



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Uso de nodos sísmicos para
obtener funciones de receptor.
Municipio de Juchitán, Oaxaca**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniera Geofísica

P R E S E N T A

Ilma del Carmen Juárez Garfias

DIRECTORA DE TESIS

Xyoli Pérez Campos



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2020



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN
CIENCIAS DE LA TIERRA
OFICIO/FING/DICT/0990/2019

SRITA. ILMA DEL CARMEN JUÁREZ GARFIAS
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento que la opción de titulación: **POR TESIS**, así como el tema y contenido propuestos por la **Dra. Xyoli Pérez Campos** en calidad de **Directora de Tesis**, han sido aprobados por el comité de titulación de la carrera de **Ingeniería Geofísica** y se muestran a continuación

USO DE NODOS SÍSMICOS PARA OBTENER FUNCIONES DE RECEPTOR. MUNICIPIO DE JUCHITÁN, OAXACA.

- I INTRODUCCIÓN
- II ANTECEDENTES
- III ARREGLO DE NODOS SÍSMICOS EN JUCHITÁN DE ZARAGOZA, OAXACA
- IV FUNCIONES DE RECEPTOR
- V RESULTADOS
DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Por otra parte, le comunico que le ha sido asignado el siguiente jurado que tendrá como función básica, avalar su trabajo escrito y autorizar la réplica oral requerida para la obtención del título profesional, de acuerdo al Reglamento de Opciones de Titulación vigente.

PRESIDENTE: DR. MARTÍN CÁRDENAS SOTO
VOCAL: DRA. XYOLI PÉREZ CAMPOS
SECRETARIO: DR. RAÚL VALENZULA WONG
1ER. SUPLENTE: DR. JOSUÉ TAGO PACHECO
2DO. SUPLENTE: DR. VÍCTOR HUGO ESPÍNDOLA CASTRO

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de Administración Escolar, en el sentido que se imprima en lugar visible de cada ejemplar del trabajo escrito, el título de este.

Asimismo, le recuerdo que para optar por el título profesional, es necesario haber acreditado el 100% de los créditos establecidos en el plan de estudios, haber realizado el Servicio Social de acuerdo con la Legislación Universitaria y haber aprobado el examen de comprensión de lectura de un idioma extranjero, en términos de lo dispuesto por el Consejo Técnico.

Atentamente

"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"

Cd. Universitaria, Cd. Mx., 10 de octubre 2019.

El Presidente del Comité de Titulación de Ingeniería Geofísica

DR. ENRIQUE ALEJANDRO GONZÁLEZ TORRES

ccp Coordinador de la Carrera
ccp Interesado



Y una vez que la tormenta termine, no recordarás como lo lograste, como sobreviviste. Ni siquiera estarás seguro si la tormenta ha terminado realmente. Una cosa es segura. Cuando salgas de esa tormenta, no serás la misma persona que entró en ella. De eso se trata esta tormenta.

Haruki Murakami



Agradecimientos

A mi madre, Catalina Garfias, por estar siempre conmigo, por todo el apoyo y confianza que me has dado. Gracias por ser mi guía, por creer en mí y en mis capacidades. Por todo lo que hemos vivido juntas, gracias.

A mi padre, Benito Juárez, por tus enseñanzas y por todo el apoyo que me brindas en todo momento. Gracias por escucharme y por apoyarme en todas mis locuras. Gracias por siempre decirme que yo puedo hacer todo lo que quiera.

A Mamá Vicky, por ser un gran ejemplo a seguir. Gracias por enseñarme a ser fuerte y no conformarme. Gracias por creer que siempre puedo lograr más. Por estar siempre para mí, gracias.

A Mamá Ilma, por todos tus consejos y enseñanzas. Gracias por todas las experiencias y aventuras que hemos tenido juntas.


A Papá Juan, por siempre ponerme los pies en la tierra. Gracias por todas tus enseñanzas, confianza y apoyo.

A mi Abuelito Rubén, quiero agradecerle por estar conmigo en todos los momentos de mi vida y por cuidar de mí siempre.

A mis tías, María José y Paola por ser el mayor ejemplo en mi vida, gracias por plantar en mí el deseo de superación. Gracias por su tiempo, por todas las enseñanzas y consejos. Gracias por todas las aventuras y por hacer este trabajo una realidad. ¡Directito a la NASA!

A Fátima y Pablo, por todo el apoyo para la realización de este trabajo, espero que se sientan inspirados para lograr todo lo que se propongan.

A mi tía Karla, Kevin y Zuleika, por su inmensurable apoyo y cariño. Gracias por creer en mí.



Agradezco a mi directora de tesis, la Dra. Xyoli Pérez Campos, por haber dirigido este trabajo, por el tiempo y paciencia que me brindó en todo momento. Quiero agradecerle por todas las enseñanzas académicas y no académicas que directa e indirectamente me ofreció. Gracias por compartir su pasión con los estudiantes y por impulsarnos a hacer aquello que nos apasiona.

A Miguel A. Rodríguez Domínguez, no tengo palabras para agradecer tu tiempo, ayuda y paciencia. Gracias por hacer este trabajo posible.

A mis amigos, por hacer de la universidad una experiencia inolvidable. A Olivia y Jimena, por compartir conmigo la pasión por la sismología. A Itzel y Kelly por ser mis amigas incondicionales. A Saúl, Mauricio, Alejandro, Laura y Noé por su gran apoyo, confianza y amistad. A Berenice por todas tus enseñanzas y consejos, por transmitirme tu pasión por la Tierra.

Agradezco a mis sinodales, el Dr. Martín Cárdenas Soto, el Dr. Raúl Valenzuela Wong, el Dr. José Tago Pacheco y el Dr. Victor Hugo Espindola Castro por la revisión de este trabajo y por sus valiosas aportaciones.

A la Dra. Marianne Karplus de la Universidad de Texas en el Paso por proporcionarme los datos necesarios para la realización de este trabajo. A Solymar Ayala Cortez por su trabajo con los nodos sísmicos y por sus comentarios enriquecedores.

A Esteban Pardo por su gran apoyo, confianza y por creer en mi cuando yo dudaba. Gracias por tus valiosos comentarios a este trabajo.



Índice

Índice	5
Resumen	7
Abstract	8
Capítulo I. Introducción	9
Capítulo II. Antecedentes	12
2.1. Fundamentos de sismología	12
2.1.1. Ondas sísmicas	12
2.1.2. Telesismos	15
2.2. Estructura de la Tierra	15
2.2.1. Tectónica de placas	17
2.2.2. Técnicas sismológicas para el estudio de la estructura terrestre	17
Capítulo III. Arreglo de nodos sísmicos en Juchitán de Zaragoza, Oaxaca	19
3.1. Geología	20
3.2. Marco tectónico	22
3.3. Nodos sísmicos	24
3.4. Arreglo de estaciones	26
Capítulo IV. Funciones de Receptor	28
4.1. Procesamiento de funciones de receptor	30
4.1.1. Catálogo de eventos	31
4.1.2. Preprocesado	34
4.1.3. Procesado	36
4.1.4. Deconvolución iterativa en el dominio del tiempo	37
4.2. Interpretación	38
Capítulo V. Resultados	42
5.1. Funciones de receptor obtenidas con diferentes instrumentos de medición	42
5.1.1. IXTE	43
5.1.2. IXTA	44
5.1.3. JUCH	45



5.2. Estructura cortical somera debajo de Juchitán	47
5.2.1 Perfil 1.....	48
5.2.2 Perfil 2.....	49
5.2.3. Perfil 3.....	51
5.2.4 Perfil 4.....	52
Capítulo VI. Discusión y conclusiones	54
6.1. Funciones de receptor obtenidas con diferentes instrumentos de medición.....	54
6.2. Estructura somera	55
6.3. Conclusiones	58
Referencias.....	59
Anexos	63
Anexo 1. Tabla con localización de las estaciones usadas.	63
Anexo 2. Funciones de receptor por estación	65



Resumen

Los avances recientes en la tecnología de adquisición de datos sísmicos han generado el interés de la comunidad sismológica en los instrumentos nodales. Estos instrumentos, mejor conocidos como nodos sísmicos, son geófonos de alta frecuencia (1 Hz – 10 Hz) que pueden medir en una o tres componentes. Aunque los nodos sísmicos tienen limitaciones como, la duración de la batería y el ancho de banda, su bajo costo de instalación y adquisición proporciona una novedosa herramienta para los investigadores en comparación con instrumentos de banda ancha. La finalidad de este trabajo es obtener funciones de receptor usando registros de nodos sísmicos Fairfield Z-Land de 5 Hz y brindar una primera aproximación de la estructura terrestre debajo del municipio de Juchitán. Las estaciones de registro fueron instaladas por la Universidad de Texas en el Paso y el Instituto de Geofísica de la UNAM en el municipio de Juchitán de Zaragoza, Oaxaca, con el objetivo de registrar las réplicas del sismo de Tehuantepec del 8 de septiembre de 2017 (M_w 8.2), a las 04:49:17 (hora UTC). Se obtuvieron funciones de receptor con datos de 50 nodos sísmicos, estaciones de banda ancha y un acelerómetro, se trazaron cuatro perfiles a lo largo del arreglo nodal y se ordenaron por azimuth inverso para resaltar variaciones azimutales. A pesar de las dificultades de localizar el tiempo de arribo de la onda P en los registros de los nodos, se demostró, comparando las funciones de receptor obtenidas con las estaciones de banda ancha, que los nodos sísmicos son un instrumento capaz de registrar datos con los cuales se pueden reproducir funciones de receptor con alta fidelidad.



Abstract

Recent advances in seismic data acquisition technology have generated the interest of the seismological community in nodal instruments. These instruments, better known as seismic nodes, are high frequency geophones (1 Hz - 10 Hz) that can be measured in one or three components. Although seismic nodes have limitations such as battery life and bandwidth, their low cost of installation and acquisition provides a novel tool for researchers compared to broadband instruments. The purpose of this work is to obtain receiver functions from records of 5Hz Fairfield Z-Land seismic nodes and give a first approximation of the earth structure under Juchitán. The seismic stations were installed by the University of Texas at El Paso and the Institute of Geophysics of the UNAM in the municipality of Juchitán de Zaragoza, Oaxaca, with the objective of registering the aftershocks of the Tehuantepec earthquake of September 8, 2017 (M_w 8.2), at 04:49:17 (UTM). Receiver functions were obtained with data of 50 seismic nodes, broadband and an acceleragraphic stations, four profiles were plotted along the nodal array and ordered by back azimuth to highlight azimuthal variations. Despite the difficulties of locating the arrival time of the P wave in the seismic nodes, it was demonstrated, comparing the receiver functions from broadband stations, that the seismic nodes are an instrument capable of registering data that can reproduce receiver functions with high fidelity.



Capítulo I.

Introducción

El territorio mexicano se encuentra sobre cinco placas tectónicas: la de Norte América, la del Pacífico, la de Cocos, la de Caribe y la de Rivera. Esto genera gran sismicidad en todo el país, pero mayormente en los estados del sur de México, debido a la interacción de la placa de Cocos con la de Norte América. El estado de Oaxaca es uno de los tres estados con mayor sismicidad de todo México, por lo que es importante conocer la estructura sísmica que hay debajo, así como la geometría de la placa para poder entender la sismicidad de la zona. Existen muchos trabajos sobre la sismicidad de la zona de subducción del Pacífico mexicano. Pardo & Suárez (1995) determinaron la geometría de la placa de Cocos y de Rivera. Rebollar et al. (1999) determinaron la geometría de la zona de Wadati-Benioff y la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić (Moho) en el Istmo de Tehuantepec, siendo de 43 km. Estudios más recientes, como el de Pérez-Campos *et al.* (2008), establecen mejor la geometría de la placa de Cocos en la zona central de México. Gracias a ese trabajo se sabe que la placa de Cocos subduce horizontalmente en el centro de México, hasta una distancia de 250 km desde la trinchera y parece estar desacoplada de la corteza continental por una zona de baja velocidad.

Avances tecnológicos en equipos de adquisición sísmica de alta frecuencia, despertaron el interés de la comunidad sismológica. Empezaron a ser utilizados en estudios en donde se acostumbraba usar equipos de banda ancha, obteniendo resultados similares. Parker *et al.* (2018) realizaron una tomografía de un punto caliente al noroeste del estado de Nevada, EE.UU. con nodos sísmicos de 5 Hz; Liu *et al.* (2018) obtuvieron funciones receptor con 202 nodos sísmicos de 5 Hz al norte de Los Ángeles, EE.UU. y resaltaron la facilidad de usar nodos en ambientes urbanos; por su parte, Trow *et al.* (2018) detectaron microsismicidad en Utah, EE.UU. con nodos de 5 Hz.



El uso de nodos sísmicos en estudios sismológicos ha generado una ventana de posibilidades para nuevas aplicaciones, debido a sus grandes ventajas sobre equipos de banda ancha, como su bajo costo y su cómoda movilidad.

En este trabajo se pretende obtener funciones de receptor con nodos sísmicos de 5 Hz, mostrar las ventajas y desventajas sobre equipos de banda ancha, además de brindar una primera aproximación de la estructura terrestre debajo de Juchitán.

En el capítulo 2 se presentan los antecedentes sismológicos necesarios, desde el concepto de onda sísmica, la tectónica de placas, hasta la descripción de algunas técnicas en sismología para desentrañar la estructura interna de la Tierra.

El capítulo 3 que tiene como nombre, Arreglo de nodos sísmicos en Juchitán de Zaragoza, Oaxaca, pone en contexto la situación actual del municipio en materia de geología, tectónica y sismología. En este capítulo se introduce el concepto de nodo sísmico, se enlistan sus características y se presenta el arreglo de estaciones que conforman este trabajo.

Como se mencionó anteriormente, en este trabajo se obtendrán funciones de receptor con datos registrados por nodos sísmicos. La finalidad es obtener una primera aproximación de la estructura interna debajo de Juchitán y demostrar que se puede usar la metodología de las funciones de receptor con datos obtenidos de instrumentos de alta frecuencia. En el capítulo 4 se explicará la metodología, junto con el preprocesamiento y el procesamiento de las señales telesísmicas.

Se informan los resultados obtenidos en este trabajo en el capítulo 5, en donde se toman dos enfoques distintos; el primero para comparar las funciones de receptor calculadas con datos de tres instrumentos diferentes de medición (nodos sísmicos, banda ancha y un acelerómetro). El segundo para conocer las discontinuidades sísmicas presentes en la corteza de la zona de estudio, que se pueden apreciar en las funciones de receptor



La discusión de los resultados y las conclusiones se tienen en el último capítulo, el capítulo 6, el cual presenta los rasgos más notables obtenidos en los resultados y se provee de posibles explicaciones. En las conclusiones se describen los puntos principales de este trabajo y se propone una investigación más profunda de la zona usando los instrumentos nodales.



Capítulo II.

Antecedentes

Cada día ocurren más de 50 sismos en todo el mundo que son los suficientemente fuertes para sentirlos y cada pocos días ocurren sismos capaces de dañar estructuras (Shearer, 2009).

Los sismos son una liberación súbita de energía que se propaga a través de la Tierra en forma de ondas elásticas; ocurren por la ruptura de las placas tectónicas. La sismología es la ciencia que estudia estas ondas, lo que nos dice sobre la estructura terrestre y sobre las propiedades de los sismos.

Para conocer el interior de la Tierra, la sismología ha jugado un papel muy importante, al resultar imposible las observaciones directas, las observaciones indirectas mediante las ondas sísmicas han sido la principal herramienta para revelar la estructura terrestre.

2.1. Fundamentos de sismología

2.1.1. Ondas sísmicas

Las ondas sísmicas son ondas elásticas generadas por la ruptura de bloques de rocas o por explosiones en el interior de la Tierra, las ondas viajan a través del interior y la superficie terrestre y el movimiento que generan es registrado por sismómetros.

Existen dos tipos de ondas sísmicas, las ondas de cuerpo, que se propagan dentro de la Tierra, y las ondas superficiales, que como su nombre indica, se propagan sobre la superficie terrestre. En este trabajo sólo se consideran ondas de cuerpo.

Las ondas de cuerpo se dividen en dos, la onda P y la onda S. La onda P u onda primaria es una onda compresional, debido a la extensión y compresión que ocurre mientras la



energía en forma de onda se propaga en el interior de la Tierra; la Figura 2.1 ejemplifica el movimiento que la onda P genera. La onda P puede viajar a través de rocas y fluidos, las partículas se mueven en la misma dirección de propagación.

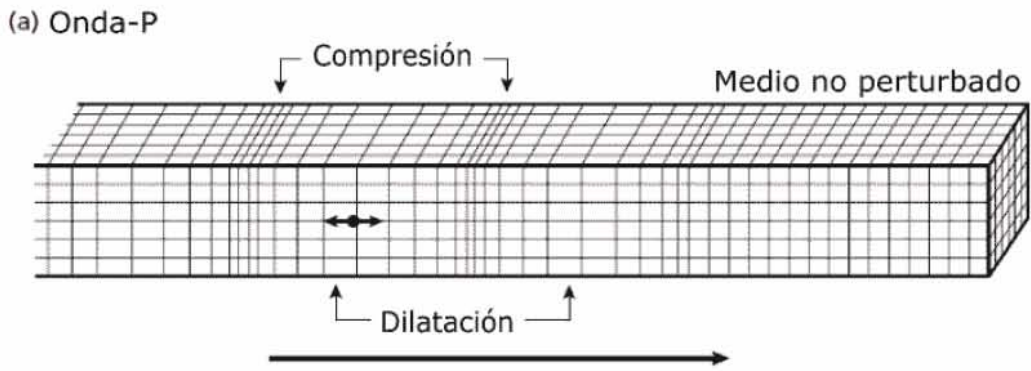


Figura 2.1. Movimiento de la onda P. Figura modificada de Saez (2016).

La onda S u onda secundaria es una onda de cizalla porque las partículas se mueven perpendicular a la dirección de propagación, esta onda no puede viajar a través de fluidos, por lo que sólo se propaga en sólidos. En la Figura 2.2 se observa el movimiento que causa una onda S en un medio.

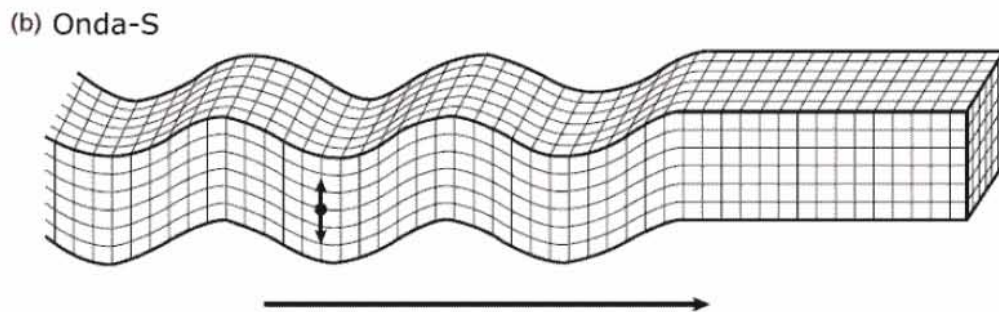


Figura 2.2. Movimiento de la onda S. Figura modificada de Saez (2016).

Para estudiar la propagación de las ondas sísmicas normalmente se consideran como rayos para sólo considerar la trayectoria perpendicular al frente de onda y así facilitar su estudio.



Uno de los principios básicos que explica la propagación de las ondas es el *Principio de Fermat*, este principio establece que, de todas las trayectorias posibles entre dos puntos, un rayo sísmico siempre sigue la trayectoria de menor tiempo entre esos dos puntos dentro de un mismo medio.

El *Principio de Huygens* es otro principio básico dentro de la propagación de ondas; determina que todo punto que pertenece a un frente de onda se considera como un punto generador de nuevas perturbaciones y nuevos frentes de ondas.

Para explicar porqué una onda cambia su comportamiento cuando cambian las propiedades del medio por donde viaja, la *Ley de Snell* determina una relación entre los ángulos de incidencia, reflexión y refracción de una onda con la velocidad del medio a través del cual se propagan.

En este trabajo se va a tratar principalmente con ondas convertidas, estas ondas se forman debido a la interacción de un frente de onda que viaja a través de un medio y se encuentra con otro medio con distintas propiedades elásticas. Si una onda P incide sobre otro medio, como en la Figura 2.3, la energía se transmite y se refleja como ondas P y S.

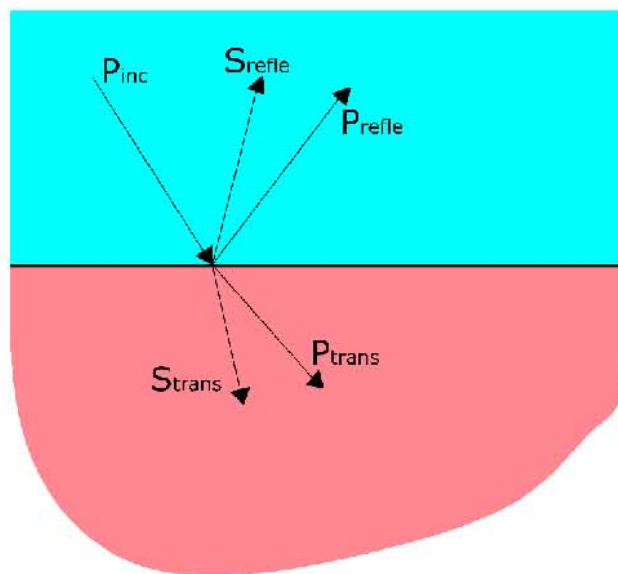


Figura 2.3. Incidencia de una onda P sobre un medio con propiedades elásticas diferentes.



2.1.2. Telesismos

Los telesismos son sismos que ocurren a más de 1,000 km de distancia de una estación de registro. Las ondas sísmicas generadas a partir del telesismo viajan a través de la Tierra, algunas de las ondas incluso pueden atravesar el núcleo, por lo que estas señales contienen mucha información sobre la estructura de la Tierra.

2.2. Estructura de la Tierra

La mayoría del conocimiento que se tiene sobre la estructura interna de la Tierra se debe al estudio de las ondas sísmicas que la atraviesan. Si la Tierra fuera un cuerpo perfectamente homogéneo, las ondas sísmicas se propagarían a través de él en todas las direcciones y viajarían en línea recta a una velocidad constante, como se puede ver en la Figura 2.4.A. Por fortuna, esto no es así en el caso de la Tierra. Los registros indican que la velocidad de las ondas sísmicas aumenta o disminuye conforme atraviesan distintas zonas del interior de la Tierra, también experimentan reflexión, refracción y difracción. Las ondas son reflejadas desde los límites entre capas, refractadas cuando pasan de una capa a otra y experimentan difracción alrededor de los obstáculos que se encuentran, la Figura 2.4.B lo ejemplifica.

De esta forma es como se definen las capas que conforman el interior de la Tierra; corteza, manto y núcleo.

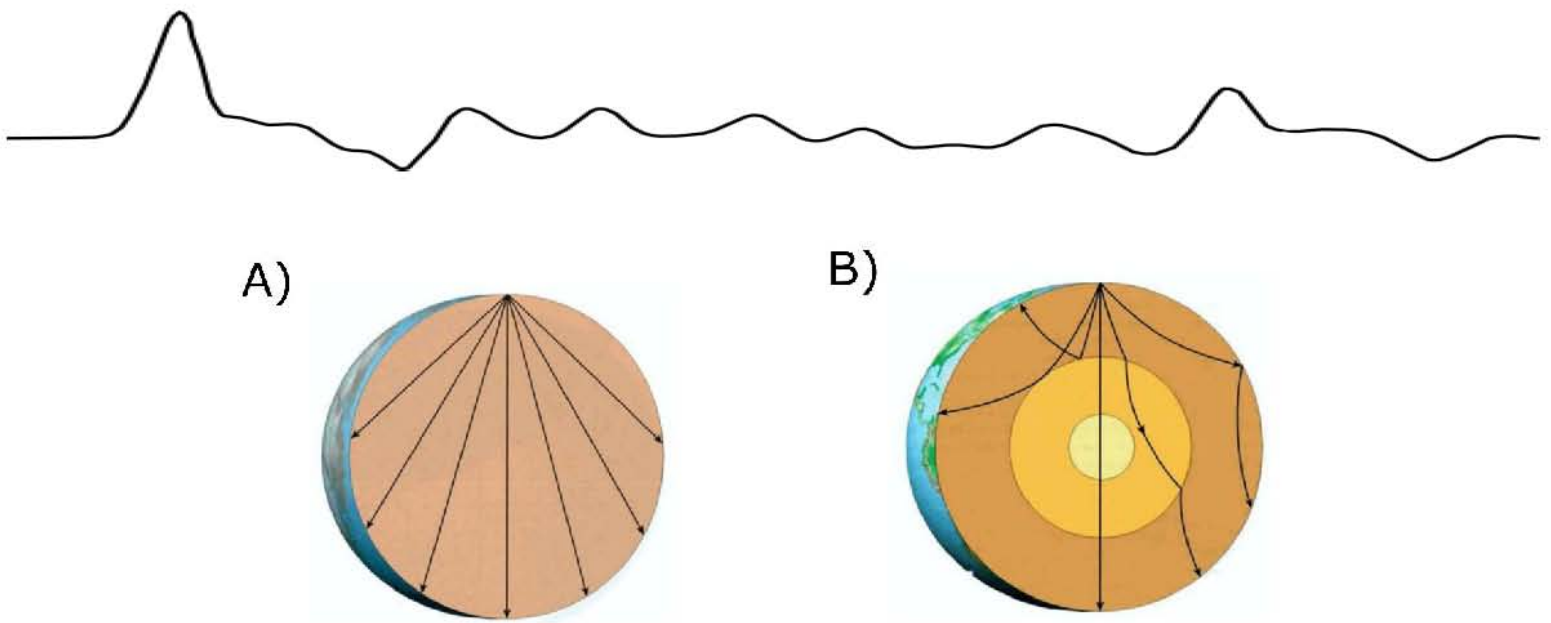



Figura 2.4. Ondas sísmicas propagándose por el interior de la Tierra. A) Propagación por cuerpo homogéneo. B) Propagación por un cuerpo más parecido a la Tierra. Modificada de Tarbuck & Lutgens (2013).

La **corteza** de la Tierra consiste en dos tipos; la corteza continental, con espesores que van desde los 3 km hasta los 70 km, y la corteza oceánica, con un espesor promedio de 7 km (Tarbuck & Lutgens, 2013).

El límite entre la corteza y el manto se denomina, **discontinuidad de Mohorovičić** o **Moho**; fue de las primeras características del interior de la Tierra que se descubrió utilizando ondas sísmicas.

El **manto** terrestre es una capa gruesa de casi 2900 km de espesor que se extiende desde la base del Moho hasta el núcleo externo; constituye más del 82% del volumen de toda la Tierra.

El **núcleo** de la Tierra se divide en dos según sus propiedades físicas, el núcleo externo líquido y el núcleo interno sólido.



2.2.1. Tectónica de placas

La teoría de la tectónica de placas fue el resultado de dos teorías desarrolladas previamente, la teoría de la deriva continental, por Alfred Wegener y la teoría de la expansión del fondo oceánico, por Harry Hess.

En la teoría de la tectónica de placas, la corteza continental está fragmentada en varios segmentos o placas frías y rígidas que se encuentran sobre el manto caliente, esto genera que las placas estén en constante movimiento unas respecto de otras.

Los movimientos de las placas tectónicas generan tres tipos de escenarios en los bordes; el primero es un margen divergente en donde las placas se alejan una de la otra, el segundo es un margen convergente en el que las placas chocan entre ellas y el último es un margen transformante, las placas se mueven en la misma dirección, pero en sentidos opuestos.

2.2.2. Técnicas sismológicas para el estudio de la estructura terrestre.

Como se mencionó al inicio del apartado 2.2, la Sismología ha sido de vital importancia para el desarrollo del conocimiento sobre el interior de la Tierra. En esta sección se explicarán brevemente algunas de las técnicas sismológicas para desentrañar la estructura terrestre.

La función de receptor, utilizadas en este trabajo, es una de las principales técnicas usadas para estudiar discontinuidades con base en la diferencia de las propiedades del medio, no se abarcará más en esta sección debido a que se hará más adelante en otro capítulo. Esta técnica se ha utilizado en diferentes trabajos dentro de la zona de estudio como: Pérez-Campos *et al.* (2008), Melgar & Pérez-Campos (2011), Rodríguez-Domínguez *et al.* (2019), entre otros.



Otra técnica es la de localización de hipocentros, esta es una forma relativamente simple pero eficiente de tener en cuenta las variaciones de velocidad lateral no incluidas en los modelos de velocidad unidimensionales utilizados para localizar eventos sísmicos. La idea básica detrás de la técnica es la ubicación simultánea de un grupo de eventos y la determinación de un conjunto común de correcciones de estaciones. Bajo variaciones de velocidad apropiadas, mejorando así las ubicaciones de los eventos (Pujol, 2000). Esta técnica fue utilizada por Pardo & Suárez (1995) para determinar la geometría de la placa de Cocos y la de Rivera.

La tomografía sísmica, es una de las técnicas más completas para desentrañar la estructura interna de la Tierra, esta depende del contraste en las propiedades sísmicas de los medios que atraviesan las ondas sísmicas. Las diferencias se reflejan directamente en los tiempos de arribo de las ondas o en su forma y amplitud (Sayging, 2007). Husker & Davis (2009) obtuvieron una tomografía sísmica de la placa de cocos.



Capítulo III.

Arreglo de nodos sísmicos en Juchitán de Zaragoza, Oaxaca

En la parte más estrecha del territorio nacional, en la región del Istmo de Tehuantepec, Oaxaca, se encuentra el municipio de Juchitán de Zaragoza, conocido por su gran tradición y cultura, por sus ostentosas fiestas, por su colorido mercado y sobre todo por su gente valerosa.

El siete de septiembre de 2017, a las 23:49:17 hora local, el Servicio Sismológico Nacional (SSN) reportó un sismo con magnitud 8.2, localizado en el Golfo de Tehuantepec. De inmediato se dio a conocer que la mayoría de las ciudades de la costa de Oaxaca y Chiapas se vieron muy afectadas por este sismo y uno de los lugares que más resaltó por los daños, como se aprecia en la Figura 3.1, fue el municipio de Juchitán.

El emblemático Palacio Municipal, el colorido mercado y miles de casas fueron destruidas, el tiempo se detuvo en Juchitán y las juchitecas y juchitecos vivieron una realidad donde las calles fueron su hogar, la comida era un lujo y su vida antes del sismo era un recuerdo lejano.

En este trabajo la zona de estudio se encuentra delimitada entre los 16° 00' y 17° 00' de latitud norte y los 94° 00' y 96° 00' longitud oeste.



Figura 3.1. Daños ocurridos en el municipio de Juchitán por el sismo ocurrido el 07/09/17.
Créditos: Mario Jiménez Leyva, <https://www.nvinoticias.com/nota/72498/7-de-septiembre-el-dia-del-desastre-de-oaxaca>.

3.1. Geología

Según la Carta Geológica de la República Mexicana (Instituto de Geología, 1992), la zona de estudio se encuentra dentro de tres provincias geológicas de las 35 en las que se divide a todo el territorio nacional, como se muestra en el recuadro negro de la Figura 3.2.

A continuación, en la Figura 3.3 se muestra la zona de estudio en la Carta Geológica de la República Mexicana y se presenta una breve descripción, tomada de la misma, de las tres provincias geológicas que abarca la zona de estudio.



Figura 3.2. Carta Geológica de la República Mexicana. Figura modificada de Carta Geológica de la República Mexicana 5ª edición (1992).

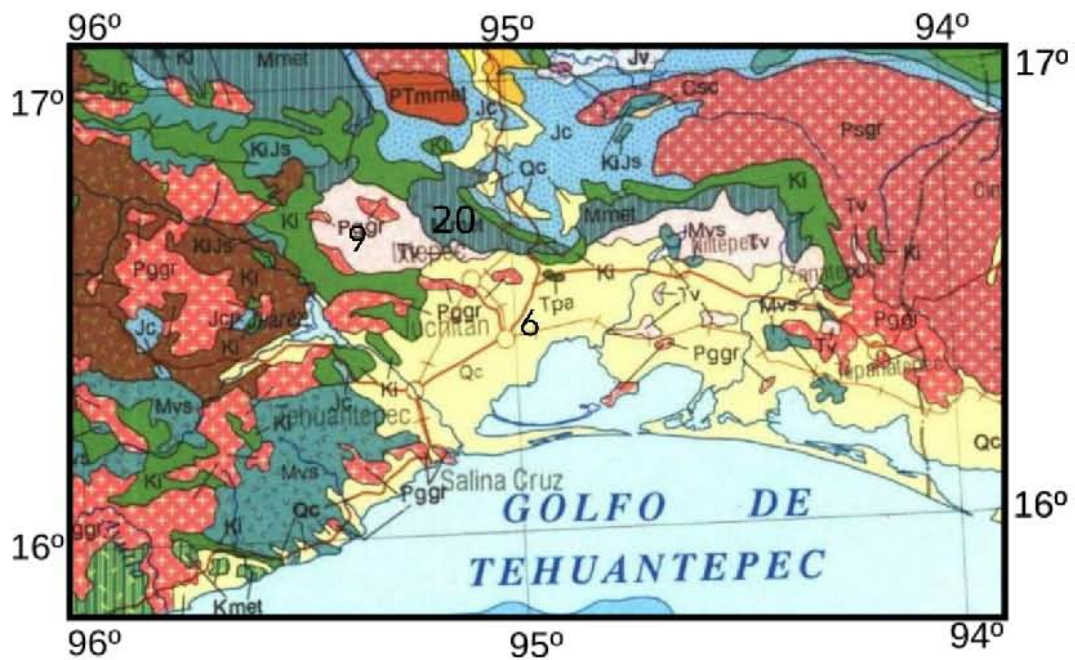


Figura 3.3. Sección de la Carta Geológica de la República Mexicana. Figura modificada de Carta Geológica de la República Mexicana 5ª edición (1992).



Provincia 6. Cuenca de Tehuantepec.

Esta provincia del Cuaternario es de origen sedimentario marino y corresponde a depósitos aluviales (arenas y arcillas), producto de la erosión de las rocas preexistentes en la región y de la denudación de la Sierra de Chimalapa. La mayor parte de la zona de estudio se encuentra en esta provincia.

Provincia 9. Cuicateca.

Esta provincia del Mesozoico es de origen vulcanosedimentario con un ligero metamorfismo; está constituida esencialmente por brechas, grauvacas, pizarras y derrames de lava.

Provincia 20. Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas.

Provincia del Mesozoico es de origen sedimentario marino y abarca gran parte del país, desde la plataforma de Coahuila hasta el Cinturón Chiapaneco. Esta provincia corresponde en su mayoría con la Sierra Madre Oriental. La zona de estudio está representada una mínima parte por esta provincia.

3.2. Marco tectónico

En la región del Istmo de Tehuantepec, la tectónica se atribuye a la interacción de la placa de Cocos con la placa de Norte América, en la Figura 3.4 se observa el límite convergente entre estas dos placas, por lo que hay un proceso de subducción asociado, donde la placa de Cocos subduce debajo de la placa de Norte América.

Pardo & Suárez (1995) propusieron que la placa de Cocos en la parte central del país subduce con un ángulo casi horizontal, al sur se encuentra una zona de transición donde el ángulo de subducción aumenta, la placa continúa a la placa del Caribe hasta llegar a un ángulo de casi 30° por debajo de esta placa. Estudios posteriores como el de Pérez-

Campos *et al.* (2008), en el cual analizaron funciones de receptor, confirmaron la geometría de la placa y determinaron que subduce casi horizontalmente desde la trinchera hasta una distancia de 250 km hacia el centro del país, después, como establecieron Husker & Davis (2009) mediante una tomografía sísmica, la placa se hunde con un ángulo de 75° y alcanza una profundidad de 500 km.

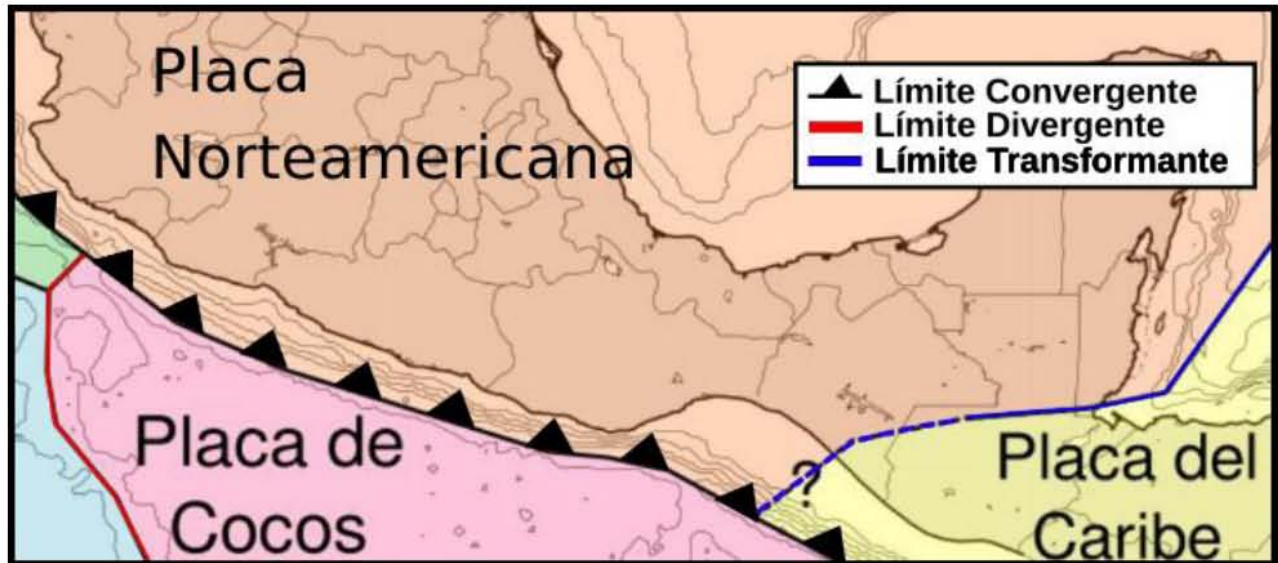


Figura 3.4. Placas tectónicas que interactúan al sur del país. Figura modificada del SSN (2017).

Al sur de Juchitán se encuentra el golfo de Tehuantepec, un rasgo notable que presenta para este trabajo es la dorsal de Tehuantepec. Esta es parte de una serie de zonas de fracturas que se extiende perpendicularmente desde la dorsal del Pacífico oriental hacia la Trinchera Mesoamericana (Manea *et al.*, 2005b). Se ha dicho que la dorsal de Tehuantepec divide a la placa de Cocos en dos partes distintas en cuanto a régimen tectónico y edad (Klitgord & Mammerickx, 1982). Actualmente se piensa que la dorsal de Tehuantepec representa una falla rotacional (Bravo *et al.*, 2004), que separa a la parte de la placa de Cocos que subduce debajo de la placa de Norte América, de la parte que subduce debajo de la placa del Caribe.



Melgar & Pérez-Campos (2011) obtuvieron funciones de receptor para visualizar la geometría de la placa subducida debajo del Istmo de Tehuantepec. Con estos datos observaron que la placa de Cocos subduce con un ángulo de 26° entre 140 y 310 km de la trinchera.

3.3. Nodos sísmicos

Los recientes avances tecnológicos en la instrumentación de pequeños sensores, desarrollados principalmente para la industria, ha generado una nueva generación de geófonos mejor conocidos como, nodos sísmicos.

Los nodos sísmicos incorporan uno o tres geófonos de alta frecuencia (1 – 10 Hz) para medir velocidad en una o tres componentes, un registrador de datos, una memoria, un GPS y una batería que les permite operar durante 40 días aproximadamente.

La alta disponibilidad de instrumentos, el bajo costo, su fácil instalación y su cómoda movilidad, pueden compensar el tiempo de grabación limitado y la restricción de ancho de banda. Estas características hacen a los nodos sísmicos un instrumento novedoso e innovador para toda la comunidad sismológica, en especial a la de fuente pasiva, pues está logrando tener validez en los métodos que normalmente son reservados para instrumentos de banda ancha.

Los nodos sísmicos se despliegan, usualmente, en grandes arreglos de cientos e incluso miles de instrumentos para un solo proyecto. Si se colocan arreglos muy densos con una separación pequeña se pueden obtener resultados a pequeña escala; en cambio, si se colocan arreglos con mayor separación, se obtienen resultados a mayor escala con igual o mayor detalle que estaciones de banda ancha, pero con un costo mucho menor (Ward & Lin, 2017).



En diferentes estudios sismológicos se ha demostrado la validez y calidad de los resultados obtenidos con el uso de nodos sísmicos; por ejemplo, Behm (2018) con un arreglo de 915 nodos de 4.5 Hz detectó accidentalmente un reflejo del núcleo interno terrestre durante un estudio de sismica activa. Trow *et al.* (2018) resaltaron el potencial al comparar sismos regionales detectados con nodos y con la red regional. Liu *et al.* (2018) calcularon funciones de receptor con datos de 202 nodos sísmicos de 5 Hz al norte de Los Ángeles cerca de la falla de San Andres y llegaron a la conclusión que se producen funciones de receptor similares a las calculadas con instrumentos de banda ancha. Wei *et al.* (2018) también obtienen funciones de receptor, pero con un arreglo de 350 nodos de 2.5 Hz debajo del río Yangtze al este de China y llegan a la misma conclusión que Liu *et al.* (2018).

Gracias a la practicidad de estos instrumentos se pueden desplegar casi en cualquier entorno; por ejemplo, pueden enterrarse para su uso en entornos urbanos (Lin *et al.*, 2013), pueden transportarse fácilmente en áreas de difícil acceso (Hansen & Schmandt, 2015), pueden instalarse en entornos extremadamente fríos y cálidos (Yeguas *et al.*, 2011; Sweet *et al.*, 2018) y sobre todo trasladarse e instalarse rápidamente para el registro de réplicas (Quiros *et al.*, 2015).

Para este trabajo se utilizaron 50 nodos sísmicos Fairfield Z-Land 5Hz de segunda generación que la universidad de Texas en El Paso (UTEP) colocó en el municipio de Juchitán, Oaxaca.

La Figura 3.5 muestra los nodos sísmicos Fairfield Z-Land que se ocuparon en este trabajo. Las características más importantes que presentan se indican a continuación:

- Tres componentes en el mismo sensor.
- Registrador sísmico con una frecuencia de 5 Hz.
- Convertidor analógico-digital de 25 bits.
- Fuente de energía: Batería de iones de litio con una vida útil de aproximadamente 35 días a 500 mps de grabación continua.



- Tamaño físico: 16.3 cm x 11.7 cm con una punta central adicional de 11.7 cm.
- Peso: 2.8 kg.
- Frecuencia de muestreo: 250, 500, 1000 o 2000 mps.
- Capacidad de almacenamiento: 32 GB.



Figura 3.5. Nodos sísmicos Fairfield Z-Land. Tomada de <https://www.pascal.nmt.edu/content/fairfielddnodal-zland-3-channel-sensor>.

3.4. Arreglo de estaciones

En octubre de 2017, con el objetivo de registrar las réplicas del sismo de M_w 8.2 del 8 de septiembre de 2017, la UTEP junto con el Instituto de Geofísica (IGEF), colocaron 50 nodos sísmicos Fairfield Z-Land de 5 Hz que operaron del 1 al 23 de octubre de 2017, 10 estaciones de banda ancha y un acelerómetro, estas últimas operaron de septiembre a diciembre de 2017. Las estaciones fueron colocadas en el territorio municipal de Juchitán, Oaxaca, debido a que fue uno de los municipios más afectados por este sismo.

Para fines de este trabajo, además del arreglo de 50 nodos sísmicos, también se usaron, una estación de banda ancha (B8), un acelerómetro (A1) y tres estaciones de banda ancha (JUCH, IXTE e IXTA) que fueron parte del proyecto Veracruz-Oaxaca (VEOX) que operó entre 2007 y 2009. En total, se utilizaron datos registrados en 55 estaciones sísmicas (Figura 3.6).

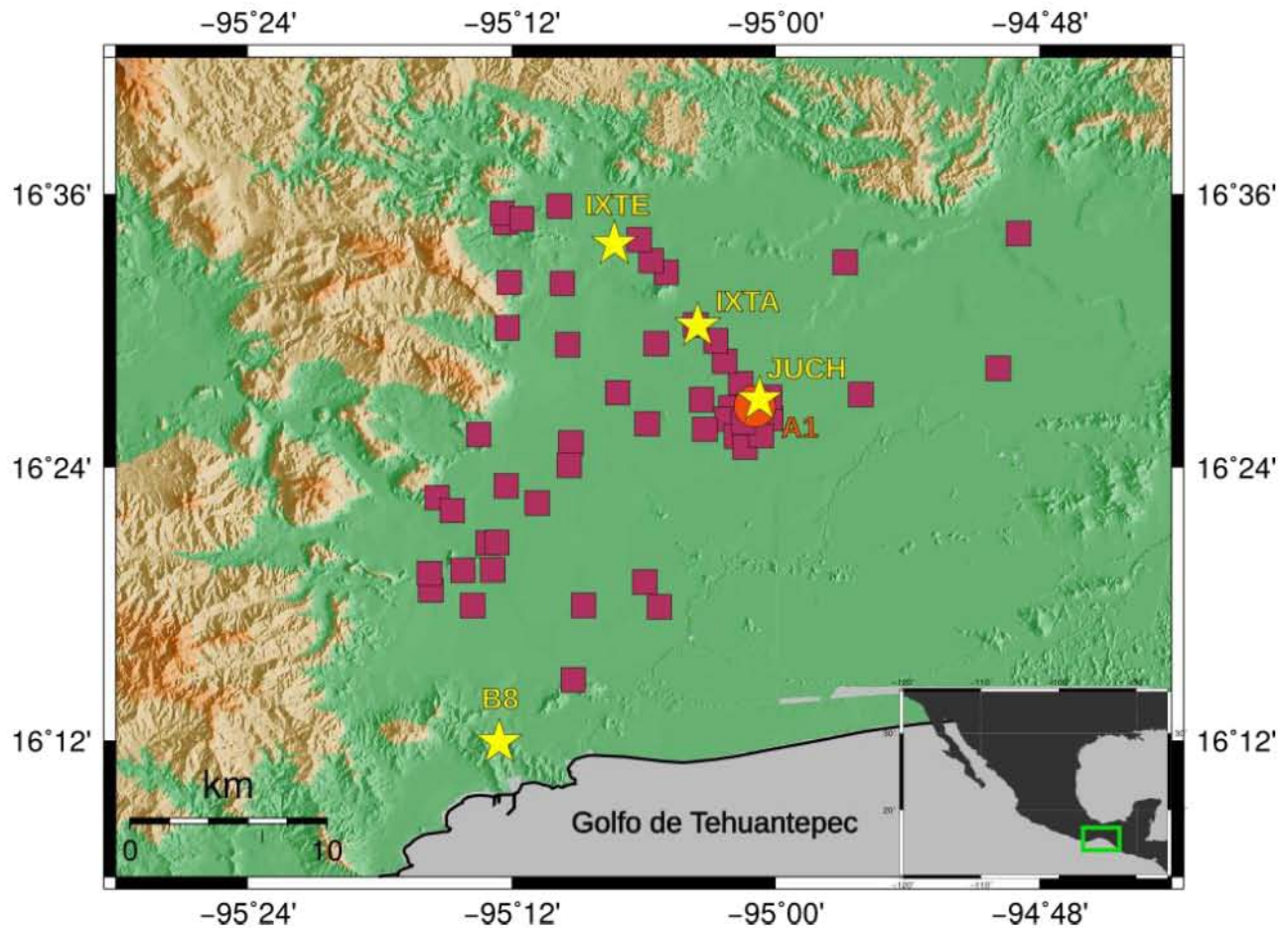


Figura 3.6. Arreglo de estaciones. Los cuadros morados representan las estaciones de nodos sísmicos, las estrellas amarillas, estaciones de banda ancha y el círculo naranja, el acelerómetro.



Capítulo IV.

Funciones de Receptor

La función de receptor (FR) es una de las técnicas más utilizadas en sismología para estudiar las discontinuidades en la corteza y el manto superior. En este trabajo se utilizan como herramienta para poder dar una primera aproximación de la estructura de la Tierra debajo del arreglo nodal.

Las FR son una serie de tiempo calculada a partir de un sismograma con tres componentes; contienen información sobre la respuesta de la estructura de la Tierra justo por debajo del receptor o estación de registro. Al obtener la función de receptor se sustraen los efectos de la fuente y el trayecto, dejando sólo la estructura debajo del receptor. Se obtienen al deconvolucionar la componente longitudinal con las componentes horizontales (Shearer, 2009). La forma de onda de la FR está compuesta por la onda P directa y las conversiones de ondas P a S que reverberan entre las discontinuidades de medios con propiedades elásticas diferentes, como se muestra en la Figura 4.1.

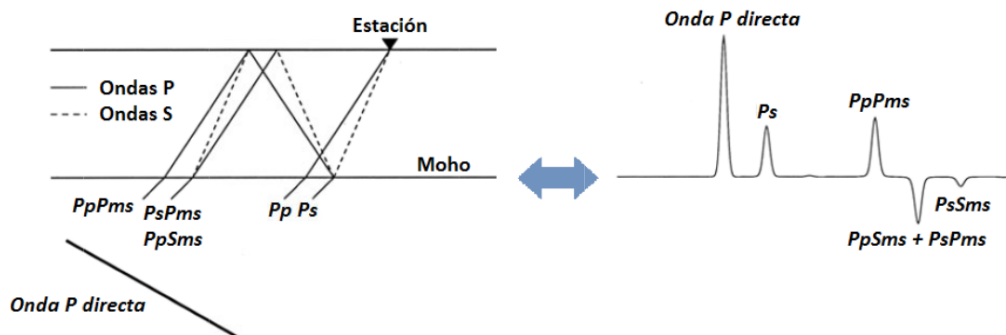


Figura 4.1. Función de receptor teórica (derecha) correspondiente con el modelo de una capa sobre un semi-espacio (izquierda). Imagen modifica de <http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html>



Las características principales de las funciones de receptor son, la amplitud, el tiempo de arribo y la polaridad, ya que son sensibles a la estructura debajo del receptor. Las amplitudes de las FR dependen del ángulo de incidencia de la onda P y del contraste de impedancias de las conversiones Ps y sus múltiples. El tiempo de arribo depende de la profundidad a la que se presente el contraste de impedancias y de las velocidades de propagación de las ondas. La polaridad está asociada, en general, a la diferencia de impedancias entre medios, cuando la onda pasa de un medio con mayor impedancia a uno menor, el pulso es positivo, mientras que, si la onda pasa de un medio de menor impedancia a uno mayor, el pulso es negativo.

El análisis de las FR provee una buena resolución lateral de la corteza y manto superior usando eventos telesísmicos provenientes de diferentes azimuts (Ammon, 1997); desafortunadamente no se puede garantizar una cobertura azimutal completa. Este es uno de los grandes problemas que esta metodología presenta. Más adelante se verá que este problema persiste en FR calculadas con nodos sísmicos.

Las FR son ideales en medios isótropos con capas horizontales; no obstante, en la Tierra raramente se presentan esas condiciones. Por esta razón, se han hecho muchos estudios de FR en medios anisótropos y capas inclinadas, con el fin de poder concebir mejor la realidad de la Tierra (e.g., Owens *et al.*, 1998; Cassidy, 1992; Savage, 1998; Schulte-Pelkum & Mahan, 2014).

En el caso de FR en medios anisótropos, McNamara (1990) y Savage (1998) estudiaron el comportamiento de las funciones de receptor en medios anisótropos mediante sismogramas sintéticos. En específico, Savage (1998) realizó diversos modelos en donde la capa anisótropa se presentaba a diferentes profundidades y con diferentes porcentajes en la variación de velocidad. Observó variaciones en las amplitudes, en los tiempos de arribo y en la polaridad de las fases, tanto en las FR radiales como en las transversales. Particularmente, en la componente radial se presentan diferencias en los tiempos de arribo en el pulso Ps, mientras que la componente transversal va a ser nula a lo largo de las direcciones rápidas y lentas, y presentan periodicidad de 180° en el azimut inverso.



Para las FR en capas inclinadas, Owens *et al.* (1992) y Cassidy (1992) han realizado estudios para entender el efecto de capas inclinadas en FR. En sus observaciones, Cassidy (1992) notó que, en las FR radiales, la amplitud del pulso P_s es máxima y presenta tiempos de arribo tempranos en azimuts alineados con la dirección echado arriba y una amplitud mínima y tiempos de arribo tardíos en azimuts alineados con dirección echado abajo. Mientras que, para las FR transversales, la amplitud en los pulsos P y P_s es nula en dirección echado arriba y echado abajo, y máxima en dirección del rumbo.

En su estudio, Savage (1998) reportó cómo diferenciar el efecto de capas anisótropas y capas inclinadas en las FR, la primera gran diferencia se presenta en la componente transversal, en capas que presentan anisotropía, el primer arribo se presenta sólo cuando la capa alcanza la superficie, mientras que para capas inclinadas el primer arribo se presenta sin importar la profundidad. Otra diferencia se da en la periodicidad de 180° respecto al azimut inverso, que capas con anisotropía transversal presentan, en cambio, capas inclinadas tienen periodicidad de 360° .

Tradicionalmente se usan estaciones de banda ancha para obtener funciones de receptor, en este trabajo presentamos que también se pueden obtener FR con diferentes instrumentos de medición, como, instrumentos nodales y acelerómetros.

4.1 Procesamiento de funciones de receptor

El procedimiento para obtener funciones de receptor se puede dividir en tres etapas: la generación de un catálogo de eventos, el preprocesado de los datos y finalmente el procesado. A continuación, se describen detalladamente estas etapas.



4.1.1. Catálogo de eventos

Se conformaron dos catálogos de eventos, uno para el periodo de operación de los nodos y otro para las estaciones de banda ancha y el acelerómetro. Se consultó la página de internet del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS por sus siglas en inglés) para buscar eventos. Para los nodos sísmicos se buscaron eventos ocurridos entre el 1 y 23 de octubre de 2017. Para la estación de banda ancha (B8) y el acelerómetro (A1), se buscaron eventos ocurridos entre septiembre y noviembre de ese mismo año.

Se tomaron principalmente dos condiciones para seleccionar los telesismos. La primera, una distancia entre 30° y 90° . La segunda, una magnitud M_w mayor o igual que 6. La primera condición debe cumplirse porque se está trabajando con P directa y a más de 90° se tiene P difractada; también se debe a que a esa distancia epicentral, el ángulo de incidencia es casi vertical y se presenta poca contaminación de la corteza. La segunda condición es necesaria para que las formas de onda en el registro se identifiquen fácilmente.

Tomando en cuenta estas condiciones, para los nodos sísmicos, se seleccionaron cuatro telesismos, sus datos se muestran en la Tabla 4.1; mientras que en la Figura 4.2 se muestra su distribución global.

Tabla 4.1. Catálogo de telesismos.

No. de evento	Tiempo UTC AAAA/MM/DD HH:MM:SS	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad (km)	Magnitud (M_w)
1	2017/10/08 14:04:40	-18.99	-175.57	10	6.1
2	2017/10/08 22:34:33	52.39	176.77	119	6.5
3	2017/10/10 06:32:21	-18.57	-69.75	85	6.3
4	2017/10/18 12:00:59	-20.59	-173.80	10	6.1

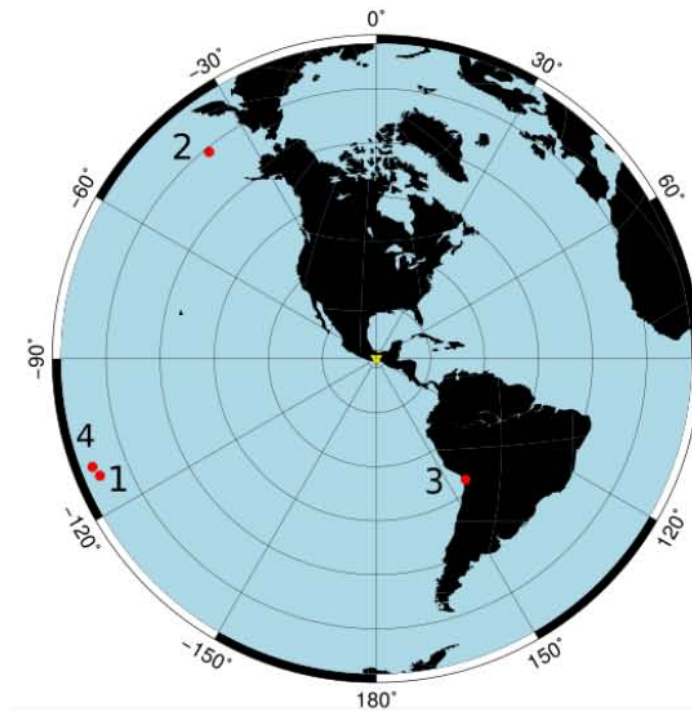


Figura 4.2. Distribución global de epicentros de los cuatro telesismos utilizados en la obtención de funciones de receptor para los nodos sísmicos.

Para la estación de banda ancha (B8) y el acelerómetro (A1) se seleccionaron los 4 eventos de los nodos sísmicos y otros más, debido a que estas dos estaciones operaron durante tres meses (septiembre a noviembre de 2017). La Tabla 4.2 y la Figura 4.3 muestran las características y la distribución global de los eventos para el acelerógrafo (A1) y la estación de banda ancha (B8).

Las estaciones de la red VEOX operaron durante dos años (2007-2009), no se conformó un catálogo de eventos. Las FR se tomaron del trabajo de Rodríguez-Domínguez *et. al.* (2019).



Tabla 4.2. Catálogo de terremotos empleados para obtener las funciones de receptor en el acelerógrafo y la estación de banda ancha.

No. de evento	Tiempo UTC AAAA/MM/DD HH:MM:SS	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad (km)	Magnitud (M_w)
1	2017/10/08 14:04:40	-18.99	-175.57	10	6.1
2	2017/10/08 22:34:33	52.39	176.77	119	6.5
3	2017/10/10 06:32:21	-18.57	-69.75	85	6.3
4	2017/10/18 12:00:59	-20.59	-173.80	10	6.1
5	2017/09/26 04:20:00	-23.71	-176.94	98	6.4
6	2017/11/04 09:00:19	-15.32	-173.17	10	6.8
7	2017/11/11 00:36:14	-11.74	-14.11	10	6.1
8	2017/11/20 18:51:07	-14.73	-175.07	6	6

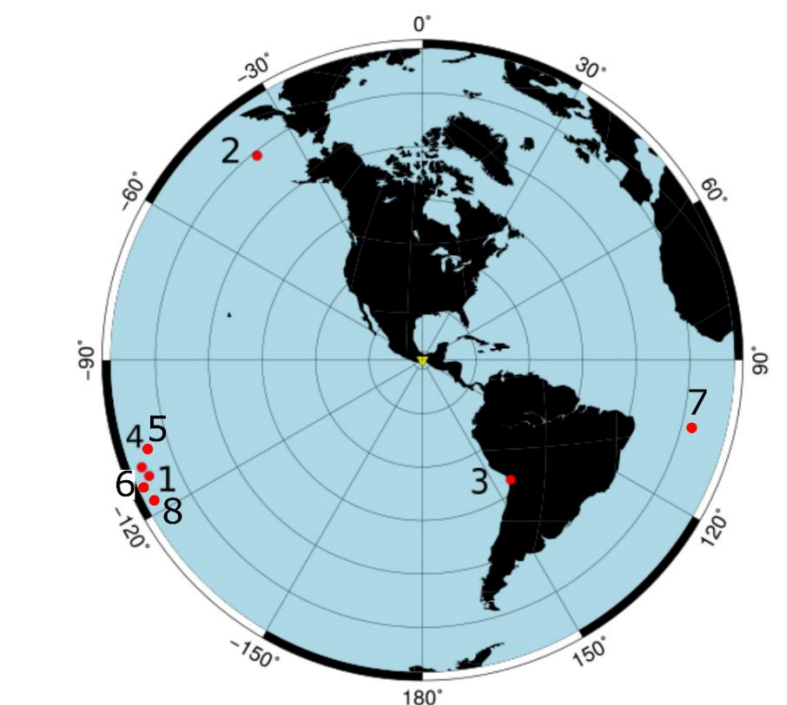


Figura 4.3. Distribución global de epicentros de los ocho terremotos utilizados en la obtención de funciones de receptor para la estación de banda ancha (B8) y el acelerómetro (A1).



4.1.2. Preprocesado

En cuanto se conforma el catálogo con los datos de los telesismos y antes de obtener las FR, se debe dar un tratamiento a la señal sísmica, a este proceso se le llama preprocesado y se explicará en los siguientes puntos:

Lo primero que debe hacerse es localizar el arribo de la onda P en los registros telúsmicos. En este punto es importante mencionar que, a pesar de contar con diferentes instrumentos de medición, el registro del evento telúsmico en la señal, se identificó a simple vista, como se observa en la Figura 4.3, donde se muestra la componente vertical de las señales de los tres instrumentos (banda ancha B8, nodo 1028 y acelerómetro A1). En la Figura 4.4 se presentan nuevamente las señales, a las cuales se les aplicó un filtro pasa-bandas para conservar las mismas frecuencias que los nodos sísmicos. Las señales empiezan a parecerse, pero no son idénticas debido a que las estaciones no se encuentran posicionadas en el mismo lugar.

Posteriormente, se define una ventana de tiempo 30 s antes del arribo de la onda P y 90 s después. Se quita la media y la tendencia. Se realiza una transformación al sistema LQT (Longitudinal-Radial-Transversal) para que la trayectoria de la onda telúsmica sea representada mejor. La componente longitudinal (L) se orienta con la dirección de incidencia del rayo, la componente radial (Q) a la dirección de desplazamiento de las ondas SV y la componente transversal (T) a la dirección de desplazamiento de las ondas SH.

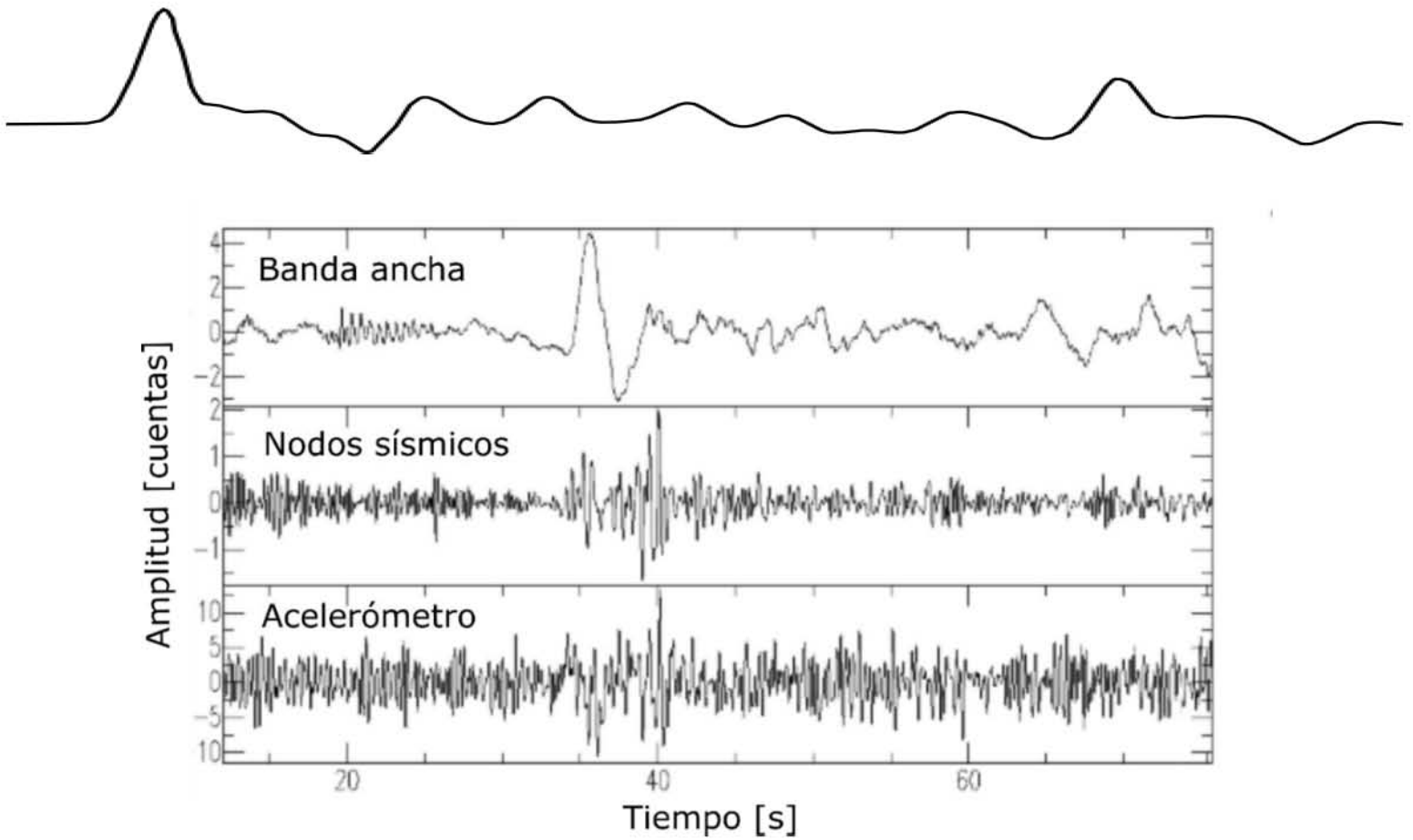


Figura 4.3. Componente vertical de la señal del sismo del 08/10/2017 a las 04:34:17 UTC registradas por las estaciones B8, 1028 y A1. Las señales en la figura se presentan sin ningún procesado.

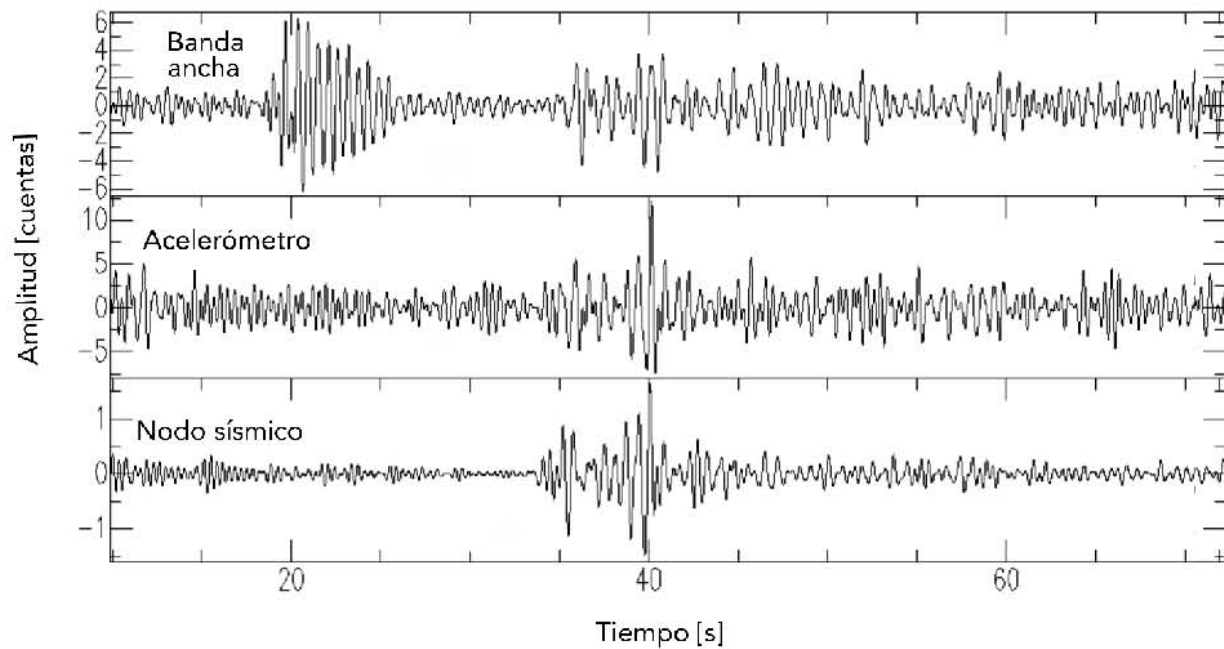




Figura 4.4. Componente vertical de la señal del sismo del 08/10/2017 a las 04:34:17 UTC registradas por las estaciones B8, 1028 y A1. Las señales se filtraron con un filtro pasa-bandas (2 Hz-8 Hz).

4.1.3. Procesado

El preprocesamiento de la señal termina con la rotación al sistema LQT, el siguiente paso es realizar la deconvolución de las componentes radial y transversal con la componente longitudinal. En este trabajo sólo se presentan funciones de receptor radiales, por lo que sólo se deconvoluciona la componente radial (Q) de la longitudinal (L), a este proceso se le llama procesado, pues el resultado son la FR.

La deconvolución es la operación matemática contraria a la convolución. La convolución es la operación en donde interactúan tres señales diferentes, una señal de entrada, una de salida y la respuesta al impulso. Si se combina la señal de entrada con la respuesta al impulso se puede calcular la señal de salida. Matemáticamente, la convolución es la suma de los productos, cuando la respuesta al impulso es recorrida sobre la señal de entrada, elemento a elemento.

Regresando al resultado de la rotación LQT, las componentes se pueden representar de la siguiente manera:

$$\begin{aligned}
 D_L &= I * S * E_L, \\
 D_Q &= I * S * E_Q, \\
 D_T &= I * S * E_T,
 \end{aligned}
 \tag{Ecuación 1}$$

donde D representa el sismograma, I , la respuesta del instrumento, S , la fuente y E , la respuesta de la estructura de la Tierra de las componentes del sistema LQT. Lo que se busca en la FR es obtener la respuesta de la estructura de la Tierra, E . Se hacen dos



suposiciones, I y S son iguales en todas las direcciones, y E_L se comporta como una función delta de Dirac, al tener una incidencia casi vertical.

Considerando lo anterior, la Ecuación 1 se puede mostrar como:

$$\begin{aligned} D_L &= I * S, \\ D_Q &= I * S * E_Q, \\ D_T &= I * S * E_T. \end{aligned} \quad \text{Ecuación 2}$$

Por lo que, al deconvolucionar la componente longitudinal de las componentes radial y transversal, se obtiene la respuesta de la estructura terrestre, en otras palabras, se obtienen las funciones de receptor en las direcciones radial y transversal, respectivamente (Langston, 1979).

4.1.4. Deconvolución iterativa en el dominio del tiempo

Para obtener las FR se optó por realizar una deconvolución en el dominio del tiempo. Ligorria & Ammon (1999) desarrollaron una técnica de deconvolución iterativa en el dominio del tiempo, que se realiza minimizando el error por mínimos cuadrados entre el sismograma de la componente radial y una señal sintética generada por la convolución de un tren de impulsos, iterativamente actualizado, con el sismograma de la componente longitudinal.

El proceso consiste en realizar la correlación cruzada de la componente longitudinal con la componente radial, esto para obtener el primer pulso que corresponde a la onda P directa. Después se convoluciona con la componente longitudinal para obtener un primer sismograma sintético radial, este se resta al observado y se emplea para realizar la correlación cruzada con la componente longitudinal, este proceso se realiza iterativamente hasta que la diferencia entre el sismograma sintético de la componente



radial y el sismograma observado cumpla con la condición de error establecida. El resultado obtenido es la FR radial.

4.2. Interpretación

Las funciones de receptor presentan una serie de pulsos que representan una discontinuidad en el medio o un cambio en la impedancia acústica. Para interpretarlas se usan sus tres características principales, la amplitud, el tiempo de arribo y la polaridad. La polaridad será positiva si la impedancia del medio aumenta con la profundidad, será negativa si la impedancia disminuye. La amplitud, también depende de la diferencia de impedancias entre los medios, una mayor amplitud representa un gran contraste de impedancias. El tiempo de arribo depende de la profundidad.

Para interpretar las FR es común ordenarlas por algún parámetro de interés, azimut inverso, distancia angular o parámetro de rayo. En este trabajo se presentan las FR ordenadas por azimut inverso, de esta manera se pueden notar las variaciones azimutales.

Se obtuvieron funciones de receptor sintéticas a partir de sismogramas generados con la metodología de Frederiksen & Bostock (1999), para poder entender mejor las funciones de receptor que se espera obtener y así lograr mejores interpretaciones.

Las funciones sintéticas se calcularon con base en los cuatro eventos que conforman el catálogo de los nodos sísmicos y se prepararon dos modelos diferentes de capas, estos modelos se construyeron a partir del modelo de velocidades presentado por Rodríguez-Domínguez et al. (2019)

El modelo 1 está constituido por tres capas y un semiespacio (Figura 4.4), la primera capa tiene un espesor de 2000 m y esta inclinada 30° , la segunda capa y la tercera son isótropas



y tienen un espesor de 14300 m y 15800 m, respectivamente. En la tabla 4.3 se muestran las velocidades de las ondas P y S que se tomaron para cada capa.

Tabla 4.3. Parámetros de las capas del modelo 1 y 2.

Espesor r	Densidad	Velocidad P (m/s)	Velocidad S (m/s)
2000	2600	5300	3700
14500	2900	5800	4400
16100	3800	6500	5300
0	3500	8100	6200

En las FR mostradas en la Figura 4.4 se nota la variación azimutal, se presentan picos dobles en el pulso de la onda P directa y la discontinuidad del Moho se encuentra aproximadamente dentro de los 5-6 s.

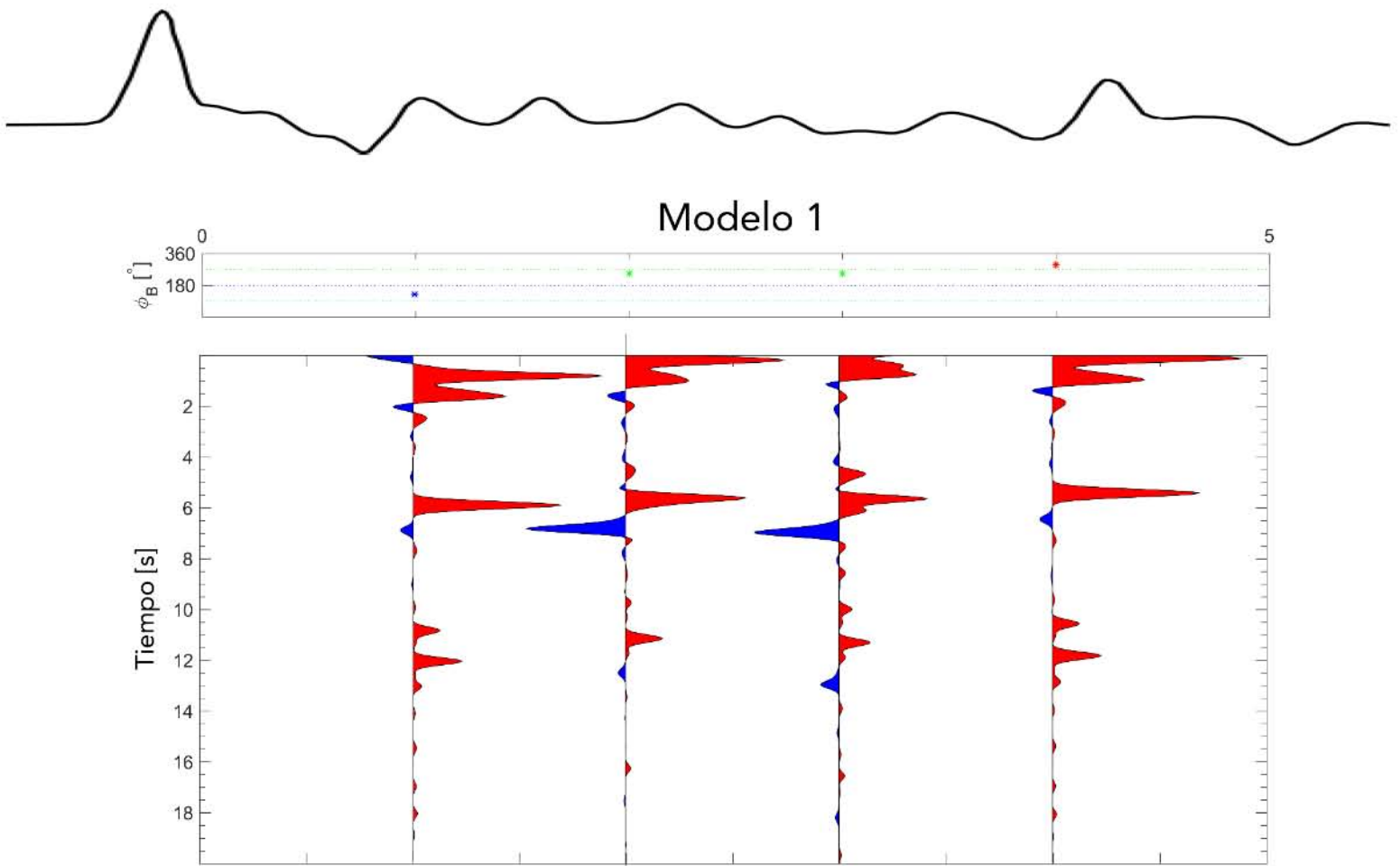


Figura 4.4. Funciones de receptor para el Modelo 1. Las FR están ordenadas por azimuth inverso, indicado en el panel superior.

El modelo 2 está constituido por tres capas y un semiespacio (Figura 4.5), la primera capa tiene un espesor de 2000 m y presenta anisotropía, la segunda capa y la tercera son isótropas y tienen un espesor de 14300 m y 15800 m, respectivamente. En la tabla 4.3 se muestran las velocidades de las ondas P y S que se tomaron en cada capa.

Entre el modelo 1 y el modelo 2, las principales diferencias se encuentran en el pulso de la P directa, mientras que en el modelo 1 hay picos dobles y en el rango de 90° a 180° el pulso es negativo, en el modelo 2 es un pulso sencillo y positivo en todo el barrido azimuthal.

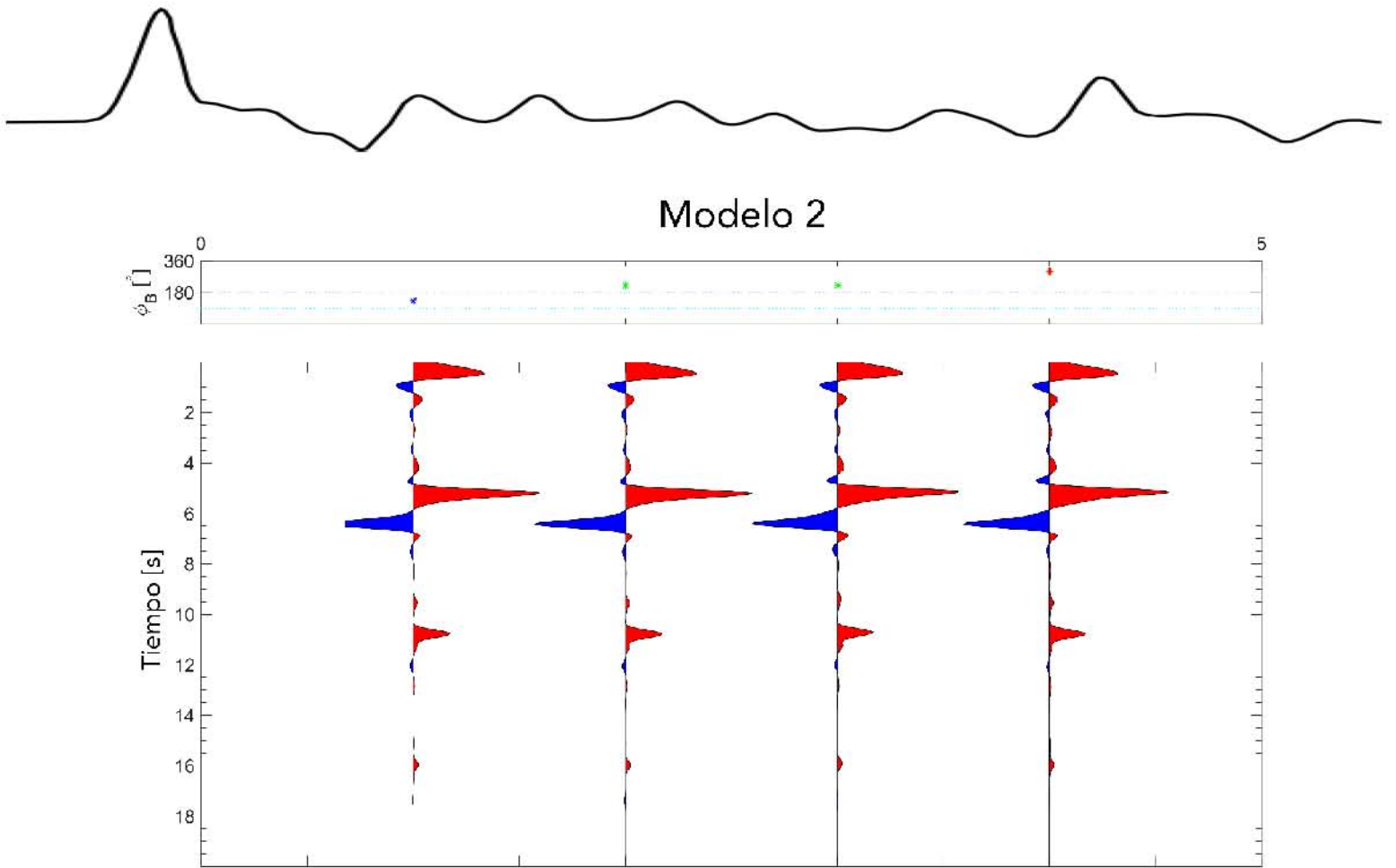


Figura 4.5. Funciones de receptor para el Modelo 2. Las FR están ordenadas por azimuth inverso, indicado en el panel superior.



Capítulo V.

Resultados

Como ya se mencionó en el capítulo 3, se trabajó con una red de 50 nodos sísmicos, cuatro estaciones de banda ancha y un acelerómetro. Se obtuvieron un total de 241 funciones de receptor.

En este capítulo se presentan los resultados en dos secciones diferentes. En la primera se realiza el análisis y comparación de las funciones de receptor obtenidas con los datos de los nodos sísmicos, instrumentos de banda ancha y el acelerómetro, con el fin de probar que la metodología de las funciones de receptor propuesta por Ligorria & Ammon (1999) se puede aplicar con distintos instrumentos de medición. En la segunda se estudiarán las funciones de receptor calculadas para obtener una primera aproximación de la estructura somera debajo de la ciudad de Juchitán.

5.1. Funciones de receptor obtenidas con diferentes instrumentos de medición

En esta sección se compararán las funciones de receptor obtenidas mediante los datos de los nodos sísmicos y del acelerómetro con las funciones de receptor calculadas con los datos de los instrumentos de banda ancha. El análisis consiste en la comparación de tres elementos principales de las FR: la amplitud, el tiempo de arribo y la polaridad.

Para realizar la comparación y procurar la similitud entre las funciones de receptor obtenidas mediante diferentes instrumentos se realizó la semblanza entre las estaciones de banda ancha con los nodos sísmicos y la estación del acelerómetro. Las estaciones IXTA, IXTE y JUCH fueron las únicas estaciones de banda ancha que se utilizaron, ya que se encuentran posicionadas cerca de uno o dos nodos sísmicos. No se utiliza la estación de banda ancha B8 porque el nodo más cerca se encuentra a casi 10 km de distancia.



La semblanza es una norma de error que se utiliza para evaluar la similitud entre las señales, según Cruz (2000) se calcula mediante la siguiente ecuación (Ecuación 3)

$$S(m) = 0.5 - \frac{\text{cross}(FR_{ba}, FR_{ns})}{\text{auto}(FR_{ba}) + \text{auto}(FR_{ns})}, \quad \text{Ecuación 3}$$

donde $S(m)$ es la semblanza, $\text{cross}(FR_{ba}, FR_{ns})$ es la crosacorrelación de las funciones de receptor obtenidas con datos de banda ancha (FR_{ba}) con las funciones de receptor obtenidas con datos de nodos sísmicos (FR_{ns}) y $\text{auto}(FR_{ba})$ y $\text{auto}(FR_{ns})$ son las autocorrelaciones de las FR. Los valores van de 1 a 0, mientras más se parezcan las curvas, la semblanza tenderá a cero.

5.1.1. IXTE

La estación de banda ancha IXTE es parte del experimento VEOX, los nodos más cercanos son: 1108 (2 km de distancia) y el 1107 (3 km de distancia).

En la Figura 5.1 se muestran los primeros 10 segundos de las FR a las cuales se les aplicó un filtro pasa-bandas (2 Hz – 8 Hz), se calculó la semblanza entre la FR de banda ancha con las FR de los nodos sísmicos.

Los valores de semblanza que se obtuvieron entre la estación de banda ancha IXTE y los nodos sísmicos cercanos son grandes, esto indica que las señales no son tan similares, gráficamente también se observa (Figura 5.1) que las FR de los nodos no es similar al FR de banda ancha, a pesar que la FR de banda ancha fue filtrada.

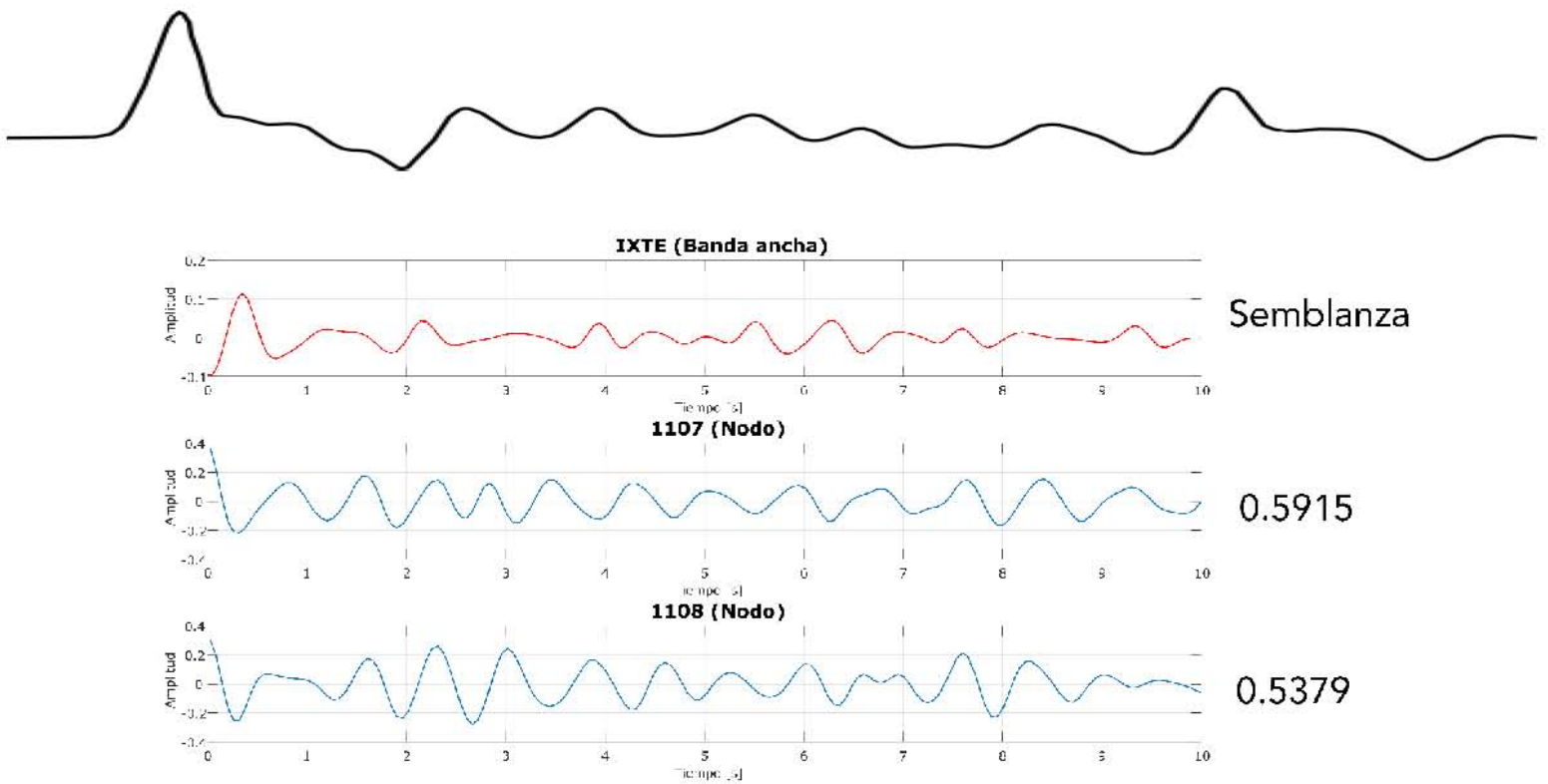


Figura 5.1. Funciones de receptor filtradas. En rojo la FR de la estación de banda ancha IXTE y en azul las FR de los nodos sísmicos 1107 y 1108. Al costado derecho se presentan los valores de semblanza obtenidos.

5.1.2. IXTA

Cerca de la estación IXTA del proyecto VEOX, se encuentran los nodos sísmicos: 1104 (1.2 km de distancia) y 1100 (1 km de distancia).

La Figura 5.2 muestra a las FR filtradas y los valores de semblanza que se obtuvieron. El nodo sísmico 1104 obtuvo un valor de similitud más bajo que el nodo 1100, a pesar que se encuentra a mayor distancia de la estación IXTA, en la Figura 5.2 se nota la similitud entre las funciones de receptor del nodo 1104 y la estación de banda ancha IXTA.

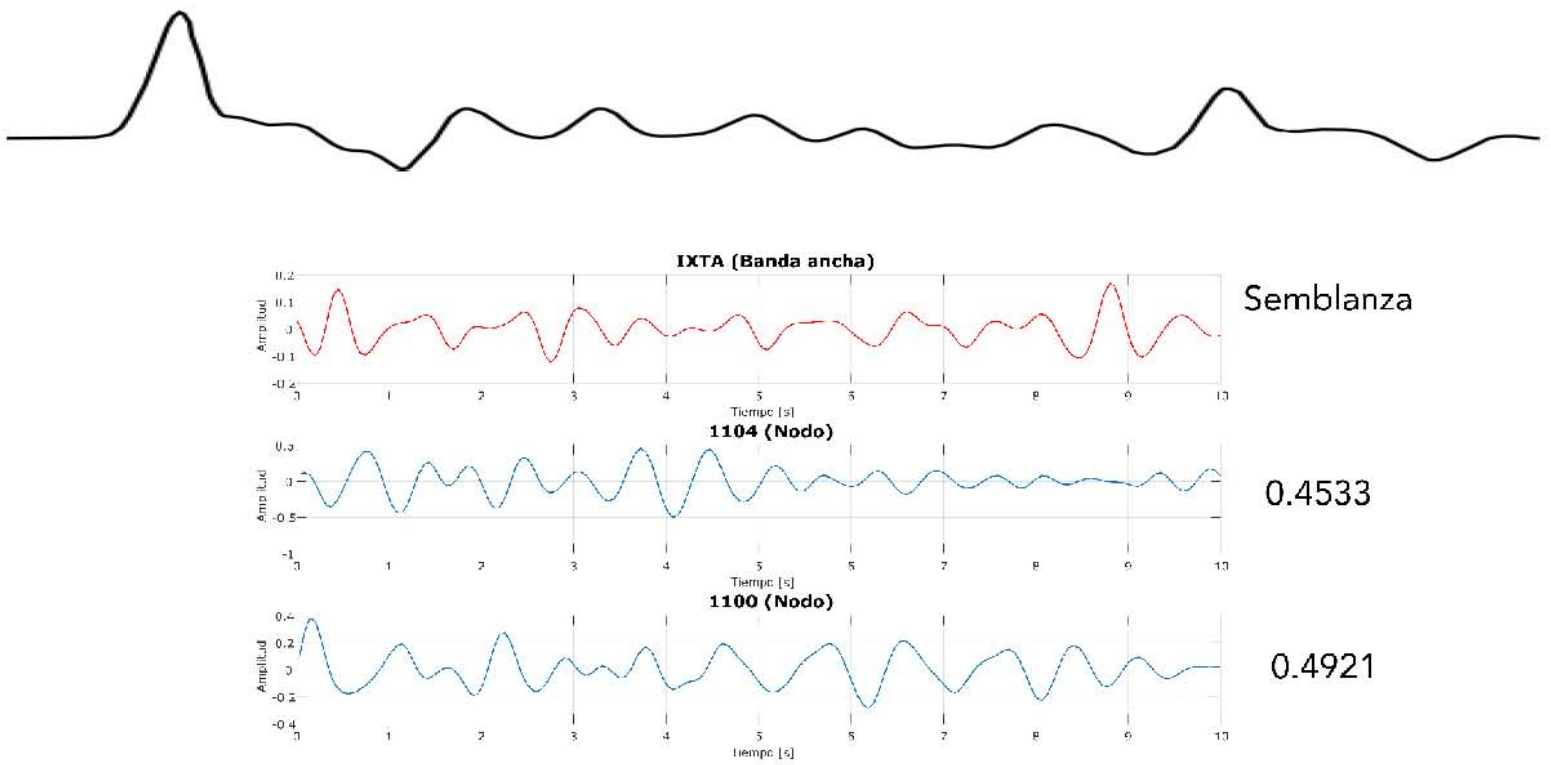


Figura 5.2. Funciones de receptor filtradas. En rojo la FR de la estación de banda ancha IXTA y en azul las FR de los nodos sísmicos 1104 y 1100. Al costado derecho se presentan los valores de semblanza obtenidos.

5.1.3. JUCH

La estación JUCH también es parte del proyecto VEOX y cerca de esta estación se encuentran los siguientes nodos sísmicos y el acelerómetro: 1021 (2 km de distancia), 1019 (620 m de distancia), 1001 (1.7 km de distancia) y A1 (800 m de distancia).

En las Figuras 5.3 y 5.4 se presentan todas las estaciones cerca de JUCH y los valores de semblanza calculados.

La Figura 5.3 presenta las funciones de receptor filtradas de la estación de banda ancha JUCH, el nodo sísmico 1001 y el acelerómetro A1, estas funciones de receptor no son tan similares entre sí, por esta razón los valores de semblanza son altos (0.482 y 0.5865, respectivamente).

En cambio, la Figura 5.4 muestra las funciones de receptor que presenta valores de semblanza más bajos. El nodo 1019 se encuentra a 620 m de distancia de la estación de banda ancha JUCH, su función de receptor es parecida, gráficamente y tiene un valor de



semblanza de 0.3836. Por su parte, el nodo 1021 se encuentra a mayor distancia de JUCH y se nota que la FR no es similar a la de JUCH, por eso su valor de semblanza es de 0.4261.

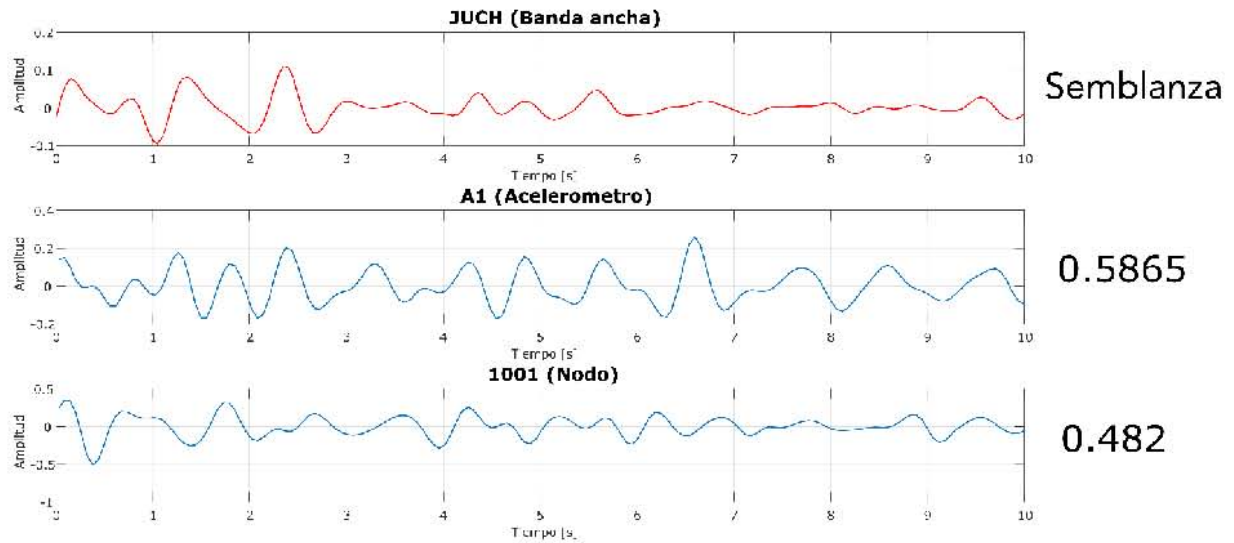


Figura 5.3. Funciones de receptor filtradas. En rojo la FR de la estación de banda ancha JUCH y en azul las FR de los nodos sísmicos y el acelerómetro A1 y 1001. Al costado derecho se presentan los valores de semblanza obtenidos.

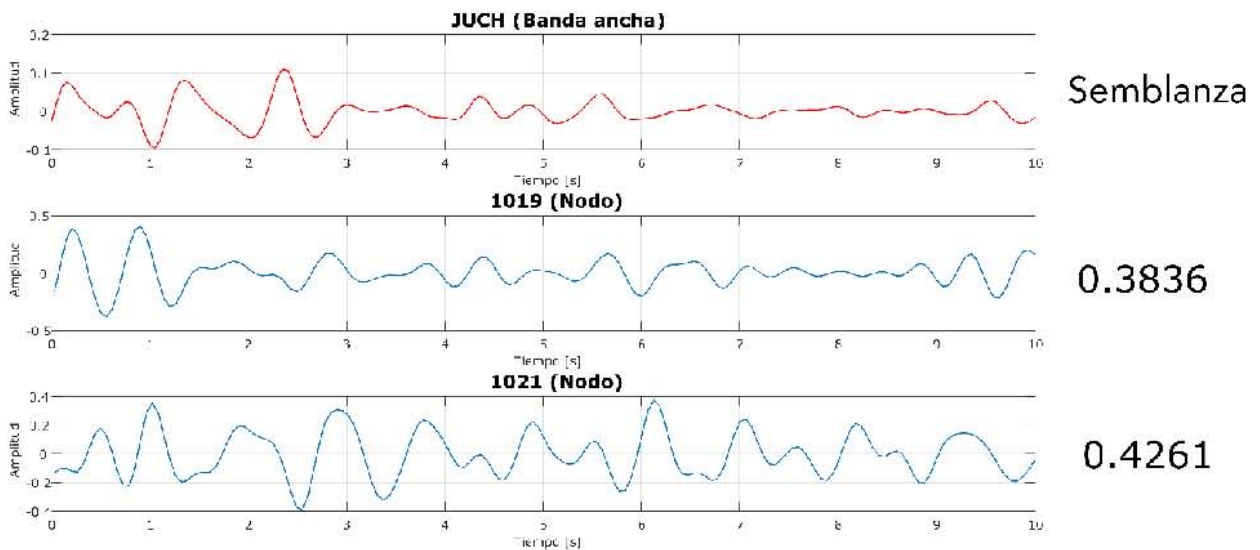


Figura 5.4. Funciones de receptor filtradas. En rojo la FR de la estación de banda ancha JUCH y en azul las FR de los nodos sísmicos 1019 y 1021. Al costado derecho se presentan los valores de semblanza obtenidos.

5.2. Estructura cortical somera debajo de Juchitán

Se trazaron cuatro perfiles a lo largo del arreglo de estaciones, cuya distribución se muestra en la Figura 5.5.

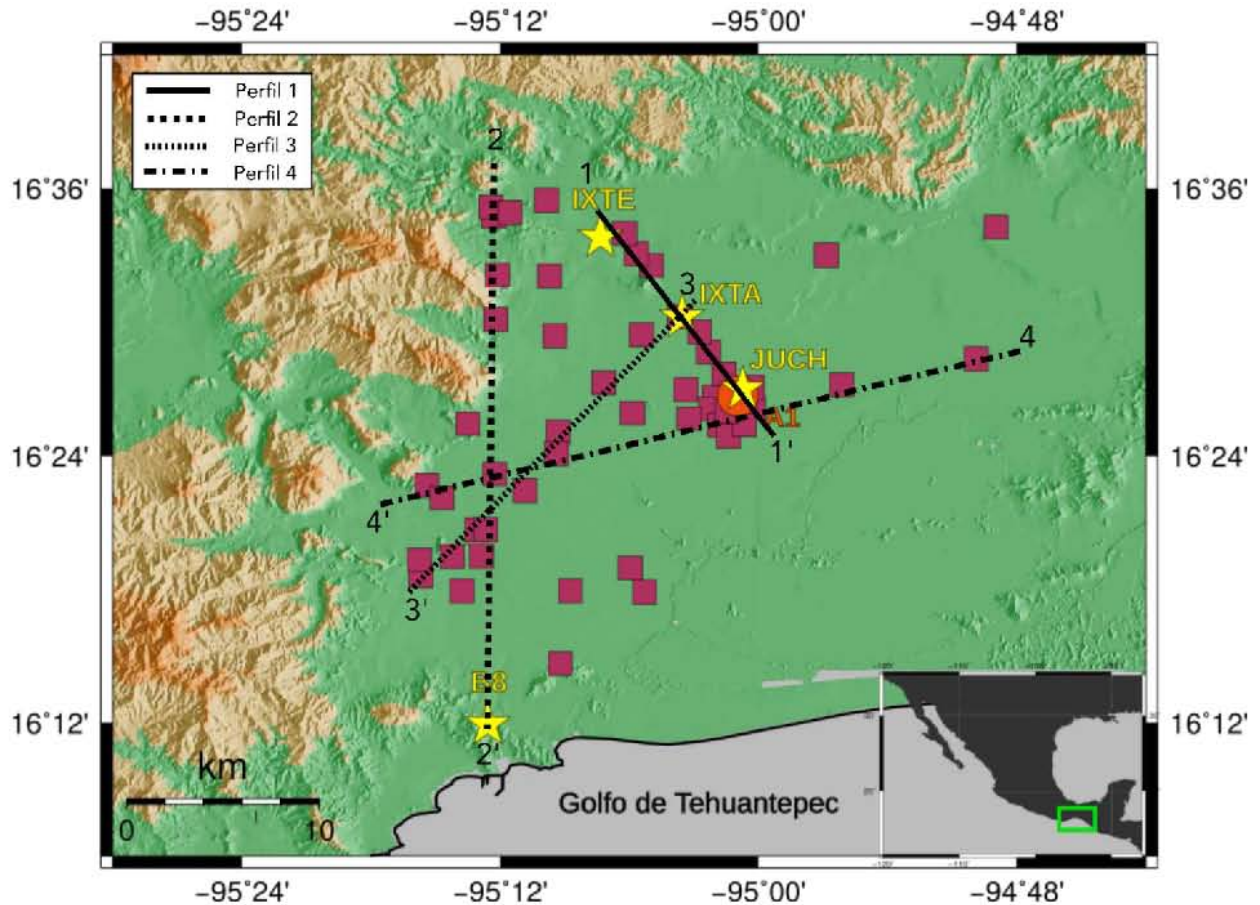


Figura 5.5. Perfiles trazados a lo largo del arreglo de estaciones. Los cuadrados rojos denotan la posición de los nodos sísmicos, las estrellas amarillas, estaciones de banda ancha, y el círculo naranja, el acelerógrafo.

Los cuatro perfiles se presentan ordenados por azimut inverso en rangos de 90° , debido a la cobertura azimutal de los sismos, sólo se muestran de 90° a 180° , de 180° a 270° y por último de 270° a 360° . Las funciones de receptor que se presentan en los tres rangos de azimut inverso tienen como fondo color verde o amarillo si el primer pulso se consideró positivo o negativo, respectivamente.



El análisis de las funciones de receptor obtenidas mediante nodos sísmicos se limitará al estudio del primer pulso correspondiente a la onda P directa. Se tomó esta decisión por la poca cantidad de eventos con los que se trabajó y la poca cobertura azimutal.

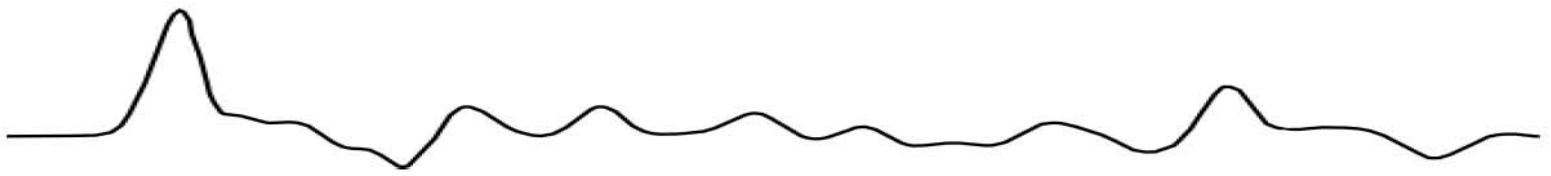
5.2.1 Perfil 1.

El perfil 1, mostrado en la Figura 5.6, es por mucho, el perfil más completo de los cuatro; contiene estaciones de banda ancha, nodos sísmicos y del acelerómetro. Del perfil 1 se puede agrupar a las estaciones en tres grupos según su ubicación; el primero conformado por las estaciones: IXTE, 1108, 1107 y 1106, el segundo por: IXTA, 1104, 1103, 1102 y 1021, por último, el tercer grupo se conforma por: A01, JUCH, 1019, 1001 y 1027. A partir de estos tres grupos se buscará dar interpretación a los resultados obtenidos.

La Figura 5.5.A correspondiente al rango de 270° a 360° de azimut inverso es la que representa menos eventos. Las FR del primer grupo junto con el segundo, presentan un primer pulso negativo, algunas del segundo grupo, presentan el pulso positivo y en las estaciones del último grupo el pulso es negativo.

En la Figura 5.5.C el primer grupo junto con el segundo presentan FR con el primer pulso positivo. En el tercer grupo se presenta un cambio de polaridad, el pulso negativo es predominante.

La Figura 5.5.D presenta tres cambios, acorde con los tres grupos. El primer grupo presenta el primer pulso positivo, el segundo grupo un pulso negativo y en el tercer grupo es difícil de interpretar si predomina el pulso negativo.



Perfil 1

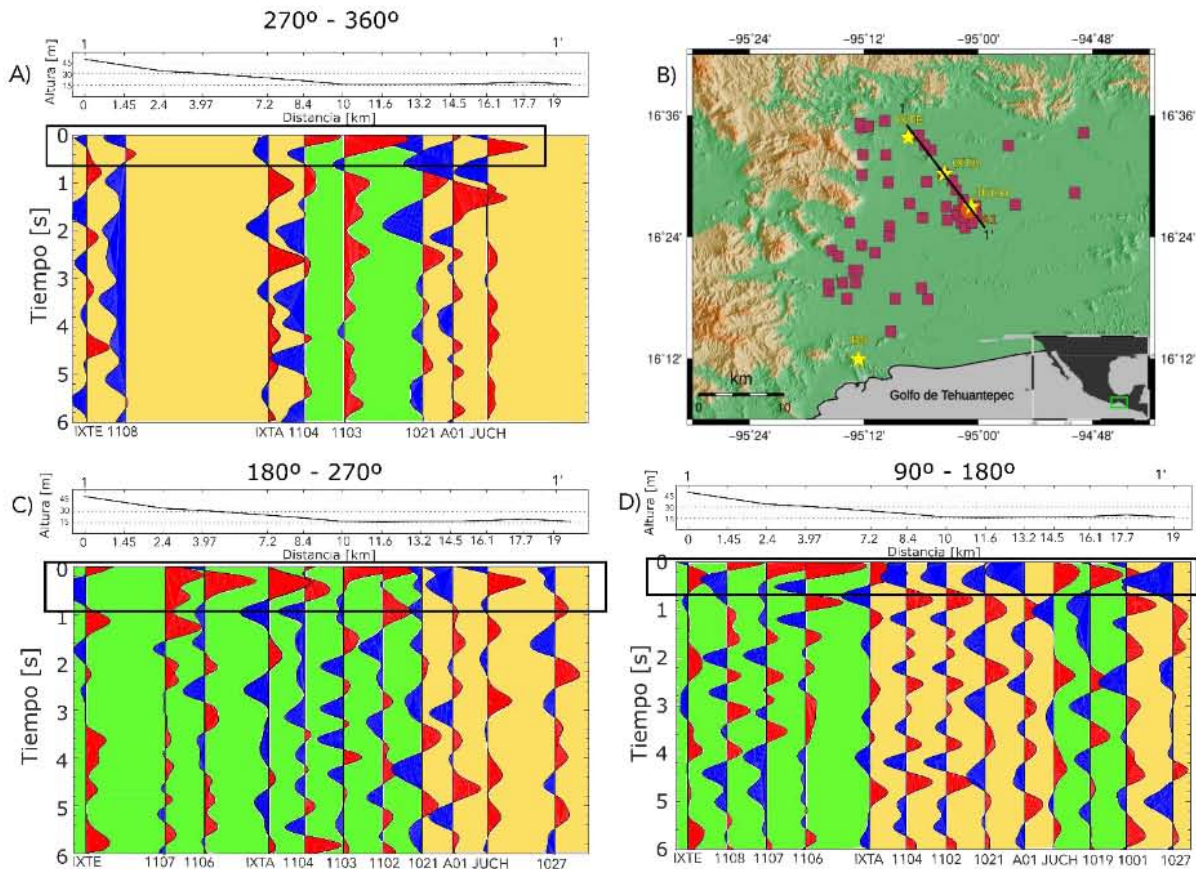


Figura 5.2. Perfil 1. A) Funciones de receptor ordenadas de 270° a 360°. B) Mapa topográfico de la zona de estudio. El perfil 1 está mostrado en línea negra. Las estaciones de banda ancha están denotadas por estrellas amarillas. C) Funciones de receptor ordenadas de 180° a 270°. D) Funciones de receptor ordenadas de 90° a 180°. El recuadro negro delimita el pulso de interés.

5.2.2 Perfil 2.

Se pueden ver las FR del perfil 2 en la Figura 5.6. En la sección A de la Figura 5.6 se muestra el azimut inverso de 270° a 360°. Las primeras cuatro estaciones: 2001, 1105, 2002 y 1110, presentan el primer pulso positivo y energético. Para las estaciones, 1085 y 1039 el primer pulso de las FR es negativo. En las estaciones: 1086, 1108, 1032, 1087 y 1034, el primer pulso es positivo. Como conclusión se puede decir que, en su mayoría, las FR mostradas en este rango de azimut inverso, tienen un primer pulso positivo.



Para el rango de azimut inverso de 180° a 270° se tiene la Figura 5.6.C. Las FR de las primeras tres estaciones presentan el primer pulso positivo, mientras que las siguientes estaciones, la 1110 y 1085 presentan un primer pulso negativo. En las últimas estaciones se observa, en su mayoría, primeros pulsos positivos. Así como en la Figura 5.6.A, se puede decir que, en este rango de azimut inverso, sobresalen los primeros pulsos positivos.

En la Figura 5.6.D se presenta el azimut inverso de 90° a 180° , en este rango, todas las FR tiene el primer pulso negativo y muy energético.

Perfil 2

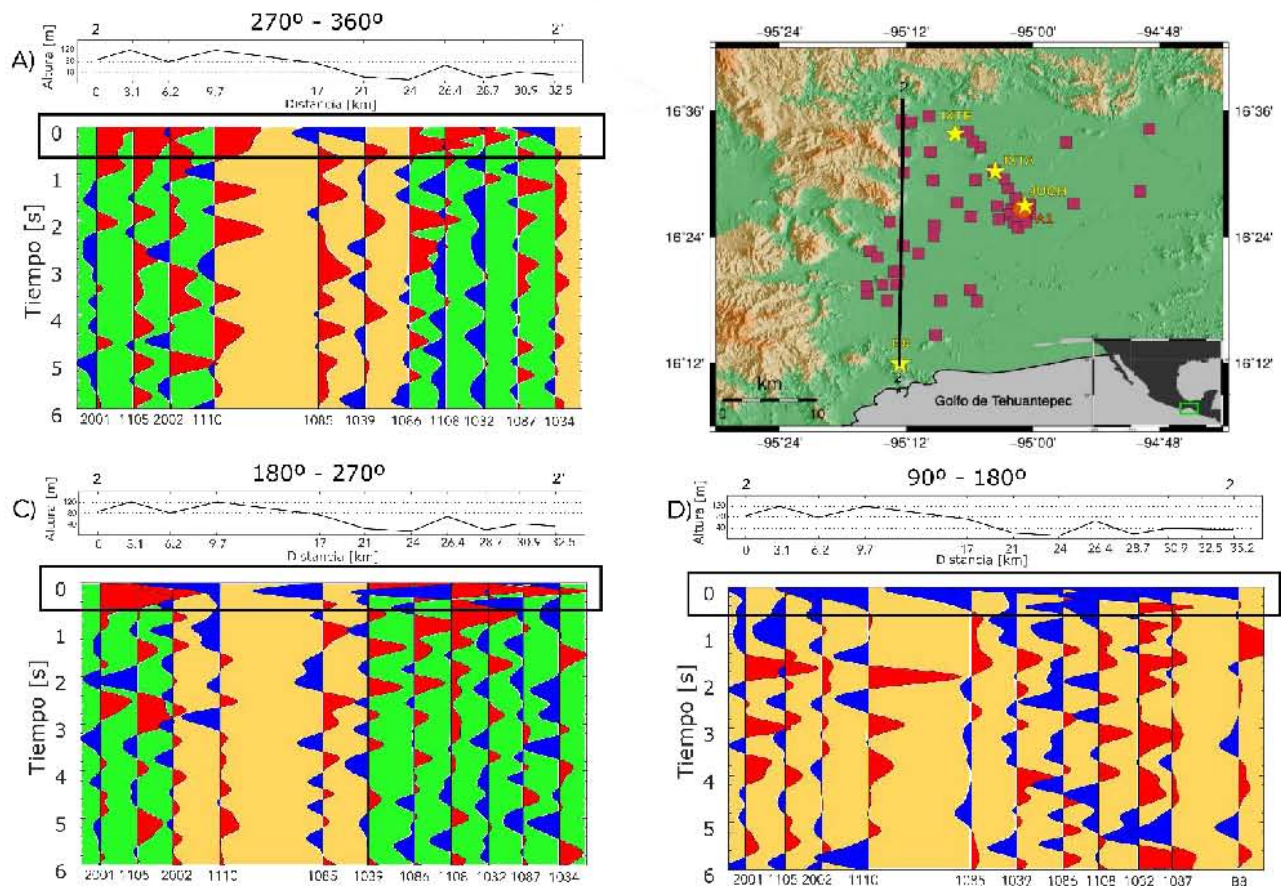


Figura 5.6. Perfil 2. A) Funciones de receptor ordenadas de 270° a 360° . B) Mapa topográfico de la zona de estudio. La línea negra denota el perfil 2. C) Funciones de receptor ordenadas de 180° a 270° . D) Funciones de receptor ordenadas de 90° a 180° . El recuadro negro delimita el pulso de interés.



5.2.3. Perfil 3.

El perfil 3 es el más completo de todos, ya que en los tres rangos de azimut inverso que se muestran, están presentes todas la FR de las estaciones que lo conforman.

Para el rango de azimut inverso de 270° a 360° , que corresponde al a Figura 5.7.A se observa que el primer pulso de las FR es positivo para casi todas las estaciones que conforman este perfil, con excepción de las estaciones 1040 y 1087. Las funciones de receptor que conforman a esta figura son caóticas y, salvo el primer pulso, es difícil de seguir cualquier otro.

Al igual que la Figura 5.7.A, la Figura 5.4.C cuenta con el primer pulso positivo de las FR de casi todas las estaciones, las excepciones son las estaciones: 1092 y 1040.

La Figura 5.7.D al contrario de las dos figuras anteriores, presenta todas las FR con el primer pulso negativo (excepto la estación 1092). Esta figura es diferente a las anteriores porque las FR que se muestran, tienen una forma más limpia, se pueden seguir los Pulsos en las diferentes estaciones.



Perfil 3

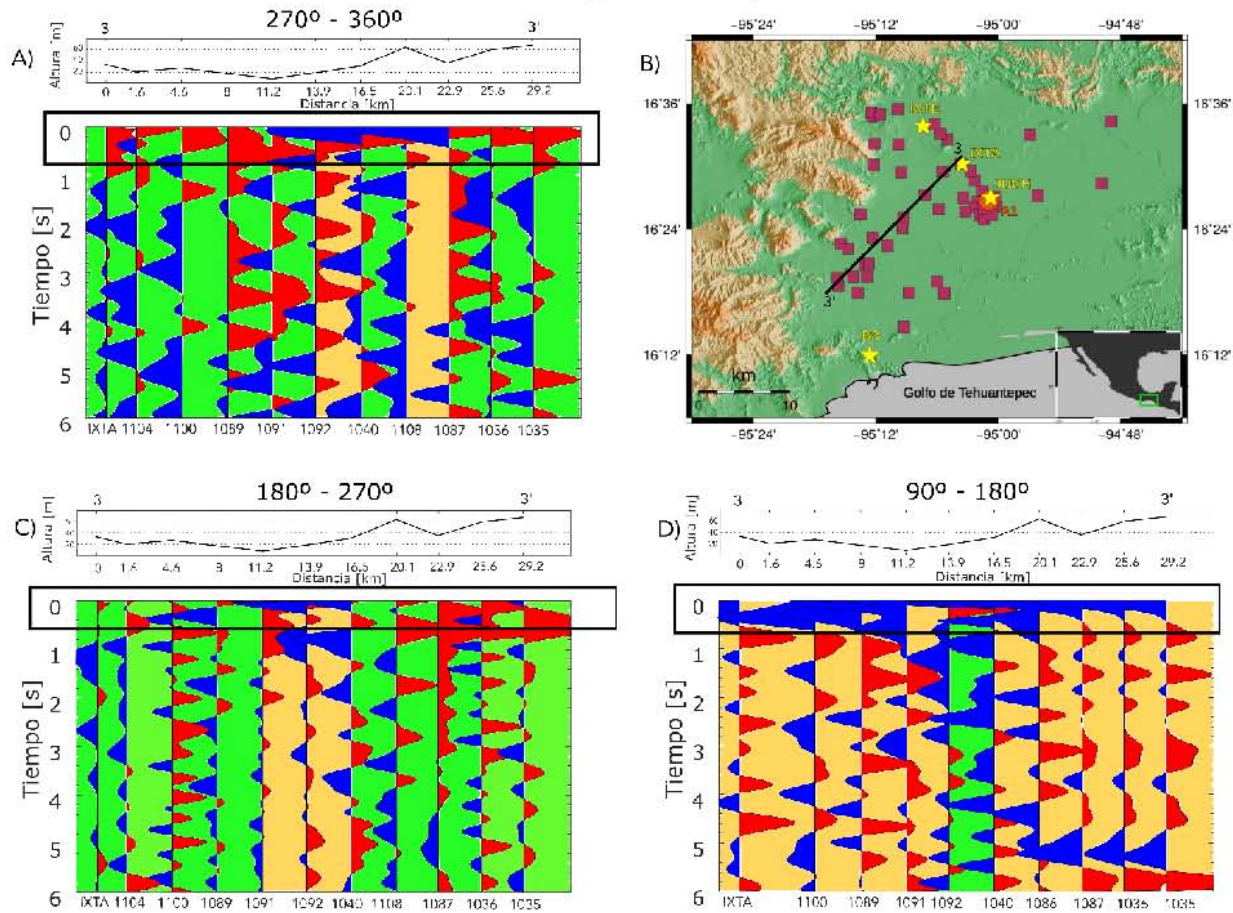


Figura 5.7. Perfil 3. A) Funciones de receptor ordenadas de 270° a 360°. B) Mapa topográfico de la zona de estudio. La línea negra muestra la posición del perfil 3. C) Funciones de receptor ordenadas de 180° a 270°. D) Funciones de receptor ordenadas de 90° a 180°. El recuadro negro delimita el pulso de interés.

5.2.4 Perfil 4.

Tanto en la Figura 5.8.A como en la Figura 5.8.C no se visualizan FR con una polaridad dominante en el primer pulso, en todos los grupos hay primeros pulsos positivos y negativos. A diferencia de las figuras anteriores, la Figura 5.8.D, que corresponde al rango de azimut inverso de 90° a 180°, presenta en todos los grupos un primer pulso negativo, con excepción de la estación 1038.



Perfil 4

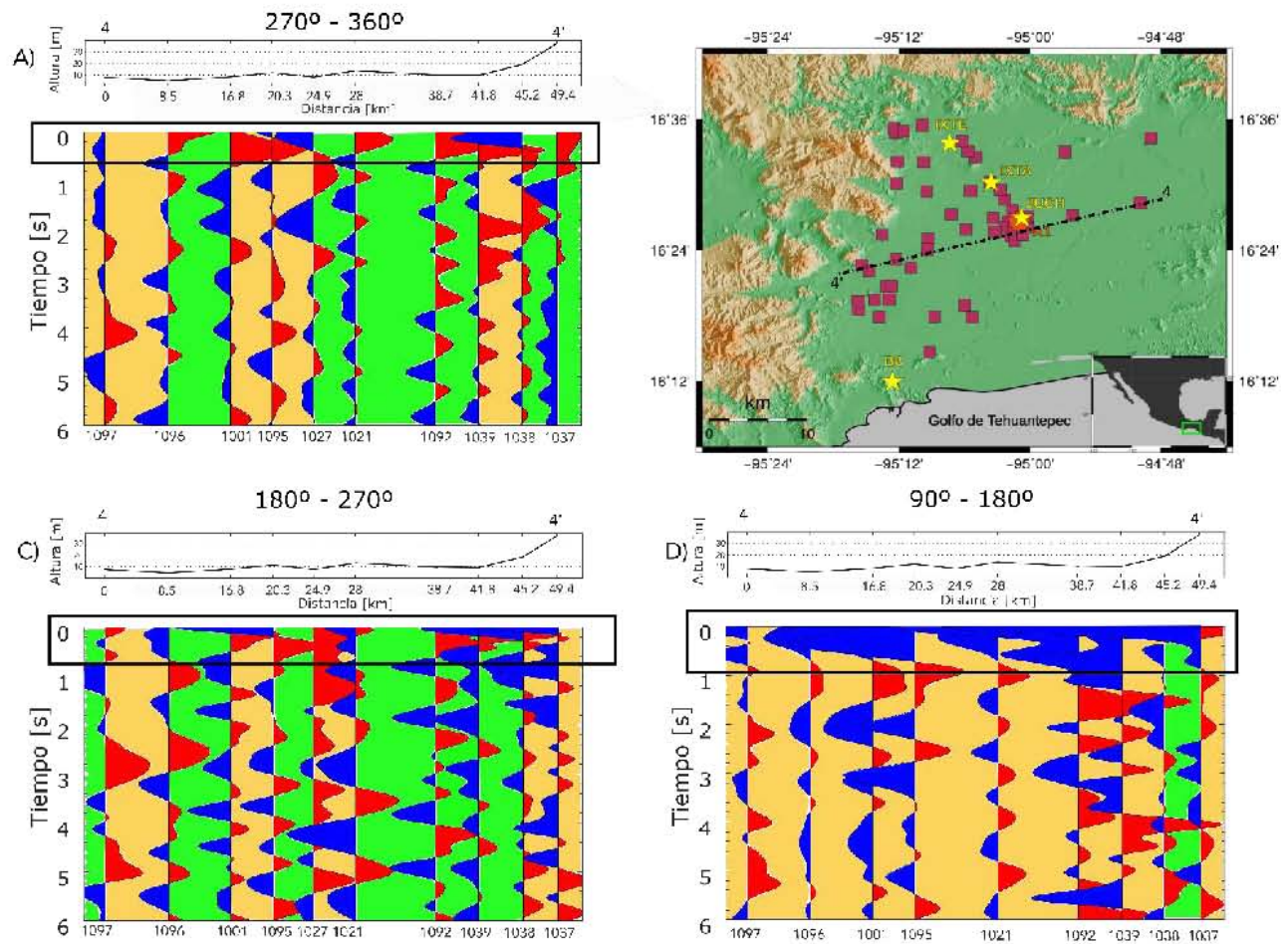



Figura 5.8. Perfil 4. A) Funciones de receptor ordenadas de 270° a 360°. B) Mapa topográfico de la zona de estudio La línea negra muestra la ubicación del perfil 4. C) Funciones de receptor ordenadas de 180° a 270°. D) Funciones de receptor ordenadas de 90° a 180°. El recuadro negro delimita el pulso de interés.



Capítulo VI.

Discusión y conclusiones

6.1. Funciones de receptor obtenidas con diferentes instrumentos de medición.

En el capítulo anterior se presentaron las funciones de receptor calculadas con datos de sismómetros de banda ancha, nodos sísmicos y un acelerómetro.

A pesar de la diferencia en las frecuencias de esquina de los instrumentos, es posible obtener funciones de receptor con la calidad suficiente para una interpretación de la estructura somera. Con una frecuencia de esquina de 5 Hz, los datos nodales están dominados por frecuencias más altas ($> \sim 2$ Hz), mientras que las señales de banda ancha son principalmente de menor frecuencia, por debajo de ~ 5 Hz. El ancho de banda convencional utilizado para el cálculo robusto de las funciones de receptor es entre 0.01 y ~ 1 Hz (Zhu, 2000). Esta regla general es adecuada para señales de banda ancha que tienen una energía significativa por debajo de 1 Hz, pero para los datos nodales, la disponibilidad de componentes de frecuencia más alta permite el uso de frecuencias más altas en los estudios de función del receptor.

En el Capítulo 5 se calculó la semblanza entre las FR de banda ancha (IXTE, IXTA y JUCH) y los instrumentos nodales cercanos a estas estaciones. Para hacer el cálculo, se utilizaron, en su mayoría, las funciones de receptor del evento del 08/10/2017 14:04:40 hora UTC. Para las estaciones nodales que no contaban con funciones de receptor de ese evento, se tomó el evento del 18/10/2017 12:00:59 hora UTC, ya que ambos se encuentran en el mismo rango de azimut inverso (180° a 270°). Los valores obtenidos de semblanza para las estaciones fueron de 0.3 a 0.5.



Los nodos cercanos a IXTE, 1107 y 1108, son los que se encuentran a mayor distancia de una estación de banda ancha y presentan los valores de semblanza más grandes (0.5915 y 0.5379, respectivamente). Para la estación de banda ancha IXTA, los nodos sísmicos (1104 y 1100) obtuvieron valores de semblanza parecidos.

En el caso de la estación JUCH, los nodos sísmicos a su alrededor se encuentran a poca distancia y sus valores de semblanza son más pequeños en comparación con las otras estaciones. La estación A1 (acelerómetro) presenta un valor alto de semblanza (0.58665) a pesar que se encuentra a 800 m de distancia de JUCH, lo más probable es que se deba a la estructura somera, la cual cambia de manera significativa en esa corta distancia.

Las desventajas que presentan los nodos sísmicos al calcular FR son la restricción de ancho de banda, el tiempo de grabación limitado, la difícil localización de fases sísmicas, señales con mucho ruido y por lo tanto se obtienen FR ruidosas que dificultan su interpretación. Todo ello no opaca las grandes ventajas que representa su uso. Las ventajas que sobresalen son y por las cuales investigaciones en todo el mundo optan por este tipo de instrumentos son: la alta disponibilidad de instrumentos, su bajo costo, su fácil instalación y su cómoda movilidad.

6.2. Estructura somera

La finalidad de este trabajo es obtener funciones de receptor con nodos sísmicos y obtener una primera aproximación de la estructura somera debajo del municipio de Juchitán. En la primera sección de los resultados se presentaron las funciones de receptor, acomodados por azimut inverso, para los cuatro perfiles que se trazaron en la zona de estudio junto con un mapa de frecuencias fundamentales.

Leahy *et al.* (2012) demostraron que el análisis de las FR puede proporcionar imágenes de alta resolución de la corteza superficial (< 5 km) y puede tener un valor potencial para la exploración de hidrocarburos y estudios de efecto de sitio.



La mayoría de las funciones de receptor de esta zona, mostradas en los perfiles 1 y 4, presentan un pulso negativo en la onda P directa y en el rango de 90° a 180° de azimut inverso el pulso tiene una amplitud máxima. En el capítulo 4 se habló de los efectos de las capas inclinadas en las funciones de receptor radiales y una de ellas es la amplitud máxima y el arribo temprano en el azimut alineado con la dirección echado a arriba, esto ocurre en ese rango de azimut inverso, mientras que en el azimut restante no sobresale un rasgo dominante.

La zona B, ubicada al norte de la zona de estudio, se encuentra dentro del área de frecuencias altas y presenta poca amplificación, como se ve en las figuras 6.1 y 6.2. Las funciones de receptor mostradas en el perfil 1, revelan un pulso positivo para la onda P directa en el azimut de 90° a 270° , mientras que, ese mismo pulso es negativo para el azimut de 270° a 360° .

En la última zona se encuentran áreas de frecuencias altas y bajas. La amplificación, es igual en la mayoría de las estaciones, sin importar el área de frecuencia en donde se encuentran. Los perfiles 2, 3 y 4 convergen en la zona C y las funciones de receptor que en ellos aparecen, muestran un patrón. En el rango de 90° a 180° es muy evidente el pulso negativo de la onda P directa y la amplitud que presenta es máxima. En general todas las FR dentro de este rango presentan pulsos muy energéticos. En los siguientes rangos, 180° a 360° de azimut inverso, la mayoría de las FR tienen el pulso de la onda P directa positivo.

Se piensa que se trata de una estructura somera con un alto contraste de impedancia, debido a que se presentan picos dobles en el pulso P directo, Owens & Crosson (1988) lo atribuyen a la estructura somera. También ellos determinaron que la presencia de discontinuidades someras inclinadas con gran contraste de impedancia tiene una influencia considerable en las secuencias de los pulsos en la FR radiales.

Las evidencias que las funciones de receptor presentan sobre una estructura inclinada son: la amplitud máxima en cierto azimut (90° - 180° , en este caso) y los arribos tempranos en



la dirección echado arriba. A la par, las FR presentan una amplitud mínima en el azimut de 270° a 360° ; esta podría ser la dirección del echado abajo.

Las evidencias que las FR muestran sobre una estructura con anisotropía son: la diferencia en el tiempo de arribo en el pulso P y los pulsos negativos que se presentan las componentes radiales, esto puede suceder, aunque las impedancias entre medios no disminuyan.

Es importante recordar que los pulsos positivos se deben a un aumento en la impedancia del medio y los pulsos negativos a una disminución.

Respecto a las FR sintéticas que se obtuvieron, el modelo 1 es el que se asemeja más a las FR calculadas. En las funciones de receptor sintéticas del modelo 1, se observan picos dobles en el pulso P directo. Se nota el pulso negativo y mayor amplitud en el rango de 90° a 180° de azimut inverso, tal y como se observa en la mayoría de las FR calculadas.

Mientras que en las FR sintéticas del modelo 2 no hay grandes cambios azimutalmente; presentan un pulso positivo para la onda P directa y no es notorio la variación en las amplitudes y el tiempo de arribo.

Con la información con la que se cuenta hasta el momento (FR, frecuencia fundamental y FR sintéticas) es difícil afirmar si se trata de una estructura somera inclinada o con anisotropía, pero los resultados se inclinan hacia la estructura somera inclinada. Para confirmarlo, es necesario obtener funciones de receptor transversales, ya que, en estas, las características son más evidentes y permitirían afirmar si se trata de una capa inclinada o con anisotropía.

Debido a los pocos eventos que se registraron con los nodos sísmicos no es posible determinar con exactitud el pulso correspondiente a la discontinuidad de Mohorovičić, el cual ha sido determinado para las estaciones IXTE, IXTA y JUCH por Rodríguez-Domínguez et al. (2019), encontrando que la corteza tiene un espesor de 32 km (± 2 km). Por eso se limita el análisis a una posible estructura somera; para la cual, Rodríguez-



Domínguez *et al.* (2019) encontraron una discontinuidad somera a 2 km, la cual asocian a una capa sedimentaria de baja velocidad. Esto coincide con los tiempos en los que se observan en este trabajo los pulsos asociados con la primera conversión Ps.

6.3. Conclusiones

El municipio de Juchitán, Oaxaca, así como todo el Istmo de Tehuantepec es vulnerable ante eventos sísmicos, el sismo del 8 de septiembre de 2017 puso en evidencia la falta de preparación de las estructuras y de la sociedad ante ellos. Este trabajo contribuye al estudio de la estructura sísmica de Juchitán y sus alrededores.

La finalidad de este trabajo es demostrar que se pueden obtener funciones de receptor de calidad con instrumentos nodales. Se obtuvieron 241 funciones de receptor con tres instrumentos de medición distintos; nodos sísmicos, banda ancha y un acelerómetro

Los resultados de este trabajo, así como los de Ward & Lin (2018) y Liu *et al.* (2018), demuestran que los estudios que hacen uso de instrumentos nodales tienen períodos de despliegue más cortos, costos más bajos y un espacio de estaciones más denso en comparación con las estaciones de banda ancha tradicionales. El uso de nodos sísmicos no solo proporciona nuevos métodos de adquisición y conjuntos de datos, sino que también pueden abrir nuevas vías para que la comunidad de fuentes pasivas integre las sofisticadas técnicas de procesamiento e imágenes ampliamente utilizadas en la investigación de fuentes activas (Ryberg & Weber, 2000).

Se identificó una estructura somera, que puede presentar anisotropía o puede estar inclinada, la evidencia (funciones de receptor y funciones de receptor sintéticas) se inclina hacia la estructura somera inclinada. Para poder afirmar por una o por otra, se recomienda que, como continuación de este trabajo se realice un análisis más profundo y se obtengan funciones de receptor transversales.



Referencias

1. Ammon, C. J. (1997). An overview of Receiver Function Analysis. Recuperado de: <http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/Rftn01.html>.
2. Ayala-Cortez, S. & Velasco, A. (2019). Ground motion analysis of the 2017 Tehuantepec, Mexico (Mw8.2) earthquake from a temporary seismic network in Juchitán de Zaragoza, Oaxaca., RAUGM 2019.
3. Behm, M. (2018). Reflections from the Inner Core Recorded during a Regional Active Source Survey: Implications for the Feasibility of Deep Earth Studies with Nodal Arrays, *Seismological Research Letters*, 89 (5): 1698–1707, <https://doi.org/10.1785/0220180018>
4. Burdick, L. J., Langston, C. A. (1977). Modeling crustal structure through the use of converted phases in teleseismic body-wave forms, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 67(3), 677-691.
5. Cassidy, J. F. (1992). Numerical experiments in broadband receiver function analysis, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82,1453-1474.
6. Chávez-García, F. & Montalva, G. (2014). Efectos de sitio para Ingenieros Geotécnicos, estudio del valle Parkway, Obras y proyectos, 6-30. 10.4067/S0718-28132014000200001.
7. Cruz, V. M. (2000). Inversión global con algoritmos genéticos y cristalización simulad, aplicada a funciones de receptor: Modelos estructurales de velocidades para la corteza en la República Mexicana, Facultad de Ingeniería, UNAM, Tesis de Licenciatura, 215 pp.
8. Dean, T., Tulett, J. & Barnwell, R. (2018). Nodal land seismic acquisition: The next generation, *First Break* 36, no. 1, 47–52.
9. Farrell, J., Wu, S., Ward, K., Lin, F. (2018). Persistent noise signal in the FairfieldNodal three-component 5-Hz geophones, *Seismological Research Letters*, 89,1609-1617, 10.1785/0220180073.
10. Frederiksen, A.W., & Bostock, M.G. (1999). Modelling teleseismic waves in dipping anisotropic structures. *Geophysical Journal International* 141: 401-412.
11. Hansen, S., Schmandt, B., Levander, A. et al. (2016). Seismic evidence for a cold serpentized mantle wedge beneath Mount St Helens. *Nature Communications* 7, 13242, <https://doi.org/10.1038/ncomms13242>.
12. Husker, A. & Davis, P. (2009). Tomography and thermal state of the Seismic evidence for a cold serpentize mantle wedge beneath Mount St Helens Cocos plate subduction beneath Mexico City, *Journal of Geophysical Research*, 114, 15 pp.
13. Instituto de Geología (1992). Carta Geológica de la República Mexicana, 5° edición, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.
14. Kennett, B.L.N. (1991). IASPEI 1991 Seismological Tables, Research School of Earth Sciences, Australian National University.
15. Langston, C. (1979). Structure under Mount Rainer, Washington, Inferred by teleseismic body waves, *Journal of Geophysical Research*, 84, 4749-4762.



16. Leahy, G., Saltzer, R. & Schmedes, J. (2012). Imaging the shallow crust with teleseismic receiver functions, *Geophysical Journal International*, 191, 2, 627-636, 0956-540X, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05615>.
17. Lin, F., Li, D., Clayton, R., & Hollis, D. (2013). High-resolution 3D shallow crustal structure in Long Beach, California: Application of ambient noise tomography on a dense seismic array, *Geophysics* 78, no. 4, Q45-Q56, <http://dx.doi.org/10.1190/geo2012-0453.1>.
18. Liu, G., Persaud, P., & Clayton, R. (2018). Structure of the Northern Los Angeles basins revealed in teleseismic receiver functions from short-term nodal seismic arrays, *Seismological Research Letters*, 89 (5): 1680-1689, <https://doi.org/10.1785/0220180071>.
19. Manea, M., Manea, V., Kostoglodov, V., & Guzman-Speziale, M. (2005). Elastic thickness of the oceanic lithosphere beneath Tehuantepec Ridge, *Geofísica Internacional*, 44(2), 157-168.
20. Manea, M., Manea, V., Ferrari, L., Kostoglodov, V., & Bandy, W. (2005). Tectonic evolution of the Tehuantepec ridge, *Earth and Planetary Science Letters*, 238, 64-77, 10.1016/j.epsl.2005.06.060.
21. McNamara, D. E. & Owens, T. (1993). Azimuthal shear wave velocity anisotropy in the Basin and Range province using Moho Ps converted phases, *Journal of Geophysical Research*, 98, 2,0003-12,017, <https://doi.org/10.1029/93JB00711>.
22. McNamara, D. E. (1990). Evidence for azimuthal seismic anisotropy in the Basin and Range province: Implications for middle to lower crustal tectonic processes, M.S., Thesis, University of Missouri.
23. Melgar, D. (2009). El proceso de subducción en la Zona del Istmo de Tehuantepec a partir de funciones receptor, Facultad de Ingeniería, UNAM, Tesis de Licenciatura, 143 pp.
24. Melgar, D. & Pérez-Campos, X. (2011). Imaging the Moho and Subducted Oceanic Crust at the Isthmus of Tehuantepec, Mexico, from Receiver Functions, *Pure and Applied Geophysics*, 168, 1449-1460, <https://doi.org/10.1007/s00024-010-0199-5>.
25. Mooney, W. D. & Brocher, T. (1987). Coincident seismic reflection refraction studies of the continental lithosphere: A global review, *Reviews of Geophysics*, 25, no. 4, 723-742, <https://doi.org/10.1029/RG025i004p00723>.
26. Nagaya, M., Hitoshi, O., Hirokazu, A. & Motoko, I. (2008). Receiver functions of seismic waves in layered anisotropic media: application to the estimate of seismic anisotropy, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98, 2990-3006.
27. Owens, T. J. & Crosson, R. S. (1988). Shallow structure effects on broadband teleseismic P waveforms, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(1), 96-108.
28. Owens, T. J., Crosson, R. S., & Hendrickson, M. A. (1988). Constraints on the subduction geometry beneath western Washington from broadband teleseismic waveform modelling, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(3), 1319-1334.
29. Owens, T. J., Zandt, G., Taylor, S. (1984). Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: A detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms, *Journal of Geophysical Research*, 89, 7783-7795, <https://doi.org/10.1029/JB089iB09p07783>.
30. Pardo, M. & Suárez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in southern Mexico: Seismic and tectonic implications, *Journal of Geophysical Research*, 100 (B7), 12,357-12,373.



31. Parker, L., et al. (2018). Active-Source Seismic Tomography at the Brady Geothermal Field, Nevada, with Dense Nodal and Fiber-Optic Seismic Arrays, *Seismological Research Letters*, 89 (5): 1629–1640, <https://doi.org/10.1785/0220180085>
32. Perez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P.M., Clayton, R. W., Iglesias, A., Pacheco, J., Singh, S. K., Manea, V. C., and Gurnis, M. (2008). Horizontal subduction and truncation of the Cocos plate beneath central Mexico, *Geophysical Research Letters*, 35, <https://doi.org/10.1029/2008GL035127>.
33. Pujol, J. (2000). Joint Event Location — The JHD Technique and Applications to Data from Local Seismic Networks, *Advances in Seismic Event Location, Modern Approaches in Geophysics*, vol 18, Springer, Dordrecht, 10.1007/978-94-015-9536-0_7
34. Quiros, D., Brown, L., Davenport K., Hole, J., Caboleva, K., Chen, C., Han, L., Chapman, C., Mooney, W. (2017). Reflection imaging with earthquakes and dense arrays, *Journal Geophysical Research*, 122, 3076–3098.
35. Quiros, D., Cabolova, A., Brown, L., Chen, C., Ebel, J., Starr, J. (2015). Aftershock imaging with dense arrays (AIDA) following the M w 4.0 Waterboro earthquake of 16 October 2012 Maine, USA, *Seismological Research Letters*, 86, no. 3, 1032–1039.
36. Rodríguez-Domínguez, M., Pérez-Campos, X., Montealegre-Cázares, C., Clayton, R., Cabral-Cano, E. (2019). Crustal structure variations in south-central Mexico from receiver functions, *Geophysical Journal International*, 2174–2186, <https://doi.org/10.1093/gji/ggz434>.
37. Ryberg, T., & Weber, M. (2000). Receiver function arrays: A reflection seismic approach, *Geophysical Journal International*, 141, 1–11.
38. Saez, M. (2016). Correlación cruzada de ruido sísmico para la obtención de perfiles profundos de velocidad de onda de corte en la cuenca de Santiago, Tesis de maestría, Universidad de Chile, 10.13140/RG.2.2.22808.24325.
39. Savage, M. K. (1998). Lower Crustal anisotropy or dipping layers? Effects on receiver functions and case of study in New Zealand, *Journal Geophysical Research*, 103(7), 15,069-15,089.
40. Saygin, E. (2007). Seismic Receiver and Noise Correlation Based Studies in Australia, The Australian National University.
41. Shearer, P. (2009). *Introduction to Seismology*, Cambridge University Press, 389 pp.
42. Sweet, J.R., Anderson, K., Bilek, S., Brudzinski, M., Chen, X., DeShon, H., Hayward, C., Karplus, M., Keranen, K., Langston, C., et al. (2018). A community experiment to record the full seismic wavefield in Oklahoma, *Seismological Research Letters*, 10.1785/0220180079.
43. Tarbuck, E.J., Lutgens, F.K. (2013). *Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física*, Décima Edición, PEARSON EDUCACIÓN, S.A., Madrid.
44. Trow, A., Record, A., Mendoza, K., Pankow, K., & Wannamaker, P. (2018). Microseismic Event Detection Using Multiple Geophone Arrays in Southwestern Utah, *Seismologica Research Letters*, [10.1785/0220180065](https://doi.org/10.1785/0220180065).




45. Ward, K., & Lin F. (2017). On the viability of using autonomous three-component nodal geophones to calculate teleseismic Ps receiver functions with an application to Old Faithful, Yellowstone, *Seismological Research Letters*, 88, 1268–1278, 10.1785/0220170051.
46. Wei, Y., Tian, X., Duan, T., & Tian, X. (2018). Imaging the topography of crust-mantle boundary from a high density seismic array beneath the middle-lower Yangtze River, eastern China, *Seismological Research Letters*, 10.1785/0220180045.
47. Yeguas, A., Almendros, J., Abella, R., & Ibanez, J. (2011). Quantitative analysis of seismic wave propagation anomalies in azimuth and apparent slowness at Deception Island volcano (Antarctica) using seismic arrays, *Geophysical Journal International*, 184, no. 2, 801–815.
48. Zhu, L., & Kanamori, H. (2000). Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions, *Journal Geophysical Research*, 105, 2969–2980.



Anexos

Anexo 1. Tabla con localización de las estaciones usadas.

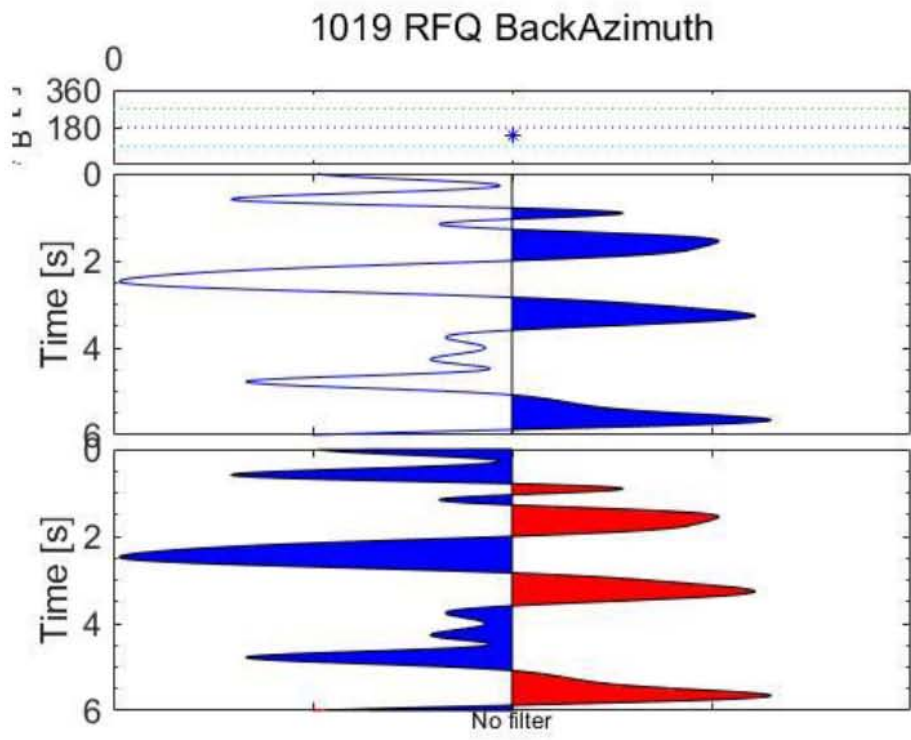
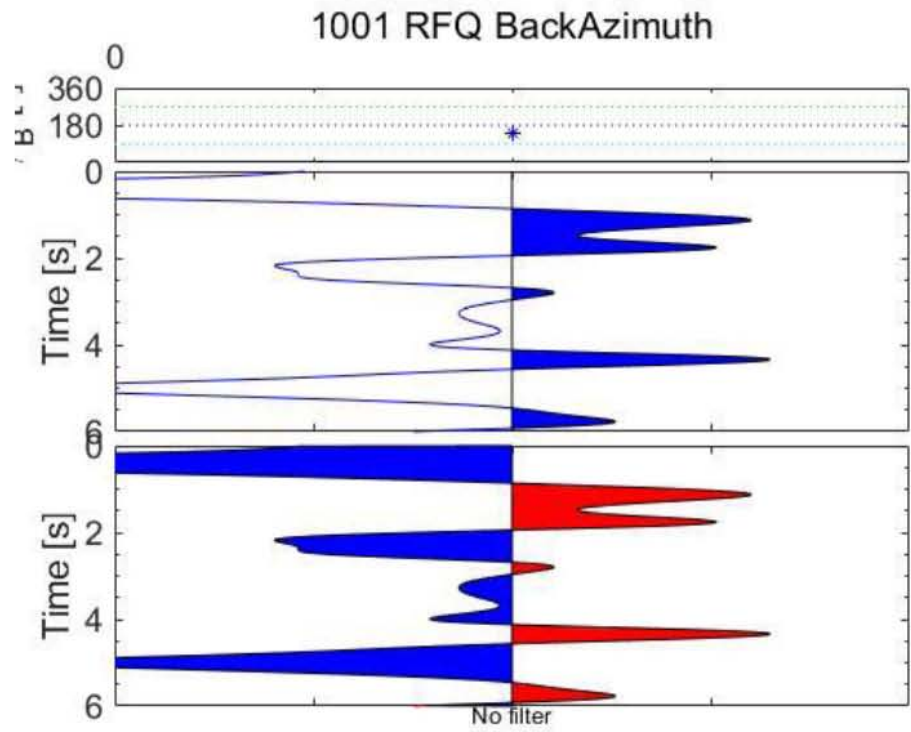
Número	Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Altitud [m]
1	1001	16.4357	-95.0036	11.4
2	1019	16.4512	-95.0044	13.7
3	1021	16.4613	-95.0266	20.4
4	1022	16.4434	-95.034	17.4
5	1023	16.4353	-95.0368	15.1
6	1024	16.4227	-95.0297	13.6
7	1025	16.4147	-95.0232	13.4
8	1027	16.4231	-95.0109	11.5
9	1028	16.2443	-95.1535	7.6
10	1029	16.2978	-95.0881	1.8
11	1030	16.3159	-95.0991	3.8
12	1031	16.2988	-95.1456	12.6
13	1032	16.3249	-95.2144	25.5
14	1033	16.3445	-95.218	32.5
15	1034	16.2986	-95.2297	27.4
16	1035	16.3101	-95.2613	59.8
17	1036	16.3222	-95.2624	57.9
18	1037	16.3778	-95.2567	46.9
19	1038	16.3684	-95.2451	41.9
20	1039	16.3864	-95.2042	32.9
21	1040	16.3738	-95.1807	22.2
22	1085	16.4239	-95.2251	110.1
23	1086	16.3449	-95.2112	29.2
24	1087	16.3245	-95.237	36
25	1089	16.4546	-95.1198	31.4
26	1090	16.4896	-95.1577	63.2
27	1091	16.4177	-95.1552	24.2
28	1092	16.4015	-95.1564	19
29	1093	16.4317	-95.0975	18.7
30	1094	16.4278	-95.0537	18.7
31	1095	16.4331	-95.0244	15.7

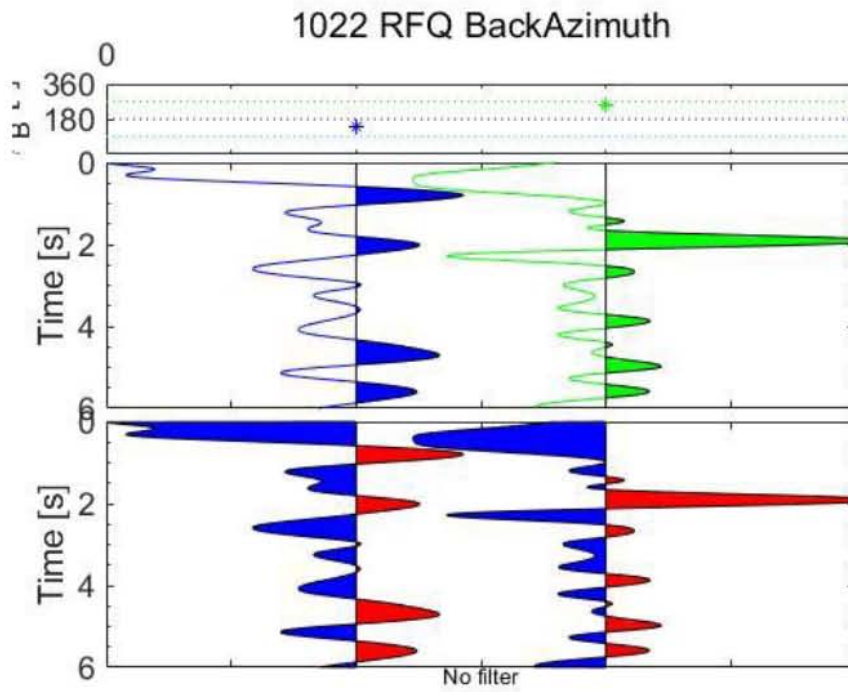
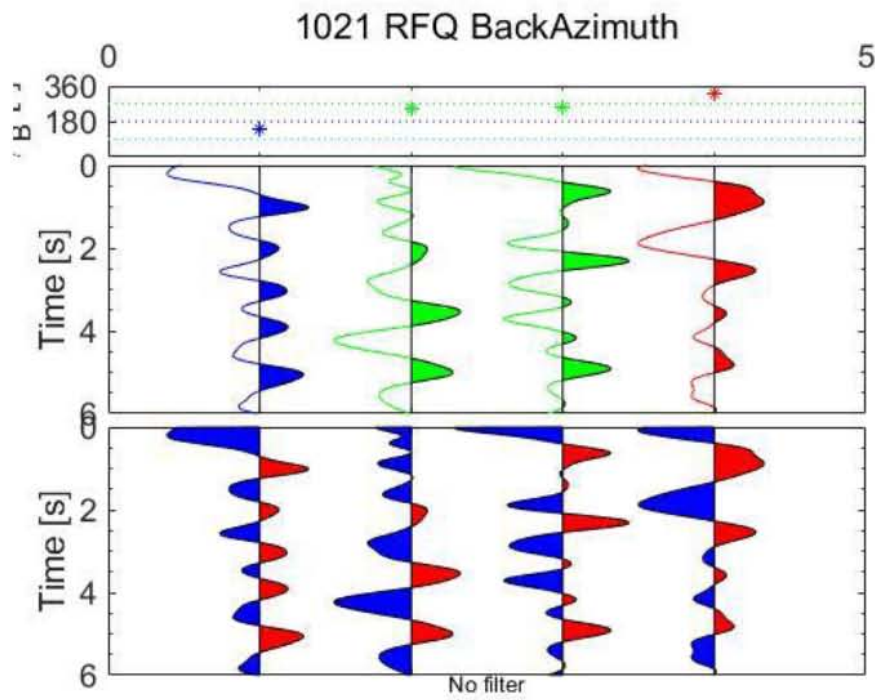


32	1096	16.4533	-94.9354	5.7
33	1097	16.4724	-94.8313	6
34	1098	16.571	-94.8159	25.2
35	1099	16.55	-94.9472	23.6
36	1100	16.4904	-95.0906	28.5
37	1101	16.4495	-95.0561	22.1
38	1102	16.4775	-95.0387	24.6
39	1103	16.4925	-95.0453	29.1
40	1104	16.504	-95.0606	32.5
41	1105	16.5791	-95.2048	137.9
42	1106	16.5426	-95.0829	45.8
43	1107	16.5512	-95.0944	52.1
44	1108	16.5665	-95.1036	58.2
45	1109	16.5021	-95.2033	108
46	1110	16.5352	-95.202	139.1
47	2001	16.5859	-95.2071	119.3
48	2002	16.5819	-95.1923	117.7
49	2003	16.591	-95.1639	87.5
50	2004	16.5345	-95.1617	79.6
51	B8	16.1986	-95.2095 0	-
52	IXTE	16.56	-95.12	64
53	IXTA	16.5	-95.05	-
54	JUCH	16.45	-95.01	-
55	A1	16.4446	-95.0158	-



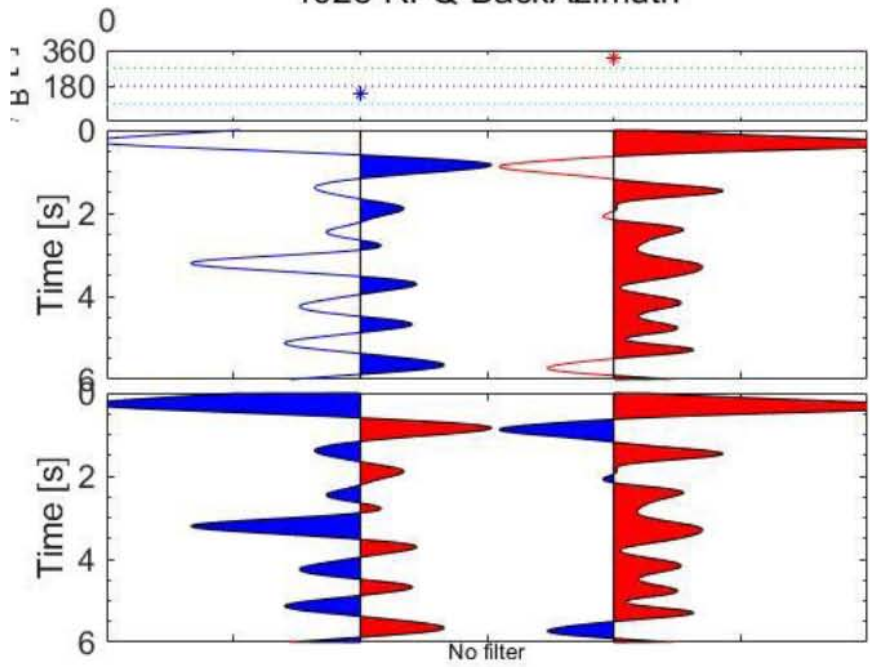
Anexo 2. Funciones de receptor por estación



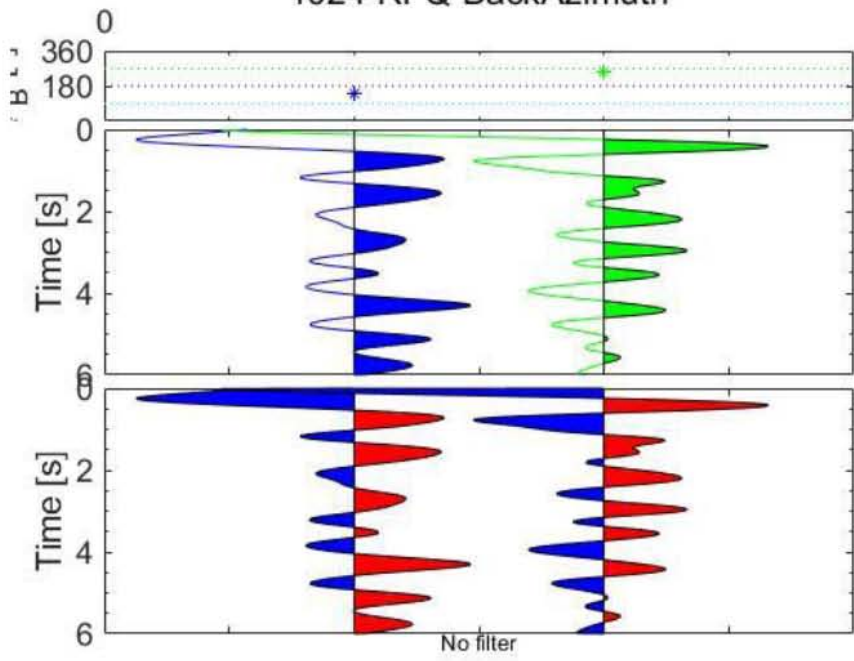


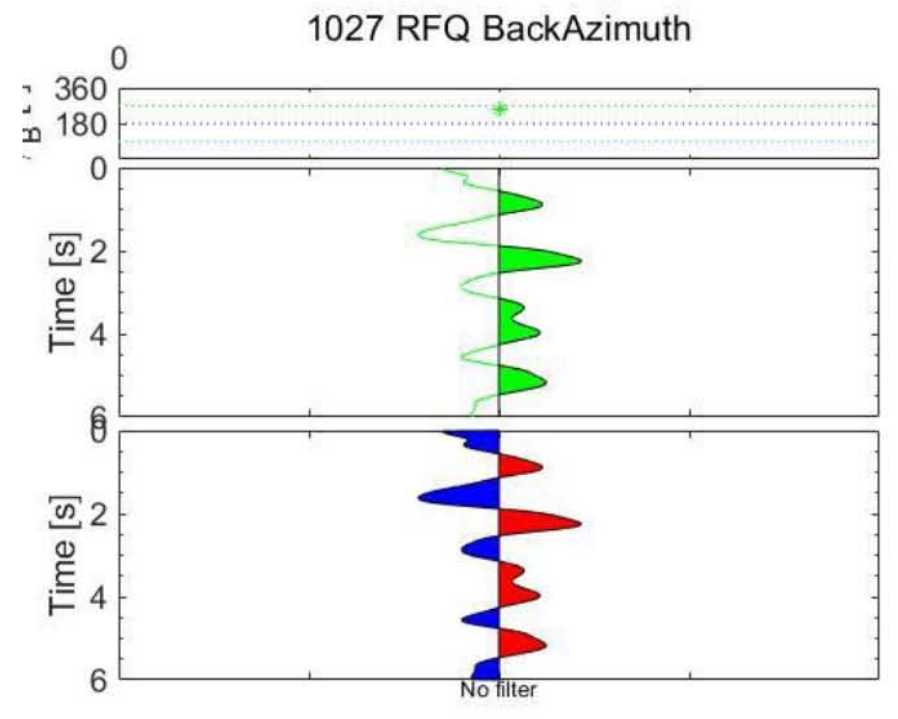
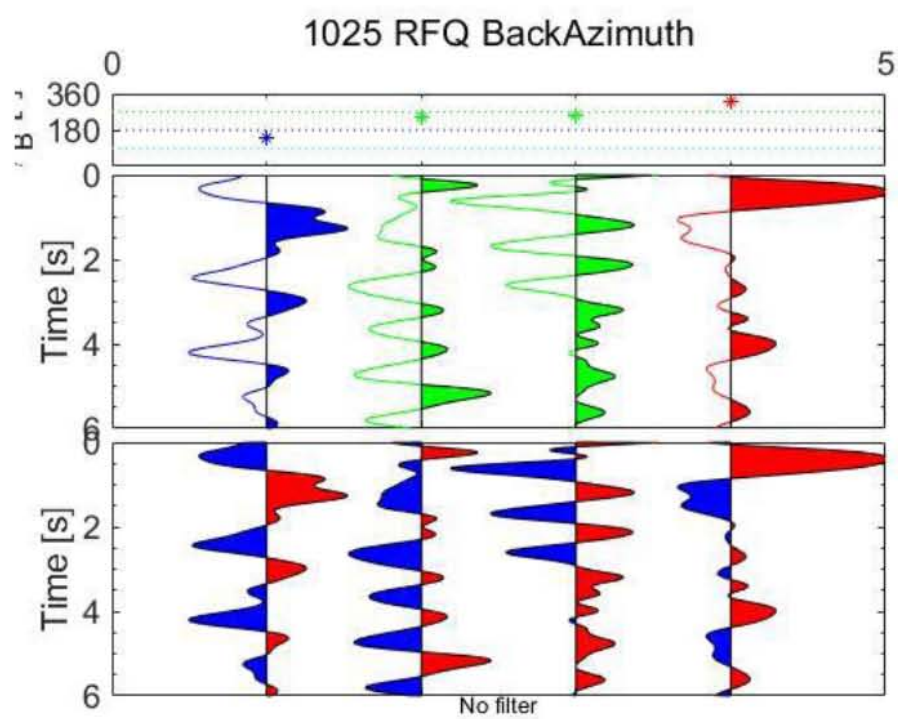


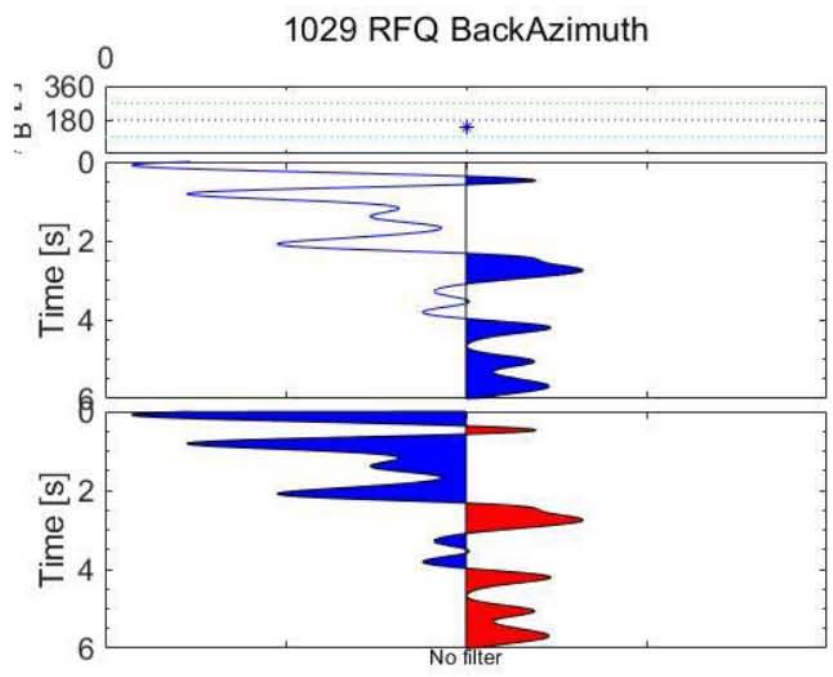
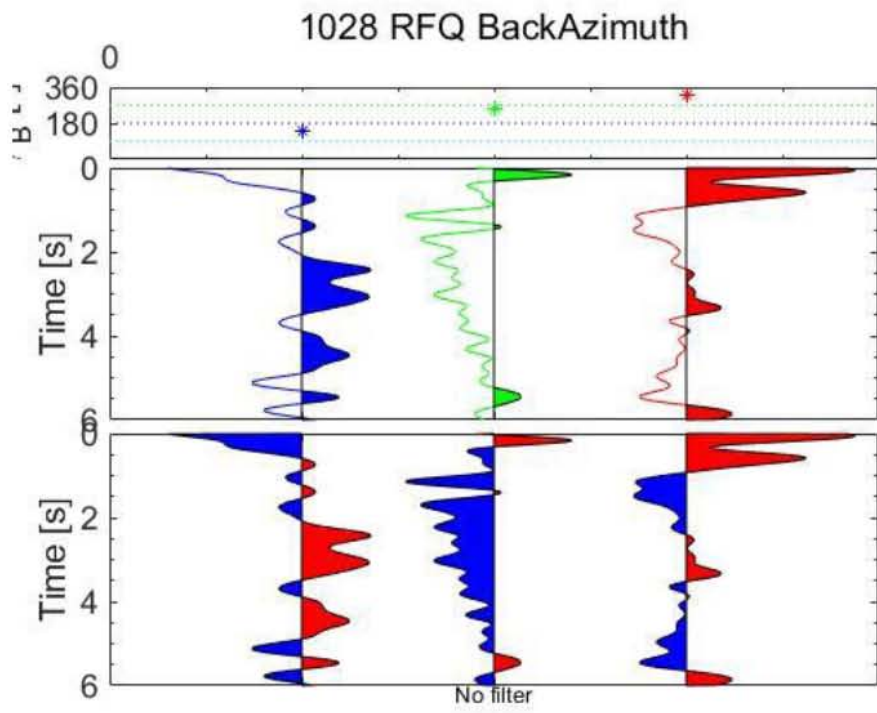
1023 RFQ BackAzimuth

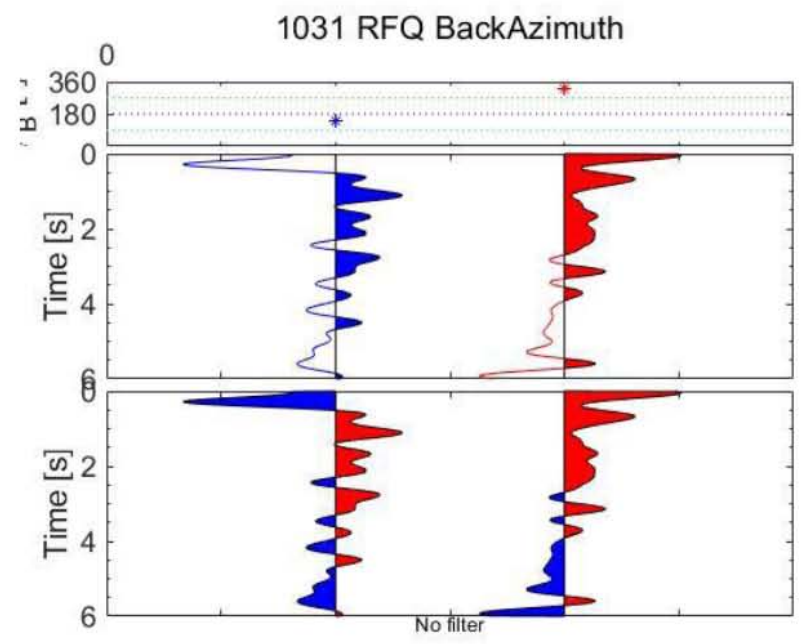
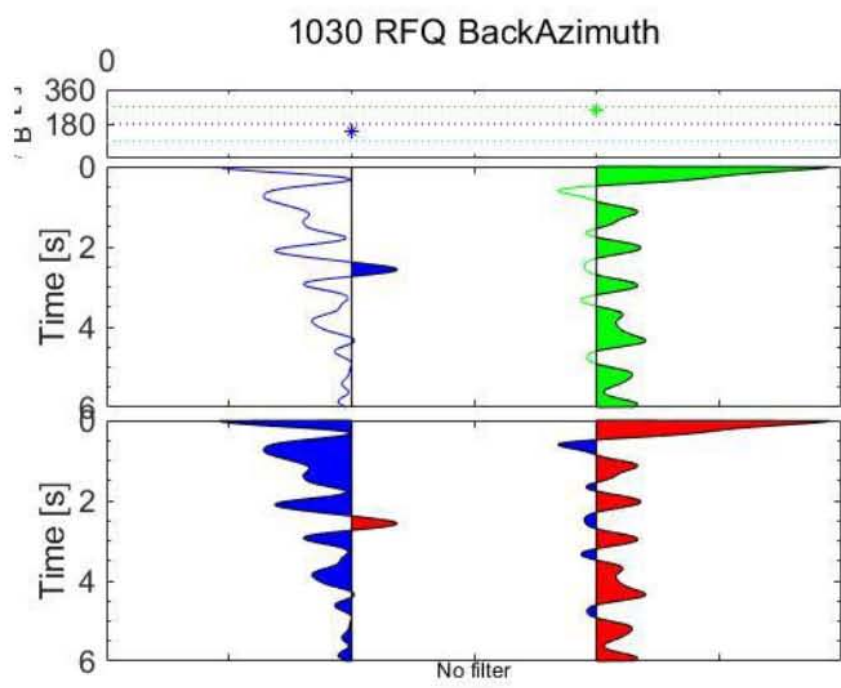


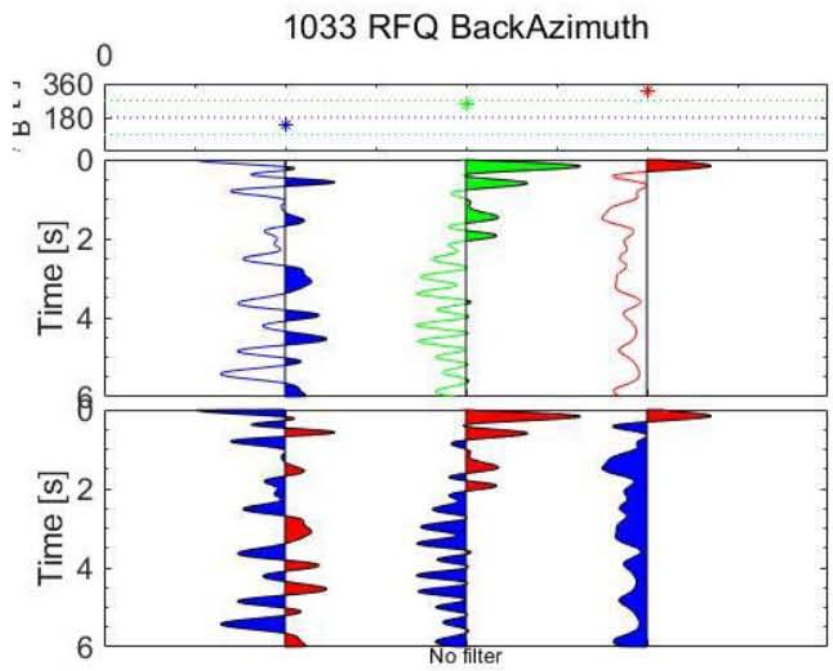
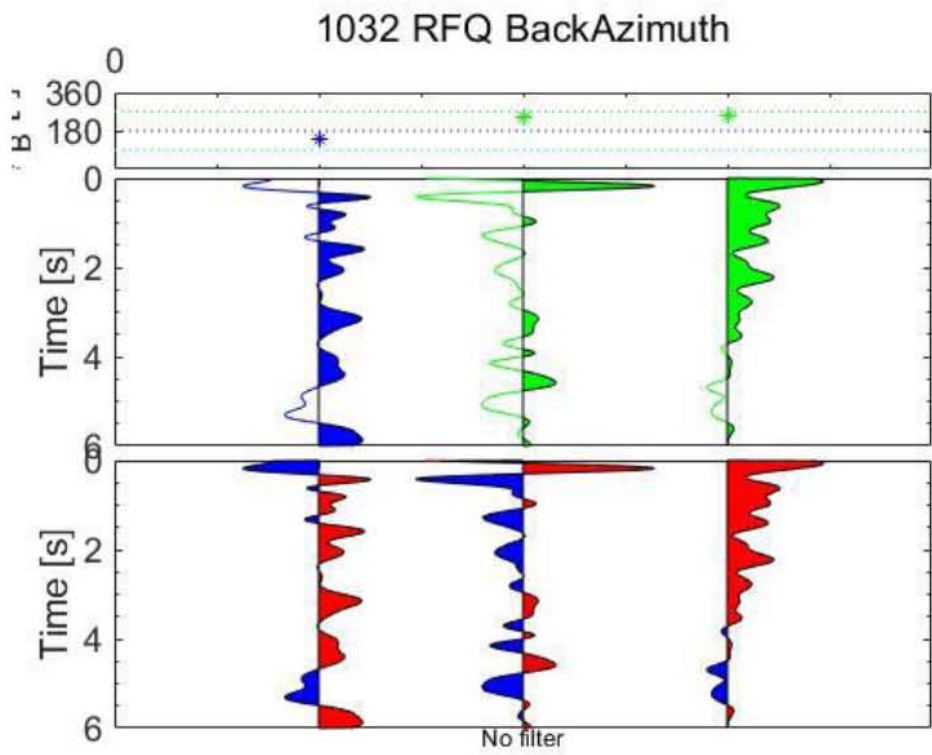
1024 RFQ BackAzimuth

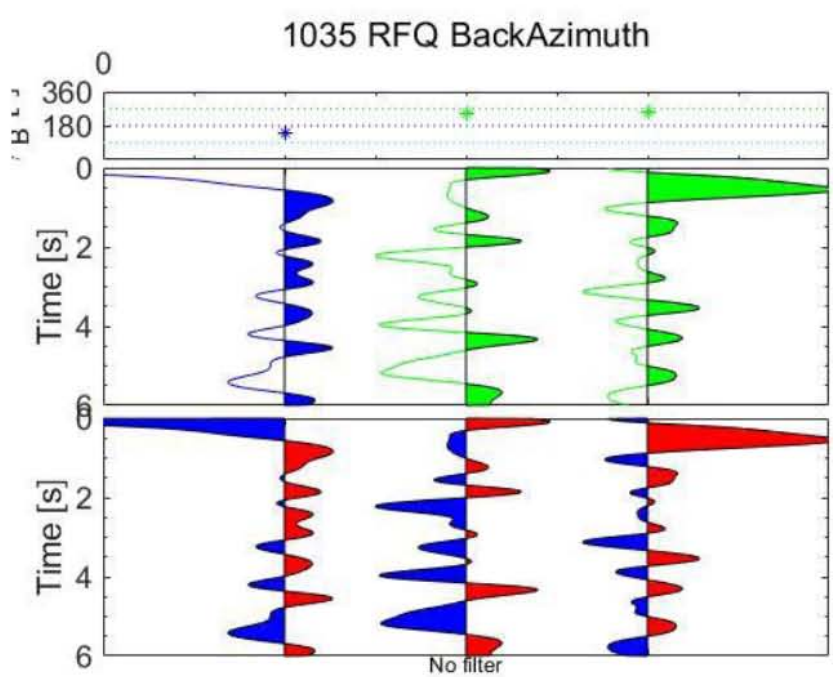
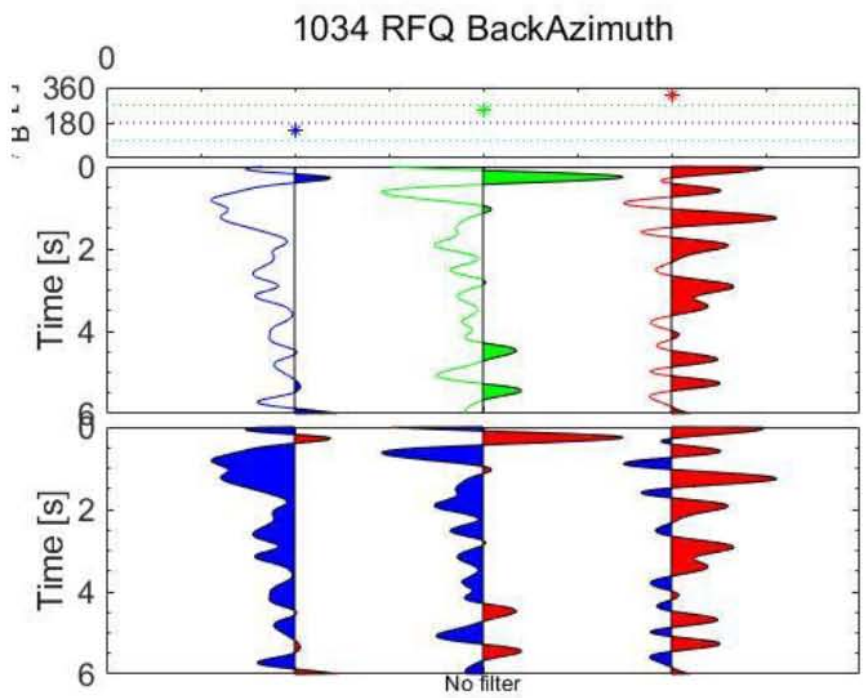


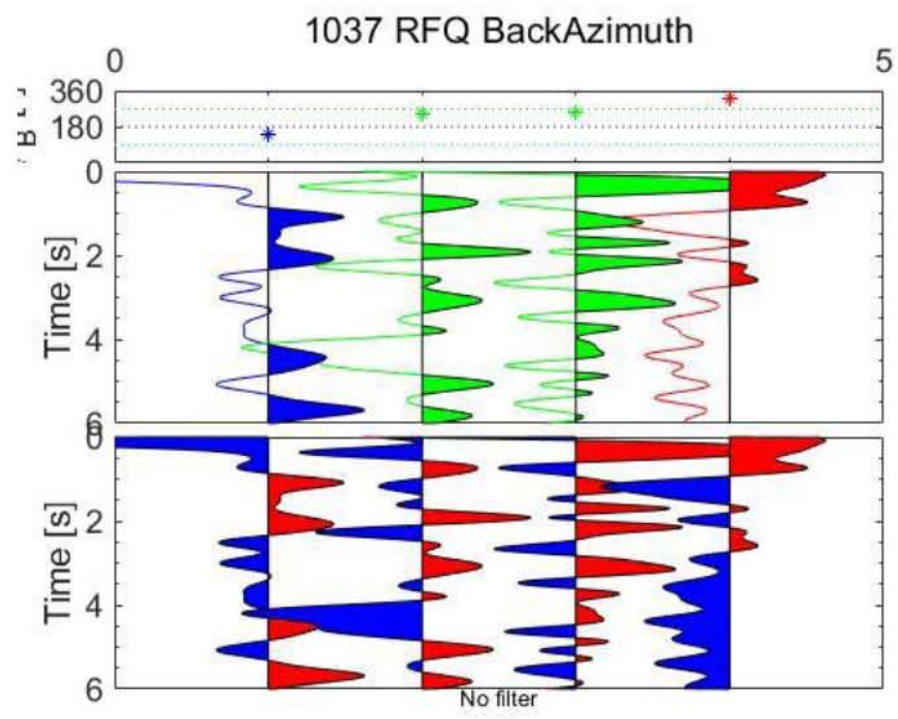
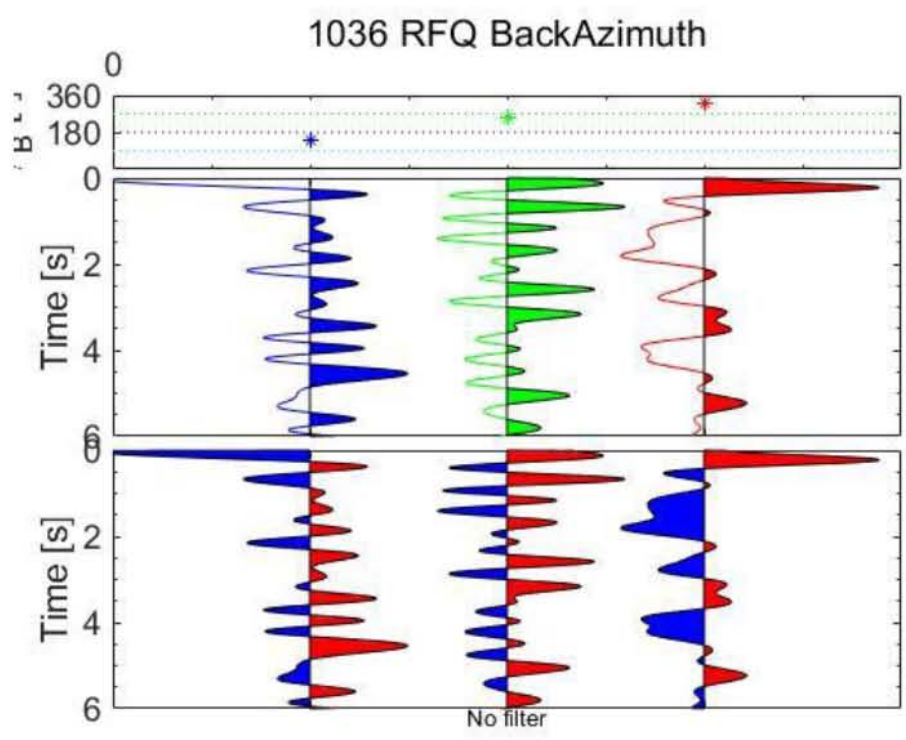


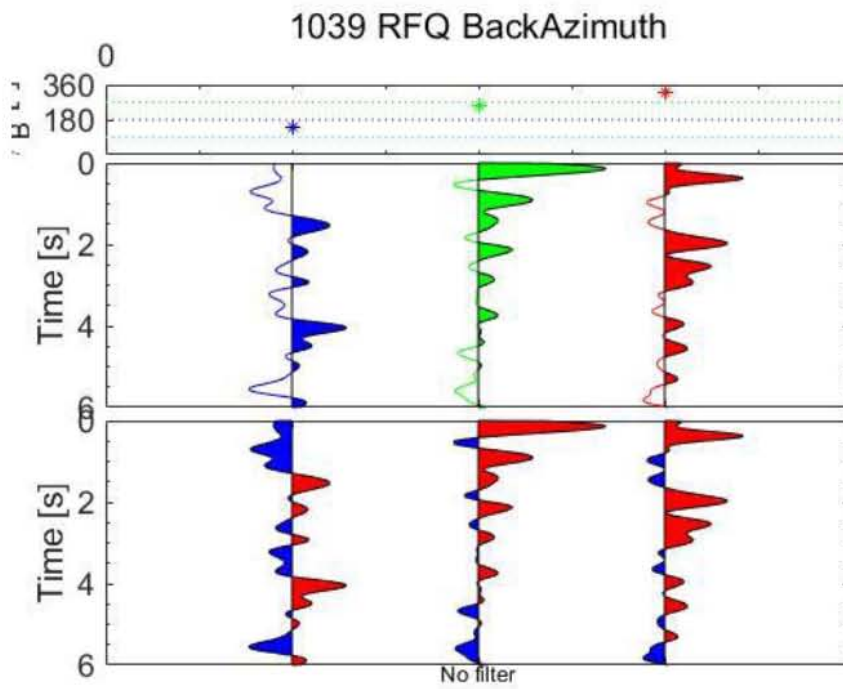
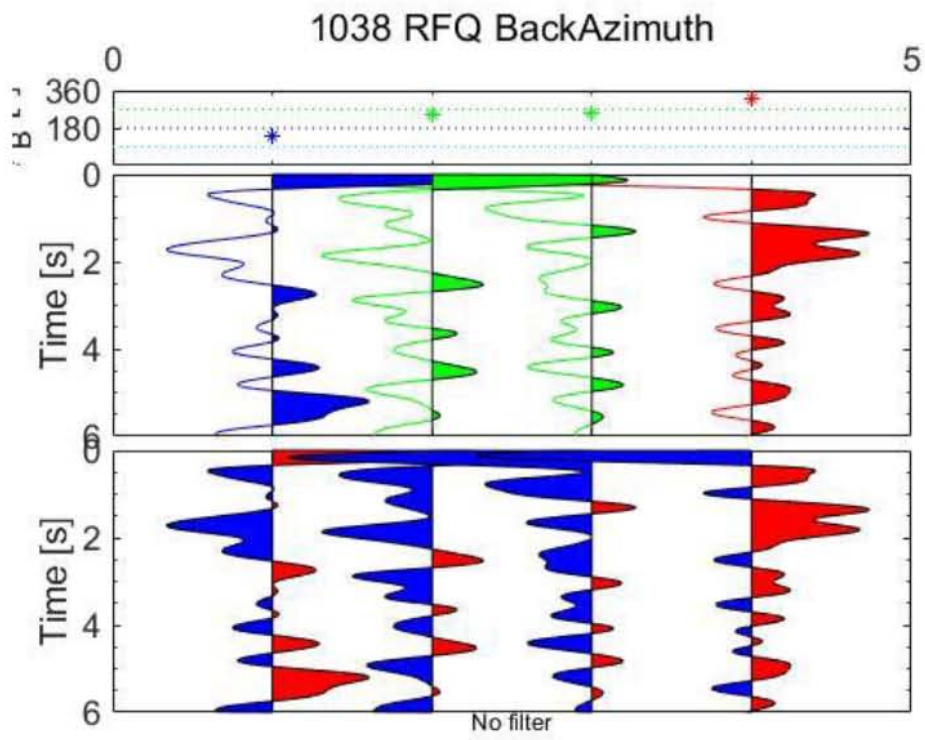


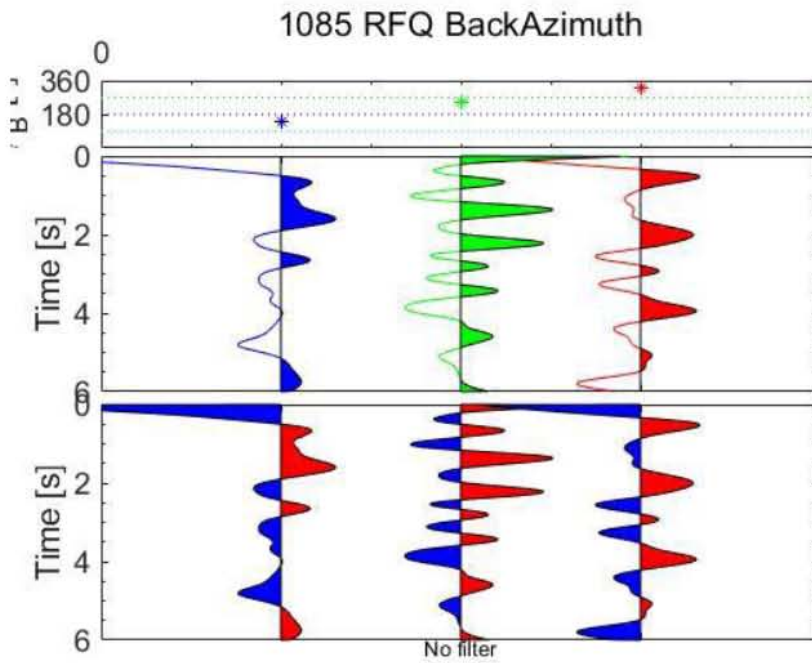
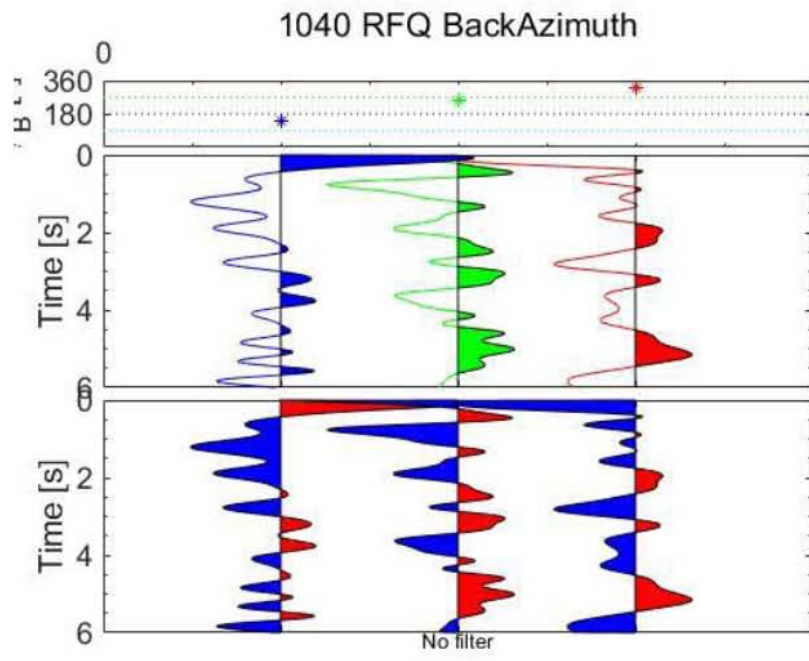


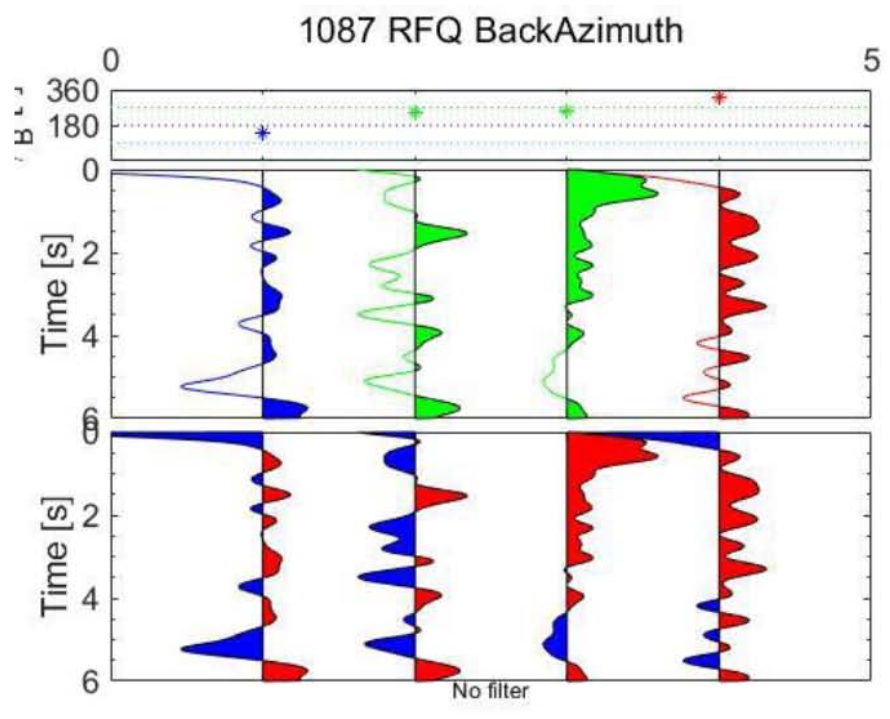
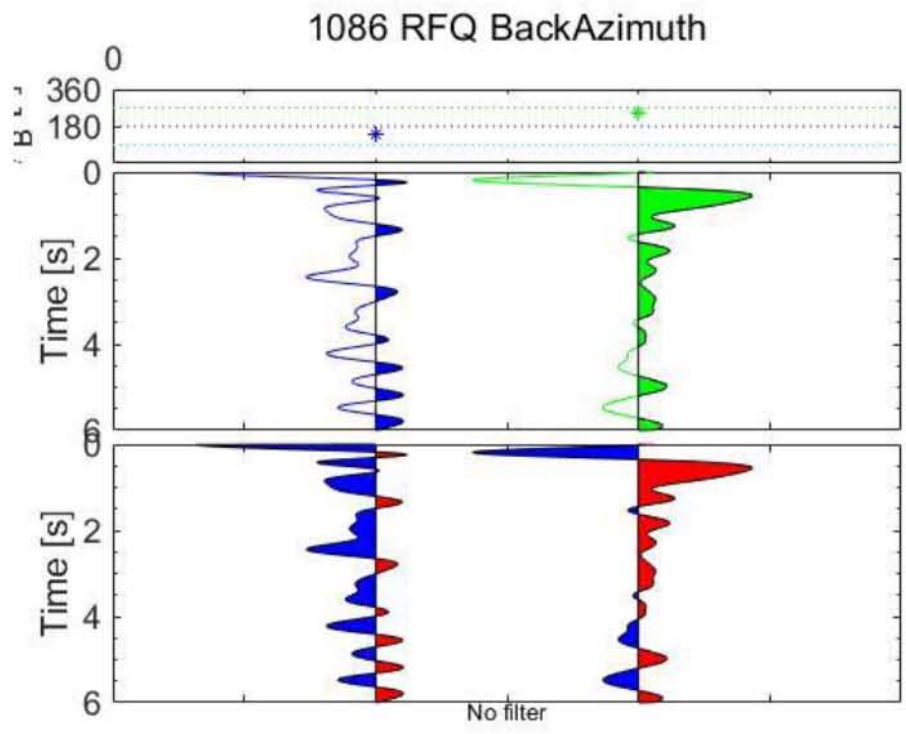


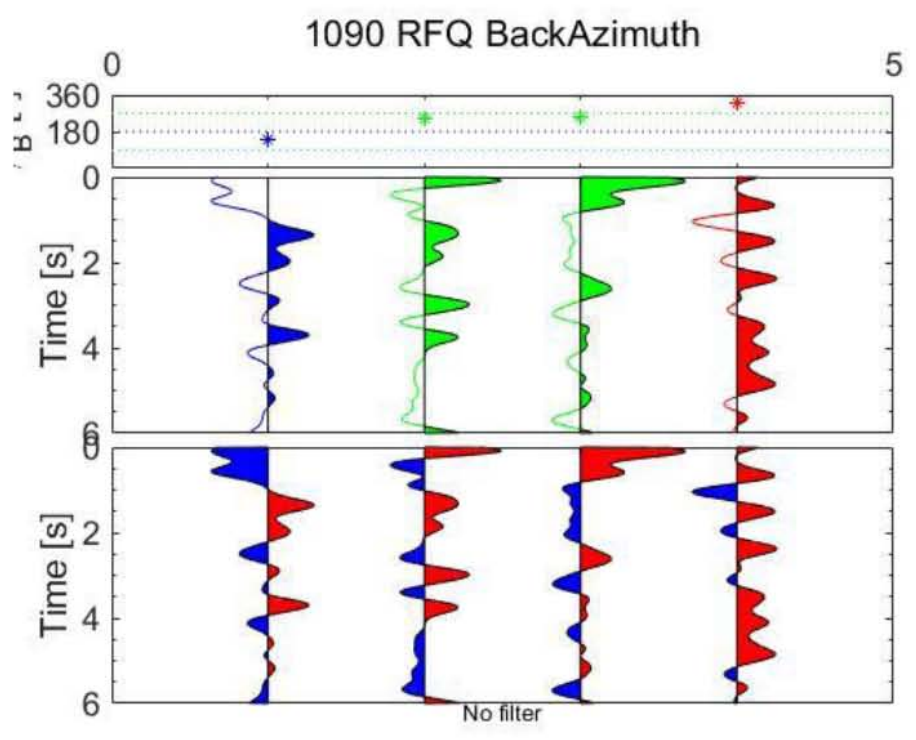
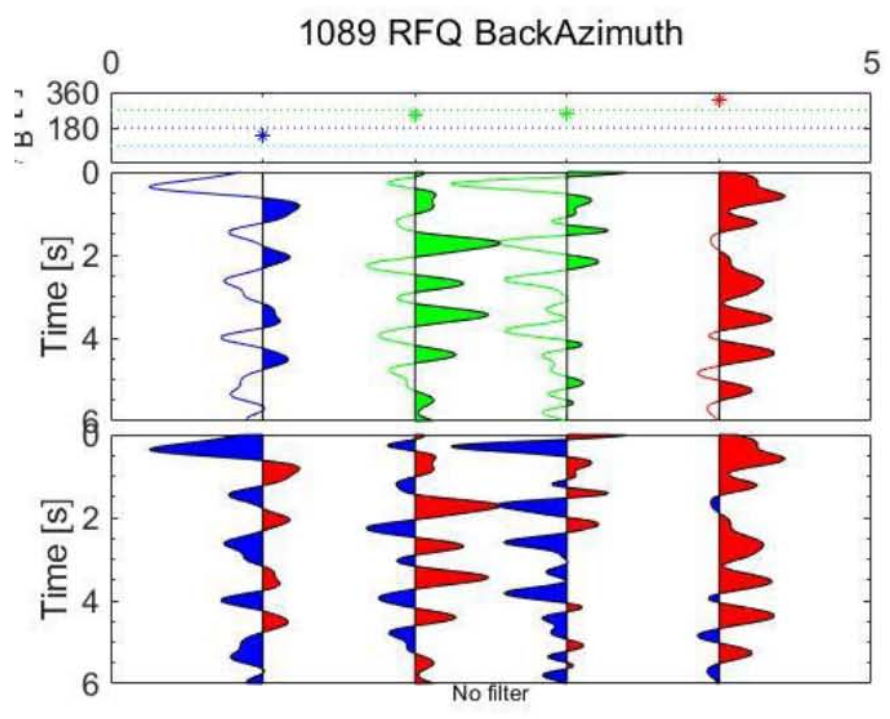


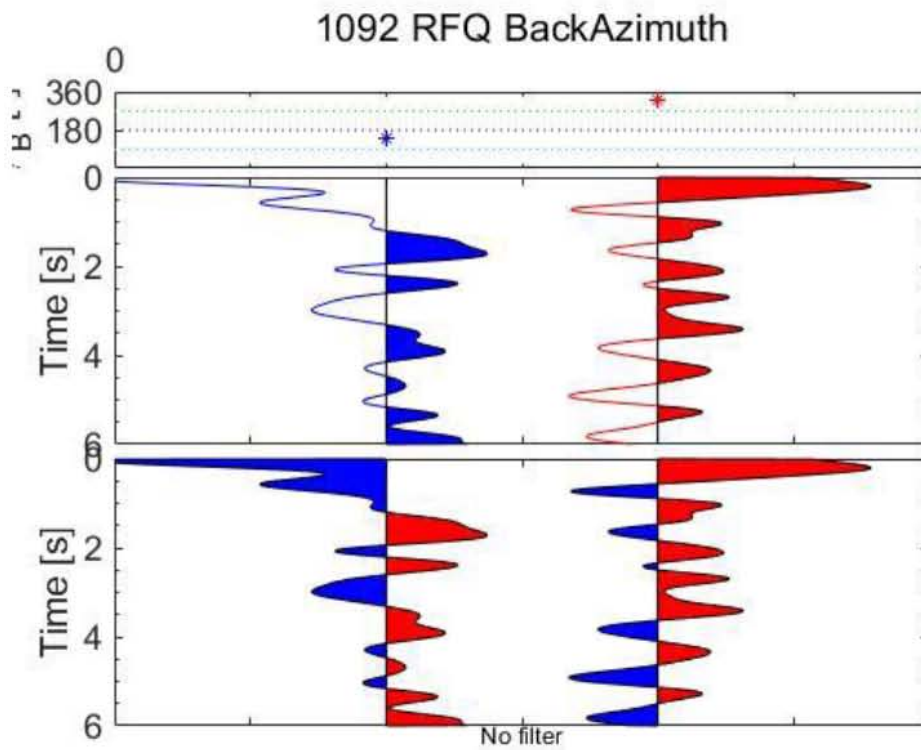
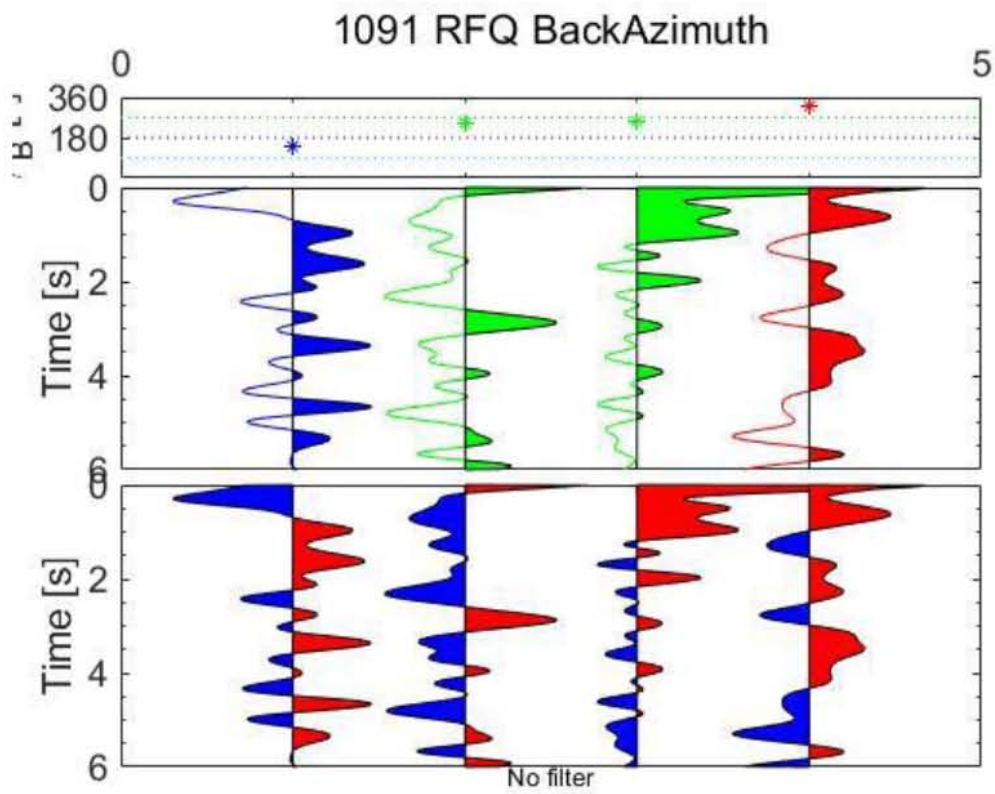


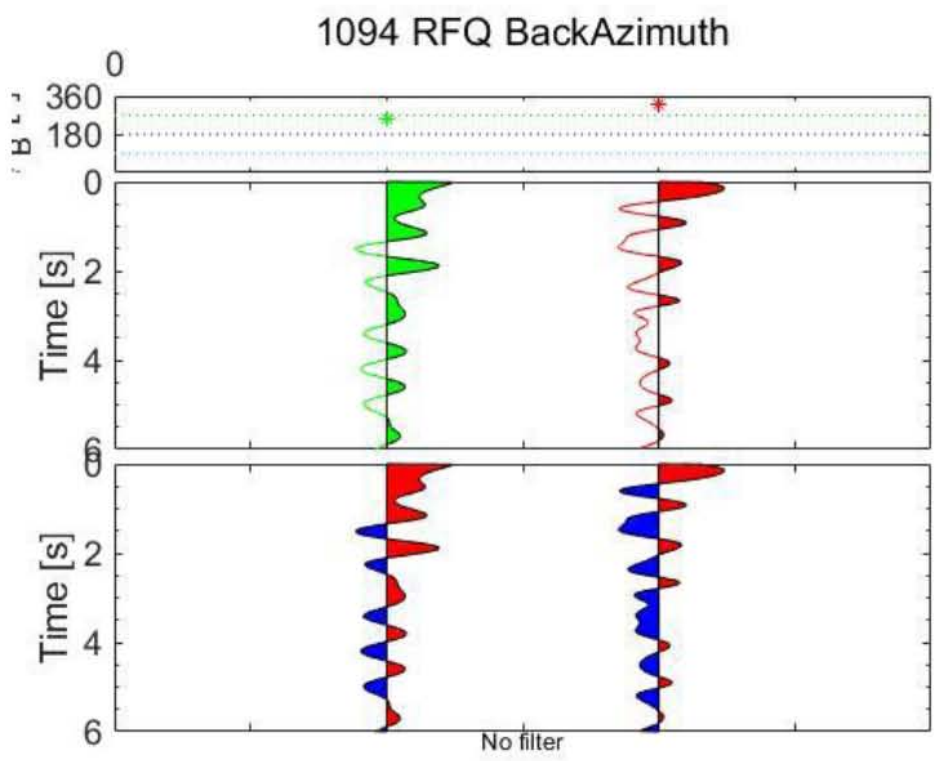
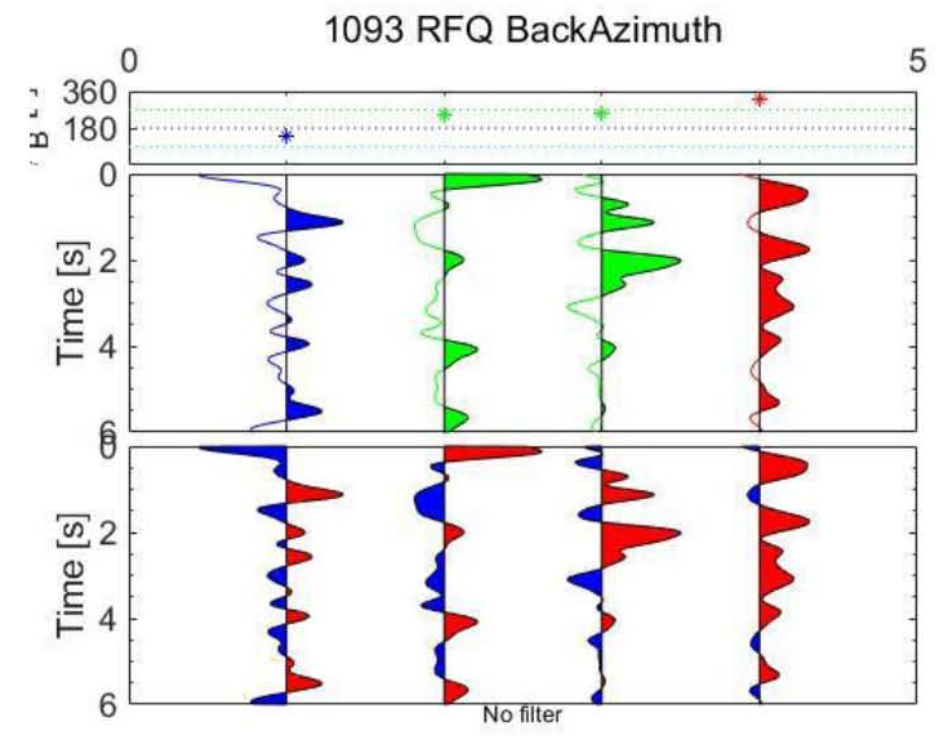






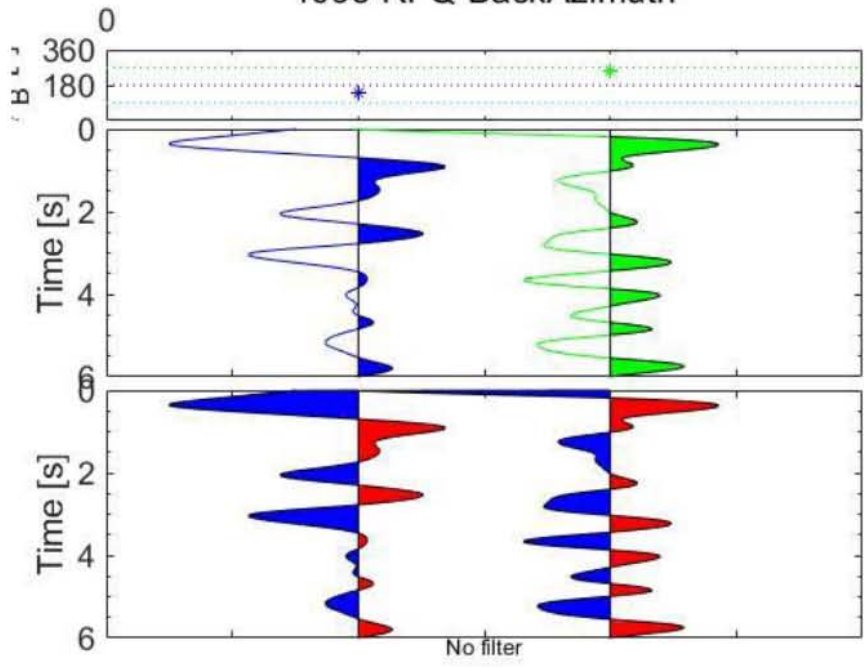




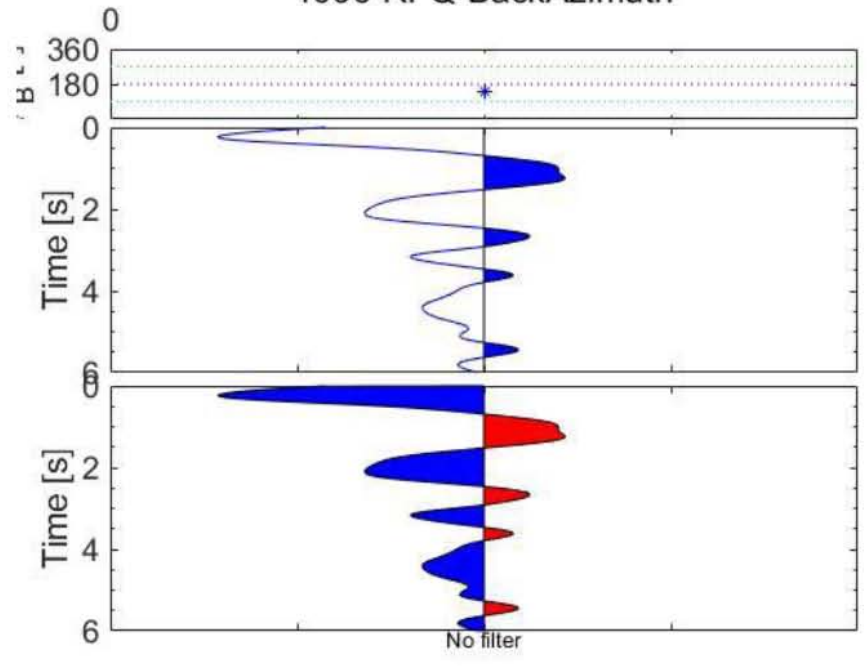




1095 RFQ BackAzimuth

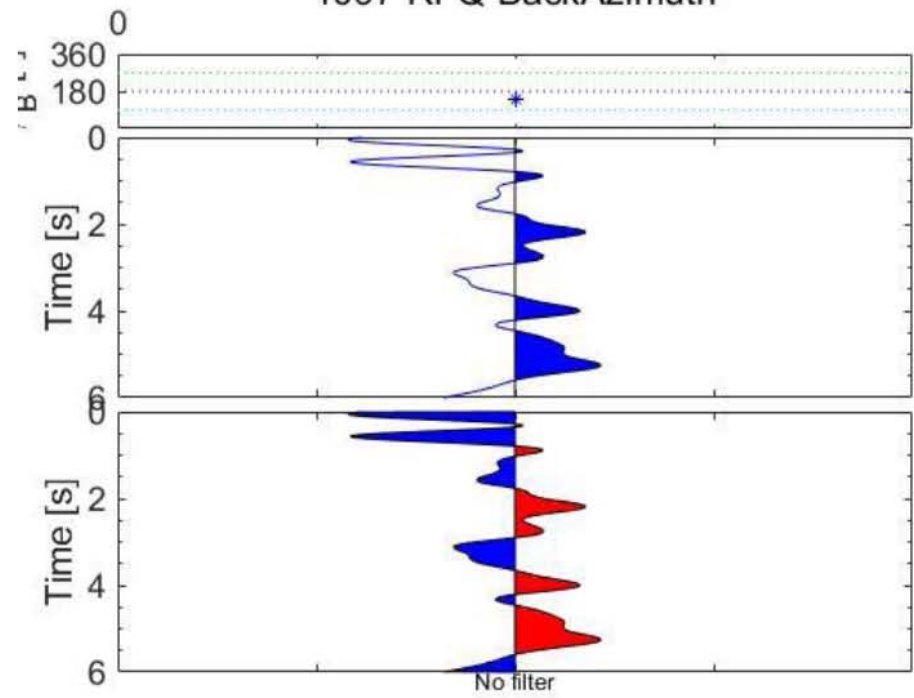


1096 RFQ BackAzimuth

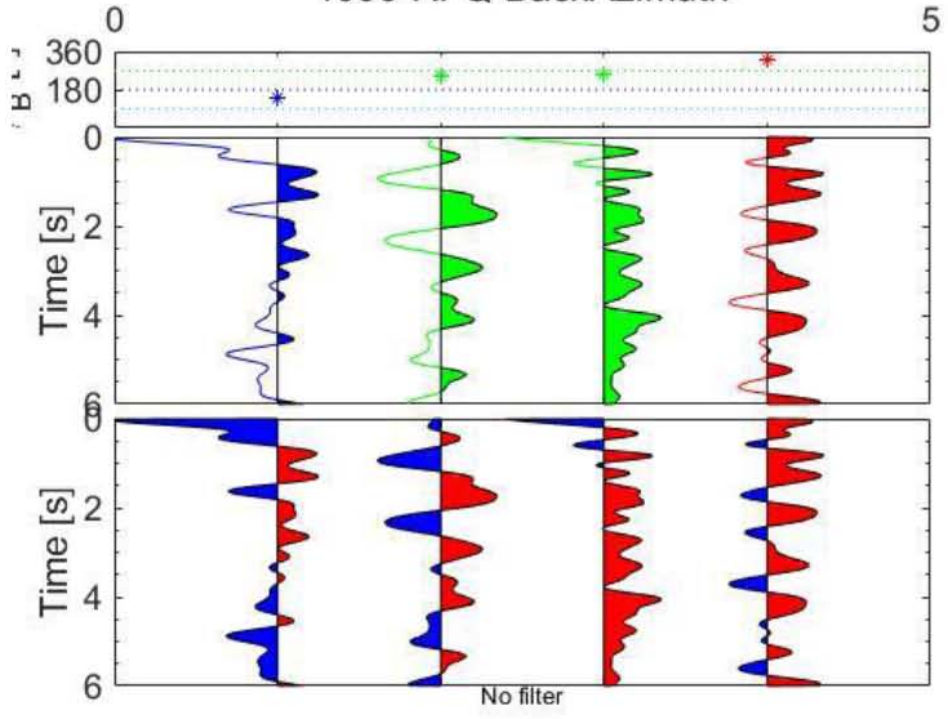


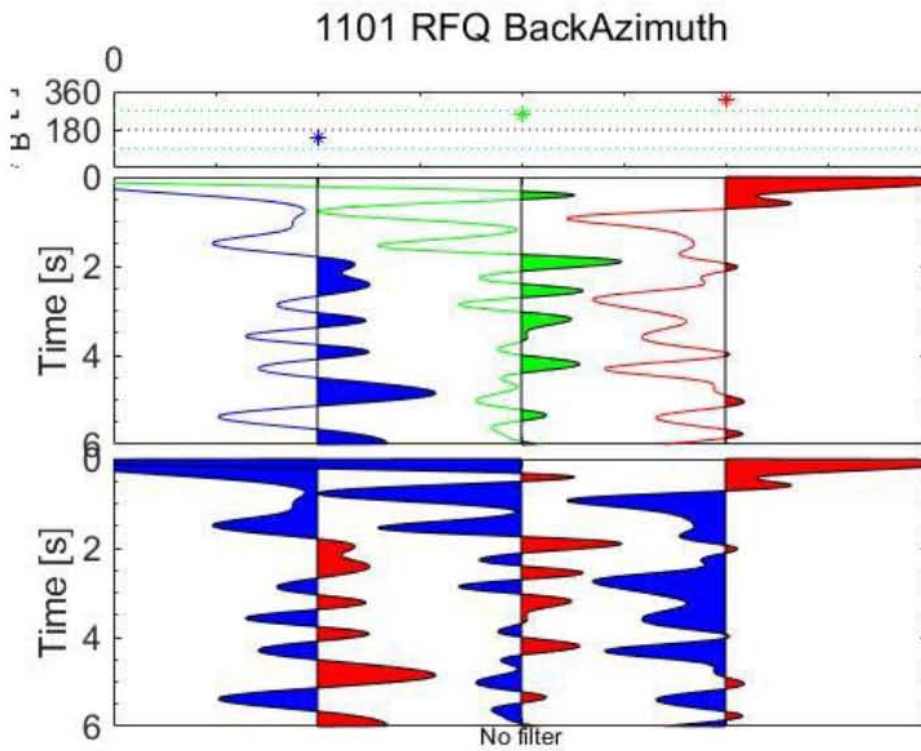
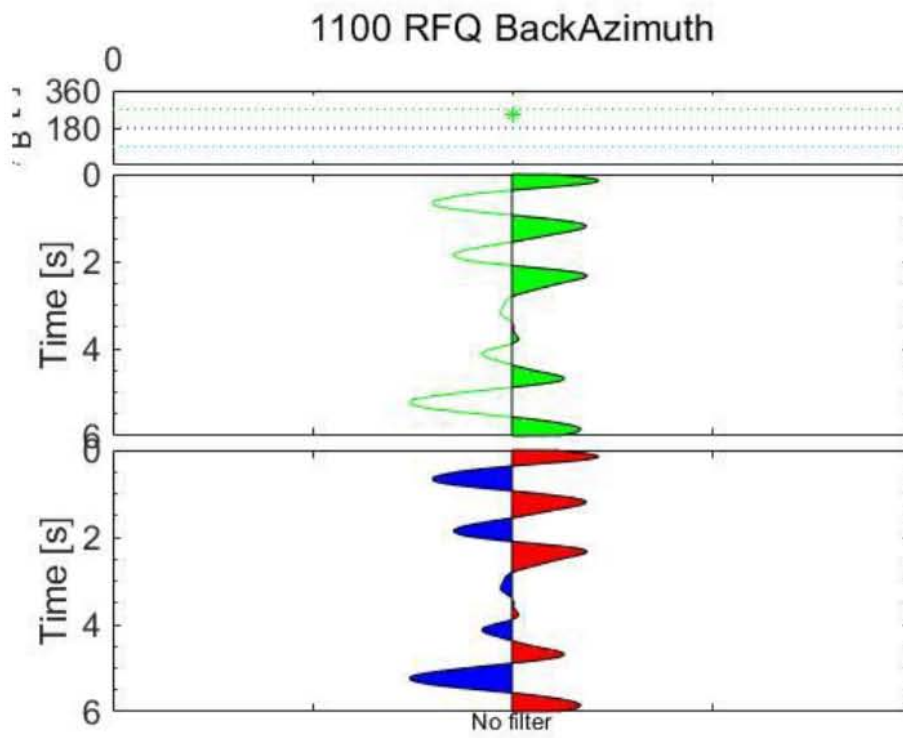


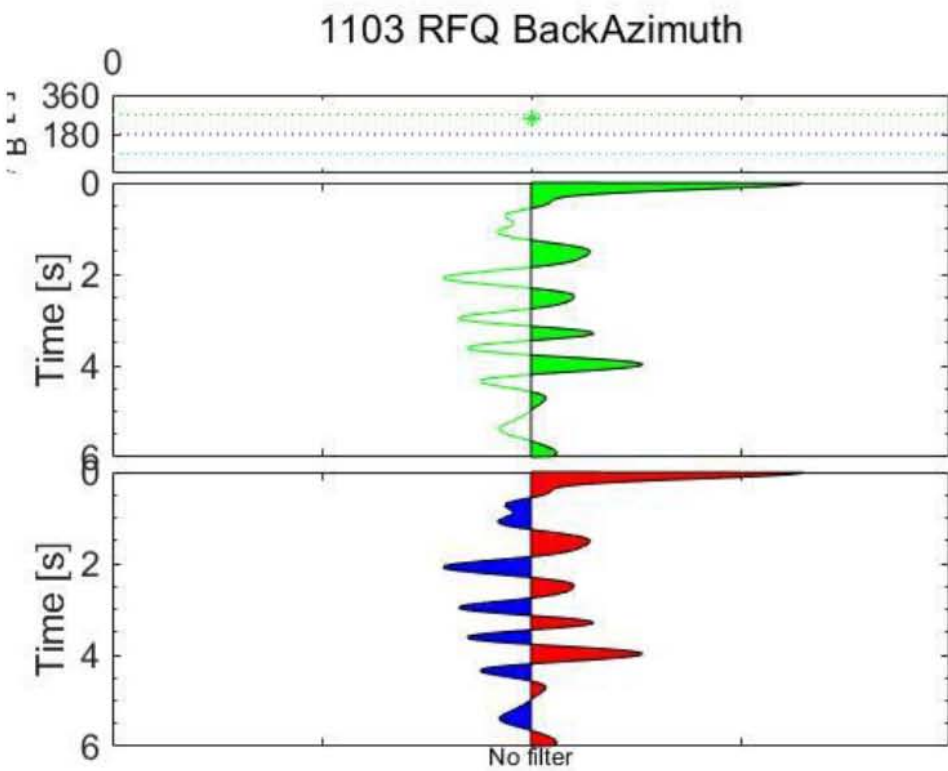
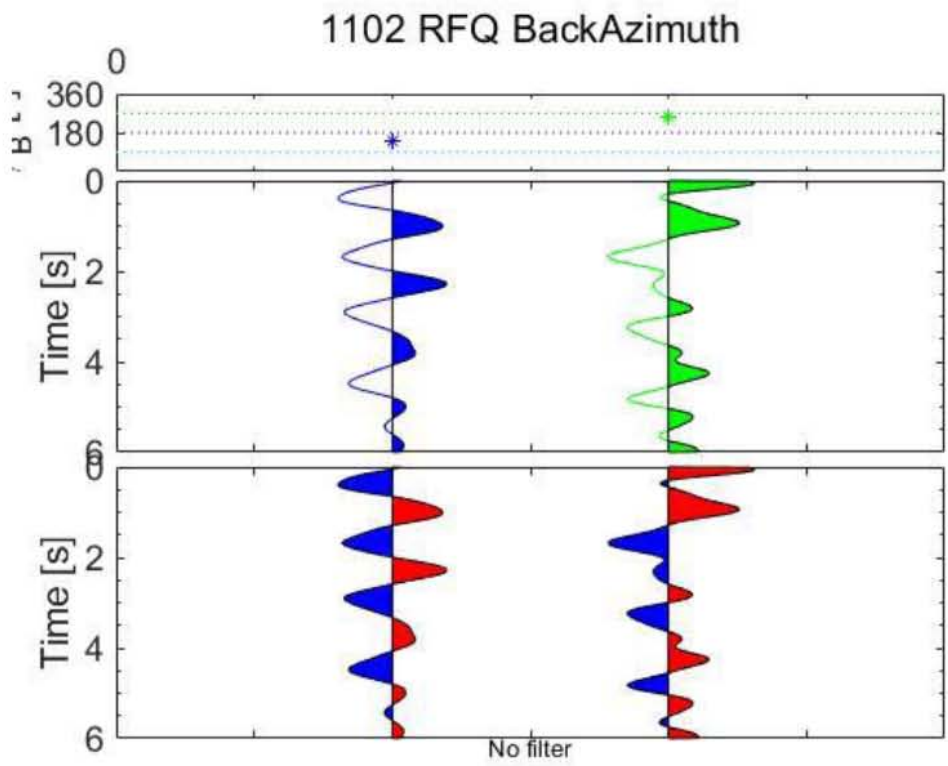
1097 RFQ BackAzimuth



1099 RFQ BackAzimuth

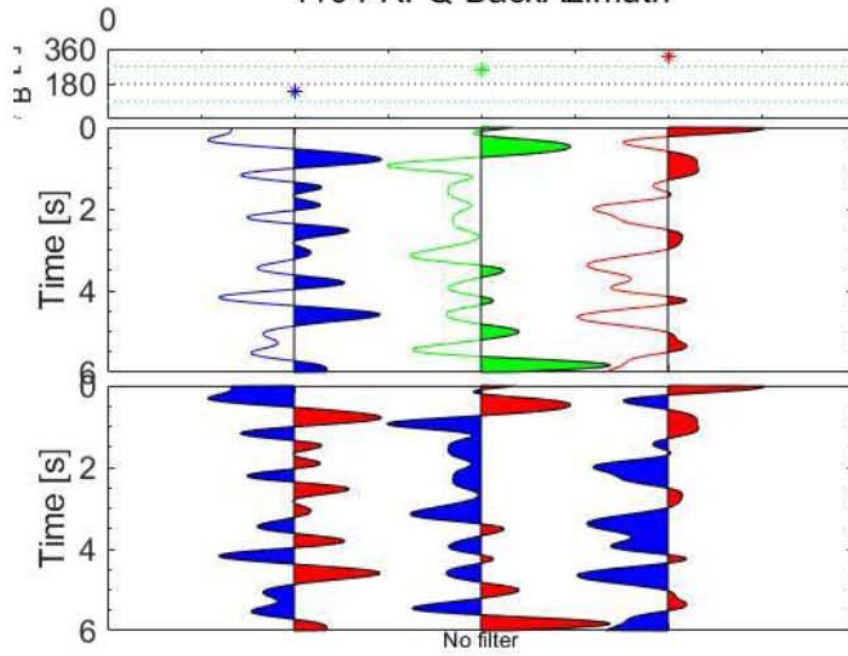




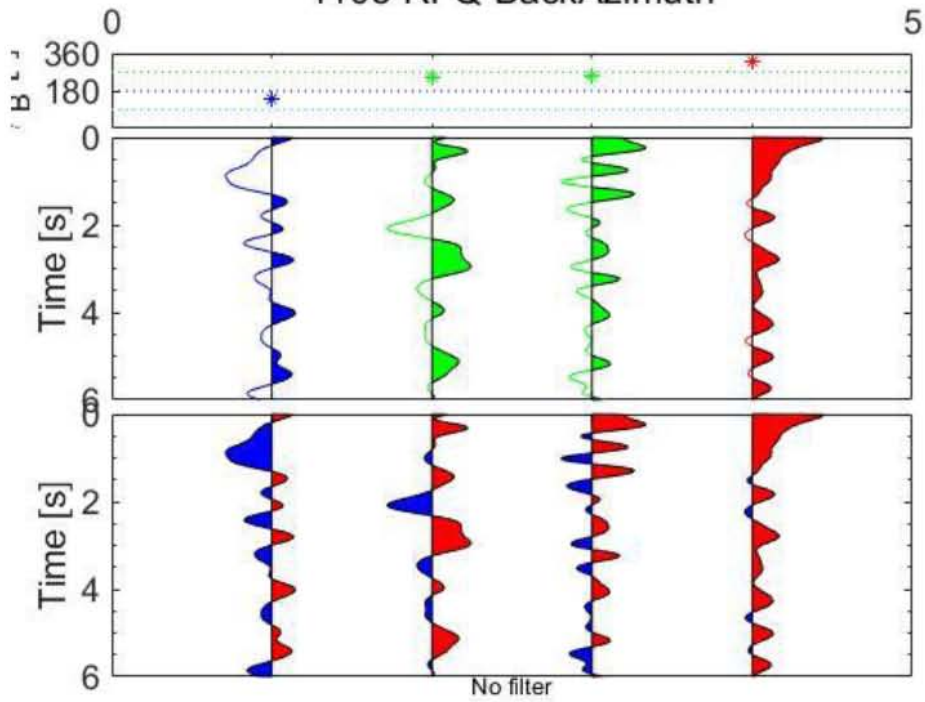




1104 RFQ BackAzimuth

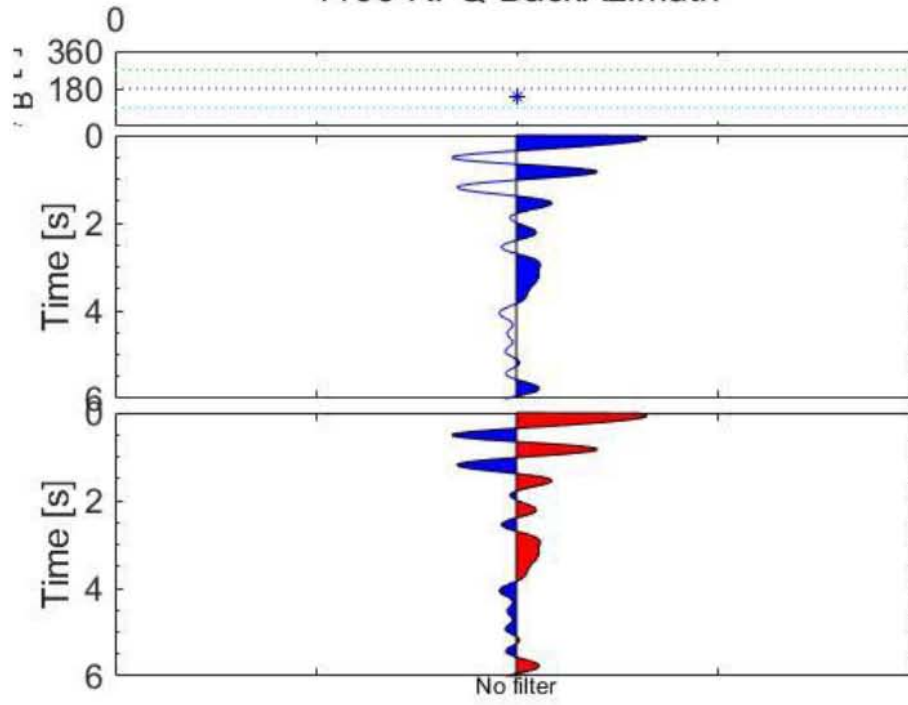


1105 RFQ BackAzimuth

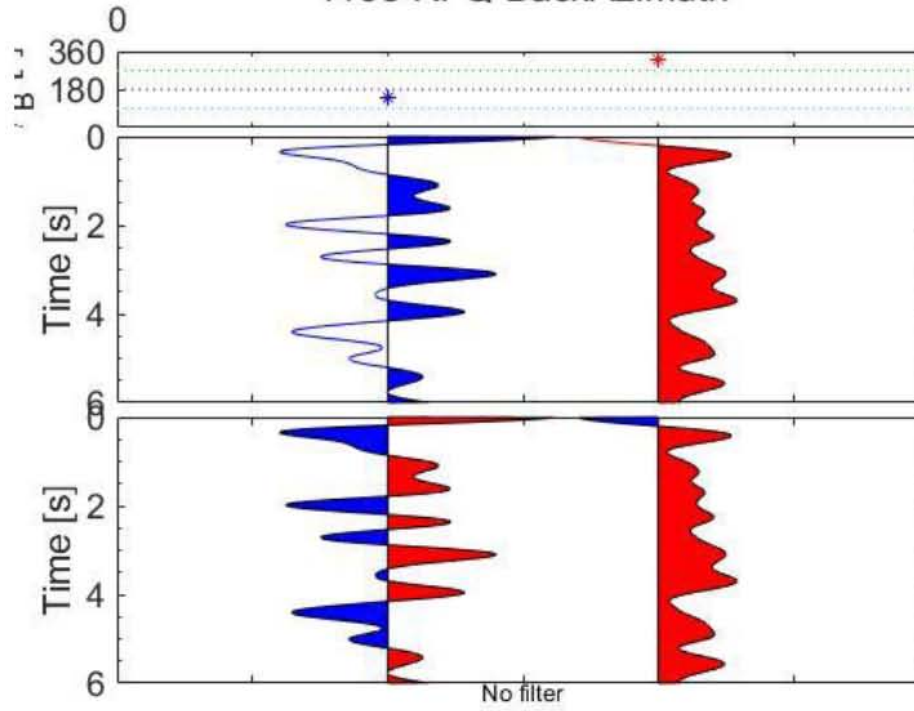


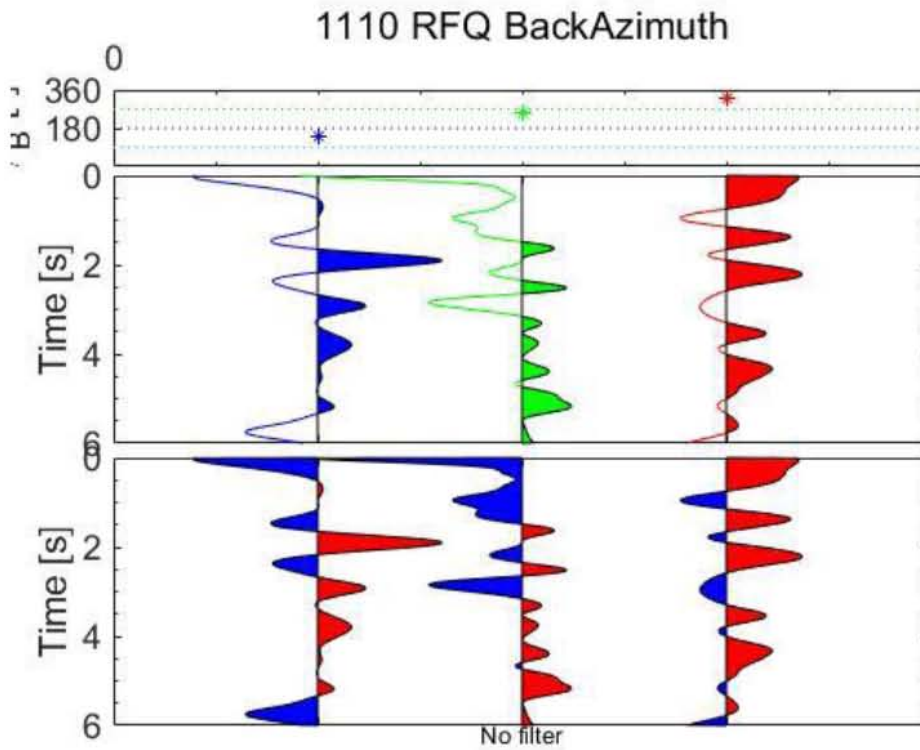
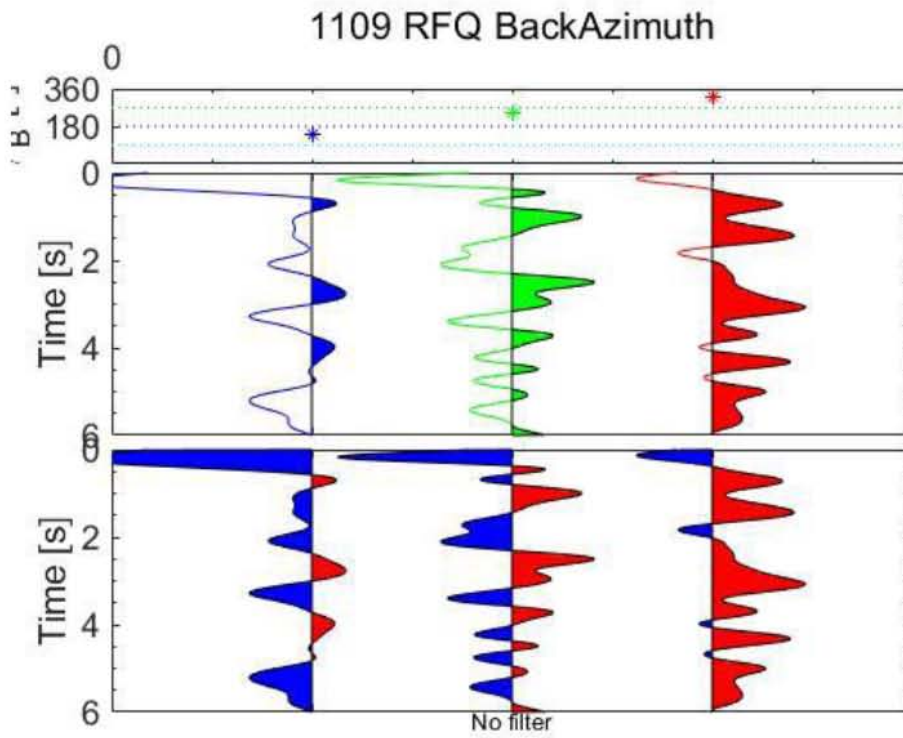


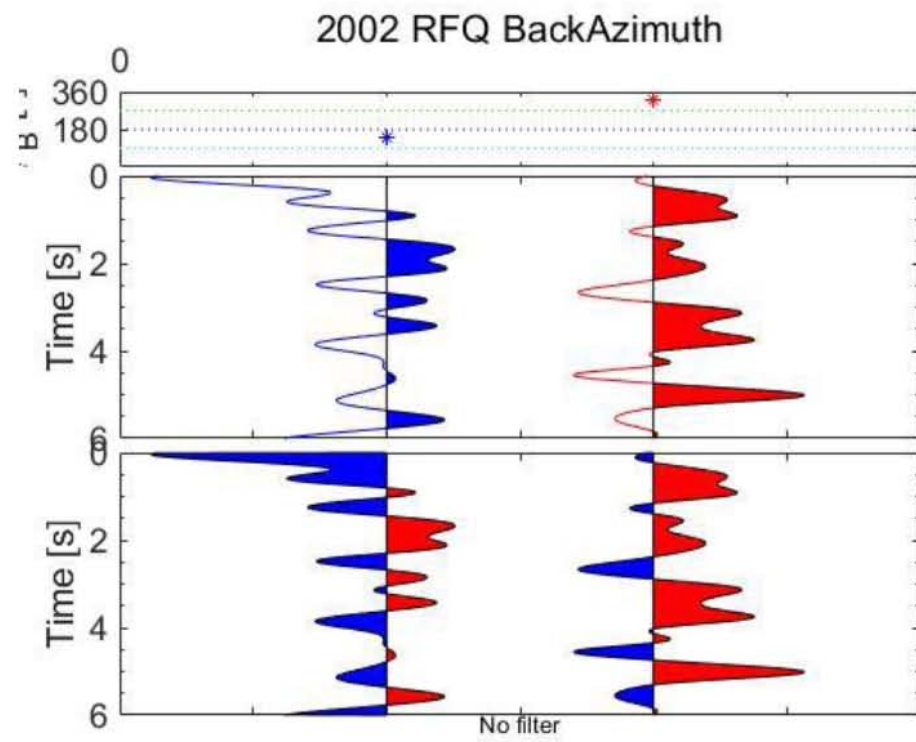
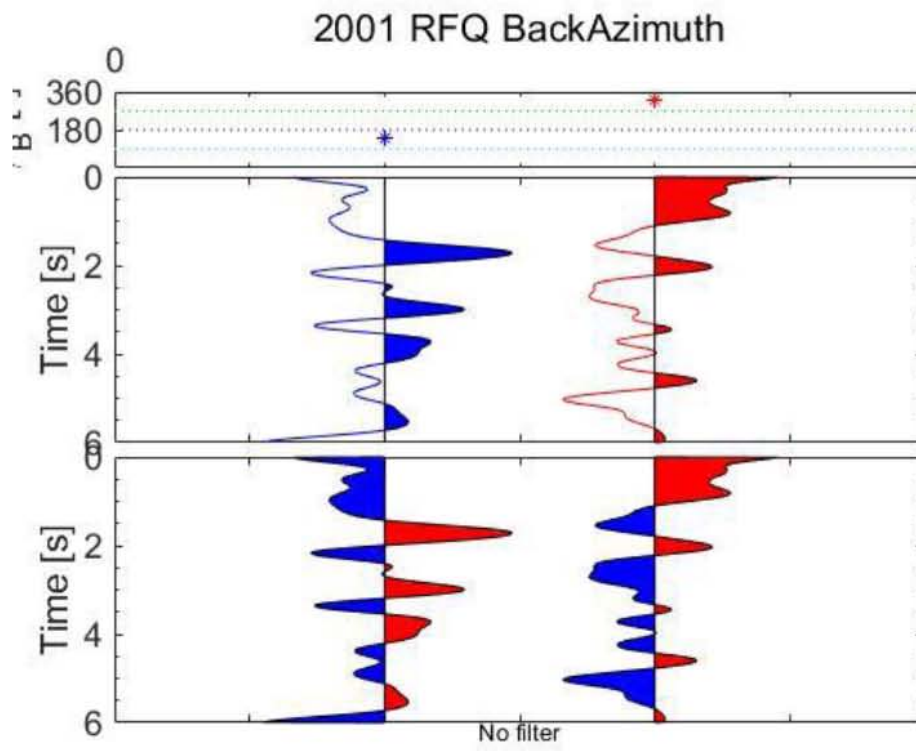
1106 RFQ BackAzimuth



1108 RFQ BackAzimuth

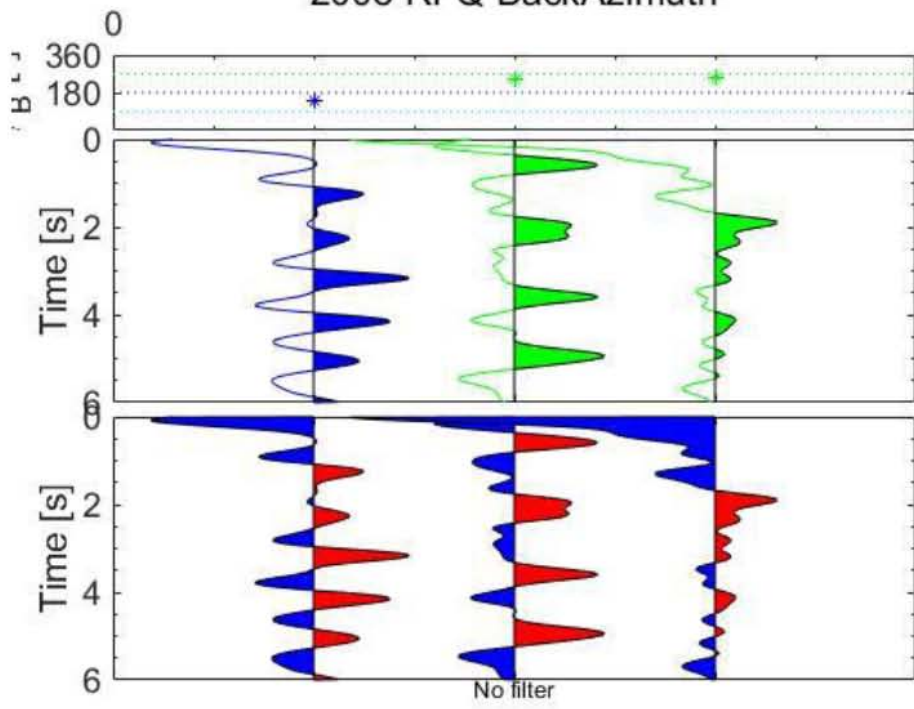








2003 RFQ BackAzimuth



2004 RFQ BackAzimuth

