosor del medio se puede obtener si conoce o supone el porcentaje de anisotropía. Si la división es causada por microfisuras, la dirección rápida dará una idea de cómo están alineadas las grietas y el tiempo de demora dará una estimación de la densidad de grietas. En algunos casos, incluso cuando la anisotropía está

presente, no se puede detectar. Una medición nula es aquella en la que no se puede detectar el desdoblamiento por una de tres razones: no hay desdoblamiento, la onda incidente es paralela a la dirección rápida o es paralela a la dirección lenta (Arnold y Savage, 2013).

En medios isotrópicos, las ondas SV y SH viajan a la misma velocidad. Sin embargo, en medios anisotrópicos, las dos ondas de cuasi-corte suelen viajar a velocidades diferentes y llegan en tiempos ligeramente diferentes. Dado que las polarizaciones de las dos ondas qS son aproximadamente ortogonales, esto puede conducir a la división de las ondas de cizalla en la que un pulso se dividirá en dos componentes ortogonales que llegarán en tiempos ligeramente diferentes (figura 3.7).

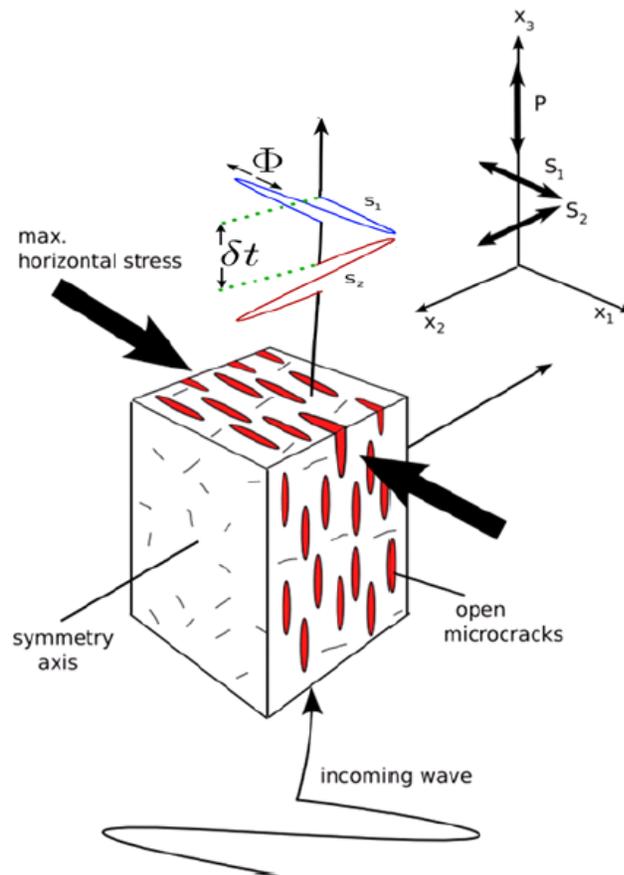


Figura 3.7. Ilustración de la división de ondas de corte causada por microfisuras. Las grietas que están alineadas paralelas a la máxima tensión horizontal permanecen abiertas mientras que las grietas que no son paralelas a la máxima tensión horizontal se cierran. La onda de corte entrante se divide en dos componentes ortogonales denominadas s_1 y s_2 . El desdoblamiento se mide por los dos parámetros de desdoblamiento ϕ y δt . Diagrama elaborado por Alex Gerst (tomado de Arnold y Savage, 2013).

Si la separación temporal entre las ondas de cizalla divididas es mayor que la duración del pulso original, se observarán dos llegadas distintas. El desdoblamiento de las ondas de corte se ha observado tanto en la anisotropía de la corteza como en la del manto superior. Ejemplos particularmente buenos de división de ondas de cizalla se observan en las llegadas telesísmicas SKS (por ejemplo, Kind *et al.*, 1985; Silver y Chan, 1991). En este caso, la polarización de la onda S incidente es conocida por ser puramente SV, como resultado del tramo P que viaja en el núcleo externo del fluido. Los tiempos de retardo entre las ondas de corte divididas son típicamente de 1 a 2 segundos para SKS; lo más probable es que la división esté causada principalmente por la anisotropía azimutal dentro del manto superior debajo de las estaciones.

La división de las ondas de cizalla es una forma especialmente valiosa de observar la anisotropía, porque la anisotropía puede detectarse a menudo en un solo sismograma. En cambio, los análisis de tiempo de recorrido suelen requerir un gran número de fuentes y receptores para observar las variaciones de velocidad direccional, e incluso con una buena cobertura de datos, puede ser difícil separar los efectos de la anisotropía de la heterogeneidad lateral. Sin embargo, la división de las ondas de cizalla es un diagnóstico único de la anisotropía porque es muy difícil producir el efecto observado (dos pulsos de cizalla de forma similar, observados en componentes ortogonales en tiempos ligeramente diferentes) sin anisotropía en algún punto de la trayectoria del rayo.

Las observaciones de la división de las ondas de cizalla suelen proporcionar dos números: la dirección de la polarización rápida de qS y el tiempo de retardo entre los dos pulsos de qS, a partir de los cuales se puede inferir la orientación y la fuerza de la anisotropía. Sin embargo, en los análisis de división de SKS suele haber un compromiso entre la fuerza y el grosor de la capa anisotrópica; una capa delgada muy anisotrópica puede producir el mismo tiempo de retardo que una capa gruesa débilmente anisotrópica. El análisis de la función receptora puede proporcionar a veces una mejor resolución en profundidad si se puede identificar la división en fases convertidas en Ps de las discontinuidades, porque la división se restringe a la capa por encima de la discontinuidad. Esto proporciona un medio para discriminar entre la anisotropía en la corteza y el manto superior.

3.4.1 Obtención de parámetros de división

Tres técnicas que se utilizan a menudo para obtener parámetros de división son el método de minimización transversal, el método de valor propio y el método de correlación cruzada (Vecsey *et al.*, 2008).

Estas técnicas se aplican a un conjunto de datos que consta de tres componentes del sismograma a una tasa de muestreo específica, durante un período de tiempo específico. Se identifica la llegada de la onda S y se identifica una ventana, que es el segmento de datos que contiene la onda S, para fines de análisis. La figura 3.8 muestra un ejemplo de los tres componentes del sismograma. La ventana se ilustra con líneas rojas verticales, mientras que la línea negra vertical que se extiende hacia abajo a través de los tres componentes indica la llegada de la onda S.

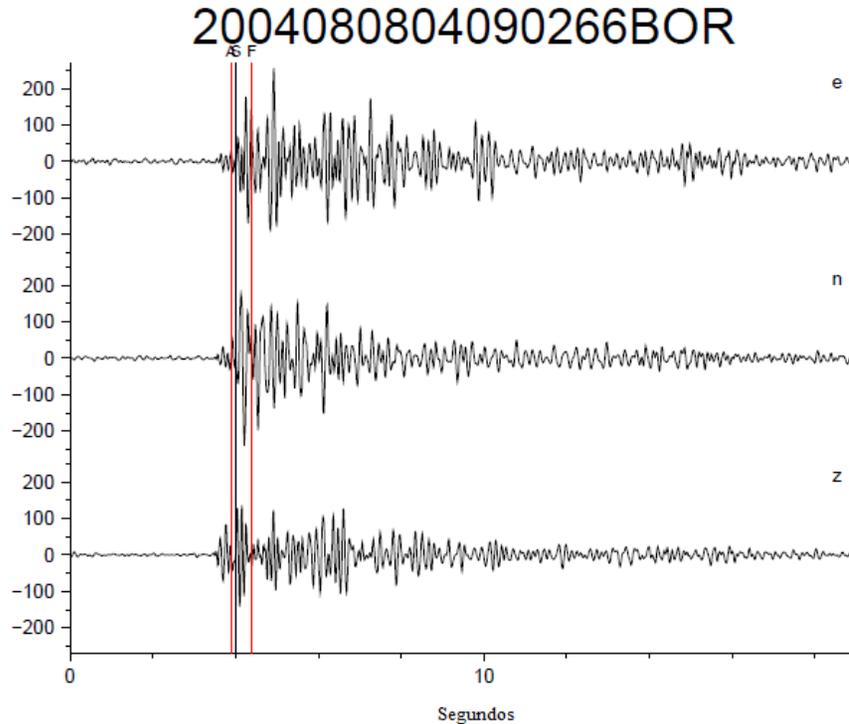


Figura 3.8. Ejemplo de un sismograma para las componentes Este, Norte y vertical. La onda de corte etiquetada como S se encuentra dentro de la ventana de análisis mostrada por las líneas rojas verticales (tomado de Arnold y Savage, 2013).

En este trabajo solo daremos detalles del método de minimización de componentes transversal introducido por Silver & Chan (1991) y el método de valor propio, también introducción por Silver y Chan (1991) ya que viene siendo el método más usado hasta el momento.

- *Método de minimización de componentes transversal:* Este método, introducido por Silver y Chan (1991), intenta revertir los efectos de la división para recuperar la onda original (que se supone que se propaga en una dirección casi vertical hacia arriba desde la fuente hasta la estación) antes de que se divida usando un operador de división inversa. Para ello, realiza una búsqueda en cuadrícula sobre todos los pares posibles de $(\phi, \delta t)$ y selecciona el par que

elimina mejor los efectos de la división. Los mejores parámetros son los que minimizan la energía en uno de los componentes transversales. El método supone una sola capa de anisotropía y que dos de los tres ejes de simetría se encuentran en el plano horizontal. Sin embargo, se hicieron extensiones posteriores que relajan estos supuestos, por ejemplo, Wolfe y Silver (1998) amplían el método para incluir dos capas que no conmutan (Silver y Savage, 1994), es decir, los dos operadores de división no poseen la propiedad de conmutatividad. Estos producen parámetros de división aparentes, pero se pueden recuperar los parámetros de división reales y la información útil (Silver y Savage, 1994). Marson-Pidgeon y Savage (2004) amplían este método para permitir mecanismos focales conocidos. Savage (1999) proporciona una revisión de algunas de estas extensiones. Este método también supone que el movimiento de partículas de dos componentes ortogonales (el movimiento de partículas) causado por la onda isotrópica entrante es lineal y que inicialmente no hay energía en el componente transversal (Vecsey *et al.*, 2008).

- *Método de valores propio:* El método de valores propios (Silver y Chan, 1991) es similar al método de minimización transversal, pero en lugar de minimizar la energía en el componente transversal, se minimiza el valor propio más pequeño de la matriz de covarianza corregida de dos componentes ortogonales (Silver y Chan, 1991). Esto es equivalente a crear el movimiento de partículas más lineal (Long y Silver, 2009). Si la anisotropía se elimina por completo, la matriz de covarianza tendrá un valor propio distinto de cero correspondiente a la velocidad de la onda no dividida. Sin embargo, si hay ruido, habrá dos valores propios, siendo el segundo valor propio una medida de la cantidad de ruido presente en el sistema. El mejor conjunto de parámetros de división producirá el segundo valor propio más pequeño. Al igual que el método de minimización transversal, supone que el movimiento de las partículas de la onda no dividida es lineal y que la onda es casi vertical. A diferencia del método de minimización transversal, este método se puede utilizar incluso cuando se desconoce la polarización (Savage, 1999).

En la actualidad existe una gran variedad de métodos (y subsiguientes variaciones), que han sido desarrollados para medir los parámetros de ondas de desdoblamiento de ondas de corte para datos provenientes de sismómetros banda ancha.

Se han desarrollado métodos más recientes, como el método de intensidad de división (Chevrot, 2000), como una alternativa para medir los parámetros de división de las ondas SKS y SKKS. No se hacen suposiciones con respecto a las propiedades geológicas del medio. Sin embargo, la

interpretación del vector de división requiere algunas suposiciones (Chevrot, 2000). Este método requiere una buena cobertura desde varias fuentes hasta el receptor (cobertura de azimut posterior). Long y Silver (2009) sugieren esto como una razón por la que solo se han analizado unos pocos conjuntos de datos con este método. Posteriormente, este método se mejoró aplicando previamente un filtro de Wiener para minimizar el ruido (Montellier y Chevrot, 2010).

Menke y Levin (2003) crean un método de convolución cruzada que tampoco hace suposiciones geológicas con respecto a la anisotropía. Esencialmente, convoluciona los componentes radial y tangencial con una respuesta de impulso de un modelo hipotético y luego intenta minimizar la diferencia entre las formas de onda observadas e hipotéticas. Este método también tiene la ventaja de determinar el número de capas anisotrópicas distintas usando una prueba F para estimar la importancia de la reducción del error cada vez. Sin embargo, los grados de libertad se construyen suponiendo que cada punto de datos del sismograma es independiente, lo cual es muy poco probable.

3.5 MÉTODO DE SILVER Y CHAN (1991)

El método de Silver y Chan (1991) estima los parámetros de división ϕ y δt junto con sus correspondientes errores (estándar). Estos errores dan una indicación de qué tan precisa son las estimaciones de ϕ y δt .

3.5.1 La onda cortante

Para llevar a cabo el método de Silver y Chan (1991), necesitamos observaciones de ondas de corte como entradas. Estos generalmente se obtienen de una estación sísmica durante un terremoto, que a veces se denomina evento. Una forma de expresar matemáticamente el desplazamiento de una onda de corte es mediante el uso de la siguiente expresión unidimensional

$$u(x, t) = A \exp[i(kx - \omega t)] = A(\omega, k) \exp[-i(\omega t - kx)]$$

Donde:

$u(x, t)$ = Onda en el tiempo t y posición x

A = Amplitud de la onda

k = Número de onda = $2\pi/\lambda$ donde λ es la longitud de onda

x = Punto a lo largo del eje X

ω = Frecuencia angular = $2\pi f$ donde f es la frecuencia

t = Punto en el tiempo

i = Número imaginario, $i^2 = -1$

El número de onda mide qué tan rápido cambia la onda en el espacio en un punto particular en el tiempo. Por otro lado, la frecuencia angular mide qué tan rápido cambia la onda con el tiempo en un punto particular del espacio. Silver y Chan (1991) simplifican la onda de corte que se muestra en la ecuación 2.1 observando una onda de corte en un medio isotrópico que ha viajado una distancia de longitud L y llega a la superficie de la Tierra en el tiempo T_0 . Como resultado, definen un vector que representa la onda de corte de la siguiente manera:

$$u(\omega, T_0) = A \exp(\omega) = \exp - i(\omega t T_0)$$

Donde:

ω = Frecuencia angular

$u(\omega)$ = Vector de onda de corte isotrópico

$A(\omega) = w(\omega)\hat{A}(\omega)$ Vector de amplitud complejo

$w(\omega) = \|A(\omega)\|$ norma de la amplitud con frecuencia angular ω

T_0 = Tiempo en que la onda llega a la superficie

CAPÍTULO 4

MARCO METODOLÓGICO

La medición de la división de las ondas de cizalla, o birrefringencia, es uno de los métodos más eficaces para caracterizar la anisotropía sísmica en el manto superior (Savage, 1999; Silver, 1996). La dirección de polarización de la onda de corte rápida, ϕ , y el tiempo de retardo entre las ondas rápidas y lentas, δt , se utilizan para parametrizar la anisotropía sísmica.

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 la extracción de los eventos, seguida del desarrollo del método correspondiente a la obtención de los parámetros de desdoblamiento de ondas de corte y su posterior graficación en forma de diagrama de rosas para establecer la dirección correcta.

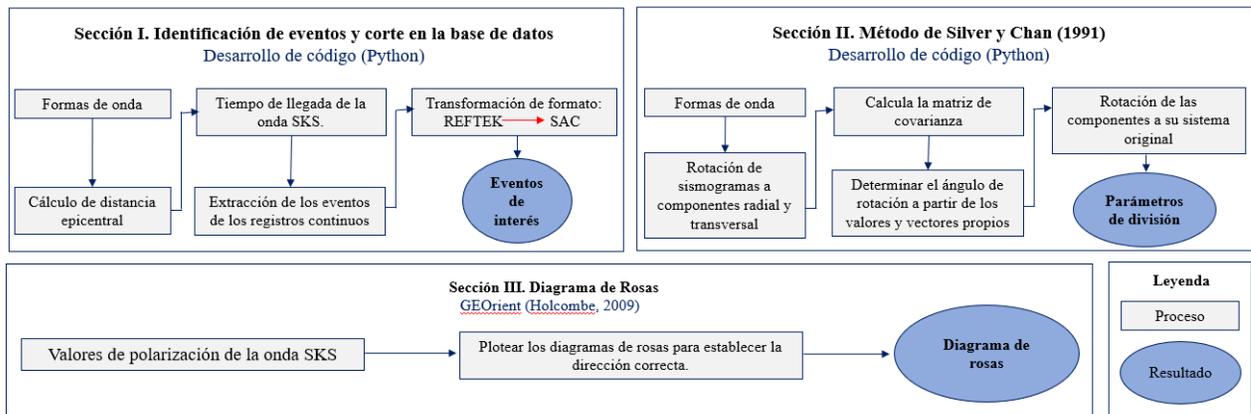


Figura 4.1. Flujograma de la metodología.

Para el análisis de este proyecto, se utilizaron datos de forma de onda SKS registrados en 11 estaciones sísmicas de banda ancha desplegadas en el oeste de Venezuela, pertenecientes a la red sísmológica GIAME, la cual fue instalada dentro del marco del proyecto GIAME en el 2014, esta red cuenta con 11 estaciones instaladas (tabla 4.1) en un arreglo lineal con dirección N45°W y perpendicular a los Andes de Mérida (figura 4.2).

Tabla 4.1. Coordenadas de las estaciones sísmológicas del proyecto GIAME.

Proyecto	Estación	Longitud (°)	Latitud (°)	Altura (m)
GIAME	BETV	-71,5608	8,261	2312
GIAME	CAGV	-71,4858	8,1073	1995
GIAME	CCMV	-71,6173	8,5725	582
GIAME	HTOV	-71,5001	8,4396	1437

Proyecto	Estación	Longitud (°)	Latitud (°)	Altura (m)
GIAME	JOSE	-72,3733	9,7775	37
GIAME	KM22	-71,7938	8,8755	20
GIAME	RANA	-72,2249	9,6871	2
GIAME	TRIN	-70,2495	7,205	109
GIAME	XCHI	-71,5388	8,4944	1033
GIAME	XESC	-71,3878	8,5216	1319
GIAME	XSJU	-71,3357	8,5267	1164

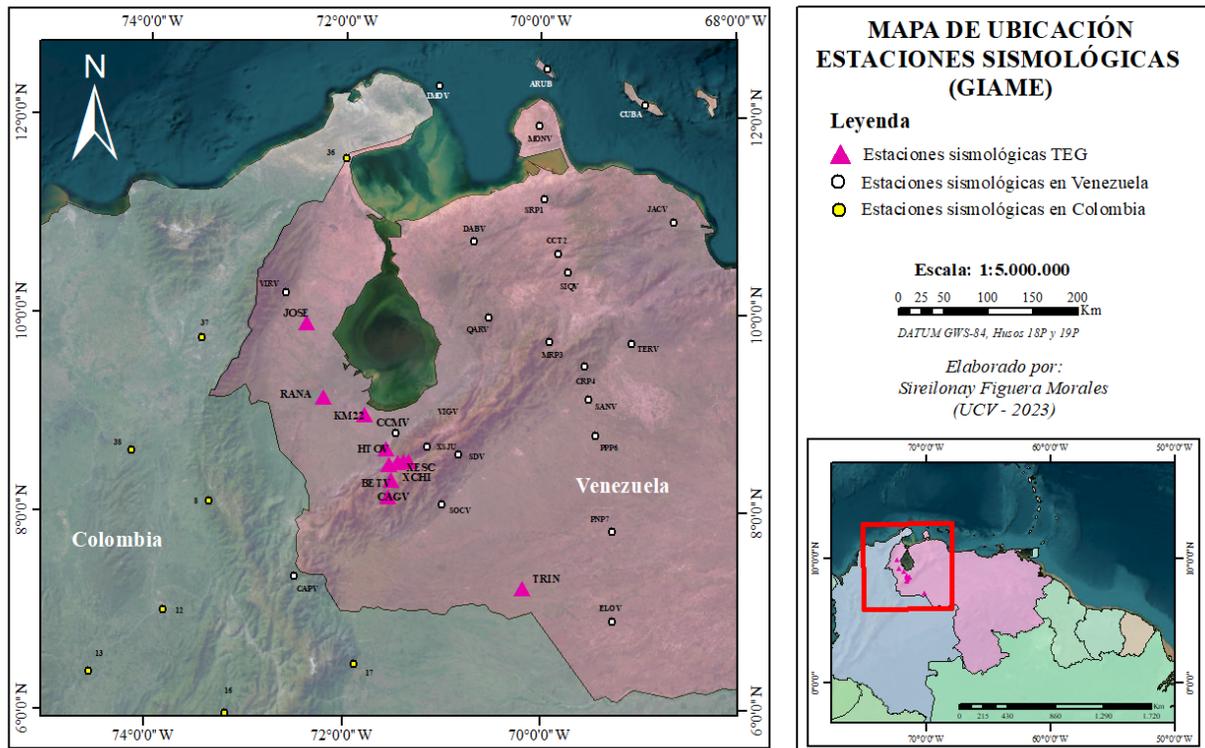


Figura 4.2. Ubicación de las estaciones sismológicas utilizadas en el estudio.

4.1 LENGUAJE DE PROGRAMACIÓN: PYTHON

Python es un lenguaje de programación creado por Guido van Rossum a principios de los 90. De acuerdo con Langtangen (2014), es un lenguaje programación interpretado, es decir, que es capaz de procesar de modo secuencial una serie de comandos previamente definidos obteniendo de forma inmediata los resultados. Además, puede ser considerado como un lenguaje multiparadigma puesto que permite trabajar y procesar grandes volúmenes de datos no solo de forma imperativa, sino también de forma funcional y orientada. Python es compatible con varios

sistemas operativos, como Windows, macOS y Linux, lo que permite que los programas escritos en Python se ejecuten en diferentes plataformas sin necesidad de importantes modificaciones.

Para facilitar el proceso de escritura y ejecución del código se utilizó el entorno de desarrollo integrado (*Integrated Development Environment IDE*) Spyder. Un IDE es una herramienta de software que contiene un editor de código, un compilador, terminal de ejecución de comandos, depurador en una sola interfaz gráfica. En este trabajo se utilizó la IDE *Spyder* que forma parte de la distribución de Python llamada Anaconda (figura 4.3). Esta es una distribución libre para los programas R y Python que contiene más de 1500 bibliotecas o módulos para el desarrollo de código.

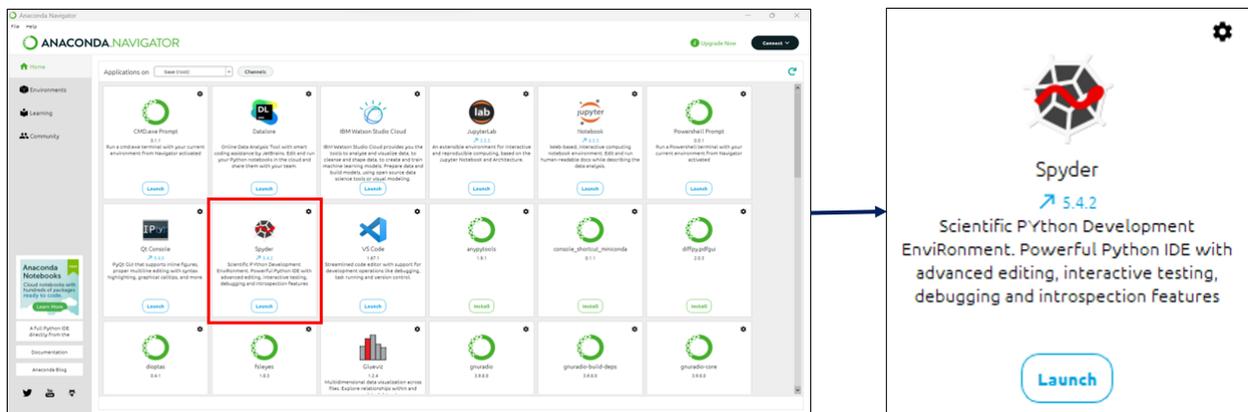


Figura 4.3. IDE Spyder que forma parte de la distribución de Python llamada Anaconda

Python es una excelente opción para procesar señales sísmicas debido a su rica variedad de bibliotecas y herramientas especializadas en el procesamiento de señales y análisis de datos. A continuación, se mencionan algunas bibliotecas empleadas para la realización de esta investigación:

- *ObsPy*: Es un proyecto de código abierto dedicado a proporcionar un marco Python para procesar datos sismológicos. Proporciona analizadores para formatos de archivos comunes, clientes para acceder a centros de datos y rutinas de procesamiento de señales sismológicas que permiten la manipulación de series temporales sismológicas (Beyreuther *et al.*, 2010; Megies *et al.*, 2011, Krischer *et al.*, 2015). Es una biblioteca especializada en el procesamiento de datos sísmicos. Ofrece una amplia gama de funcionalidades para leer, escribir, filtrar, trazar y analizar datos sísmicos en diferentes formatos, como MiniSEED y SAC. También proporciona herramientas para la detección de eventos sísmicos, la estimación de espectros de respuesta y la manipulación de formas de onda.

- *NumPy*: Es una biblioteca fundamental para el cálculo numérico en Python. Proporciona una estructura de datos eficiente llamada "array" que permite el procesamiento rápido y eficiente de grandes conjuntos de datos. NumPy es ampliamente utilizado para el procesamiento matemático y estadístico de señales sísmicas, como la convolución, la transformada de Fourier y el cálculo de espectrogramas.
- *SciPy*: Es una biblioteca complementaria de NumPy que proporciona funcionalidades adicionales para el procesamiento científico y la computación numérica. SciPy incluye módulos para la interpolación, filtrado, transformadas y análisis estadístico, entre otros. Es utilizado en el procesamiento avanzado de señales sísmicas, como el filtrado adaptativo, la transformada wavelet y la estimación espectral.
- *Matplotlib*: Es una biblioteca para la generación de gráficos en Python. Permite la creación de gráficos de líneas, dispersión, histogramas, espectrogramas y otros tipos de visualizaciones para representar señales sísmicas y resultados de análisis. Matplotlib es ampliamente utilizado junto con NumPy y SciPy para visualizar el procesamiento y análisis de señales sísmicas.

4.2 SECCIÓN I. IDENTIFICAR EVENTOS

4.2.1 Selección de sismos lejanos

Considerando los objetivos contemplados en el marco de este trabajo de investigación y utilizando la herramienta de Python, fueron establecidos ciertos parámetros para seleccionar, de más de 200 sismos que abarcó los parámetros necesarios, la cantidad suficiente de eventos a ser procesados con la finalidad de obtener resultados satisfactorios con los métodos a aplicar.

Para la selección de los eventos, se extrajo del Centro Sismológico Internacional (ISC, por sus siglas en inglés), organización científica sin fines de lucro que se dedica a recopilar, analizar y distribuir datos sísmicos a nivel mundial, 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 4.2). Fueron obtenidos de esta búsqueda, 236 resultados, de los cuales son seleccionados los que tengan mejor calidad de registro en los sensores sismológicos y además a una distancia epicentral que se hace apropiado observar el fenómeno de división de la onda de corte (tabla 4.2).

Tabla 4.2. Parámetros de la selección de los datos

Base de datos	Boletín del ISC	
Región de búsqueda	Global	
Ventana de tiempo	Inicio	01 de enero de 2015
	Fin	31 de diciembre de 2018
Distancia epicentral	Mínima	80°
	Máxima	110°
Profundidad	Mínima	0 km
	Máxima	700 km
Magnitud de momento (Mw)	Desde	6.0
	Hasta	9.0

4.2.2 Formas de onda

De cada estación sismológica es necesario extraer las secciones de interés de los registros continuos de formas de onda en las que se encuentra el arribo de la llegada de la fase SKS 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 (Kennett *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 6 segundos alrededor del arribo teórico, que contiene los tres canales de información (N, E y Z) y donde se observa tanto la fase SKS (figura 4.4), como la forma de onda completa de los sismos lejanos. En cada estación se podría tener 1 o 2 llegadas SKS o [S, SKS], se definió el tiempo de corte de la siguiente manera:

$$T_1 = T_0 + T_t - \Delta t_1$$

$$T_2 = T_0 + T_t - \Delta t_2$$

Donde Δt_1 y Δt_2 define el ancho de la ventana de datos a extraer.

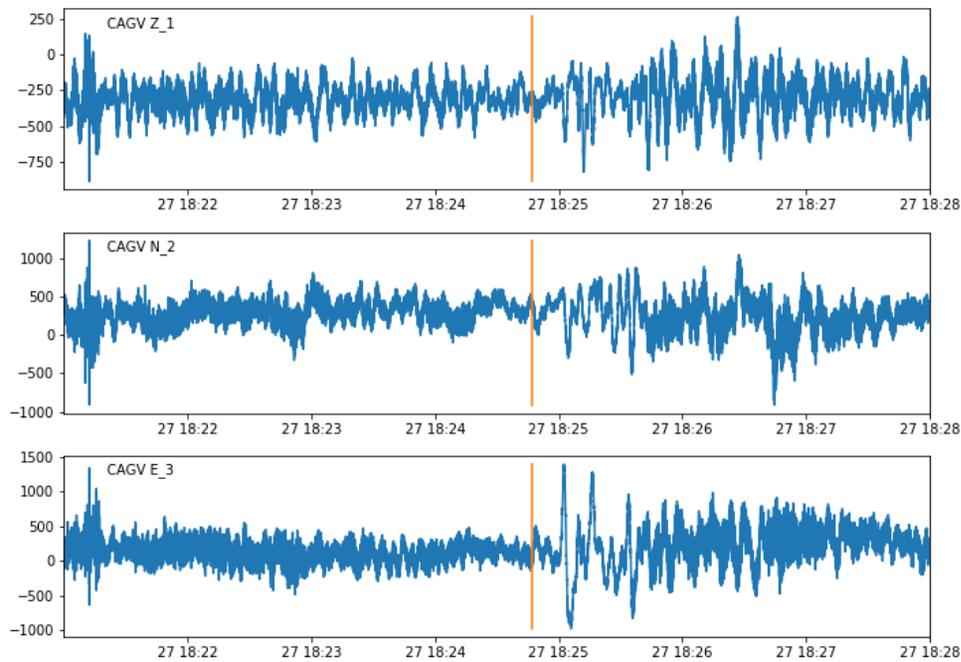


Figura 4.4. Resultado del evento de 2016-03-27 en la estación CAGV

Previo al análisis de separación, los datos fueron filtrados utilizando filtros Butterworth paso banda con frecuencias de esquina entre 0,04 y 0,3 Hz en el caso de los eventos telosísmicos (SKS)

4.3. SECCIÓN II. MÉTODO DE VALORES PROPIOS

Estimamos los parámetros de división de la onda de corte, la polarización de la onda de corte rápida (φ) y el tiempo de retardo (δt), a partir de formas de onda sísmicas de tres componentes utilizando el método de minimización de valores propios de Silver y Chan (1991). Este método encuentra los parámetros de división que mejor linealizan el movimiento de las partículas de la onda S, o, dicho de otra manera, minimiza el segundo valor propio de la matriz de covarianza de los componentes horizontales en una ventana de tiempo alrededor de la llegada de la SKS.

El código generado utilizando el método de Silver y Chan (1991), realiza los siguientes pasos:

- 4.3.1 Realiza el cálculo de la matriz de covarianza
- 4.3.2 Se calcula la matriz de los componentes horizontales en cada ventana de tiempo seleccionada.
- 4.3.3 Se determinan los vectores y valores propios de la matriz de covarianza.
- 4.3.4 Luego se seleccionaron los parámetros de división de la onda de corte que minimizan el segundo valor propio de la matriz de covarianza.

4.3.5 Por último se deben estimar la polarización de la onda de corte rápida y el tiempo de retardo utilizando los parámetros de división seleccionados y las formas de onda sísmicas de tres componentes.

El método busca en la rejilla todos los valores posibles de ϕ y δt , rota y desplaza en el tiempo las componentes horizontales, hasta que se minimiza el segundo valor propio. Esto también revela la polarización inicial de la fuente de la onda S.

Tabla 4.3. Parámetros obtenidos a partir del código generado en Python.

Evento	Fecha del evento	Estación	Azimuth	Back-azimuth	Ángulo de incidencia	Ángulo de rotación	Ángulo de corregido	Dirección de polarización	Polarización corregida	Tiempo de retardo	CC_FS	CC_NS
608005726	02/11/2015	BETV	113,04	293,06	10,29	24,67	95,12	114,67	247,17	0,45	0,03	0,04
		CAGV	113,10	293,12	10,26	13,47	113,11	103,47	313,02	0,35	-0,67	-0,67
611838301	09/11/2015	BETV	113,07	293,09	10,32	-15,42	95,12	74,58	282,18	0,10	0,33	-0,15
		CAGV	113,13	293,15	10,30	20,99	100,12	110,99	240,82	0,16	0,03	0,11
		CCMV	112,94	292,95	10,37	31,75	123,11	121,75	298,45	0,34	0,06	-0,26
		XCHI	112,96	292,97	10,35	-115,23	122,11	-25,23	1,69	0,99	0,25	0,02
		XESC	112,92	292,93	10,34	30,73	95,11	120,73	299,90	0,73	0,22	-0,30
		XSJU	112,90	292,92	10,22	34,81	106,11	124,81	323,71	0,79	0,05	-0,36

El resto de los valores obtenidos para cada estación sismológica, se resumen en la tabla A4.1 la cual se encuentra en el apartado de apéndices, capítulo IV.

4.4 SECCIÓN III. DIAGRAMA DE ROSAS

Los diagramas de rosas se generan para representar las direcciones de polarización de la onda SKS en estudios de sismología. Debido a la anisotropía del manto, la onda SKS experimenta una rotación de su plano de polarización a medida que se propaga.

Una vez que se han determinado las orientaciones de polarización para varias estaciones, se utilizan los diagramas de rosas para visualizar y resumir la distribución de estas orientaciones. En un diagrama de rosa, cada dirección de polarización se representa como un rayo que se extiende desde el centro del diagrama hacia la dirección correspondiente.

La máxima longitud de un rayo corresponde a la frecuencia o cantidad máxima de observaciones de una orientación particular de polarización. Esto significa que esa dirección de polarización es la más común o dominante en el conjunto de datos analizados, mientras que el ancho de las rayas puede depender de varios factores, como la resolución o precisión de las

mediciones de polarización de las ondas SKS en cada estación sísmica, el tamaño de la muestra de datos utilizada para crear el diagrama y las técnicas específicas de visualización utilizadas.

En algunos casos, el ancho de las rayas puede ser proporcional a la cantidad de observaciones en una dirección de polarización específica. Esto significa que, si una orientación de polarización tiene una mayor frecuencia o cantidad de observaciones, la raya correspondiente puede ser más ancha para resaltar su importancia relativa.

Para la generación de dichos gráficos se utilizó en programa *GEOrient v9.5.0*, una aplicación para trazar y analizar proyecciones estereográficas y de áreas iguales, y diagramas de rosas de datos estructurales geológicos, copiados y pegados de otras aplicaciones o leídos de archivos de texto. Las opciones de la rosa de los vientos incluyen el trazado de datos medios del viento (velocidad del viento/frecuencia del viento/energía eólica). Se siguieron los siguientes pasos para generar los gráficos:

4.4.1. Al abrir el software *GEOrient* se cargaron los datos a través de los siguientes comandos *File (F) ---Open file (O)*, se escogió el archivo .txt que contiene los datos de las estaciones.

4.4.2. En la ventana de *Plot as* se selecciona si se desea graficar un plano, direcciones o líneas.

4.4.3. Posteriormente en la ventana de *Data formats* se selecciona la columna que se va a graficar.

4.4.4. Finalmente se presiona Ok, se selecciona la opción de “Line” y se genera el grafico de diagrama de rosas.

4.4.5 Se genera una venta para modificar el espaciamiento, la forma del círculo, entre otros.

Este procedimiento se puede observar más en detalle en la figura 4.5.

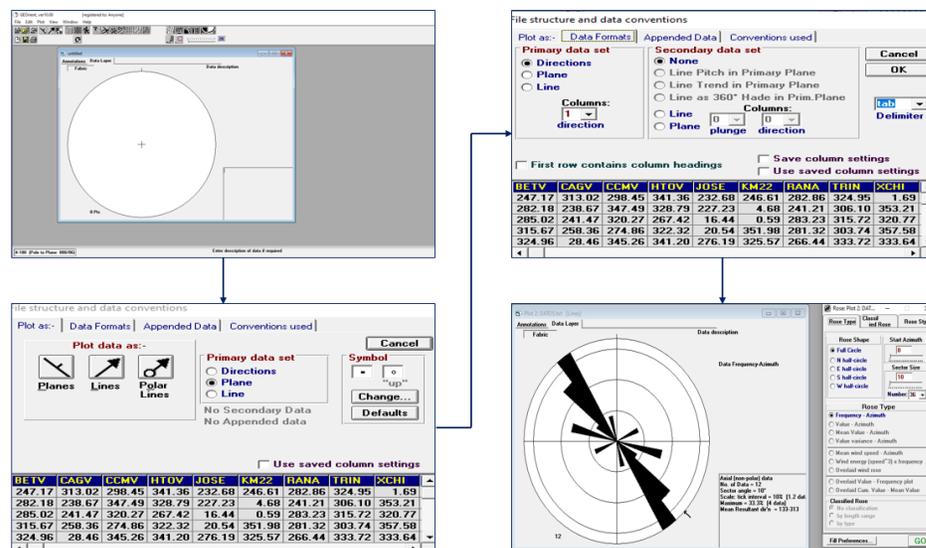


Figura 4.5. Esquema de cómo se realizan los diagramas de rosas en el software *GEOrient*.

CAPÍTULO V

RESULTADOS Y ANALISIS DE RESULTADOS

5.1 SECCIÓN I. IDENTIFICAR EVENTOS

Del desarrollo e implementación del código en ambiente Python, el cual consistente en realizar el análisis de la base de datos y determinación de los sismos lejanos más apropiados, son obtenidos los parámetros, así como la extracción de una ventana apropiada para realizar el análisis de división de onda de corte (tabla 5.1).

Se seleccionaron registros claros de onda SKS, eventos con distancias epicentrales entre 80° y 110°, y se eligieron magnitudes superiores a $M_b = 5,8$. En total, se obtuvieron para este estudio alrededor de 236 grabaciones de estaciones de terremoto, número que se redujo significativamente a 24 sismos, para trabajar.

Tabla 5.1. Informacion de sismos lejanos seleccionados.

EVENTO	FECHA	TIEMPO	LATITUD	LONGITUD	DELTA	PROF (Km)	MAG
608005726	02/11/2015	08:15:36.23	51,6003	-173,3968	90,5219	34,5	6,1
611838301	09/11/2015	16:03:45.41	51,502	-173,0168	90,3194	16,6	6,3
612296376	17/11/2015	07:10:08.59	38,6751	20,532	85,5757	11,4	6
608129998	22/11/2015	07:27:45.51	-15,8442	-172,8275	103,7367	26	6,5
608049421	23/11/2015	23:46:37.17	-24,4839	-175,301	106,6706	19	6,1
608136499	06/12/2015	09:13:01.78	-30,42	-176,3932	107,7756	35	6,2
608185924	27/12/2015	05:40:49.98	65,0034	157,3099	97,8052	10	6,2
612141026	05/01/2016	09:34:15.45	-54,2448	-136,2313	83,4055	15,7	6
612141197	13/01/2016	05:56:01.19	-15,1198	-174,8452	105,6033	259,7	6
608191705	13/01/2016	12:07:44.20	-23,2717	-175,5464	106,8397	30	6
610929393	25/01/2016	00:00:08.06	-19,5088	-173,2301	104,4456	34,5	6
612141669	30/01/2016	03:25:11.26	53,9502	158,4973	104,5385	171	6,7
611838852	15/02/2016	15:02:34.92	-20,9827	-175,3999	106,5801	15,5	6
608444458	01/03/2016	09:26:45.41	-33,0209	-178,1478	109,2334	19	6
608461151	05/03/2016	18:45:29.78	-33,0712	-178,1033	109,1947	9,9	6,2
611838975	08/03/2016	05:36:28.08	-15,147	-173,3799	104,1979	34,7	6,1
608482495	12/03/2016	18:06:45.08	51,4773	-173,9303	90,8745	16,5	6,1
608490750	19/03/2016	01:35:12.97	51,3923	-174,2408	91,0839	25,1	6,1
608493945	20/03/2016	22:50:22.41	54,2089	162,7798	102,3817	46,7	6,3
608534187	27/03/2016	18:01:31.12	52,1561	-168,7511	87,6039	17,4	6,1
610575101	01/06/2015	22:09:16,63,	55,1703,	163,3890,	101,5404,	38,7,	6,3
608951795	30/05/2015	07:14:17,60,	-30,3087,	-177,8293,	109,0151,	47,9,	6
609109145	13/07/2016	12:11:12,76,	-28,2373,	-176,4883,	107,8411,	16,6,	6,1
611831682	29/01/2017	14:59:51,61,	-30,2332,	-177,3294,	108,5840,	21,0,	6

En cada caso, se utilizó la relación S-N (señal-ruido) para filtrar los eventos. Para las fases telúsmicas (SKS), se aplicó un filtro de paso de banda Butterworth en una sola pasada, con frecuencias de esquina de 0,01 Hz y 0,3 Hz, y 2 polo. Este tipo de filtro Butterworth permite seleccionar un rango específico de frecuencias de la señal y atenuar las frecuencias fuera de ese rango. En este caso, al establecer las frecuencias de esquina en 0,01 Hz y 0,3 Hz, se permitió el paso de las frecuencias contenidas en ese intervalo, mientras que las frecuencias fuera de ese rango fueron atenuadas.

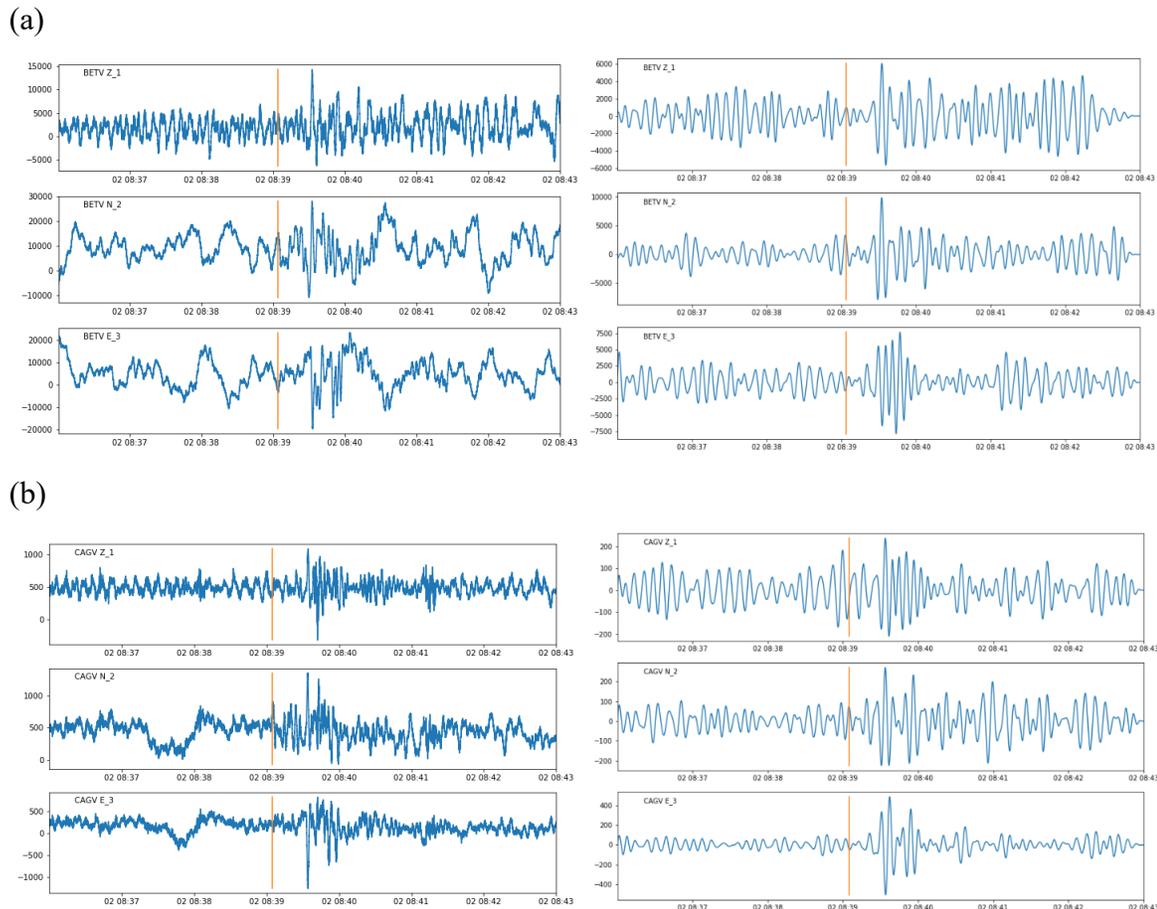


Figura 5.1. Resultado de la ventana de 7 segundos de tiempo, extraída para el evento del 02-11-2015 en las estaciones BETV y CAGV (a) Estación BETV (b) Estación CAGV

En la figura 5.1 se observa el registro de un evento para dos estaciones sismológicas, donde ambas tienen una frecuencia considerablemente alta. Se registro en la muestra una marcación de llegada que difiere en aproximadamente 1 s, respecto a lo que se considera la llegada correcta.

Estas diferencias de tiempo pueden ser producto de la estructura del subsuelo, la cual puede tener un impacto en la propagación de las ondas sísmicas y ser causados por la geodinámica

presente en la zona de estudio. Se considera que el occidente de Venezuela, hay un sistema geológico interesante donde convergen varias características. Por un lado, está el escape del Bloque de Maracaibo, que forma parte del Bloque Norandino, este escape está limitado por fallas transcurrentes y se encuentra en una región donde se están formando los Andes venezolanos. En esta área, se generan dos cuencas flexurales, como lo son la Cuenca Barinas-Apure al sur y Cuenca de Maracaibo al norte; además, la región andina de Venezuela tiene un entorno tectónico complejo y una actividad sísmica activa (e.g. Pérez *et al.*, 2018; Arnaiz-Rodríguez y Audemard, 2014; Audemard y Audemard, 2002).

Considerando, además, el modelo de velocidades de AK135 con el cual se tomó de referencia para obtener la llegada de la onda SKS, es un modelo sísmico global que proporciona información sobre las velocidades de propagación de las ondas sísmicas en diferentes profundidades de la Tierra. Este modelo se basa en mediciones y observaciones sísmicas de diversas fuentes alrededor del mundo y puede tener implicaciones en la diferencia de tiempo que se observa, producto de la diferencia global del espesor cortical en la zona de estudio, puede generar una diferencia de tiempo de 0,5 s aproximadamente entre la llegada teórica y la llegada observada.

Así mismo, pueden deberse a un retraso inherente en el sistema de adquisición de datos, lo cual puede afectar el tiempo registrado para la llegada de la onda SKS o bien es posible que haya errores en la configuración de la hora o el tiempo en el programa de registro.

5.2. SECCIÓN II Y III. DIVISIÓN DE ONDAS DE CORTE

Los resultados indican que a lo largo del extremo Occidental de Venezuela se produce una importante división de las ondas de cizalla producto de la geodinámica de la zona de estudio, considerando que las estaciones sismológicas se encuentran distribuidas atravesando de forma perpendicular a los Andes Venezolanos, ocupando también parte de la Cuenca de Barinas-Apure y el Bloque de Maracaibo.

Los resultados de las estaciones JOSE y RANA (figura 5.2), tienen una tendencia en dirección de los Andes Venezolanos, esta región se encuentra sometida a un ambiente tectónico complejo y con sismicidad activa debido a la interacción de las placas Suramericana, Caribe y Nazca (Audemard y Audemard, 2002).

La estación JOSE tiene tendencia sólida, con dirección N45°E, de la cual se encontraron 18 eventos SKS telesísmicos de buena calidad para su análisis, El parámetro de dirección de polarización es visible en el diagrama de rosas generado para esta estación (figura 5.2), tiene una tendencia paralela a los Andes Venezolanos claramente dominante. Los valores del retardo en

tiempo van desde 0.08 hasta 0.48 s. Esta estación se encuentra en la zona central del Bloque de Maracaibo, aunque su dirección preferencial coincide con el sentido de la geodinámica de los Andes Venezolanos, podría estar asociada a la influencia del desplazamiento del bloque Norandino, donde Ávila-García *et al.* (2022), observan en todos los modelos generados, una raíz cortical ligeramente desplazada al NO de los Andes de Mérida, siendo la raíz de ~150 km de ancho con una desviación hacia abajo de aproximadamente 9 km (de ~46 a 55 km de profundidad) del Moho y puede influir con las direcciones obtenidas. Así mismo, la estación RANA, posee un retardo de tiempo de aproximadamente un segundo, se encuentra ubicada relativamente cerca de la estación JOSE, en el diagrama de rosas de la figura 5.2, la orientación es incierta porque presenta dos direcciones posibles, una ubicada en N60°W y la otra N45°E, sin embargo, fue considerada la dirección que corresponde a N45°E por la ubicación de la estación, la cual coincide con la dirección el bloque Norandino y su tendencia tiende más a esa dirección.

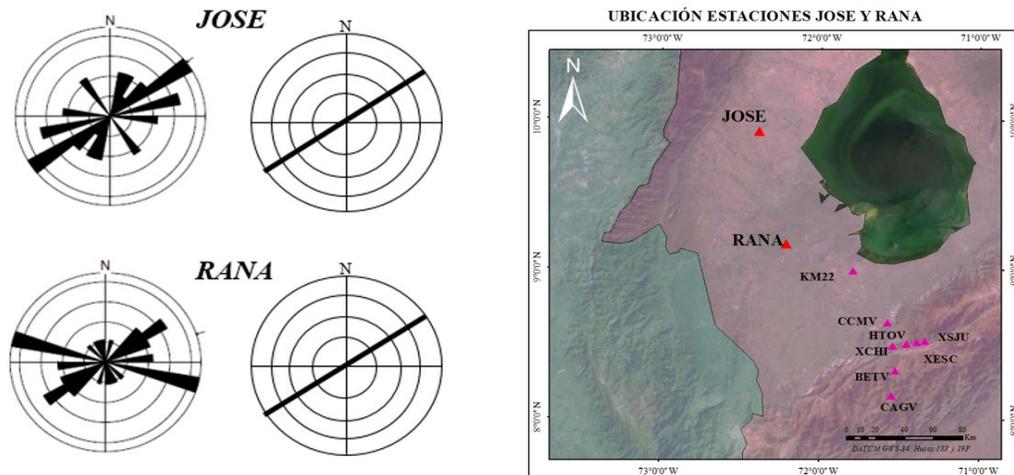


Figura 5.2. Diagrama de rosas generado para las estaciones JOSE y RANA.

Por otro lado, la estación KM22 (figura 5.3), se encuentra dentro del marco de los Andes Venezolanos y el bloque de Maracaibo, posee una orientación entre 4° y 351°. Sin embargo, la dirección que predomina es perpendicular a los Andes venezolanos. Su dirección presenta la misma discrepancia que la estación RANA, sin embargo, la estación KM22 resulta mas compleja definir su dirección preferencial, es posible que la interacción de diferentes fuerzas tectónicas haya resultado en una orientación más variada y menos definida para esta estación en particular.

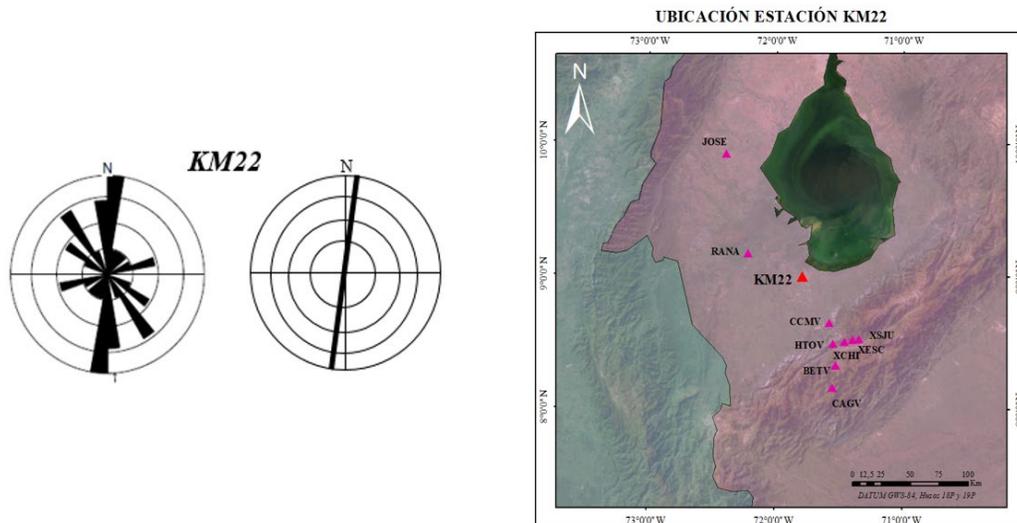


Figura 5.3. Diagrama de rosa de la estación KM22.

Por otro lado, las estaciones HTOV y CAGV (figura 5.4), se observan dos posibles direcciones, sin embargo, tomando como referencia a Masy *et al.* (2011), sugieren que la tendencia se debe a la falla lateral derecha de Boconó en el centro, donde las orientaciones de las fracturas están orientadas $N45^{\circ}E$, lo que sugiere que la anisotropía sísmica observada es probablemente causada por la deformación litosférica paralela a la falla de Boconó, es por ello, que se tomó la dirección que se indica en figura 5.4, la más predominante para cada una de las estaciones. Para la estación HTOV, los tiempos de retardo variaron entre 0.17 y 0.48 segundos, así mismo, los valores de tiempo de retardo para las estaciones RANA y CAGV son considerablemente diferentes, ya que corresponden a 0.86 y 0.33 respectivamente.

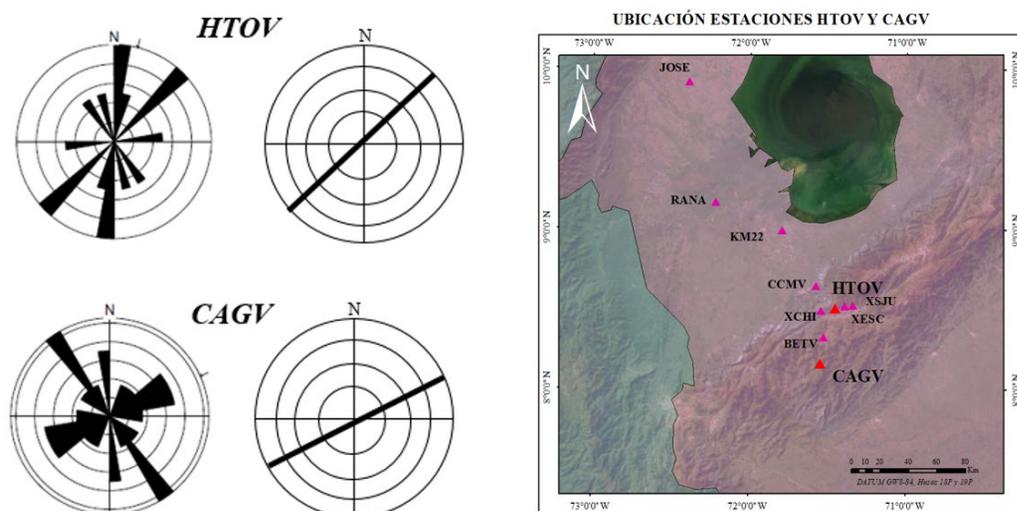


Figura 5.4. Diagrama de rosas generado para las estaciones HTOV y CAGV.

En la estación XESC (figura 5.5) se encontraron un total de 4 eventos sismológicos que permitieron establecer resultados considerados aceptables, existe una clara tendencia orientada N45°E, sin embargo, no logra ser consistente a pesar de que la estructura proyecta una dirección en ese sentido de los Andes Venezolanos, además, tiene un tiempo de retardo entre 0.05 y 0.73 s.

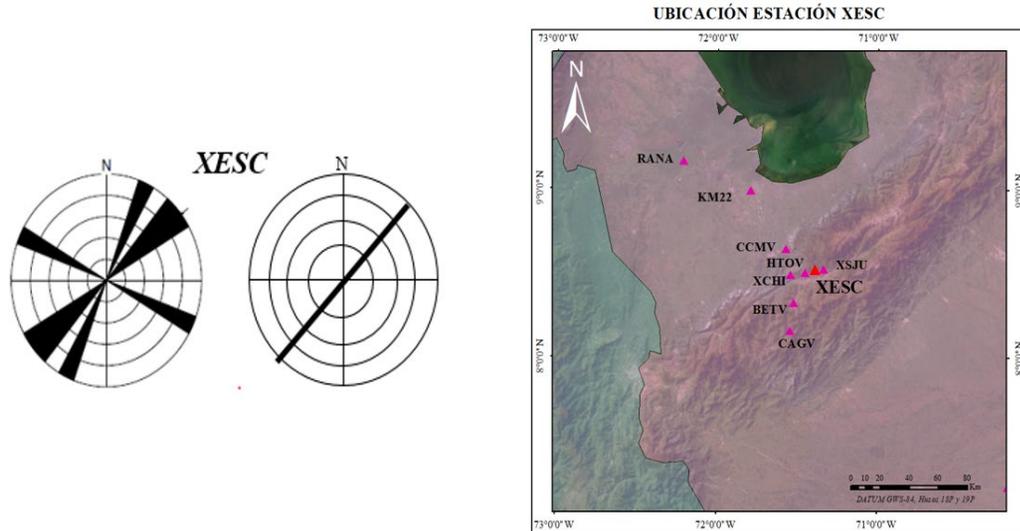


Figura 5.5. Diagrama de rosas para estación XESC

En las estaciones BETV y CCMV se obtuvieron direcciones opuesta a la geodinámica de la zona de estudio. Esta dirección podría asociarse a la subducción incipiente generada por el bloque Norandino. Ávila-García *et al.* (2022), describieron varios modelos alternativos para el levantamiento y la evolución de los Andes venezolanos, los vectores de movimiento obtenidos por estos autores confirman la oblicuidad del Sistema de Fallas de Boconó en relación con el deslizamiento orientado hacia el este del Bloque Norandino en relación con la Placa Sudamericana; este deslizamiento se divide en 9-11 mm/año de movimiento dextral en el campo lejano del Sistema de Fallas de Boconó y un régimen de compresión perpendicular a los Andes venezolanos, que resulta en 2–5 mm/año de acortamiento horizontal en los rangos y fallas de cabalgamiento sísmicamente activas a lo largo de las estribaciones (Pérez *et al.*, 2018).

Lo resultados dados por la división de ondas de corte para las cuatro estaciones mencionadas anteriormente fueron analizadas con aproximadamente 21 y 17 eventos para CCMV y BETV, respectivamente, mientras que las estaciones XCHI y XSJU, solo registraron 4 eventos de interés para la aplicación del procedimiento correspondiente. Mientras que el tiempo de retardo se encuentra para las estaciones BETV y CCMV coincides prácticamente, siendo 0,36 y 0,37 segundos, respectivamente, así mismo, para las estaciones XCHI y XSJU el valor del tiempo de

retardo se encuentra entre 1 s y 0.62 s. Siendo la estación XCHI, una de las que poseen mayor tiempo de retardo, lo cual es asociado a la velocidad de la onda con la que se propaga en el medio y al ser una zona de alta sismicidad debido a las fallas que encuentran dentro del área de estudio.

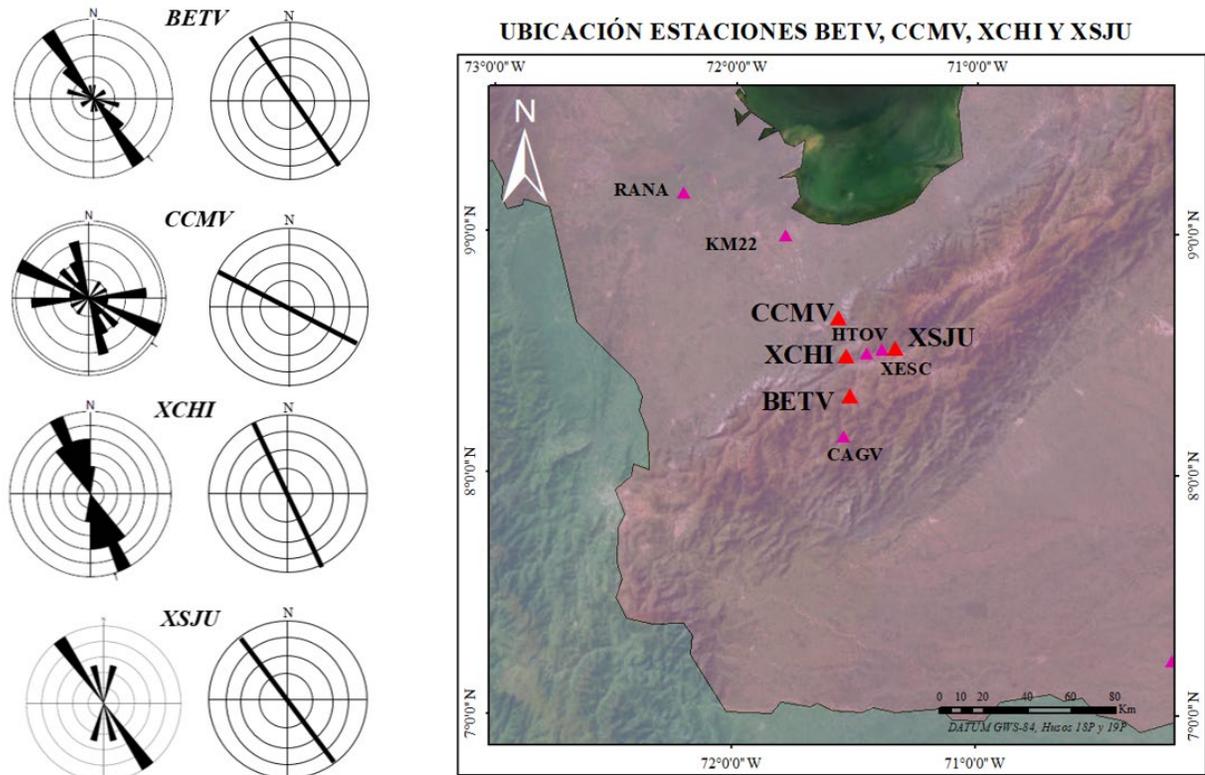


Figura 5.6. Diagrama de rosas para estaciones BETV, CCMV, XCHI y XJSU.

La estación TRIN (figura 5.7), que está ubicada en el suroeste de Venezuela en el estado Apure, presenta una dirección similar a las estaciones presentadas anteriormente, se destacaron 12 eventos sísmológicos para realizar el análisis de desdoblamiento de onda de corte, presento un tiempo de retardo aproximadamente entre 0.05 y 1 s. Considerando que la estación está ubicada al sur de los Andes Venezolanos, su interpretación se encuentra más asociada a Sudamérica estable, más que a la Cuenca de Barinas-Apure.

Bezada *et al.* (2010) mencionan que los estudios tomográficos sugieren que la placa del Caribe comienza a subducir por debajo de la placa Suramericana en la costa del macizo de Santa Marta con un ángulo muy bajo (Malavé y Suárez, 1995; Taboada *et al.*, 2000; Van der Hilst y Mann, 1994). Luego se inclina fuertemente hacia el ESE bajo los Andes de Mérida (Bezada *et al.*, 2010; Taboada *et al.*, 2000). Esta subducción es probablemente la responsable del levantamiento y la deformación observados en la región. Además, se observa una moderada deformación y sismicidad en la Serranía de Falcón, ubicada en el bloque noreste de Maracaibo, así como bajo el bloque

central de Maracaibo. Dada esta explicación quizás es probable que la orientación de estación TRIN este dada por esa deformación.

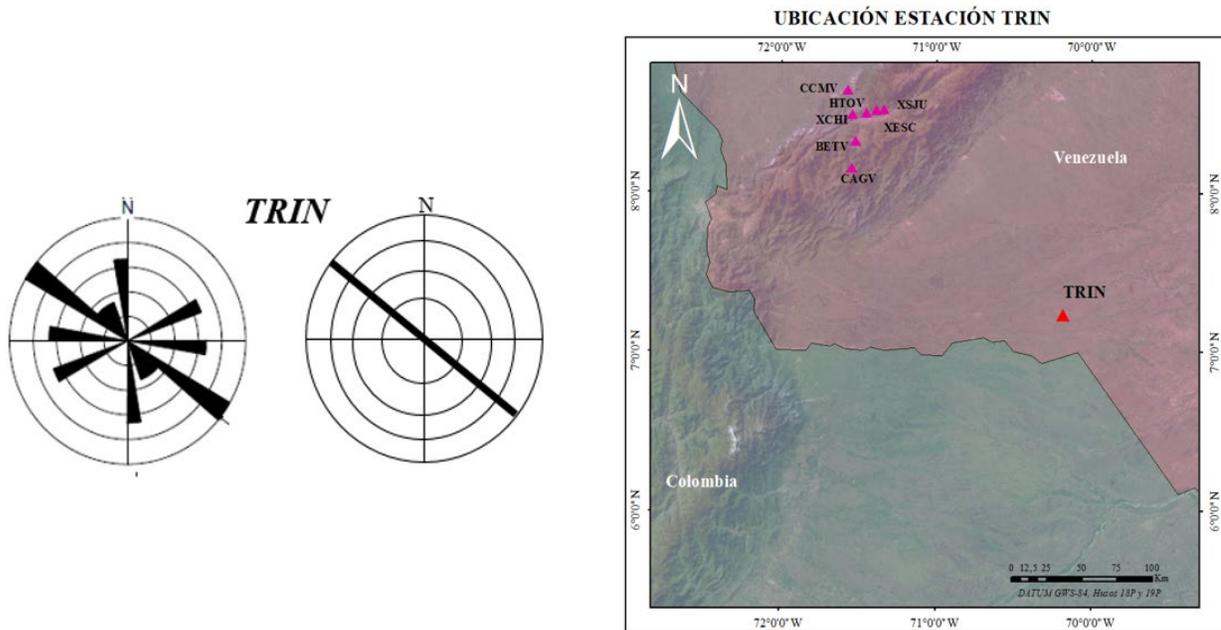


Figura 5.7. Diagrama de rosas de la estación TRIN.

5.3 SECCIÓN III. OBSERVACIÓN DE DIVISIÓN DE ONDA DE CORTE

La anisotropía sísmica proporciona información esencial sobre el estilo y la geometría de la deformación del manto. Las ondas sísmicas en un medio anisotrópico viajan con diferentes velocidades dependiendo de sus direcciones de propagación y polarización. El principal mineral del manto superior, el olivino, tiene una estructura cristalina muy anisotrópica, con una variación de hasta el 25% en las velocidades de las ondas S. Estos minerales anisótropos pueden alinearse preferentemente a través de la deformación del manto, lo que da lugar a una anisotropía sísmica con una magnitud reducida de unos pocos porcentajes (por ejemplo, Silver, 1996). En las zonas en las que la litosfera está sufriendo un acortamiento, las direcciones rápidas tienden a ser paralelas al rumbo de los cinturones orogénicos. Mientras tanto, la anisotropía sísmica también parece tener una estrecha correspondencia con el flujo horizontal del manto desarrollado bajo una configuración de cizalla simple bajo la estación (por ejemplo, Silver, 1996).

La medición de la división de las ondas de cizalla es uno de los métodos más eficaces para caracterizar la anisotropía sísmica en el manto superior (por ejemplo, Savage, 1999; Silver, 1996). La dirección de polarización de la onda de corte rápida, ϕ , y el tiempo de retardo entre las ondas rápidas y lentas, δt , se utilizan para parametrizar la anisotropía sísmica. A continuación, se presentan los parámetros de división obtenidos durante la investigación:

Tabla 5.2. Parámetros de desdoblamiento de ondas de corte.

Estación	Parámetros de división de onda de corte		Número de eventos
	δt	φ	
BETV	0.358	287.14	16
CAGV	0.329	80.69	19
CCMV	0.374	256.69	19
HTOV	0.239	153.76	8
JOSE	0.180	183.71	18
KM22	0.228	161.09	21
RANA	0.860	246.91	18
TRIN	0.372	244.86	12
XCHI	0.998	306.30	10
XESC	0.305	107.75	4
XSJU	0.620	226.85	4

La tabla 5.2 muestra valores entre $80,69^\circ$ hasta 306° como dirección de la onda rápida y así mismo los tiempos de retardo son considerablemente pequeños, solo las estaciones RANA y XCHI, las demás se encuentran por debajo de los 0.5 segundos. Estos mínimos valores de tiempo de retardo, podrían asociarse a una anisotropía débil presente en el medio que se está estudiando. En estos casos, las diferencias en la velocidad de propagación de las ondas sísmicas en diferentes direcciones son mínimas, lo que resulta en tiempos de retardo cercanos a cero o muy pequeños.

Una de las desventajas del método de división de ondas de corte radica en el hecho de que es una medición integrada en la trayectoria, por lo que su resolución en profundidad (vertical) es pobre. Esto significa que la división de fase de SKS podría ser producto de la anisotropía presente en cualquier lugar a lo largo de su trayectoria desde el límite núcleo-manto hasta la estación en la superficie (Idárraga-García, 2016).

DIVISIÓN DE LA ONDA DE CORTE SKS EN CADA ESTACIÓN

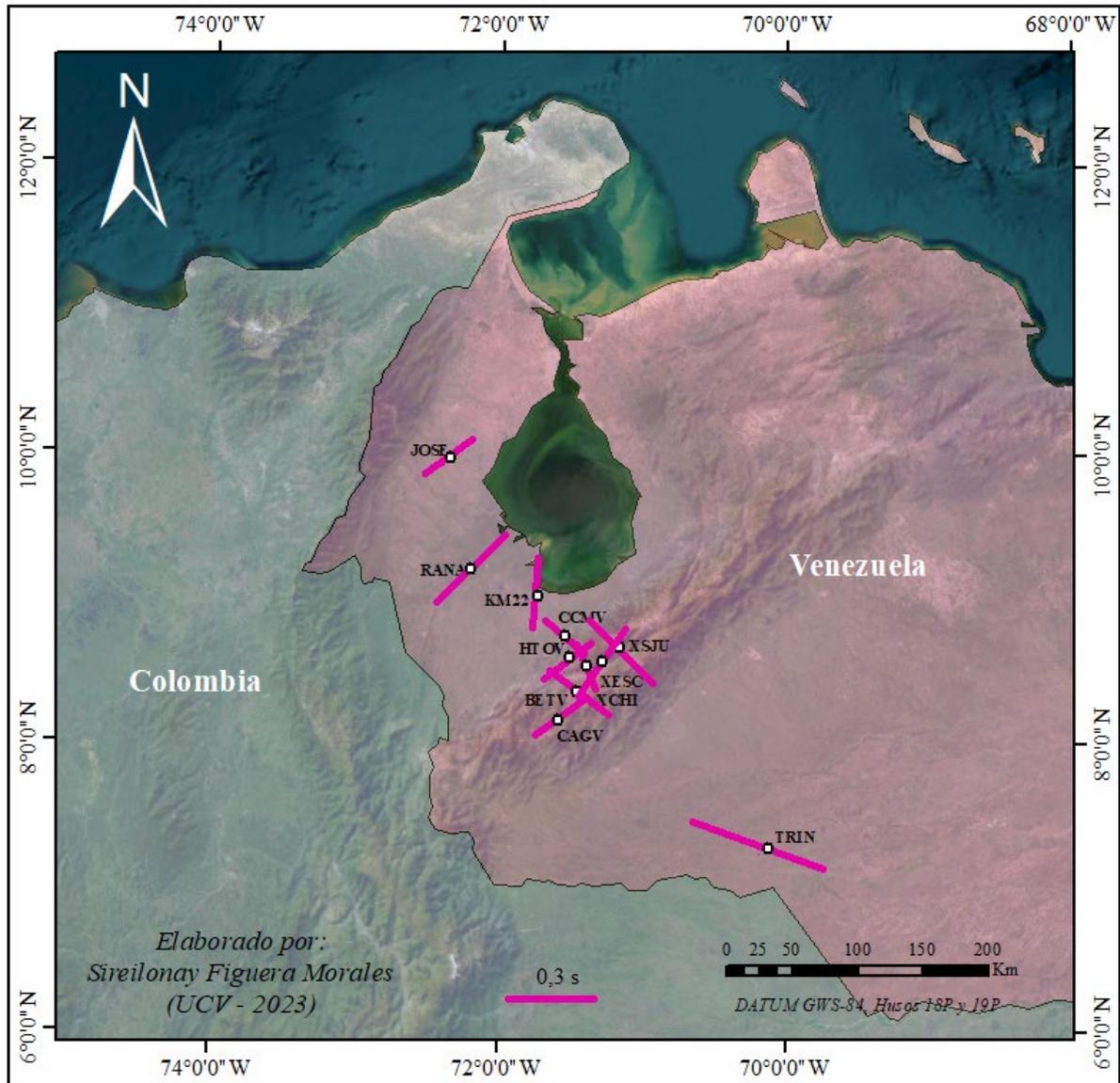


Figura 5.8. Mapa resultado de división de ondas de corte.

En la figura 5.8 se observa como las estaciones HTOV, JOSE, RANA y CAGV, se encuentran alineadas de forma paralela a los Andes Venezolanos, se ha supuesto que la deformación asociada al levantamiento de los Andes de Mérida está confinada dentro de la corteza y está relacionada con la subducción de tipo A (continente-continente), aunque todavía se debate si la subducción está dirigida al SE (por ejemplo, Burke, 1988; Colletta *et al.*, 1997; Kellogg y Bonini, 1982) o al NO (por ejemplo, Audemard y Audemard, 2002).

De acuerdo con los resultados obtenidos, principalmente en las estaciones que se encuentran dentro de los Andes Venezolanos se puede asociar a la teoría de Masy *et al.* (2011), la cual parece coincidir a excepción de los tiempos de retardo que se encontraban en un rango de 1 a 1.4 s mientras que en este estudio los tiempos de retardo no superan el segundo. Masy *et al.* (2011), sugiere que por debajo de la cordillera se extiende una deformación verticalmente coherente mucho más profunda que el límite entre la corteza y el manto, que se estima que tiene una profundidad de ~50 km (Niu *et al.*, 2007).

Hay que destacar que, aunque la estaciones RANA y JOSE presentan una dirección coincidente con la de los Andes Venezolanos, se encuentran ubicadas al nivel del Bloque Norandino, es decir, el análisis proviene del desplazamiento de este. Numerosos autores (por ejemplo, Dewey 1972; Pennington 1981; Kellogg & Bonini 1982; Kellogg 1984, etc) han estudiado la sismicidad y tectónica del noroeste de América del Sur y existe un acuerdo general de que a lo largo del extremo noroeste del continente existe una losa de Placa del Caribe con tendencia noreste que se está subduciendo a lo largo de la falla marginal del Caribe Sur hacia el sureste debajo de la placa de los Andes del Norte (Toto & Kellogg 1992; Trenkamp *et al.*, 2002; Bird 2003).

Por otro lado, las estaciones que generaron un resultado de forma perpendicular a las Andes Venezolanos, como lo son BETV, CCMV, XCHI y XSJU, se encuentran ubicadas dentro de los Andes y presenta una orientación preferencial aproximadamente de N40°W, los autores, Arnaiz y Audemard (2014) mencionan que la configuración actual del basamento dentro de la Cuenca de Maracaibo formada como resultado de su evolución geodinámica, ha afectado las propiedades mecánicas del bloque de Maracaibo cerca de la posición actual de los Andes de Mérida.

La evolución geodinámica de la región y la configuración del basamento pueden haber generado heterogeneidades en el medio subsuperficial. Estas heterogeneidades pueden tener un impacto en las propiedades mecánicas y la anisotropía del bloque de Maracaibo y los Andes de Mérida, lo que puede resultar en diferencias en la velocidad de propagación de las ondas sísmicas en diferentes direcciones.

5.4 COMPARACIÓN CON ESTUDIOS PREVIOS

Para realizar un análisis completo se comparó con los resultados previos de Idárraga-García (2016) quien investigó la dinámica de subducción en el noroeste de América del Sur; Masy *et al.* (2011) investigaron la anisotropía y la deformación del manto superior en el oeste de Venezuela y

Growdon *et al.* (2009) investigo las restricciones al flujo del manto en la placa Caribe-Sudamérica (figura 5.11).

Las estaciones de HTOV y CAGV, coinciden con dirección de polarización de las estaciones VIGV, SDV Y SOCV propuestas por Masy *et al.* (2011), así como las estaciones que se encuentran ubicadas hacia la zona norte de los Andes venezolanos, presentando una dirección preferencial de N45°E, sin embargo, se observan tiempos de separación bajos, menores de 0.5 s, las cuales se observan en las estaciones desplegadas en los Andes de Mérida, lo que sugiere que la deformación de la corteza y manto subcontinental contribuye a la anisotropía. Es probable que el manto litosférico desempeñe un papel importante, y posiblemente dominante, en la formación de los Andes de Mérida.

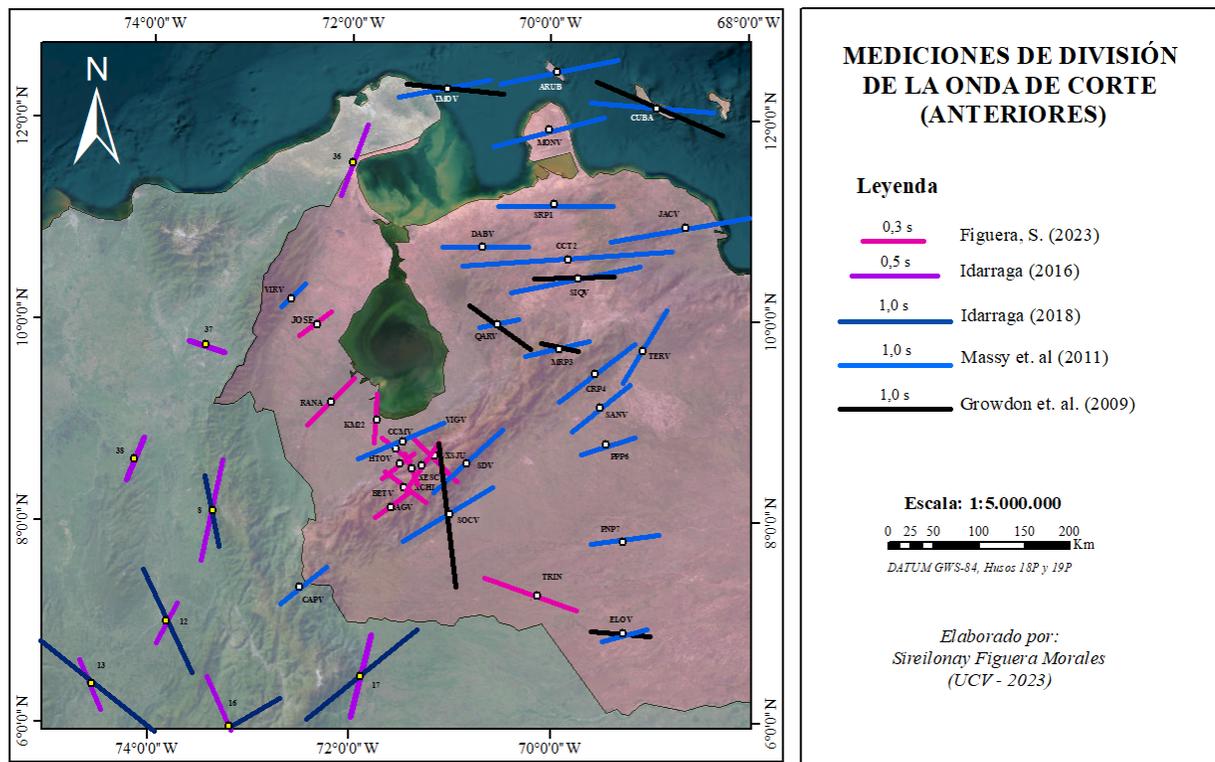


Figura 5.9. Resultados del estudio comparados con los resultados de estudios realizados previamente.

En los Andes venezolanos, Growdon *et al.* (2009) obtuvieron una estación (SOCV) con dirección perpendicular a las estaciones como XCHI y XJSU, las cuales son estaciones que se encuentran con poca información, es decir, no se obtuvieron resultados con resolución alta, para poder inferir correctamente las direcciones de estas; sin embargo, se puede decir que la subducción incipiente que se produce en la región puede afectar los resultados de las estaciones que encuentran

dentro de esa región. La subducción incipiente puede generar una distribución asimétrica de tensiones en el manto superior y en la litosfera subductante. Estas tensiones pueden provocar una anisotropía en la propagación de las ondas de corte, lo que altera la dirección y velocidad de polarización de las ondas sísmicas. Como resultado, la división de ondas de corte puede mostrar valores de polarización inusuales o variaciones significativas en las mediciones.

En la región de Colombia, los resultados se limitan a la Cordillera Oriental de Colombia y a los Andes de Mérida en Venezuela. Los patrones de desdoblamiento de la onda SKS en la zona colombiana son muy diferentes a los resultados obtenidos en el resto del mapa analizado en este trabajo de investigación, ya que muestran discrepancias en los patrones de las orientaciones rápidas y los tiempos de retardo, principalmente en lo que respecta a la orientación de la componente rápida. Además, no tienen una consistencia en las direcciones; sin embargo, algunas estaciones coinciden con las direcciones que se obtuvieron en el presente estudio, pero destacan más los eventos locales, que las fases sísmicas. Para Idárraga- García (2016) los valores δt son bastante constantes, oscilando entre 1,02 y 1,7 s.

El límite de placa en la zona del este de Colombia y el de Venezuela occidental está compuesto por un conjunto de diferentes bloques que se mueven independientemente entre las principales placas mayores (Caribe, Sudamérica y Placa de Nazca). Estos bloques están limitados por grandes sistemas de fallas de deslizamiento y empuje (Audemard y Audemard 2002). Las direcciones de polarización son producto de la geodinámica existente entre Venezuela y Colombia. Las barras moradas, son las barras que hacen referencia a la onda SKS dentro del estudio, tienen un tiempo de retardo menor.

La estación TRIN, se encuentra asociada a los resultados de Masy *et al.* (2011), algunas estaciones coinciden con la dirección aproximadamente de N60°W que se presenta, tal como las estaciones denominadas PNP7 y ELOV; esta última coincide con una estación de Growdon *et al.* (2009). Las tres estaciones poseen una dirección similar y se puede inferir que está asociado a Suramérica estable, más que la cuenca Barinas-Apure, lo que podría considerarse una dirección relativamente estable.

Es importante mencionar que algunas mediciones de división de la onda S obtenidas en el trabajo de Growdon *et al.* (2009) fueron rechazadas debido a ciertas incongruencias, tales mediciones omitieron las características tectónicas para obtener mayor claridad. Para mantener la coherencia, utilizaron un conjunto fijo de criterios para establecer qué mediciones podrían

clasificarse como confiables. Las mediciones se aceptaron sólo si se cumplían 5 criterios, entre las que destacan el movimiento de las partículas aproximadamente elíptico antes de la corrección y de forma lineal después, una ventana sólida y una solución del método dentro de los intervalos de confianza estimados del 95 %. Se sugirió que este criterio puede ser útil para eliminar mediciones que adquieren tiempos de división erróneos debido a geometrías complejas de flujo de losa y manto que probablemente se encuentren en esta región. Estas geometrías pueden crear reflejos o múltiplos que podrían corromper esta técnica de medición. Debido a que este criterio no se aplica universalmente, Growdon *et al.* (2009) presentaron mediciones inconsistentes y por lo tanto, no existe una robustez de esos datos.

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 CONCLUSIONES

De acuerdo con lo analizado previamente se puede decir que las conclusiones son las siguientes:

1. Los registros sísmicos presentaron una alta frecuencia, lo que dificultaba la apreciación detallada de la llegada de la onda SKS. Para mejorar la visualización y el análisis de esta onda, se decidió aplicar el filtro Butterworth. Este tipo de filtro digital es comúnmente utilizado en el procesamiento de señales para eliminar o atenuar componentes no deseados. En este caso, se aplicó el filtro Butterworth con frecuencias de esquina de 0,01 Hz y 0,3 Hz, utilizando 2 polos.
2. El uso de diagramas de rosas ha sido útil para determinar de manera precisa la dirección de la onda rápida en el mapa general. Estos diagramas proporcionan una representación visual de la distribución direccional de la onda rápida en un área determinada. Al analizar los datos sísmicos y representarlos en un diagrama de rosas, se puede identificar la dirección dominante en la cual la onda rápida se propaga con mayor intensidad.
3. Las estaciones JOSE, RANA y KM22 se encuentran ubicadas en el Bloque de Maracaibo, sin embargo, la dirección preferencial coincide con los Andes Venezolanos. De esta manera, se puede inferir que se debe a la influencia del bloque Norandino que se desplaza en esa dirección determinados por estudios previos.
4. Para las estaciones HTOV, XESC y CAGV, ubicadas dentro de los Andes de Mérida, la dirección coincide con el azimuth de los Andes Venezolanos, lo que confirma la interpretación de Masy *et al.* (2011), aunque la dirección coincide, pero los tiempos de retardo son mayores que los obtenidos en el presente estudio.
5. Para las estaciones BETV, CCMV, XCHI y XJSU, igualmente ubicadas dentro de los Andes de Mérida, su dirección de onda rápida se encuentra dada de forma inesperada, ya que se genera de forma perpendicular a la estructura predominante en la zona de estudio, sin embargo, se infiere que corresponde a la subducción incipiente de Sudamérica por debajo del Bloque Norandino.
6. La estación TRIN se encuentra cercana a la Cuenca de Barinas-Apure y se establece que, a pesar de eso, está más asociada a Suramérica estable dentro del contexto establecido previamente.

7. Se comparan los resultados obtenidos con los resultados de estudios realizados previamente, tal como Idarraga (2018), Masy *et al.* (2011) y Growdon *et al.* (2009) y se encontró coherencia en ciertas estaciones, tal como, las estaciones estudiadas por Masy *et al.* (2011) que se encuentran en la región de los Andes y coincide con las estaciones HTOV, CAGV y XESC.
8. Se estableció coincidencia entre las estaciones PNP7 y ELOV con la estación TRIN, en la región de la Cuenca de Barinas-Apure, esta última no solo pertenece a las estaciones estudiadas por Masy *et al.* (2011) sino por Growdon *et al.* (2009), y además de la dirección, el tiempo de retardo coincide en 1 s.

6.2 RECOMENDACIONES

Considerando los inconvenientes que se presentaron durante la investigación, es recomendable:

1. Realizar un análisis de anisotropía a todas las estaciones de la base de datos.
2. En la medida de lo posible analizar más eventos porque permite tener una visión más sólida sobre la dirección de polarización de la onda rápida, así como el tiempo de retardo.
3. Definir un programa al inicio de la investigación y manejar el lenguaje de programación Python, dado que las rutinas y procesamiento de los datos requiere un mínimo conocimiento básico para establecer rutinas que permitan realizar el análisis de este y llegar a un resultado adecuado.

BIBLIOGRAFÍA

- Angerer, E., Crampin, S., Li, X. and Davis, T. (2002), 'Processing, modelling and predicting time-lapse effects of overpressured fluid-injection in a fractured reservoir', *Geophysical Journal International* 149, 267–280.
- Arnaiz, M. S. (2009). "Modelado gravimétrico cortical de la zona noroccidental de Venezuela". (Tesis de grado), Universidad Central de Venezuela Caracas, U.C.V, 136 p.
- Arnaiz, M.; Rodríguez, I. y Audemard, F. (2011). Análisis gravimétrico y flexural del occidente de Venezuela, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v.28, num. 3, 2011, p. 420-438.
- Arnaiz-Rodríguez, M., y Audemard, F. A. (2014). Variations in elastic thickness and flexure of the Maracaibo block. *Journal of South American Earth Sciences*, 56, 251-264.
- Arnold, R y Savage, Martha (2013). Measuring Shear Wave Splitting using the Silver and Chan Method. Victoria University of Wellington.
- Audemard, F. E. (1991). "Tectonics of Western Venezuela". (Tesis de grado), Rice University Houston-Texas, 245 p.
- Audemard, F. A. (1993). "Néotectonique, Sismotectonique et Alea Sismique du Nordouest du Venezuela (Systeme de failles de Oca-Ancon)."
- Audemard, F. A. (1998). Evolution geodynamique de la facade nord Sud-américaine: nouveaux apports de l'histoire géologique du Bassin de Falcón, Venezuela. XIV Caribbean Geological Conference, Trinidad.
- Audemard, F. A. (1999). "Estudio de neotectónica y geología de fallas activas del triángulo de fallas de Bocono, Oca-Ancón y Valera (Proyecto INTEVEP 97-018)", FUNVISIS para INTEVEP, Vol., p. 138.
- Audemard, F.A. (2000). Major Active Faults of Venezuela. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil. Brazilian Geological Society and others (extended abstract; CDRom format).
- Audemard, F. A. (2001). Quaternary tectonics and present stress tensor of the inverted northern Falcon Basin, northwestern Venezuela. *Journal of Structural Geology*, 23: 2-3, 2001,431-453.

- Audemard, F. y Giraldo, C. (1997). "Desplazamientos dextrales a lo largo de la frontera meridional de la Placa Caribe, Venezuela septentrional". *Memorias del VIII Congreso Venezolano. Sociedad Venezolana de Geólogos, Tomo 1: p. 101-108*
- Audemard, F y Audemard, F (2002). Structure of the Merida Andes, Venezuela: relations with the South America–Caribbean geodynamic interaction. Earth Sciences Department, Venezuelan Foundation for Seismological Research, FUNVISIS, Apartado Postal 76880, Caracas 1070-A, Venezuela
- Audemard, F. A.M. Machette J. Cox R. Dart K. Halle. (2000). "Map and database of quaternary faults and folds in Venezuela and its offshore regions. Include map at scale 1:2,000,000 and 78-page report", US Geological Survey.
- Babuska, V. and Cara, M. (1991). *Seismic Anisotropy in the Earth*, Kluwer Academic Publishers, Netherlands. 2, 19
- Backus, G. (1965). Possible forms of seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans, *J. Geophys. Res.*, 70, 3429–39.
- Bai, Q., Mackwell, S. J., Kohlstedt, D. L. (1991). High temperature creep of olivine single crystals: I. Mechanical results for buffered samples. *J. Geophys. Res.*, 96; 2441–63
- Becker, T. W., S. Lebedev, and M. Long (2012). On the relationship between azimuthal anisotropy from shear wave splitting and surface wave tomography, *J. Geophys. Res.*, 117, B01306, doi:10.1029/2011JB008705.
- Bermúdez, M.A.; Van Der Beek, P. y Bernet, M. (2011). Asynchronous Miocene–Pliocene exhumation of the central Venezuelan Andes, *Geology*, Vol. 39, p. 139-142.
- Beyreuther, M., Barsch, R., Krischer, L., Megies, T., Behr, Y., and Wassermann, J. (2010). ObsPy: A Python Toolbox for Seismology, *Seismological Research Letters*, 81 (3), 530-533.
- Bezada, M.J., Levander, A., Schmandt, B., (2010a). Subduction in the southern Caribbean: Images from finite-frequency P wave tomography. *J. Geophys. Res.* 115, B12333. <https://doi.org/10.1029/2010JB007682>.
- Bird, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries, *Geochem. Geophys. Geosys.*, 4, doi:10.1029/2001GC000252.
- Burke, K. (1988). Tectonic evolution of the Caribbean. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 16, 201–230.
- Chacín, L.M. I. Jácome C. Izarra. (2005). "Flexural and gravity modelling of the Mérida Andes and Barinas-Apure Basin, Western Venezuela." *Tectonophysics*, Vol. 405(1-4), p. 155-167.

- Chevrot, S. (2000). 'Multichannel analysis of shear wave splitting', *Journal of Geophysical Research* 105, 21579–21590.
- Cluff, L. S., & Hansen, W. R. (1969). *Seismicity and seismic geology of northwestern Venezuela*. Woodward-Clyde Associates.
- Colletta, B., Roure, F., de Toni, B., Loureiro, D., Passalacqua, H., & Gou, Y. (1997). Tectonic inheritance, cristal architecture, and contrasting structural styles in the Venezuela Andes. *Tectonics*, 16(5), 777-794.
- Colmenares L, Zoback MD (2003). Stress field and seismotectonics of northern South America. *Geology* 31(8):721–724.
- Crampin, S. (1984). Effective elastic-constants for wave propagation through cracked solids. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 76; 135-145.
- Crampin, S. & Booth, D. C. (1985). Shear-wave polarizations near the North Anatolian Fault-II. Interpretation in terms of crack-induced anisotropy. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 83; 75-92.
- Dewey, J. (1972). "Seismicity and tectonics of western Venezuela." *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 62(6), p. 1711 -1751.
- Díaz, G.J., Speranza, F., Faccena, C., Bayona, G., Mora, A. (2014). Magnetic stratigraphy of the Bucaramanga alluvial Fan: Evidence for a ≤ 3 mm/yr slip rate for the Bucaramanga Santa Marta Fault, Colombia, *Journal of South American Earth Sciences*
- Duerto, P, Escalona, A., Mann P. (2006). "Deep structure of the Mérida Andes and Sierra de Perijá mountain fronts, Maracaibo Basin, Venezuela." *AAPG Bull.*, Vol. 90(4), p. 505–528.
- Edgar, N. T., Ewing, J. I. y Hennion, J. (1971). "Seismic refraction and reflection in Caribbean Sea". *AAPG Bulletin*, Vol. 55(6), p. 833-870.
- Gerst, A. and Savage, M. (2004). 'Seismic anisotropy beneath ruapehu volcano: A possible eruption forecasting tool', *Science* 306, 1,543–1,547.
- Giraldo, C. y C. Beltrán. (1989). "Tectónica cuaternaria asociada a la falla de Laguna Grande, península de Araya (estado Sucre) y campo de esfuerzos." *GEOS*, Vol. 29, p. 195-204.
- González de Juana, C., Iturralde, J., & Picard, X. (1980). *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. Caracas, Ediciones Foninves.
- Growdon, M.A., Pavlis, G.L., Niu, F., Vernon, F.L., Rendon, H., (2009). Constraints on mantle flow at the Caribbean–South American plate boundary inferred from shear wave splitting. *J. Geophys. Res.* 114, 1–7. doi:10.1029/2008JB005887.

- Hackley, P. C.F. Urbani A. W. Karlsen C. P. Garrity. (2006). "Mapa geológico de Venezuela a Escala 1:750,000: U.S. Geological Survey Open-File Report 2006-1109", U.S. Geological Survey.
- Hospers, J. & Van Wijnen, J. C. (1958). Rock Densities of The Central Venezuelan Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 69(3), 359-362.
- Idárraga-García, Javier (2016). Modelo geodinámico de los sistemas de subducción de Colombia a partir de mediciones de anisotropía sísmica y su relación con el contexto morfotectónico regional de los márgenes continentales Caribe y Pacífico, 63. Universidad Nacional de Colombia. Publicado en *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 17 (2016). doi: 10.1002/2016GC006323.
- Kellogg, J.N. (1984). Cenozoic tectonic history of the Sierra de Perijá, Venezuela- Colombia, and adjacent basins. In: Bonini, W.E., Hargraves, R.B., Shagam, y R. (Eds.), *The Caribbean Ruth America Plate Boundary and Regional Tectonics*, 162. Geological Society of America Memoir, pp. 239e261.
- Kellogg, J.N., Bonini, W.E. (1982). Subduccion of the Caribbean plate and basement uplifts in the overriding South American plate. *Tectonics* 1, 251e276.
- Kendall, J-M. (2000). Seismic anisotropy in the boundary layers of the Earth's mantle, invited chapter for *Earth's Deep Interior: Mineral Physics and Tomography from the Atomic to the Global Scale*, eds. S. Karato, L. Stixrude, R. C. Liebermann, T. G. Masters and A. M. Forte. *Geophysical Monograph Series* 117, American Geophysical Union, 149-175.
- Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R, Buland R., (1995). Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophysical Journal International*, Volume *Geophysical Journal International*, Volume 122, Issue 1, July 1995, Pages 108–124.
- Kind, R.; Kosarev, G. L.; Makeyeva, L. I., y Vinnik, L. P. (1985). Observations of laterally inhomogeneous anisotropy in the continental lithosphere, *Nature*, 318, 358–61.
- Krischer, L., Megies, T., Barsch, R., Beyreuther, M., Lecocq, T., Caudron, C., and Wassermann, J. (2015). ObsPy: a bridge for seismology into the scientific Python ecosystem, *Computational Science & Discovery*, 8 (1), 014003.
- Langtangen, H. P. (2014). *A primer on scientific programming with Python* (Vol. 6). Springer.
- Long, M., and R. van der Hilst (2005). Upper mantle anisotropy beneath Japan from shear wave splitting, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 151, 206–222.

- Long, M. and Silver, P. (2009). 'Shear wave splitting and mantle anisotropy: measurements, interpretations and new directions', *Surveys in Geophysics* 30, 407–461. 6, 7, 8
- Long, M. D. (2013), Constraints on subduction geodynamics from seismic anisotropy, *Rev. Geophys.*, 51, 76–112, doi:10.1002/rog.20008.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*.
- Lugo, J. y Mann (1995). Jurassic-Eocene Tectonic Evolution of Maracaibo Basin. *AAPG Memoir* Vol. 62, 699-725.
- Mainprice, D. (2007). Seismic anisotropy of the deep Earth from a mineral and rock physics perspective. Schubert, G. (ed.) *Treatise on Geophysics*. Oxford: Elsevier Ltd. 2. p. 437-492.
- Malavé G, Suarez G (1995). Intermediate-depth seismicity in northern Colombia and western Venezuela and its relationship to Caribbean plate subduction. *Tectonics* 14:617–628.
- Marson-Pidgeon, K. and Savage, M. (2004). 'Modelling shear wave splitting observations from wellington, new zealand', *Geophysical Journal International* 157, 853–864.
- Masy, J., Niu, F., Levander, A., Schmitz, M., (2011). Mantle flow beneath northwestern Venezuela: Seismic evidence for a deep origin of the Mérida Andes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 305 (3-4), 396-404, doi:10.1016/j.epsl.2011.03.024
- Megies, T., Beyreuther, M., Barsch, R., Krischer, L., and Wassermann, J. (2011). ObsPy - What can it do for data centers and observatories? *Annals of Geophysics*, 54 (1).
- Menke, W. and Levin, V. (2003). 'The cross-convolution method for interpreting sks splitting observations, with application to one and two-layer anisotropic earth models', *Geophysical Journal International* 154, 379–392. 8, 9, 12
- Miller, J. (1960). "Directrices tectónicas en la Sierra de Perijá y partes adyacentes de Venezuela y Colombia." *Bol. Geol. Venezuela*, Vol. 3(II), p. 687-717.
- Montellier, V. and Chevrot, S. (2010). 'How to make robust splitting measurements for single-station analysis and three-dimensional imaging of seismic anisotropy', *Geophysical Journal International* 182, 311–328. 8, 12
- Morley, A., G. W. Stuart, K. J. M., and M. Reyners (2006). Mantle wedge anisotropy in the Hikurangi subduction zone, Central North Island, New Zealand, *Geophys. Res. Lett.*, 3.
- Nakajima, J., J. Shimizu, S. Hori, and A. Hasegawa (2006). Shear-wave splitting beneath the southwestern kurile arc and northeastern japan arc: A new insight into mantle return flow, *Geophys. Res. Lett.*, 33.

- Nicolas, A. & Poirier, J.P. (1976). Crystalline Plasticity and Solid-State Flow in Metamorphic Rocks. John Wiley, London, p. 444.
- Niu, F., Baldwin, T., Pavlis, G., Vernon, F., Rendon, H., Bezada, M., Levander, A., (2007). Receiver function study of the crustal structure of the Southeastern Caribbean Plate Boundary and Venezuela. *J. Geophys. Res.* 112, B11308. doi:10.1029/2006JB004802
- Park, J., Levin, V. (2002). Seismic anisotropy: Tracing plate dynamics in the mantle, *Science*, 296, 485–489.
- Pennington, W. (1981). Subduction of the eastern Panama basin and seismotectonics of northwestern South America. *J. Geophys. Res. B* 86, 10,753e10,770.
- Perez O, Jaimes M, Garciacaro E (1997). Microseismicity evidence for subduction of the Caribbean plate beneath the South American plate in northwestern Venezuela. *J Geophys Res* 102(B8): 17875–17882
- Pérez, O.J., Wesnousky, S.G., De La Rosa, R., Márquez, J., Uzcátegui, R., Quintero, C., Liberal, L., Mora-Páez, H., Szeliga, W. (2018). On the interaction of the North Andes plate with the Caribbean and South American plates in northwestern South America from GPS geodesy and seismic data. *Geophys. J. Int.* 214 (3), 1986–2001.
- Pindell, J., Kennan, L., Maresch, W.V., Stanek, K.-P., Draper, G., and Higgs, R., (2005). Plate-kinematics and crystal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins, in Avé Lallemant, H.G., and Sisson, V.B. eds., *Caribbean–South American plate interactions*, Venezuela: Geological Society of America Special Paper 394, p. 7–52.
- Piñero-Feliciangeli, L. (2014). Dinámica del manto monitoreada por anisotropía sísmica, borde de placa Caribe – Sur América. Contribución a: El Límite Noreste de la Placa Sudamericana - estructuras litosféricas de la superficie al manto, Editores: M. Schmitz, F. Audemard, F. Urbani, Comité Editor Libros y Monografías, Fac. Ing. UCV, Capítulo 5, p 121-144.
- Pinero-Feliciangeli, L., Kendall, J.-M. (2007). Sub-slab mantle flow parallel to the Caribbean plate boundaries: Inferences from SKS splitting. *Instituto de Ciencias de la Tierra, Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela. Earth Science Department. University of Bristol, UK*
- Porritt, R.W., Becker, T.W. and Monsalve, G. (2014). Seismic anisotropy and slab dynamics from SKS splitting recorded in Colombia. *Geophysical Research Letters*, 41, doi:10.1002/2014GL061958.

- Renz, H.H. (1948). Stratigraphy and fauna of the Agua Salada Group, State of Falcón, Venezuela. Geol. Soc. Am. Mem. vol. 32, 219 pp.
- Rod, E. (1956). "Strike-slip faults of northern Venezuela." AAPG Bulletin, Vol. 40(3), p. 457-476.
- Rod, E. (1958). "Application of principles of wrench-fault tectonics of moody and hill to northern South America." Geological Society of America Bulletin, Vol. 69(7), p. 933-936.
- Russo, R., Silver, P.G., Franke, M., Ambeh, W.B., James, D.E. (1996). Shear-wave splitting in northeast Venezuela, Trinidad, and the eastern Caribbean. Phys. Earth Planet. Inter. 95; 251–275.
- Russo, RM. and Silver, P.G (1994). Trench parallel flow beneath the Nazca plate from seismic anisotropy. Science, 263: 1105-1111
- Sánchez, G.H. Rojas M. Reyes G. Tang E. Patiño A. Goncalves J., Namson. (2008). "Nuevo modelo estructural de la parte central de La Sierra de Perijá, Venezuela", PDVSA, Vol., p. 6.
- Savage, M. K. (1999). Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear-wave splitting? *Rev. Geophys.*, 37, 65–106.
- Schlumberger. (1997). " WEC Venezuela 1997, Evaluación de Pozos".
- Schubert, C. (1980). "Morfología neotectónica de una falla rumbo-deslizante e informe preliminar sobre la falla de Boconó, Andes merideños." Acta Cient. Venezolana, Vol. 31, p. 98-111.
- Shearer M, P. (2009). Introduction to seismology. 2nd edn. Cambridge University Press, 396pp.
- Silver, P. G. (1996). Seismic anisotropy beneath the continents: Probing the depths of geology. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 24, 385-432. doi:10.1146/annurev.earth.24.1.385.
- Silver, P.G. and Chan, W.W. (1991). Shear wave splitting and sub-continental mantle deformation, *J. Geophys. Res.*, 96, 16 429–54.
- Silver, P. and Savage, M. (1994). 'The interpretation of shear-wave splitting parameters in the presence of two anisotropic layers', *Geophysical Journal International* 119, 949–963.
- Stein, S. Wyession M. (2003) An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure, Blackwell Publishing 2003 United Kingdom
- Stéphan, J.F. (1982). Evolution Géodynamique du domaine Caraïbes: Andes et Chaîne Caraïbes sur la Transversale de Barquisimeto, Venezuela. Ph.D. Thesis. Etat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France, 512 pp.
- STRM. (2015), "Shuttle Radar Topography Mission (STRM)". Disponible en internet: <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/cbanddataproducts.html>.

- Sykes, L. R.; McCann, W. R. y Kafka, A. L. (1982). “Motion of Caribbean Plate during last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements”, *J Geophys Res*, 87: B13, 1982, 10,656-610,676.
- Taboada, A., Rivera, L., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., & Bijwaard, H. et al. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 19(5), 787-813.
- Teanby, N., Kendall, J. and van der Baan, M. (2004). ‘Stress-induced temporal variations in seismic anisotropy observed in microseismic data’, *Geophysical Journal International* 156, 459–466.
- Toto, E.A. & Kellogg, J.N. (1992). Structure of the Sinu-San Jacinto fold belt—an active accretionary prism in northern Colombia, *J. South Am. Earth Sci.*, 5, 211–222.
- Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymueller, J.T. & Mora, H.P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations, *J. South Am. Earth Sci.*, 15, 157–171.
- Van der Hilst R and Mann P (1994). Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America. *Geology* 22(5):451–454
- Vecsey, L., Plomerova, J. and Babuska, V. (2008). ‘Shear-wave splitting measurements – problems and solutions’, *Tectonophysics* 462, 178–196. 5, 7, 10, 11
- Westbrook, G. K.; McCann, W. R. (1986). Subduction of Atlantic lithosphere beneath the Caribbean. *The Geological Society of America*, 1986. Vol. M, The Western North Atlantic Region. Chapter 21.
- Wolfe, C. and Silver, P. (1998). ‘Seismic anisotropy of oceanic upper mantle: Shear wave splitting methodologies and observations’, *Journal of Geophysical Research* 103(B1), 749– 771. 7, 9, 12, 140
- Wüstefeld, A., G. Bokelmann, G. Barruol, and J. Montagner (2009). Identifying global seismic anisotropy patterns by correlating shear-wave splitting and surface-wave data, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 176(3), 198–212.
- Yoris, F., & Ostos, M. (1997). Geología de Venezuela *WEC Venezuela 1997 - Evaluación de Pozos* (pp. 1-44).

APÉNDICES

CAPÍTULO IV

✓ CÓDIGO 1

Cálculo de distancia epicentral, extracción de segmentos de registro de interés y conversión de los archivos a formato SAC.

```
#-----  
#Nombre del código: Extrac_GIAME.py  
#Autor: Sireilonay Figuera y Herbert Rendón  
#-----  
# Importa paquetes necesarios  
  
from obspy import read  
  
from obspy.taup import TauPyModel  
  
model = TauPyModel(model="ak135") # Define el modelo de velocidad  
  
from obspy.core import UTCDateTime  
  
import os, glob, shutil  
  
import datetime  
  
import numpy as np  
  
pi = np.pi  
#-----  
  
# Lee catalogo de sismos de interés para observar Shear Wave Splitting  
  
#           2015-01-01 hasta 2018-12-31  
  
fh1 = open('Catalogo/Catalogo_Shear_Wave_Split.txt', 'r')  
  
line = fh1.readline() # Read and discard first line only  
  
SISMOS = fh1.readlines() # Lee el resto del archivo CATALOGO de SISMOS  
  
Nsismos = len(SISMOS) # Numero de sismos en el Shear Wave Splitting catalogue
```

```

fh1.close()

#-----

#           Lee Estaciones Sísmicas del proyecto GIAME

fh2 = open('Estaciones/GIAME_stations.txt', 'r')

line   = fh2.readline() # Read and discard first line only

ESTACIONES = fh2.readlines() # Lee el resto del archivo

Nstaciones = len(ESTACIONES)

fh2.close()

#-----

for I in range(Nsismos):

#  if I !=71 : continue #switch para escoger un sismo en particular

sismo = SISMOS[I].rstrip().split(',')

IDEN   = sismo[0].strip()      # Identifica al sismo en Base Datos del ISC

Date   = sismo[1].strip()      # Fecha de ocurrencia del sismo  DD:MM:YY

To     = sismo[2].strip()      # Tiempo Origen del SISMO      hh:mm:ss

Lat1   = float(sismo[3])*pi/180. # Latitud del epicentro del sismo llevada a radianes

Lon1   = float(sismo[4])*pi/180. # Longitud del epicentro del sismo llevada a radianes

Prof   = float(sismo[6])       # Hipocentro

Mag    = float(sismo[7])       # Magnitud

#           Define al Tiempo Origen TO como una variable datetime

TO     = datetime.datetime(int(Date[0:4]), int(Date[5:7]), int(Date[8:]), int(To[0:2]),
int(To[3:5]), int(To[6:8]), int(To[9:]) * 10000)

To     = To.replace(':', '_')  # reformatea el tiempo origen para usarlo en nombre del directorio

#  print (To)

```

```

os.mkdir('Evento10/'+Date+'_'+To)      # Crea Directorio para salvar TRAZAS del EVENTO

fh3 = open('Evento10/'+arrivals10.txt', 'a')

# Dado un SISMO particular, debemos iterar sobre el conjunto de estaciones que conforman
#
#           la Red del Proyecto GIAME
for J in range (0, Nstaciones):      #ESTACIONES DISPONIBLES:
    if J != 10: continue #switch para escoger una estacion en particular
    estacion = ESTACIONES[J].rstrip().split(',')
    staname = estacion[1].strip()
    Lon2 = float(estacion[2])*pi/180. # Longitud de la estacion llevada a radianes
    Lat2 = float(estacion[3])*pi/180. # Latitud de la estación llevada a radianes
    Altitud = estacion[4]           # Altura de Kms

# A partir de coordenadas de Epicentro y Estación: COMPUTA DISTANCIA EPICENTRAL EN
# RADIANES
Delta = np.arccos(np.cos(Lat2)*np.cos(Lat1)*np.cos(Lon2-Lon1) +
np.sin(Lat2)*np.sin(Lat1))
Delta = Delta*180./pi           # DISTANCIA EPICENTRAL EN GRADOS

# Cómputo del Tiempo de Viaje fase P con el modelo de velocidades ak135
TRAVEL = model.get_travel_times(source_depth_in_km=Prof, distance_in_degree=Delta,
phase_list=["SKS"])

#print (TRAVEL)

```

```

if len(TRAVEL)==0:continue      # Pasa a la siguiente estacion

Ttime  = TRAVEL[0].time        # Tiempo de viaje teorico

Ray_param = TRAVEL[0].ray_param    # Parametro de Rayo

Inc_angle = TRAVEL[0].incident_angle # Angulo de Incidencia

deltat1 = 180.    # Define ancho de

deltat2 = 240.    # la ventana

T1      = TO + datetime.timedelta(seconds=Ttime-deltat1) # variable datetime Tiempo 1 Ventana
de Corte

T2      = TO + datetime.timedelta(seconds=Ttime+deltat2) # variable datetime Tiempo 2
Ventana de Corte

year1   = str(T1.year)

julday1 = '%03d'%T1.timetuple().tm_yday # Dia JULIANO del instante T1, tiempo inicial de
ventana corte

hour1   = '%02d'%T1.hour           # Hora del instante T1

#rtfile1 = 'WAVEFORMS/NETWORK/'+staname+'/' +year1+'/' +year1+julday1+'*/1/*'

#rtfile1 = glob.glob(rtfile1)

ruta_carpeta = 'WAVEFORMS/NETWORK/'+staname+'/' +year1+'/' +year1+'*/1/*'

#print (ruta_carpeta)

rtfile1 = glob.glob(ruta_carpeta)

if len(rtfile1) == 0: continue    # Sale de la estacion sino consigue file

rtfile1 = rtfile1[0]

st1     = read(rtfile1)          # Trazas que conforman la primera HORA

```

```

year2 = str(T2.year)

julday2 = '%03d'%T2.timetuple().tm_yday # Dia JULIANO del instante T2, tiempo final de
ventana corte

hour2 = '%02d'%T2.hour

if hour2 != hour1:

    ruta_carpeta2 = 'WAVEFORMS/GIAME/'+year1+'/' + staname + '/' + year2 + '*/*/1/*'

    #rtfile2 = 'WAVEFORMS/NETWORK/'+staname+'/' + year2 + '/' + year2 + julday2 + '*/1/*'

    #rtfile2 = glob.glob(rtfile2)

    rtfile2 = glob.glob(ruta_carpeta2)

    if len(rtfile2) == 0: continue # Sale de la estacion sino consigue file

    rtfile2 = rtfile2[0]

    st2 = read(rtfile2)

    for k in range(3): # Si existe el segundo reftek file

        st1[k] = st1[k] + st2[k] # lo append al primero

    # ReEscribe T1 en nuevo formato para poder hacer el corte de la ventana de tiempo

    T1 = year1 + '-' + '%02d'%T1.month + '-' + '%02d'%T1.day + 'T' + '%02d'%T1.hour + ':' + '%02d'%T1.minute + ':00'

    st1.trim(UTCDateTime(T1), UTCDateTime(T1) + deltat1 + deltat2)

    if(len(st1)) != 3: continue # No toma la estacion sin las TRES componentes

# Corrige el HEADER del stream

cha = ['Z_1', 'NS2', 'EW3']

for k in range(3):

    st1[k].stats.network = 'NETWORK'

```

```

st1[k].stats.station = staname

st1[k].stats.channel = cha[k]

Tarr = TO + datetime.timedelta(seconds=Ttime)

st1.write('Event010/'+Date+'_'+To+'/'+staname, format='SAC')

fh3.write('%s %s\n'%(staname, Tarr))

print(I, J, staname, Tarr)

fh3.close()

shutil.move('Event010/arrivals10.txt','Event010/'+Date+'_'+To+'/'+'arrivals10.txt')

if len(os.listdir('Event010/'+Date+'_'+To)) == 1: # Check if the folder is just with file arrivals.txt
    shutil.rmtree('Event010/'+Date+'_'+To)    # If so, it deletes it

```

✓ CÓDIGO 2

Plotear los resultados de los eventos sísmológicos

```
#-----  
#Nombre del código: PLOTS.py  
#Autor: Sireilonay Figuera y Herbert Rendón  
#-----  
  
# Importa paquetes necesarios  
  
from obspy import read  
  
#import matplotlib.dates as mdates  
  
import matplotlib.pyplot as plt  
  
import glob, datetime  
  
  
EVENTS = glob.glob('D:\FIGUERA/EVENTS/*')  
  
EVENTS.sort()          #Ordena temporalmente  
  
plt.rcParams["figure.figsize"] = [10.00, 7.00]  
  
#plt.rcParams["figure.autolayout"] = True  
  
#fig = plt.figure()  
  
  
I = 0  
  
for event in EVENTS:  
  
    I = I+1  
  
    if I!= 1:continue  
  
    print(I, event)  
  
    fh1 = open(event+'arrivals.txt', 'r')
```

```

lines = fh1.readlines()

for line in lines:      # Dado el evento itera sobre las estaciones

    line  = line.rstrip().split()

    Station = line[0]

    Date    = line[1]

    Tarrival = line[2]

    ST1 = read(event+'/'+Station+'01')

    ST2 = read(event+'/'+Station+'02')

    ST3 = read(event+'/'+Station+'03')

    sttime = ST1[0].stats.starttime

    step   = ST1[0].stats.delta*10**6

    Npts   = ST1[0].stats.npts

    sttime = datetime.datetime(sttime.year, sttime.month, sttime.day, sttime.hour, sttime.minute,
sttime.second, sttime.microsecond)

    Taxis = []

    for K in range(Npts):

        sttime = sttime + datetime.timedelta(microseconds=step)

        Taxis.append(sttime)

    fig = plt.figure()

    ax = fig.add_subplot(3, 1, 1)

```

```

plt.plot(Taxis, ST1[0].data)

Ymin = min(ST1[0].data)

Ymax = max(ST1[0].data)

plt.xlim([Taxis[0], Taxis[Npts-1]])

SKSarr = [datetime.datetime(int(Date[:4]), int(Date[5:7]), int(Date[8:]), int(Tarrival[:2]),
int(Tarrival[3:5]), int(Tarrival[6:8])), datetime.datetime(int(Date[:4]), int(Date[5:7]),
int(Date[8:]), int(Tarrival[:2]), int(Tarrival[3:5]), int(Tarrival[6:8])) ]

# SKSarr = [datetime.datetime(2015, 11, 2, 8, 39, 0), datetime.datetime(2015, 11, 2, 8, 39, 0)]

# ax.text(Taxis[0], Ymax*.85, "+Station+" Z_1", transform=ax.transData)

ax.text(0.05, 0.9, Station+" Z_1", transform=ax.transAxes)

plt.plot(SKSarr, [Ymin, Ymax])

ax = fig.add_subplot(3, 1, 2)

plt.plot(Taxis, ST2[0].data)

Ymin = min(ST2[0].data)

Ymax = max(ST2[0].data)

plt.xlim([Taxis[0], Taxis[Npts-1]])

SKSarr = [datetime.datetime(int(Date[:4]), int(Date[5:7]), int(Date[8:]), int(Tarrival[:2]),
int(Tarrival[3:5]), int(Tarrival[6:8])), datetime.datetime(int(Date[:4]), int(Date[5:7]),
int(Date[8:]), int(Tarrival[:2]), int(Tarrival[3:5]), int(Tarrival[6:8])) ]

ax.text(0.05, 0.9, Station+" N_2", transform=ax.transAxes)

plt.plot(SKSarr, [Ymin, Ymax])

ax = fig.add_subplot(3, 1, 3)

plt.plot(Taxis, ST3[0].data)

```

```

Ymin = min(ST3[0].data)

Ymax = max(ST3[0].data)

plt.xlim([Taxis[0], Taxis[Npts-1]])

SKSarr = [datetime.datetime(int(Date[:4]), int(Date[5:7]), int(Date[8:]), int(Tarrival[:2]),
int(Tarrival[3:5]), int(Tarrival[6:8])),
          datetime.datetime(int(Date[:4]), int(Date[5:7]),
int(Date[8:]), int(Tarrival[:2]), int(Tarrival[3:5]), int(Tarrival[6:8])) ]

ax.text(0.05, 0.9, Station+" E_3", transform=ax.transAxes)

plt.plot(SKSarr, [Ymin, Ymax])

# plt.savefig(event[10:-3]+'_'+Station+'.png')

# break

fh1.close()

```

✓ CÓDIGO 3

Análisis de desdoblamiento de ondas de corte

```
#-----  
#Nombre del código: EINGENVECTORES.py  
#Autor: Sireilonay Figuera  
#-----  
  
import numpy as np  
  
from obspy import read  
  
import itertools  
  
from obspy.signal.util import next_pow_2  
  
from obspy.signal.cross_correlation import correlate  
  
#Definir algunas variables  
  
maxDelay = 0.250  
  
baz    = 249.89  
  
ain    = 7.71  
  
method='EV'  
  
SKS    = 9.63 #Definir ancho de ventana  
  
duracion_ventana = 2000.0 # Duración de la ventana (en segundos)  
  
ancho_ventana = duracion_ventana / 2.0# Ancho de la ventana (en segundos)  
  
# Definir el tiempo inicial y final de la ventana  
  
tiempo_inicial = SKS - ancho_ventana  
  
tiempo_final = SKS + ancho_ventana
```

```

# Asignar los valores a pickwin[0] y pickwin[1]

pickwin = [tiempo_inicial, tiempo_final]

st_z = read('D:\FIGUERA/EVENTSSKS/2017-01-29_14_59_51.61/XCHI01') #Componente Z
st_ns = read('D:\FIGUERA/EVENTSSKS/2017-01-29_14_59_51.61/XCHI02') #Componente N-S
st_ew = read('D:\FIGUERA/EVENTSSKS/2017-01-29_14_59_51.61/XCHI03') #Componente E-W

baz = np.deg2rad(baz)

ain = np.deg2rad(ain)

sps = st_z[0].stats.sampling_rate

#step = st_z[0].stats.delta*10**6 #Intervalo de muestreo

delta = 1./sps

maxDelay*= sps # convertir el retardo máximo de segundos a muestras

## crear las matrices de prueba phi y td

step = 1 # paso tanto para phi como para td

phiTrials = np.arange(-90,90+step,step,dtype=int)

tdTrials = np.arange(0,maxDelay+step,step,dtype=int)

phi = (min(phiTrials),max(phiTrials))

td = (min(tdTrials),max(tdTrials))

## crea las matrices donde se almacenarán los resultados de I2 y energía, estas son matrices phi x
td

phiNum = phiTrials.size

```

```

tdNum    = tdTrials.size

Earray   = np.zeros((phiNum,tdNum))

L2array  = np.zeros((phiNum,tdNum))

L1array  = np.zeros((phiNum,tdNum))

V1array  = np.zeros((phiNum,tdNum,2))

## Rotar datos a ZRT o LQT

ZNE=np.asarray((st_z[0].data, st_ns[0].data, st_ew[0].data))

if ain:

    Matriz3x = np.asarray([

        [np.cos(baz),-np.sin(ain)*np.sin(baz),-np.sin(ain)*np.cos(baz)],

        [np.sin(ain), np.cos(ain)*np.sin(baz), np.cos(ain)*np.cos(baz)],

        [0,      -np.cos(baz),      np.sin(baz)]

    ])

    ZEN    = ZNE.copy()

    ZEN[1] = ZNE[2].copy() # intercambiar N<->E

    ZEN[2] = ZNE[1].copy()

    LQT    = np.dot(Matriz3x,ZEN)

    #LQT=np.asarray([x.data for x in stream.rotate("LQT->ZNE",bazi,ain)]) # obspy gives different
L component

    QT     = LQT[1:]

else:

    Matriz2x = np.asarray([

```

```

        [np.cos(baz), np.sin(baz)],
        [-np.sin(baz),np.cos(baz)]
    ])

QT    = np.dot(Matriz2x,ZNE[1:])

## Obtener ventana de selección en muestras

selWindow  = np.asarray((int(pickwin[0]*sps),int(pickwin[1]*sps)))

for i,j in itertools.product(range(phiNum),range(tdNum)):

    phi = phiTrials[i]; td = tdTrials[j]

    delWindow = selWindow+td

    # clockwise rotation matrix, according to IRIS services

    R = np.asarray([

        [np.cos(phi), np.sin(phi)],

        [-np.sin(phi),np.cos(phi)]

        ])

    # convert QT to FS

    FS1 = np.dot(R,QT)

    # get the windows after applying time-delay

    FS2 = np.asarray((

```

```

    FS1[0][selWindow[0]:selWindow[1]], # this is the fast

    FS1[1][delWindow[0]:delWindow[1]] # this is the slow (after time-delay)

))

    # rotate back to QT

QT2 = np.dot(R.T,FS2)

# get minmum energy in transverse

Earray[i,j] = np.sum(QT2[1]**2)

# obtener la matriz de covarianza y los valores propios correspondientes

C = np.cov(QT2[0],QT2[1])

w,v= np.linalg.eig(C) # w=valores propios, v=vectores propios. v[:,i] corresponde a w[i]

L2array[i,j]=w.min()

L1array[i,j]=w.max()

V1array[i,j]=v[:,np.where(w==w.max())[0][0]]

## obtener índices tanto para ME como para EV

# Larray=L2array/L1array

Larray=L2array

if method == "EV":

    EVidx=np.where(Larray==Larray.min())

    cArray=Larray

    if len(EVidx) > 2:

        raise IndexError("More than 1 solutions specified!")

```

```

V1=V1array[EVIDx][0]

phiSC=phiTrials[EVIDx[0]][0]

tdSC=tdTrials[EVIDx[1]][0]

phiCorr=baz

## calcular errores ##

    ## formas de onda correctas

R=np.asarray([

    [np.cos(phiSC), np.sin(phiSC)],

    [-np.sin(phiSC),np.cos(phiSC)]

    ])

delWindow=selWindow+int(tdSC)

    # convert QT to FS

FSe1=np.dot(R,QT)

    # obtener las ventanas después de aplicar el retardo de tiempo

FSe2=np.asarray((

    FSe1[0][selWindow[0]:selWindow[1]], # este es el rapido

    FSe1[1][delWindow[0]:delWindow[1]] # este es el lento (después del retraso)

    ))

    # rotar de nuevo a QT

QTe=np.dot(R.T,FSe2)

    # obtener variación de señal en transversal

```

```

# Tvar=np.var(QTe[1]/abs(QTe[1]).max())

## corregir phi y td, finalizar

phiSC+=phiCorr

phiSC%=180 # asegúrese de que esté en el rango 0-180

## corregir en NE y correlacionar

R=np.asarray([

    [np.cos(phiSC), np.sin(phiSC)],

    [-np.sin(phiSC),np.cos(phiSC)]

])

delWindow=selWindow+int(tdSC)

FSi=np.dot(R,ZNE[1:])

FSc=np.asarray((

    FSi[0][selWindow[0]:selWindow[1]], # this is the fast

    FSi[1][delWindow[0]:delWindow[1]] # this is the slow (after time-delay)

))

CC_FS=correlate(FSc[0],FSc[1],shift=0,demean=True,normalize='naive')[0]

NEc=np.dot(R.T,FSc)

CC_NE=correlate(NEc[0],NEc[1],shift=0,demean=True,normalize='naive')[0]

# Obtener covarianza de NE corregida

C=np.cov(NEc[0],NEc[1])

w,v=np.linalg.eig(C) # w=eigenvalues, v=eigenvectors. v[:,i] corresponds to w[i]

```

```
V1=v[:,np.where(w==w.max())[0][0]]

# obtener la dirección de polarización de la onda S corregida
spol=np.rad2deg(np.arctan2(V1[1],V1[0])) % 360

## td debe convertirse a segundos
tdSC*=delta

print(float(phiSC),
print (float(tdSC)),
float(spol),
float(CC_FS),
float(CC_NE))
```

✓ PARÁMETROS DE DIVISIÓN DE ONDAS DE CORTE.

Tabla A4.1. Resultados de división de onda de corte para cada estación sismológica.

Evento	Fecha del evento	Estación	Azimuth	Back-azimuth	Ángulo de incidencia	Ángulo de rotación	Ángulo de corregido	Dirección de polarización	Polarización corregida	Tiempo de retardo	CC_FS	CC_NS
608005726	02/11/2015	BETV	113,04	293,06	10,29	24,67	95,12	114,67	247,17	0,45	0,03	0,04
		CAGV	113,10	293,12	10,26	13,47	113,11	103,47	313,02	0,35	-0,67	-0,67
611838301	09/11/2015	BETV	113,07	293,09	10,32	-15,42	95,12	74,58	282,18	0,10	0,33	-0,15
		CAGV	113,13	293,15	10,30	20,99	100,12	110,99	240,82	0,16	0,03	0,11
		CCMV	112,94	292,95	10,37	31,75	123,11	121,75	298,45	0,34	0,06	-0,26
		XCHI	112,96	292,97	10,35	-115,23	122,11	-25,23	1,69	0,99	0,25	0,02
		XESC	112,92	292,93	10,34	30,73	95,11	120,73	299,90	0,73	0,22	-0,30
		XSJU	112,90	292,92	10,22	34,81	106,11	124,81	323,71	0,79	0,05	-0,36
612296376	17/11/2015	BETV	251,73	71,72	11,12	40,90	96,25	130,90	285,02	0,18	-0,09	-0,14
		CAGV	251,63	71,62	11,11	-9,90	91,25	80,10	238,67	0,23	0,28	0,26
		CCMV	251,92	71,90	11,14	-80,72	91,25	9,28	347,49	0,20	-0,04	-0,03
		JOSE	252,73	72,72	11,17	-24,43	109,27	65,57	232,68	0,15	-0,01	0,19
		KM22	252,12	72,11	11,15	-16,62	91,26	73,38	246,61	0,09	0,10	0,08
		RANA	252,65	72,64	11,19	-54,31	4,27	35,69	282,86	0,58	0,35	-0,17
		XCHI	251,86	71,85	11,14	-71,65	58,25	18,35	353,21	1,00	0,20	-0,10
		XESC	251,84	71,83	11,17	-92,60	125,25	-182,60	21,31	0,05	0,01	0,01
608129998	22/11/2015	XSJU	251,84	71,83	11,18	-103,24	91,25	-13,24	347,38	0,45	-0,56	-0,39
		BETV	76,61	256,61	8,35	-107,50	122,48	-17,50	315,67	0,58	-0,20	-0,30
		CAGV	76,70	256,70	8,35	-78,93	95,48	11,07	241,47	0,10	-0,11	0,28
		JOSE	75,69	255,69	8,41	-69,64	112,46	20,36	227,23	0,08	0,01	0,03
		KM22	76,25	256,25	8,36	-91,10	122,47	-1,10	4,68	0,15	0,04	0,02
608049421	23/11/2015	RANA	75,76	255,76	8,39	-55,10	94,46	34,90	241,21	0,96	0,08	0,07
		BETV	72,49	252,48	7,96	-110,13	104,41	-20,13	324,96	0,33	-0,36	-0,63
		CAGV	72,57	252,57	7,96	-27,79	94,41	62,21	258,36	0,02	0,17	0,10
		CCMV	72,32	252,32	7,96	-67,82	94,40	22,18	320,27	0,10	-0,17	-0,17
		JOSE	71,59	251,59	7,98	-48,06	101,39	41,94	16,44	0,20	-0,18	0,11
		KM22	72,14	252,14	7,97	-80,83	105,40	9,17	0,59	0,26	0,03	0,00

Evento	Fecha del evento	Estación	Azimuth	Back-azimuth	Ángulo de incidencia	Ángulo de rotación	Ángulo de corregido	Dirección de polarización	Polarización corregida	Tiempo de retardo	CC_FS	CC_NS
		RANA	71,66	251,66	7,97	-51,36	95,39	38,64	283,23	0,97	0,83	-0,57
608136499	06/12/2015	BETV	69,75	249,75	7,82	-98,04	94,36	-8,04	322,89	0,32	-0,56	-0,55
		CCMV	69,59	249,59	7,81	-88,34	95,36	1,66	274,86	0,24	0,21	-0,04
		JOSE	68,88	248,87	7,82	-64,03	94,34	25,97	20,54	0,15	0,01	0,01
		KM22	69,41	249,41	7,81	-85,12	89,35	4,88	351,98	0,23	-0,02	-0,08
		RANA	68,95	248,94	7,81	-48,52	101,34	41,48	281,32	0,95	0,72	-0,39
		TRIN	70,49	250,48	7,75	-71,36	60,37	18,64	324,95	0,19	-0,15	-0,26
608185924	27/12/2015	BETV	256,10	76,06	9,05	-102,37	96,33	-12,37	326,85	0,50	0,66	-0,70
		HTOV	256,14	76,10	9,06	-93,67	92,33	-3,67	141,36	0,20	-0,57	0,16
		JOSE	256,51	76,46	9,31	-38,08	91,33	51,92	276,19	0,11	0,01	-0,01
		KM22	256,26	76,22	9,14	-95,15	91,33	-5,15	325,57	0,16	-0,09	-0,08
		RANA	256,48	76,43	9,29	-56,54	127,33	33,46	266,44	0,94	-0,31	0,13
		TRIN	255,78	75,73	8,83	-129,08	157,32	-39,08	306,10	0,15	-0,17	-0,23
XCHI	256,16	76,11	9,07	-76,11	71,33	13,89	320,77	1,00	0,05	-0,11		
612141026	05/01/2016	BETV	45,98	225,97	11,97	-126,73	153,94	-36,73	320,96	0,14	-0,37	-0,36
		CAGV	46,08	226,08	12,00	-7,54	93,95	82,46	28,46	0,22	0,54	0,47
		CCMV	45,81	225,80	11,92	-31,71	59,94	58,29	345,26	0,17	-0,11	-0,07
		HTOV	45,92	225,92	11,93	-47,27	121,94	42,73	228,79	0,20	0,22	-0,28
		JOSE	44,93	224,92	11,77	-7,97	121,93	82,03	259,42	0,04	-0,21	0,10
		KM22	45,60	225,59	11,88	-58,17	59,94	31,83	6,24	0,17	0,00	0,00
		RANA	45,04	225,03	11,77	-24,80	26,93	65,20	265,40	0,95	-0,57	0,19
TRIN	47,04	227,03	12,02	-124,53	121,96	-34,53	315,72	0,11	-0,07	-0,16		
612141197	13/01/2016	BETV	77,25	257,24	8,04	-117,50	94,49	-27,50	317,75	0,38	-0,56	-0,59
		CAGV	77,34	257,33	8,03	-66,82	99,49	23,18	35,57	0,08	-0,09	0,41
		CCMV	77,08	257,07	8,03	-12,89	122,49	77,11	240,51	0,19	0,16	0,17
		HTOV	77,16	257,16	8,02	-134,88	160,49	-44,88	267,42	0,18	-0,52	-0,48
		JOSE	76,35	256,34	8,10	-28,42	66,47	61,58	37,67	0,17	0,04	0,11
		KM22	76,89	256,89	8,05	-56,87	178,48	33,13	7,21	0,05	0,08	0,02
		RANA	76,41	256,41	8,08	-56,67	111,48	33,33	315,25	0,94	0,36	-0,36
TRIN	77,95	257,95	7,91	-29,06	112,50	60,94	303,74	0,05	-0,11	-0,15		
608191705	13/01/2016	BETV	73,13	253,13	7,94	-124,95	94,42	-34,95	302,66	0,18	-0,21	-0,27

Evento	Fecha del evento	Estación	Azimuth	Back-azimuth	Ángulo de incidencia	Ángulo de rotación	Ángulo de corregido	Dirección de polarización	Polarización corregida	Tiempo de retardo	CC_FS	CC_NS
		CAGV	73,22	253,22	7,94	-131,07	94,42	-41,07	240,83	0,22	0,16	0,14
		CCMV	72,97	252,96	7,93	43,10	122,41	133,10	283,03	0,11	-0,17	-0,12
		HTOV	73,05	253,05	7,92	33,84	60,42	123,84	222,32	0,17	0,08	0,01
		JOSE	72,24	252,24	7,96	-19,04	128,40	70,96	256,02	0,10	-0,02	0,03
		KM22	72,79	252,78	7,94	-77,10	128,41	12,90	11,46	0,13	0,13	0,06
		RANA	72,31	252,31	7,95	-51,66	161,40	38,34	240,80	0,95	-0,06	0,20
		TRIN	73,86	253,86	7,83	-80,67	96,43	9,33	333,72	0,22	0,62	-0,59
610929393	25/01/2016	BETV	74,73	254,72	8,26	-122,50	122,45	-32,50	318,42	0,31	-0,61	-0,62
		CAGV	74,82	254,81	8,25	-133,17	122,45	-43,17	264,20	0,09	0,01	0,03
		CCMV	74,55	254,55	8,25	-119,12	60,44	-29,12	314,58	0,09	-0,01	-0,12
		HTOV	74,64	254,64	8,24	-110,14	94,44	-20,14	341,20	0,23	-0,40	-0,39
		JOSE	73,81	253,81	8,30	-52,58	94,43	37,42	26,52	0,12	0,05	0,08
		KM22	74,37	254,37	8,26	-67,90	122,44	22,10	34,35	0,11	0,07	0,07
		RANA	73,88	253,88	8,28	-53,34	60,43	36,66	352,58	0,94	-0,03	-0,01
		TRIN	75,46	255,46	8,13	-0,25	128,46	89,75	279,64	0,06	-0,03	-0,01
612141669	30/01/2016	BETV	258,79	78,75	8,05	-96,90	96,37	-6,90	343,21	0,56	0,51	-0,31
		CAGV	258,75	78,71	8,03	-112,51	102,37	-22,51	327,36	0,69	0,61	-0,58
		CCMV	258,87	78,83	8,10	-106,71	119,38	-16,71	333,90	0,47	-0,34	-0,34
		HTOV	258,83	78,79	8,07	-100,65	118,38	-10,65	341,20	0,48	0,41	-0,27
		JOSE	259,19	79,15	8,29	-113,43	91,38	-23,43	325,08	0,34	-0,34	-0,33
		KM22	258,95	78,91	8,14	-97,47	119,38	-7,47	348,06	0,09	-0,02	-0,03
		RANA	259,16	79,12	8,27	-74,21	124,38	15,79	280,59	0,27	-0,03	-0,05
		TRIN	258,47	78,44	7,85	11,56	99,37	101,56	0,00	1,00	1,00	0,01
611838852	15/02/2016	CAGV	74,36	254,36	7,97	26,89	2,61	116,89	355,27	0,04	0,11	-0,02
		CCMV	74,11	254,36	7,96	-1,92	60,44	88,08	333,47	0,09	-0,06	-0,08
		HTOV	74,19	254,19	7,96	18,82	11,44	108,82	12,81	0,12	0,41	0,42
		JOSE	73,38	253,38	8,01	13,51	112,42	103,51	279,95	0,01	-0,04	-0,01
		KM22	73,93	253,92	7,98	-40,49	122,43	49,51	253,78	0,07	0,05	0,07
		RANA	73,45	253,44	7,99	-53,32	12,42	36,68	44,68	0,93	0,06	0,06
		TRIN	75,00	254,99	7,86	-120,33	118,45	-30,33	0,00	1,00	-1,00	0,00
		XCHI	74,16	254,15	7,96	-74,16	44,44	15,84	357,58	1,00	-0,42	-0,05

Evento	Fecha del evento	Estación	Azimuth	Back-azimuth	Ángulo de incidencia	Ángulo de rotación	Ángulo de corregido	Dirección de polarización	Polarización corregida	Tiempo de retardo	CC_FS	CC_NS
608444458	01/03/2016	CAGV	68,92	248,91	7,65	-27,36	66,34	62,64	235,60	0,04	0,38	0,38
		CCMV	68,68	248,67	7,63	-41,46	94,34	48,54	347,72	0,07	-0,28	-0,20
		HTOV	68,76	248,75	7,63	-94,58	112,34	-4,58	6,28	0,33	0,43	0,10
		JOSE	67,98	247,97	7,63	-33,31	122,33	-123,31	259,82	0,14	-0,01	0,07
		KM22	68,50	248,50	7,63	-88,93	101,34	1,07	329,48	0,18	-0,10	-0,19
		RANA	68,05	248,04	7,62	-48,27	34,33	41,73	343,28	0,97	-0,02	-0,08
608461151	05/03/2016	CAGV	68,89	248,88	7,65	-81,96	128,34	8,04	309,56	0,20	-0,32	-0,40
		CCMV	68,65	248,64	7,64	-67,06	122,34	22,94	298,64	0,31	-0,05	-0,04
		HTOV	68,73	248,72	7,63	-122,33	94,34	-32,33	9,93	0,21	0,19	0,39
		JOSE	67,94	247,94	7,64	-84,45	94,33	5,55	229,05	0,14	0,07	0,07
		KM22	68,47	248,47	7,64	-92,97	122,34	-2,97	326,94	0,15	-0,03	-0,04
		RANA	68,01	248,01	7,63	-47,46	131,33	42,54	238,00	0,96	-0,04	0,26
611838975	08/03/2016	CAGV	77,15	257,14	8,28	-104,17	94,49	-14,17	333,93	0,24	-0,28	-0,23
		CCMV	76,88	256,88	8,28	-76,56	94,48	13,44	329,00	0,30	-0,23	-0,21
		JOSE	76,14	256,14	8,35	-81,68	122,47	8,32	16,83	0,07	0,04	0,04
		KM22	76,70	256,70	8,30	-76,98	178,48	13,02	28,82	0,26	0,09	0,10
		RANA	76,21	256,21	8,33	-55,90	89,47	34,10	233,84	0,97	-0,28	0,30
608482495	12/03/2016	CAGV	112,94	292,95	10,20	-0,37	120,11	89,63	271,62	0,18	0,15	-0,01
		CCMV	112,74	292,76	10,28	-112,90	169,11	-22,90	90,00	1,00	-1,00	0,00
		JOSE	112,31	292,33	10,53	-61,17	61,10	28,83	236,66	0,36	-0,23	0,28
		KM22	112,63	292,65	10,33	-77,66	129,11	12,34	41,61	0,10	0,11	0,14
		RANA	112,33	292,34	10,51	-87,92	96,10	2,08	239,08	0,72	-0,21	0,19
		XCHI	112,76	292,78	10,26	-112,78	171,11	-22,78	333,64	1,00	0,45	-0,52
608490750	19/03/2016	CAGV	112,83	292,85	10,16	29,22	128,11	119,22	326,90	0,39	0,08	-0,29
		CCMV	112,64	292,66	10,24	-112,80	95,11	-22,80	90,00	1,00	1,00	0,00
		JOSE	112,21	292,23	10,49	-44,92	179,10	45,08	239,29	0,23	0,18	0,17
		KM22	112,53	292,55	10,30	15,39	123,11	105,39	253,74	0,02	0,06	0,03
		RANA	112,23	292,24	10,46	-91,69	99,10	-1,69	41,98	0,87	-0,11	0,12
		XCHI	112,66	292,68	10,22	-112,68	27,11	-22,68	331,50	1,00	0,36	-0,31
608493945	20/03/2016	CAGV	258,89	78,85	8,36	-113,42	101,38	-23,42	326,20	0,82	-0,33	-0,77
		CCMV	259,01	78,97	8,42	-79,10	131,38	10,90	90,00	1,00	-1,00	0,00

Evento	Fecha del evento	Estación	Azimuth	Back-azimuth	Ángulo de incidencia	Ángulo de rotación	Ángulo de corregido	Dirección de polarización	Polarización corregida	Tiempo de retardo	CC_FS	CC_NS
		JOSE	259,32	79,28	8,63	-109,46	91,38	-19,46	327,99	0,48	-0,42	-0,38
		KM22	259,09	79,05	8,48	-84,42	95,38	5,58	354,36	0,28	-0,14	-0,04
		RANA	259,30	79,26	8,61	-62,09	103,38	27,91	339,81	0,74	-0,03	-0,15
		XCHI	258,98	78,95	8,41	-78,94	80,38	11,06	328,44	1,00	0,95	-0,94
608534187	27/03/2016	CAGV	114,36	294,37	10,80	-41,71	123,14	48,29	260,21	0,34	0,21	0,07
		CCMV	114,16	294,17	10,88	-73,74	123,13	16,26	35,29	0,34	0,00	0,08
		JOSE	113,73	293,74	11,17	-62,18	123,14	27,82	232,00	0,33	0,13	0,22
		KM22	114,05	294,06	10,95	-50,45	120,13	39,55	357,98	0,37	-0,10	-0,01
		RANA	113,74	293,76	11,14	-93,33	112,14	-3,33	17,91	0,87	0,01	0,01
610575101	06/01/2015	BETV	258,73	78,69	8,51	-112,89	95,52	-22,89	3,26	0,60	-0,28	0,05
		CAGV	258,69	78,65	8,49	11,39	122,52	101,39	45,00	1,00	1,00	1,00
		CCMV	258,81	78,77	8,56	-106,54	7,38	-16,54	298,45	0,55	0,11	-0,10
		KM22	258,89	78,85	8,61	-115,43	98,38	-25,43	309,82	0,51	0,23	-0,39
		TRIN	258,42	78,38	8,29	-31,94	63,37	58,06	244,90	0,29	0,08	0,07
		XCHI	258,79	78,75	8,54	-78,54	169,37	11,46	349,65	1,00	0,04	-0,07
608951795	30/05/2016	BETV	70,06	250,05	7,67	-112,86	94,36	-22,86	322,80	0,19	-0,58	-0,57
		CAGV	70,14	250,14	7,67	19,94	29,37	109,94	360,00	1,00	-1,00	-0,01
		CCMV	69,90	249,89	7,66	-97,66	128,36	-7,66	298,45	0,55	-0,12	-0,10
		KM22	69,72	249,72	7,66	-106,55	112,36	-16,55	309,82	0,51	-0,12	-0,39
		TRIN	70,78	250,77	7,59	-23,06	10,38	66,94	244,90	0,29	0,03	0,07
		XCHI	69,95	249,94	7,65	-69,66	164,36	20,34	349,65	1,00	-0,14	-0,07
609109145	13/07/2016	BETV	70,82	250,82	7,82	-113,63	95,36	-23,63	322,80	0,19	0,26	-0,57
		KM22	70,49	250,48	7,81	-95,08	94,37	-5,08	336,03	0,19	-0,04	-0,04
		TRIN	71,56	251,55	7,74	-106,35	128,39	-16,35	309,06	0,10	-0,11	-0,13
		XCHI	70,71	250,71	7,80	-70,72	22,39	19,28	336,91	1,00	-0,33	-0,25
		XSJU	70,73	250,73	7,78	38,20	112,39	128,20	12,82	0,13	0,06	0,03
611831682	29/01/2017	BETV	70,01	250,00	7,73	-18,54	66,36	71,46	237,60	0,71	0,57	0,56
		KM22	69,67	249,67	7,72	42,56	94,36	132,56	291,13	0,79	-0,48	-0,60
		TRIN	70,73	250,73	7,65	24,89	153,38	114,89	275,65	1,00	-0,97	-0,60

CAPÍTULO V

✓ EXTRACCIONES DE ALGUNOS EVENTOS DE INTERÉS: ORIGINALES Y CON FILTRO.

- Evento 2015-11-02_08_15_36.23

Estación BETV

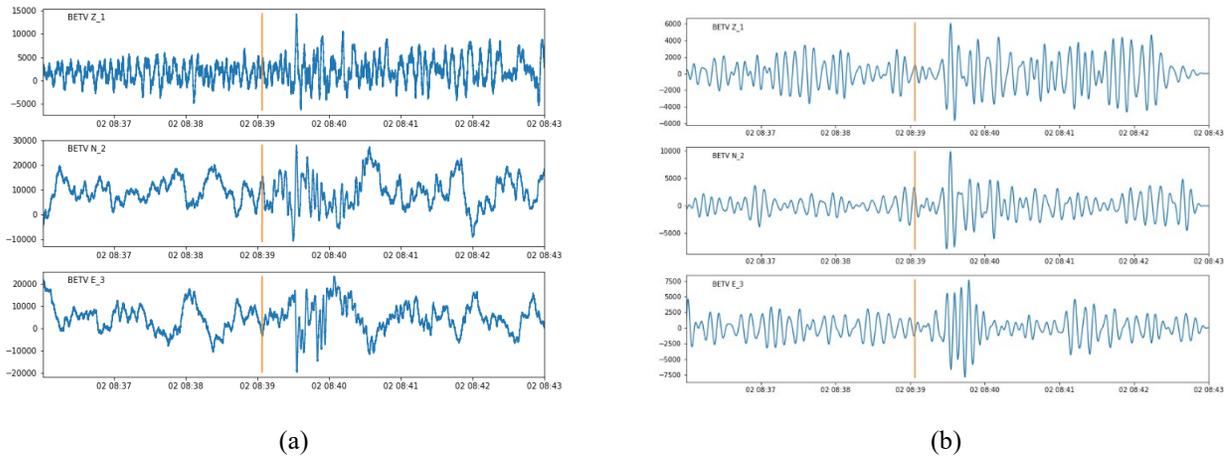


Figura A5.1. Extracción de ventana de tiempo que contiene la llegada de la onda SKS en la estación BETV del evento de 02.11.2015. (a) Registro original. (b) Registro con filtro Butterworth.

Estación CAGV

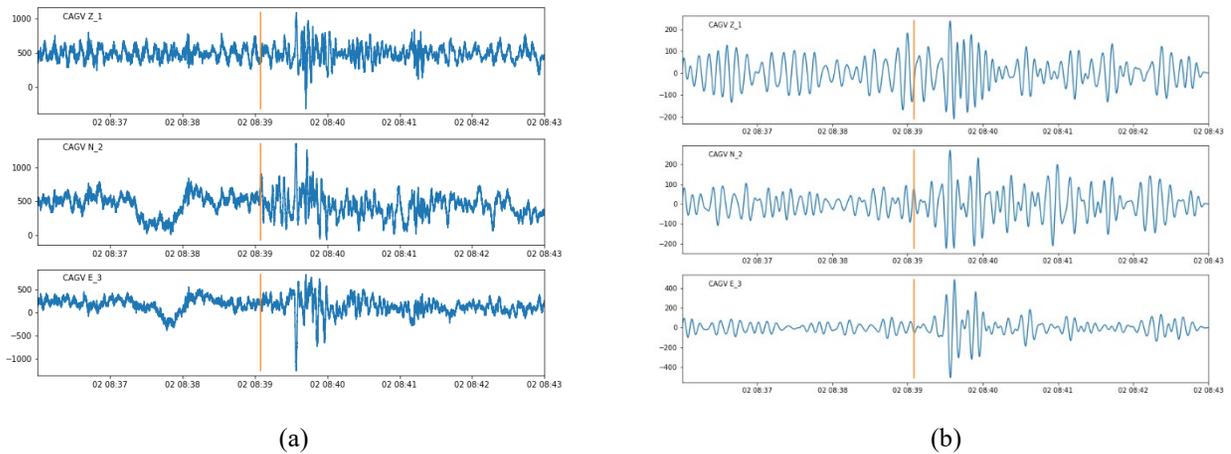


Figura A5.2. Extracción de ventana de tiempo que contiene la llegada de la onda SKS en la estación CAGV del evento de 02.11.2015. (a) Registro original. (b) Registro con filtro Butterworth.

- **Evento 2015-11-09_16_03_45.41**

Estación BETV

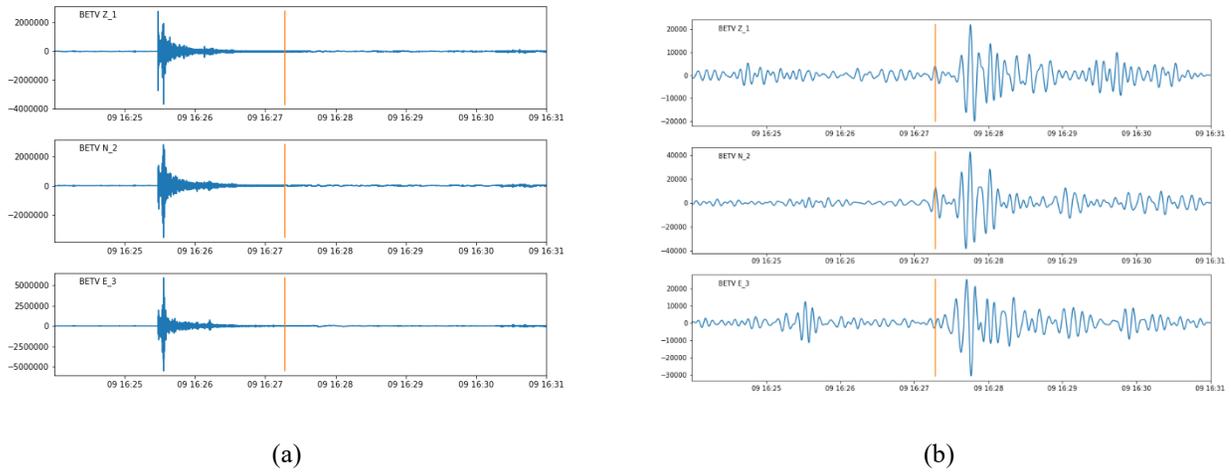


Figura A5.3. Extracción de ventana de tiempo que contiene la llegada de la onda SKS en la estación BETV del evento de 09.11.2015. (a) Registro original. (b) Registro con filtro Butterworth.

Estación CAGV

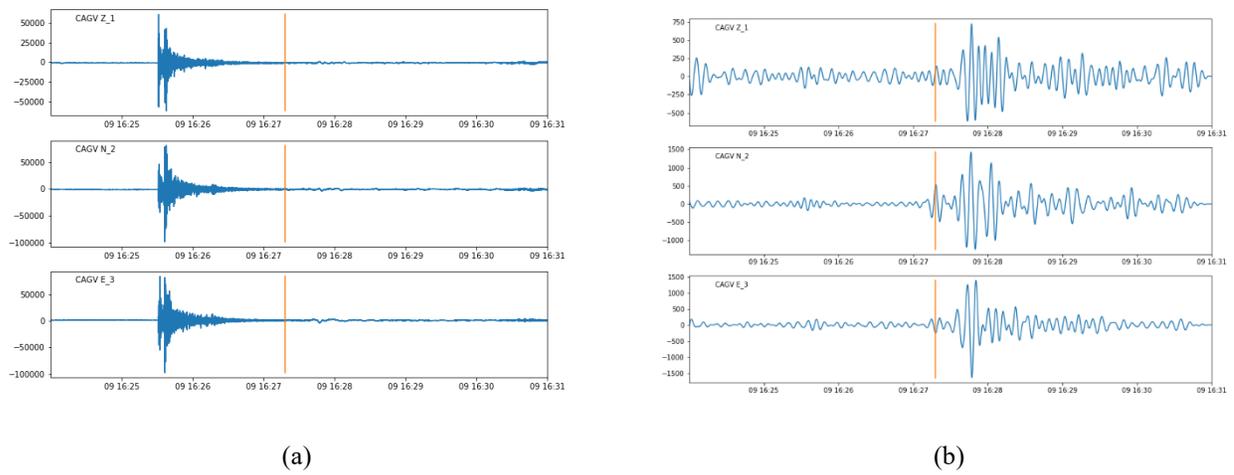
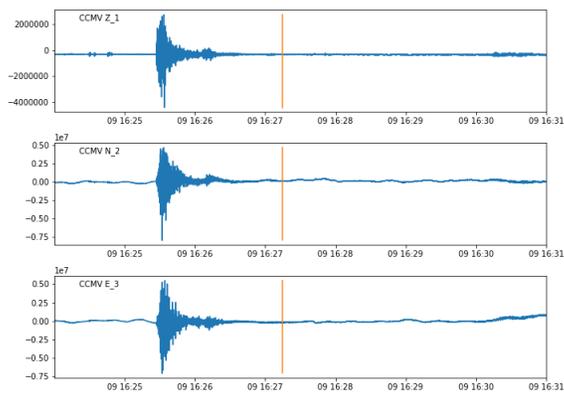
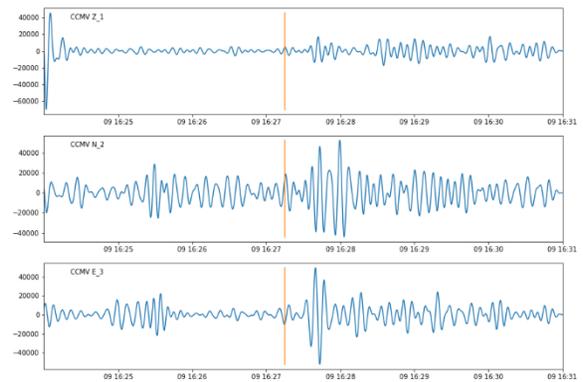


Figura A5.4. Extracción de ventana de tiempo que contiene la llegada de la onda SKS en la estación CAGV del evento de 09.11.2015. (a) Registro original. (b) Registro con filtro Butterworth.

Estación CCMV



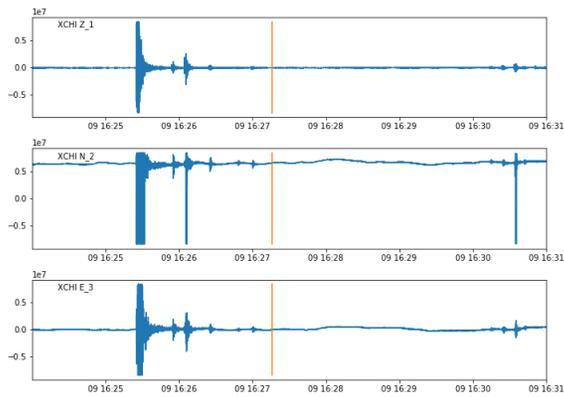
(a)



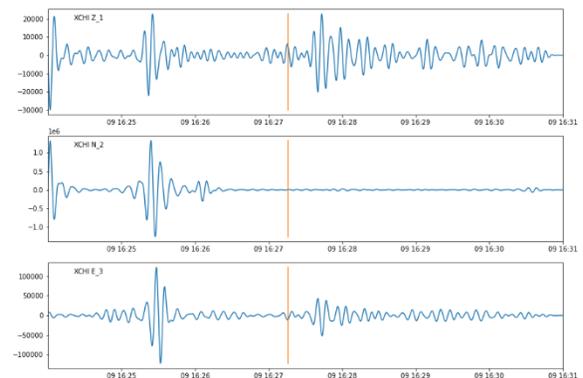
(b)

Figura A5.5. Extracción de ventana de tiempo que contiene la llegada de la onda SKS en la estación CCMV del evento de 09.11.2015. (a) Registro original. (b) Registro con filtro Butterworth.

Estación XCHI



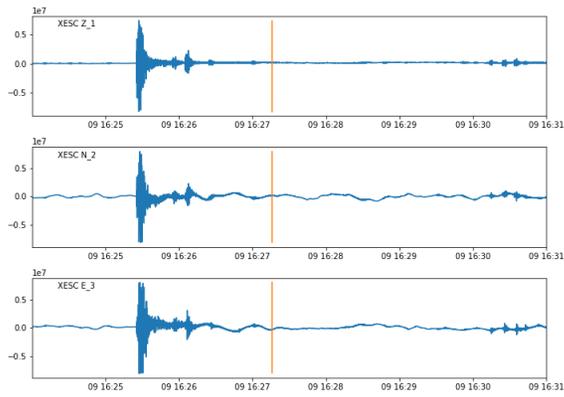
(a)



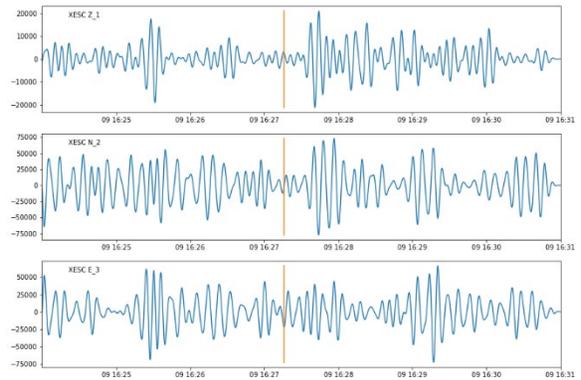
(b)

Figura A5.6. Extracción de ventana de tiempo que contiene la llegada de la onda SKS en la estación XCHI del evento de 09.11.2015. (a) Registro original. (b) Registro con filtro Butterworth.

Estación XESC



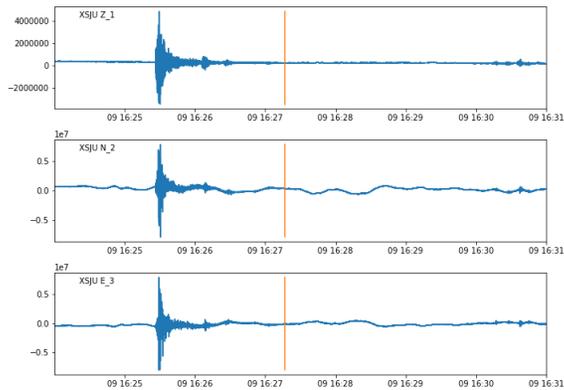
(a)



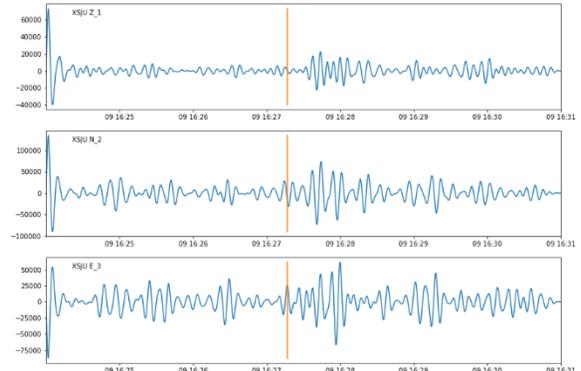
(b)

Figura A5.7. Extracción de ventana de tiempo que contiene la llegada de la onda SKS en la estación XESC del evento de 09.11.2015. (a) Registro original. (b) Registro con filtro Butterworth.

Estación XJSU



(a)

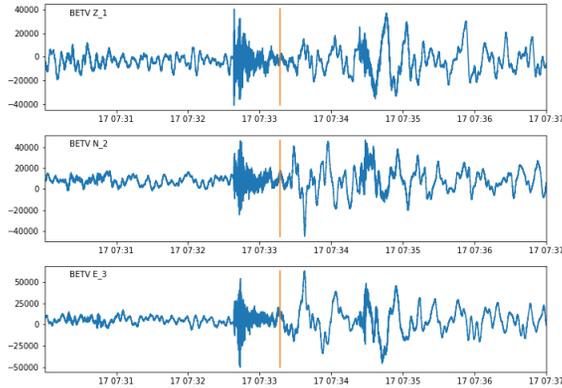


(b)

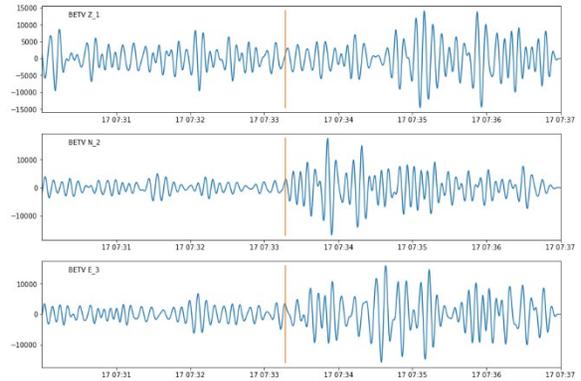
Figura A5.8. Extracción de ventana de tiempo que contiene la llegada de la onda SKS en la estación XJSU del evento de 09.11.2015. (a) Registro original. (b) Registro con filtro Butterworth.

- **Evento 2015-11-17_07_10_08.59**

Estación BETV



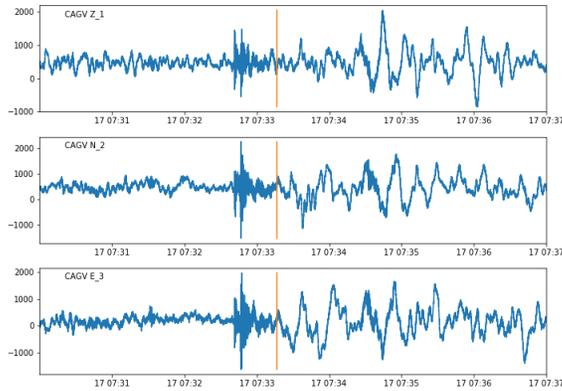
(a)



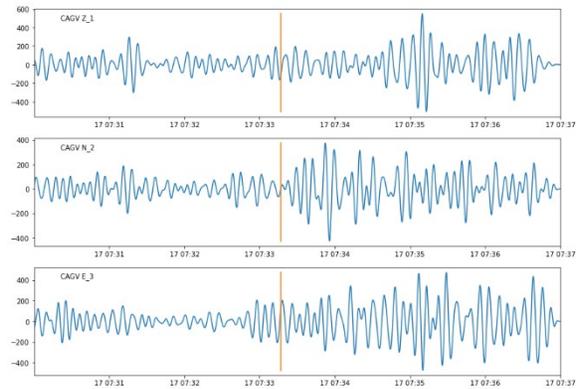
(b)

Figura A5.9. Extracción de ventana de tiempo que contiene la llegada de la onda SKS en la estación BETV del evento de 17.11.2015. (a) Registro original. (b) Registro con filtro Butterworth.

Estación CAGV



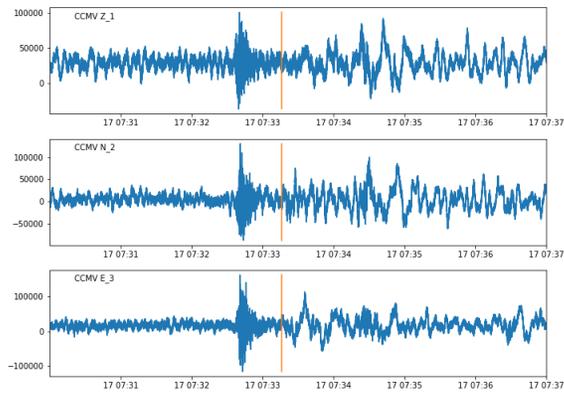
(a)



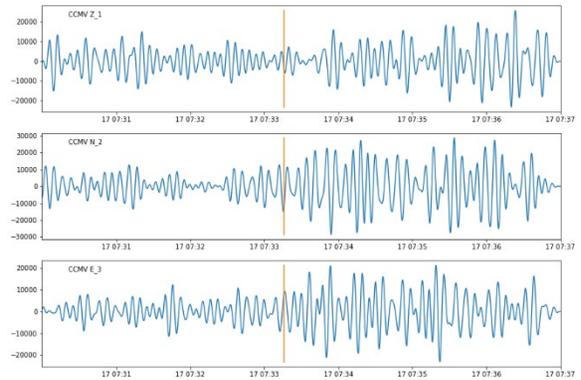
(b)

Figura A5.10. Extracción de ventana de tiempo que contiene la llegada de la onda SKS en la estación CAVG del evento de 17.11.2015. (a) Registro original. (b) Registro con filtro Butterworth.

Estación CCMV



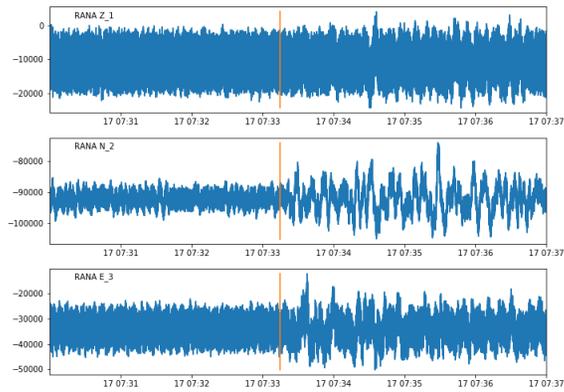
(a)



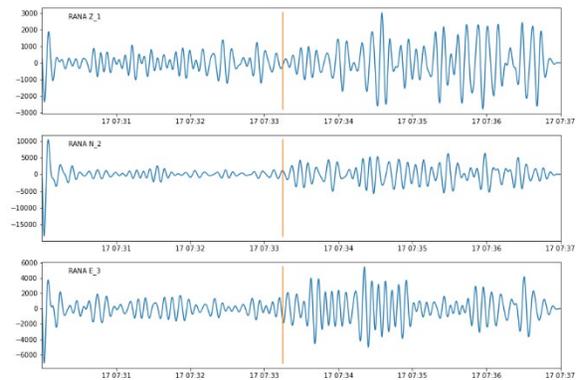
(b)

Figura A5.11. Extracción de ventana de tiempo que contiene la llegada de la onda SKS en la estación CCMV del evento de 17.11.2015. (a) Registro original. (b) Registro con filtro Butterworth.

Estación RANA



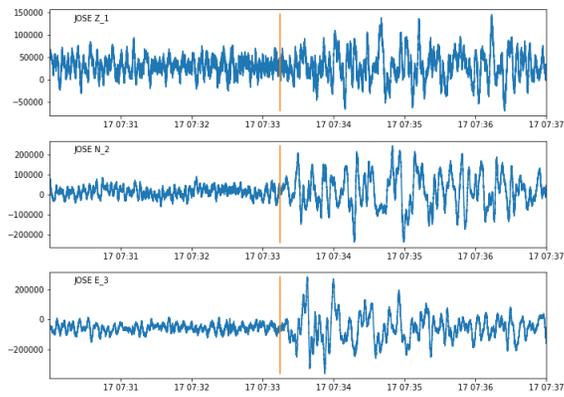
(a)



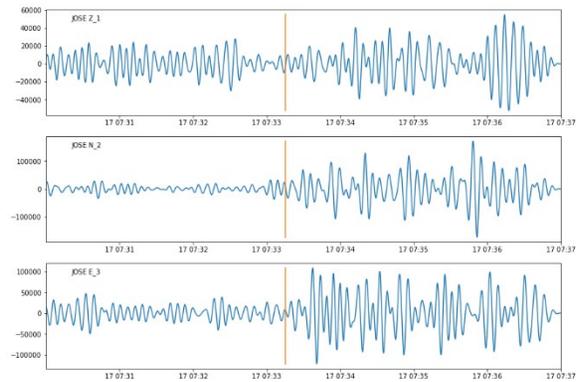
(b)

Figura A5.12. Extracción de ventana de tiempo que contiene la llegada de la onda SKS en la estación RANA del evento de 17.11.2015. (a) Registro original. (b) Registro con filtro Butterworth.

Estación JOSE



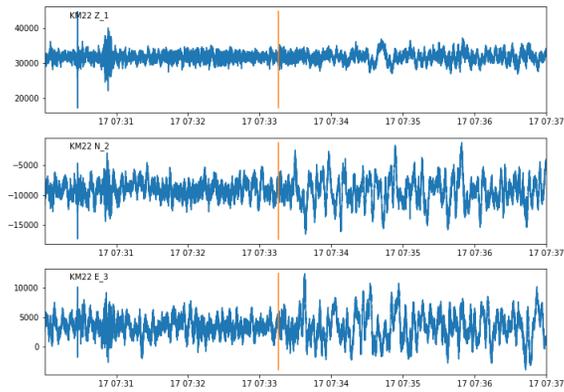
(a)



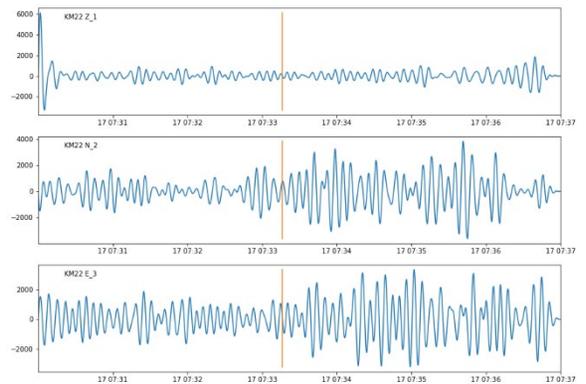
(b)

Figura A5.13. Extracción de ventana de tiempo que contiene la llegada de la onda SKS en la estación JOSE del evento de 17.11.2015. (a) Registro original. (b) Registro con filtro Butterworth.

Estación KM22



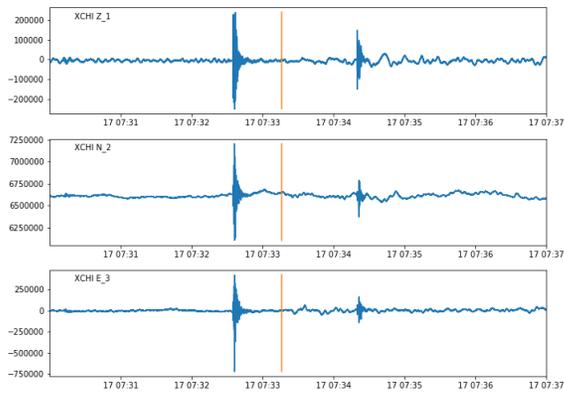
(a)



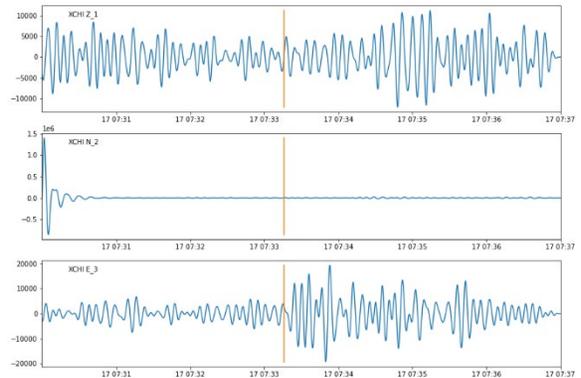
(b)

Figura A5.14. Extracción de ventana de tiempo que contiene la llegada de la onda SKS en la estación KM22 del evento de 17.11.2015. (a) Registro original. (b) Registro con filtro Butterworth.

Estación XCHI



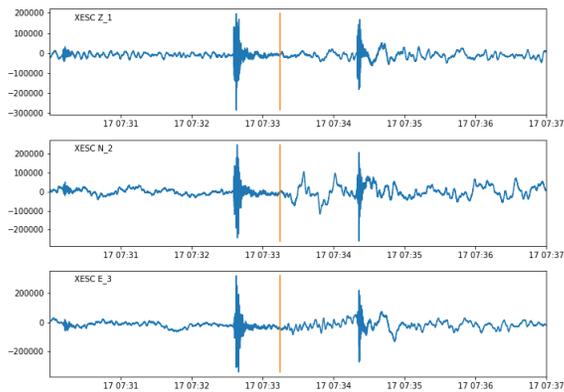
(a)



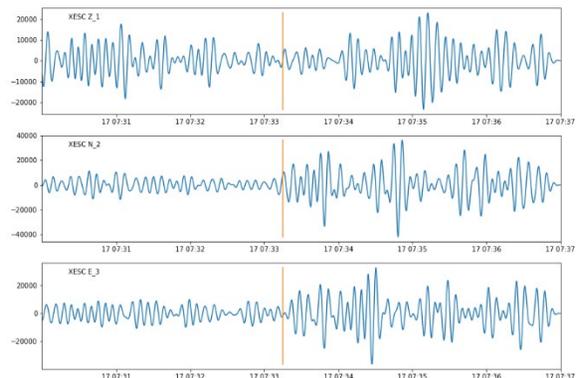
(b)

Figura A5.15. Extracción de ventana de tiempo que contiene la llegada de la onda SKS en la estación XCHI del evento de 17.11.2015. (a) Registro original. (b) Registro con filtro Butterworth.

Estación XESC



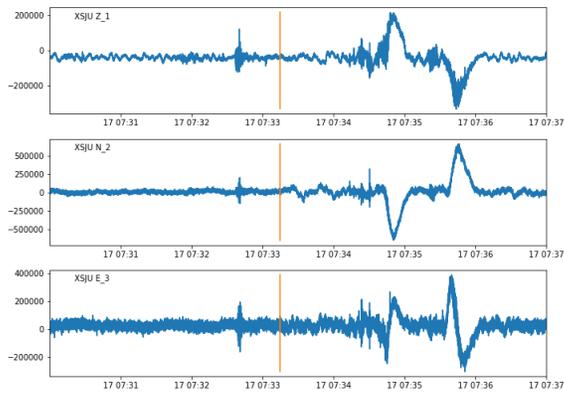
(a)



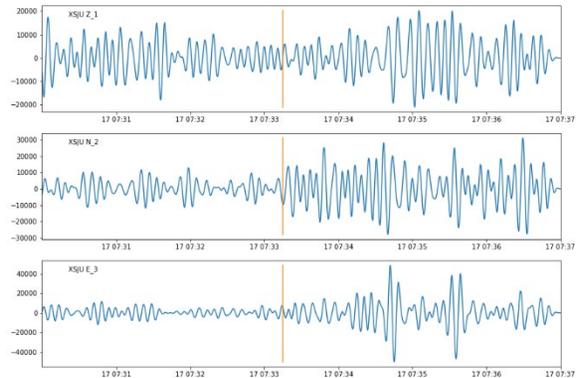
(b)

Figura A5.16. Extracción de ventana de tiempo que contiene la llegada de la onda SKS en la estación XESC del evento de 17.11.2015. (a) Registro original. (b) Registro con filtro Butterworth.

Estación XSJU



(a)

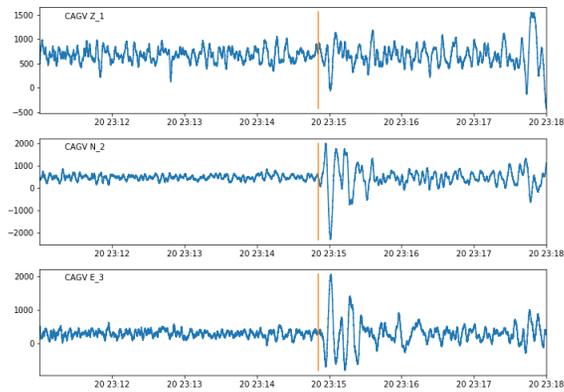


(b)

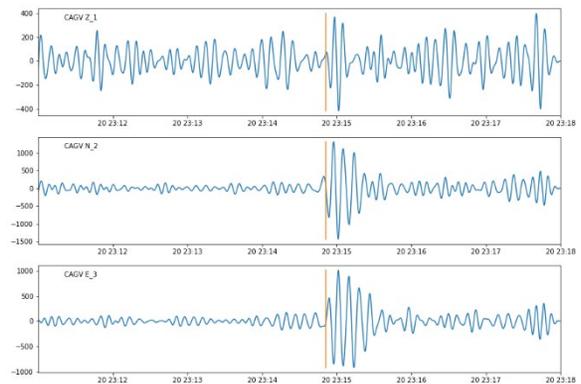
Figura A5.17. Extracción de ventana de tiempo que contiene la llegada de la onda SKS en la estación XSJU del evento de 17.11.2015. (a) Registro original. (b) Registro con filtro Butterworth.

- **Evento 2016-03-20_22_50_22.41**

Estación CAGV



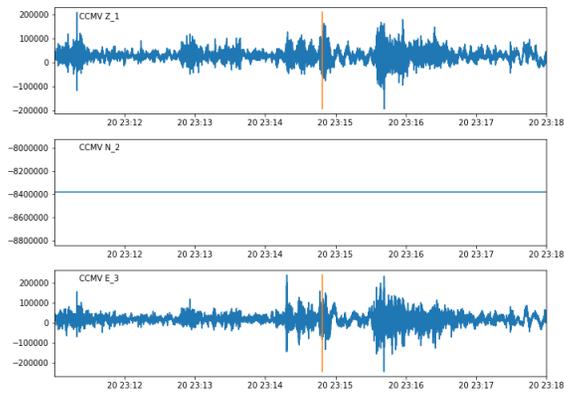
(a)



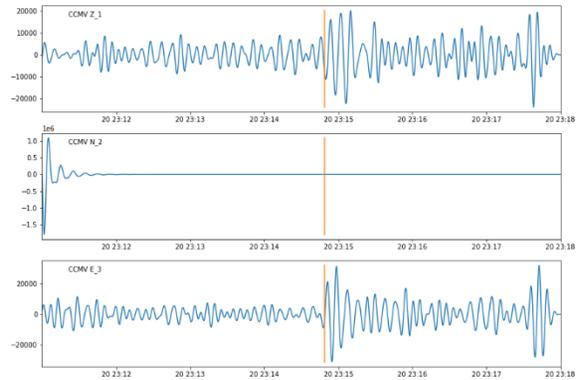
(b)

Figura A5.18. Extracción de ventana de tiempo que contiene la llegada de la onda SKS en la estación CAGV del evento de 20.03.2016. (a) Registro original. (b) Registro con filtro Butterworth.

Estación CCMV



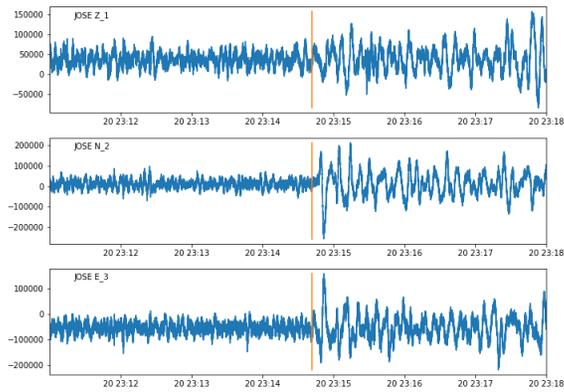
(a)



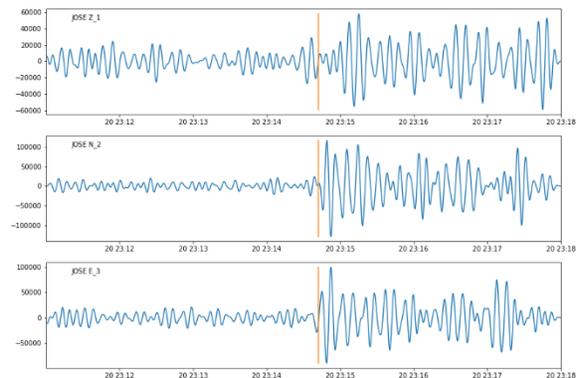
(b)

Figura A5.19. Extracción de ventana de tiempo que contiene la llegada de la onda SKS en la estación CCMV del evento de 20.03.2016. (a) Registro original. (b) Registro con filtro Butterworth.

Estación JOSE



(a)



(b)

Figura A5.20. Extracción de ventana de tiempo que contiene la llegada de la onda SKS en la estación JOSE del evento de 20.03.2016. (a) Registro original. (b) Registro con filtro Butterworth.

Estación KM22

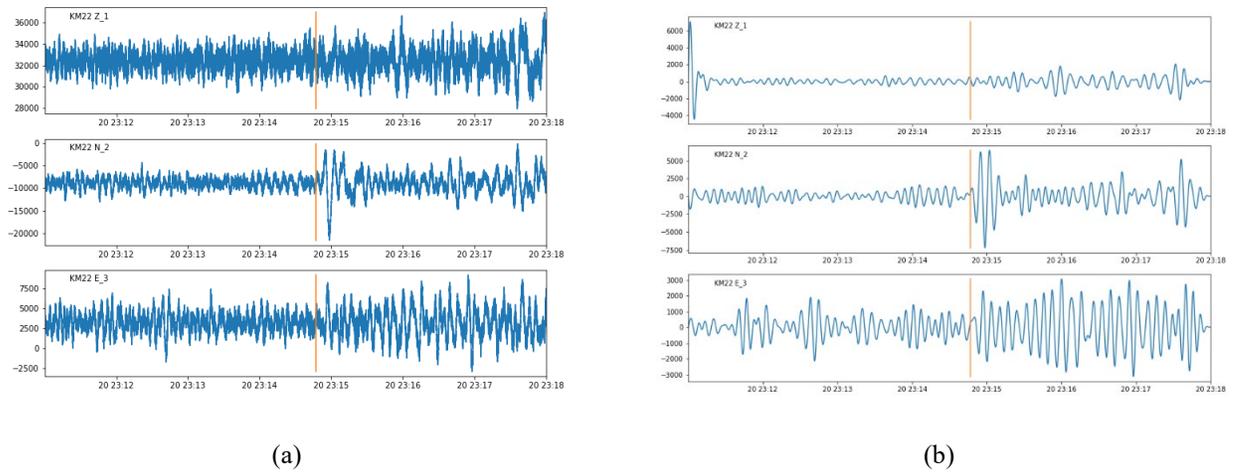


Figura A5.21. Extracción de ventana de tiempo que contiene la llegada de la onda SKS en la estación KM22 del evento de 20.03.2016. (a) Registro original. (b) Registro con filtro Butterworth.

Estación RANA

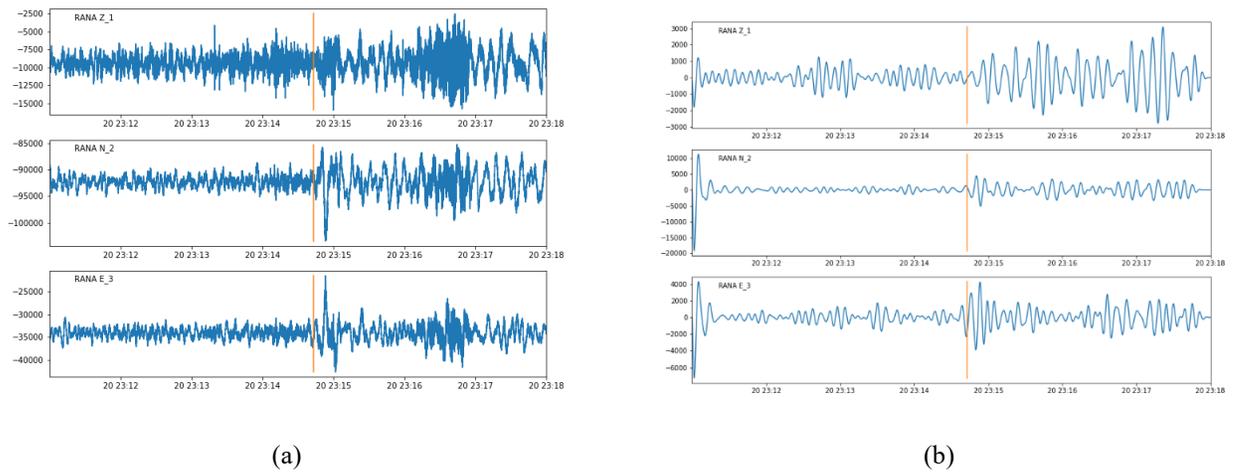


Figura A5.22. Extracción de ventana de tiempo que contiene la llegada de la onda SKS en la estación RANA del evento de 20.03.2016. (a) Registro original. (b) Registro con filtro Butterworth.

Estación XCHI

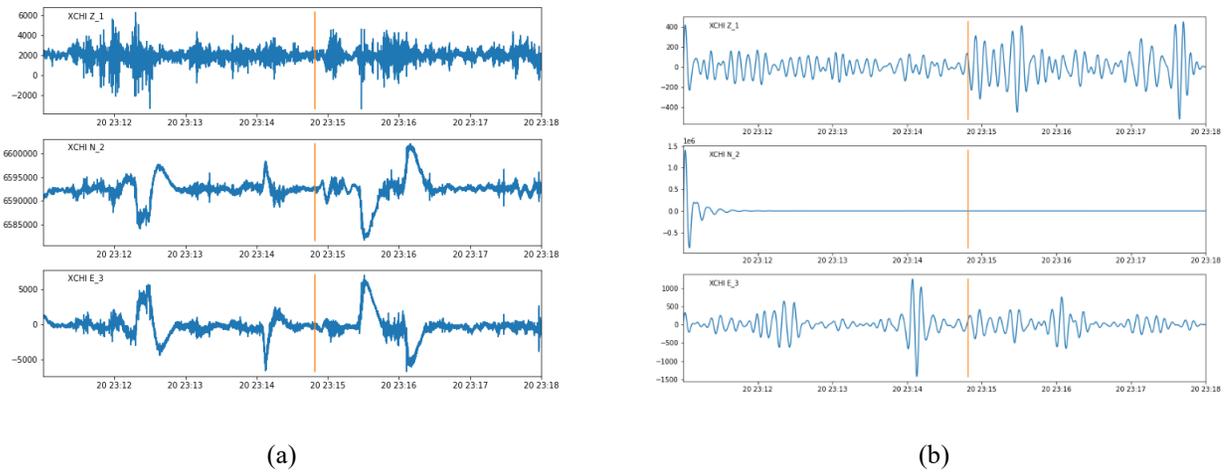


Figura A5.23. Extracción de ventana de tiempo que contiene la llegada de la onda SKS en la estación XCHI del evento de 20.03.2016. (a) Registro original. (b) Registro con filtro Butterworth.

- **Evento 2016-03-27_18_01_31.12**

Estación CAGV

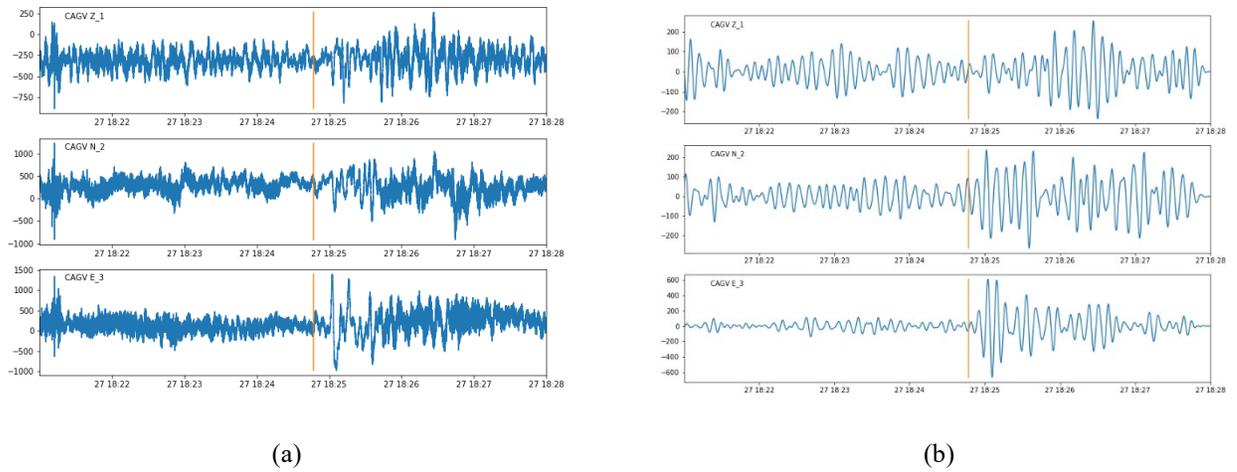
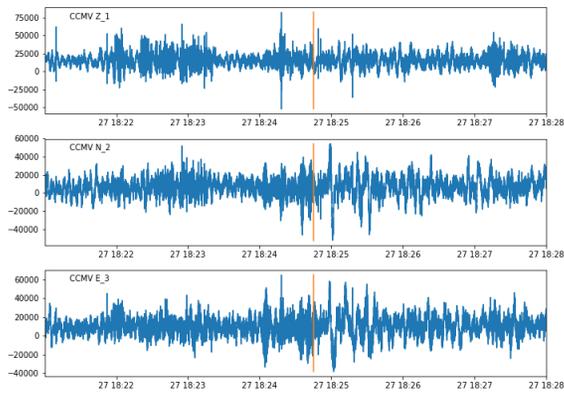
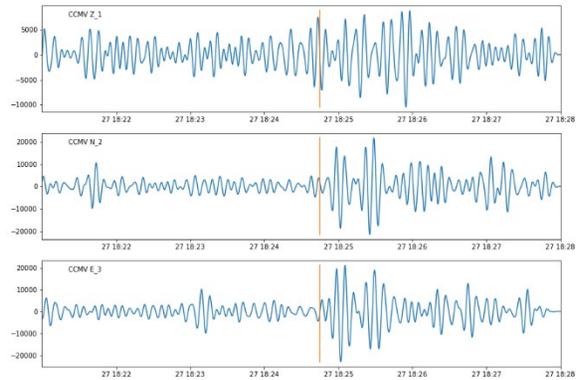


Figura A5.24. Extracción de ventana de tiempo que contiene la llegada de la onda SKS en la estación XCHI del evento de 27.03.2016. (a) Registro original. (b) Registro con filtro Butterworth.

Estación CCMV



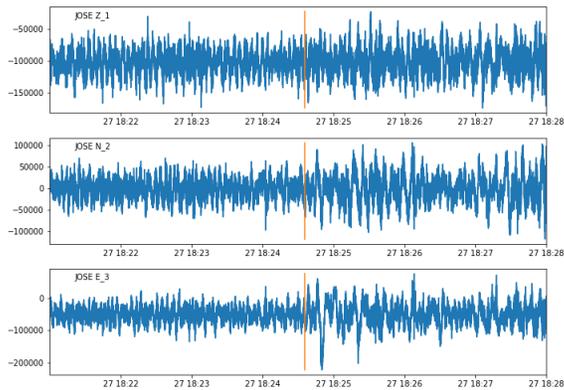
(a)



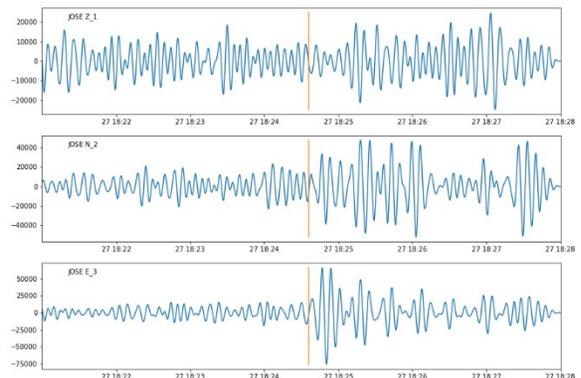
(b)

Figura A5.25. Extracción de ventana de tiempo que contiene la llegada de la onda SKS en la estación CCMV del evento de 27.03.2016. (a) Registro original. (b) Registro con filtro Butterworth.

Estación JOSE



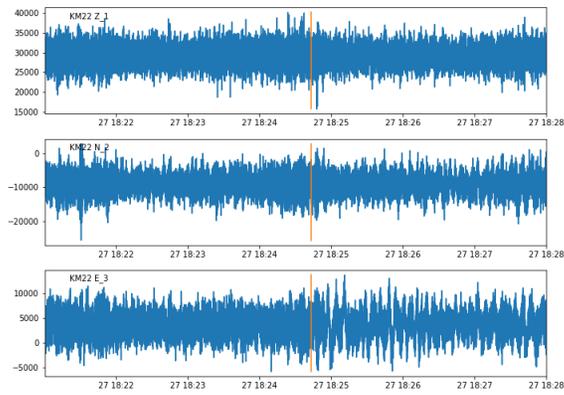
(a)



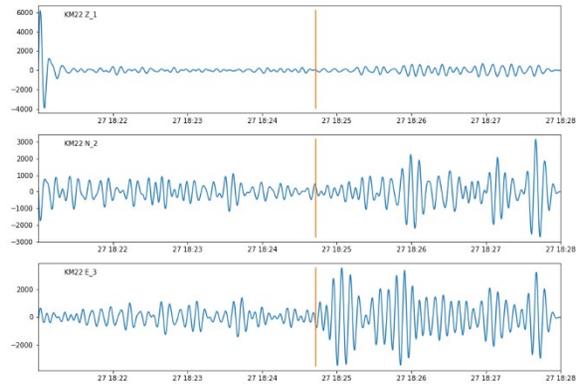
(b)

Figura A5.26. Extracción de ventana de tiempo que contiene la llegada de la onda SKS en la estación JOSE del evento de 27.03.2016. (a) Registro original. (b) Registro con filtro Butterworth.

Estación KM22



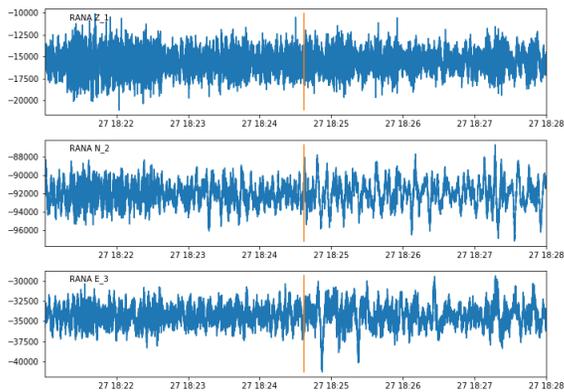
(a)



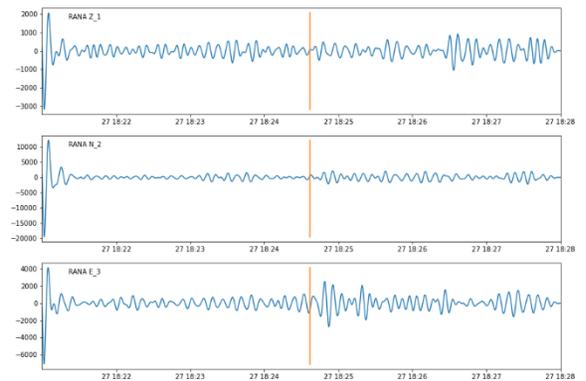
(b)

Figura A5.27. Extracción de ventana de tiempo que contiene la llegada de la onda SKS en la estación KM22 del evento de 27.03.2016. (a) Registro original. (b) Registro con filtro Butterworth.

Estación RANA



(a)



(b)

Figura A5.28. Extracción de ventana de tiempo que contiene la llegada de la onda SKS en la estación RANA del evento de 27.03.2016. (a) Registro original. (b) Registro con filtro Butterworth.