



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Análisis de la propagación de ondas en el
valle de México durante sismos fuertes**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

Gilberto Crispín Aquino Sandoval

DIRECTOR(A) DE TESIS

Dr. Martín Cárdenas Soto



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2021



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

Índice

Agradecimientos	2
Resumen	4
1. Introducción	6
2. Marco Teórico	9
2.1. Ondas elásticas	9
2.1.1. La ecuación de onda para ondas de cuerpo	10
2.1.2. Ondas superficiales	12
2.1.3. Fenómeno de dispersión	17
2.2. Fundamentos del análisis F-K	18
2.2.1. Método F-K de alta resolución	19
2.2.2. Método IAS F-K y Capon	20
2.3. Fundamentos del análisis de polarización	23
2.4. Respuesta sísmica del Valle de México	27
2.4.1. Zonificación geotécnica	28
2.4.2. Estudios sísmicos previos	29
3. Análisis F - K	34
3.1. Pre-procesamiento de acelerogramas	36
3.2. Metodología	39

3.2.1. Respuesta al pulso unitario	40
3.3. Resultados	42
3.3.1. Sismo del 19 de septiembre del 2017	42
3.3.2. Sismo del 08 de septiembre del 2017	50
3.3.3. Sismo del 18 de abril del 2014	53
4. Análisis de polarización	57
4.1. Metodología	58
4.2. Resultados	60
4.2.1. Sismo del 19 de septiembre del 2017	60
4.2.2. Sismo del 08 de septiembre del 2017	72
4.2.3. Sismo del 18 de abril del 2014	77
5. Integración de resultados	84
5.1. Análisis en conjunto	85
6. Conclusiones	94
Bibliografía	95
Anexo	98

Agradecimientos

Quiero expresar mis agradecimientos a todas las personas que me apoyaron durante el transcurso de este proyecto.

Les agradezco a mis padres Baudelia y Jose Martín por su constante motivación, su apoyo incondicional y su paciencia durante el desarrollo y escritura de este proyecto. Les agradezco por enseñarme lo valioso que es la vida y mostrarme que la búsqueda de nuestros sueños es siempre hacia adelante.

A mi hermano Jose Martín por enseñarme a seguir adelante, ser un modelo a seguir y siempre mostrarme a ver el mundo de una manera única. Le agradezco a Melissa por siempre prestarme sus oídos, por todo su apoyo, todas las veces que me hizo compañía y todas las sonrisas que disfrutamos.

Le agradezco al Doctor Martín Cardenas por la motivación entregada, por su confianza y apoyo brindado. Le agradezco todas sus explicaciones que me ayudaron a comprender mejor los temas de sismología.

Agradezco a mis profesores M.C Julio Cuenca, M.C Jonathan Arreola y Dr. Martín Cardenas por transmitirme su pasión por la sismología y ser mis primeros tutores que me introdujeron a la maravillosa ciencia de la Sismología.

Le agradezco al CENAPRED por proporcionarme los registros acelerométricos de la Red acelerometrica del CENAPRED para la realización de este proyecto y al CIRES por los registros de la Red Acelerométrica de la Ciudad de México.

Les agradezco a todos mis profesores de la Facultad de Ingeniería por su esfuerzo y dedicación, ya que gracias a todos ustedes soy la persona y profesionista de hoy. Gracias Facultad de Ingeniería. Gracias Universidad Nacional Autónoma de México.

El catálogo de sismos del Servicio Sismológico Nacional (México) es posible gracias a todo su personal y producto de los cálculos realizados por su área de Análisis e Interpretación de Datos Sísmicos.

Esta investigación fue financiada por UNAM-DGAPA-PAPIIT proyecto IN117119.

Resumen

El sismo del 19 de septiembre del 2017 de magnitud ($M_w 7.1$) ocurrió a 120 km de distancia de la Ciudad de México. La mayoría de daños se produjo a lo largo de una franja que comprende las zonas de transición y de lago, donde el periodo de vibrar del suelo es alrededor de 1.5 s. En este trabajo se analizan los registros de la Red Acelerométrica de la Ciudad de México a fin de comprender el comportamiento del campo de ondas a lo largo de esa franja, y explorar la contribución de la estructura irregular de la cuenca del Valle de México. El análisis consistió en identificar el predominio y características de propagación de ondas superficiales mediante: a) la polarización del movimiento registrado en cada una de las estaciones, y b) el uso del espectro f-k en arreglos de estaciones. En periodos comprendidos entre 6 y 12 s se observan ondas perfectamente polarizadas que provienen del epicentro. En periodos alrededor de 5 s se observan ondas que provienen de otra dirección con velocidades de fase entre 1 y 2 km/s. La propagación de estas ondas se pueden asociar a la estructura vulcano sedimentaria de la cuenca (0.5 a 1 km de profundidad). Para periodos menores a 5 s es imposible identificar trenes de onda coherentes entre los arreglos de estaciones, y las características de polarización no identifican el tipo de onda dominante en la parte intensa del registro. La coda de los registros es un caso particular, pues entre 1.5 y 3 s se observan ondas polarizadas tipo Rayleigh que contribuyen a la duración de los registros, pero que no siguen una dirección preferencial de propagación. Resultados similares se obtiene del análisis de los registros de los sismos del 18 de abril del 2014 ($M_w 7.2$) y del 8 de septiembre del 2017 ($M_w 8.1$). Sin embargo, para el sismo del 18 de abril del 2014, con una dirección preferencial NS, no se observa alguna desviación del campo de ondas con respecto a la dirección epicentral. Los resultados de esta tesis sugieren un campo de ondas secundario generado dentro de la cuenca, el cual contiene arribos energéticos que contribuyen al movimiento violento registrado en la Ciudad de México.

Palabras clave: Ondas superficiales, Polarización de ondas, Método F-K, Duración sísmica, Sismo 19 de septiembre.

Abstract

September 19, 2017 earthquake (Mw 7.1) occurred less than 120 km away from Mexico City caused damages in zones where the local dominant period is smaller than 1.5 s. In this range of periods, the buildings located in the transition zone and part in the lake area were the most affected. To understand the interaction of the wavefield with the Mexico basin subsurface structure, we analyzed the seismic records of this earthquake and compared the results with the ground motion produced by two other earthquakes (April 18, 2014, Mw 7.2 and September 08, 2017, Mw 8.1). Using the accelerometric network of Mexico City, we explored the wavefield by polarization analysis in the Z-R plane and the F-K spectrum. In periods around 5 s, the results show polarized waves with a different direction to the epicenter for the 2017 earthquakes. The phase velocities are 1 to 1.2 km/s, corresponding to waves propagating in volcano-sedimentary layers; 0.5 to 1.0 km depths. Our observations suggest a secondary wave field generated within the basin, which contains energetic arrivals that contribute to the strong ground motion in Mexico City. However, it seems that is not happening for all earthquakes. For the April 18 earthquake, surface waves predominantly come from the epicenter, and they cross the Mexico basin without any deviation. For all events, we observed polarized coda waves between 1.5 and 3 s periods. These waves contribute to the long duration of seismic motion and seem to be generated inside the basin.

Keywords: superficial waves, September 19 Earthquake, Polarization, F-K analysis.

Capítulo 1

Introducción

En septiembre del 2017 ocurrieron dos sismos de magnitud mayor a 7.0 Mw en México con una diferencia de 11 días. El sismo que tuvo mayor impacto en la Ciudad de México se presentó el 19 de septiembre del 2017, con una magnitud de 7.1 Mw (SSN 2017) y una distancia epicentral con respecto de la cuenca de 120 km aproximadamente con una profundidad de 57 km, produciendo perdidas humanas y materiales.

Los sismos que han afectado a la Ciudad de México han sido caracterizados por las grandes amplificaciones y larga duración del movimiento en los sitios con depósitos de suelo blando en la zona de lago con respecto al movimiento observado en la zona de lomas como lo fue para el sismo del 19 de septiembre de 1985 (Cruz-Atienza et al. 2016). A diferencia de lo observado en el sismo de 1985, donde la mayor destrucción se dio en sitios donde el periodo dominante del suelo es mayor a 2 s a partir de un sismo a casi 400 km de distancia (Chávez-García et al. 1994), el sismo de 2017 reveló el riesgo sísmico que existe en las zonas donde el periodo dominante es menor a 2 s.

Los estudios realizados hasta el momento coinciden en que el movimiento destructivo en la Ciudad de México se debe a una combinación de factores debido al tipo de fuente sísmica, el trayecto que siguen las ondas y la respuesta local del sitio (Campillo et al. 1989, Chávez-García & Bard 1995, Garini et al. 2018). En el caso del sismo del 19 de septiembre de 2017, la mayoría de los daños y colapsos de edificios ocurrió en las zonas geotécnicas de transición y lago IIIa (Galvis et al. 2020) en la zona oeste de la Ciudad de México. La figura 1.1 muestra la localización de los edificios colapsados durante dicho sismo y las zonas geotécnicas mencionadas.

Las observaciones muestran que la energía del sismo estuvo concentrada en la banda periodos de 0.2 a 0.9 s. Banda de periodos que coincide con los periodos dominantes de esas zonas geotécnicas, y que en tal coincidencia de periodos desafortunadamente se produjeron aceleraciones de hasta 200 gales (Heresi et al. 2020) que dañaron estructuras. Esta coincidencia de periodos es un fenómeno propuesto por Chávez-García et al. (1995) en el cual interactúa la propagación lateral de ondas superficiales con la respuesta sísmica local de las capas de arcilla.

Este fenómeno de interacción no se ha podido generalizar para todos los sismos importantes

que han afectado la Ciudad de México. Han surgido otras hipótesis que señalan la existencia de modos superiores de ondas superficiales, y como éstos pueden contribuir tanto a la amplificación como a la larga duración del movimiento sísmico (Shapiro et al. 2001, Cruz-Atienza et al. 2016).

En el caso del sismo del 19 de septiembre de 2017, las explicaciones avanzadas hasta el momento señalan que el fenómeno destructivo se debió a la cercanía del sismo, así como: a) interacción de ondas superficiales con ondas P y S reflejadas en los bordes de la cuenca (Garini et al. 2018), b) predominio de ondas superficiales y en especial de ondas de Love en frecuencias bajas (Meza-Fajardo et al. 2021), c) modos superiores de ondas Rayleigh propagándose por la cuenca en una banda de frecuencias de 0.2 a 0.9 Hz hasta un kilómetro de distancia del límite entre la zona de lago y la zona de transición (Heresi et al. 2020) .

Desde el punto de vista de la propagación de ondas, en esos trabajos se observan algunas inconsistencias con respecto a la banda de periodos o frecuencias analizadas. Por una lado, la cercanía del sismo sugiere que la existencia de ondas superficiales tiene un límite periodo en el cual éstas ya no contribuyen al movimiento observado en Valle de México. Por ello, el pico de aceleración (que ocurre en periodos mayores a 1 segundo) no puede ser debido a dichas ondas. Por otro lado con respecto a la respuesta local, se establece que existen propagación en distancias muy cortas que siguen polarización de ondas superficiales, lo cual no puede ser posible, pues se analiza toda la duración del registro, y la frecuencia de análisis esta dentro de la resonancia de las capas de arcilla.

En este trabajo planteo explorar con detalle las direcciones y velocidades de propagación de ondas superficiales producidas por el sismo del 19 de septiembre de 2017. El objetivo es avanzar en el conocimiento de la interacción de las posibles ondas superficiales que provienen del epicentro con la respuesta sísmica local del subsuelo. Para ello, se analizaron tres sismos con diferentes direcciones y distancias epicentrales, con un enfoque particular en las zonas de lomas, transición y IIIa, donde precisamente ocurrieron los daños mayores.

El análisis de datos consiste en explorar tres sismos diferentes que incluyen los dos sismos de septiembre de 2017 y el sismo de 18 de abril de 2014 a fin de obtener diferencias en cuanto al tipo de mecanismo y dirección de propagación. Se proponen dos metodologías para el estudio del campo de ondas incidente: a) El método Frecuencia-número de onda (F-K) mejorado por Gal et al. (2014) y b) Método del grado de polarización (GDP) propuesto por Schimmel & Gallart (2004). Los antecedentes de cada método se exponen el capítulo 2. En este mismo capítulo se profundiza sobre estudios de la respuesta sísmica de Valle de México. Los resultados del análisis de datos de las metodologías mencionadas se encuentra en los capítulos 3 y 4. El análisis en conjunto de los resultados e interpretación de éstos se llevan a cabo en el capítulo 5, y las conclusiones son dadas en el capítulo 6. Una amplia gama de resultados gráficos de ambos métodos son incluidos en los Anexos A y B.

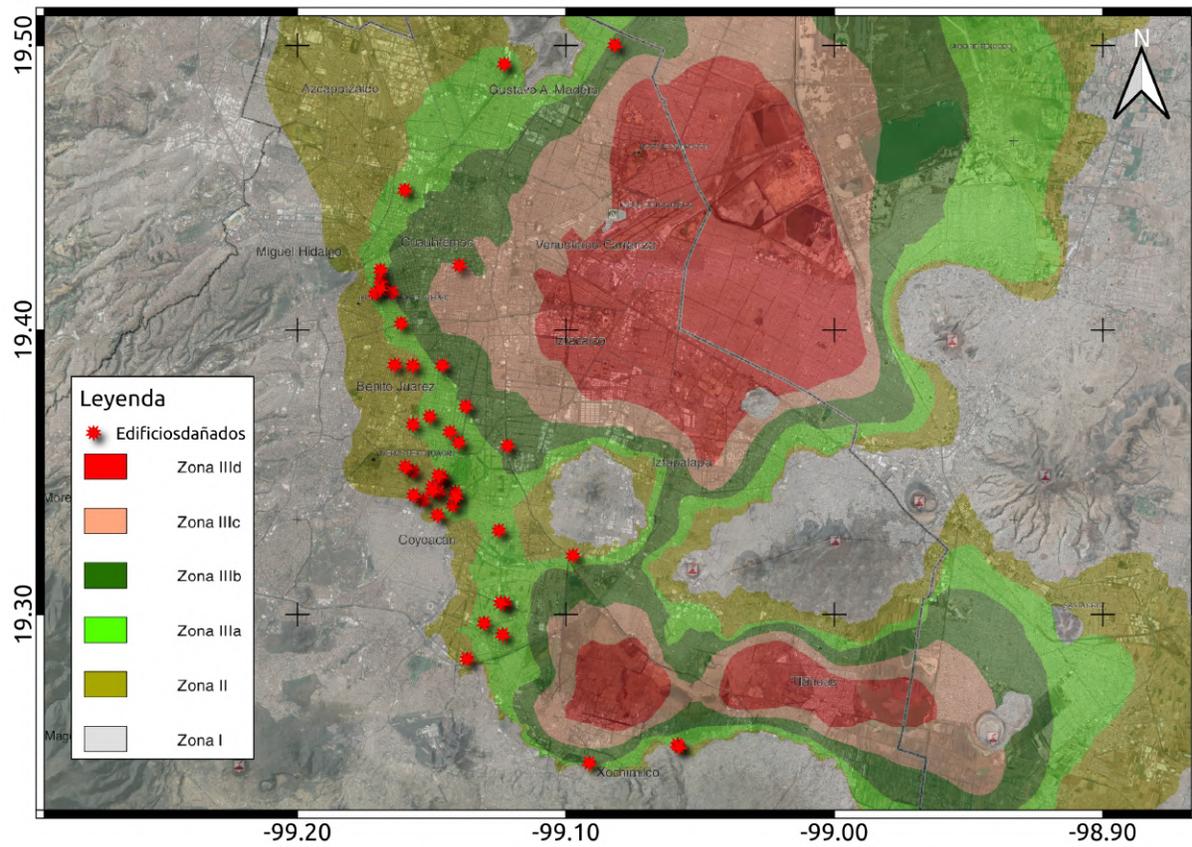


Figura 1.1: Mapa de ubicación de los edificios dañados efecto del sismo del 19 de septiembre del 2017. Como observamos, la mayor concentración de daños ocurrió en las zonas geotécnicas de transición y lago IIIa.

Capítulo 2

Marco Teórico

En este capítulo se plantean los fundamentos de la propagación de ondas. Partiremos de las propiedades generales de las ondas y entenderemos las diferentes ondas sísmicas y sus características partiendo de un semi-espacio homogéneo, y un estrato sobre un semi-espacio. Se abordarán las diferentes condiciones para la generación de ondas superficiales. Cabe aclarar que todo esto lo haremos sin necesidad de definir la fuente sísmica.

Además, se explicarán los dos métodos utilizados en este estudio para comprender los parámetros que intervienen en los efectos de trayecto: dirección, velocidad, y frecuencia. Finalmente, se abordará el caso de estudio, el cual es la ciudad de México. Se hablará de sus características geológicas y geotécnicas, así como del fenómeno de efecto de sitio que ocurre al propagarse las ondas sísmicas en la cuenca del valle de México.

Es necesario mencionar que en esta gran cuenca, el efecto de sitio se debe abordar considerando efectos 2-D y 3-D debido a los fenómenos que ocurren como la amplificación y el aumento de la duración en los registros sísmicos.

2.1. Ondas elásticas

Una onda elástica se puede caracterizar por sus propiedades de propagación, velocidad, frecuencia o periodo y número de onda o longitud de onda. La diferencia entre las diferentes ondas físicas reside en el rango de las propiedades anteriores. Una onda sísmica se puede caracterizar a partir de su desplazamiento.

$$u(x, t) = Af(\omega t - kx), \quad (2.1)$$

donde ω es la frecuencia angular, t es el tiempo, k es el número de onda, x es la posición y A es la amplitud. A partir de la ecuación 2.1 podemos destacar lo siguiente: la onda sísmica la podemos observar a partir de su desplazamiento, existe una dependencia temporal y espacial del desplazamiento, la función $f()$ representa cualquier función, y $\omega t - kx$ es el término que caracteriza a la propagación. Las ecuaciones 2.2-2.5 muestran las relaciones que existen entre

las diferentes propiedades de propagación de la onda.

$$\omega = 2\pi f, \quad (2.2)$$

$$T = \frac{1}{f}, \quad (2.3)$$

$$k = \frac{f}{c}, \quad (2.4)$$

$$\lambda = \frac{1}{k}. \quad (2.5)$$

La ecuación 2.1 muestra la solución a la ecuación de onda. Hasta ahora, hemos hablado que el desplazamiento está en función de la posición y el tiempo. A continuación, definiremos la ecuación de onda para ondas de cuerpo en un espacio homogéneo e isótropo.

2.1.1. La ecuación de onda para ondas de cuerpo

La ecuación de onda (ecuación 2.6) representa el caso general (un espacio elástico lineal, homogéneo e isótropo) que considera la contribución de la fuente sísmica que genera las ondas. Para encontrar la solución de esta ecuación es necesario agregar las fuerzas de cuerpo.

$$\nabla^2 \vec{u}(\vec{x}, t) + \vec{f}(\vec{x}, t) = \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} \vec{u}(\vec{x}, t), \quad (2.6)$$

donde u es el desplazamiento, f son las fuerzas de cuerpo, c es la velocidad de propagación. $\vec{x} = (x, y, z)$ es el vector posición y t es el tiempo.

Si consideramos un espacio elástico lineal, homogéneo e isótropo, y además, no consideramos la fuente de las ondas sísmicas (o bien, que estamos muy lejos de ella) (Stein & Wysession 2003), podemos iniciar con la segunda ley de Newton $F = m\vec{a}$, la cual, se convierte en:

$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} = \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2}. \quad (2.7)$$

Utilizando la ley de Hooke (ecuación 2.9), la cual relaciona el esfuerzo con la deformación, y utilizando la identidad vectorial mostrada en la ecuación 2.10, obtenemos la ecuación de onda escrita solo a partir del desplazamiento (ecuación 2.11)

$$e_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right), \quad (2.8)$$

$$\sigma_{ij} = \lambda e_{kk} \delta_{ij} + 2\mu e_{ij}, \quad (2.9)$$

$$\nabla^2 u = \nabla(\nabla \cdot u) - \nabla \times (\nabla \times u), \quad (2.10)$$

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla(\nabla \cdot u) - \mu \nabla \times (\nabla \times u), \quad (2.11)$$

donde λ y μ son las constantes de lamé y e_{ij} es el tensor de deformación de Cauchy.

Para resolver la ecuación de onda, debemos descomponer el campo de desplazamientos utilizando el teorema de Helmholtz (ecuación 2.12), el cual nos dice que un campo vectorial se

puede descomponer en un campo potencial escalar y en un campo potencial vectorial. Con esta descomposición al campo de desplazamientos, podemos sustituir:

$$\bar{u} = \nabla\phi + \nabla \times \bar{A}, \quad (2.12)$$

$$\nabla \left[(\lambda + 2\mu)\nabla^2\phi - \rho \frac{\partial^2\phi}{\partial t^2} \right] = -\nabla \times \left[\mu\nabla^2\bar{A} - \rho \frac{\partial^2\bar{A}}{\partial t^2} \right]. \quad (2.13)$$

Finalmente, la solución mas sencilla de resolver las ecuaciones es haciendo que la parte interior de los corchetes sea cero. Lo cual nos lleva a una ecuación para cada potencial.

$$\nabla^2\phi = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2\phi}{\partial t^2}, \quad (2.14)$$

$$\nabla^2\bar{A} = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2\bar{A}}{\partial t^2}, \quad (2.15)$$

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}, \quad (2.16)$$

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}, \quad (2.17)$$

donde α es la velocidad de la onda P, β es la velocidad de la onda S y ρ es la densidad del medio.

La ecuación del potencial escalar, es la ecuación homogénea de la onda P, y la ecuación del potencial vectorial corresponde a la onda S. De aquí podemos destacar que la onda P, puede ser representada de manera escalar debido a que el movimiento de la partícula y su dirección de propagación es la misma. Por otra parte, la onda S requiere de un vector para ser representada debido a que el movimiento de partícula que produce es perpendicular a su dirección de propagación. Como el espacio es tridimensional, la dirección de propagación tiene un plano perpendicular asociado. La figura 2.1 muestra la polaridad de las ondas y el movimiento de partícula que ejercen dichas ondas.

Para comprender la solución de la ecuación de onda para la onda P, debemos introducir el concepto de onda plana. Está es una solución a la ecuación de onda en la cual el desplazamiento varía solo en la dirección de la propagación de ondas y es constante en las direcciones ortogonales a la dirección de propagación (Shearer 2009). Como se mencionó previamente, ecuación 2.1 representa la solución de la ecuación de onda en la dirección x. Si utilizamos la función exponencial en la ecuación de propagación (eq. 2.1)obtenemos la siguiente ecuación general.

$$u(x, t) = A(\omega)e^{-i\omega t - Kx}. \quad (2.18)$$

Como sabemos, la transformada de Fourier de cualquier función tiene un espectro de amplitud y un espectro de fase, los cuales, se muestran en la ecuación 2.18 donde $A(\omega)$ es la amplitud y el exponente de la exponencial es la fase. Esta solución usualmente es llamada la *solución de onda plana armónica*.

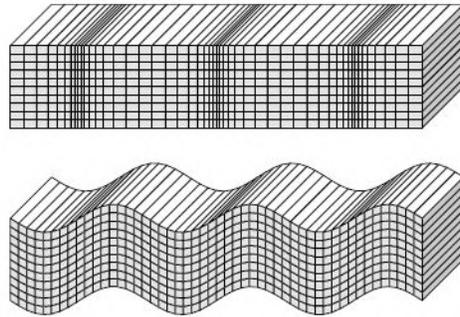


Figura 2.1: Movimiento de partícula ocurrido por ondas planas armónicas (arriba) onda P y (abajo) onda S. Como se puede observar, la onda S no tiene cambios volumétricos. Tomado de Shearer (2009).

2.1.2. Ondas superficiales

La interacción entre las ondas de cuerpo previamente mencionadas y una superficie libre (donde los esfuerzos son iguales a cero), origina otro tipo de ondas, las cuales, son otra solución a la ecuación de onda. Hay dos tipos de ondas superficiales que se originan en la superficie, las ondas de Love y las ondas de Rayleigh.

Para medios lateralmente homogéneos, las ondas de Rayleigh están radialmente polarizadas y existen en cualquier superficie libre (Shearer 2009). Por otra parte, las ondas de Love están polarizadas transversalmente y se originan cuando las ondas SH se quedan atrapadas cerca de la superficie debido a un aumento en la velocidad con respecto a la profundidad (Stein & Wysession 2003). Por lo tanto, las ondas Love no pueden existir en un semi-espacio homogéneo ya que necesita cumplir esta condición.

Una diferencia entre las ondas de cuerpo y las ondas superficiales es su atenuación geométrica, esto quiere decir que su energía decae según la distancia r con que se alejen de la fuente que las origina. La energía de las ondas de cuerpo decae con un factor de r^2 mientras que las otras decaen con r (Stein & Wysession 2003). Es por esto que usualmente, las ondas superficiales se observan a distancias mayores con respecto las ondas de cuerpo.

Las ondas superficiales tienen otra característica muy importante que es la dispersión, la cual nos indica que su velocidad varía con la frecuencia. El movimiento de partícula generado por estas ondas se puede observar en la figura 2.2, como observamos, las ondas Rayleigh simulan un movimiento elíptico retrógrado en la dirección de propagación (plano vertical-Radial) mientras que en el plano transversal, se presentan las ondas de Love.

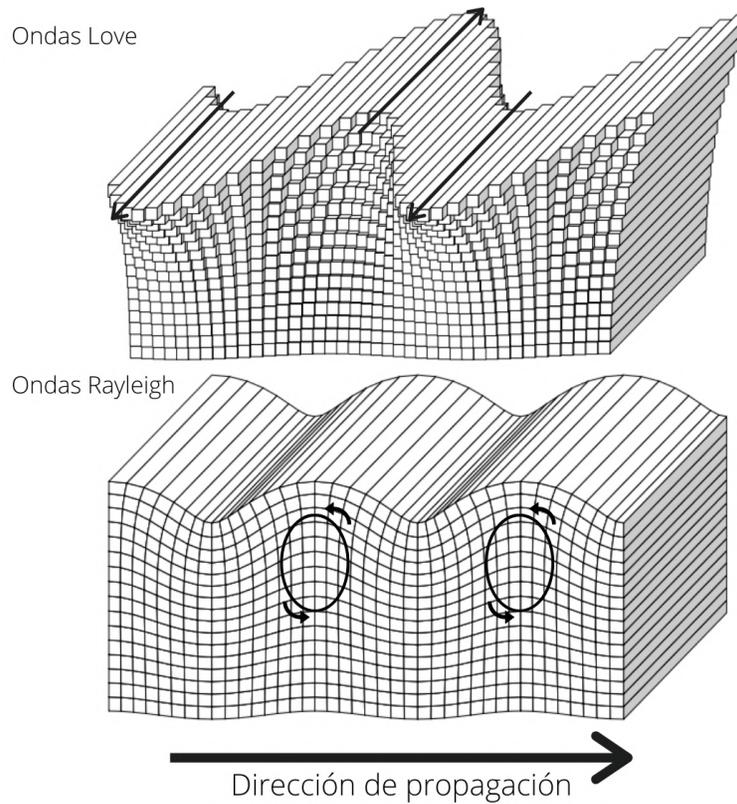


Figura 2.2: Movimiento de la partícula de las ondas superficiales. Ondas Love (Arriba) generan un movimiento perpendicular a la dirección de propagación, en otras palabras, en el plano transversal. Ondas Rayleigh (Abajo) movimiento dentro dentro del plano radial-vertical. Su movimiento es retrogrado con respecto a la dirección de propagación. Modificada de Stein & Wysession (2003)

Ondas Rayleigh

Las ondas Rayleigh son una combinación de las ondas P y SV que pueden existir en un semi-espacio homogéneo. Para definir a estas ondas, debemos realizar dos consideraciones:

1. La energía no se debe propagar alejándose de la superficie.
2. La superficie ($z=0$) está libre de tracciones.

La figura 2.3 esquematiza un semi espacio homogéneo 2D con dichas condiciones. El plano que se observa es el x-z. Ahora bien, solo consideremos que las ondas P y SV se propagan y generan movimiento por dicho plano debido a que estas satisfacen que no existan tracciones en la superficie. Las ondas SH también viajan en este plano, sin embargo, generan tracción ya que su movimiento de partícula es en el plano perpendicular al x-z, por ello, no se consideran.

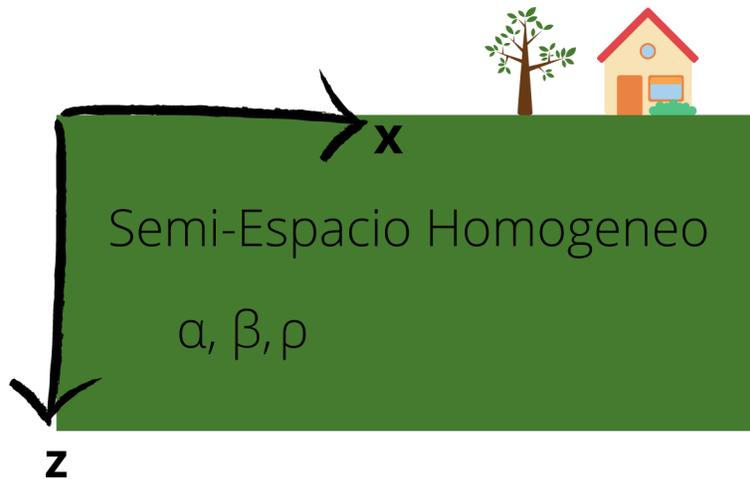


Figura 2.3: Esquema de un semi espacio homogéneo con velocidades de propagación α y β y una densidad de ρ . En $z=0$ existe una superficie libre.

Para describir el desplazamiento de las ondas superficiales, recordemos los potenciales para las ondas P y SV:

$$\phi = Ae^{i(\omega t - k_x x - k_x r_\alpha z)}, \quad (2.19)$$

$$\Psi = Be^{i(\omega t - k_x x - k_x r_\beta z)}. \quad (2.20)$$

Los vectores r_α y r_β de las ecuaciones 2.19 y 2.20 son las relaciones entre la velocidad aparente de las ondas de Rayleigh y las ondas de cuerpo. Estas están definidas como:

$$r_\alpha = \sqrt{c_x^2/\alpha^2 - 1}, \quad (2.21)$$

$$r_\beta = \sqrt{c_x^2/\beta^2 - 1}. \quad (2.22)$$

Para añadir las condiciones de frontera, debemos realizar ciertas consideraciones en las ecuaciones anteriores. Para satisfacer la primera condición (que la energía se quede atrapada cerca de la superficie), el desplazamiento debe tender a cero cuando $z \rightarrow \infty$. Para que esto se cumpla, la condición de radiación requiere que la velocidad de la onda superficial sea menor que la velocidad de las ondas de cuerpo ($c_x < \beta < \alpha$).

La segunda condición de frontera nos indica que la superficie debe de estar libre de tracciones (Stein & Wysession 2003), como asumimos que solo se propagan ondas P y SV, σ_{yz} siempre es igual a cero, por lo tanto:

$$\sigma_{xz}(x, 0, t) = \mu \left[\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right] = 0, \quad (2.23)$$

$$\sigma_{zz}(x, 0, t) = \lambda \left[\frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_z}{\partial z} \right] + 2\mu \frac{\partial u_z}{\partial z} = 0, \quad (2.24)$$

donde σ_{xz} y σ_{zz} son los esfuerzos tangencial y normal a la superficie respectivamente.

A partir de estas dos condiciones y suponiendo que las constantes elásticas del medio son iguales $\lambda = \mu$ (sólido de Poisson). Las velocidades de las ondas de cuerpo están linealmente

relacionadas $\alpha = \sqrt{3}\beta$ y por lo tanto la velocidad aparente de las ondas superficiales resulta $c_x = 0,92\beta$.

Se pueden calcular los desplazamientos (ecuaciones 2.25 y 2.26) que genera una onda de Rayleigh en las componentes x y z. El movimiento de la partícula generado por esta onda es muy particular, ya que se asemeja a una elipse girando de manera contraria a su dirección de propagación. Por ello se dice que tiene un movimiento elíptico retrógrado. Este desplazamiento llega a su máximo en la superficie libre y disminuye su amplitud cuando profundiza.

$$u_x = Ak_x \text{sen}(\omega t - k_x x) e^{-r_\alpha k_x z} - 0,58 e^{-r_\beta k_x z}, \quad (2.25)$$

$$u_z = Ak_x \text{cos}(\omega t - k_x x) e^{-r_\alpha k_x z} + 1,47 e^{-r_\beta k_x z}. \quad (2.26)$$

Ondas Love

A diferencia de las ondas de Rayleigh, las ondas de Love no pueden generarse en un semi espacio homogéneo ya que para que estas ondas se generen, el medio simplificado mas sencillo que debe plantearse es de un estrato sobre un semi espacio (figura 2.4). En este caso las ondas SH quedan atrapadas en el estrato debido al contraste de impedancias que existe entre el estrato y el semi espacio. En otras palabras, la velocidad de propagación del estrato (β_1) debe ser menor que la velocidad del semi espacio (β_2) para que la energía de las ondas se quede atrapada en el estrato.

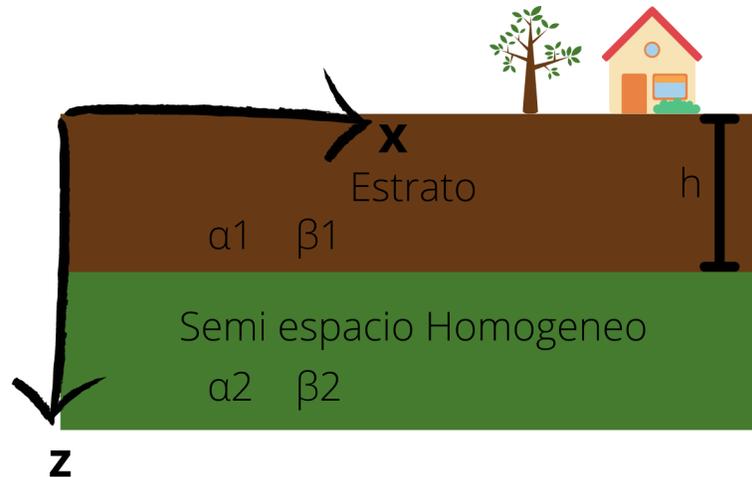


Figura 2.4: Esquema de un estrato sobre un semi espacio homogéneo. El estrato es de espesor h. En $z=0$ existe una superficie libre.

Describamos el desplazamiento de las ondas SH en un estrato de espesor h. este será la suma de dos ondas que se desplaza a la superficie y en dirección contraria. Por otra parte, en el semi espacio solo describiremos una onda que se dirige hacia la superficie. Recordemos que el plano en el que describimos a estas ondas es el x-z, sin embargo, al ser ondas SH, el desplazamiento se observa en la dirección normal a este plano (u_y).

$$u_y^{layer}(x, z, t) = B_1 e^{i(\omega t - k_x x - k_x r_{\beta_1} z)} + B_2 e^{i(\omega t - k_x x - k_x r_{\beta_1} z)}, \quad (2.27)$$

$$u_y^{half}(x, z, t) = B_3 e^{i(\omega t - k_x x - k_x r_{\beta_2} z)}, \quad (2.28)$$

donde u_y^{half} es el desplazamiento en el semi espacio y u_y^{layer} es en el estrato.

En este caso, las ondas propagándose deben de cumplir tres condiciones de frontera:

1. La energía debe quedar atrapada en el estrato.
2. En la superficie ($z = 0$) debe tener tracciones nulas ($T = 0$).
3. El desplazamiento entre los dos medios debe ser continuo ($u_y^{half} = u_y^{layer}$ en $z = h$).

Las ondas SH que se propagan hacia el subsuelo se encuentran en el semi espacio homogéneo, por ello, para que se cumpla la primera condición, se debe cumplir que $c_x < \beta_2$, ya que esto hará a la exponente $exp(-ik_x r_{\beta_2} z)$ de la ecuación 2.28 real negativa y esto hará que el desplazamiento decaiga con la profundidad.

A partir de las condiciones restantes, podemos obtener las amplitudes B_1 , B_2 y B_3 . A partir de la condición de superficie libre obtenemos que B_1 es igual a B_2 . Finalmente, con la condición de continuidad, llegamos a la ecuación de dispersión (ecuación 2.29), la cual relaciona al número de onda horizontal con la velocidad aparente c_x (Stein & Wysession 2003).

$$\tan(k_x r_{\beta_1} h) = \frac{-\mu_2 r_{\beta_2}}{i\mu_1 r_{\beta_1}}. \quad (2.29)$$

Esta ecuación debe satisfacerse para que las ondas de Love existan. Y nos indica que para un periodo o frecuencia dada, las ondas de Love solo pueden tener un determinado número de onda y velocidad aparente. A este fenómeno, se le conoce como dispersión.

$$r_{\beta_1} = \sqrt{\left(\frac{c_x}{\beta_1}\right)^2 - 1}, \quad (2.30)$$

$$r_{\beta_2} = \sqrt{\left(\frac{c_x}{\beta_2}\right)^2 - 1}. \quad (2.31)$$

La ecuación 2.29 debe ser real para que tenga solución. Al definir a $c_x < \beta_2$ hace que r_{β_2} (ecuación 2.31) sea un número complejo y con esto aseguramos que no tengamos soluciones complejas. Por otra parte, para que r_{β_1} (ecuación 2.30) se mantenga en el dominio de los números reales, debemos restringir la velocidad aparente posible para las ondas de Love para que siempre sea mayor que β_1 . Con esto, obtenemos el rango de velocidades posibles para las ondas de Love $\beta_1 < c_x < \beta_2$.

Las soluciones a la ecuación 2.29 se conocen como modos de vibración de ondas Love y dependen de la frecuencia. La relación entre el número de onda, velocidad y frecuencia se encuentran en las ecuaciones 2.2 a 2.5. Cuando el periodo tiende a infinito (la frecuencia tiende a cero), obtenemos una solución única a la ecuación llamada modo fundamental y conforme disminuye el periodo, obtenemos soluciones o modos superiores.

2.1.3. Fenómeno de dispersión

Como observamos en el sección anterior, las ondas de Love son dispersivas y para que existan debe quedarse la energía atrapada en un estrato. Las ondas de Rayleigh no son dispersivas para un semi espacio homogéneo, pero ocurre el fenómeno de dispersión cuando estas, de igual manera que para las ondas Love, la energía se queda atrapada en la superficie (Lay & Wallace 1995). Por esto, es importante el estudio de la dispersión ya que es una característica fundamental de las ondas superficiales.

La dispersión ocurre cuando existe un cambio aparente en la velocidad debido a un cambio en la frecuencia de dicha onda. En otras palabras, la velocidad de ondas dispersivas está en función de la frecuencia. Para ilustrar la dispersión, imaginemos dos ondas armónicas de igual amplitud, pero de diferentes frecuencias (ω_1 y ω_2) y números de onda (k_1 y k_2):

$$u(x, t) = \cos(\omega_1 t - k_1 x) + \cos(\omega_2 t - k_2 x). \quad (2.32)$$

Si hay una pequeña diferencia entre las dos frecuencias y números de onda, a partir de un promedio de las frecuencias y número de onda (ω y k), podemos definirlos como:

$$\omega_1 = \omega + \delta\omega, \quad k_1 = k + \delta k, \quad (2.33)$$

$$\omega_2 = \omega - \delta\omega, \quad k_2 = k - \delta k. \quad (2.34)$$

Sustituyendo las ecuaciones anteriores en la ecuación 2.32 y ordenando los términos:

$$u(x, t) = \cos([\omega t - kx] - [\delta\omega t - \delta kx]) + \cos([\omega t - kx] - [\delta\omega t + \delta kx]). \quad (2.35)$$

Aplicando la identidad $\cos(A + B) + \cos(A - B) = 2\cos(A)\cos(B)$ obtenemos:

$$u(x, t) = 2\cos(\omega t - kx)\cos(\delta\omega t - \delta kx). \quad (2.36)$$

La forma de onda resultante consiste de una señal con una frecuencia promedio ω , la cual su amplitud está siendo modulada por una onda de mayor periodo con una frecuencia $\delta\omega$ (Shearer 2009). Estas ondas son conocidas como portadora y envolvente respectivamente. Cada onda viaja con una velocidad diferente debido a que la frecuencia y número de onda son diferentes. Por lo tanto, se define la velocidad de grupo como $U = \delta\omega/\delta k$ y la velocidad de fase como $c = \omega/k$.

La figura 2.5 ilustra las diferencias en los tiempos de arribo de cada señal y esto muestra que efectivamente, la onda portadora viaja a una velocidad diferente que la envolvente.

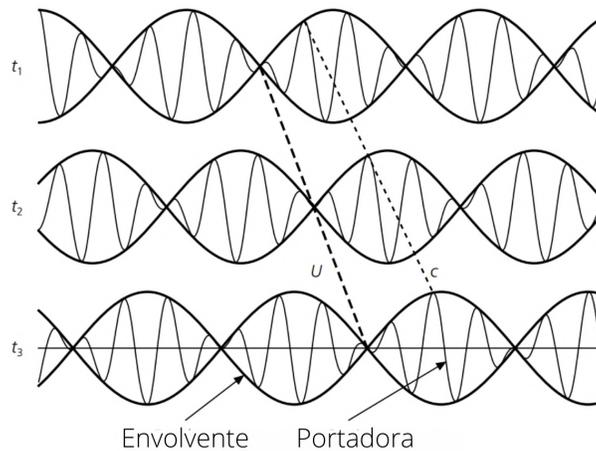


Figura 2.5: Resultado de sumar dos ondas armónicas. Se muestran la envolvente y la portadora. Se muestran en 3 diferentes tiempos para mostrar la diferencia en las velocidades U y c . tomada de: Stein & Wysession (2003)

2.2. Fundamentos del análisis F-K

El método frecuencia-número de onda ha sido utilizado a lo largo del tiempo por sismólogos para el estudio de ondas superficiales a partir de arreglos de estaciones (Capon 1969). El análisis espectral de un conjunto de registros sísmicos capturado por una red de estaciones debido un evento determinado, provee información de la dirección de propagación de las ondas sísmicas, velocidad de fase y amplitud espectral, según su frecuencia (Baena-Rivera 2017).

En este método se consideran K número de estaciones cuyos registros se emplearán para calcular el espectro de potencia frecuencia-número de onda. Este espectro usualmente se basa en $C_{ji}(f)$, la correlación cruzada de la densidad del espectro de potencia (Capon 1969). Comencemos dividiendo la señal en un número de ventanas M sin traslape, cada ventana tendrá N número de muestras tal que el número de ventanas por el número de muestras en cada ventana sea igual al número de muestras que tiene la señal completa.

La transformada de Fourier discreta (S_{jm}) para cada ventana se define de la siguiente manera (Rodríguez-Abreu 2008):

$$S_{jm}(f) = \frac{1}{\sqrt{N}} \sum_{n=1}^N a_n M_{j,n+(m-1)N} e^{ifn}, \quad (2.37)$$

$$j = 1, \dots, K \text{ y } m = 1, \dots, M,$$

donde f es la frecuencia, i es la unidad imaginaria, m es la ventana de análisis de la estación j , y a_n es una ventana utilizada para obtener una mejor respuesta en frecuencia. Algunas ventanas utilizadas frecuentemente son las de Hann, Hamming o triangular, sin embargo, la mas sencilla de utilizar es la rectangular, con la cual $a_n = 1$ para cada n . Con lo anterior, es

posible calcular la función de espectros de potencia cruzados (Roullé 2004):

$$C_{jl}(f) = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M S_{jm}(f) S_{lm}^*(f), \quad (2.38)$$

para $j, l = 1, \dots, K$,

donde l y j son el número de estaciones y $S_{jm}^*(f)$ es el conjugado de la transformada de Fourier discreta de la ventana de análisis m de la señal registrada en la estación j . Finalmente, con los espectros cruzados, es posible calcular el espectro de potencia frecuencia-número de onda $P(f, k)$ definido como (Aki & Richards 2002):

$$P(f, k) = \frac{1}{K^2} \sum_{j=1}^K \sum_{l=1}^K w_j w_l^* C_{jl}(f) e^{ik(x_j - x_l)}, \quad (2.39)$$

En esta ecuación k es el vector número de onda, x_r es el vector posición de la estación r y w_q describe la función de peso utilizada para controlar la forma de la ventana del número de onda y el asterisco indica el conjugado (Roullé 2004).

El método F-K convencional, las funciones de peso usualmente tienen valores unitarios y no dependen del número de onda. Roullé & Chávez-García (2003) muestran que para arreglos con un número limitado de estaciones y con una apertura limitada, la precisión será limitada debido a que la muestra del arreglo a un impulso unitario será un pico de ancho principal y picos secundarios. En otras palabras, la resolución en el dominio del número de onda está determinado principalmente por la geometría del arreglo (Capon 1969).

2.2.1. Método F-K de alta resolución

El método F-K de alta resolución fue introducido por Capon (1969) y por ello, este método es conocido también como el método Capon. Este método hace una estimación de alta resolución del espectro de potencia con:

$$P(f, k) = \left[\sum_{j=1}^K \sum_{l=1}^K Q_{jl}(f) e^{ik(x_j - x_l)} \right]^{-1}, \quad (2.40)$$

donde k es el número de onda en el plano del arreglo, f la frecuencia, r_i el vector posición de la estación i , K el número de estaciones y Q_{jl} es el inverso de la matriz de espectros cruzados C_{jl}

El método Capon tiene la capacidad para delinear el espectro frecuencia-número de onda mucho más claro que el método F-K. La figura 2.6 muestra un ejemplo del método F-K y el método Capon para un mismo juego de datos. El método Capon disminuye los niveles de los lóbulos laterales con respecto al lóbulo principal, eliminando los picos espurios.

Para nuestro caso de estudio, la cuenca de la ciudad de México, (Roullé & Chávez-García

2003) mostraron que el método f-k y el método Capon pueden aplicarse a las estaciones dentro de las zonas de lago, sin embargo, mencionan que aplicar estos métodos a los registros de la Red Acelerométrica del Valle de México pueden presentar problemas de aliasing espacial y poca coherencia entre las estaciones. Además, mencionan que el método F-K puede tener una mejor resolución de la dirección de propagación.

Las hipótesis o consideraciones que realizamos para realizar el cálculo de los espectros F-K presentan limitaciones importantes para este caso de estudio. El método F-K supone que los registros no están correlacionados, las señales deben ser estacionarias en tiempo y en frecuencia y además, que el campo de ondas consiste en una superposición de ondas planas sencillas (Roullé 2004).

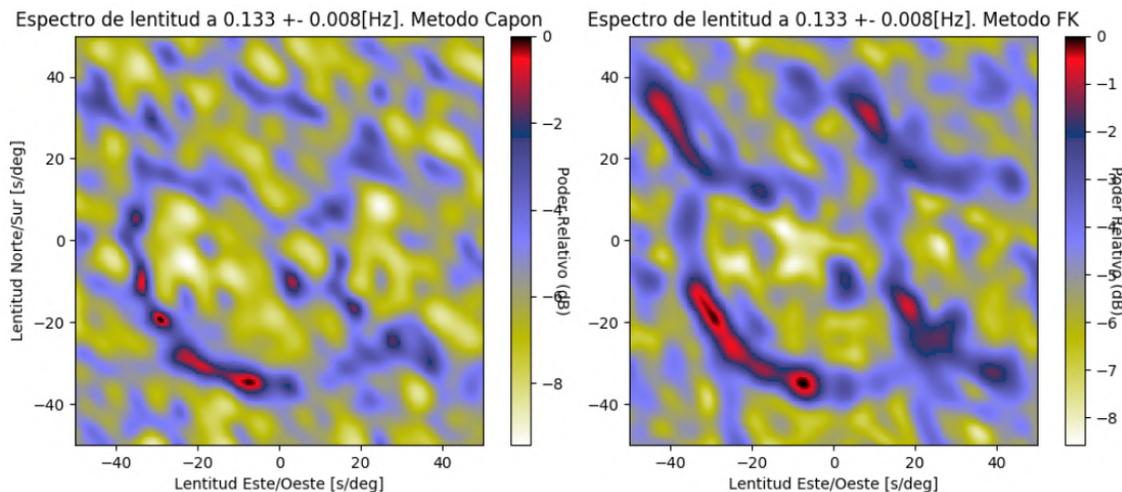


Figura 2.6: Comparación del método FK y método Capon utilizando datos reales del arreglo de estaciones ubicada en Australia. La figura derecha muestra los resultados de aplicar a una estación con el método FK y el izquierdo el método Capon. Se observa que el Método Capon disminuye los lóbulos y define de mejor manera la dirección y velocidad de los arribos a dicha frecuencia.

2.2.2. Método IAS F-K y Capon

Gal et al. (2014) realizó una implementación a los métodos F-K y Capon para el análisis de microtemores. Esta técnica evita la mezcla de frecuencias en el espectro de potencia cruzado y por lo tanto, una mejora en la estimación del vector lentitud de las ondas incidentes. Las estimaciones del vector lentitud las realiza de manera individual para cada conjunto de frecuencias y suma el espectro de lentitud sobre un específico rango de frecuencias. A esto se le conoce como promedio incoherente de señales, o bien, IAS por sus siglas en inglés. Finalmente, la última implementación del método a partir de añadir pesos a la diagonal principal de la matriz de espectros cruzados para garantizar que la matriz no sea singular y asegurar resultados mas robustos.

Comencemos desde la ecuación 2.38, la cual define a la matriz del espectro cruzado. Siguiendo la notación de Gal et al. (2014) obtenemos que:

$$C(f, \vec{r}) = C_{jl}(f). \quad (2.41)$$

Esta ecuación nos indica que la matriz del espectro cruzado depende de la frecuencia y del vector posición de las estaciones. El método de promediado de frecuencias en el espectro cruzado está dado por:

$$C(\vec{r}) = \int_{f_1}^{f_2} C(f, \vec{r}) df. \quad (2.42)$$

La matriz resultante $C(\vec{r})$ es el promedio espectral de un rango de frecuencias dado entre f_1 y f_2 . Para el caso discreto, esta ecuación se define como:

$$C(\vec{r}) = \sum_{p=i}^L C(f_p, \vec{r}) \delta(f - f_p), \quad (2.43)$$

donde L es el número de frecuencias discretas.

Esta restricción asegura que solo las componentes de las frecuencias iguales a la frecuencia proyectada estén presentes en el espectro cruzado. Sustituyendo la ecuación 2.43 en la ecuación que define al espectro f-k (ecuación 2.39) obtenemos:

$$P(\vec{k}) = \sum_{p=i}^L \sum_{j=1}^K \sum_{l=1}^K w_j w_l^* (C(f, \vec{r}) \delta(f - f_p)) e^{i\vec{k}(x_j - x_l)}. \quad (2.44)$$

Recordemos finalmente que, del vector número de onda \vec{k} podemos obtener al vector lentitud \vec{s} como $\vec{k} = \omega \vec{s}$ donde omega es la frecuencia angular. Para el método Capon, además de añadir el promedio incoherente de señales, se le agrego una carga a la diagonal principal para poder obtener resultados mas robustos y evitar singularidades en la matriz del espectro cruzado. Esta carga se agrega a la matriz de los espectros cruzados a partir de la siguiente ecuación:

$$C(f, \vec{r}, \alpha)_L = C(f, \vec{r}) + \alpha I, \quad (2.45)$$

donde α es el factor de carga añadido a la matriz del espectro cruzado, I es la matriz identidad y el subíndice L indica que la matriz C está cargada. A partir de la ecuación 2.40 podemos sustituir el espectro cruzado cargado y su promedio espectral en frecuencia (ecuación 2.45 y 2.43 respectivamente) para obtener el espectro de potencia frecuencia-número de onda de alta resolución definido a partir del vector lentitud \vec{s} :

$$P_{IAS}(\vec{s}, \alpha) = \sum_{p=1}^L \left[\sum_{j=1}^K \sum_{l=1}^K Q_{jl}(f, \alpha)_L (\delta(f - f_p)) e^{i\omega_p \vec{s}(x_j - x_l)} \right]^{-1}, \quad (2.46)$$

donde Q_{jl} es la matriz inversa del espectro cruzado cargado para el rango de frecuencias f_p y el parámetro α . δ es la función delta, la cual es igual a 1 cuando $f = f_p$ y 0 cuando $f \neq f_p$.

La figura 2.7 nos muestra a partir de datos sintéticos que la implementación de los algoritmos de promedio incoherente de señales presenta mejores resultados, observando que los métodos convencionales presentan una desviación en el cálculo de la dirección de arribo y la velocidad. Comparando también el método IAS FK e IAS Capon (figura 2.7b y d), se muestra que los resultados otorgados por el método IAS Capon son mejores que los del IAS F-K, ya que coinciden con los valores simulados de una manera notable.

El método del promedio incoherente de señales implementado a los algoritmos del análisis frecuencia-número de onda fue pensado para identificar fuentes de microtemores tanto dirección como velocidad de los arribos. Sin embargo, una hipótesis es que la aplicación, de este algoritmo a los datos de la Red acelerográfica de la ciudad de México, pueda dar mejores resultados ya que como menciona Roullé & Chávez-García (2003) existe poca coherencia entre estaciones.

Existen también métodos de promedio coherente de señales (Westwood 1992). Gal et al. (2014) también implementó un método de promedio coherente de señales, el cual puede darnos buenos resultados ya que nosotros estamos utilizando señales activas. Una comparación de estos métodos se realizará mas adelante.

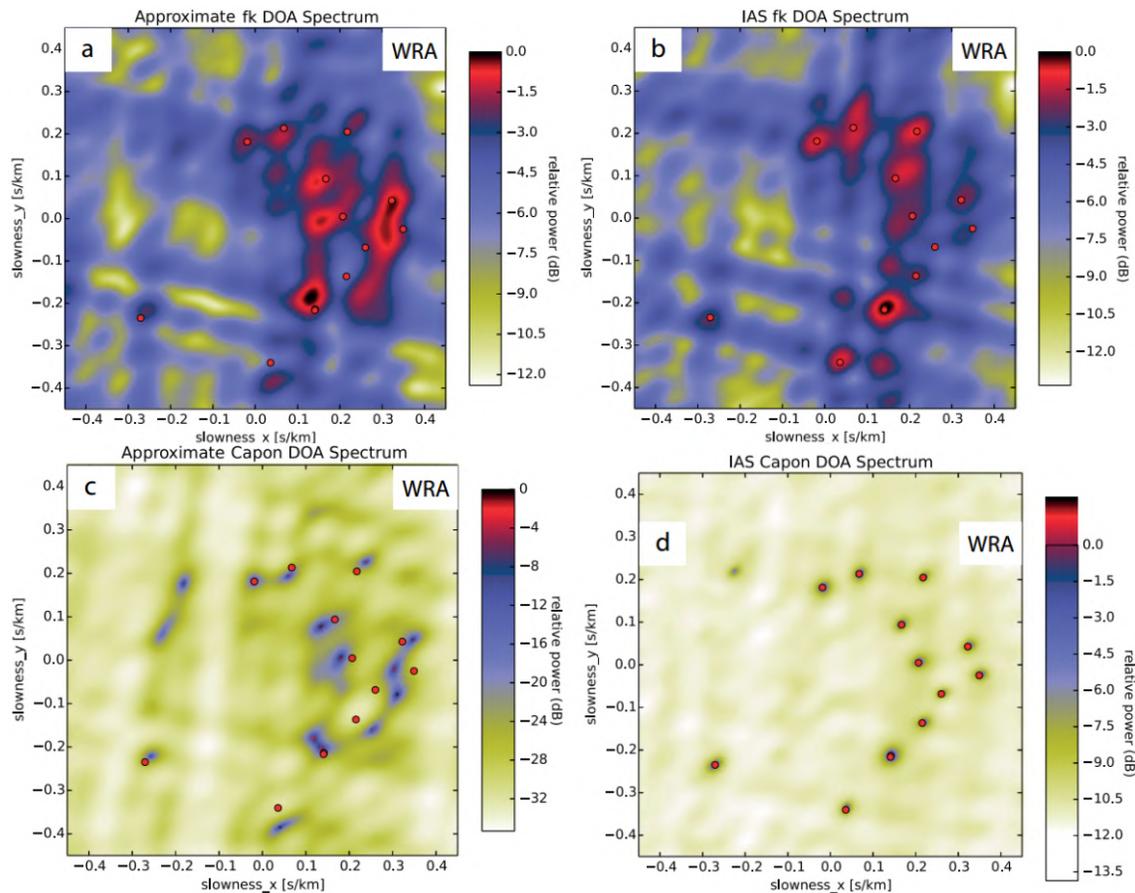


Figura 2.7: Datos sintéticos creados para la comparación de los diferentes métodos mencionados para la estimación del espectro de potencia frecuencia-número de onda. Los datos fueron simulados utilizando la distribución de estaciones de la red sismológica WRA de Australia. a) y b) utilizan el método FK convencional y IAS FK respectivamente. c) y d) utilizan el método Capon convencional e IAS Capon respectivamente. Los puntos rojos representan el valor real de la velocidad de onda. Tomada de (Gal et al. 2014)

2.3. Fundamentos del análisis de polarización

La polarización describe el movimiento tridimensional del movimiento del terreno en el receptor considerando registros en 3 direcciones. (Schimmel et al. 2011). En otras palabras, la polarización se presenta cuando existen ondas el cual su movimiento de las partículas difiere con la dirección de propagación. Por ejemplo, el movimiento de partícula de las ondas S es perpendicular a la dirección de propagación. Siendo mas específicos, las ondas SH están polarizadas en el plano X-Y y las ondas SV en el plano X-Z suponiendo que la dirección de propagación de la onda es en la dirección x.

Las ondas superficiales, tanto las ondas Love como las ondas Rayleigh también presentan polarización. Si suponemos una dirección de propagación en el eje x, como lo muestra la figura 2.8, observamos que las ondas de Love, tienen una polaridad en el eje x-y mientras que las ondas Rayleigh tienen una polaridad en el plano x-z. Estas últimas al tener un movimiento de partícula que describe a una elipse de manera retrograda, su polarización también es definida como elíptica, o bien, ondas polarizadas elípticamente.

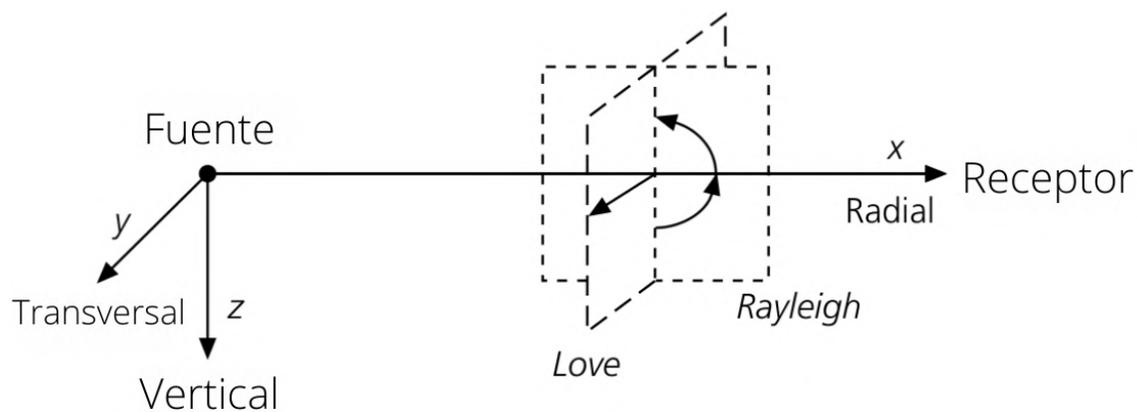


Figura 2.8: Polarización y dirección de propagación de las ondas superficiales a partir de una fuente dada. Destacamos que las ondas superficiales de tipo Rayleigh, su movimiento de partícula es en el plano XZ mientras que las ondas Love principalmente en el eje transversal

En sentido estricto las ondas P no presentan polarización debido a que su movimiento de partícula es igual a su dirección de propagación. Sin embargo, la incidencia con respecto a la superficie de la onda P no es necesariamente vertical, por lo tanto, esta onda tiene polaridad en el plano Radial-Vertical.

Uno de los grandes problemas de la sismología se presenta cuando mas de un tipo de estas ondas arriban a la estación al mismo tiempo. Otro se presenta en la conversión entre las ondas P y S cuando llegan a la superficie libre, la cual lleva a diferencias en la fase en las diferentes componentes del movimiento en la incidencia de la ondas SV y ondas superficiales de tipo Rayleigh (Vidale 1986).

Utilizando la polaridad de las ondas elásticas, Schimmel & Gallart (2004) crearon un filtro de polarización que recupera la señal, y elimina el ruido inmerso en el registro. Este,

de manera general, identifica las ondas polarizadas en el plano vertical-radial (figura 2.9), rotando el plano en todas direcciones para identificar las diferentes direcciones posibles en las que pueden arribar ondas polarizadas en este plano. A partir de este plano, este método es sensible a las ondas polarizadas linealmente (ondas de cuerpo) y a las ondas polarizadas elípticamente (Ondas Rayleigh).

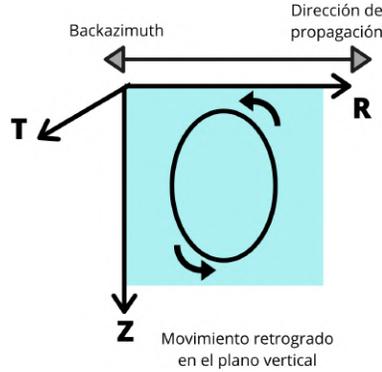


Figura 2.9: Representación gráfica del plano formado por el eje vertical (z) y el eje radial (R). A partir del movimiento retrogrado de la onda polarizada elípticamente, se infiere el backazimuth y la dirección de propagación.

La ventaja de este método es que detecta los arribos polarizados a diferentes frecuencias, esto significa que podemos observar ondas superficiales de largo periodo, así como ondas de cuerpo con una alta frecuencia y nos permite detectar la dirección de propagación de estos arribos a partir del plano que contiene a la onda polarizada. Esto es de gran utilidad ya que a partir de una sola estación triaxial, podemos detectar el arribo de ondas superficiales y ondas de cuerpo (P y SV), su dirección de propagación a partir del backazimuth, la frecuencia y tiempo de llegada.

El grado de polarización se obtiene a partir del análisis del espectro cruzado de ventanas móviles aplicada a los datos, para obtener los valores característicos y los vectores característicos en función del tiempo y frecuencia (Schimmel & Gallart 2004). El espectro cruzado se obtiene en la siguiente ecuación:

$$\hat{S}(t, \omega) = \frac{1}{2\delta + 1} \sum_{r=\omega-\delta}^{\omega+\delta} \vec{Z}(t, r) \vec{Z}(t, r)^T, \quad (2.47)$$

donde \hat{S} es el espectro cruzado, \vec{Z} es la representación en tiempo y frecuencia de las series de tiempo en tres direcciones $\vec{x}(t) = [x_1(t), x_2(t), x_3(t)]$. δ, ω forman el tamaño de la ventana en frecuencia, r y t son índices de frecuencia y tiempo respectivamente.

La descomposición de las señales en tiempo y frecuencia se realiza a partir de la transformada S. En geofísica, trabajar con este tipo de descomposiciones es muy útil ya que la mayor parte del tiempo trabajamos con señales variantes en el tiempo. Además, la ventaja de esta transformada es que mantiene una relación directa y características con el espectro

de Fourier (Stockwell et al. 1996). La transformada S se define de la siguiente manera:

$$St(\tau, f) = \int_{-\infty}^{\infty} u(t)w(\tau - t, f)e^{-i2\pi ft} dt, \quad (2.48)$$

donde f es la frecuencia y t es el tiempo, $w(\tau - t)$ es una ventana de Gauss que depende del tiempo y frecuencia centrada en τ :

$$w(\tau - t) = \frac{|f|}{k\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{f^2(\tau-t)^2}{2k^2}}, k > 0. \quad (2.49)$$

La variable k de la ecuación 2.49 es un factor de escalamiento que controla el número de oscilaciones en la ventana. Además, k permite controlar la resolución entre tiempo y frecuencia (Schimmel & Gallart 2005). Entre mas alto es el valor de la variable, mayor es la resolución en frecuencia, sin embargo, la identificación de los cambios en tiempo se vuelven difusos. Por otra parte, si k es muy pequeño, los cambios en frecuencia son mas robustos y aumenta la resolución en tiempo. No es posible obtener una alta precisión tanto en tiempo como en frecuencia debido a que este tipo de descomposiciones están sujetos al principio de incertidumbre.

Ya que describimos la transformada S, esta se le aplica, de manera discreta, a nuestro vector de los registros tridimensionales, para descomponer la señal en tiempo y frecuencia para posteriormente obtener el espectro cruzado (2.47):

$$\vec{z}(t, r) = \sum_{\tau=t-T/2}^{\tau=t+T/2} w(t - \tau, f)\vec{x}(\tau)e^{-ir\tau}, \quad (2.50)$$

donde $r = 2\pi f$ y T es la longitud de la ventana de Gauss $T = k(1/f)$.

La matriz resultante \hat{S} de la ecuación 2.47 es Hermitiana. Una matriz es Hermitiana cuando $\hat{A} = (\hat{A}^T)^*$ (Horn & Johnson 2012). Esto quiere decir que la matriz es simétrica conjugada. Esto implica que los valores propios son positivos ($\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3 > 0$). Si $\lambda_1 \gg \lambda_2, \lambda_3$ la polarización está bien determinada por el vector característico \vec{v}_1 (Schimmel & Gallart 2004). Por otra parte, si $\lambda_1 \approx \lambda_2$ la señal a una frecuencia dada es descompuesta en mas de una dirección. Se considera de igual manera que el vector \vec{v}_1 da una buena aproximación al grado de polarización.

Para obtener el grado de polarización, primero debemos rotar al vector \vec{v}_1 por una fase Φ tal que: $\vec{v}_1 e^{i\Phi} = \vec{a} + i\vec{b}$ y $\vec{a} \cdot \vec{b} = 0$, los vectores \vec{a} y \vec{b} deben ser ortogonales. Si escogemos que el vector \vec{a} sea mayor que \vec{b} se puede concluir que representan al semi eje mayor y semi eje menor respectivamente de la elipse descrita por el movimiento de la partícula. Para el caso cuando $\lambda_1 \approx \lambda_2$ los vectores \vec{a} y \vec{b} no representan el movimiento real de partícula, aún así pueden representar el grado de polarización.

Con los vectores \vec{a} y \vec{b} que describen el semi eje mayor y menor de una elipse de polarización (figura 2.10), se calcula el vector de planaridad \vec{p} , el cual se obtiene aplicando el producto cruz entre el semi eje mayor y menor. Este vector de planaridad es de suma importancia ya que este es perpendicular al movimiento elíptico observado. Este vector ayuda a identificar

los arribos polarizados ya que este no debe variar. Si el vector \vec{p} varía de manera abrupta, se trata de movimientos elípticos que no corresponden a la observación de ondas superficiales y por lo tanto, el grado de polarización es igual a cero.

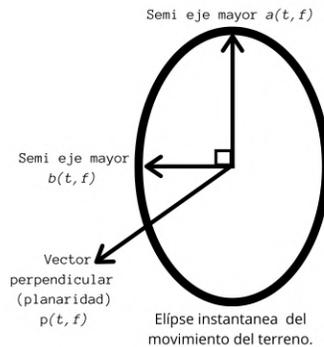


Figura 2.10: Representación gráfica de los vectores \vec{a} , \vec{b} y \vec{p} , los cuales describen una elipse. Tomada de: Schimmel et al. (2011)

El grado de polarización finalmente se calcula de la siguiente manera:

$$c(t, f) = \left(\frac{1}{N(f)} \sum_{\tau=t-T(f)/2}^{t+T(f)/2} \left| \frac{\vec{m}(t, f)}{|\vec{m}(t, f)|} \cdot \frac{\vec{y}(t, f)}{|\vec{y}(t, f)|} \right|^{v_1} \right)^{v_2}, \quad (2.51)$$

donde $c(t, f)$ es el grado de polarización en función del tiempo y la frecuencia. $N(f)$ es el número de muestras en cada ventana de Gauss utilizada en la transformada S . $\vec{m}(t, f)$ es un vector medio (o mediano) que caracteriza la polarización en la ventana de tiempo. Este vector puede aplicarse en diferentes problemas o en estadística (Schimmel & Gallart 2003). El vector \vec{m} se define como:

$$\vec{m}(t, f) = \frac{1}{N(f)} \sum_{\tau=t-T(f)/2}^{t+T(f)/2} \frac{\vec{y}(t, f)}{|\vec{y}(t, f)|}. \quad (2.52)$$

El vector \vec{y} (eq 2.51 y 2.52) se define a partir de la rectilinealidad $l(t, f)$. La rectilinealidad se define como el cociente entre el semi eje menor \vec{b} entre el semi eje mayor \vec{a} . Schimmel & Gallart (2004) la expresa como: $l(t, f) = 1 - \frac{|\vec{b}|}{|\vec{a}|}$. Si $l(t, f)$ es igual a 1, el movimiento es perfectamente lineal. Si $l(t, f) = 0$, \vec{b} y \vec{a} son iguales y el movimiento describe una circunferencia.

$$\vec{y} = \begin{cases} \vec{a}(t, f) & \text{si : } l(t, f) > 0,7, \\ \vec{p}(t, f) & \text{si : } l(t, f) \leq 0,7, \end{cases} \quad (2.53)$$

donde \vec{a} es el semi eje mayor de la elipse descrita por el movimiento del terreno y \vec{p} es el vector de planaridad perpendicular a la elipse de polarización. El grado de polarización resultante es en sí, una representación en tiempo y frecuencia que nos permite observar el arribo de ondas superficiales de tipo Rayleigh y ondas de cuerpo. La figura 2.11 nos muestra esta visualización para arribos de diferentes frecuencias para sismogramas sintéticos.

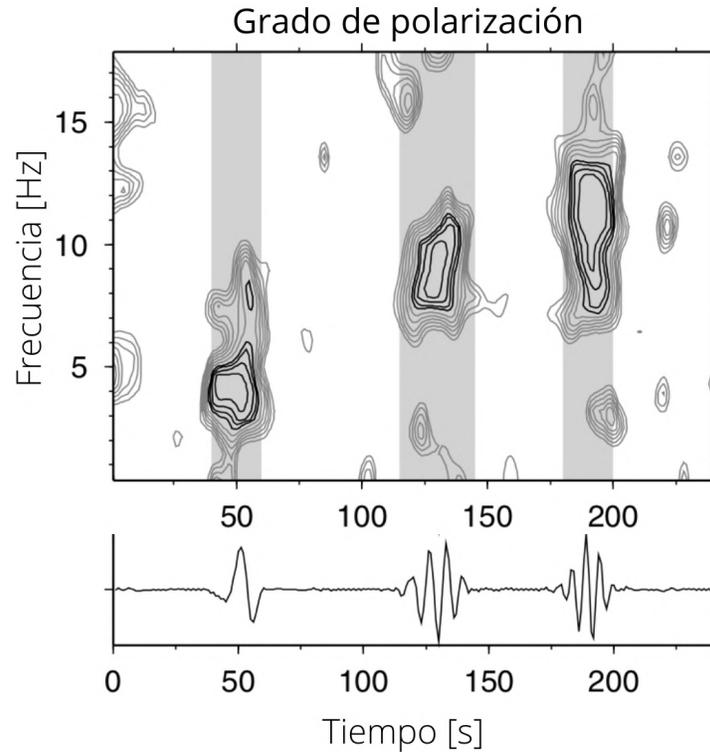


Figura 2.11: Visualización del grado de polarización en tiempo y frecuencia. Arriba: Grado de polarización de 3 diferentes arribos a diferentes frecuencias. Las curvas de nivel son a cada 0.2. Abajo: Componente vertical arribos sintéticos polarizados elípticamente.

2.4. Respuesta sísmica del Valle de México

La complejidad del movimiento telúrico en el Valle de México se debe a la amplificación significativa del movimiento. Además, se presenta una larga duración del movimiento y arribos tardíos que contribuyen a la duración y al campo de ondas incidente a la cuenca de México. El campo de ondas incidente a la cuenca del valle de México ha sido estudiado a lo largo del tiempo.

Debido a la geología regional y local, se ha observado que el campo de ondas se modifica debido al trayecto y a los efectos de sitio. La fuente sísmica es otro factor muy importante. Previo al sismo del 19 de septiembre del 2017 se estudiaban los efectos de sismos con epicentro en la zona de subducción, entre la placa de cocos y la placa norteamericana. Estos sismos principalmente afectan a la zona con depósitos de suelo blando que se encuentran en la ciudad de México.

El 19 de septiembre del 2017 ocurrió un sismo con una distancia epicentral aproximada de 140 km con respecto a la ciudad de México. Este sismo causó daños en las zonas donde el periodo fundamental del suelo es de alrededor de 1 segundo y que no presentan gran amplificación. Es por esto que es importante continuar estudiando el complejo campo incidente a la cuenca del valle de México, así como los posibles factores que lo contribuyen.

2.4.1. Zonificación geotécnica

La cuenca del valle de México se divide en tres zonas a partir de un enfoque geotécnico (Singh & Ordaz 1993). La Zona I corresponde a la zona firme o de lomas, la cual está formada por flujos de lava y tobas volcánicas, rocas de alta resistencia y poco compresibles. La Zona II o de transición, se localiza en las orillas de los antiguos lagos de la cuenca. Está compuesta por depósitos aluviales arenosos y limos de tipo arenoso, así como intercalaciones de capas de arcilla. (Rodríguez-Abreu 2008).

La zona III o de lago se subdividió en 4 subzonas (Zona IIIa, IIIb, IIIc, IIId) y está compuesta por depósitos lacustres muy blandos y altamente compresibles, principalmente arcilla con gran contenido de agua. Las arcillas se intercalan con materiales arenosos, regularmente de origen piroclástico. Por debajo de las capas anteriores, aparece un estrato de materiales arenosos y limoarenosos.

En la zona IIId se encuentran arenas y arcillas más consolidadas que alcanzan más de 100 m de espesor. Los periodos fundamentales de la zona de lago van de los 2 segundos hasta los 5 segundos. El espesor de la capa de arcilla compresible es la determinante del periodo junto con la velocidad de onda S. La figura 2.12 muestra la distribución de las zonas geotécnicas de la ciudad de México.

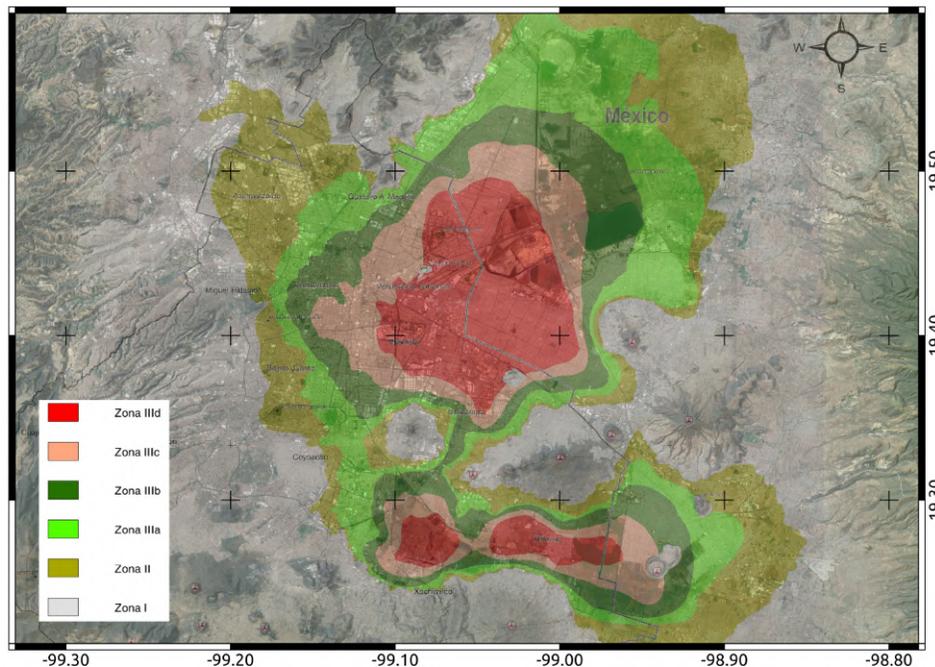


Figura 2.12: Mapa de ubicación de las zonas geotécnicas propuestas para la ciudad de México (Zonas geotécnicas obtenidas de: Secretaría de Gestión Integral de Riesgos y Protección Civil de la Ciudad de México. Mapa de zonificación sísmica.).

2.4.2. Estudios sísmicos previos

A partir del sismo de Michoacán del 19 de septiembre de 1985 comenzaron nuevas investigaciones para intentar explicar por que un sismo a 400 km de distancia epicentral fue causa de uno de los peores desastres que a vivido México. Existe una clara diferencia en los estudios sísmicos previos y posteriores a este sismo tanto en la ciudad de México como en el resto del mundo ya que este sismo creo nuevos enfoques en la investigación.

Estudios previos y posteriores al sismo de 1985 han mostrado que la Ciudad de México es vulnerable a sismos provocados por la subducción existente entre las placas de Cocos y Norteamericana. A raíz del terremoto en 1985 comenzaron nuevas investigaciones para tratar de entender los efectos de sismos sobre la Ciudad de México. Chávez-García et al. (1994) aborda los efectos del sismo de 1985 a partir de 3 grandes subdivisiones de la sismología: Los efectos de fuente, trayecto y sitio.

Movimiento observado dentro de la cuenca del Valle de México

Dentro de la cuenca del valle de México, se han observado tres principales problemas a enfrentar: La amplificación de las ondas sísmicas, arribos tardíos y aumento de la duración del movimiento (Rodríguez-Abreu 2008).

Los sismos de 1985 han permitido destacar dos características importantes de la respuesta sísmica del valle de México. Por un lado, Campillo et al. (1989), observaron en los registros una amplificación importante del movimiento sísmico en una banda alrededor de 3 segundos de periodo, el cual es también el periodo de resonancia de la zona de lago. Por otra parte, Chávez-García et al. (1994) muestran que la amplificación de las ondas se puede explicar a partir de efectos en una dimensión 1D, sin embargo, se resalto la necesidad de modelos mas complejos para explicar la duración de los registros ya que no es posible a partir de modelos 1D.

Para comprender la presencia de arribos tardios, se obtuvieron curvas de dispersión que se utilizaron para obtener un modelo 2D (Chávez-García et al. 1995). El modelo se utilizó para simular incidencia de ondas SV. El resultado mostró que las ondas superficiales generadas por la heterogeneidad lateral de la capa más somera sufren una fuerte atenuación y dispersión. Por lo que las ondas superficiales generadas por las heterogeneidades laterales de la cuenca no causan arribos tardíos y en consecuencia, no pueden explicar el movimiento tan largo observado en la coda.

Por su parte, para intentar explicar la amplificación en la cuenca del valle de México, Furumura & Kennet (1998) analizaron sismogramas sintéticos calculados para modelos 2D y 3D del centro de México incluyendo la faja volcánica transmexicana (FVTM) con lo cual se observó una amplificación de trenes de ondas Love que afectan las capas someras de la cuenca del valle de México. Iida (1999) analizó ondas superficiales, que interpreta como el modo fundamental de ondas de Love, y observa que se presentan en toda la cuenca del Valle de México.

Iida (1999) estudió también la presencia de ondas superficiales dentro y fuera del Valle, ambas sobre la faja volcánica transmexicana y concluye que la larga duración de los registros puede deberse a los efectos que produce la FVTM. Sus resultados también sugieren que dichas ondas no son ocasionadas por las capas someras dentro del Valle de México. Sin embargo, Shapiro et al. (2001) obtienen que las ondas superficiales en la zona de lago están compuesta por modos superiores y no por modos fundamentales.

Una diferencia importante entre modos, cuya propagación esta asociada principalmente a las capas superficiales, es que la energía del modo fundamental se concentra en las capas superficiales de los sedimentos de la zona de lago, mientras que los modos superiores se propagan en capas más profundas, por lo que son menos afectados por la fuerte atenuación causada en las arcillas (Shapiro et al. 2001). Así mismo, los autores consideran que las ondas no son ondas Love, sino de Rayleigh. Apoyan esto en cocientes entre las componentes radial y vertical, y la comparación de estos cocientes con los esperados a partir de un modelo propuesto por ellos.

Shapiro et al. (2001) también concluyen que el modo fundamental de ondas Rayleigh se encuentra atrapado en los primeros 50 m de profundidad en el valle. Este modo sería generado por los bordes de la zona de lago y estaría controlado por la geometría de la capa superficial de arcilla.

Chavez-Garcia & Salazar (2002) estudiaron las ondas de largo periodo de 7 a 10 segundos y sugieren que el movimiento observado en las componentes horizontales consiste principalmente del modo fundamental de ondas Rayleigh. Asimismo, estos resultados sugieren que la duración anómala del movimiento fuerte es el resultado de la interacción de la capa de arcilla de la zona de lago con ondas guiadas a profundidad. La diferencia en los tiempos de arribo de estas ondas superficiales genera la resonancia 1D en la capa de arcilla, lo que da por resultado las amplitudes observadas y la duración anómala en los registros.

El análisis de datos registrados por un arreglo de estaciones, llevado a cabo por Cárdenas-Soto & Chávez-Garcia (2003), confirman que las ondas superficiales son difractadas en el límite de la FVTM y su energía redistribuida en trenes de ondas. La respuesta de estos es amplificada por el contraste de velocidades entre las capas volcano-sedimentarias del Oligoceno-Mioceno y el basamento de calizas del Cretácico en el Valle de México. La energía observada para los trenes de ondas es en la banda de periodo entre los 2 y 4 s y se propagan dentro de la estructura (FVTM) para posteriormente ser amplificados en la zona de lago del Valle de México.

En el caso donde el campo de ondas incidente en el Valle de México está constituido principalmente por ondas superficiales. El movimiento generado en el periodo de sitio será resultado de la interacción de la resonancia 1D en las capas superficiales y la propagación lateral de las ondas. Para periodos mayores que el periodo de sitio, las ondas superficiales dominan el movimiento. Asimismo señalan que en la coda de la señal la presencia de modos fundamentales y superiores de ondas Rayleigh, pero provenientes de una dirección diferente al epicentro, así como trenes de ondas monocromáticos, los cuales no son observados a profundidad (Cárdenas-Soto & Chávez-Garcia 2003).

Cardenas-Soto et al. (2005) estudiaron el campo de ondas incidente a través de un análisis f-k utilizando datos de 74 estaciones en el Valle de México para un sismo con azimut

177°. El método f-k arroja como resultado para periodos mayores a 7 segundos las ondas provienen del epicentro. En el rango de periodos entre 5 y 7 segundos la dirección de las ondas proviene del epicentro pero aparecen arribos no provenientes del epicentro. Finalmente para los arreglos situados donde el periodo de sitio es menor a 3 s se observan direcciones azimutales coherentes.

Para realizar un estudio mas detallado del movimiento observado dentro del Valle de México, Cardenas-Soto & Chavez-Garcia (2007) y Roullé (2004) realizan otro estudio FK utilizando un arreglo de estaciones en la Colonia Roma. Al analizar las trazas filtradas encontraron que para periodos alrededor del periodo de sitio, los arribos tardíos que no tuvieron correlación entre estaciones son los responsables de la larga duración del registro y de las grandes amplitudes.

A partir de este estudio, se corroboró que los periodos más largos se componen de ondas superficiales guiadas a través de la corteza a partir del epicentro. Dichas ondas corresponden al modo fundamental y superior de ondas Rayleigh, en la cual, sobre todo en la parte del registro donde se observa el movimiento fuerte. La coda de la señal se compone de los mismos modos de propagación pero propagándose en otras direcciones. Se concluye que la duración del registro es independiente de la localización del epicentro.

Efectos de trayecto

Chávez-García et al. (1995), realizaron dos estudios a dos diferentes escalas. En el primero se analizan los registros de movimientos fuertes en la Ciudad de México para el sismo de Michoacán de 1985. En el segundo, se analizó un experimento de refracción para la capa de arcilla en la zona de lago. En el primero se comprobó a partir del análisis de las ondas Rayleigh y Love, que el modelo de Campillo et al. (1989) describe de manera muy adecuada la dispersión de las ondas entre la costa del Pacífico y el Valle de México, y que dicho modelo permite estimar las velocidades de grupo para el modo fundamental de las ondas de Rayleigh.

Con la identificación del modo fundamental y de los primeros modos de ondas Rayleigh, Chávez-García et al. (1995) asignan tiempo a los registros del sismo de Michoacán. Concluyen que en el rango de 3 a 10 s de periodo, la energía proviene desde la costa del Pacífico hasta la Ciudad de México, principalmente en forma de ondas de Love y Rayleigh guiadas por la estructura con profundidad entre 1 y 4 km.

Las heterogeneidades laterales interactúan con las ondas incidentes y ondas superficiales adicionales son generadas, las cuales tienen una frecuencia cercana a la frecuencia de resonancia de las capas superficiales en la zona de lago. Como resultado se presenta la interacción entre las ondas guiadas y la resonancia en 1D de las capas superficiales más blandas.

Debido a ello, el movimiento interno dura, según Chávez-García et al. (1995), hasta que las ondas guiadas pasan por debajo de la Ciudad. Campillo et al. (1989) explican que los resultados de los efectos de fuente, la radiación anómala de ondas alrededor de 3 s, junto con una eficiente propagación de ondas Lg influyen en el movimiento destructivo en la Ciudad

de México durante el terremoto de 1985.

Singh y Ordaz (1993), proponen que las modulaciones observadas en la coda de los registros para este terremoto se deben al efecto de multitrayecto entre la fuente y el sitio de registro y/o debido también al mismo efecto dentro del Valle de México.

Singh y Ordaz (1993) concluyen también que la forma, amplitud y arribos de las modulaciones en cada una de las estaciones dependen del azimut del evento. Finalmente, mencionan que las características de la coda también dependen de la distancia y profundidad de la fuente. Shapiro et al. (1997) realizaron un estudio en la cuenca que confirma la amplificación de ondas alrededor de los 3 s para eventos provenientes de Guerrero en sitios localizados sobre el FVTM.

Estos autores encontraron que aún para periodos entre 8 y 10 s, los registros muestran esta amplificación. Asimismo, delimitan la zona en que se presenta este fenómeno. El límite hacia el sur corresponde tanto geográfica como geológicamente a los límites del FVTM. Los registros también demuestran que los fenómenos de amplificación y duración son mayores en el sur que aquellos observados en el norte de esta estructura.

Al analizar las velocidades de grupo de ondas Rayleigh, observan que los valores de la velocidad son más bajos en el sur del FVTM que aquellos calculados en el norte, tanto en periodos cortos como largos. El fenómeno anterior se debe a una capa somera de baja velocidad presente en la parte sur de esta región.

En 1998, Furumura y Kennett modelaron en 2D y 3D los sismos de Michoacán y Copala, 1985 y 1995. Sus resultados muestran que el origen de la duración anómala y del movimiento fuerte, provienen de trenes de ondas Lg y Sn. Los trenes de ondas S, son producidos eficientemente por sismos someros en la zona de subducción, los cuales son fuertemente amplificados durante su propagación dentro de la guía de ondas creada a partir de la subducción entre la placa de Cocos y la Norteamericana.

La duración y amplitud de la coda son amplificados por el FVTM. Por su parte Furumura y Singh (2002), comentan que las ondas sísmicas que vienen de eventos de la zona de subducción, son afectadas por heterogeneidades 3D de la corteza y de la estructura del manto superior cercanos a la fuente. Dichas variaciones afectan la forma en que las ondas se propagan de la fuente a distancias regionales.

Furumura y Singh (2002) concluyen, que los daños causados por sismos intraplaca se deben a que en la propagación de ondas dominan las Rayleigh. Lo anterior debido a que la corteza actúa como una guía de ondas, sobre todo para ondas S en la banda de frecuencia entre 0.2-4 Hz. Se observó que existen ciertas diferencias en el movimiento para el Valle de México dependiendo del tipo de evento, su localización y tipo de fuente.

Cárdenas-Soto y Chávez-García (2003) muestran que la amplificación regional del movimiento del suelo en el Valle de México está relacionada con la estructura heterogénea de la corteza entre el pacífico y la Ciudad de México. Dicha heterogeneidad coincide con el Eje Volcánico Transmexicano, el cual es oblicuo a la zona de subducción y a la costa.

Los resultados de Cárdenas-Soto y Chávez-García (2003) muestran que para periodos mayores a 5 s la estructura 3D de la corteza entre la costa del Pacífico y la parte central de México, actúa como una guía muy eficiente en la propagación de ondas. Sobre todo a distancias mayores a 200 km, pero sólo para trayectorias orientadas norte-sur o este-oeste. Por otro lado, para la banda de periodos de 2 a 6 s, los efectos de trayecto tienen como resultado una amplificación e incremento en la duración del movimiento en la parte central del FVTM, independientemente del trayecto fuente-estación.

Finalmente, Cárdenas-Soto et al. (2005), observan que la modulación de formas de onda se debe a un mecanismo de interacción entre la resonancia 1D del Valle de México y la propagación del campo de ondas. Estos autores realizaron un análisis f-k, con el cual observaron que a periodos mayores a 7 s, el campo de ondas se propaga de la dirección epicentral. Para el rango de entre 5 y 7 s, la energía proveniente de la dirección epicentral, pero también contiene energía proveniente de otras direcciones, lo cual vuelve a encontrar para otro arreglo, esta vez más pequeño en la Colonia Roma (Cárdenas-Soto y Chávez-García, 2007).

Capítulo 3

Análisis F - K

El análisis frecuencia-número de onda ha sido aplicado en la cuenca del Valle de México para la extracción de la velocidad de ondas superficiales (Roullé & Chávez-García (2003), Rodríguez-Abreu (2008), Cardenas-Soto et al. (2005), Cardenas-Soto & Chavez-García (2007)) y construir curvas de dispersión. Los resultados han mostrado que la poca coherencia en los registros acelerográficos de la RACM ha sido un problema al aplicar este tipo de metodologías.

La separación entre estaciones es de igual manera un impedimento en la aplicación de estas metodologías ya que existe un aliasing espacial que nos impide recuperar ondas de periodo corto. Sin embargo, se ha mostrado que se puede obtener la velocidad de ondas superficiales de largo periodo que se presentan en todas las estaciones Roullé (2004).

Estas ondas viajan por la estructura gruesa de la corteza, de modo que no distinguen las capas superficiales de la cuenca del valle de México, impidiendo recuperar las velocidades de las capas superficiales. Finalmente, el efecto de resonancia de las capas de suelo arcilloso, no permiten la observación de arribos con una frecuencia similar a la frecuencia fundamental de sitio debido a un proceso constructivo Cardenas-Soto & Chavez-García (2007).

El método Frecuencia-número de onda de alta resolución (también llamado método Capón) fue propuesto por primera vez por Capon (1969). Este método obtenía la velocidad y dirección de ondas con mejor resolución que el método F-K tradicional. Este obtenía el espectro F-K dependiente de la frecuencia y número de onda. Gal et al. (2014) probó que el método Capón generaba un desfase en la velocidad y dirección de las ondas al obtener el espectro completo en frecuencia.

Por ello, implementó un promedio incoherente de señales (IAS por sus siglas en inglés) que realiza un promedio en frecuencia de las señales y así obtener el espectro de lentitud únicamente en términos del número de onda. Gracias a esto, podemos obtener la dirección y velocidad de propagación para rangos de frecuencia definidos. Con esa implementación al método Capón, se busca resolver el problema de la poca coherencia entre estaciones observada por Roullé & Chávez-García (2003).

Además de la implementación IAS al método Capón, se presenta otra implementación creada por Martin Gal al método Capón, la cual realiza un apilamiento coherente de frecuencias. Esta metodología busca resaltar los arribos observados en las estaciones y disminuir el ruido periódico presente a lo largo de los registros. Esta metodología es útil cuando se tienen series de tiempo cortas, frecuencias bajas, mitigar problemas de estabilidad, entre otras.

En este estudio, debido a los efectos del sismo del 19 de septiembre del 2017 en las zonas geotécnicas de lomas, transición y lago IIIA ya que en estas, se produjo el mayor número de daños a estructuras.

A partir de los sismos escogidos (tabla 3.1), se propone observar la diferencia en las velocidades y dirección de propagación, así como identificar los diferentes arribos a diferentes frecuencias para caracterizar el campo de ondas incidente según su dirección de incidencia.

Tabla 3.1: Parámetros de los eventos propuestos. La distancia y dirección epicentral se obtuvieron del promedio de todas las estaciones utilizadas (México. Universidad Nacional Autónoma de México 2021)

Sismo	Magnitud (Mw)	Distancia (km)	Azimut Inverso (°)
18/abril/2014	7	324.9	220
08/Septiembre/2017	8.1	735.2	132
19/Septiembre/2017	7.1	117.8	157

Debido a que los registros provienen de diferentes instituciones (tabla 3.2), los registros no cuentan con tiempo absoluto. Para poder trabajarlos, es necesario realizar una corrección por tiempo. En la cual, los registros se ajustan a un tiempo en común entre ellos. Es por esto, que previo a aplicar las diferentes metodologías es necesario realizar correcciones a los acelerogramas.

Tabla 3.2: Estaciones utilizadas para este estudio, la columna disponible indica si la estación se encuentra disponible para el evento, por ejemplo: 3 significa que la estación estuvo disponible para todos los eventos.

Estación	Institución	Latitud	Longitud	Disponible	Zona Geotécnica
AO24	CIRES	19.358	-99.1539	3	II
AU46	CIRES	19.3832	-99.1681	3	II
CH84	CIRES	19.33	-99.1254	3	IIIa
CHAS	CENAPRED	19.4157	-99.2048	2	I
CNBA	CENAPRED	19.3147	-99.1753	3	I
CO47	CIRES	19.3714	-99.1703	3	II
CS78	CIRES	19.3656	-99.2262	2	I
CUP5	INSTITUTO	19.33024	-99.181076	3	I
CYK2	CENAPRED	19.3477	-99.1687	3	II
DR16	CIRES	19.5005	-99.1829	3	II
DX37	CIRES	19.3322	-99.1439	3	II
EO30	CIRES	19.3885	-99.1772	3	II
ES57	CIRES	19.4017	-99.1775	3	II
FJ74	CIRES	19.299	-99.21	1	I
GR27	CIRES	19.4747	-99.1797	3	II
IB22	CIRES	19.345	-99.1297	3	IIIa
JC54	CIRES	19.313	-99.1272	3	IIIa
LV17	CIRES	19.4931	-99.1275	3	IIIa
ME52	CIRES	19.4383	-99.182	3	II
MI15	CIRES	19.2834	-99.1253	3	IIIa
MT50	CIRES	19.4253	-99.19	3	I
SI53	CIRES	19.3753	-99.1483	3	IIIa
TACY	INSTITUTO	19.404505	-99.195246	2	I
TP13	CIRES	19.2922	-99.1708	3	I
UC44	CIRES	19.4337	-99.1654	3	IIIa
UI21	CIRES	19.37	-99.2642	3	I
CT64	CIRES	19.4876	-99.1137	2	I
ESTS	CENAPRED	19.493	-99.111	1	I

3.1. Pre-procesamiento de acelerogramas

El procedimiento para llevar a cabo la corrección por tiempo absoluto se observa en el diagrama de flujo de la figura 3.1. Este comienza en la agrupación de todas las estaciones disponibles para un sismo determinado. Después, se realiza de manera automática la conversión de formato ASA2.0, el cual es el formato establecido para datos acelerográficos, a formato SAC. Esto nos ayuda a tener un mejor manejo de los datos en programas como *seismic analysis code* (SAC) (Goldstein et al. 2003) y *obspy*, una librería de sismología desarrollada en python (Beyreuther et al. 2010).

La revisión de parámetros se realiza para asegurar que todas las estaciones tienen el mismo intervalo de muestreo y de ser necesario, decimar los registros con un intervalo de muestreo mayor al mínimo intervalo de muestreo. Además, se realiza la corrección por tendencia y línea base en los registros durante este proceso. Previo a la alineación se obtuvo una velocidad teórica de 3.2 km/s a partir de la curva de dispersión de ondas Rayleigh con un periodo de 10 segundos utilizando el modelo de Campillo et al. (1989).

Para alinear los acelerogramas, se filtraron los registros con un filtro pasa-bandas de 8 a 12 segundos de periodo para obtener una frecuencia central de 10 segundos. El pulso resultante de este filtro, se asume que es una onda superficial de tipo Rayleigh con una velocidad promedio de 3.20 km/s.

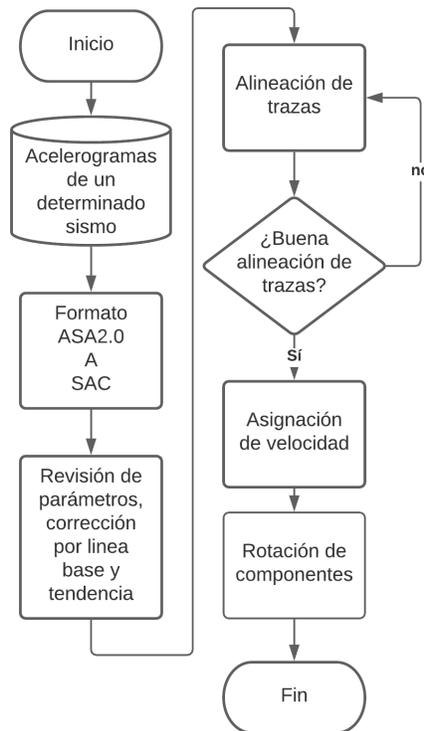


Figura 3.1: Diagrama de flujo del procedimiento realizado para llevar a cabo la corrección por tiempo absoluto.

Después de filtrar los registros, se procede a realizar una correlación entre las trazas. Con esto, podemos alinear los pulsos para que este pulso arribe en el mismo tiempo en todas las estaciones. La figura 3.2 muestra los registros verticales del sismo del 19 de septiembre del 2017 filtrados entre 12 y 8 segundos con las trazas alineadas.

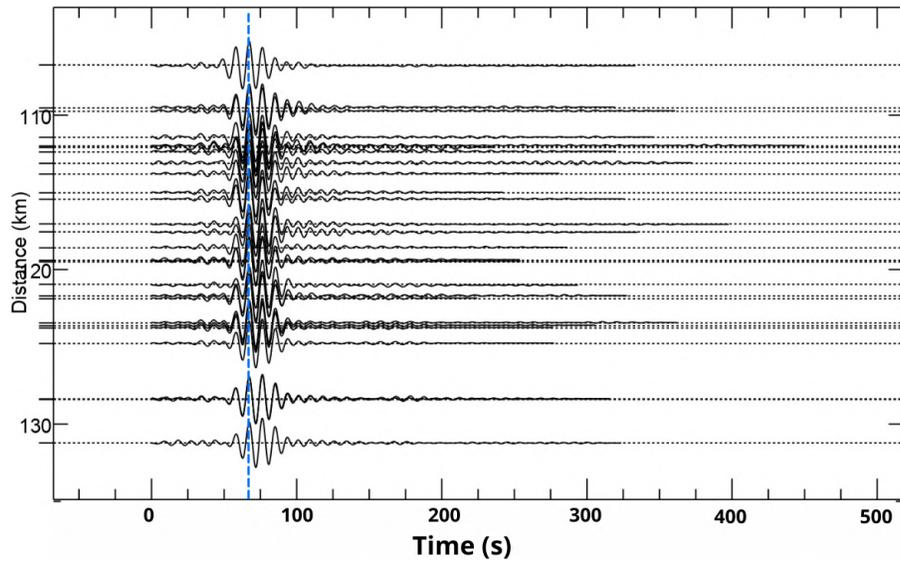


Figura 3.2: Componente vertical de las estaciones alineadas utilizando el pulso observado de 10 segundos.

Con las trazas alineadas, la velocidad promedio del pulso de 10 segundos y la distancia entre la estación y el epicentro, es posible calcular en que tiempo debe arribar dicho pulso. Con esto, obtenemos el tiempo absoluto en común para todas las estaciones disponibles. La figura 3.3 muestra la velocidad del pulso de 10 segundos, el cual corresponde a 3.2 km/s. Con las trazas corregidas ahora es posible rotar las componentes horizontales en las componentes radial y transversal y aplicar las diferentes metodologías propuestas para este estudio.

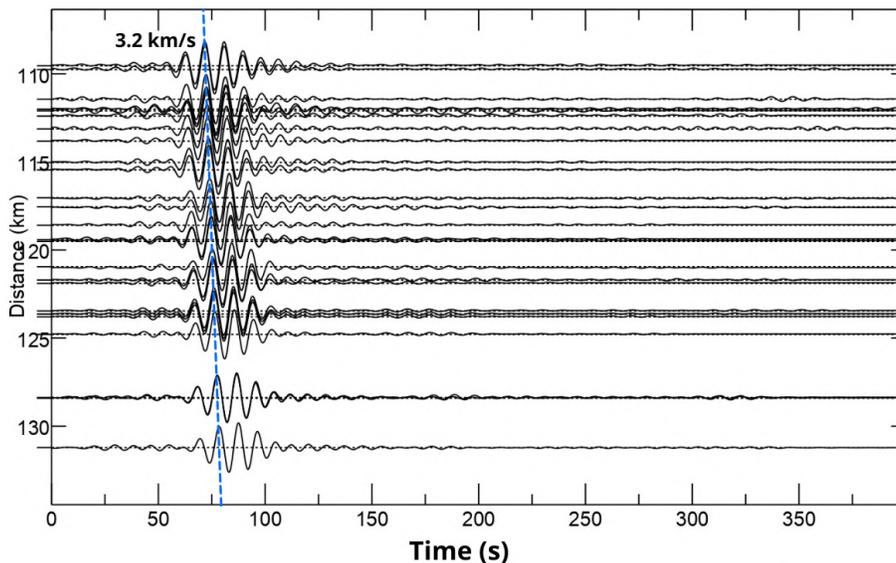


Figura 3.3: Componente vertical de las estaciones asignadas el arribo del pulso observado de 10 segundos. Se observa una correcta asignación del tiempo absoluto debido a que la velocidad resultante es de 3.2 (km/s).

3.2. Metodología

Para cada sismo elegido se obtuvo el espectro F-K utilizando el método IAS Capón propuesto por Gal et al. (2014) para todas las estaciones disponibles en la zona de lomas, transición y lago IIIa. Adicionalmente, para el sismo del 19 de septiembre del 2017 se obtuvo el espectro F-K con todas las estaciones disponibles de la red acelerográfica de la Ciudad de México (RACM). Esto con la finalidad de observar las diferencias en los arribos y determinar la resolución del método. Cada estación fue rotada a sus componentes radial y transversal para obtener el espectro de lentitud de cada componente y poder identificar y clasificar los arribos.

La ventana utilizada para calcular el espectro de lentitud fue de 100 segundos, la lentitud mínima y máxima observada es de $\pm 90[s/grado^o]$, de modo que la velocidad mínima recuperada es de $1.23 [km/s]$. La frecuencia que se utiliza para obtener la dirección de arribo se calcula a partir de la siguiente relación:

$$f_c [Hz] = \frac{cap}{(nsamp * \Delta t [s])} \quad (3.1)$$

donde f_c es la frecuencia central en Hertz que calcula el espectro de lentitud, cap es esencialmente la frecuencia en la cual se lleva a cabo la proyección de la malla de lentitud, esta está dada por un número entero y por ello no está en Hertz. $nsamp$ es el número de muestras que hay en la ventana de tiempo definida y Δt es el intervalo de muestreo.

Para obtener representaciones en un rango de frecuencia del espectro de lentitud, se agrega un incremento en la frecuencia Δf , si lo añadimos, la dirección de arribo se calcula con la frecuencia $\pm \Delta f$. El ancho de banda se calculó para que sea aproximadamente $1/4$ de la frecuencia central. El espaciado en la malla del espectro de lentitud es de $1 [s/grado]$. Entre mas pequeño es este espaciado ganamos resolución en el espectro de lentitud, sin embargo el tiempo de computo aumenta exponencialmente.

El método IAS Capón contiene una peso en la diagonal de la matriz del espectro cruzado (matriz de covarianza espectral). Esto para evitar que la matriz sea singular y obtener resultados mas robustos. En este caso, se le asignó un peso de 1000 a la diagonal para disminuir el efecto de la separación entre estaciones y el error existente por la alineación de trazas.

Las estaciones mas cercanas entre si se agruparon en 5 grupos de estaciones. Cada grupo de estaciones se denominó como arreglo y estos van desde 1 hasta el 5. Los arreglos fueron propuestos tanto para este análisis como para el de polarización. La figura 3.4 muestra la distribución y estaciones disponibles para cada arreglo propuesto. Como muestra la tabla 3.2, no todas las estaciones están disponibles para los sismos propuestos, sin embargo, los arreglos se mantienen.

El espectro de lentitud fue calculado utilizando todas las estaciones propuestas para este estudio y para cada arreglo de estaciones. Finalmente se construyeron curvas de dispersión utilizando los resultados de cada rango de frecuencia calculado. Las curvas fueron graficadas para cada componente con respecto de la frecuencia, velocidad y azimuth inverso.

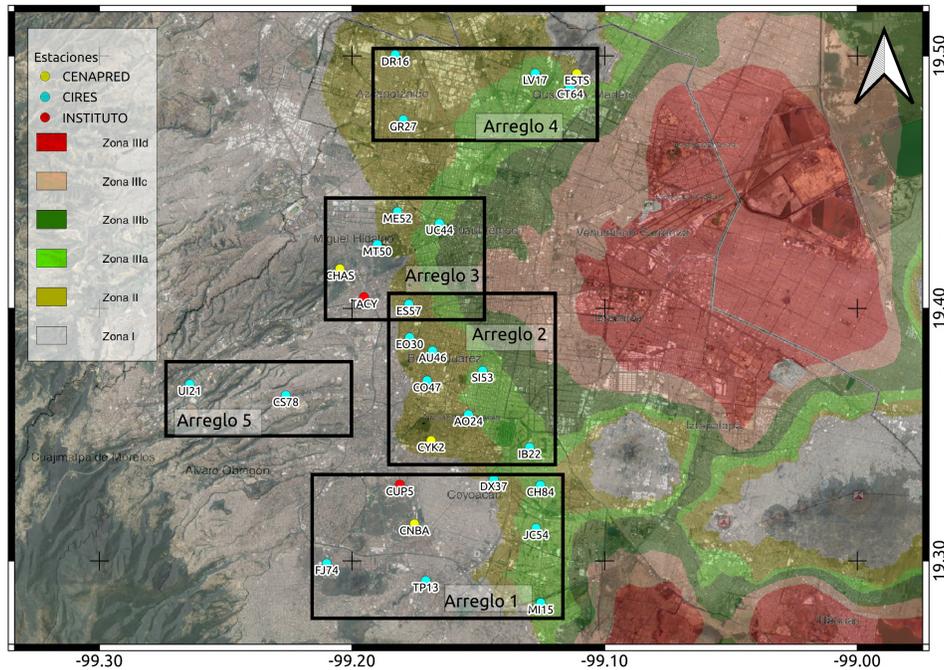


Figura 3.4: Arreglos de estaciones para el análisis F-K. Las estaciones disponibles varían según el sismo. Véase la tabla 3.2

3.2.1. Respuesta al pulso unitario

El análisis frecuencia-número de onda, es un método que permite conocer las velocidades y direcciones de propagación de las ondas sísmicas. Los arreglos funcionan como un filtro espacial en el dominio del número de onda, por lo que los resultados obtenidos por este método dependen significativamente de la geometría del arreglo (Rodríguez-Abreu 2008). Los parámetros que ayudan a definir la respuesta del arreglo son su apertura, el número de sensores y la distancia mínima entre los instrumentos. Con estos se puede determinar el poder de la resolución y el número de onda máximo posible que se puede resolver.

La figura 3.5 muestra cuatro respuestas del arreglo a un pulso unitario, utilizando todas las estaciones de los arreglos propuestos, utilizando el arreglo 1, los arreglos 2 y 5 y utilizando los arreglos 3 y 4. Se decidió juntar los arreglos debido a que los arreglos 4 y 5 tienen disponibilidad de estaciones variable por evento, al unir los arreglos mantenemos un mayor número de estaciones aunque modificamos la geometría.

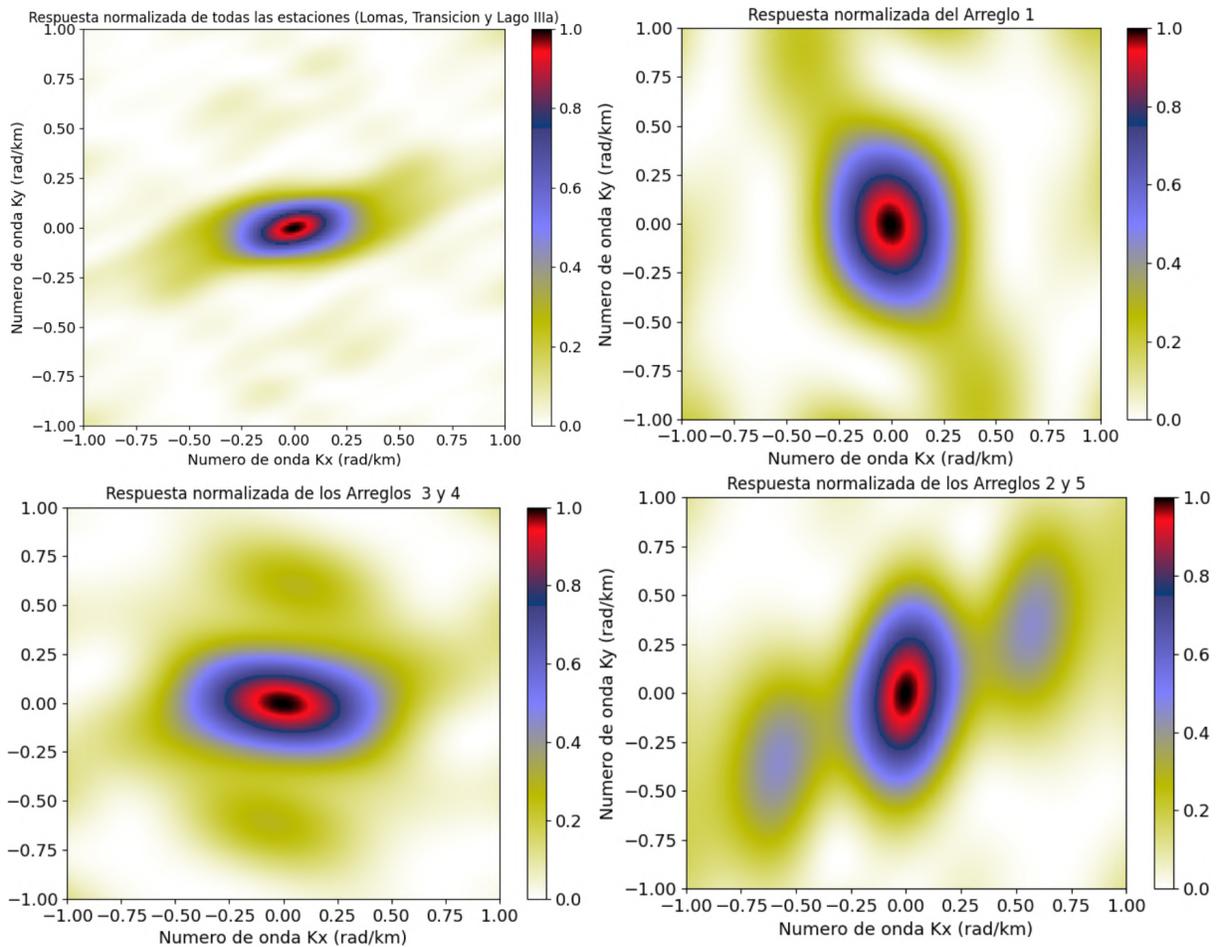


Figura 3.5: Respuesta espectral al pulso unitario para los arreglos de estaciones propuestos para este análisis. La escala de colores representa la amplitud normalizada.

Como se observa, las cuatro respuestas tienen un pico principal de forma elíptica. Esto implica que la dirección influye en la resolución del método. La respuesta de todas las estaciones propuestas muestra una elipse con su eje menor en una dirección Norte-Sur, por lo que se estima una mejor resolución para ondas con dicha dirección. Los valores confiables utilizando este arreglo de estaciones oscila entre 1.09 y 6 km/s. Los valores de los números de onda horizontales (k_x y k_y) no tienen grandes variaciones con respecto a los diferentes arreglos propuestos. Por ello, el rango de velocidades confiables que podemos obtener tiene un límite de 1 km/s.

Utilizando únicamente las estaciones del arreglo 3, ya que su geometría es casi circular, podemos observar una respuesta simétrica (figura 3.6). Su rango de velocidades confiables es de 0.5 a 4.88 km/s. Con este arreglo, podemos observar velocidades menores a 1 km/s.

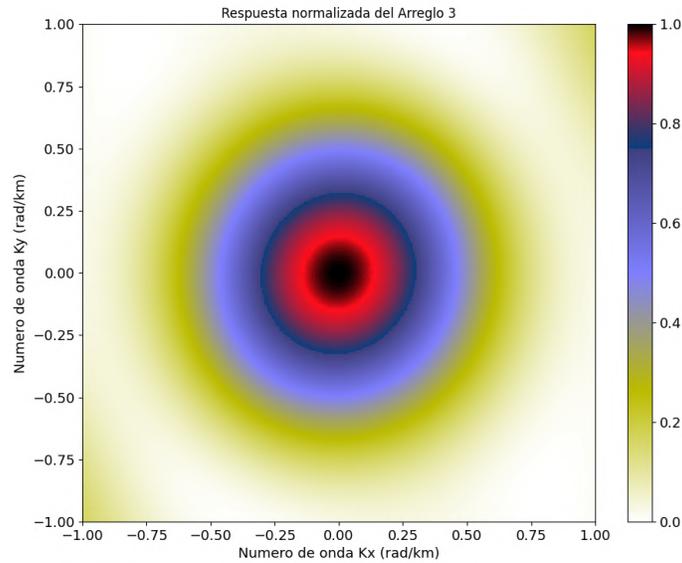


Figura 3.6: Respuesta espectral al pulso unitario para el arreglo 3 propuesto para este análisis. La escala de colores representa la amplitud normalizada.

3.3. Resultados

3.3.1. Sismo del 19 de septiembre del 2017

En una primera etapa se obtuvo el espectro de lentitud utilizando todas las estaciones disponibles para este sismo, esto con la finalidad de tener una mejor resolución del espectro y observar el campo de ondas de manera general. La figura 3.7 muestra los espectros de lentitud para 6 frecuencias centrales de la componente vertical.

Los cuatro primeros espectros (0.085 a 0.325 Hz.) nos muestran un solo arribo con una dirección promedio de 158° , lo cual corresponde a la dirección epicentral. La velocidad disminuye conforme aumentamos la frecuencia. Esto nos puede indicar que la mayor energía que arriba se trate de ondas dispersivas (ondas superficiales). La velocidad varía desde 3.3 km/s hasta 2.16 km/s.

El espectro de lentitud calculado con una frecuencia central de 0.405 (figura 3.7) muestra múltiples arribos que van desde 100° hasta -120° . Se observa un arribo con la dirección epicentral (158°) con una velocidad de 1.78 km/s. Finalmente, para 0.505 Hz, se observa un arribo con la dirección epicentral con una velocidad mayor a 3.2 km/s. Además, se observa un arribo no proveniente del epicentro que tiene una dirección de -150° .

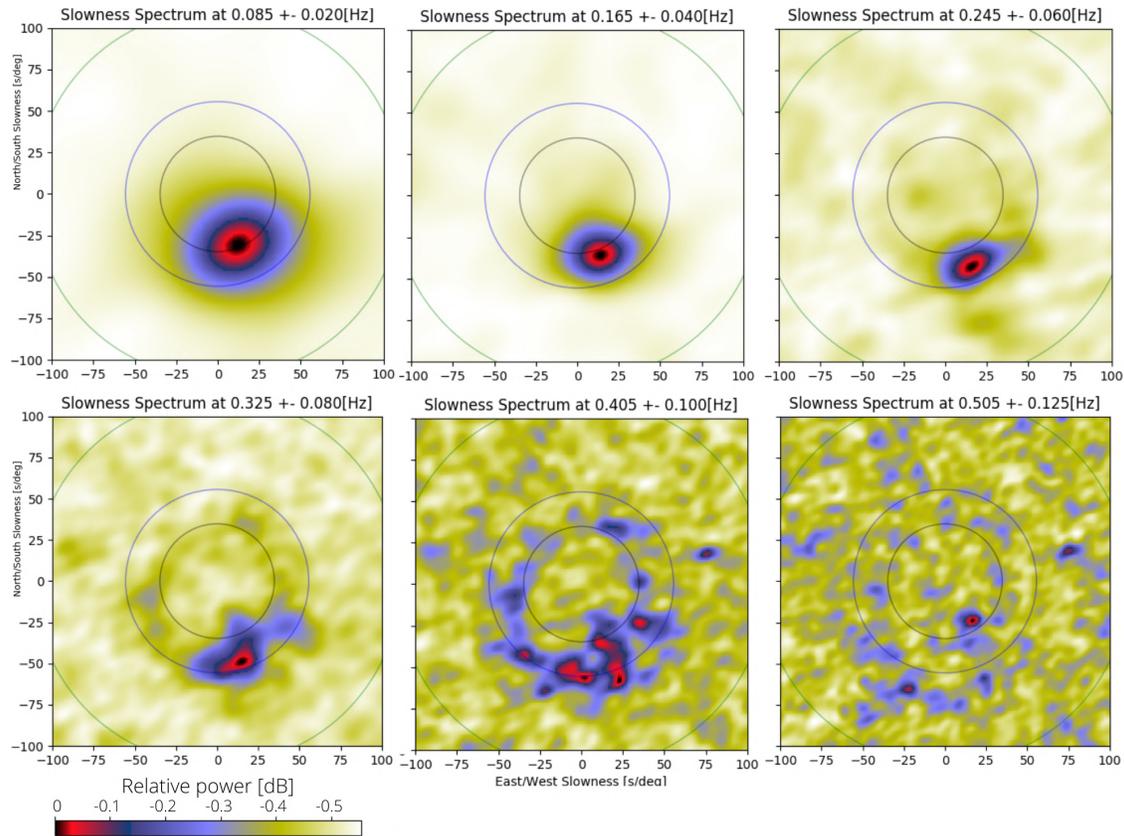


Figura 3.7: Espectros de lentitud calculados para el sismo del 19 de septiembre del 2017 utilizando la componente vertical de todas las estaciones disponibles de la RACM. La frecuencia central y el ancho de banda se observa sobre los espectros. La circunferencia verde representa una velocidad de 1 km/s, la azul 2 km/s y la negra 3.2 km/s.

Para la componente Radial, los espectros de lentitud (figura 3.8) presentan una similitud con respecto a los espectros de la componente vertical. Los primeros cuatro espectros (0.085 hasta 0.305 Hz.) presentan la dirección epicentral y una velocidad variante desde los 3.2 km/s hasta 2.4 km/s. Posteriormente, para el espectro con una frecuencia central de 0.405 Hz. se observan tres arribos, uno de ellos tiene una velocidad de 2.2 km/s con una dirección de 160° . El arribo con mayor energía tiene una dirección epicentral de -90° con una velocidad de 2.5 km/s.

De igual manera, para el espectro a 0.505 Hz, se presentan dos arribos muy similares a los de la componente vertical, uno con la dirección epicentral y una velocidad de 3.0 km/s y el no proveniente del epicentro presenta una velocidad de 1.7 km/s con una dirección de -150° .

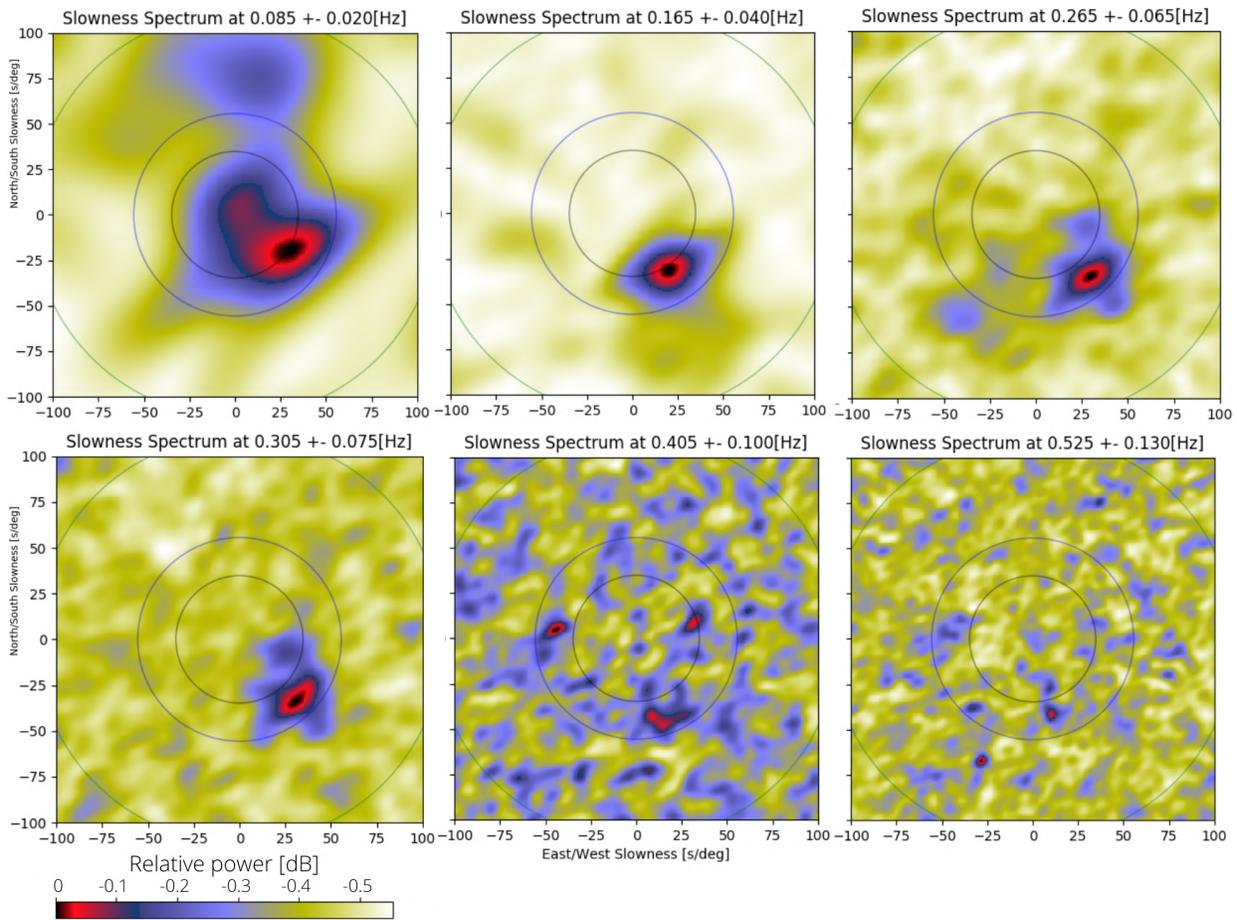


Figura 3.8: Espectros de lentitud calculados para el sismo del 19 de septiembre del 2017 utilizando la componente Radial de todas las estaciones disponibles de la RACM. La frecuencia central y el ancho de banda se observa sobre los espectros. La circunferencia verde representa una velocidad de 1 km/s, la azul 2 km/s y la negra 3.2 km/s.

Los espectros de lentitud calculados con la componente transversal, aparentemente presentaron mayor “estabilidad” en los resultados. Por estabilidad se indica que la variación en la velocidad y azimuth inverso no es significativa.

La figura 3.9 muestra los resultados del cálculo del espectro de lentitud para la componente transversal. Como observamos, la velocidad de los arribos está dentro de los 3.2 km/s y 2 km/s. Además, se observa claramente que todos los arribos provienen del epicentro a excepción del último espectro (frecuencia central de 0.525 Hz.) que se observa rotado a -175° .

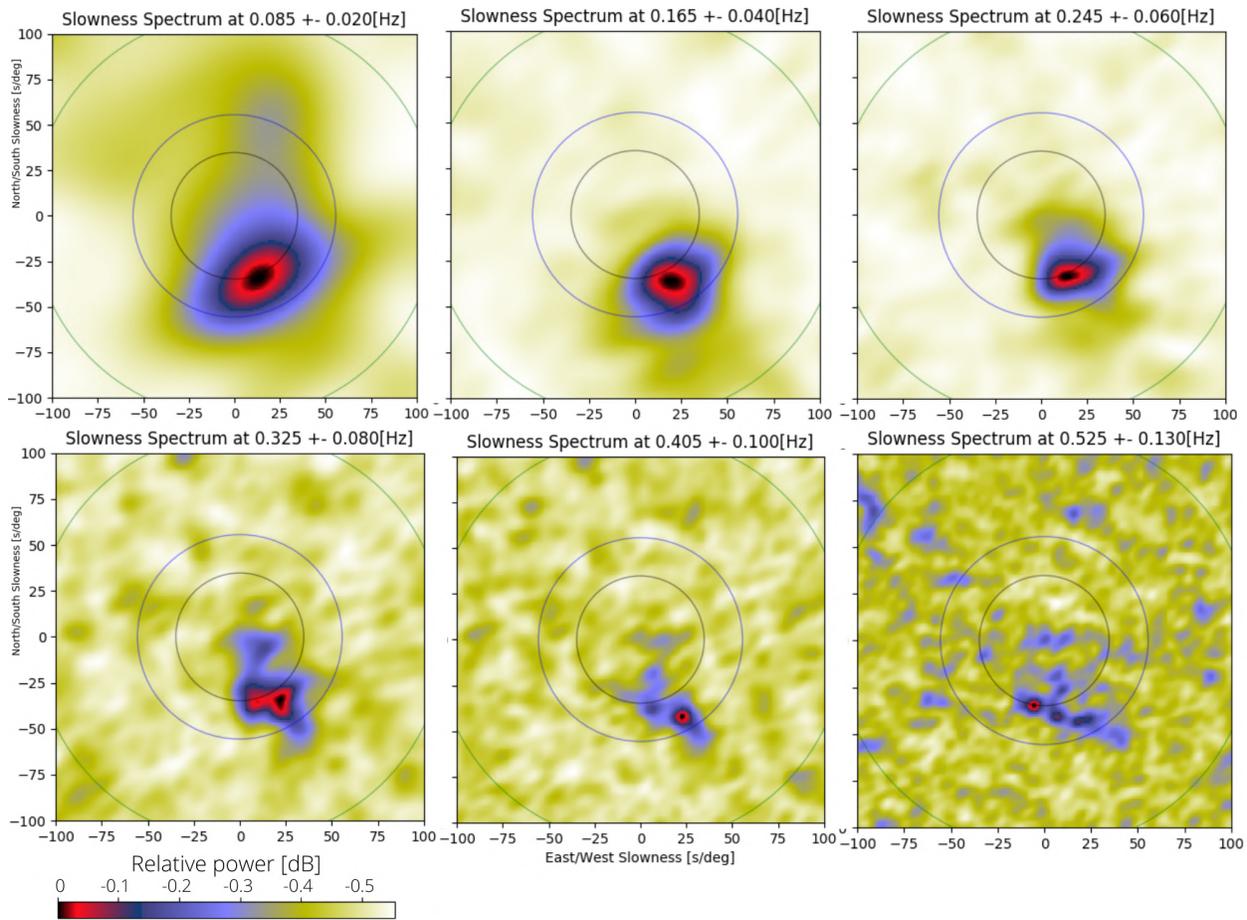


Figura 3.9: Espectros de lentitud calculados para el sismo del 19 de septiembre del 2017 utilizando la componente transversal de todas las estaciones disponibles de la RACM. La frecuencia central y el ancho de banda se observa sobre los espectros. La circunferencia verde representa una velocidad de 1 km/s, la azul 2 km/s y la negra 3.2 km/s.

A partir de los pulsos con mayor energía, se construyeron curvas de dispersión, donde se gráfica la velocidad obtenida de las tres componentes con respecto de la frecuencia. Asimismo, se asignó una escala de colores para representar el backazimuth. La figura 3.10 presenta las tres curvas formadas con los valores de velocidad y backazimuth.

Como podemos observar, los valores de la componente vertical y la componente radial, son muy similares y aparentan construir una curva de dispersión ya que la velocidad disminuye con el aumento de la frecuencia. A partir de 0.4 Hz. (2.5 segundos de periodo), se observan arribos que presentaron una dirección de propagación de 60 grados con velocidades menores a 2.0 km/s.

La componente transversal no presenta variaciones considerables en el backazimuth y mantiene su rango de velocidad entre 2.0 km/s y 3.2 km/s. Sin embargo, estos valores no parecen formar una curva de dispersión ya que los valores son aparentemente constantes a partir de 0.3 Hz. Dadas las velocidades recuperadas para cada frecuencia y partiendo el hecho que se realizaron los espectros de lentitud a partir de todas las estaciones en cualquier zona geo-

técnica (Lomas, Transición y Lago), se puede pensar que los arribos recuperados viajan por una estructura profunda y por ello recuperamos velocidades altas que no corresponden a las capas superficiales de la cuenca.

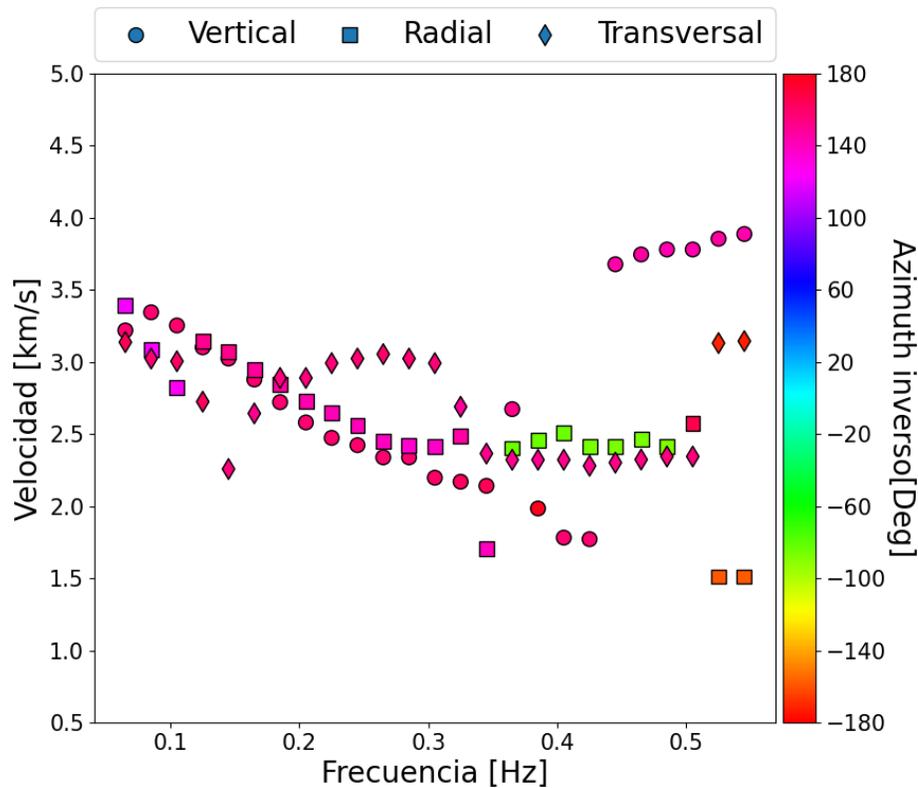


Figura 3.10: Arribos mas energéticos obtenidos a partir del cálculo de espectros de lentitud utilizando todas las estaciones de la RACM con respecto de su frecuencia, velocidad y azimuth inverso. Los círculos, cuadros y rombos representan a las componentes vertical, radial y transversal respectivamente.

Para analizar todos los arribos observados en el espectro de lentitud, se realizaron histogramas (figura 3.11), en los cuales podemos observar los valores mas repetidos. La componente vertical muestra que la mayor cantidad de energía proviene del epicentro. Se observan algunos valores de arribos no provenientes del epicentro donde el valor mas alejado es de 70° , que corresponde a una rotación de 90° con respecto al epicentro. Los valores se mantienen en un rango de 40 grados.

La componente radial presenta el mayor número de arribos no provenientes del epicentro, además, se puede observar que la energía proveniente del epicentro está rotada hacia 160° . Está componente identifica 9 arribos a 270° y 11 arribos a 140° que, pueden indicar un posible segundo frente de ondas rotado.

La componente transversal identifica únicamente energía proveniente del epicentro y algunos arribos con una dirección de propagación de $\pm 30^\circ$ la dirección al epicentro. Una primera interpretación a estos resultados es que el campo de ondas incidente, está compuesto principalmente por ondas superficiales de Rayleigh, por ello, se observa una relación inversamente

proporcional entre la velocidad y la frecuencia, es decir, disminuye la velocidad conforme aumenta la velocidad.

La observación de ondas de diferentes direcciones pueden contribuir al movimiento fuerte observado en la cuenca del valle de México. La componente transversal mantiene una velocidad constante a lo largo de la frecuencia, por ello, esta componente parece detectar una velocidad constante de alguna capa.

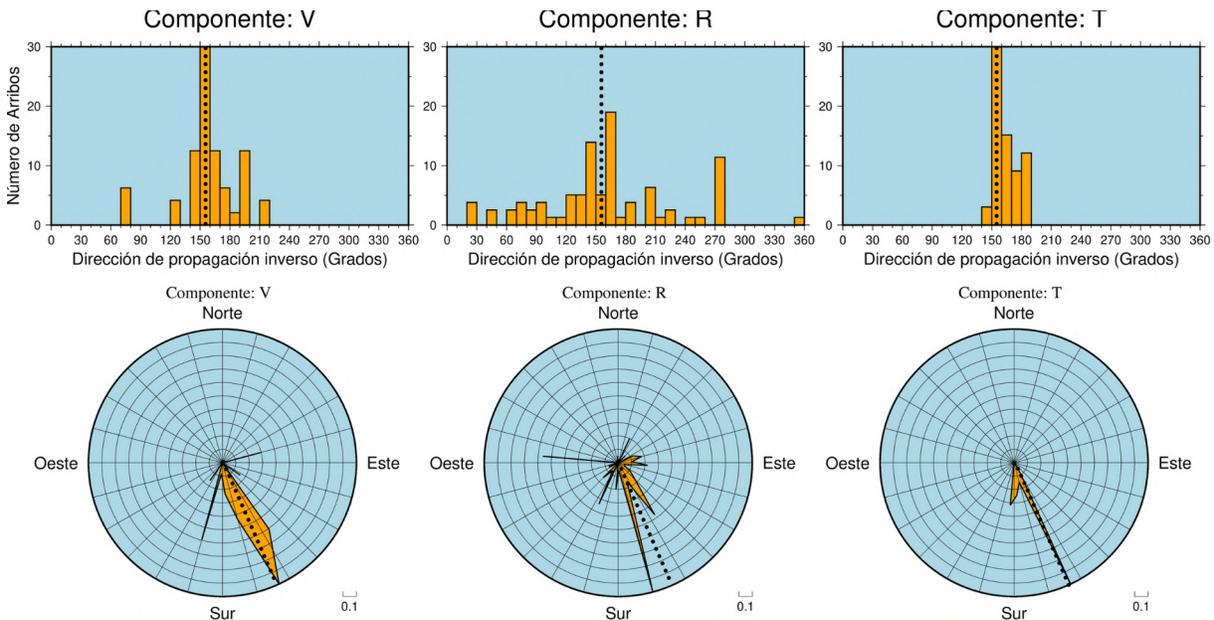


Figura 3.11: Histogramas (Arriba) e Histograma polar (Abajo) obtenidos de las direcciones de los arribos por componente recuperados utilizando todas las estaciones recuperadas de la RACM. La línea punteada marca la dirección del epicentro.

Lomas, transición y IIIa

Los espectros de lentitud fueron ahora calculados juntando todas las estaciones que se encuentran en las zona de lomas, transición y lago IIIa, es decir, las estaciones propuestas para este estudio. Los resultados presentan grandes similitudes con respecto a los anteriores. La componente vertical de la figura 3.12, desde 0.06 hasta 0.42 Hz muestra como la velocidad de los arribos disminuye conforme aumenta la frecuencia. Esto nos puede indicar que los arribos mas energéticos sean ondas dispersivas. Después de los 0.42 Hz. se presentan arribos con una dirección de 60 grados, con una velocidad menor a 1 km/s.

La componente radial para este caso, presenta valores dispersos y no es posible observar con claridad alguna curva de dispersión. Entre 0.1 y 0.3 Hz. se observan valores constantes y similares a los de la componente vertical. Después de 0.42 Hz existen arribos provenientes del epicentro con una velocidad menor a 1 km/s. La componente transversal, presenta valores constantes y variaciones muy pequeñas a lo largo de la frecuencia, por lo tanto, esto puede indicar que la energía que arriba transversalmente no sea necesariamente ondas dispersivas.

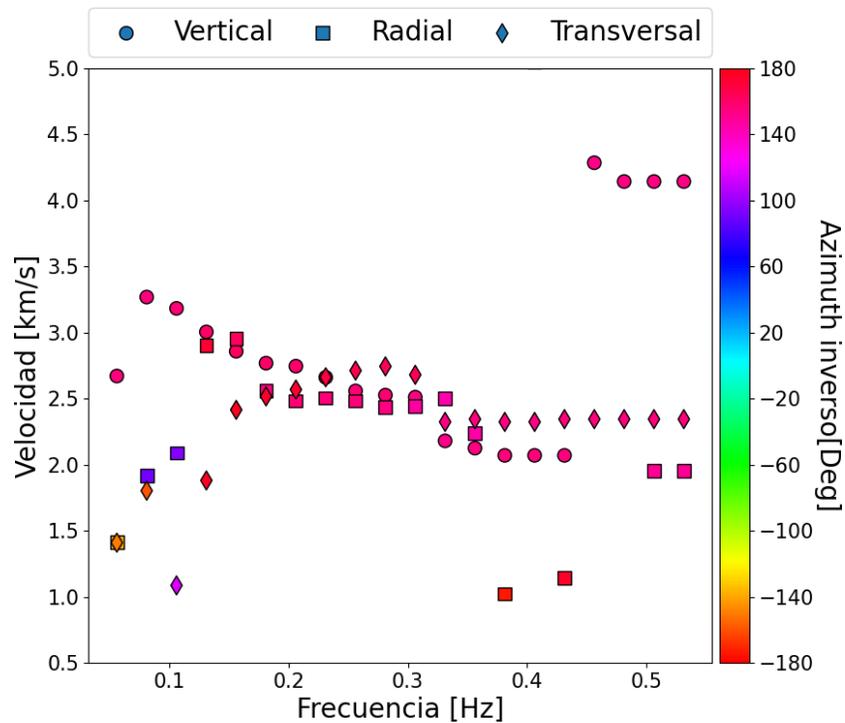


Figura 3.12: Arribos mas energéticos obtenidos a partir del cálculo de espectros de lentitud utilizando todas las estaciones propuestas para este estudio (Lomas, Transición y Lago IIIa) con respecto de su frecuencia, velocidad y azimut inverso. Los círculos, cuadros y rombos representan a las componentes vertical, radial y transversal respectivamente.

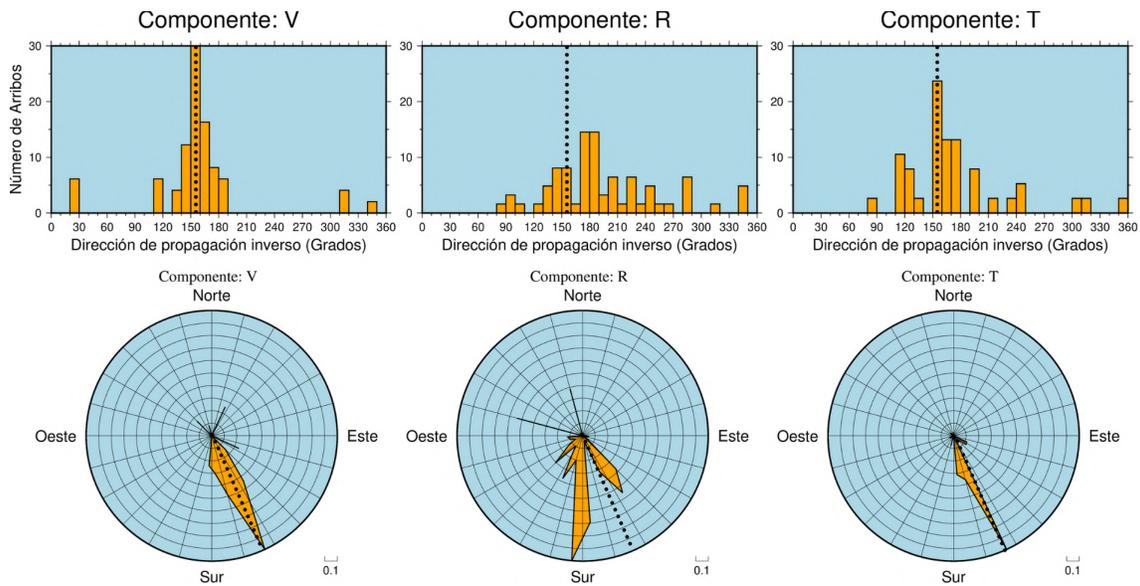


Figura 3.13: Histogramas (Arriba) e Histograma polar (Abajo) obtenidos de las direcciones de los arribos por componente recuperados utilizando todas las estaciones propuestas (Lomas, transición y IIIa). La línea punteada marca la dirección del epicentro.

Los histogramas (figura 3.13) muestran que, tanto para la componente vertical como para la componente transversal la energía proviene del epicentro. Sin embargo, la distribución de la componente radial se comporta aleatoria, observando el mayor número de arribos provenientes de 180° (23° rotados del epicentro). Esta variación puede darse debido al error añadido por la corrección por tiempo absoluto. O bien, por la resolución del método.

Los resultados del arreglo 1 (Anexo A), no muestran valores coherentes y son complicados de analizar e interpretar. Todas las componentes muestran múltiples direcciones aleatorias y velocidades abruptas. Las distribuciones muestran múltiples arribos en todas direcciones, por lo que se duda de la credibilidad de estos resultados.

El arreglo 2 y 5 muestra arribos en la componente Radial y vertical, entre 0.2 y 0.45 Hz, con una velocidad de alrededor de 2.5 km/s provenientes del epicentro. Fuera de este rango de frecuencias, estas componentes tienen direcciones de arribo aleatorios y con velocidades entre 3.5 y 1.5 km/s. La componente transversal solo presenta valores aleatorios y no se observa un patrón. Los resultados se muestran en el anexo A.

Los arreglos 3 y 4 son similares entre sí. En estos dos arreglos todos los arribos más energéticos provienen del epicentro. La figura 3.14 muestra el diagrama de dispersión construido para el arreglo 3 y 4. Como se observa, la componente radial y vertical presentan el mismo comportamiento entre 0.15 y 0.3 Hz con velocidades entre 3 y 2.5 km/s. La componente Transversal desde 0.2 Hz, presenta un valor constante de 2.0 km/s.

Los resultados observados para este sismo muestran que la energía principalmente proviene del epicentro entre 0.1 y 0.2 Hz se observó que principalmente la energía proviene del epicentro, entre 0.2 y 0.4 Hz existen variaciones en la dirección de los arribos, con una dirección preferencial hacia el SW. La mayor contribución de arribos no provenientes del epicentro se observa en frecuencias mayores a 0.4 Hz, sin embargo, el arribo más energético observado, en la mayoría de los casos aún proviene del epicentro.

El arreglo 3, la unión de los arreglos 3 y 4 y el arreglo con todas las estaciones propuestas muestran buenos resultados ya que presentan velocidades entre 3.5 y 1 km/s, además, las componentes vertical y radial describen una curva variante con la frecuencia. Esto nos invita a pensar que el campo de ondas incidente está dominado principalmente por ondas Rayleigh. No obstante, la velocidad recuperada en todos los casos, varía entre 3.5 y 1 km/s, lo cual indica que estas ondas se propagan por la estructura profunda de la cuenca. Los arreglos 1 y la unión del 2 y 5 muestran resultados pobres y aleatorios.

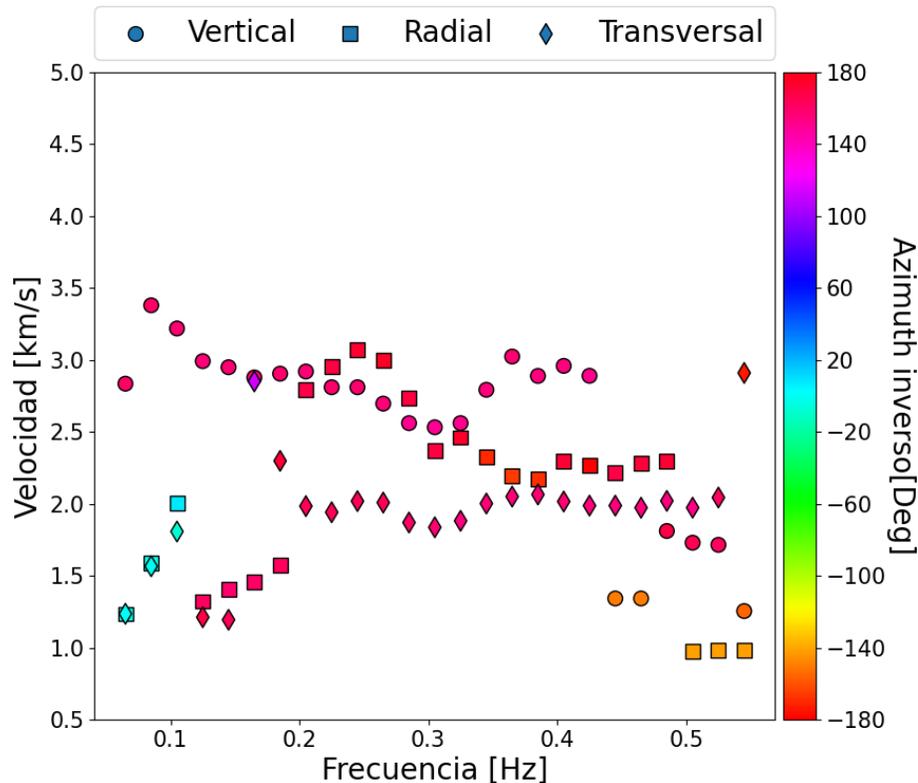


Figura 3.14: Arribos mas energéticos obtenidos a partir del cálculo de espectros de lentitud utilizando los arreglos 3 y 4 con respecto de su frecuencia, velocidad y azimuth inverso. Los círculos, cuadros y rombos representan a las componentes vertical, radial y transversal respectivamente.

3.3.2. Sismo del 08 de septiembre del 2017

Para este sismo de magnitud 8.2 Mw, con una dirección epicentral promedio de 132° , los resultados utilizando todas las estaciones propuestas (figura 3.15) mantienen un mismo comportamiento con respecto al sismo anterior. La componente vertical mantiene un comportamiento dispersivo, es decir, su velocidad varía con respecto a la frecuencia tendiendo a disminuir conforme crece la frecuencia. Esta presenta un pico en 0.15 Hz.

Después de 0.4 Hz los valores comienzan a variar en velocidad y el azimuth inverso ya no corresponde a la dirección epicentral. Las componentes horizontales no presentan una tendencia definida y no se observan de manera clara arribos con la dirección epicentral, sobre todo la componente Radial. A partir de 0.4 Hz los valores de las 3 componentes se encuentran muy dispersos entre si, aparentemente se encuentran de manera aleatoria.

La figura 3.16 muestra la distribución de los arribos con respecto a su azimuth inverso. La componente vertical presenta que el máximo de número de arribos se encuentra 10° rotado con respecto a la dirección epicentral. En otras direcciones, se mantiene el número de arribos en otras direcciones. En el caso de la componente Radial, se presentan tres máximos de arribos, 180° , 210° y 130° (este último corresponde a la dirección epicentral). Para la componente transversal se observa un mismo número de arribos en la dirección epicentral y

200°.

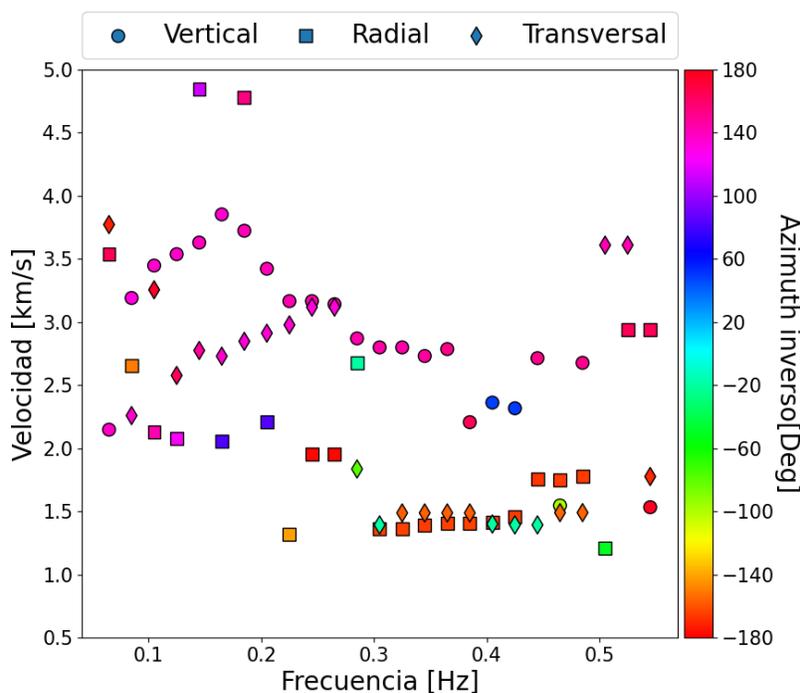


Figura 3.15: Arribos mas energéticos obtenidos a partir del cálculo de espectros de lentitud utilizando todas las estaciones propuestas para este estudio (Lomas, Transición y Lago IIIa) con respecto de su frecuencia, velocidad y azimut inverso. Los círculos, cuadros y rombos representan a las componentes vertical, radial y transversal respectivamente.

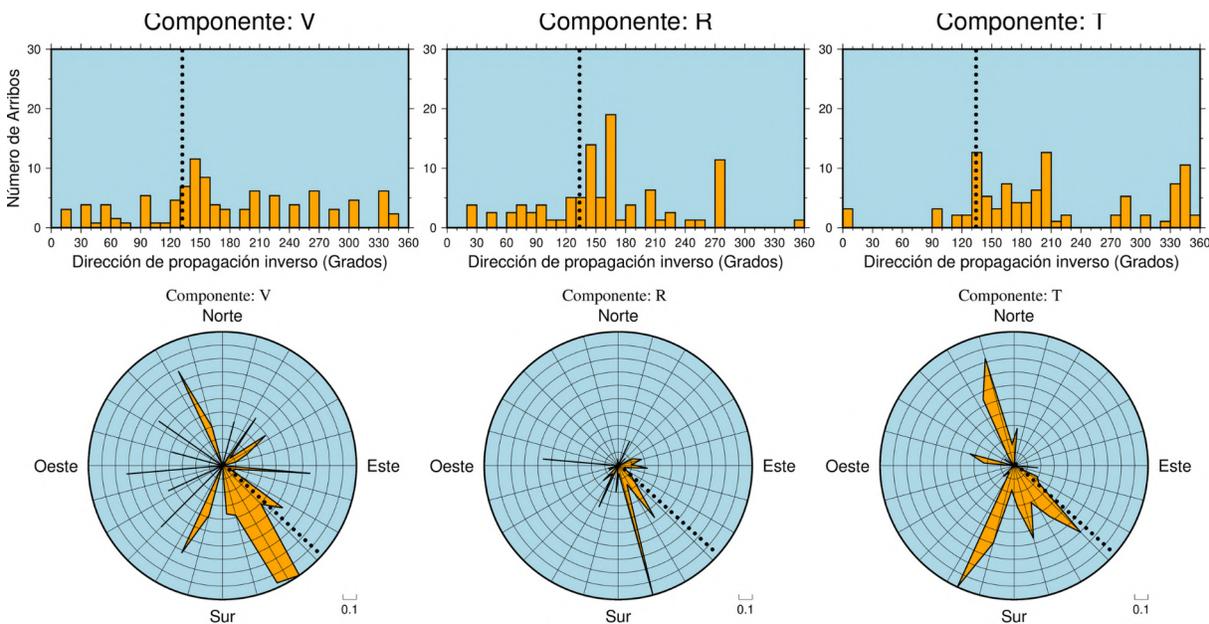


Figura 3.16: Histogramas (Arriba) e Histograma polar (Abajo) obtenidos de las direcciones de los arribos por componente recuperados utilizando todas las estaciones propuestas (Lomas, transición y IIIa). La línea punteada marca la dirección del epicentro.

Estos resultados se observan muy dispersos y sin una clara tendencia en las componentes horizontales. La componente vertical es la única que presenta que los arribos se encuentran concentrados alrededor de 130° . Estas rotaciones en el azimuth inverso puede deberse a un error presentado por el método, o bien, al ser el sismo con mayor distancia epicentral, exista una rotación de las ondas directas.

Los resultados utilizando únicamente el arreglo 3 (figura 3.17), muestra un comportamiento distinto al previamente observado. La componente vertical y radial mantienen un comportamiento similar en un rango de velocidades de 4 a 2.5 km/s. A partir de 0.2 Hz los arribos tienen un backazimuth de 150° , lo cual corresponde a una rotación de 20° con respecto de la dirección epicentral. La componente Transversal entre 0.3 Hz y 0.4 Hz presenta arribos no provenientes del epicentro con una dirección de 60° y velocidades de 2.5-2.0 km/s. Después de los 0.4 Hz se observan arribos de baja velocidad (1.5 km/s en promedio) con una dirección de -150° .

La rotación de 20° de los arribos provenientes del epicentros en las componentes vertical y radial, no aparenta ser un efecto local, si no un efecto de trayecto de las ondas. La componente radial muestra ondas con una dirección de 70° y -110° . Estos arribos mantienen una misma dirección NE-SW sin embargo, el sentido es contrario. Las velocidades tienen una variación de 1 km/s entre los arribos. Los valores son muy altos para suponer que se trata de un efecto producido por la cuenca, sin embargo, este efecto puede estar producido por estructuras o depósitos profundos.

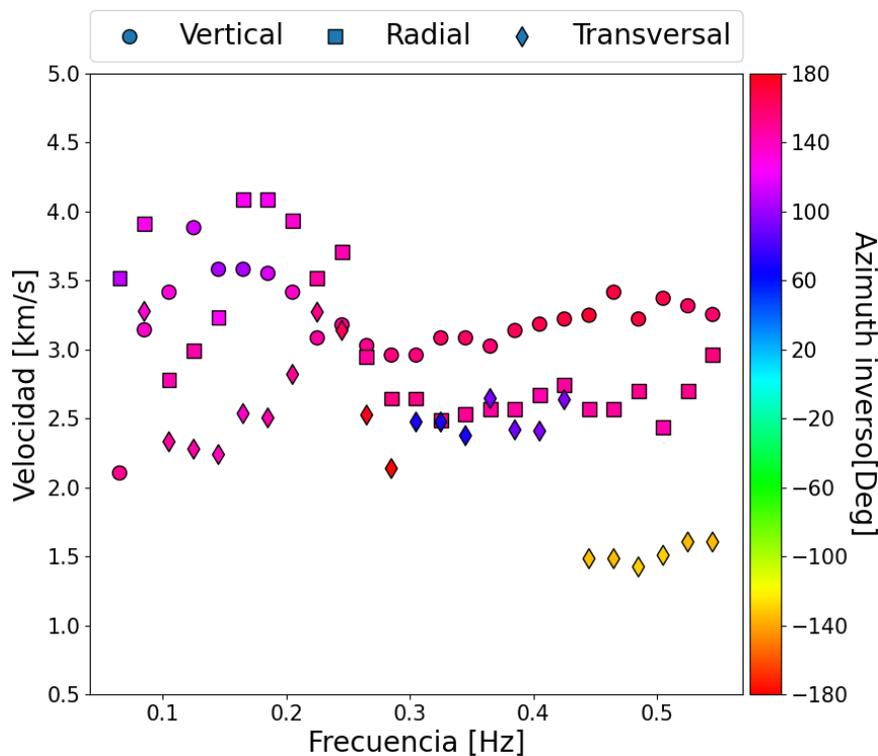


Figura 3.17: Arribos mas energéticos obtenidos a partir del cálculo de espectros de lentitud utilizando todas las estaciones del arreglo 3 con respecto de su frecuencia, velocidad y azimuth inverso. Los círculos, cuadros y rombos representan a las componentes vertical, radial y transversal respectivamente.

El arreglo 1 y la unión de los arreglos 2 y 5 muestran resultados muy dispersos, al igual que en el sismo anterior, no presentan buenos resultados y se complica la interpretación de ellos. Su distribución presenta arribos en todas direcciones, por lo que no se contemplaron dichos resultados.

Para este sismo, los resultados siguieron una misma tendencia que para el sismo anterior, la energía principalmente proviene del epicentro para frecuencias menores de 0.15 Hz. Entre 0.2 y 0.4 Hz, se observan arribos no provenientes del epicentro con una preferencia entre SW-NE. Esto se observa de manera clara en la componente radial en las distribuciones de los arribos.

El arreglo tres muestra que la mayoría de los arribos en las componentes radial y vertical provienen del epicentro, la componente transversal, a partir de 0.3 Hz, presenta direcciones de propagación hacia el NE-SW con velocidades entre 2.5 y 1.5 km/s. Las velocidades se atribuyen a ondas propagándose por la estructura gruesa de la cuenca, por ello, las velocidades. Debido a la magnitud del sismo de 8.2 Mw y su distancia epicentral, los resultados indican un desarrollo mayor de ondas superficiales de largo periodo y larga longitud de onda.

3.3.3. Sismo del 18 de abril del 2014

Este sismo tiene una dirección epicentral promedio con respecto a las estaciones de la RACM de 220° (-140°). Esta dirección es casi 90° de diferencia con los sismos previamente mostrados. Los resultados de aplicar el método F-K se muestran en la figura 3.19. Como podemos observar, todos los arribos provienen del epicentro. Las componentes vertical y radial mantienen una misma tendencia. Entre 0.2 y 0.4 Hz. Estas componentes mantienen velocidades arriba de 3.5 km/s sin un comportamiento dispersivo.

La componente transversal tiene un comportamiento dispersivo. Se observa una tendencia clara a lo largo de la frecuencia. Todas las componentes convergen entre 0.4 y 0.55 Hz. a un rango de velocidades promedio de 2.5 km/s. Este primer resultado se puede interpretar que para este sismo, el campo incidente en la ciudad de México contiene ondas Love mas energéticas.

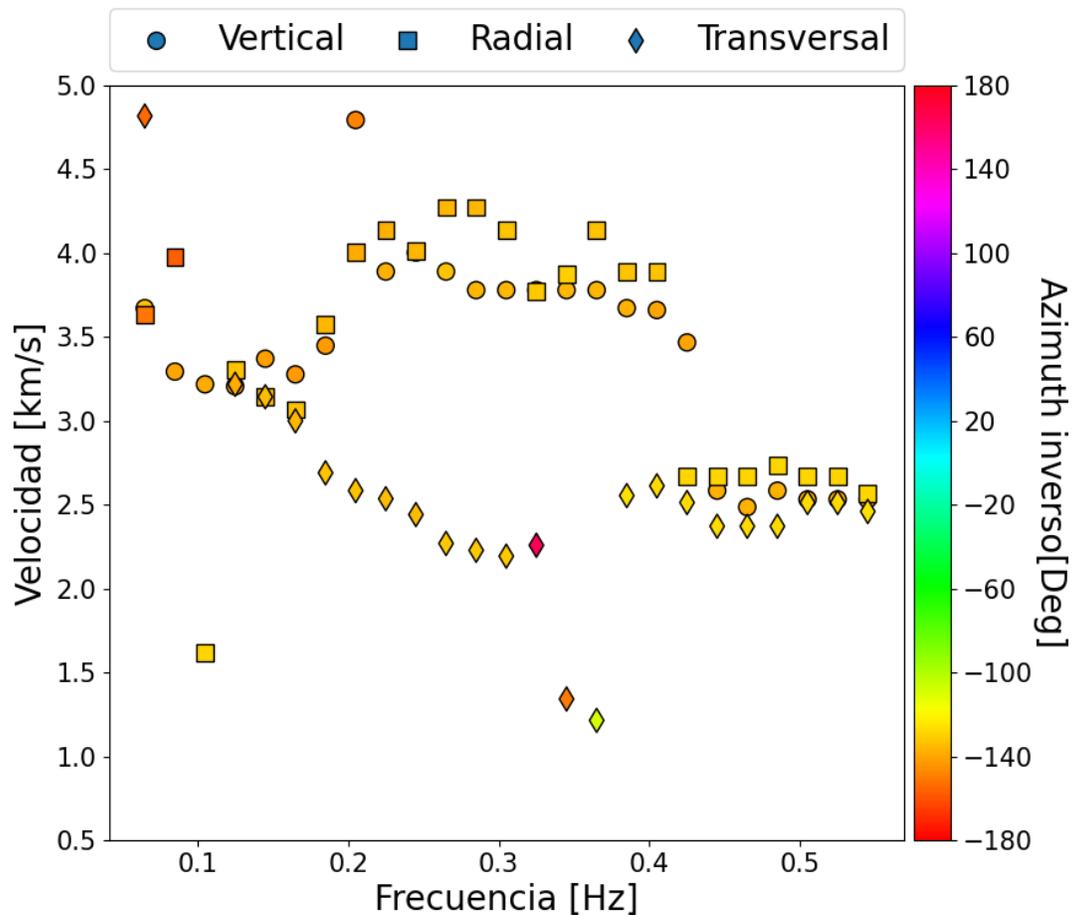


Figura 3.18: Arribos mas energéticos obtenidos a partir del cálculo de espectros de lentitud utilizando todas las estaciones propuestas para este estudio (Lomas, Transición y Lago IIIa) con respecto de su frecuencia, velocidad y azimuth inverso. Los círculos, cuadros y rombos representan a las componentes vertical, radial y transversal respectivamente.

Los histogramas (figura 3.19) muestran para la componente vertical y radial, que la mayor parte de los arribos provienen del epicentro. Por otra parte, la componente transversal presenta un mayor número de arribos con una dirección diferente a la epicentral. A pesar de ello, la mayor parte de los arribos provienen del epicentro. Estos resultados muestran de manera clara que la energía proviene del epicentro, a diferencia de lo observado en los sismos pasados. Esto puede implicar un fuerte efecto de trayecto y por ello cambia lo observado en el valle de México según la dirección de la fuente. En este caso, no es clara la observación de arribos no provenientes del epicentro.

La figura 3.20 muestra los resultados del método IAS F-K utilizando únicamente el arreglo 3 de estaciones. Como se observa, los resultados son similares. Todos los arribos provienen del epicentro, en excepción en la componente vertical a frecuencias mayores de 0.5 Hz. No se presenta una fuerte variación en las velocidades sísmicas para este caso. Las componentes vertical y radial, entre 0.1 y 0.3 Hz aumentan su velocidad considerablemente. Después de 0.3 Hz ambas componentes convergen en 2.5 km/s. La velocidad obtenida para la componente transversal, para esta misma frecuencia es de 3.5 km/s. En este caso, esta componente parece perder su comportamiento dispersivo ya que las variaciones en su velocidad disminuyen.

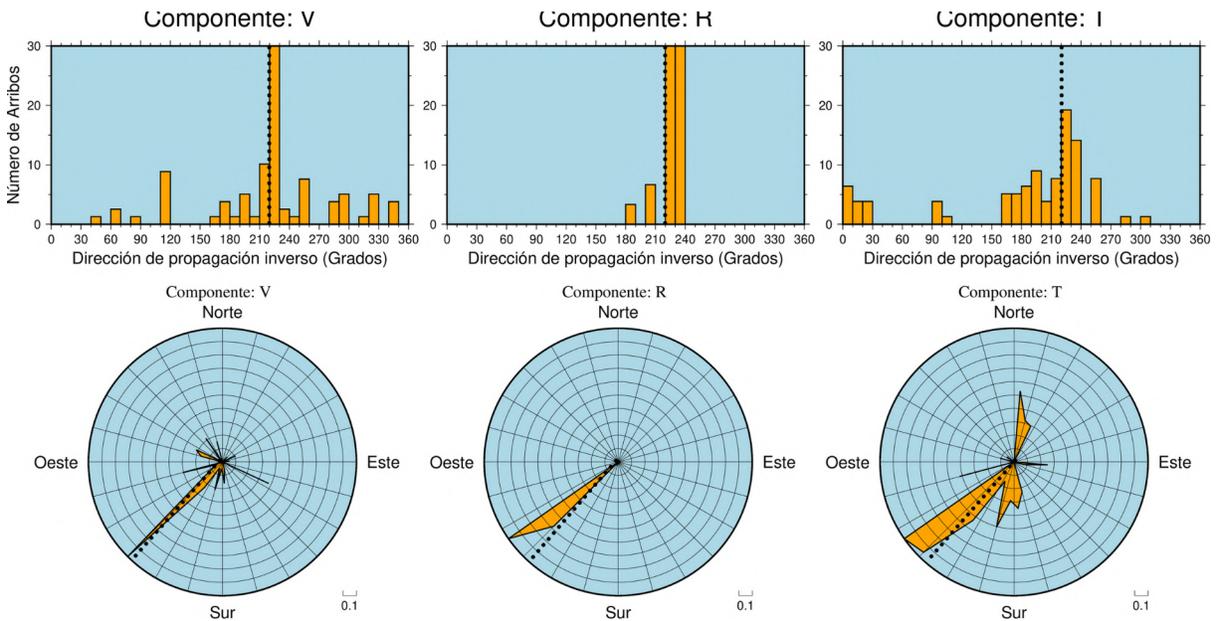


Figura 3.19: Histogramas (Arriba) e Histograma polar (Abajo) obtenidos de las direcciones de los arribos por componente recuperados utilizando todas las estaciones propuestas (Lomas, transición y IIIa). La línea punteada marca la dirección del epicentro.

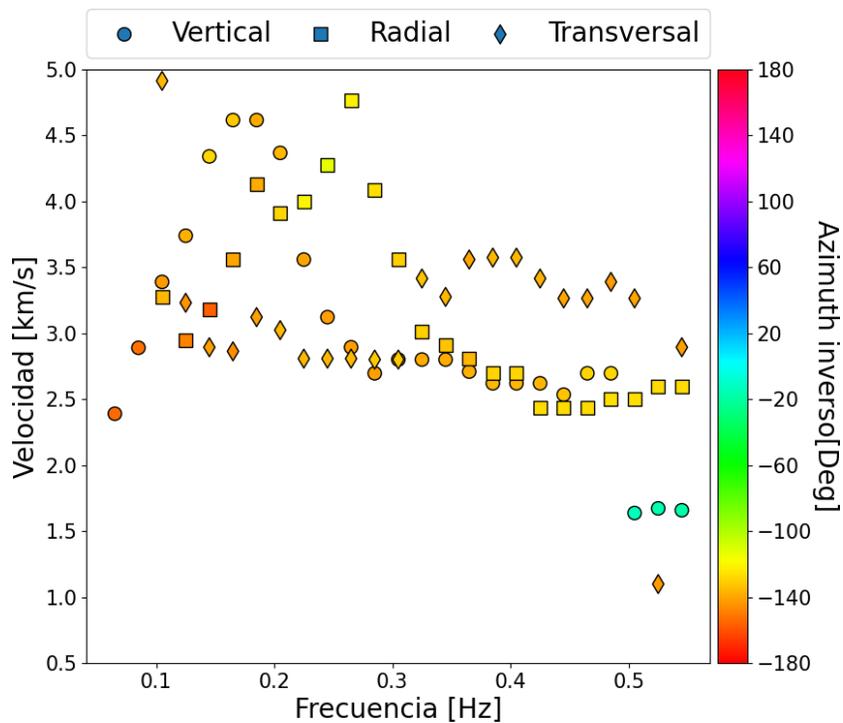


Figura 3.20: Arribos mas energéticos del sismo del 18 de abril del 2014 obtenidos a partir del cálculo de espectros de lentitud utilizando todas las estaciones del arreglo 3 con respecto de su frecuencia, velocidad y azimuth inverso. Los círculos, cuadros y rombos representan a las componentes vertical, radial y transversal respectivamente.

Este evento con dirección de 220° (-140°) presenta una gran diferencia con respecto a los sismos previos observados con una dirección SE. La velocidad máxima recuperada para la componente vertical y radial se presenta entre 0.15 y 0.25 Hz para ambos casos presentados. La velocidad mínima es mayor a 2 km/s por lo que las ondas que estamos observando tienen una mayor velocidad comparada con los sismos anteriores.

Para los casos previos, la componente radial mostraba una distribución casi aleatoria con múltiples arribos en todas direcciones. En este caso, esta componente solo muestra arribos provenientes del epicentro. Las componentes restantes muestran de igual manera que la energía proviene principalmente del epicentro.

Al observar que la energía llega desde el epicentro sin rotaciones, una posible explicación es que para esta dirección exista una estructura por la que las ondas viajan sin sufrir fuerte atenuación y pérdidas en la energía. Cárdenas-Soto & Chávez-García (2003) observaron un límite en la FVTM donde las ondas se difractan, para este sismo, no aparenta cruzar este límite. Por otra parte, las ondas superficiales de los previos sismos, posiblemente se difractan en este límite y por ello observamos múltiples arribos y mayor variación en los resultados.

Los arreglos 1 y la unión de los arreglos 2 y 5 mostraron, en los tres sismos, velocidades y azimuth inverso dispersos, esto puede deberse a su distribución geométrica de los arreglos y puede verificarse en la respuesta al impulso. Por otra parte, el arreglo 3 mostró resultados razonables gracias a su distribución de estaciones casi circular.

Capítulo 4

Análisis de polarización

En este capítulo se explorará el campo de ondas incidente en la ciudad de México mediante el análisis de arribos polarizados a través del método propuesto por Schimmel & Gallart (2003). La ventaja de este método radica en la obtención del grado de polarización utilizando únicamente una estación multicomponente. Además, con él, podemos detectar ondas polarizadas linealmente (ondas P) y ondas polarizadas elípticamente (ondas superficiales de tipo Rayleigh) (Schimmel & Gallart 2004).

Los arribos de ondas polarizados son aquellos que se detectan en el plano vertical-radial y generan un movimiento elíptico. Para identificar estos arribos, se calculan los vectores \vec{a} y \vec{b} que representan al semieje mayor y al semieje menor de la elipse descrita por el movimiento observado en la estación.

Debido a que las ondas superficiales contenidas en el ruido puede generar movimientos elípticos o circulares, se calcula el vector de planaridad $\vec{p} = \vec{a} \times \vec{b}$, el cual es perpendicular al movimiento elíptico. Este no debe variar si el campo de ondas se mantiene en el mismo plano. Calculando el vector de planaridad, se obtiene el grado de polarización, el cual varía de 0 a 1, donde el valor 1 significa ondas puramente polarizadas. Véase el capítulo 2 sección Análisis de Polarización para más detalle.

El análisis de los arribos de ondas polarizadas nos permite comprender mejor la dirección y variación temporal del campo de ondas incidente a partir de ruido sísmico (Takagi et al. (2018), Schimmel et al. (2011)). Para este caso, se utilizaron tres sismos provenientes de diferentes ubicaciones en la zona de subducción y zonas intermedias entre la ciudad de México y la costa sur de México (18 de abril del 2014, 08 de septiembre del 2017 y 19 de septiembre del 2017). Como receptores se utilizaron las estaciones de la Red acelerográfica de la Ciudad de México.

Debido a que es una fuente activa, conocemos la dirección de propagación de las ondas calculando el ángulo entre el epicentro y la estación. Las ondas con esta dirección de propagación las nombraremos como ondas directas o principales. Por otra parte, existen arribos no provenientes del epicentro (secundarios), que se buscan definir para identificar un posible origen dentro o fuera de la cuenca del Valle de México.

4.1. Metodología

Para cada sismo elegido se obtuvo el grado de polarización (GDP o DOP por sus siglas en inglés) propuesto por Schimmel & Gallart (2004), utilizando las estaciones disponibles en la zona de lomas, transición y Lago IIIa de la red acelerográfica de la Ciudad de México. Cada estación fue rotada a sus componentes radial y transversal y con ellas fue calculado el grado de polarización. Esto implica que las ondas principales tendrán una dirección de 0° y así identificar con mejor claridad ondas secundarias.

El grado de polarización se graficó con respecto al tiempo y la frecuencia para observar los diferentes arribos polarizados durante el movimiento fuerte. Asimismo, se visualizó la polarización de las ondas graficando su dirección de llegada y su frecuencia. Esto con el fin de obtener una dirección preferencial de las ondas arribadas y discernir de ondas no provenientes del epicentro.

Para observar el complejo campo de ondas incidente y poder realizar correlaciones entre los arribos polarizados, se agruparon las estaciones cercanas entre sí para formar arreglos de estaciones. La figura 4.1 muestra los grupos de estaciones analizadas en conjunto. No obstante, como previamente se mostró en la tabla 3.2, no todas las estaciones están disponibles para un sismo, sin embargo, las zonas se mantienen.

El método GDP se creó con la finalidad de aplicarse como un filtro que resalta los arribos polarizados en los registros. Para hacer uso de dicho filtro, se aplicó la transformada S a la señal y posteriormente se multiplicó cada término por su correspondiente grado de polarización. Al producto, se regresó al dominio del tiempo a partir de la transformada S inversa para obtener la señal filtrada en tiempo.

Con los registros filtrados en diferentes bandas de frecuencia, se realizaron secciones tiempo contra distancia para cada estación a fin de observar el comportamiento de las ondas polarizadas y destacar los diferentes arribos.

El grado de polarización se recuperó en el rango de frecuencias de 0.075 a 0.6 Hz. Dado que no se emplearon frecuencias mayores 1 Hz, y para mejorar la ejecución del programa, se decimaron los acelerogramas de 100 muestras/s a 20 muestras por segundo. Hacer esto nos permite computar un mayor número de frecuencias en un menor tiempo y así obtener imágenes de mayor resolución.

Los parámetros utilizados por el método de GDP fueron ajustados para obtener el grado de polarización óptimo. El mínimo grado de polarización se propuso 0.6. La ventana de Gauss dependiente de la frecuencia requerida para la transformada S es de 3.5 veces el periodo, la cual controla la resolución de la representación en tiempo y frecuencia de las ondas polarizadas. La transformada S , con una ventana de Gauss que aumenta con el periodo de la señal, es usada para este tipo de representaciones (Schimmel & Gallart 2004).

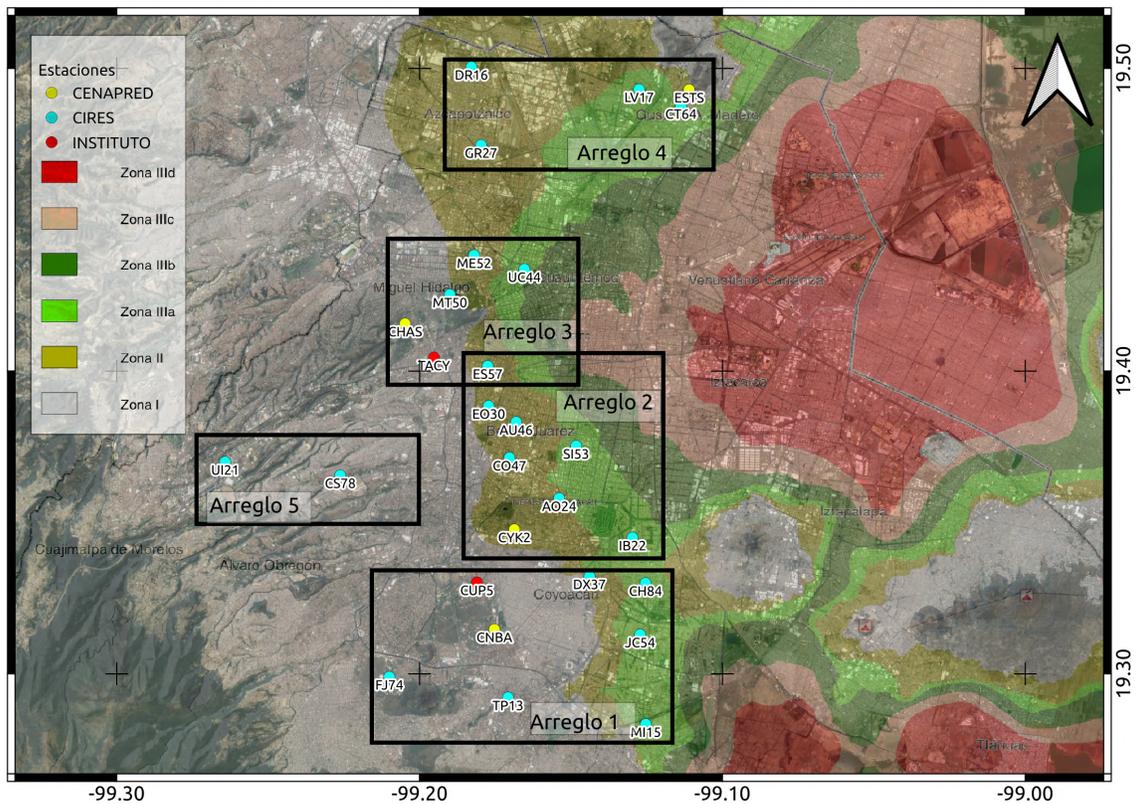


Figura 4.1: Arreglos de agrupación de estaciones para el análisis de arribos de ondas polarizadas.

Además, se utilizó una ventana definida en muestras ($wlenf$) que se debe ajustar, como mínimo, al número de muestras requeridas para observar la frecuencia más alta. Para este caso, se escogieron 20 muestras. La longitud de la ventana varía inversamente proporcional con la frecuencia, esto quiere decir que entre más baja es la frecuencia, mayor es la longitud y el número de muestras de la ventana (Berbellini et al. 2018).

Esta ventana se utilizó para obtener el vector del semi eje mayor \vec{a} , semi eje menor \vec{b} y el vector de planaridad \vec{p} (Schimmel & Gallart 2003). El número de muestras utilizado para la ventana $wlenf$ es de 20. El último parámetro utilizado es una potencia que amortigua el grado de polarización. Este se asignó un valor de 3 para poder observar el rango completo (0.075 a 0.6) de las ondas polarizadas.

Finalmente, los acelerogramas, en los casos posibles donde el evento se registró de manera completa, fueron recortados 5 segundos previo a la llegada de la onda P. Para mantener el tiempo absoluto entre estaciones se utilizó una estación de referencia para calcular el tiempo de llegada y emplearlo en todas las estaciones disponibles.

4.2. Resultados

4.2.1. Sismo del 19 de septiembre del 2017

El arreglo 1 está formado por estaciones localizadas en las tres zonas geotécnicas propuestas para este análisis. El primer análisis que se realizó a estas primeras siete estaciones fue observando las ondas polarizadas con respecto al backazimuth y a la frecuencia. La figura 4.2 muestra una dirección preferencial de las ondas polarizadas ya sea 180° ó 0° . Este ángulo corresponde a la dirección entre la estación y el epicentro (dirección principal) debido a la rotación de las componentes horizontales. Por otra parte, el ángulo de 0 grados que aparece en las estaciones CUP5, CH84 y JC54 muestra que aparentemente existe una ambigüedad de 180 grados por parte del método aplicado. Aunque, en ambos casos, se recuperan ondas provenientes del epicentro.

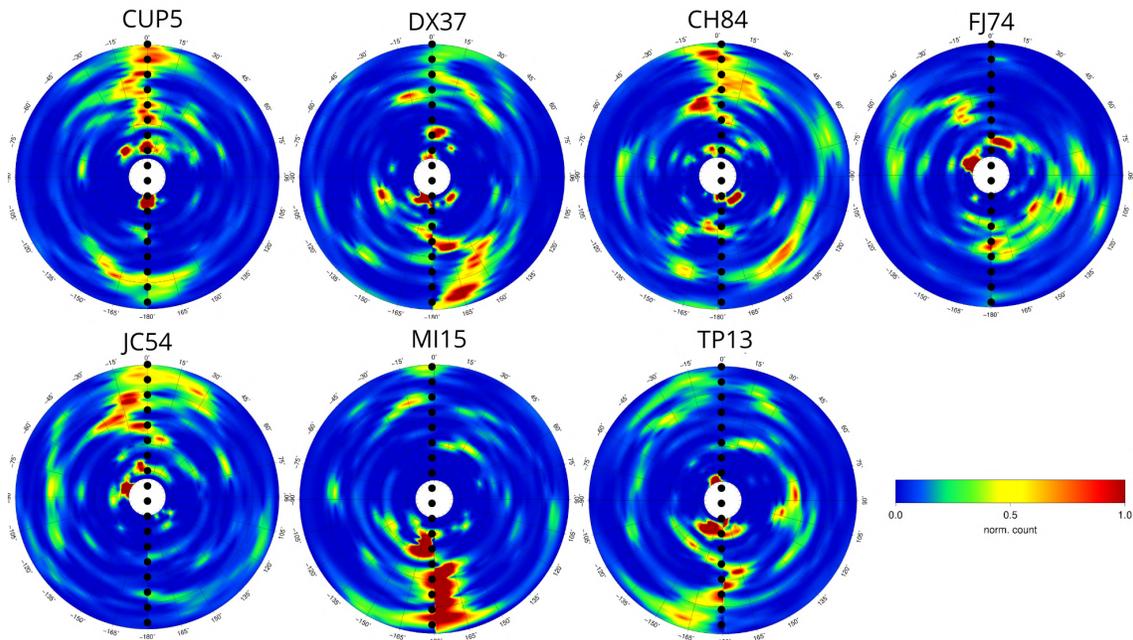


Figura 4.2: Histogramas de polarización para cada estación del arreglo 1. El rango de frecuencias es de 0.07 a 0.5 Hz. Cada línea representa un aumento de 0.1 Hz. Se muestra el nombre de la estación en la parte superior de cada círculo. La línea punteada marca la dirección entre la estación-epicentro, la cual es de 0° a 180° debido a que el grado de polarización se calculó con las componentes radial y transversal.

La mayor concentración de ondas polarizadas, se observa en el rango de -15 a 15 grados o bien su complementario (-165 a 165 grados), esto nos indica que existe una ligera desviación dada por el método. Este error puede darse al momento del cálculo del vector de planaridad. Sin embargo, si la desviación es mínima, podemos suponer que se trata de ondas que provienen de la dirección principal.

Una vez identificado el arribo directo de las ondas polarizadas, podemos observar múltiples arribos de diferentes direcciones en cada estación. Esto se observa de manera clara en la

figura 4.2 estación TP13, la cual muestra un arribo de ondas de alrededor de 0.3 Hz. con una dirección de aproximadamente 90. Este arribo parece observarse también en las estaciones FJ74 a 105° y DX37 a -105° .

La figura 4.3 muestra el grado de polarización y el backazimuth con respecto del tiempo y frecuencia de las estaciones FJ74 y TP13, La estación TP13 muestra un par de arribos polarizados a una frecuencia alrededor de 0.3 Hz con un backazimuth de 90 grados a los 20 y 110 segundos. La estación FJ74 muestra múltiples arribos a 90 grados después de los 60 segundos a 0.3 Hz.

La dirección de ondas polarizadas que se presentan en la figura 4.2 muestra que puede tratarse de una onda fuertemente polarizada o bien, la superposición de muchas ondas polarizadas con una misma dirección. Con esta observación podemos concluir que la representación polar de las ondas polarizadas muestran a grandes rasgos la dirección de propagación. Para desglosar y observar con detalle los arribos, debemos observarlos en tiempo y frecuencia.

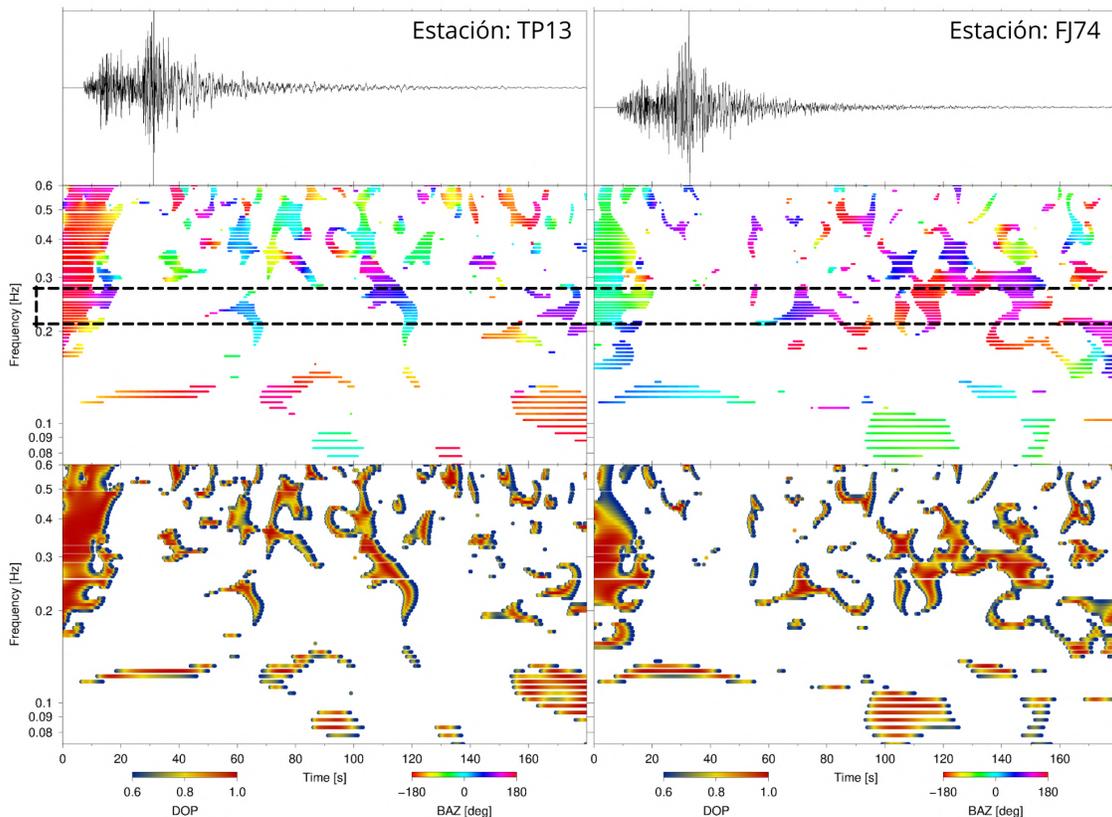


Figura 4.3: Grado de polarización y backazimuth con respecto del tiempo para las estaciones TP13 y FJ74. Se muestra la componente vertical, el backazimuth de los arribos y el grado de polarización respectivamente para cada estación. El cuadro negro enmarca los arribos polarizados entre 0.2 y 0.3 hz (La escala de amplitud de los acelerogramas es individual).

El grado de polarización para todas las estaciones del arreglo 1 (4.4) muestra un arribo con una fuerte polarización en un rango de frecuencias 0.2 a 0.6 Hz en los primeros 20 segundos del registro. Además, este arribo tiene un backazimuth de 0° grados que, como

definimos previamente, es la dirección entre estación-epicentro. Esto parece coincidir con el arribo directo de la onda P aunque este primer arribo contiene un amplio rango de frecuencias.

En estas 7 estaciones también se observa un pequeño arribo polarizado de baja frecuencia (menor a 0.2 Hz.) que aparentemente coincide con la zona intensa del registro sísmico. Esta onda por su presencia en tiempo y frecuencia, se puede interpretar como la onda superficial de 10 segundos de periodo con la que se ajustaron los registros.

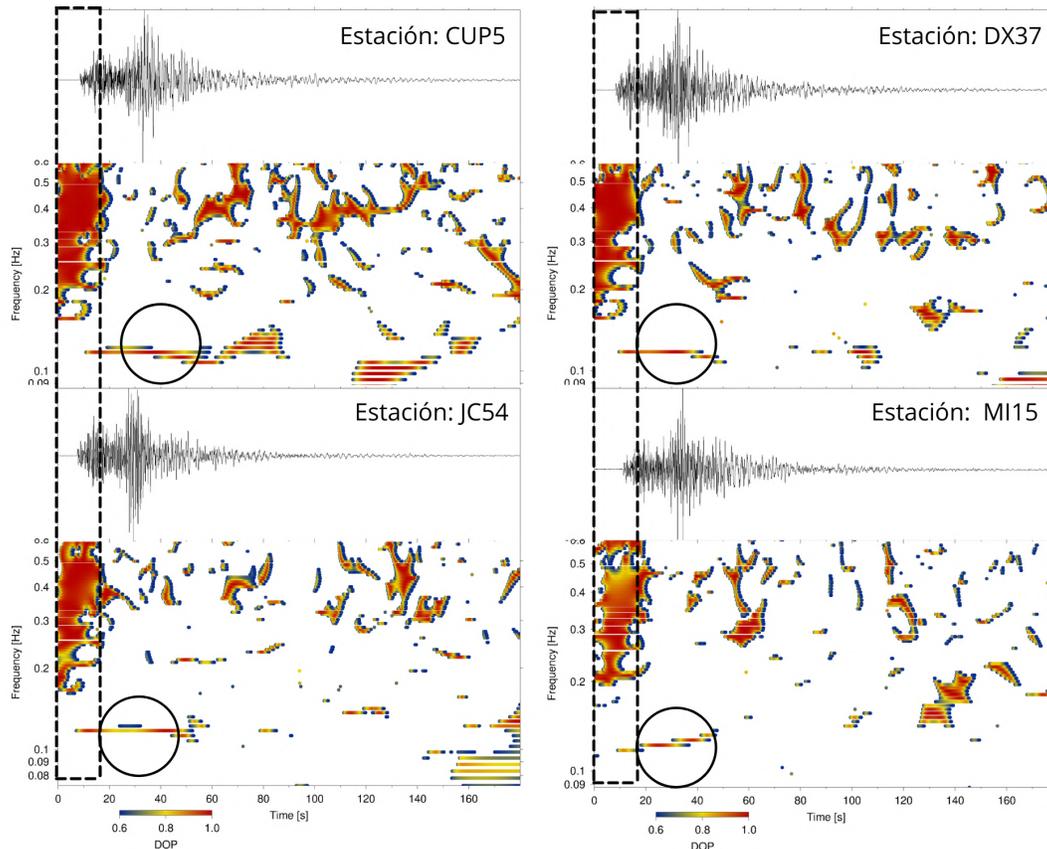


Figura 4.4: Componente vertical de cada estación junto con el grado de polarización en tiempo y frecuencia. El rectángulo encuadra un arribo con un amplio rango de frecuencias se observa de manera similar en las cuatro estaciones en los primeros 20 segundos y al primer arribo directo de la onda P. La circunferencia señala un arribo de 0.1 Hz. presente en las 4 estaciones durante la parte intensa del registro. Este arribo coincide con la onda de periodo de 10 segundos utilizada para alinear los registros.

La linealidad de los arribos se define como el cociente entre el semi eje mayor y semi eje menor de la elipse descrita por el movimiento de partícula. Teóricamente una onda P generaría una linealidad de 1 y está, si tiene una incidencia vertical, generaría movimiento únicamente en la componente vertical. Las ondas, al no tener una incidencia perfectamente vertical, generan movimiento en la componente radial y es por esto que el método GDP es capaz de detectar estas ondas.

La figura 4.5 muestra la linealidad de los arribos polarizados de la estación CUP5 para diferenciar los arribos con alta linealidad (mayores a 0.8) y movimientos circulares (menores

a 0.2). Como observamos, este primer arribo, entre 0.15 y 0.3 Hz, presenta linealidad muy baja. Para frecuencias mayores a 0.4 Hz, observamos una linealidad muy alta que puede atribuirse como el movimiento generado por una onda P. Es por esto que, a pesar que este primer arribo tiene un amplio rango de frecuencias, el movimiento polarizado debido a la onda P es mayor a 0.4 Hz.

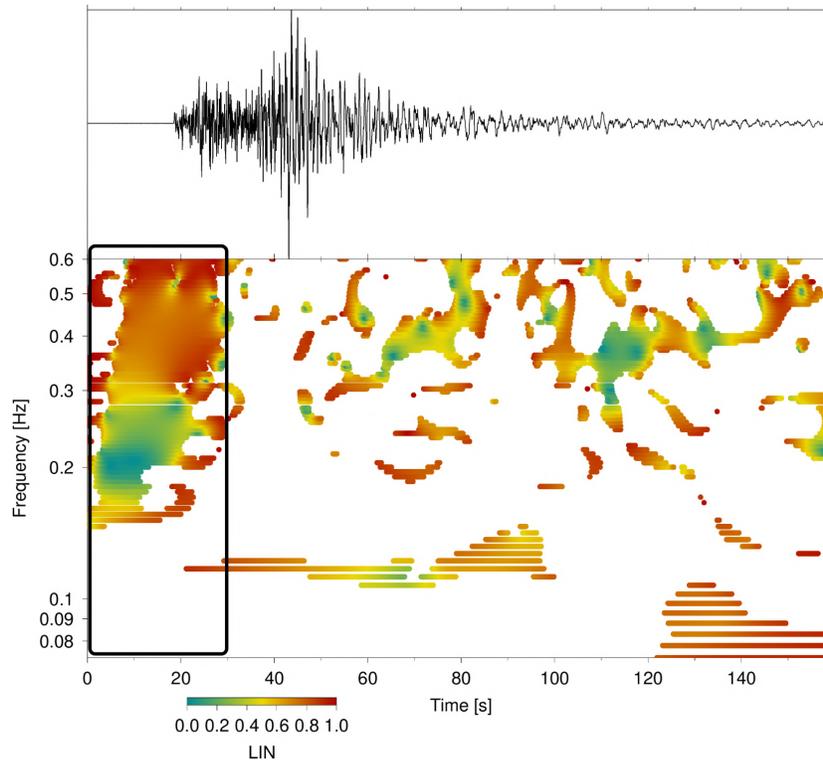


Figura 4.5: Linealidad de los arribos polarizados de la estación CUP5. Donde 1 es perfectamente lineal y 0 es un movimiento circular. El cuadro negro resalta el primer arribo donde para frecuencias menores a 0.4 Hz, el movimiento es principalmente circular mientras que para frecuencias mayores, el movimiento es principalmente lineal y se atribuye al movimiento generado por una onda P.

El arreglo 2 está compuesta únicamente por estaciones en la zona de transición y de lago IIIa. Este arreglo es muy similar al primero, ya que el arribo directo se observa de manera clara y está fuertemente polarizado. Los diferentes arribos en diferentes direcciones no parecen correlacionarse a simple vista.

La figura 4.6 muestra los arribos polarizados con respecto al backazimuth y la frecuencia. En las estaciones SI53 y ES57 es posible observar un arribo de baja frecuencia (entre 0.1 y 0.2 Hz.) a -120° , mientras que las estaciones AU46, EO30 presentan este arribo, en el mismo rango de frecuencias, a 60° . Estos ángulos son complementarios y se puede interpretar que son el mismo arribo ya que está presente la ambigüedad del método.

Las estaciones en las que se observa este arribo rotado coinciden con ser las estaciones ubicadas al norte de esta zona. Este arribo en tiempo y frecuencia se observa en la parte intensa del registro aproximadamente a los 30 segundos.

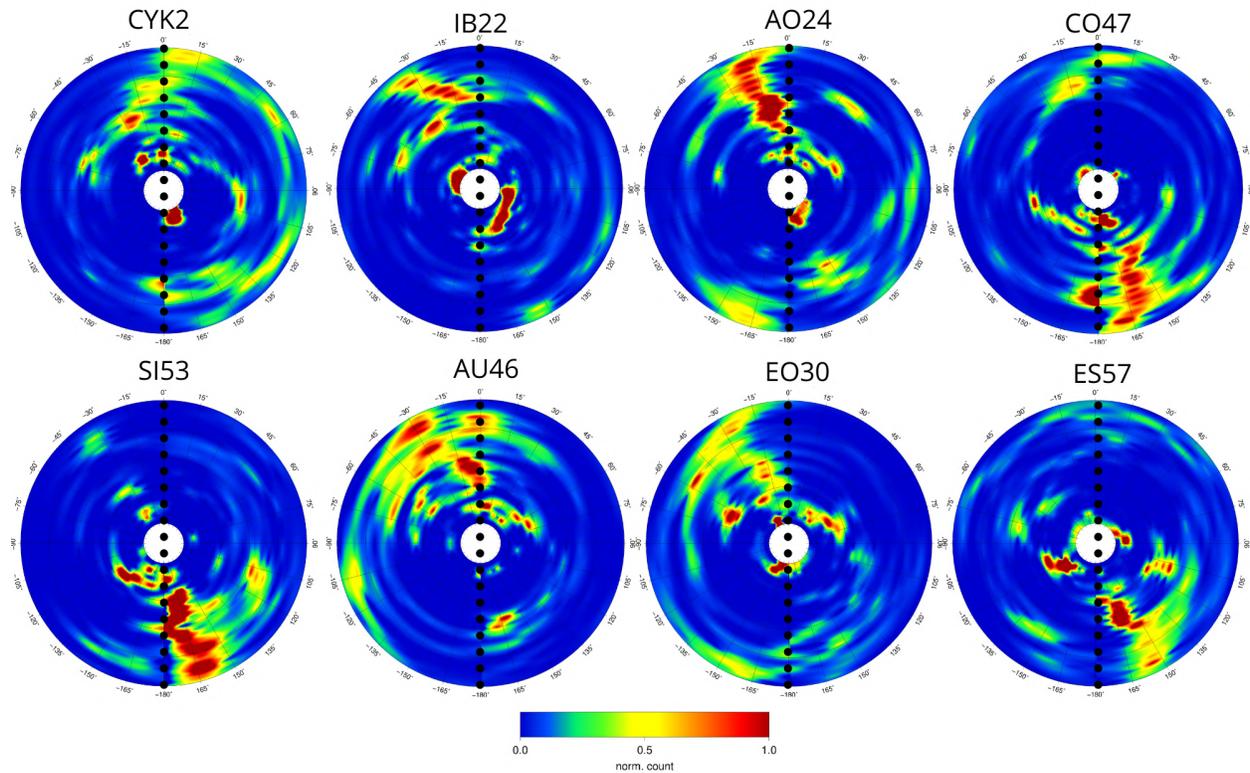


Figura 4.6: Ondas polarizadas graficadas con respecto a la frecuencia y backazimuth para las 8 estaciones de la zona 2. El rango de frecuencias es de 0.07 a 0.5 Hz. Cada línea representa un aumento de 0.1 Hz. Se muestra el nombre de la estación en la parte superior de cada círculo. La línea punteada marca la dirección principal.

La figura 4.7 muestra los resultados de la zona 3, la cual contiene estaciones en la zona de lago IIIa (UC44), transición (ME52 y MT50) y lomas (CHAS y TACY). Este arreglo aproximadamente se encuentra a 125 kilómetros del epicentro con una separación entre estaciones de 2.5 km aproximadamente. En estas estaciones podemos observar un amplio rango de frecuencias en la dirección principal, además, no está presente la ambigüedad de 180° . Se observa un claro arribo rotado a 60° a una frecuencia entre 0.1 a 0.25 Hz. Este arribo presenta una gran polarización en todas las estaciones.

La presencia de este pulso no proveniente del epicentro implica que en algún punto del paso de las ondas, estas sufrieron una difracción y por ello observamos una dirección secundaria. Este arribo, se observó con menor polarización en las estaciones mas al norte del arreglo 2 mientras que en el arreglo 1, esta dirección secundaria no fue observada.

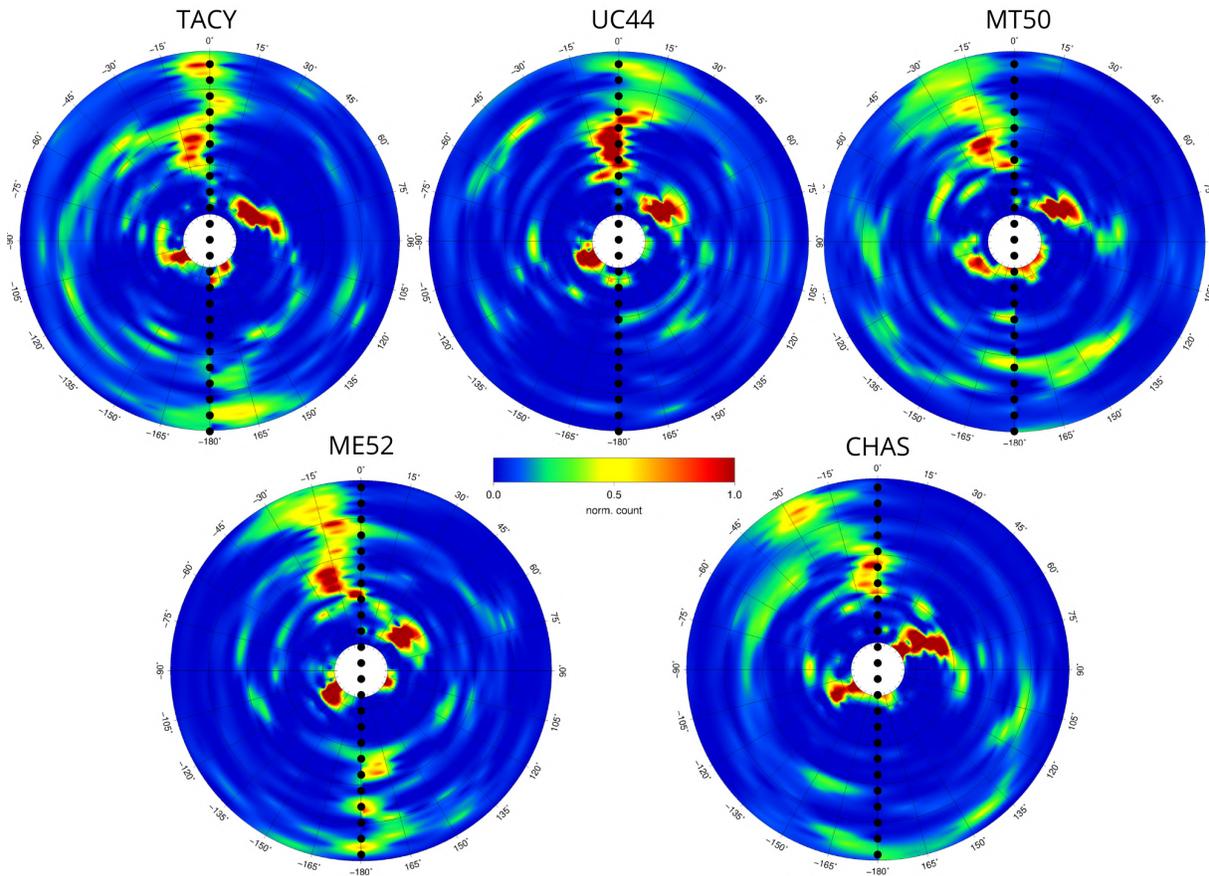


Figura 4.7: Grado de polarización con respecto al backazimuth y frecuencia de las estaciones de la zona 3. A frecuencias bajas, se observan arribos no provenientes del epicentro. Las estaciones TACY y CHAS se encuentran en zona de lomas, MT50 y ME52 en zona de transición y UC44 en la zona de lago IIIa.

Este arribo de baja frecuencia observado en tiempo (figura 4.8) se presenta entre 20 y 40 segundos de los registros a una frecuencia entre 0.1 y 0.25 Hz. Este arribo coincide y aparentemente contribuye a la zona intensa del registro. Este arribo aparenta arribar a las estaciones TACY y CHAS primero para posteriormente llegar a las estaciones ME52 y UC44. Observando la distribución de las estaciones en la figura 4.1 esta observación parece confirmar que la onda tiene dicha dirección.

Por otra parte, en la coda del registro, entre los 120 y 160 segundos, se observa un arribo polarizados de baja frecuencia (0.07 a 0.1) en todas las estaciones de esta zona. Esta se presenta con una dirección de -135° entre los 100 y 140 segundos de los registros a una frecuencia de 0.05 y 0.1 Hz.

Esta correlación entre pulsos no provenientes del epicentro entre las diferentes zonas geotécnicas y estaciones nos permite inferir una posible zona donde las ondas cambien su dirección de propagación. Al observar similitudes en diferentes unidades geotécnicas nos invita a proponer que existen arribos de largo periodo que no distinguen las capas superficiales y por lo tanto, viajan en estructuras profundas.

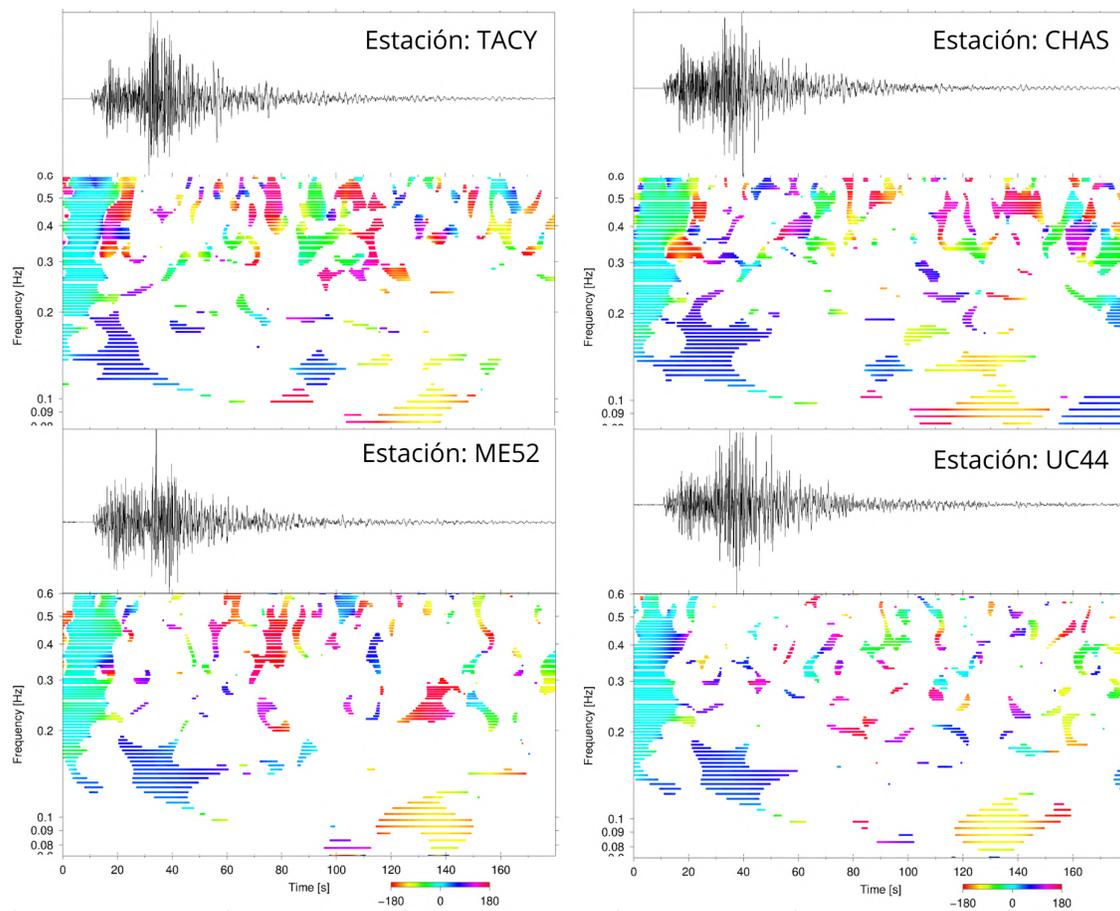


Figura 4.8: Backazimuth de las ondas polarizadas con respecto al tiempo y frecuencia de la zona 3. Los arribos polarizados de baja frecuencia (0.05 a 0.2 Hz.) se visualizan en las 4 estaciones presentadas.

Las estaciones mas al norte de la ciudad de México forman al arreglo 4, dos estaciones se encuentran en la zona de Transición (GR27 y DR16) y una de ellas en la zona de lago IIIa (LV17). La separación entre estaciones es considerable, aproximadamente 5 kilómetros entre cada estación.

La figura 4.9 muestra los arribos polarizados para las tres estaciones en esta zona. Es claro el arribo directo en los primeros 20 segundos. Sin embargo, no se observa de manera clara el arribo rotado previamente observado, entre los 20 y 40 segundos, se observan algunos arribos pequeños, sin embargo el azimuth inverso es casi de 180° por lo que no es posible correlacionar estos resultados con los previos. Además, se muestra que la polarización de las ondas en la parte intensa del acelerograma disminuyó considerablemente. No es posible correlacionar arribos polarizados entre las estaciones de este arreglo.

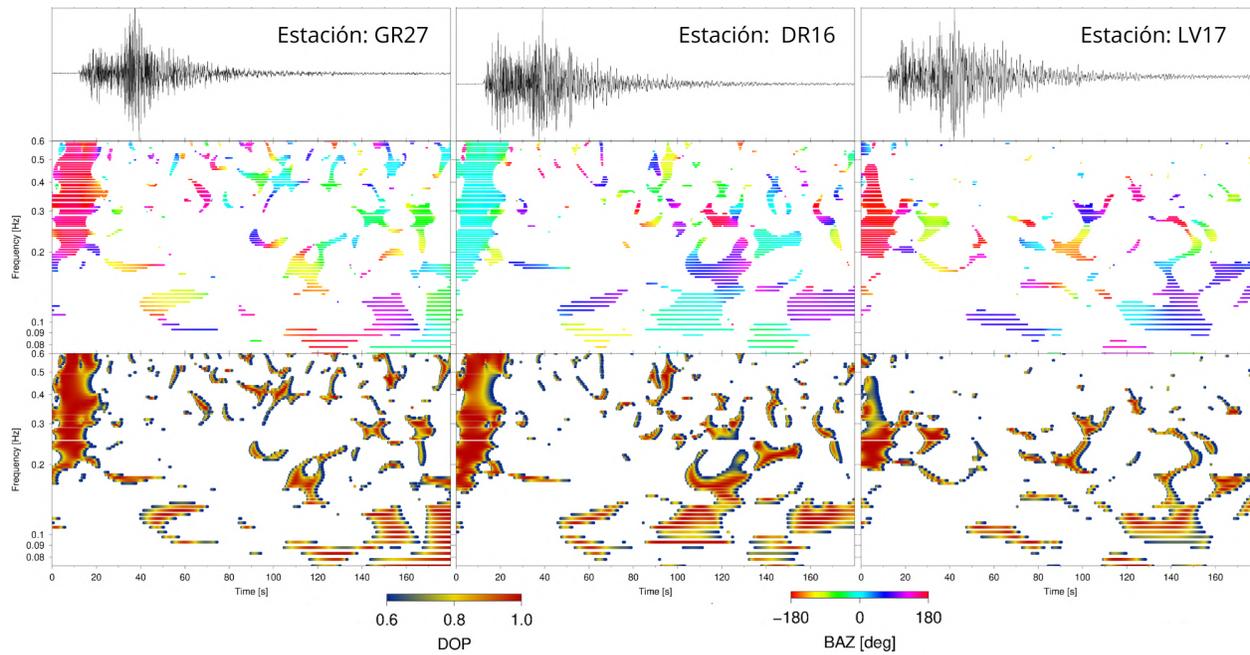


Figura 4.9: Grado de polarización en tiempo y frecuencia para las 3 estaciones de la zona 4. Zona intensa del registro entre los 20 y 40 segundos.

Finalmente, el arreglo 5 conformada solamente por las estaciones UI21 y CS78, estas estaciones se encuentran en la zona de lomas y son las mas alejadas de la zona de transición. Estas estaciones están a la misma latitud que el arreglo 2 y están separadas entre si de 4 kilómetros.

La distribución de las ondas polarizadas (figura 4.10) muestra que las ondas directas, para estas dos estaciones, se encuentran rotadas casi 30 grados con respecto a la dirección principal. La estación UI21 muestra, en -120 grados, un arribo fuertemente polarizado en un rango de frecuencias de 0.1 y 0.3 Hz. De igual manera para la estación CS78 pero este se presenta a 60° . Estos arribos parecen correlacionarse con lo observado en el arreglo 3 de estaciones, aunque estos presentan una mayor polarización y un mayor rango de frecuencias.

Observando estos arribos en tiempo y frecuencia en la figura 4.11, podemos destacar que los arribos no correspondientes al epicentro llegan en ambas estaciones entre los 20 y 40 segundos. Sin embargo, existe una ambigüedad en los arribos debido a que en la estación UI21 llega con -120° y la estación CS78 con 60° . Con este resultado, podemos suponer que se trata de una misma onda polarizada pero no es posible definir una posible zona donde este arribo tenga un origen. Después de los 40 segundos existen arribos polarizados que presentan diferentes direcciones y frecuencias entre estaciones.

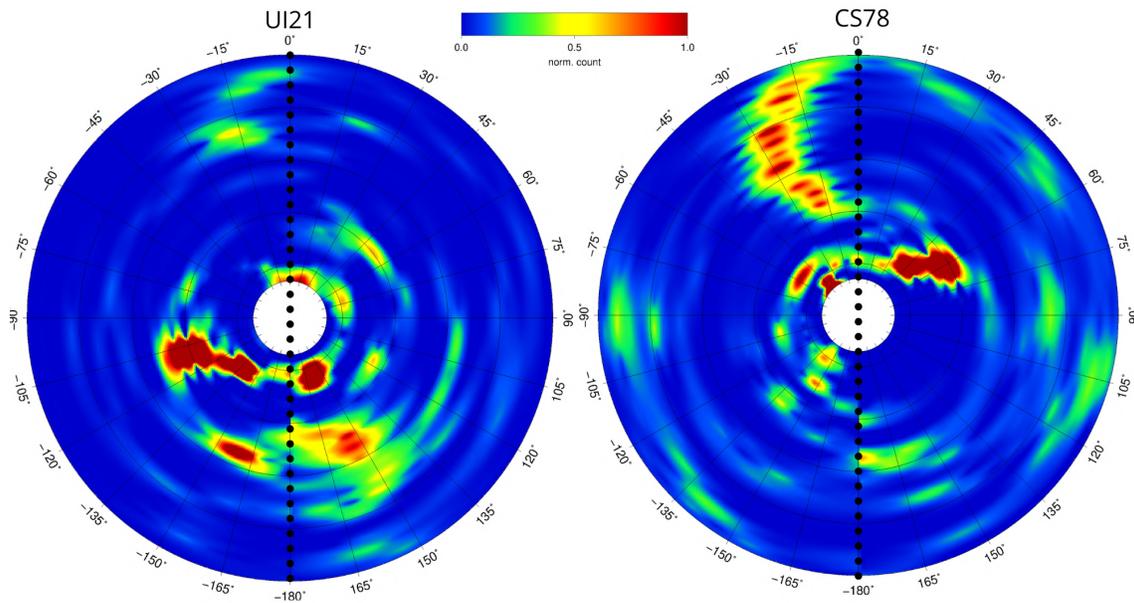


Figura 4.10: Dirección del arribo de las ondas polarizadas para las estaciones de la zona 5. Se observan dos arribos principales, el directo (backazimuth igual a 0° o 180° y un arribo no proveniente del epicentro a -120 o 60° .

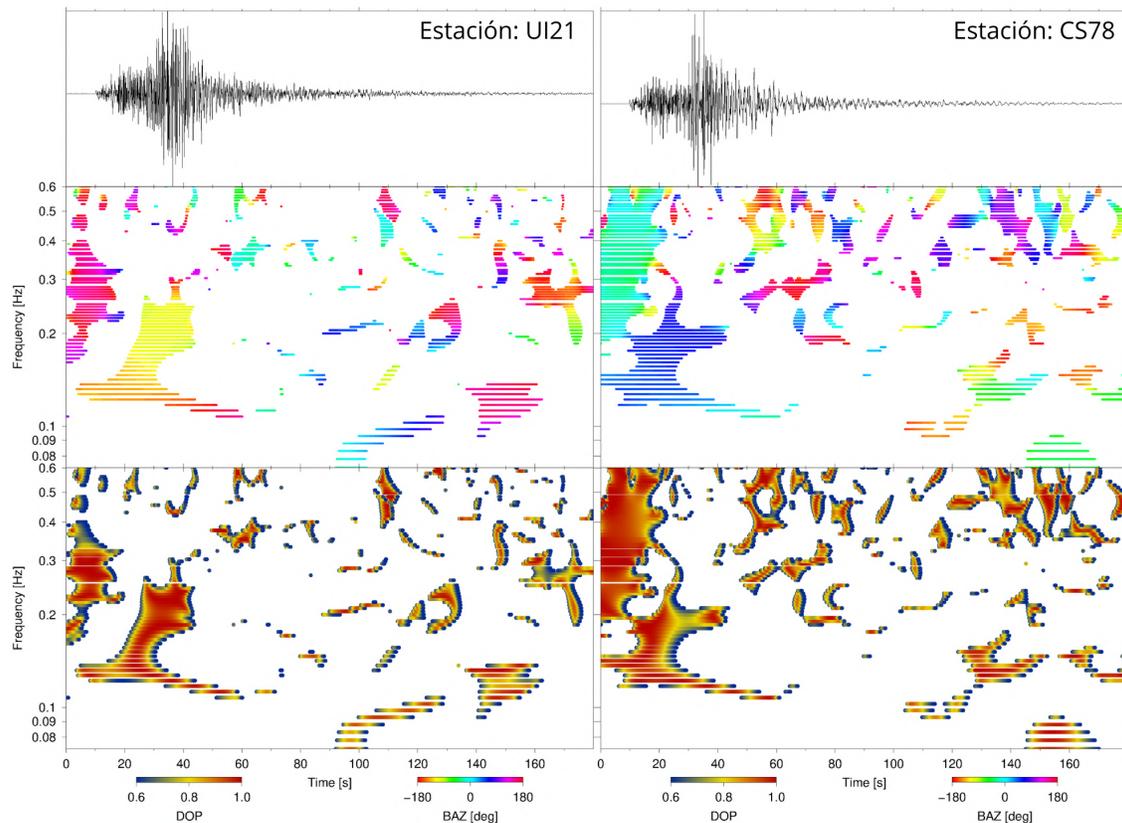


Figura 4.11: Grado de polarización en tiempo y frecuencia para las estaciones UI21 y CS78 correspondientes a la zona 5. Las estaciones se encuentran en la zona de lomas. Entre los 20 y 40 segundos se observa una onda polarizada con un backazimuth de -120 y 60 grados respectivamente.

Los resultados anteriores muestran que la mayor parte de los arribos provienen del epicentro en todos los arreglos. La variación del azimuth inverso varía entre -15 y 15 grados (o su complementario -165 y 165). Sin embargo, existe una ambigüedad de 180 grados con respecto a las ondas observadas. Existe un arribo visto en tiempo y frecuencia que contiene frecuencias desde 0.075 hasta 0.6 Hz. y coincide con el arribo de la onda P aproximadamente a los 10 segundos.

Entre los 20 y 40 segundos se registra la aceleración pico. En este tiempo, podemos observar polarizaciones muy pequeñas y ondas no polarizadas. Sin embargo, existen ondas con una polarización desde 0.1 hasta 0.3 Hz presente en los arreglos 3 y 5 , además de algunas estaciones del arreglo 2 . Con una dirección de propagación SW-NE (60 y -120 grados) diferente a la principal.

No es posible concluir que la zona geotécnica es un factor importante para resaltar u ocultar esta onda polarizada, ya que en la zona 3 se encuentran estaciones en todas las zonas geotécnicas propuestas (Lomas, transición y lago IIIa) y esta se observa de manera clara. Esto sugiere que esta onda de baja frecuencia viaja en una estructura más profunda y por ello no es posible que viaje con las propiedades de las capas superficiales.

A grandes rasgos, podemos observar la llegada de las ondas sísmicas utilizando una estación de cada arreglo. La figura 4.12 muestra las estaciones CUP5, SI53, CHAS, GR27 y UI21 correspondientes a cada arreglo respectivamente. En las dos primeras estaciones, podemos observar únicamente ondas que arriban del epicentro.

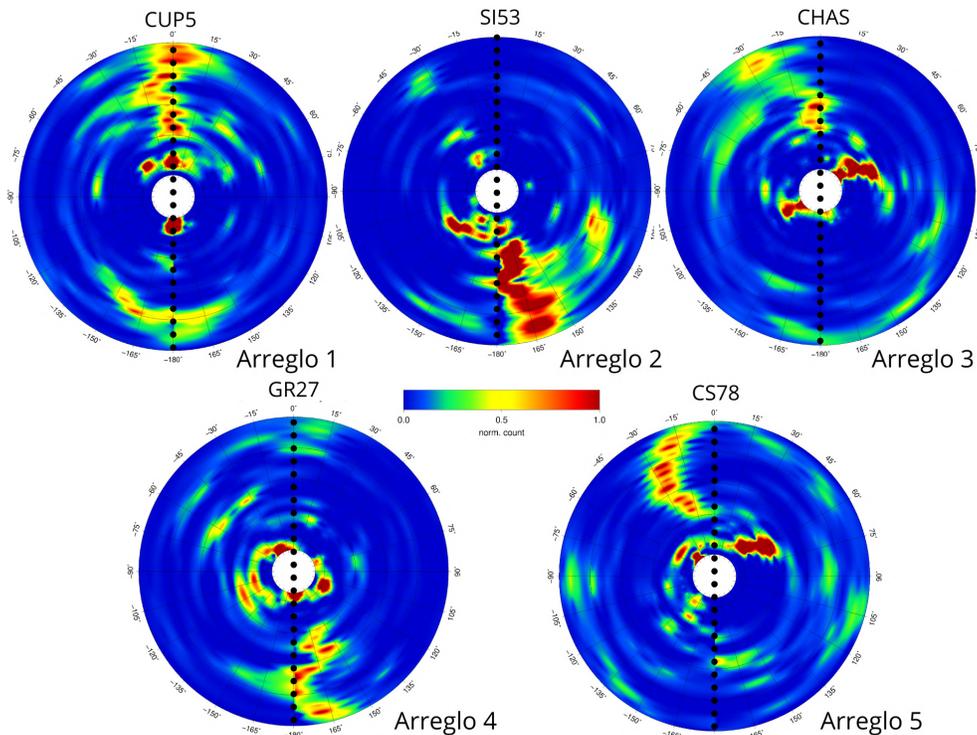


Figura 4.12: Estaciones representativas de lo observado en cada arreglo. En las estaciones SI53, CHAS y CS78 es posible observar un arribo no proveniente del epicentro a 60 o -120 grados. La línea punteada marca la dirección epicentral.

Estos arribos polarizados muestran un amplio rango de frecuencias, ya que se muestran polarizados desde 0.075 hasta 0.6 Hz. Por otra parte, en los arreglos 3, 4 y 5, se observan, aparte de las ondas que arriban del epicentro, ondas polarizadas que provienen de -120 grados, o bien, su conjugado de 60 grados.

Estos arribos no provenientes del epicentro, se observan de manera muy clara en la estación UI21 del arreglo 5 con un rango de frecuencias desde 0.1 a 0.3 Hz. En el arreglo 3, se observa un arribo bien definido en todas las estaciones con una dirección de 60° y posteriormente en la coda de los registros, un arribo con -120° . Finalmente, en el arreglo 4 se observan arribos difusos a -120 grados con el mismo rango de frecuencias que el arreglo 5.

Filtro de polarización

El grado de polarización se aplicó como un filtro a los acelerogramas. Con este recuperamos en tiempo los arribos polarizados. Cada estación tiene su propio filtro de polarización. Los resultados de aplicar el filtro de polarización utilizando un rango de frecuencias de 0.075 a 0.6 Hz se muestra en la figura 4.13. La componente vertical de las estaciones CUP5 y GR27 muestran, en los primeros segundos, un arribo polarizado que es resaltado gracias a la aplicación del filtro. Este primer arribo, corresponde al arribo de la onda P.

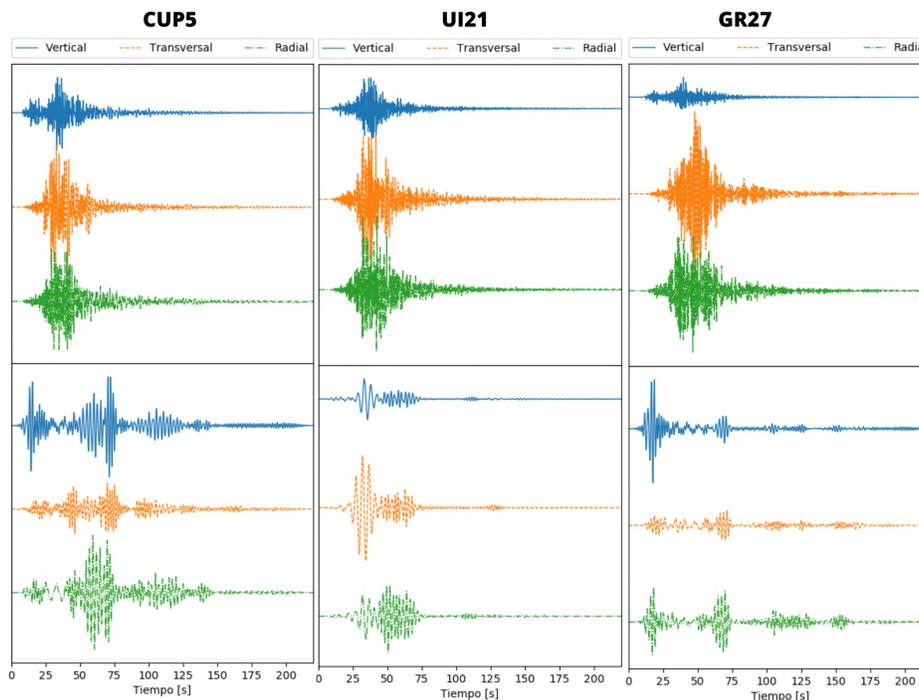
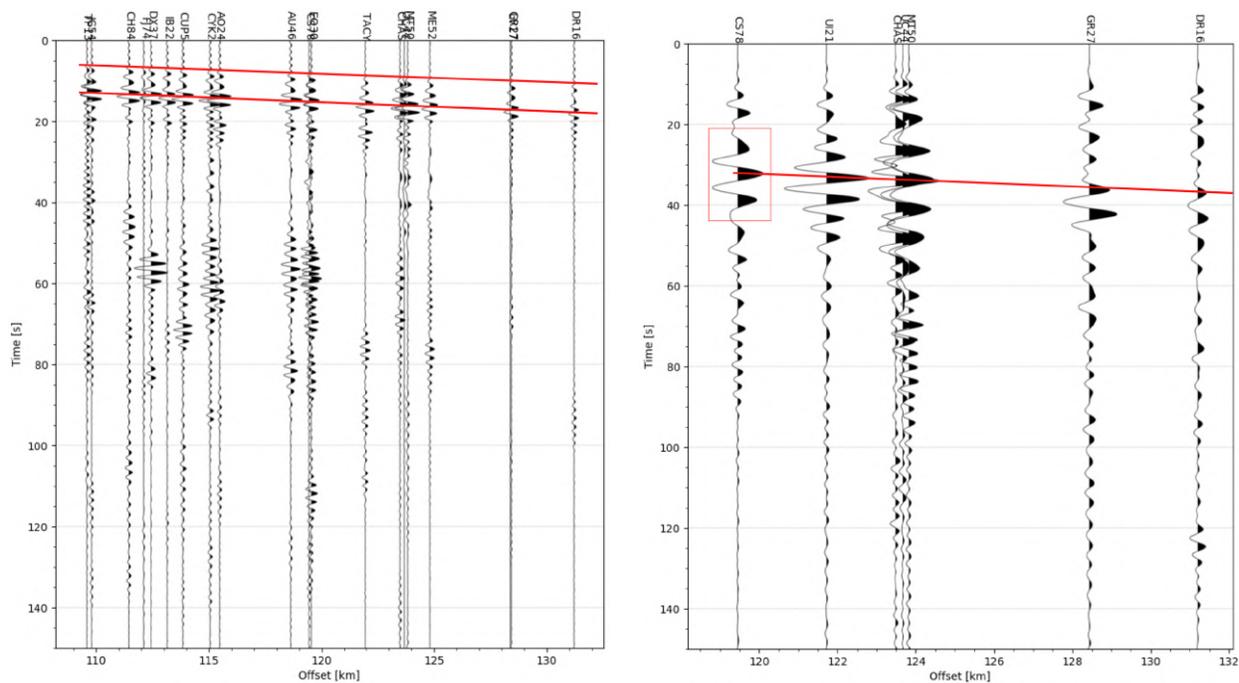


Figura 4.13: Cálculo del filtro del grado de polarización para las estaciones CUP5, UI21 y GR27. Arriba, se observan las 3 componentes de cada estación previo sin filtro. Abajo, trazas filtradas utilizando el grado de polarización calculado y los acelerogramas usando cada componente de cada estación.

La estación UI21, muestra ondas polarizadas en la zona intensa de los registros (20 a 40 segundos), la cual, como observamos en la figura 4.11 aparentemente tiene una diferente dirección de propagación. Esto nos muestra que podemos resaltar los diferentes arribos polarizados de los acelerogramas utilizando el grado de polarización como filtro.

Se puede mostrar claramente el arribo de la onda P en la mayoría de las estaciones en la figura 4.14a. Además, se observa un arribo polarizado de mayor amplitud 5 segundos después al primer arribo. Ambos arribos están señalados. La velocidad aparente de ambos arribos es de 4.5 km/s , lo cual corresponde a la velocidad de onda P. Esto parece indicar que el segundo arribo es una onda P tardía debido a un proceso de la fuente mas que a un efecto de trayecto o sitio. Por otra parte, no fue posible observar ondas polarizadas de largo periodo entre los 20 y 40 segundos.



(a) Componente Vertical filtrado a: 0.1 a 0.6 Hz. (b) Componente Vertical filtrado a: 0.0833 a 0.3 Hz. Los arribos señalados mantienen una velocidad de 4.5 km/s . La velocidad del arribo polarizado señalado es de 3.2 km/s .

Figura 4.14: Secciones tiempo contra distancia, para diferentes filtros GDP y diferentes componentes. Las líneas rojas señalan la propagación de los arribos polarizados.

Para identificar en tiempo la onda secundaria observada en las estaciones de los arreglos 3, 4 y 5, se obtuvo únicamente el grado de polarización entre 0.0833 y 0.3 Hz. El resultado se muestra en la sección tiempo contra distancia de la figura 4.14b. La estación CS78 muestra un pulso definido entre los 20 y 40 segundos, el cual está señalado en la figura. Este pulso se puede observar hasta la estación DR16 con menor amplitud y definición. Este pulso, tiene una velocidad entre 1 y 1.5 km/s .

Una primera interpretación a este arribo rotado es que existe una estructura en la cual las ondas de largo periodo se difracten y se amplifiquen, para posteriormente atenuarse conforme

viajan hacia el norte de la ciudad de México. Esto explica por que las ondas superficiales polarizadas elípticamente se observan en otra dirección a la principal. Este segundo campo de ondas incidente, parece contribuir con la zona intensa de los acelerogramas.

Finalmente, esto también corrobora que el método del grado de polarización propuesto por Schimmel & Gallart (2003) identifica y elimina de manera eficiente el ruido y detecta únicamente las ondas polarizadas linealmente y elípticamente.

4.2.2. Sismo del 08 de septiembre del 2017

A diferencia del sismo del 19 de septiembre del 2017, este segundo sismo a analizar, su epicentro con respecto a la estación PA34 es de 712.9 km y su magnitud es de 8.2 Mw. Existe una fuerte atenuación en la región Oaxaca-Chiapas (Ortega et al. 2019), por lo que la observación de ondas de alta frecuencia puede disminuir. Por otra parte, la generación de ondas superficiales puede favorecerse debido al trayecto (Cárdenas-Soto & Chávez-García 2003) y fuente sísmica (Heidarzadeh et al. 2018). Es posible que en este caso, sea mas favorable la observación de las ondas polarizadas elípticamente, o bien, ondas superficiales de tipo Rayleigh.

Para este caso, podemos observar que el campo de ondas incidente en las diferentes zonas es muy similar entre ellas (figura 4.15). En las estaciones se observa el arribo directo en un rango de frecuencias de 0.07 hasta los 0.3 Hz. En esta misma dirección, se observa un arribo con una frecuencia de 0.2 Hz. Por otra parte, en frecuencias mayores, no se observa una fuerte polarización como el sismo anterior. En frecuencias menores a 0.1 Hz. observamos múltiples arribos con diferentes direcciones a la principal en todas las estaciones.

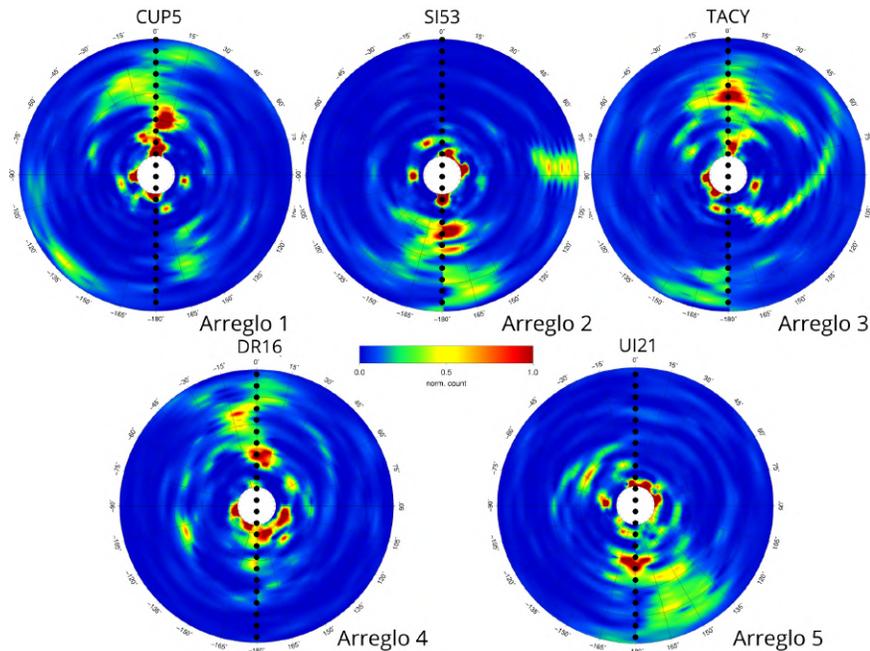


Figura 4.15: Estaciones de cada zona mostrando su ubicación en las zonas geotécnicas de la cuenca del valle de la ciudad de México. Las estaciones mostradas son representativas de cada zona.

Observando en tiempo y frecuencia las estaciones correspondientes a los arreglos 1, 2 y 3 (figura 4.16), en los primeros 60 segundos, observamos múltiples arribos con la dirección principal. Esto, por la distancia del epicentro con respecto a la ciudad de México y su gran magnitud, probablemente sea la detección de múltiples de fases sísmicas de la onda P.

En el rango de frecuencias de 0.075 a 0.1 Hz llegan varios arribos polarizados con diferentes direcciones y diferentes tiempos de arribo. En los 80 y 100 segundos, llega una onda polarizada con una dirección de -105 grados. Al segundo 180, se observa un segundo arribo polarizado con un backazimuth de aproximadamente 180° . Entre 120 y 180 segundos no se observan ondas fuertemente polarizadas. En frecuencias mayores a 0.2 Hz se observan múltiples arribos con diferentes direcciones que aparentemente tienen un comportamiento aleatorio y no es posible correlacionarlos.

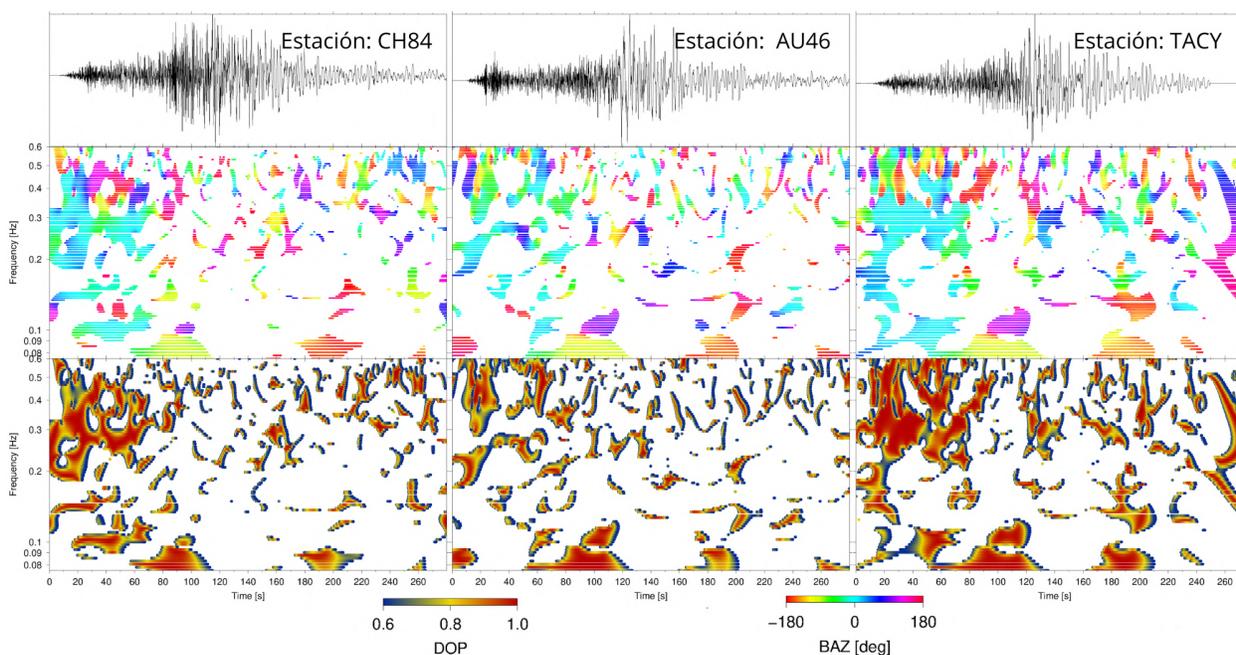


Figura 4.16: Grado de polarización en tiempo y frecuencia para las estaciones CH84, AU46 y TACY. Cada una corresponde a la zona 1, 2 y 3 respectivamente. Arriba, componente vertical de la estación acelerográfica. Medio, dirección de arribo de las ondas polarizadas. Abajo, Grado de polarización en tiempo y frecuencia. (La amplitud de los registros es individual).

En la zona 4 se observa un arribo polarizado de baja frecuencia (entre 0.075 a 0.1 Hz.) a los 80-100 segundos, al igual que en las demás estaciones, sin embargo, no presenta un arribo polarizado a los 180 segundos. Por otra parte, esta zona presenta en todas sus estaciones una onda polarizada a los 120-140 segundos con una frecuencia de 0.1 a 0.2 Hz. Esta onda no se presenta en ninguna otra estación de las demás zonas, con excepción de las estaciones mas cercanas al norte de la zona 3 (MT50 y UC44) pero con un menor grado de polarización.

La figura 4.17 muestra la dirección de arribo de las ondas polarizadas de 4 de las 5 estaciones de la zona 4. Para este sismo, se encuentran disponibles también CT64 del CIRES y ESTS del CENAPRED. Estas estaciones se encuentran en la zona de transición o muy cercanas a ella.

Debido a la ambigüedad presentada por el método, no es posible definir el sentido del arribo y así obtener un punto de origen. Sin embargo, La dirección resultante del método indica que esta onda tiene el sentido opuesto que la onda superficial previa. Una posible explicación es que esta onda se trate de ondas superficiales que se desarrolla al entrar en la estructura profunda de la cuenca del valle de México.

Este arribo observado en las estaciones al norte en la zona de transición, lago IIIa y lomas, se presenta a partir de las estaciones MT50 y UC44 en el arreglo 3. Para entender mejor el origen de este arribo, se calculó el grado de polarización para estaciones al norte de la cuenca sin importar la zonificación geotécnica de la estación.

Para establecer un límite entre las estaciones en las que se visualiza este arribo y en las que no, se realizó un asignación cualitativa a cada estación. Las estaciones en las que se visualiza este arribo, se les asignó el valor de 1, Cuando el arribo se observa pero con muy baja polarización, 0.5 y donde no existe un arribo entre los 120 y 140 segundos, se colocó el valor de 0.

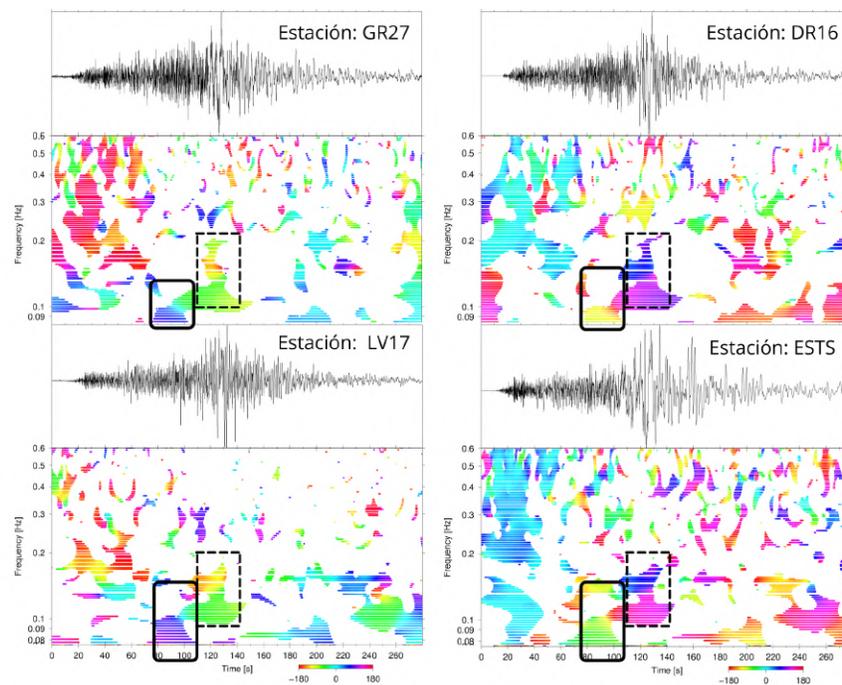


Figura 4.17: Dirección de arribo de las ondas polarizadas para las estaciones de la zona 4, se encuentran señalizadas los arribos de baja frecuencia. El cuadro negro marca la onda polarizada presente en todas las estaciones para este sismo. El cuadro de línea punteada señala el arribo de la onda polarizada presente únicamente en la zona norte de la ciudad de México.

Se realizó una interpolación entre las estaciones utilizadas (figura 4.18) y observamos que este arribo se presenta de igual manera para las estaciones al norte de la Ciudad de México sin importar las condiciones del suelo en las que se encuentran. Aparentemente, este arribo no se observa en las estaciones al sur. El límite entre las estaciones donde se visualiza este arribo, se vuelve abrupto hacia la zona de lago III d y amplio hacia la zona de lomas.

Este particular arribo identificado en las múltiples estaciones, queda aún incierto la posible frontera en la cual se generan estos arribos. Todo pareciera indicar que este arribo se genera en la parte norte de la Ciudad de México. Sin embargo, la dirección calculada por el método de polarización no coincide con una posible frontera en esta ubicación. Analizando el backazimuth de este arribo varía entre 50° y 35° (o bien, su conjugado: -130° y -155°). En promedio, este arribo tiene 45° . Para interpretar que este arribo proviene del norte, la dirección del arribo para las estaciones en la zona de lago debería variar pero esto no ocurre. Por ello, esta onda parece generarse dentro de la cuenca y tratarse de una onda que viaja en la estructura profunda de la cuenca.

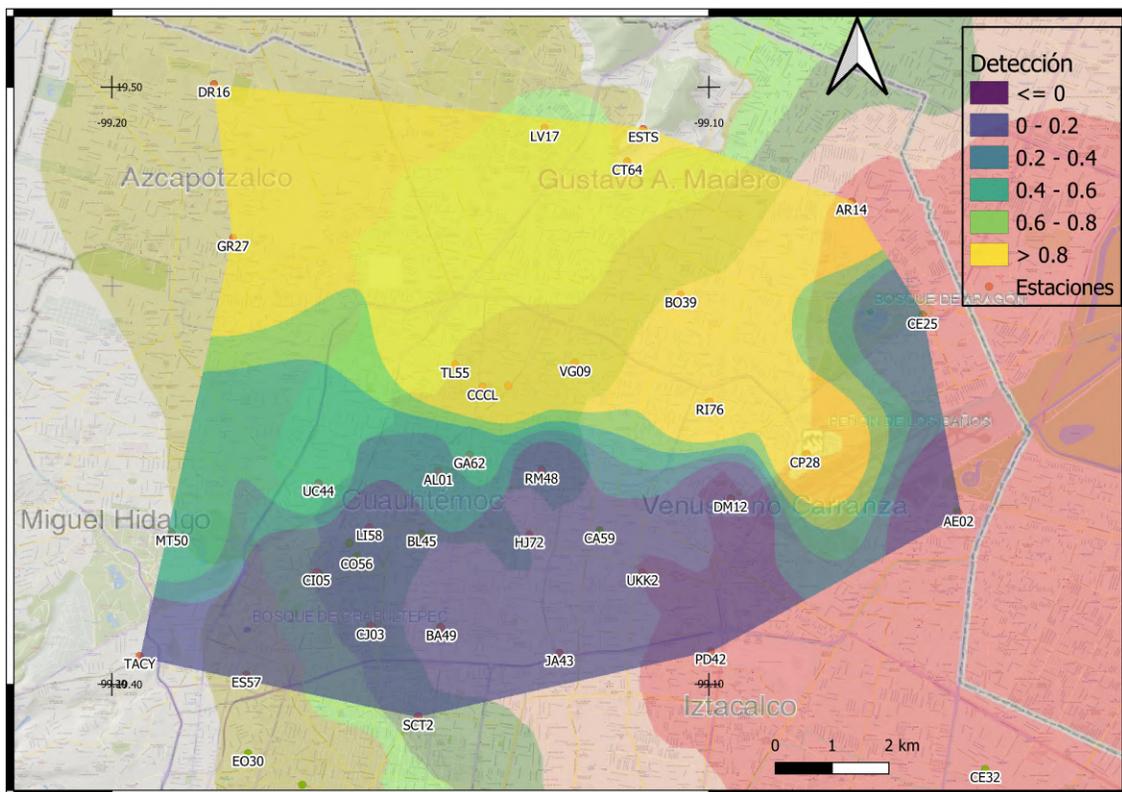


Figura 4.18: Identificación de arribo polarizado desarrollado en las estaciones al norte de la ciudad de México. La escala de colores indica de forma cualitativa la observación del arribo. Los valores mayores a 0.8 indican que la onda se observó de manera clara.

Se aplicó el filtro de polarización calculando frecuencias entre 0.075 y 0.3 Hz. y este se aplicó a todas las estaciones que presentaron la onda superficial polarizada a los 120 segundos del registro. Con los registros filtrados, se realizó un gráfico tiempo contra distancia (figura 4.19) tomando como referencia el epicentro. Se observan de manera clara, dos arribos polarizados en este rango de frecuencias, el primer arribo es el observado en todas las estaciones de todas las zonas. Su velocidad aparente es de 3.2 km/s. Además, se observa un pulso entre los 110 y 120 segundos, el cual es el pulso que hemos estudiado hasta ahora. Este pulso tiene una velocidad aparente de 2.0 km/s.

Aparentemente, los pulsos previamente señalados provienen del epicentro debido a que los

pulsos se observan primero en la estación mas cercana y arriban a la última estación con mayor tiempo. Esto contradice todo lo previamente planteado, sin embargo, que los pulsos se observen provenientes del epicentro es un efecto de la asignación del tiempo absoluto a los registros. Lo que es posible destacar de este resultado es que a pesar de la ambigüedad del método de GDP, podemos definir que estos dos pulsos viajan por la misma estructura ya que tienen la misma dirección y sentido de propagación.

El campo de ondas incidente para este sismo de gran magnitud, con una dirección desde la Ciudad de México al epicentro de 132° muestra arribos de ondas polarizadas tanto provenientes del epicentro como secundarios. En frecuencias bajas (0.075 a 0.2 Hertz) encontramos principalmente con 3 arribos polarizados. El primer arribo analizado está presente en todas las estaciones de los arreglos propuestos, este tiene una dirección de arribo de -105° con una velocidad aparente de 3.2 km/s , este arribo se identificó como una onda superficial de tipo Rayleigh.

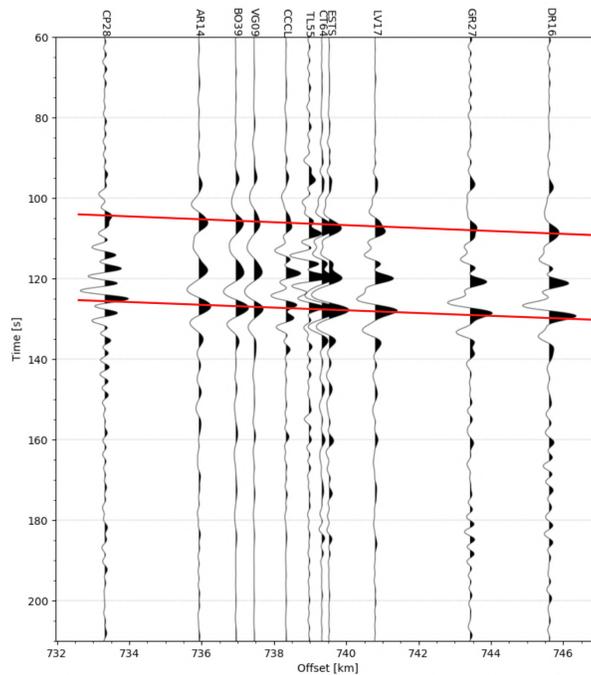


Figura 4.19: Sección tiempo contra distancia de los registros filtrados. Se encuentran señalizados los pulsos observados y resaltados gracias a la aplicación del filtro de polarización. La línea roja señala la propagación de los arribos polarizados. El primer arribo tiene una velocidad aparente de 3.2 km/s ; El segundo 2.0 km/s .

El segundo arribo identificado se presentó con un grado de polarización mayor a 0.8 en las estaciones de la zona 4. Este arribo tiene una dirección de -135° en promedio, la frecuencia de este arribo es de 0.1 a 0.2 con una velocidad aparente de 2.0 km/s . Este arribo muy probablemente sea una onda superficial de tipo Rayleigh. Su origen puede estar dentro de la cuenca debido al contraste de densidades en los materiales. Además, estas ondas viajan a partir de la estructura profunda de la cuenca, ya que como muestra la figura 4.18, este se presenta en estaciones donde las condiciones de suelo cambian.

A los 180-200 segundos, al inicio de la coda de los registros, se observa el tercer arribo en todas las zonas. La dirección de arribo promedio es de 180° o 0° . Esta onda llega con una baja amplitud y con una frecuencia menor a 0.1 Hz. Los arribos polarizados de alta frecuencia se encuentran principalmente en los arribos directos, para este caso, se observan múltiples arribos entre la onda P y la onda superficial (de 0 a 80 segundos). Estos arribos puede deberse a diferentes fases sísmicas de la onda P. Después de estos arribos, los arribos de alta frecuencia se comportan como aleatorios y no se pueden correlacionar los arribos en diferentes estaciones.

4.2.3. Sismo del 18 de abril del 2014

Analizamos este sismo para comparar el campo de onda con diferente backazimuth. En este caso, tenemos una dirección de propagación de -140° con respecto a la ciudad de México. Los resultados previos nos han mostrado una onda superficial de tipo Rayleigh con un rango de frecuencias desde 0.1 hasta 0.3 Hz. Esta onda arriba con una dirección de propagación diferente a la principal. Esto nos indica que las ondas con esta dirección son difractadas en algún punto de su viaje y debido a su arribo temporal, posiblemente contribuyen a la aceleración pico.

Como se muestra en la figura 4.20 las ondas polarizadas arriban únicamente en la dirección principal. Las ondas provenientes del epicentro son muy claras y están fuertemente polarizadas. Estas pueden observarse como la gran polarización con una dirección de 0° o 180° , según sea el caso, con un rango de frecuencias de 0.07 a 0.3 Hz. También se observan arribos con una frecuencia entre 0.1 y 0.2 Hz. en la dirección principal.

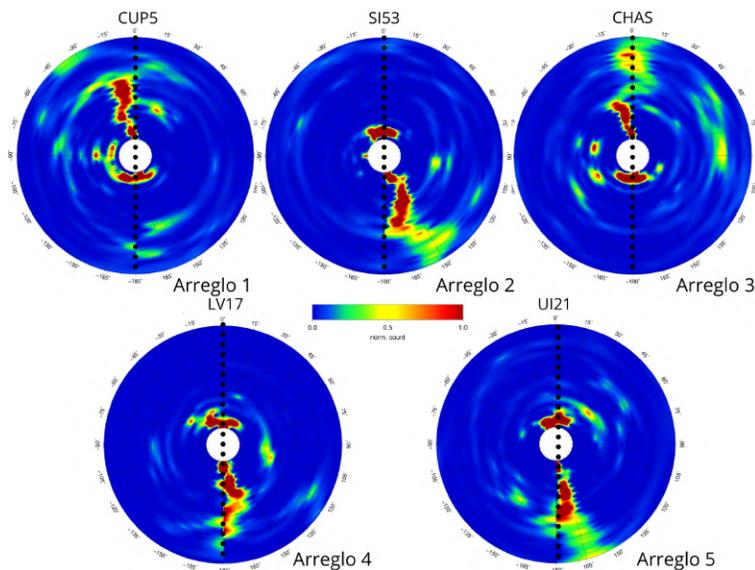


Figura 4.20: Estaciones representativas de cada arreglo propuesta para este estudio. CUP5 para el arreglo 1, SI53 para 2, CHAS para 3, LV17 para 4 y UI21 para 5.

Principalmente, en la figura 4.21 observamos en las 3 estaciones presentadas, en los primeros 20 segundos, el arribo de la onda P, este arribo tiene la dirección principal y en todos los casos tiene un amplio rango de frecuencias (0.075 a 0.6 Hz). Posteriormente, en los segundos 40 a 60 segundos, una onda de frecuencia baja en la zona intensa del acelerograma. Esta onda, por su frecuencia y tiempo de arribo, muy probablemente sea la onda superficial de 10 segundos de periodo que se utilizó para alinear los registros. En este caso, esta onda se presenta de manera clara en la representación tiempo contra frecuencia del grado de polarización.

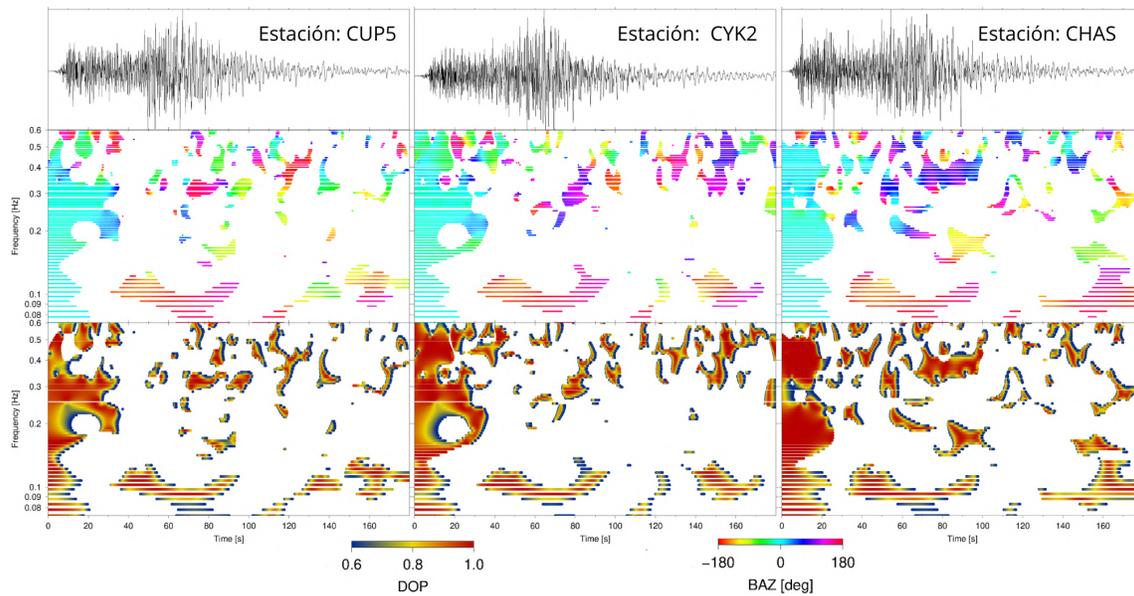


Figura 4.21: Representación tiempo contra frecuencia del grado de polarización para las estaciones CUP5, CYK2 y CHAS de las zonas 1, 2 y 3 respectivamente.

De igual manera que en el sismo del 19 de septiembre del 2017, el primer arribo observado aparenta ser el arribo directo de la onda P. Este muestra un amplio rango de frecuencia que, no necesariamente corresponden al movimiento generado por dicha onda. Para identificar la contribución y frecuencia de la onda P, se graficó la linealidad de las ondas polarizadas en la estación CUP5.

Como se observa en la figura 4.22, en frecuencias menores a 0.3 Hz, el movimiento es circular, esto indica que la amplitud en la componente vertical y radial en dichas frecuencias es igual, además, se presenta un desfase entre dichas componentes de $\pi/4$. El método del GDP no es dependiente de la amplitud del registro, por ello este puede resaltar movimientos elípticos con muy baja amplitud. Es por esto que, para frecuencias menores a 0.3 Hz, se observa el ruido de fondo con un movimiento circular. Sin embargo, este no representa el movimiento generado por la onda P. En frecuencias mayores a 0.4 Hz, donde el movimiento es principalmente lineal, se atribuye al paso de la onda P.

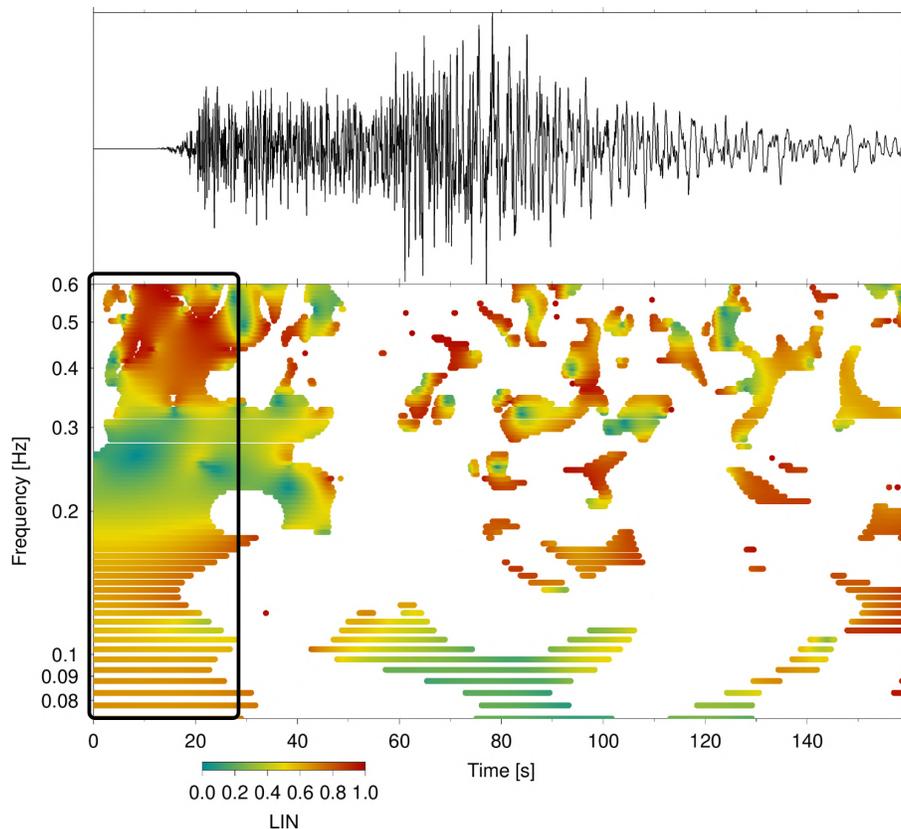


Figura 4.22: Linealidad de los arribos polarizados de la estación CUP5. Donde 1 es perfectamente lineal y 0 es un movimiento circular. El cuadro negro resalta el primer arribo donde para frecuencias menores a 0.4 Hz, el movimiento es principalmente circular mientras que para frecuencias mayores, el movimiento es principalmente lineal y se atribuye al movimiento generado por una onda P.

En frecuencias mayores (arriba de 0.3 Hz) se muestran ondas con una dirección aproximada de 90° en la estación CHAS entre 60 y 100 segundos pero esta onda no se observa en las demás estaciones.

Las estaciones de la zona 4 y 5 (figura 4.23) no varían significativamente con respecto a las anteriores. Se observa de manera clara el arribo de la onda P y la onda superficial de 10 segundos de periodo. Asimismo, después de los 100 segundos, observamos ondas polarizadas que no presentan coherencia visual entre estaciones.

Empleando un mayor interés en estaciones de la zona 2 y 3, se realizó una correlación visual presentada en la figura 4.24. Cabe destacar que estas estaciones están cercanas entre ellas aproximadamente a 2 km. En estas estaciones se observan dos ondas señaladas, una presente en las 4 estaciones con un rango de frecuencias de 0.2 a 0.3 Hz. Por otra parte, en la estación CHAS y ES57 se observa un pulso con una dirección preferencial de 90° . Este pulso es de mayor frecuencia y aparentemente contribuye con la zona intensa del registro. Sin embargo, a simple vista, no parece correlacionarse con las diferentes estaciones.

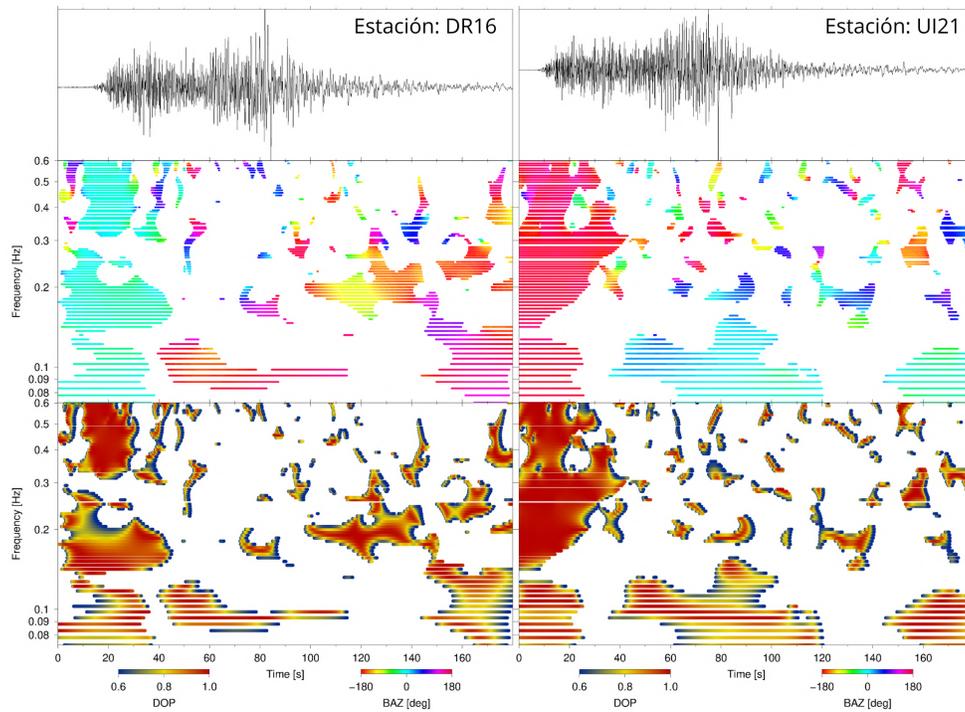


Figura 4.23: Representación tiempo contra frecuencia del grado de polarización de las estaciones DR16 y UI21 de las zonas 4 y 5 respectivamente.

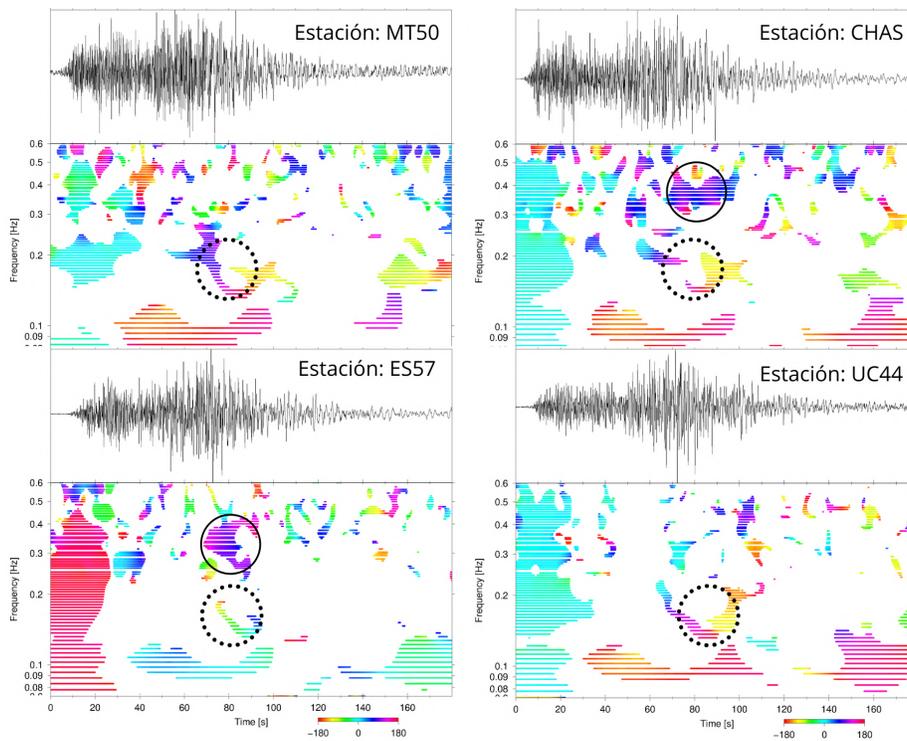


Figura 4.24: Visualización de ondas no provenientes del epicentro a partir de los 60 segundos del registro. Los círculos señalan arribos en común en las diferentes estaciones de la RACM.

Se aplicó diferentes filtros de polarización a las estaciones para obtener una sección tiempo contra distancia y observar los diferentes arribos polarizados a lo largo de las estaciones. El primer filtro se obtuvo con un rango de frecuencias de 0.075 a 0.15 Hz. Con este filtro, se observa la onda superficial con un periodo de 10 segundos. Esta onda presenta la velocidad de 3.2 Km/s. Esta onda se observa de manera clara a lo largo de todas las estaciones.

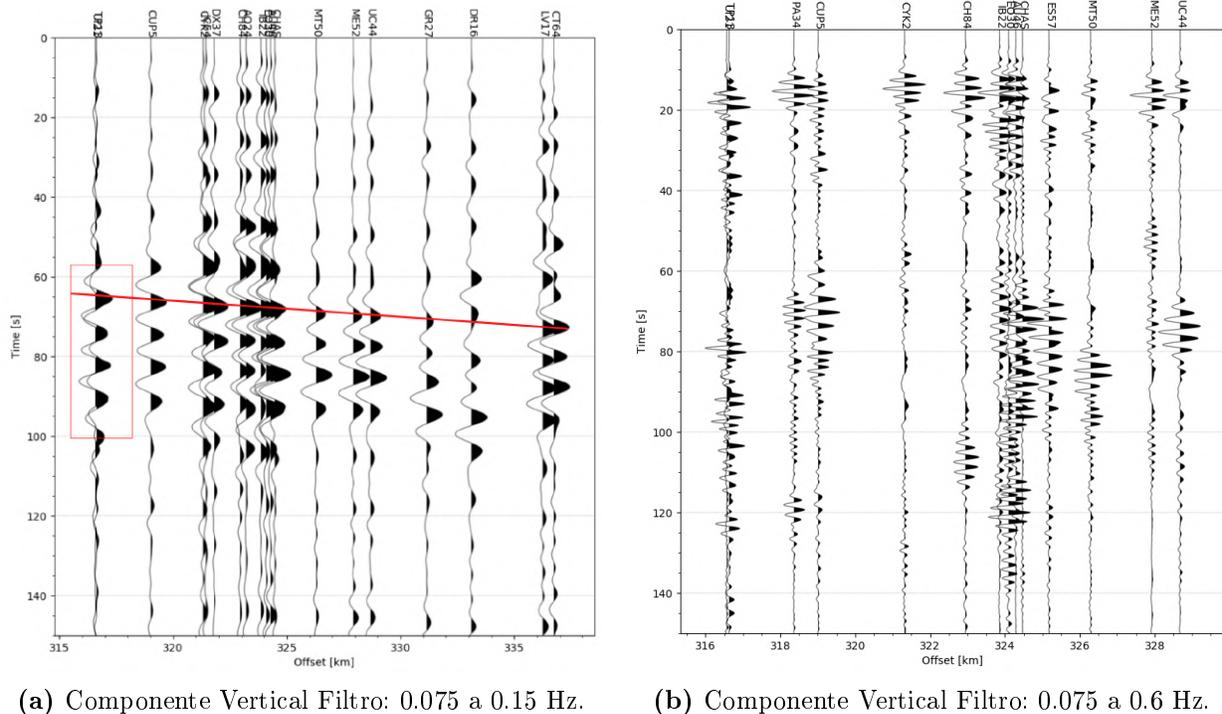


Figura 4.25: Secciones tiempo contra distancia, para diferentes filtros GDP del sismo del 18 de abril del 2014. La línea rojas señalan la propagación del arribo polarizado con una velocidad aparente de 3.2 km/s.

Además, se aplicó el filtro con el rango de frecuencias completo (0.075 a 0.6 Hz) con la finalidad de observar las ondas polarizadas con una dirección secundaria. La figura 4.25b muestra los registros. Como se observa, no es posible seguir un pulso a lo largo de las estaciones. Esto nos indica que lo observado en la figura 4.24 posiblemente se deba a condiciones locales y no a un efecto regional. Debido a la separación entre estaciones, no es posible realizar con mayor detalle la descripción de dicha onda.

A partir de estos tres sismos estudiados con el grado de polarización. Se muestra que hay un claro cambio en el comportamiento en el campo de ondas incidente según el trayecto de las ondas. Para el sismo del 19 de septiembre del 2017, se observaron arribos no provenientes del epicentro que aparentemente contribuyen en la zona intensa del registro. Esta onda tiene una dirección promedio de 60° o bien, su ángulo complementario de -120° . Esta ambigüedad del método nos impide tener con claridad la dirección del arribo. Esta onda no está presente en todos los registros. Observándose únicamente en el arreglo 5 ubicado en la zona de lomas, arreglo 3 con estaciones en las tres diferentes zonas geotécnicas de la ciudad.

El sismo del 08 de septiembre del 2017 presenta arribos polarizados en toda la duración del registro. En todas las estaciones se observó un arribo polarizado con una frecuencia menor a 0.1 Hz. Este arribo tiene una dirección promedio de 105° . Por otra parte, se observó un arribo de mayor frecuencia (0.1 a 0.2 Hz.) y una dirección de -135° presente solo en las estaciones mas al norte de la ciudad de México (arreglo 3, 4 y estaciones en la zona de lago).

Finalmente, el sismo del 18 de abril del 2014, no presenta arribos polarizados con una dirección diferente a la epicentral, muestra un arribo fuertemente polarizado y con una amplia duración en todos los registros. Esta onda aparenta ser una onda Rayleigh viajando por la estructura de sur de México.

Conforme a este análisis, los polarigramas se dividieron en tres secciones mostradas en la figura 4.26. En todas las estaciones es visible el primer arribo con un amplio rango de frecuencias. En los tres sismos, observamos este arribo, sin embargo con sus diferencias: Para el primer sismo observamos este arribo con un rango de frecuencias desde 0.2 hasta 0.6 Hz. Para el sismo del 08 de septiembre, se observan múltiples arribos en los primeros segundos, dada la distancia epicentral y magnitud, es posible que sean fases sísmicas de la onda P. El sismo del 18 de abril muestra una característica particular en este arribo, ya que presenta polarización en todo el rango calculado y se extiende hasta los 20 segundos de los registros.

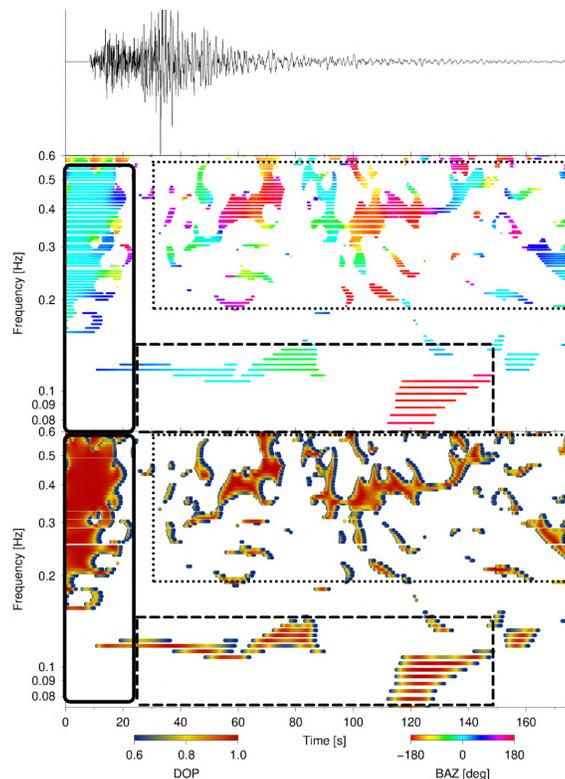


Figura 4.26: Imagen resumen del análisis de polarización utilizando la estación CUP5 para el sismo del 19 de septiembre del 2017. El cuadro negro marca el primer arribo de banda ancha, el cuadro intermitente señala las ondas superficiales de baja frecuencia; el cuadro punteado visualiza los arribos tardíos polarizados presentes en los acelerogramas. Arriba, Componente vertical de la estación CUP5. Medio, azimut inverso de las ondas polarizadas en tiempo y frecuencia. Abajo, Grado de polarización visualizado en tiempo y frecuencia.

Las ondas superficiales de baja frecuencia visualizadas en este rango variaron de polarización como de dirección de propagación. Se realizaron correlaciones entre estaciones y se observaron ondas presentes solo en algunos arreglos como en el caso de los sismos del 2017. En el caso particular del 18 de abril del 2014, se observó una onda superficial con una larga duración en un rango de frecuencias entre 0.1 y 0.2 Hz en todas las estaciones.

Los sismos del 2017 presentan en las estaciones al norte de la ciudad de México correspondientes a los arreglos 3 y 4 ondas no provenientes del epicentro en un rango de frecuencias de 0.1 a 0.3 Hz. Esta onda observada durante el movimiento intenso, en ambos casos tienen una dirección preferencial SW-NE. Los resultados presentados sugieren que estas ondas se generan dentro de la cuenca ya que solo están presentes en algunos arreglos de estaciones. Dadas sus velocidades y frecuencias estas ondas posiblemente sean ondas Rayleigh viajando por la estructura profunda de la cuenca. Esto explicaría el por que esta onda viaja a través de la parte norte de la cuenca sin sufrir una fuerte atenuación debida a las capas superficiales.

Los arribos polarizados tardíos presentes en los polarigramas señalados en la figura 4.26 son observados en los tres sismos. Para el sismo del 08 de septiembre se presentan un gran número de arribos difusos con múltiples direcciones de arribo. Aparentemente, la dirección de polarización es aleatoria. Los sismos del 19 de septiembre y 18 de abril presentan un menor número de arribos polarizados tardíos. Sin embargo, la correlación de estos entre estaciones no es clara y su dirección de polarización también aparenta ser aleatoria.

Es posible observar que existen arribos polarizados en donde el movimiento registrado ya casi regresa a los niveles de ruido. Esto se debe a que el método del grado de polarización no es dependiente de la amplitud del registro. Con ello, estos arribos pueden explicarse a partir de condiciones locales donde se encuentra la estación. Para corroborar lo anterior, es necesario contar con estaciones mas cercanas entre sí.

Capítulo 5

Integración de resultados

El análisis del campo de ondas a partir de las metodologías expuestas en los capítulos anteriores muestran la existencia de arribos múltiples con características particulares para cada dirección epicentral. Las metodologías empleadas obtienen la dirección de propagación; el método del grado de polarización obtiene resultados a partir de una sola estación mientras que el método FK necesita un arreglo de estaciones.

A partir del método FK, en un rango de frecuencias de 0.065 a 0.55 Hz se obtuvieron velocidades entre los 4 y 1 km/s. Los sismos del 08 y 19 de septiembre del 2017, con una dirección epicentral de 132° y 156° respectivamente, mostraron arribos no provenientes del epicentro en la dirección SW-NE para frecuencias de 0.3 hasta 0.55 Hz.

Conforme se observan frecuencias mayores a 0.5 Hz, la incidencia de arribos no provenientes del epicentro se acentúa hasta el punto donde no es posible distinguir la forma de onda. La existencia de estos arribos múltiples podría deberse a una distribución de los arreglos de estaciones, o bien, a las múltiples reflexiones de las ondas en el valle. Sin embargo, estos arribos no se presentan en la misma cantidad para el sismo del 18 de abril del 2014. En este evento observamos únicamente arribos provenientes del epicentro.

El método del grado de polarización resalta únicamente las ondas polarizadas elípticamente o linealmente en el plano R-Z, con este podemos identificar ondas de tipo Rayleigh u ondas P. Los resultados muestran principalmente lo siguiente: a) ondas Primarias en los primeros segundos del registro, b) Ondas superficiales de tipo Rayleigh con frecuencias menores a 0.3 Hz, y c) arribos tardíos con frecuencias mayores a 0.4 Hz. Además, podemos resaltar que éste método identifica la dirección de propagación de dichas ondas.

Tanto el método del grado de polarización como el método F-K mostraron arribos directos (provenientes del epicentro) como arribos con una dirección diferente a la epicentral. El rango de frecuencias empleado en ambos métodos coincide para asegurar que se está observando el mismo campo incidente. Ambos métodos muestran arribos secundarios (no procedentes del epicentro) con una dirección preferencial SW-NE. En esta dirección se observan ondas con frecuencias mayores a 0.4 Hz. para el método FK.

El grado de polarización resalta arribos secundarios con frecuencias menores a 0.3 Hz. Para poder discriminar y caracterizar dichos arribos, a continuación se presenta un análisis en conjunto de ambas metodologías.

5.1. Análisis en conjunto

Los resultados de ambas metodologías (FK y GDP) muestran una correlación al compararlos. El rango de frecuencias en el cual se observan fuertes correlaciones es antes de los 0.4 Hz. debido a que el grado de polarización muestra energía con arribos y direcciones diferentes.

Para el sismo del 19 de septiembre del 2017, se observó a partir del grado de polarización un arribo con una rotación de 60° con respecto a la dirección epicentral (150°). Este arribo se acentúa en los arreglos 3 y 5 con una frecuencia entre 0.1 a 0.25 Hz. En los arreglos 1 y 2 presenta un grado de polarización menor y una frecuencia mas definida (0.1 a 0.18 Hz).

Arribos con una misma rotación se observan en los espectros de lentitud del componente radial, en frecuencias entre 0.28 hasta 0.325 Hz. Esto implica que estos arribos están generando un movimiento horizontal mayor que en la dirección vertical. La velocidad recuperada es de 0.95 km/s con una dirección de -150 grados con respecto al norte.

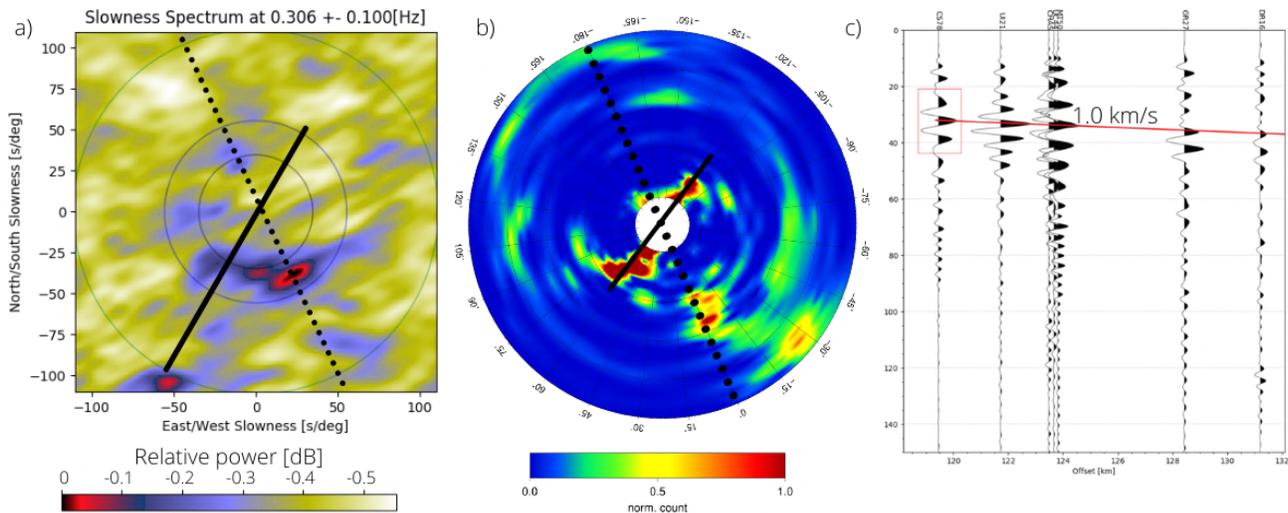


Figura 5.1: Observación de ondas secundarias (no provenientes del epicentro) en el sismo del 19 de Septiembre del 2017. a) Espectro de lentitud de la componente R calculado con todas las estaciones propuestas. b) Gráfico polar de las ondas polarizadas observadas en la estación CHAS. c) Sección tiempo contra distancia utilizando las trazas filtradas, a través del GDP, de los arreglos 3, 4 y 5 en una banda de frecuencias de 0.0833 a 0.3 Hz. La línea discontinua en a) y b) indica la dirección epicentral, la línea continua indica energía que llega en una dirección secundaria. La línea roja señala la propagación del arribo polarizado observado. Este pulso tiene una velocidad de 1.0 km/s.

La figura 5.1a muestra el espectro de lentitud calculado para un rango de frecuencias entre 0.2 y 0.4 Hz, en el cual, podemos observar la dirección epicentral y la dirección de los

arribos no provenientes del epicentro. La figura 5.1b muestran el grado de polarización para la estación CHAS en el arreglo 3. La dirección de propagación y la frecuencia coinciden con la del método FK. Para obtener la velocidad de dicho arribo, se filtraron, a través del GDP, los registros a una frecuencia de 0.0833 a 0.3 Hz de los arreglos 3,4 y 5, se realizó una sección tiempo contra distancia (5.1c) y se obtuvo una velocidad aparente de 1 km/s.

El espectro de lentitud fue calculado juntando todas las estaciones de todos los arreglos, es decir, este arribo está presente en todas las estaciones. Lo anterior concuerda con los resultados del GDP. La presencia de los arribos que provienen de otra dirección se hace presente principalmente en el arreglo 3.

La figura 5.2 muestra la distribución de arribos observados con respecto a la dirección y frecuencia. Como se observa, el máximo número de arribos proviene del epicentro. Además, se observan arribos no provenientes del epicentro con una dirección de 190 a 220 grados. La frecuencia de análisis de estos arribos son mayores a 0.2 Hz y mantienen la dirección observada por el método del grado de polarización.

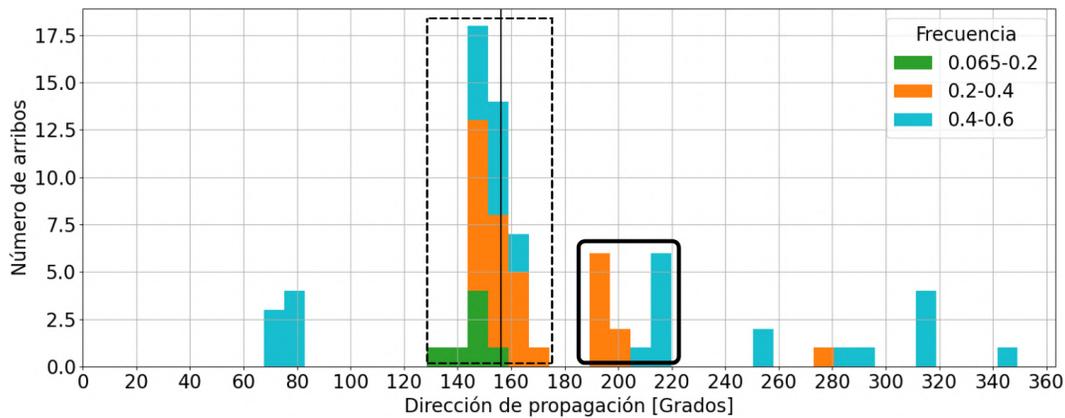


Figura 5.2: Distribución de los arribos recuperados a partir del método FK para el sismo del 19 de septiembre del 2017 utilizando las estaciones del arreglo 3. Cuadrado intermitente marca los arribos provenientes del epicentro. El cuadro sólido muestra los arribos con una rotación de 210 grados en promedio. Línea sólida marca la dirección epicentral.

El grado de polarización recuperado para el sismo del 08 de septiembre del 2017 mostró en particular dos arribos de baja frecuencia observables en diferentes estaciones y arreglos. La figura 5.3 muestra estos dos arribos observados. El primero tiene una frecuencia menor a 0.1 Hz y éste está presente en todas las estaciones. Además, este arribo tiene una rotación de su dirección de propagación de 90° con respecto a la dirección epicentral.

Las estaciones GR27 y ESTS del arreglo 4 muestran un arribo con una frecuencia entre 0.1 y 0.2 Hz. Este arribo solo está presente en las estaciones al norte de la ciudad de México. Por ello, en las estaciones CUP5 y SI53 de los arreglos 1 y 2 no está presente. De igual manera, presenta una rotación con respecto de la dirección epicentral pero de 45° . Estos dos arribos presentan una ambigüedad de 180° entre sí, ya que si el primer arribo tiene una dirección de 90° el siguiente tendrá una dirección de -45° y viceversa.

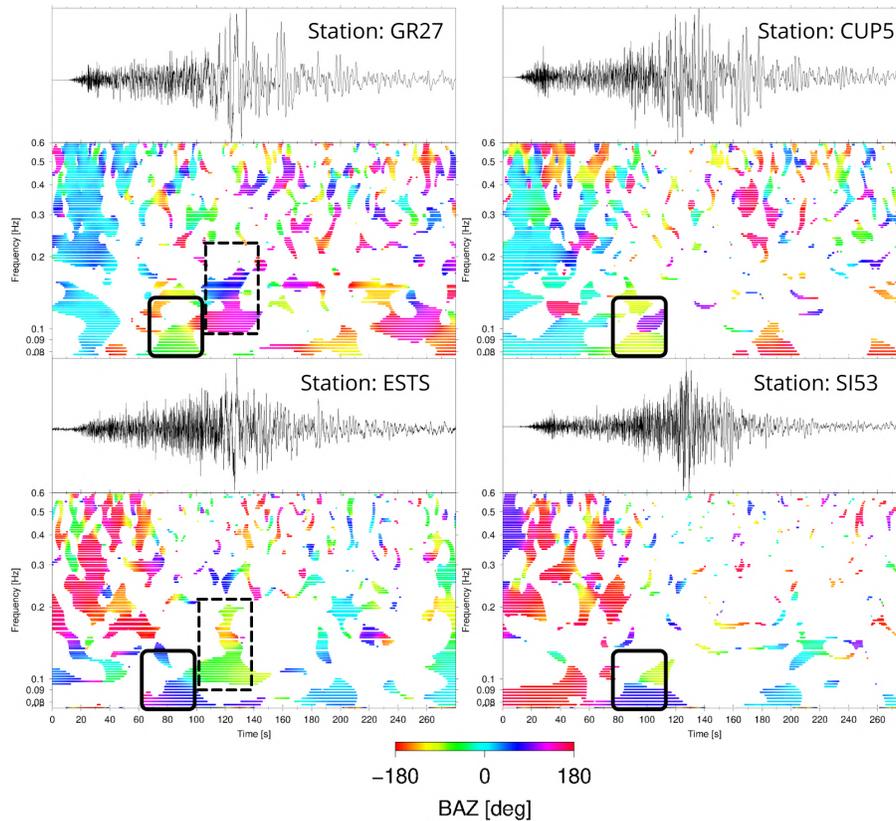
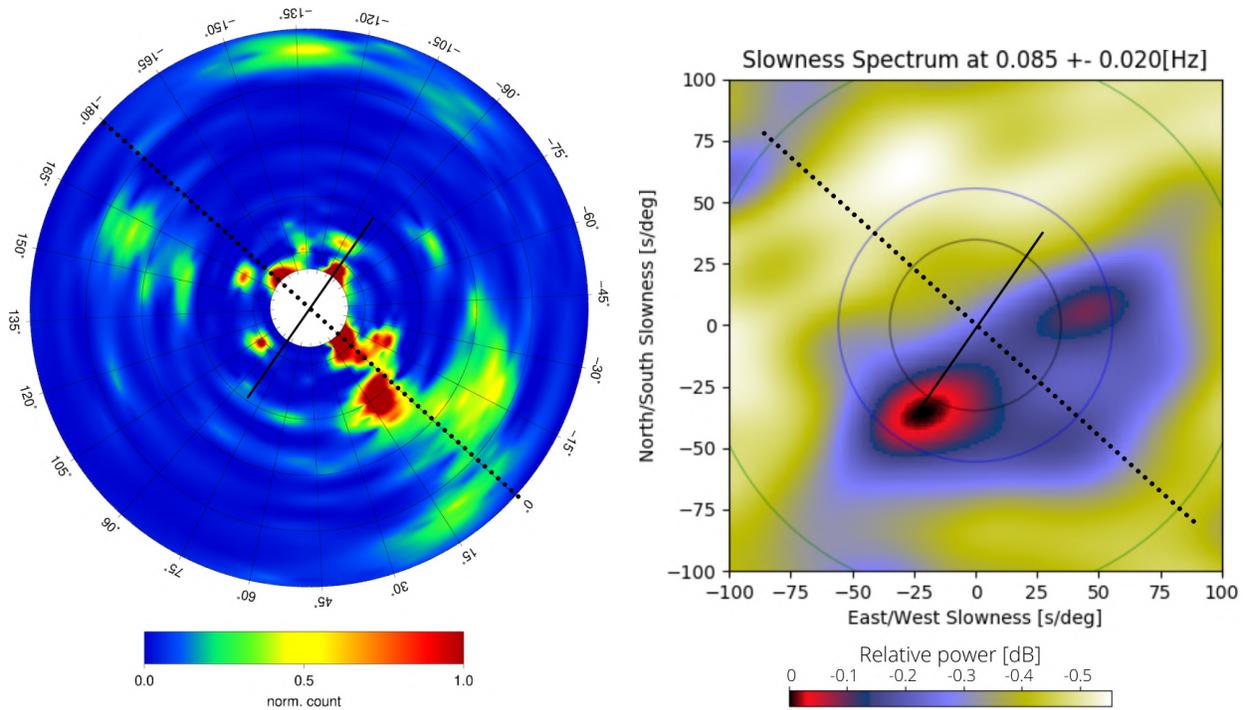


Figura 5.3: Azimuth inverso de las ondas con un grado de polarización mayor a 0.6 calculado a partir del sismo del 08 de septiembre del 2017. Cuadro solido enmarca un arribo de baja frecuencia observado en todas las estaciones propuestas para este estudio; El segundo resalta un arribo observado únicamente en las estaciones al norte de la ciudad de México.

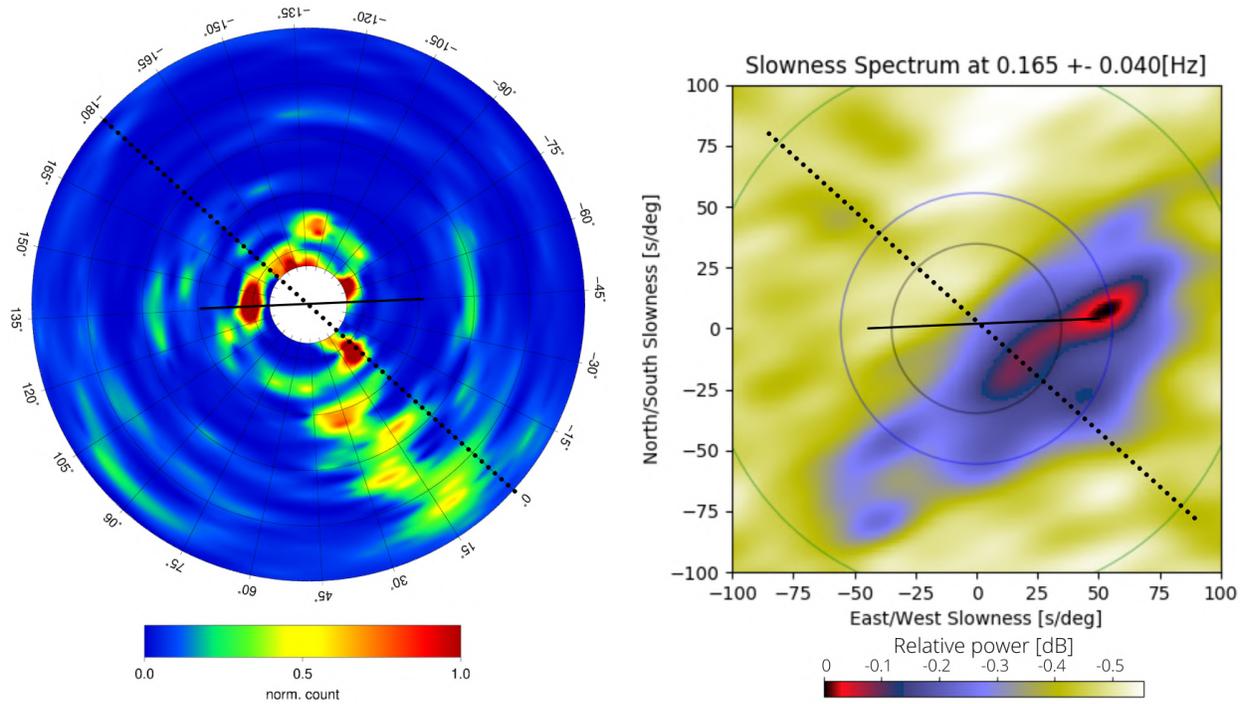
El primer arribo de baja frecuencia es posible observarlo a partir de los resultados de los espectros de lentitud (figura 5.4). Los arribos se presentan principalmente en la componente radial para frecuencias menores de 0.1 Hz. El espectro de lentitud muestra un solo arribo con una dirección de propagación de 210° y una velocidad de 3.0 km/s. La dirección coincide con la observada a partir del método del grado de polarización. Sin embargo, como previamente se presentó, este método presenta una ambigüedad de 180° que, para la estación CUP5 (figura 5.4a), el arribo está presente en la misma dirección pero sentido opuesto.

Lo mismo se presenta para el arribo observado en las estaciones al norte de la ciudad de México. El grado de polarización presenta una ambigüedad de 180° en el sentido del arribo, pero mantienen una misma dirección de propagación. La estación ESTS del arreglo 4 (figura 5.4c) muestra un arribo con una dirección de 270° y una frecuencia entre 0.1 y 0.2 Hz. El espectro de lentitud de la componente radial presente en la figura 5.4d únicamente presenta un arribo con una dirección de propagación de 90 grados con una velocidad de 2 km/s.

Los resultados presentan una gran coherencia entre si, debido a que ambos presentan ondas con una dirección y frecuencia similar. Si se analiza únicamente los espectros de lentitud de la componente radial aparentemente los resultados son aleatorios. No obstante con ayuda del método GDP podemos observar dichos arribos en tiempo y frecuencia.



(a) Gráfico polar del Grado de polarización para la estación CUP5 (Arreglo 1). (b) Espectro de lentitud calculado con la componente radial de todas las estaciones propuestas.



(c) Gráfico polar del Grado de polarización para la estación ESTS (Arreglo 4). (d) Espectro de lentitud calculado con la componente radial de todas las estaciones propuestas.

Figura 5.4: Comparación entre los resultados del grado de polarización y el método FK para el sismo del 08 de septiembre del 2017. La línea punteada marca la dirección epicentral, la línea sólida indica energía que llega en una dirección secundaria.

El grado de polarización utilizado como un filtro revela estos dos pulsos previamente discutidos en tiempo. Con los registros filtrados se realizó una sección tiempo contra distancia de las estaciones al norte de la cuenca de la ciudad de México (Arreglo 4 y estaciones de la zona de lago IIIb,c y d). La figura 5.5 muestra dos pulsos señalados que corresponden a los arribos 1 y 2. La pendiente que definen los máximos de estos pulsos indican velocidades de 3.2 y 2 km/s respectivamente. Estas velocidades recuperadas coinciden con las obtenidas en el espectro de lentitud para la componente radial.

Estos pulsos, al estar presentes tanto en la componente vertical como radial, permiten concluir que se trate de ondas Rayleigh. Además, la presencia de la segunda onda únicamente observada en las estaciones al norte, que estas sean generadas en un punto dentro de la cuenca. Por la velocidad que presentan y al estar presente en diferentes zonas geotécnicas, estas posiblemente viajen por la estructura profunda de la cuenca.

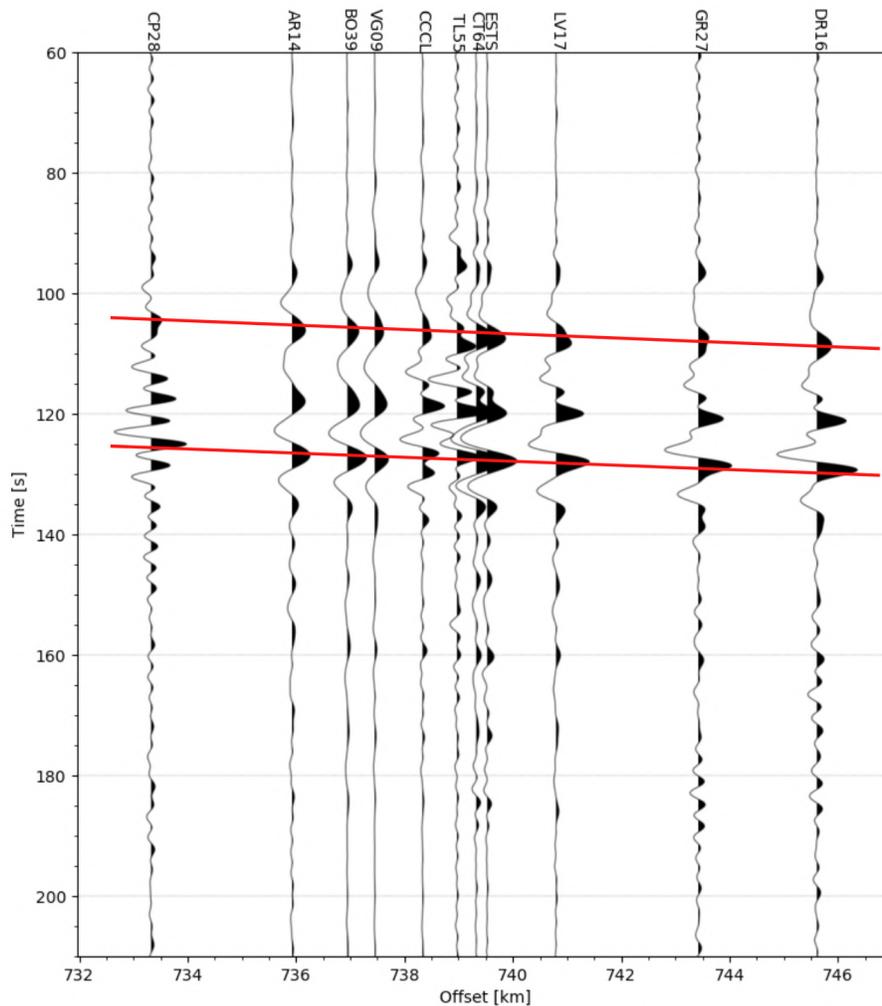
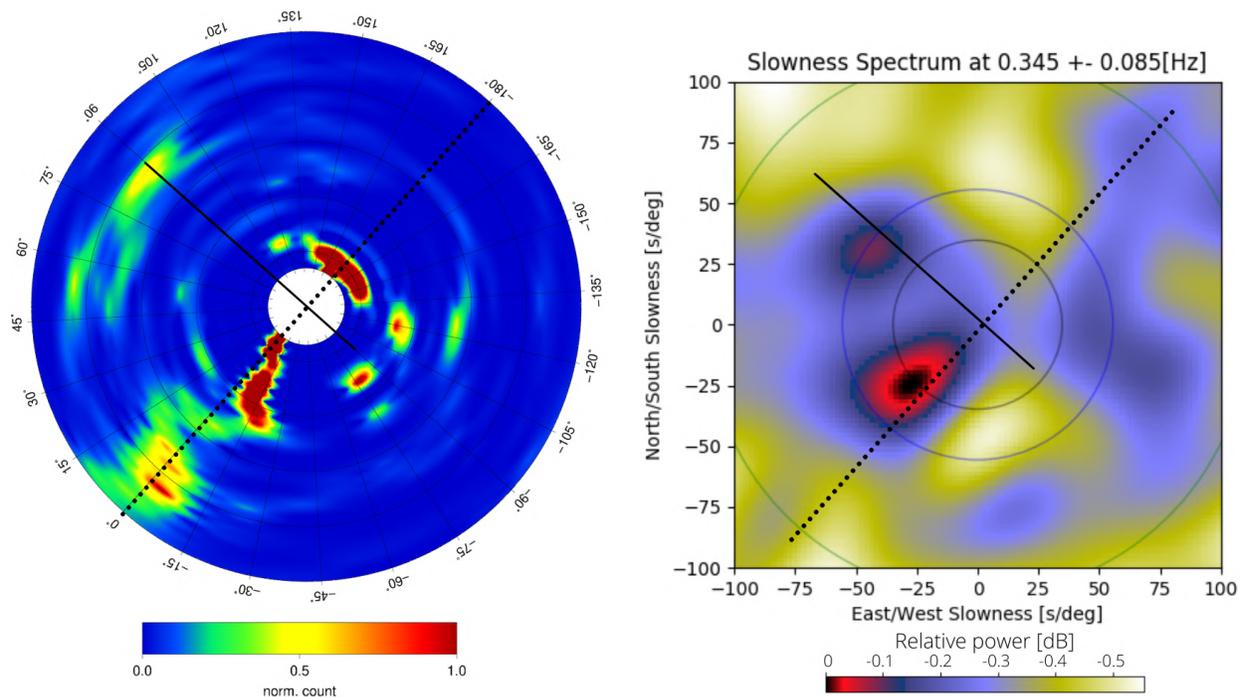


Figura 5.5: Sección tiempo contra distancia de la componente vertical de las estaciones de los arreglos 3 y 4 junto a las estaciones de lago que mantienen una misma latitud. Los registros se filtraron utilizando el grado de polarización entre 0.075 y 0.3 Hz. El primer arribo señalado tiene una velocidad de 3.2 Km/s y una frecuencia menor a 0.1 Hz; el segundo arribo tiene una velocidad aproximada de 2 km/s.

La comparación de resultados para el sismo del 18 de abril del 2014 (5.6) tiene una dirección epicentral promedio de 220 grados con respecto al norte. Para este particular sismo, para frecuencias bajas (menores a 0.3 Hz.) no se observan arribos rotados. Por el contrario, se observa un pulso bien definido entre 0.0833 y 0.15 Hz proveniente del epicentro. Este arribo es claro que se trate del modo fundamental de onda superficial de tipo Rayleigh con un periodo de 10 segundos. Además, este arribo tiene una velocidad de 3.2 km/s, lo cual coincide con la velocidad utilizada para aplicar la corrección por tiempo absoluto.

Los resultados del método FK muestran un aumento de la velocidad en las ondas que viajan en la componente vertical y radial a velocidades mayores a 3.5 km/s en frecuencias arriba de 0.1 Hz. Por otra parte, presenta una curva de dispersión definida para la componente transversal que puede indicar una contribución mayor de ondas de Love para este caso.



(a) Gráfico polar del Grado de polarización para la estación CHAS (Arreglo 3) (b) Espectro de lentitud calculado con la componente vertical de el arreglo 3.

Figura 5.6: Comparación entre los resultados del grado de polarización y el método FK para el sismo del 18 de abril del 2014. La línea punteada marca la dirección epicentral, la línea solida indica energía que llega en una dirección secundaria.

La dirección epicentral de este sismo es similar a la dirección de las ondas rotadas observadas en los previos casos (10 grados de diferencia) y esto parece influir en la observación de ondas con diferentes direcciones. Al tener la misma dirección (SW) que las ondas superficiales rotadas observadas en los sismos previos, se observan pulsos bien definidos, un alto grado de polarización y un aumento en su velocidad, por lo que puede implicar que para esta dirección, exista un cambio en la estructura por la que se propagan las ondas.

Para frecuencias mas altas (mayores a 0.3 Hz.) obtenemos en el arreglo 3 de estaciones arribos con una dirección aproximadamente NW-SE. Sin embargo, este arribo no parece ser

el más energético para el caso de la componente Radial, ni aparenta tener un alto grado de polarización. Estos arribos pueden tratarse de modos superiores de onda Rayleigh y generarse en estructuras más someras de la cuenca y nos pueden dar información más detallada sobre la estructura de la cuenca de la ciudad de México.

Los primeros dos sismos analizados provienen de una dirección epicentral SE (19 de septiembre del 2017; 156° y 08 de septiembre del 2017; 132°), de los cuales, presentan una rotación en la incidencia de las ondas para frecuencias entre 0.1 y 0.3 Hz. En promedio, este campo incidente secundario, con respecto a la dirección epicentral, incide con una dirección entre 220° y 190° .

La observación de estas ondas está principalmente en las componentes radial y vertical en el caso del método FK. El método del grado de polarización resalta las ondas polarizadas elípticamente en dichas componentes. Ambos métodos coinciden en lo observado y dados los resultados, las ondas observadas son ondas superficiales de tipo Rayleigh.

Los arribos polarizados con velocidades de 3, 2 y 1 km/s con una frecuencia promedio de 0.08, 0.1667 y 0.25 Hz (12.5, 6 y 4 s) observados en los sismos del 2017 fueron identificados como modos fundamentales de ondas Rayleigh a partir del modelo de velocidades de la cuenca del Valle de México recuperado de Shapiro et al. (2001). Las velocidades fueron comparadas con las velocidades teóricas (figura 5.7), los resultados obtenidos a partir del GDP y F-K son muy cercanos a los valores teóricos.

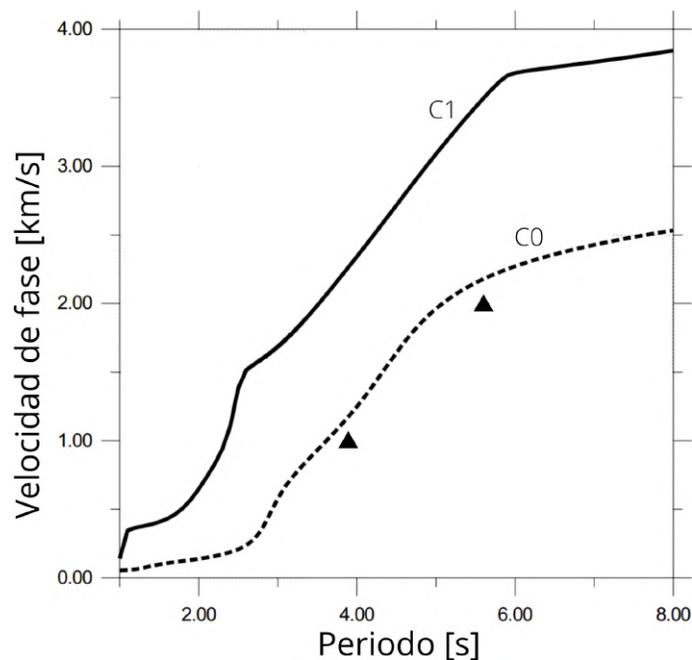


Figura 5.7: Curvas de dispersión para el modelo de la cuenca del valle de México obtenido de Shapiro et al. (2001). Los triángulos representan las velocidades de fase obtenida para los arribos no provenientes del epicentro observados para los sismos del 2017. C0 y C1 son las curvas de dispersión del modo fundamental y primer modo superior de ondas Rayleigh.

Shapiro et al. (2001) menciona que el modo fundamental de ondas Rayleigh se atenúan

en las capas superficiales de la zona de lago, sin embargo, las observaciones sugieren que estas ondas generadas dentro de la cuenca viajan por la estructura profunda de la cuenca y no parecen ser afectados por la fuerte atenuación de la capa arcillosa.

Baena-Rivera (2017) y Cruz-Atienza et al. (2016) observaron que los arribos energéticos del campo de ondas incidente están dados por modos superiores que no sufren una fuerte atenuación en las capas someras como lo es para el modo fundamental. Dadas estas características, las ondas superficiales observadas se encuentran presentes en la parte norte de la cuenca del valle de México sin ser afectadas por las capas arcillosas. Sin embargo, por sus velocidades recuperadas, no son modos superiores.

Otra posible explicación del aumento en la velocidad de las componentes verticales y radiales para el sismo del 18 de abril del 2014, es que el campo de ondas incidente esté principalmente compuesto de modos superiores de ondas Rayleigh.

Shapiro et al. (2001) y Chavez-Garcia & Salazar (2002) observaron que el campo de ondas incidente está compuesto principalmente por ondas superficiales de tipo Rayleigh. La observación de ondas no provenientes del epicentro con una frecuencia menor a 0.2 Hz y una dirección SW-NE había sido observado previamente por Cardenas-Soto et al. (2005) y Rodríguez-Abreu (2008) a partir de sismos con una dirección N-S.

Rodríguez-Abreu (2008) atribuye a esta rotación como trenes de onda S generados a partir de la FVTM. En este caso, los resultados del grado de polarización muestran únicamente ondas polarizadas en el plano radial-vertical que apoya la observación de ondas superficiales de tipo Rayleigh. Dadas las velocidades de ondas obtenidos y las direcciones, Cárdenas-Soto & Chávez-Garcia (2003) observan un punto de difracción en el límite de la FVTM y posteriormente son amplificadas por el contraste de velocidades de las capas volcano-sedimentarias y el basamento de calizas. Las velocidades obtenidas para estas ondas rotadas corresponden a las capas volcano-sedimentarias entre 1 y 2 km/s.

Las ondas con otra dirección a la del epicentro no están presentes en todas las estaciones. Estas principalmente se encuentran en los arreglos 3, 4 y 5, las cuales corresponden a las ubicadas al norte de la ciudad de México. Al no estar presentes en la zona sur, estas ondas aparentan formarse dentro de la cuenca y no fuera de ella. Estas ondas pueden explicarse como modos fundamentales de ondas Rayleigh que se propagan por las capas volcano-sedimentarias, a un kilómetro de profundidad, con una dirección preferencial SW-NE.

Otra posible explicación para estas observaciones, aunque menos satisfactorias, es que son trenes de ondas S amplificadas por el contraste de densidades. El movimiento de la partícula generado por la onda S es lineal y se genera a 90° con respecto a la dirección epicentral. Con estas características, el Método GDP podría observar dichas ondas. No obstante, el movimiento observado no proveniente del epicentro ocurre a 60° con respecto al norte, por lo que no coincide con una rotación a 90° . Además, la frecuencia de las ondas es un factor muy importante, la contribución de estas ondas rotadas se presenta en frecuencias menores a 0.3 Hz (mayores a 3 s) por lo que atribuimos el movimiento a ondas superficiales.

Las ondas superficiales no provenientes del epicentro se observaron arribos de baja frecuencia

de 0.075 a 0.3 Hz. Para frecuencias entre a 0.3 a 0.6 Hz, se observaron múltiples arribos polarizados que predominan en la coda de los registros. Los resultados sugieren que estos arribos contribuyen al movimiento violento y a la larga duración observada en la cuenca del valle de México.

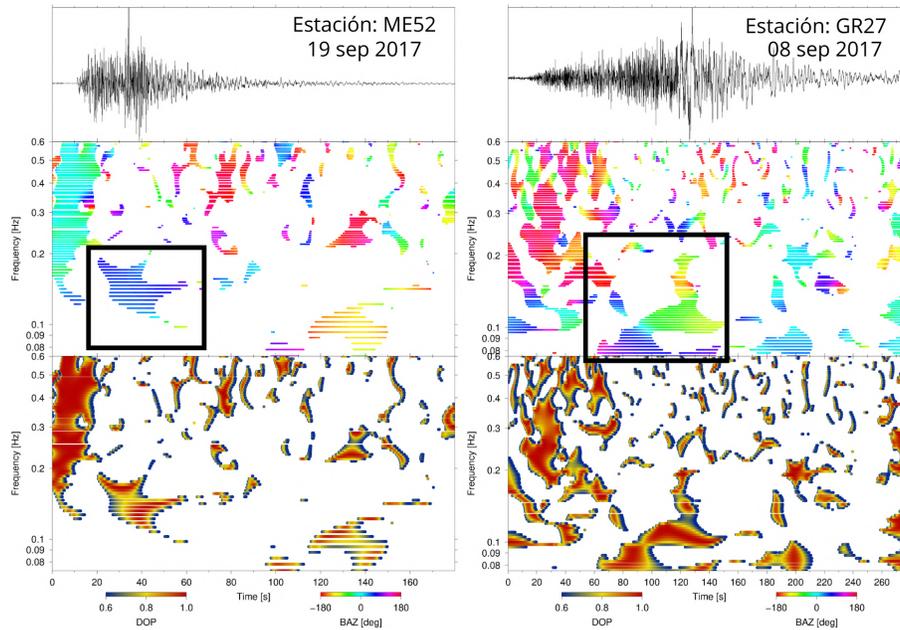


Figura 5.8: Grado de polarización y azimuth inverso obtenidos utilizando los registros de las estaciones ME52 y GR27 de los sismos del 19 y 08 de septiembre del 2017 respectivamente. El cuadro negro resalta los arribos polarizados no provenientes del epicentro.

El primer arribo observado en el sismo del 08 de septiembre del 2017, con una frecuencia menor a 0.1 Hz aparenta que es un modo fundamentales de ondas Rayleigh. La segunda onda incidente de baja frecuencia para este sismo y la observada en las estaciones al norte de la ciudad de México para el sismo del 19 de septiembre del 2017 (figura 5.8), sugieren que son modos fundamentales de ondas Rayleigh debido a su velocidad y frecuencia. Estas ondas posiblemente se propagan por las capas volcánicas a 1 km de profundidad y se desarrollan dentro de la cuenca del valle de México.

La llegada de de ondas incidentes con una dirección diferente a la epicentral en la cuenca del Valle de México no está presente en todos los casos, para el sismo del 18 de abril del 2014 con una dirección epicentral SW no presenta arribos no provenientes del epicentro. Los resultados para este sismo sugieren que las ondas superficiales arriben con mayor energía, posiblemente sean modos superiores y son amplificadas en las capas profundas.

Capítulo 6

Conclusiones

En este trabajo se analizaron los registros acelerométricos de la red del Valle de México de tres sismos con magnitudes, direcciones y distancias epicentrales diferentes. El énfasis fue comprender el movimiento fuerte producido por el sismo del 19 de septiembre de 2017. Se emplearon dos metodologías: Frecuencia-Número de onda (F-K) para arreglos de estaciones, y Grado de Polarización para el análisis de las tres componentes del movimiento en una estación.

Ambos métodos identificaron ondas que coherentemente provienen del epicentro en el rango de frecuencias de 0.065 a 0.55 Hz, y cuya presencia no depende de la zona geotécnica de registro. En frecuencias mayores es prácticamente complicado identificar ondas con alguna dirección epicentral.

Entre 0.1 y 0.4 Hz distinguimos pulsos secundarios (que no provienen del epicentro) con velocidades entre 1 y 2 km/s y con una dirección preferencial SW. La propagación de estas ondas se puede seguir en las llamadas zonas geotécnicas de Lomas, Transición y Lago IIIa.

Este campo de onda secundario parece que se genera por las ondas directas difractadas en los bordes de cuenca. De acuerdo a su velocidad con respecto a la curva de dispersión teórica, se trata del modo fundamental de ondas de Rayleigh.

Para frecuencias mayores a 0.5 Hz se observa un campo de ondas residual donde convergen el campo secundario, arribos energéticos de ondas de cuerpo, y ondas superficiales imbricadas en la resonancia de las capas superficiales arcillosas.

Esta parte sísmica residual es precisamente el factor que causa el movimiento intenso durante sismos fuertes, y es exclusivo para cada tipo de sismo y punto de registro. Por ello, resulta necesario obtener mejores modelos de la estructura somera y profunda del subsuelo para realizar predicciones confiables del movimiento sísmico del terreno en la ciudad de México .

Bibliografía

- Aki, K. & Richards, P. (2002), *Quantitative Seismology*, University Science Books.
- Baena-Rivera, M. (2017), Campos difusos generalizados para tomografía de valles aluviales: El caso del Valle de la Ciudad de México, Tesis de doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Berbellini, A., Schimmel, M., Ferreira, A. M. & Morelli, A. (2018), ‘Constraining s-wave velocity using rayleigh wave ellipticity from polarization analysis of seismic noise’, *Geophysical Journal International* **216**, 1817–1830.
- Beyreuther, M., Barsch, R., Krischer, L., Megies, T., Behr, Y. & Wassermann, J. (2010), ‘Obspy: A python toolbox for seismology’, *Seismological Research Letters* **81**, 530–533.
- Campillo, M., Gariel, J. C., Aki, K. & Sanchez-Sesma, F. (1989), ‘Destructive strong motion in mexico city: source, path, and site effects during great 1985 michoacán’, *Bulletin of the Seismological Society of America* **79**, 1718–1735.
- Capon, J. (1969), ‘High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis’, *Proceedings of the IEEE* **57**(8), 1408,1418.
- Cardenas-Soto, M. & Chavez-Garcia, F, J. (2007), ‘Earthquake ground motion in méxico city: An analysis of data recorded at roma array’, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* **27**, 475–486.
- Cardenas-Soto, M., Ferrer-Toledo, H. & Chavez-Garcia, F, J. (2005), ‘Análisis del movimiento sísmico en el valle de méxico mediante arreglos acelerométricos’, *XV Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica Artículo I-09*.
- Chavez-Garcia, F, J. & Salazar, L. (2002), ‘Strong motion in central mexico: A model based on data analysis and simple modeling’, *Bulletin of the Seismological Society of America* **92**, 3087–3101.
- Chávez-Garcia, F, J. & Bard, P. (1995), ‘Site effects in mexico city eight years after the september 1985 michoacan earthquakes’, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* **13**, 229–247.
- Chávez-Garcia, F, J., Ramos-Martínez, J. & Romero-Jiménez, E. (1995), ‘Surface-wave dispersion analysis in mexico city’, *Bulletin of the Seismological Society of America* **85**, 1116–1126.

- Chávez-García, F. J., Sánchez-Sesma, F. J., Campillo, M. & Bard, P. (1994), ‘El terremoto de michoacán de septiembre de 1985: efectos de fuente, trayecto y sitio.’, *Física de la Tierra* **6**, 157–200.
- Cruz-Atienza, V., Tago, J., Sanabria-Gómez, J., Chaljub, E., Etienne, V., Virieux, J. & Quintanar, L. (2016), ‘Long duration of ground motion in the paradigmatic valley of Mexico’, *Scientific Reports* **6**:38807.
- Cárdenas-Soto, M. & Chávez-García, J. (2003), ‘Regional path effects on seismic wave propagation in central Mexico’, *Bulletin of the Seismological Society of America* **93**, 973–985.
- Furumura, T. & Kennet, B. (1998), ‘On the nature of regional seismic phases—iii. the influence of crustal heterogeneity on the wavefield for subduction earthquakes: the 1985 Michoacán and 1995 Copala, Guerrero, Mexico earthquakes’, *Geophysical Journal International* **135**, 1060–1084.
- Gal, M., Reading, A., Ellingsen, S., Koper, K., Gibbons, S. & Näsholm, S. (2014), ‘Improved implementation of the FK and Capon methods for array analysis of seismic noise’, *Geophysical Journal International* **198**, 1045–1054.
- Galvis, A., Miranda, E., Heresi, P., Dávalos, H. & Ruiz-García, J. (2020), ‘Overview of collapsed buildings in Mexico City after the 19 September 2017 (Mw7.1) earthquake’, *Earthquake Spectra* **I-27**.
- Garini, E., Anastasopoulos, I. & Gazetas, G. (2018), ‘Soil, basin and soil–building–soil interaction effects on motions of Mexico City during seven earthquakes’, *Géotechnique* .
- Goldstein, P., D., Dodge, M. F. & Minner, L. (2003), ‘Sac2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers’, *The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology* .
- Heidarzadeh, M., Ishibe, T. & Harada, T. (2018), ‘Constraining the source of the Mw 8.1 Chiapas, Mexico earthquake of 8 September 2017 using teleseismic and tsunami observations’, *Pure and Applied Geophysics* **175**, 1925–1938.
- Heresi, P., Ruiz-García, J., Payán-Serrano, O. & Miranda, E. (2020), ‘Observations of Rayleigh waves in Mexico City valley during the 19 September 2017 Puebla–Morelos, Mexico earthquake’, *Earthquake Spectra* **I-21**.
- Horn, R. & Johnson, C. (2012), *Matrix Analysis*, Cambridge University Press.
- Iida, M. (1999), ‘Excitation of high-frequency surface waves with long duration in the valley of Mexico’, *Journal of Geophysical Research* **104**, 7229–7245.
- Lay, T. & Wallace, T. (1995), *Modern Global Seismology*, Academic Press.
- Meza-Fajardo, K., Cruz-Jimenez, H., Nagashima, F., Galaviz-Alonso, A., Sanchez-Sesma, F., Roullé, A. & Papageorgiou, A. (2021), ‘Quantitative analysis of surface-wave propagation in the Mexico City valley and insights on the basin seismic response and its structure’, *Bulletin of the Seismological Society of America* .

- México. Universidad Nacional Autónoma de México, I. d. G., S. S. N. (2021), ‘Catálogo de sismos.’.
- Ortega, R., Carciumaru, D., Quintanar, L., Huesca-Pérez, E. & Gutiérrez-Reyes, E. (2019), ‘A study of ground motion excitation based on the earthquake of september 8, 2017: Evidence that normal faults influence the stress parameter’, *Pure and Applied Geophysics* **176**, 1359–1337.
- Rodríguez-Abreu, L. (2008), El movimiento observado en el Valle de México. Un estudio a partir de arreglos acelerométricos para el sismo del 24 de octubre de 1993, Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Roullé, A. (2004), El movimiento sísmico en el Valle de México: Análisis de datos de un arreglo 3D de pequeña apertura en la colonia Roma, Tesis de doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Roullé, A. & Chávez-García, F. (2003), ‘Comparación entre métodos frecuencia-número de onda y music para estudiar el campo de ondas en el valle de México’, *Memorias técnicas XIV Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica* pp. 192–205.
- Schimmel, M. & Gallart, J. (2003), ‘The use of instantaneous polarization attributes for seismic signal detection and image enhancement’, *Geophysical Journal International* **155**, 653–668.
- Schimmel, M. & Gallart, J. (2004), ‘Degree of polarization filter for frequency-dependent signal enhancement through noise suppression’, *Bulletin of the Seismological Society of America* **94**, 1016–1035,.
- Schimmel, M. & Gallart, J. (2005), ‘The inverse s-transform in filters with time-frequency localization’, *IEEE TRANSACTIONS ON SIGNAL PROCESSING* **53**, 4417–4422.
- Schimmel, M., Stutzmann, E., Arduin, F. & Gallart, J. (2011), ‘Polarized earth’s ambient microseismic noise’, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **12**(7).
- Shapiro, N., Singh, S., Almora, D. & Ayala, M. (2001), ‘Evidence of the dominance of higher-mode surface wave in the lake-bed zone of the valley of Mexico’, *Geophysical Journal International* **147**, 151–166.
- Shearer, P. M. (2009), *Introduction to seismology*, 2 edn, Cambridge University Press.
- Singh, S. K. & Ordaz, M. (1993), ‘On the origin of long coda observed in the lake-bed strong-motion records of Mexico City’, *Bulletin of the Seismological Society of America* **83**, 1298–1306.
- SSN, U. (2017), ‘Reporte especial: Sismo del día 19 de septiembre de 2017, Puebla-Morelos (m 7.1)’, *Servicio Sismológico Nacional* .
- Stein, S. & Wysession, M. (2003), *An introduction to seismology, earthquakes and earth structure*, Blackwell Publishing.
- Stockwell, R. G., Manshina, L. & Lowe, R. P. (1996), ‘Localization of the complex spectrum: The s transform’, *IEEE TRANSACTIONS ON SIGNAL PROCESSING* **44**, 998–1001.

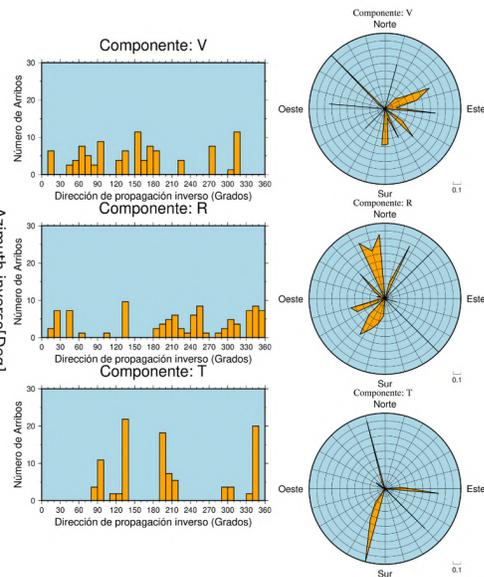
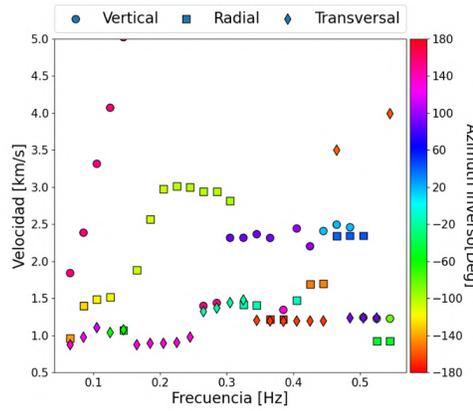
-
- Takagi, R., Nishida, K., Maeda, T. & Obara, K. (2018), 'Ambient seismic noise wavefield in japan characterized by polarization analysis of hi-net records', *Geophysical Journal International* **215**, 1628–1699.
- Vidale, J. (1986), 'Complex polarization analysis of particle motion', *Bulletin of the Seismological Society of America* **76**, 1393–1405.
- Westwood, E. (1992), 'Broadband matched-field source localization', *The Journal of the Acoustical Society of America* **91**, 2777–2789.

Anexo

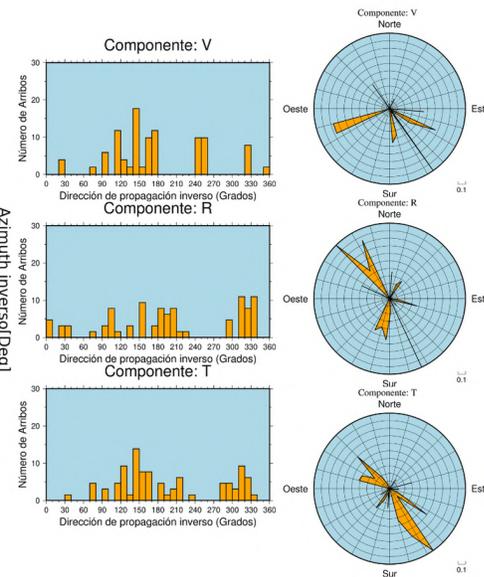
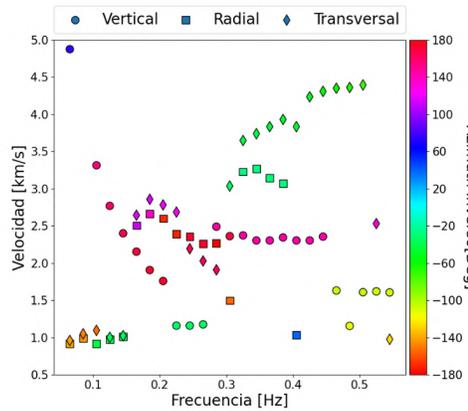
Anexo A: Análisis F-K

- 19 de septiembre del 2017

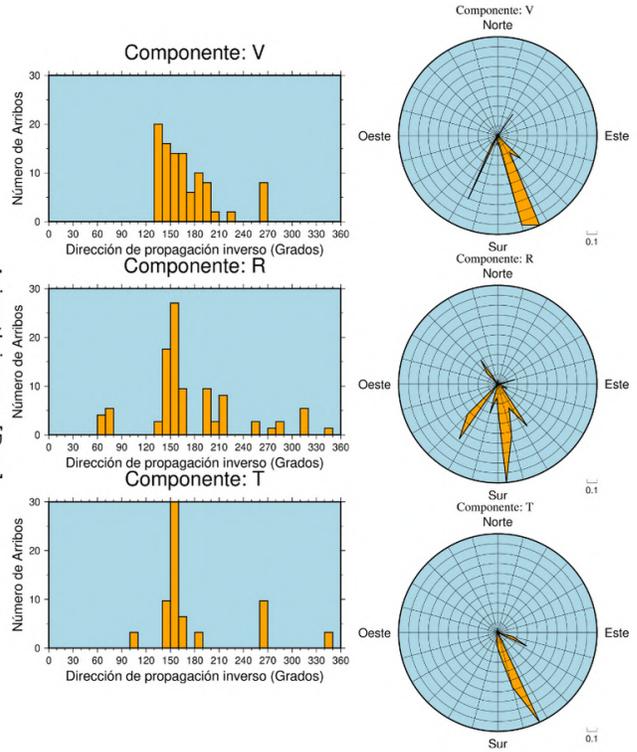
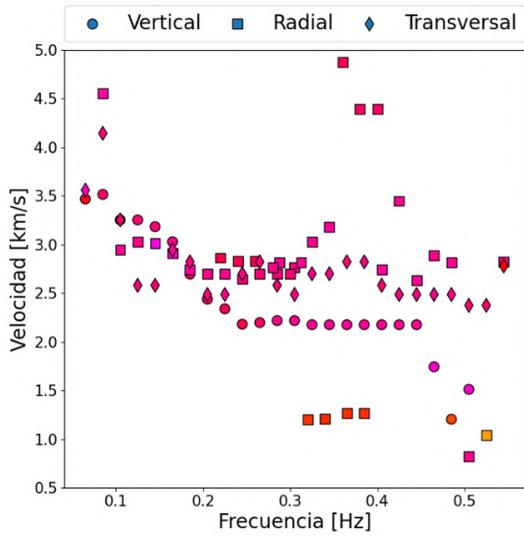
○ Arreglo 1



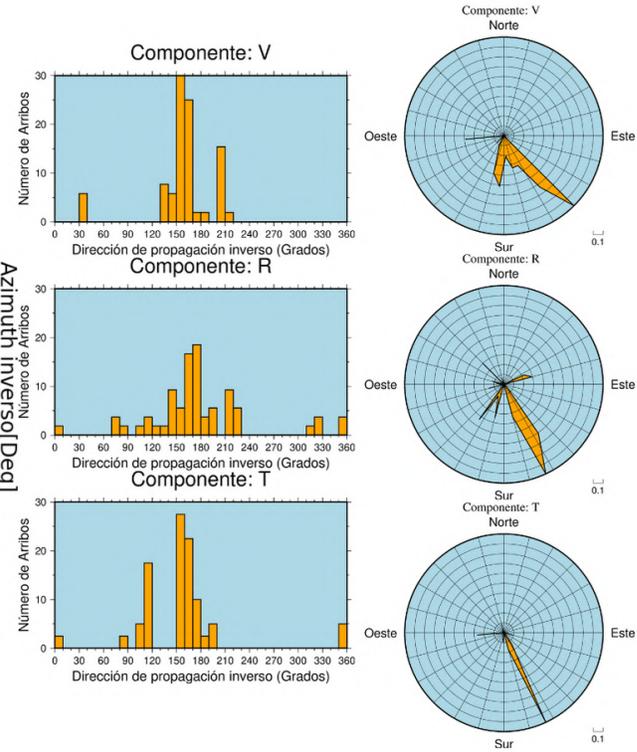
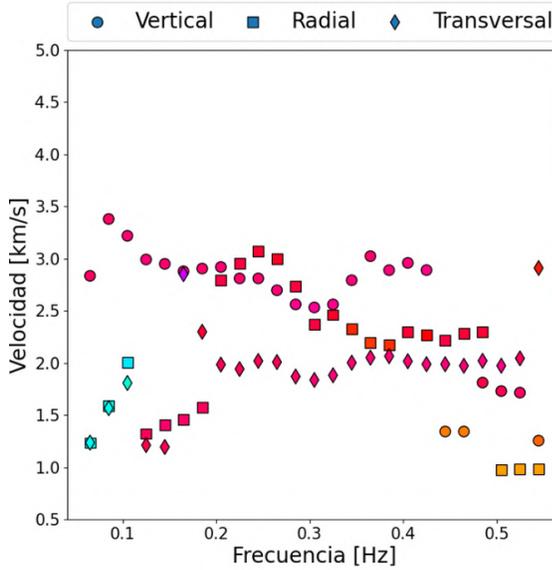
○ Arreglo 2 y 5



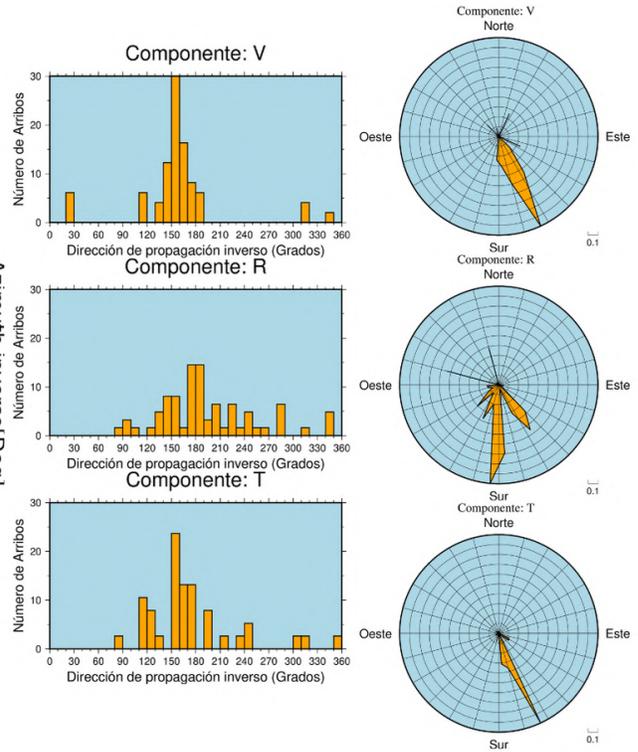
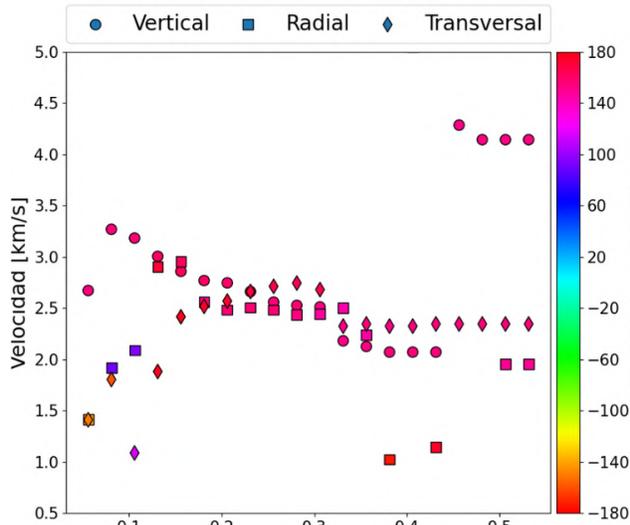
o Arreglo 3



o Arreglo 3 y 4

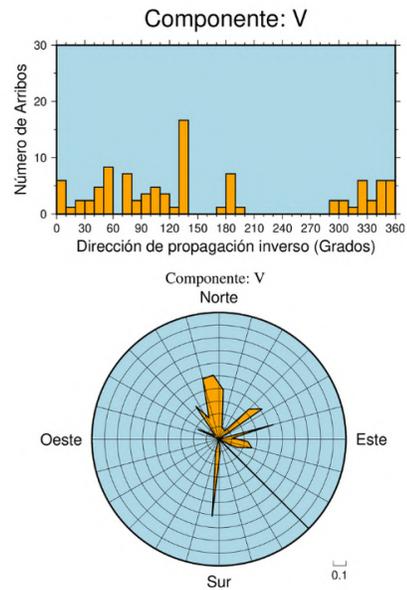
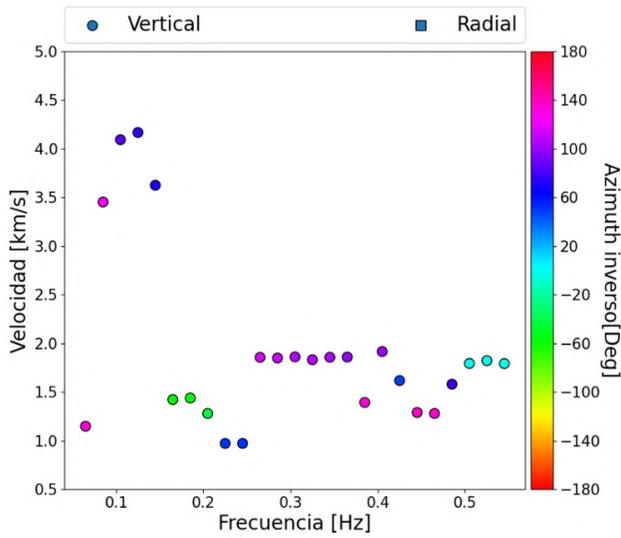


o Lomas Transcisión y IIIa

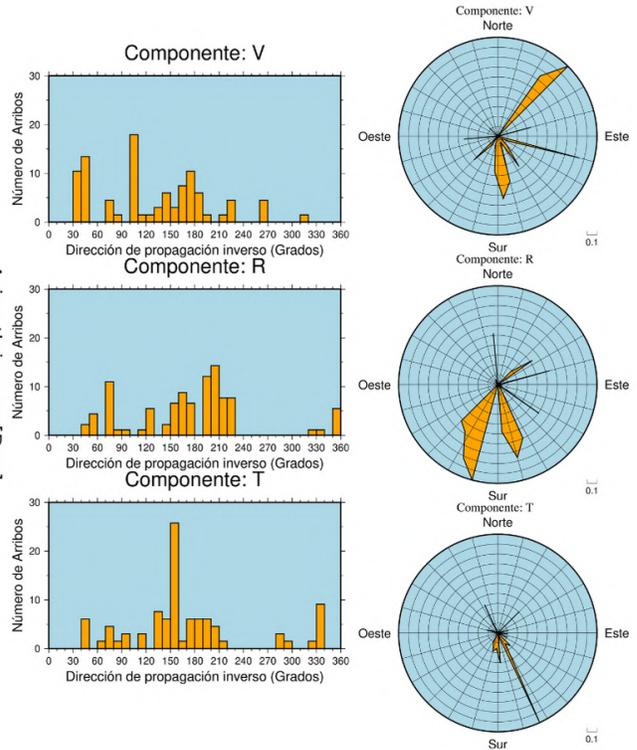
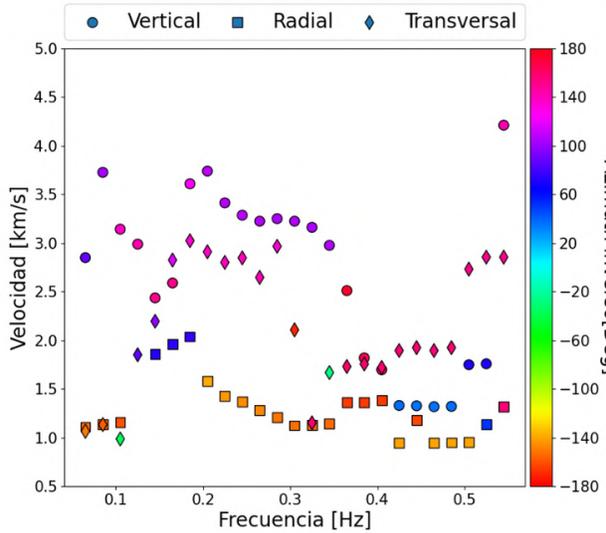


• 08 de septiembre del 2017

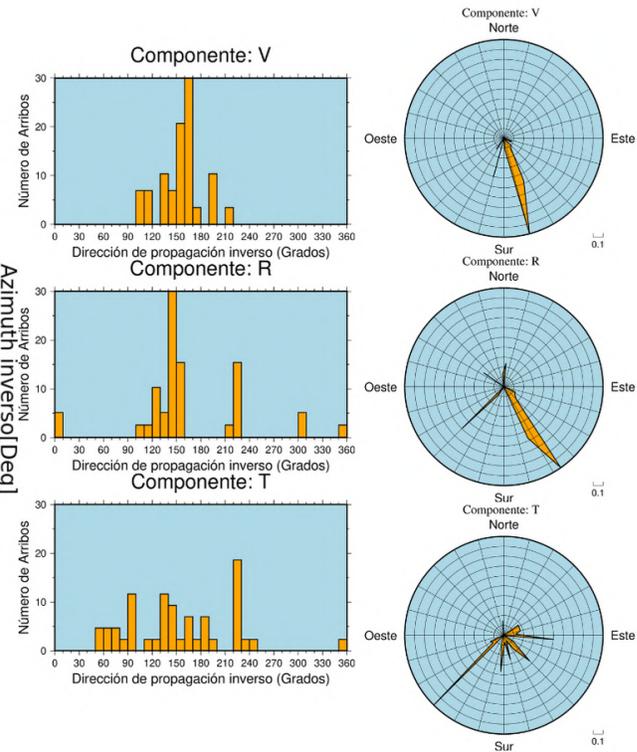
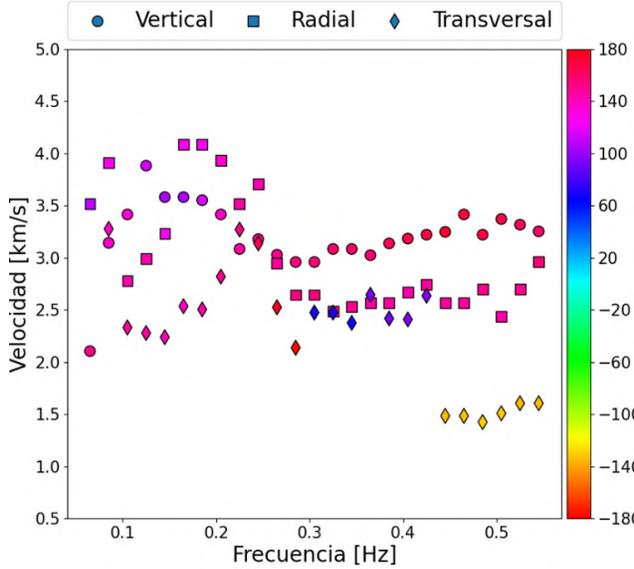
o Arreglo 1

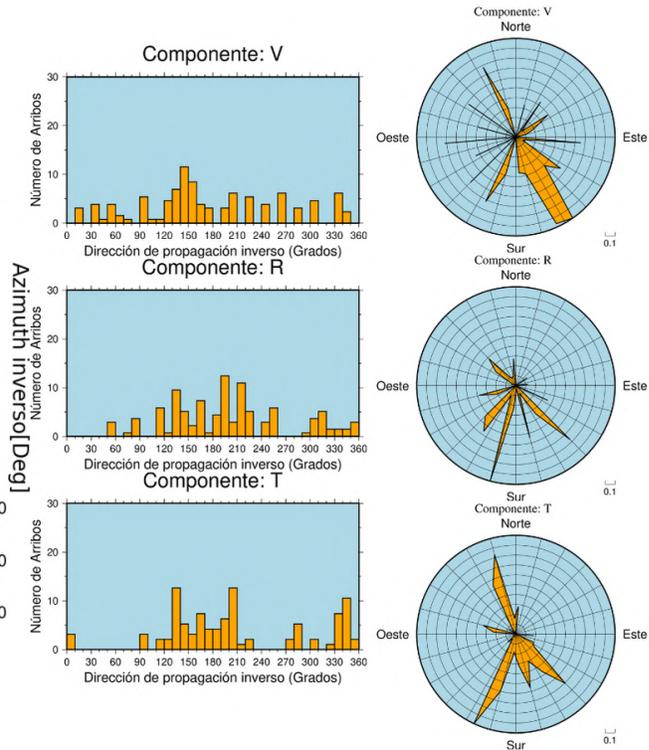
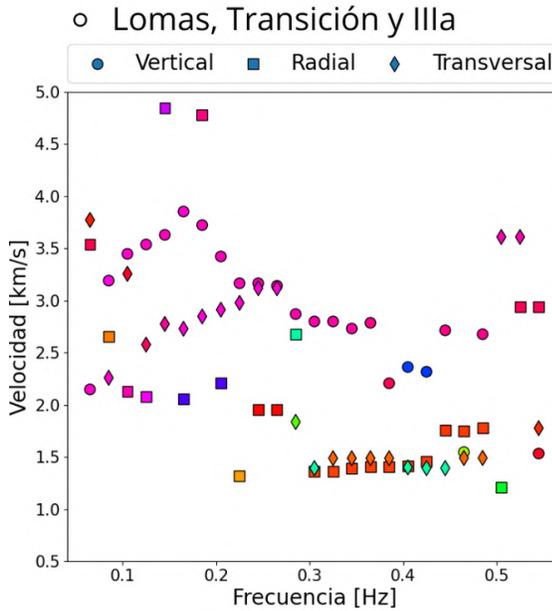
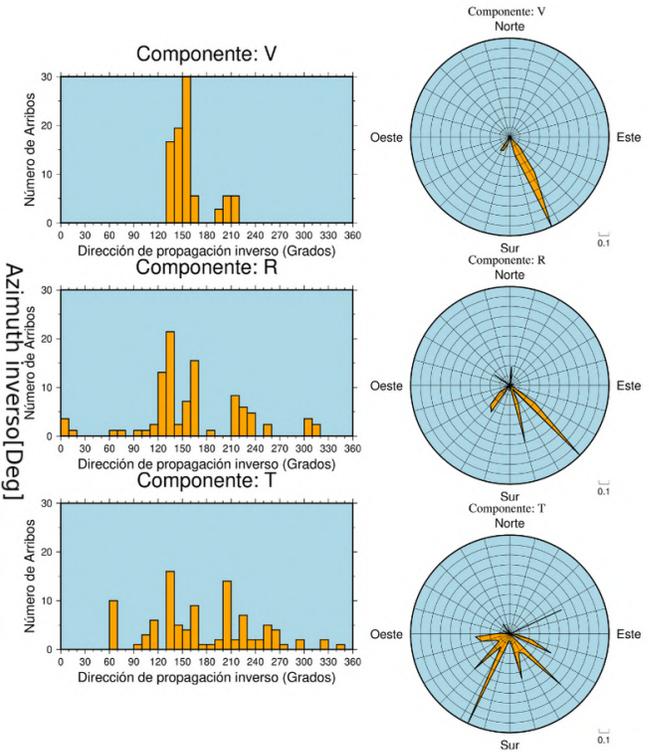
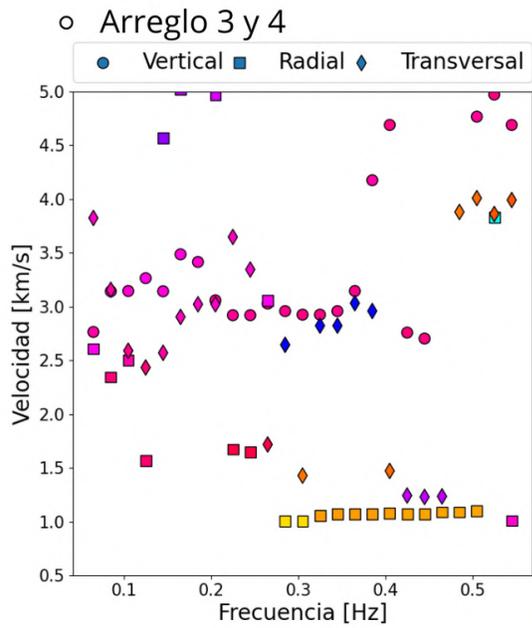


o Arreglo 2 y 5



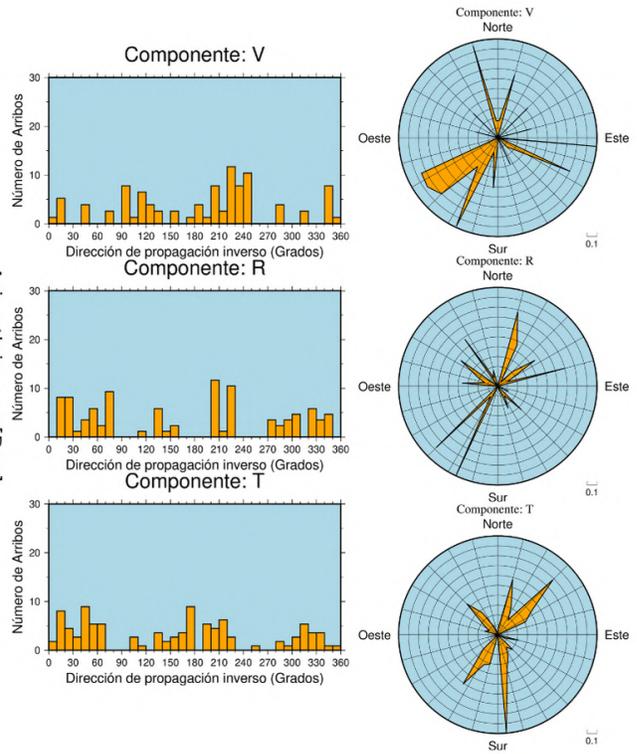
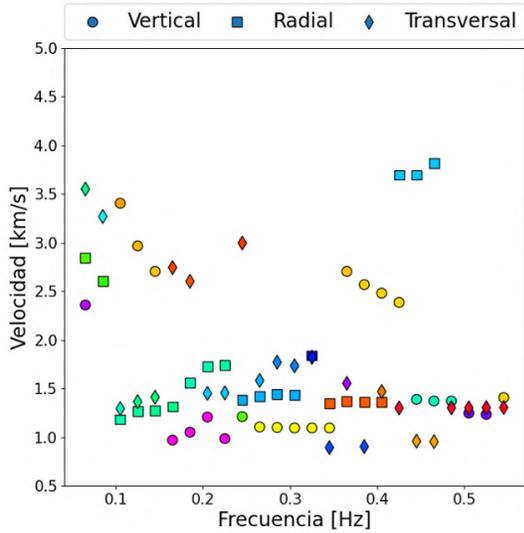
o Arreglo 3



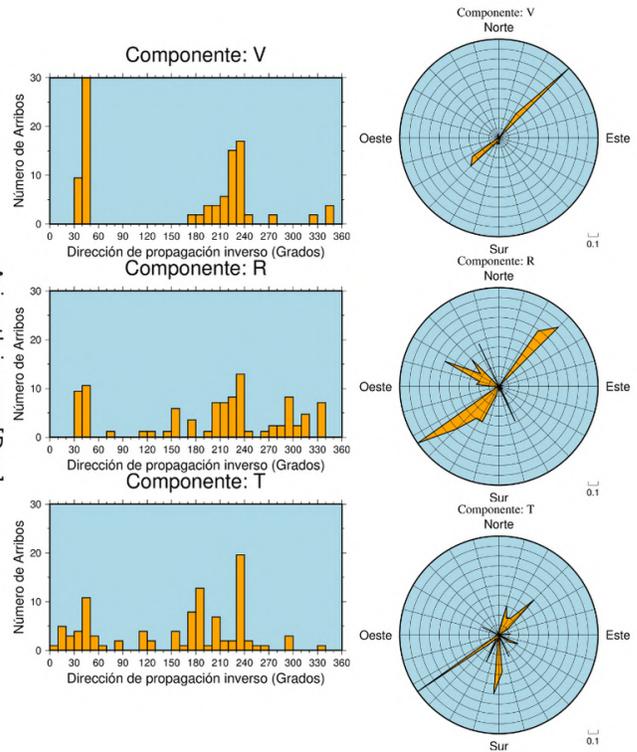
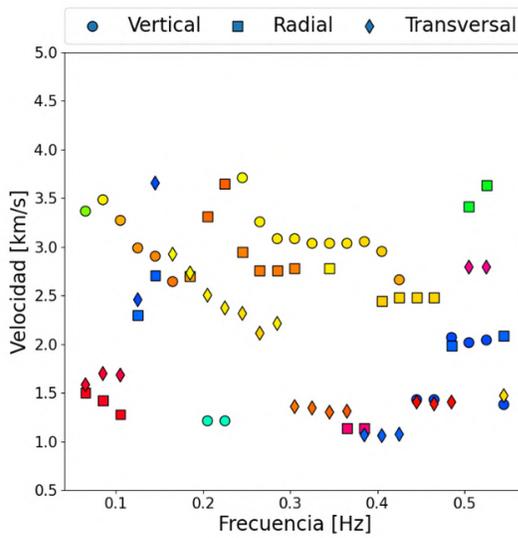


- 18 de abril del 2014

o Arreglo 1

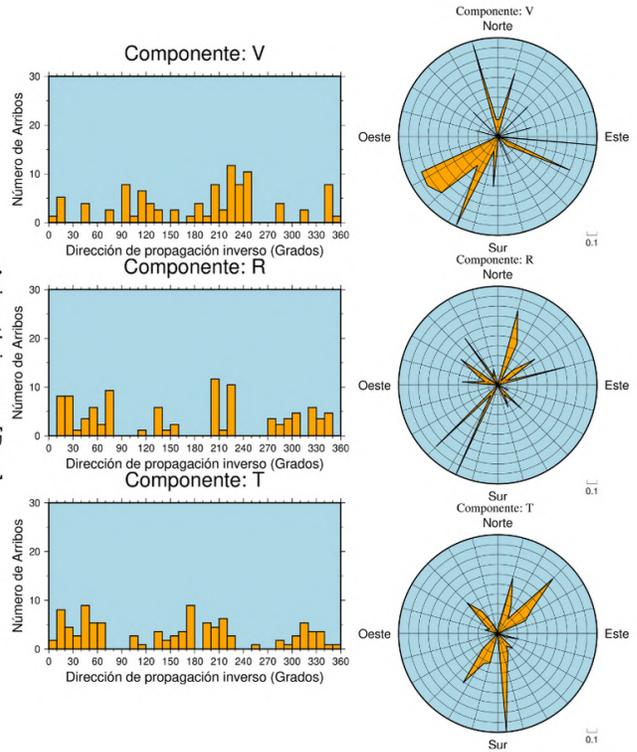
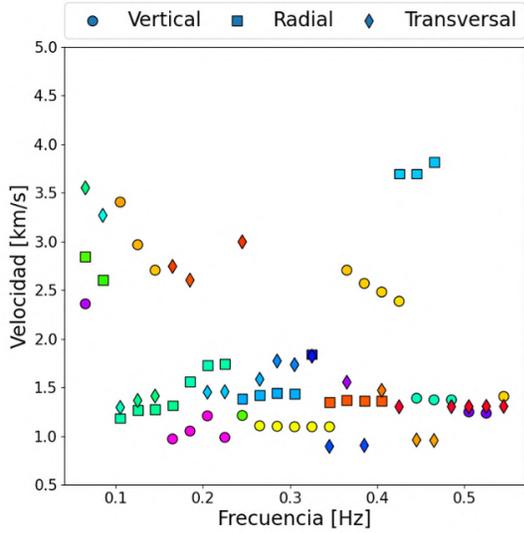


o Arreglo 2 y 5

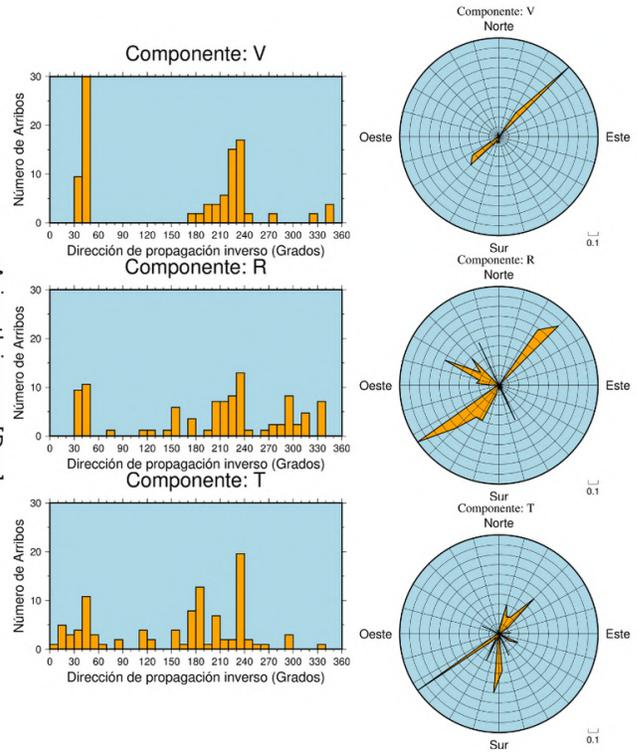
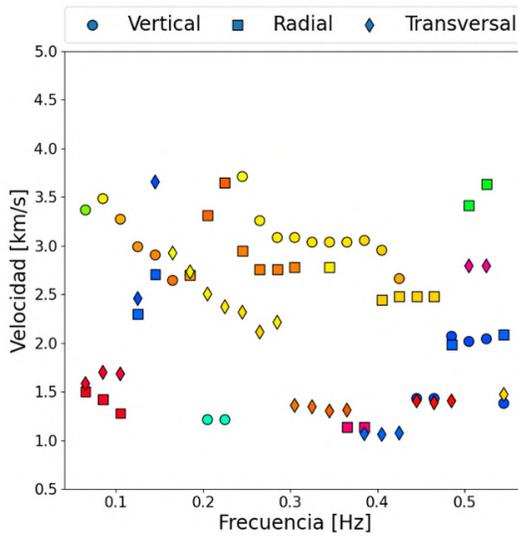


- 18 de abril del 2014

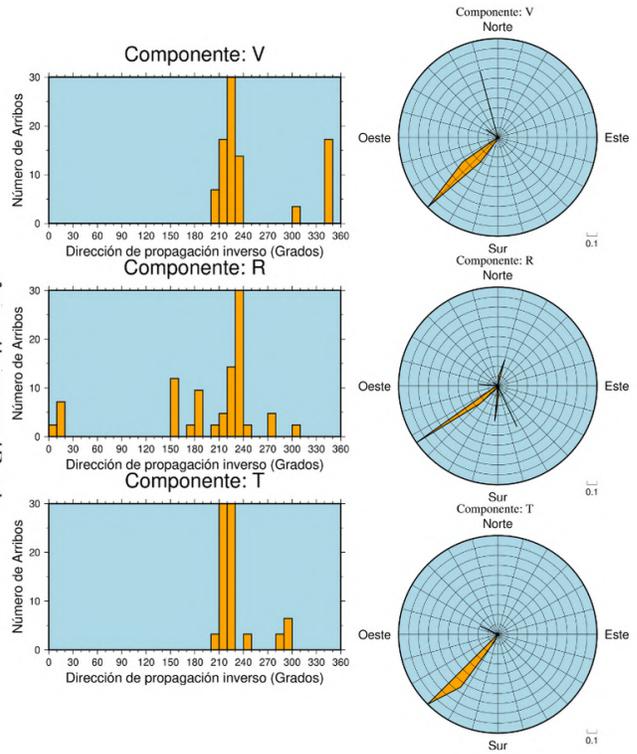
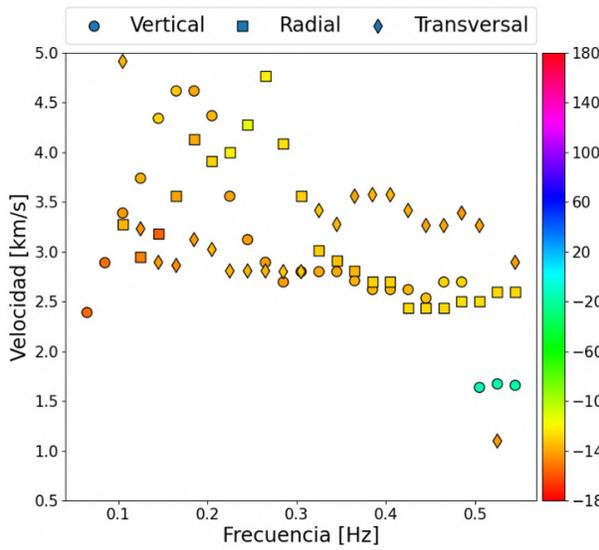
o Arreglo 1



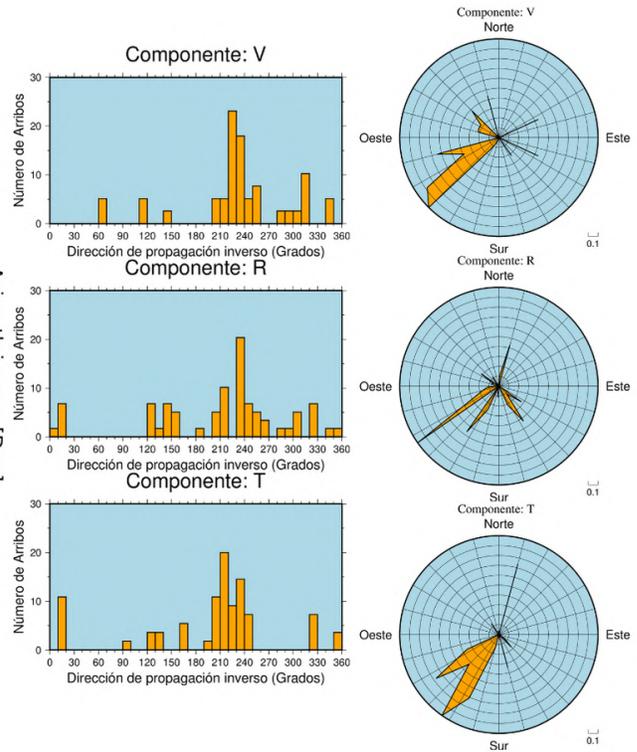
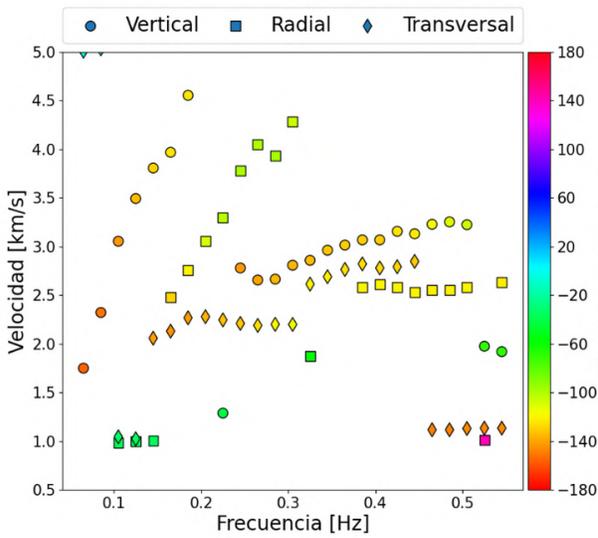
o Arreglo 2 y 5



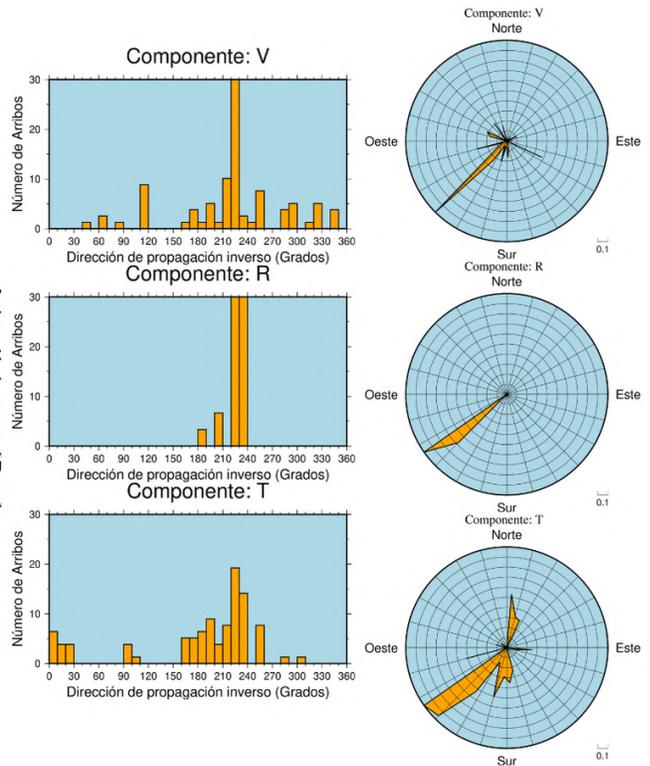
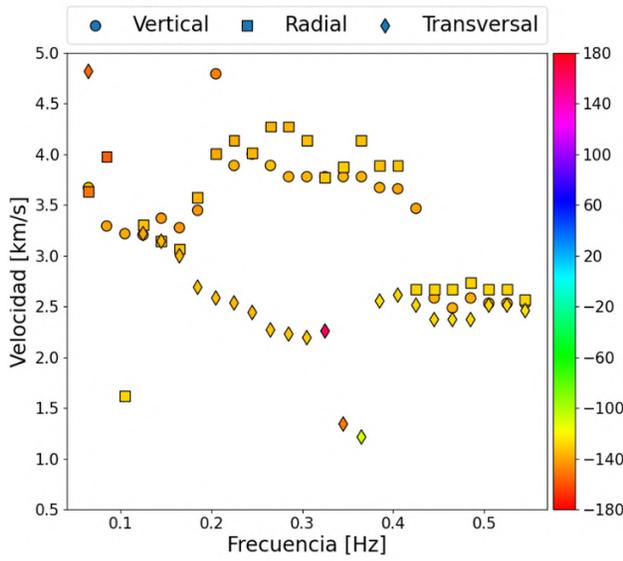
o Arreglo 3



o Arreglo 3 y 4

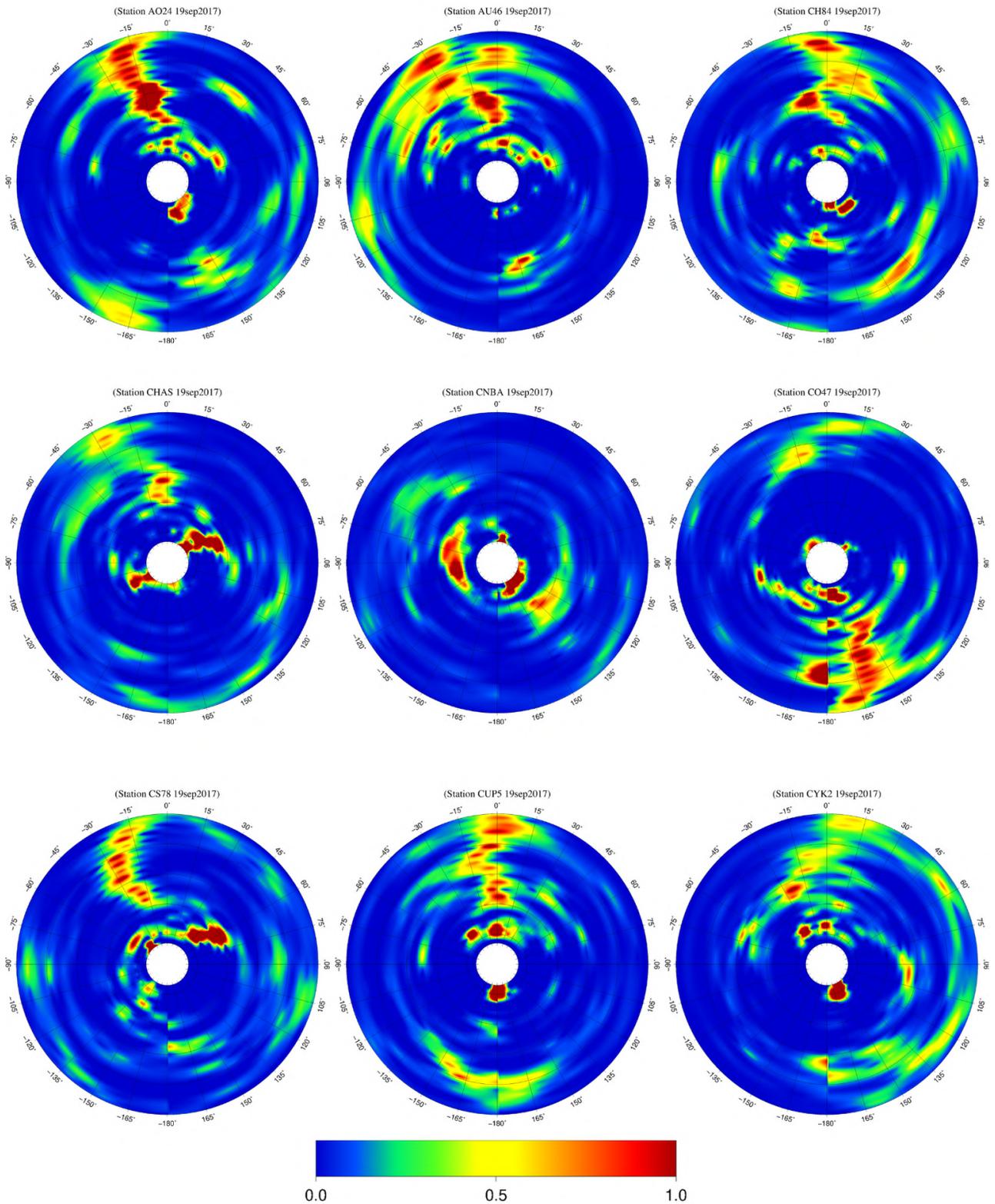


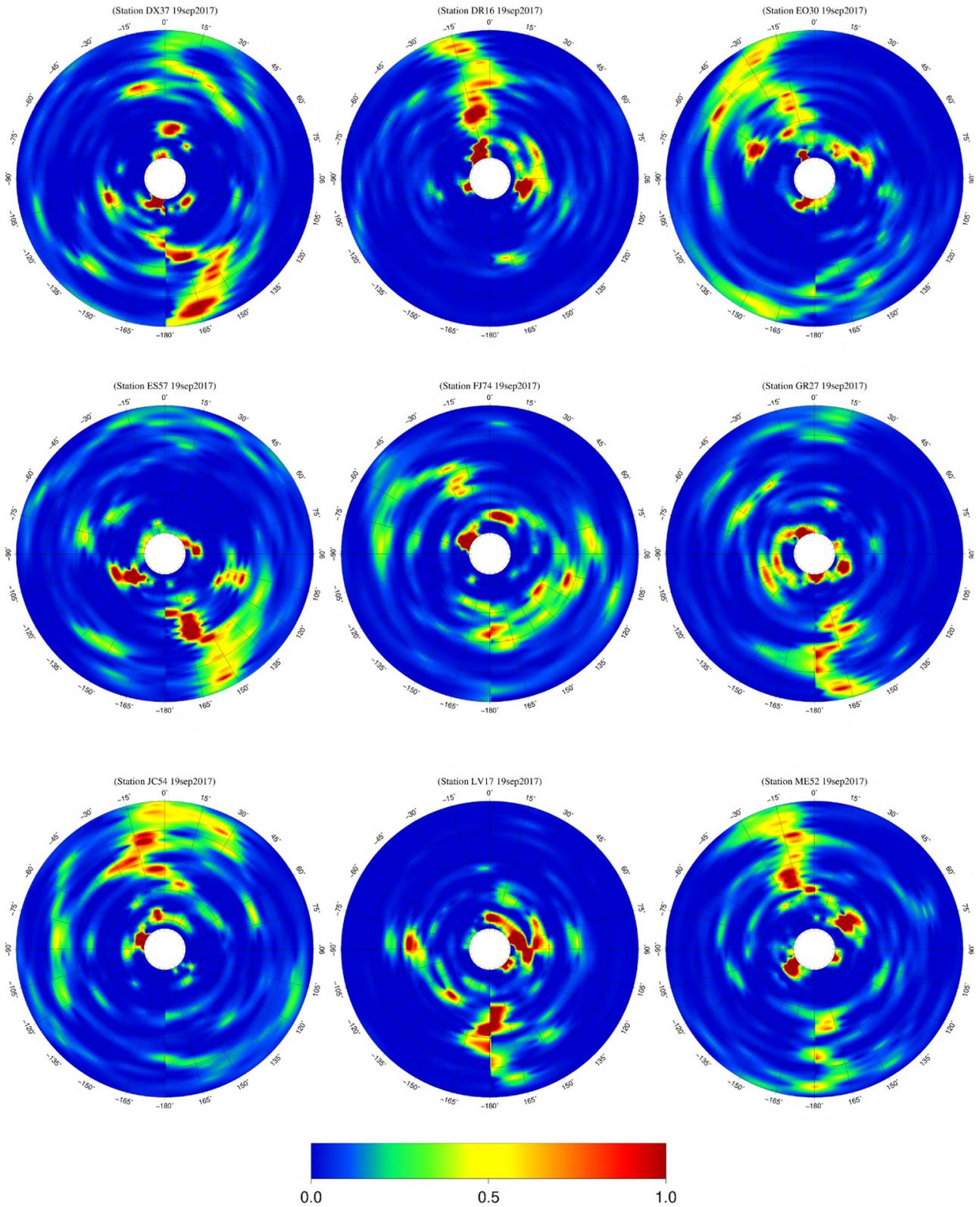
o Lomas, Transición y Illa

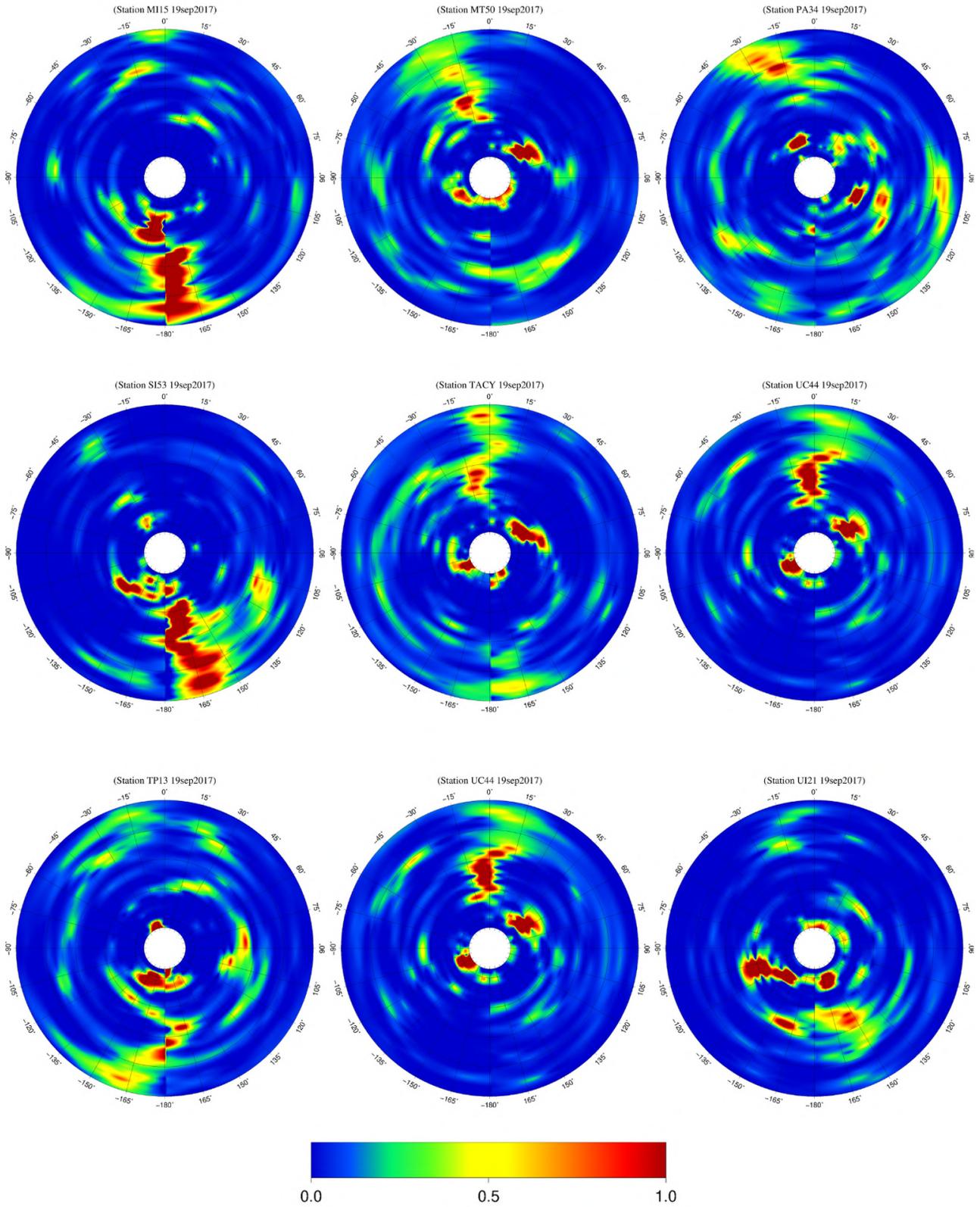


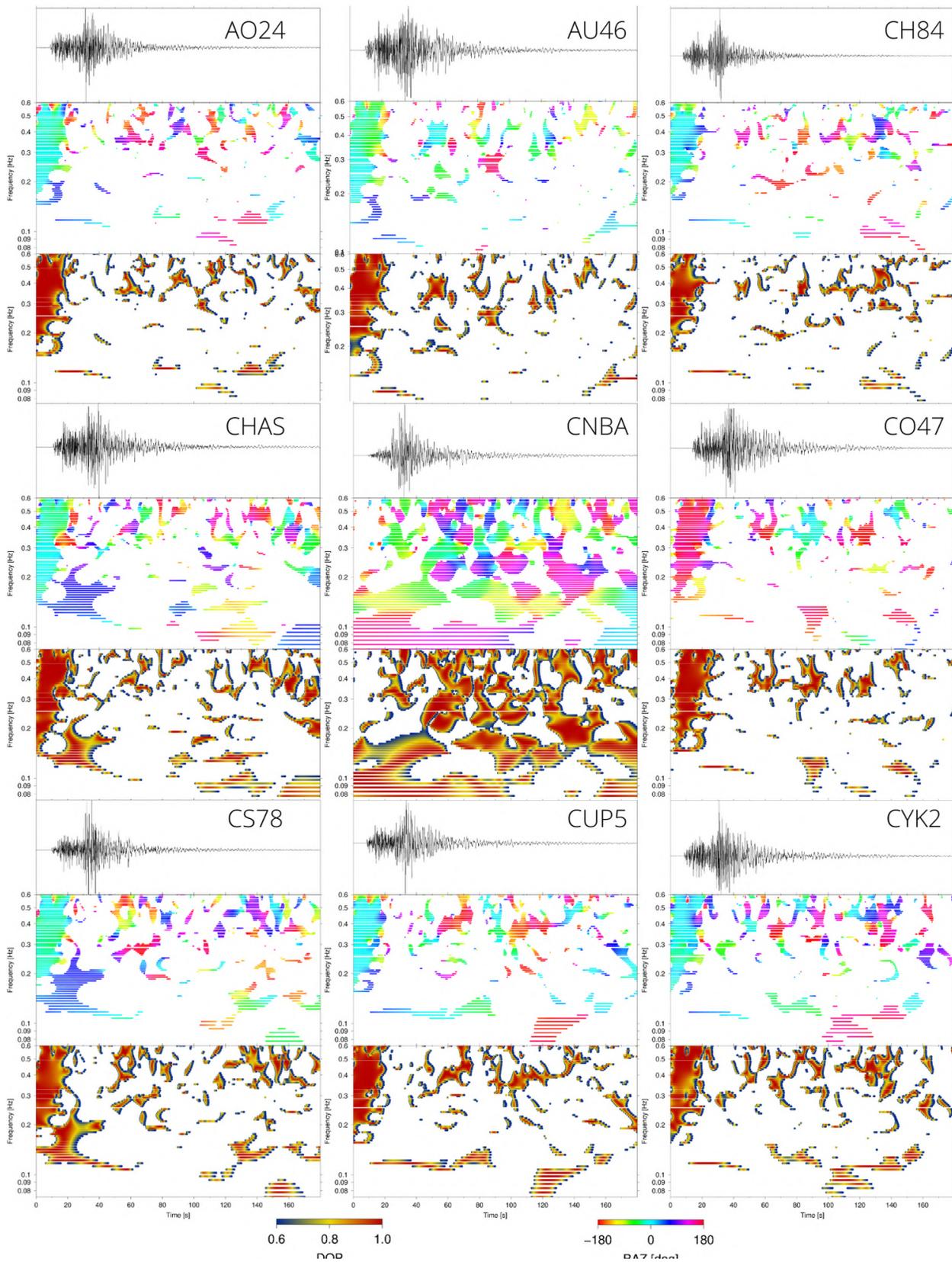
Anexo B: Análisis de Polarización

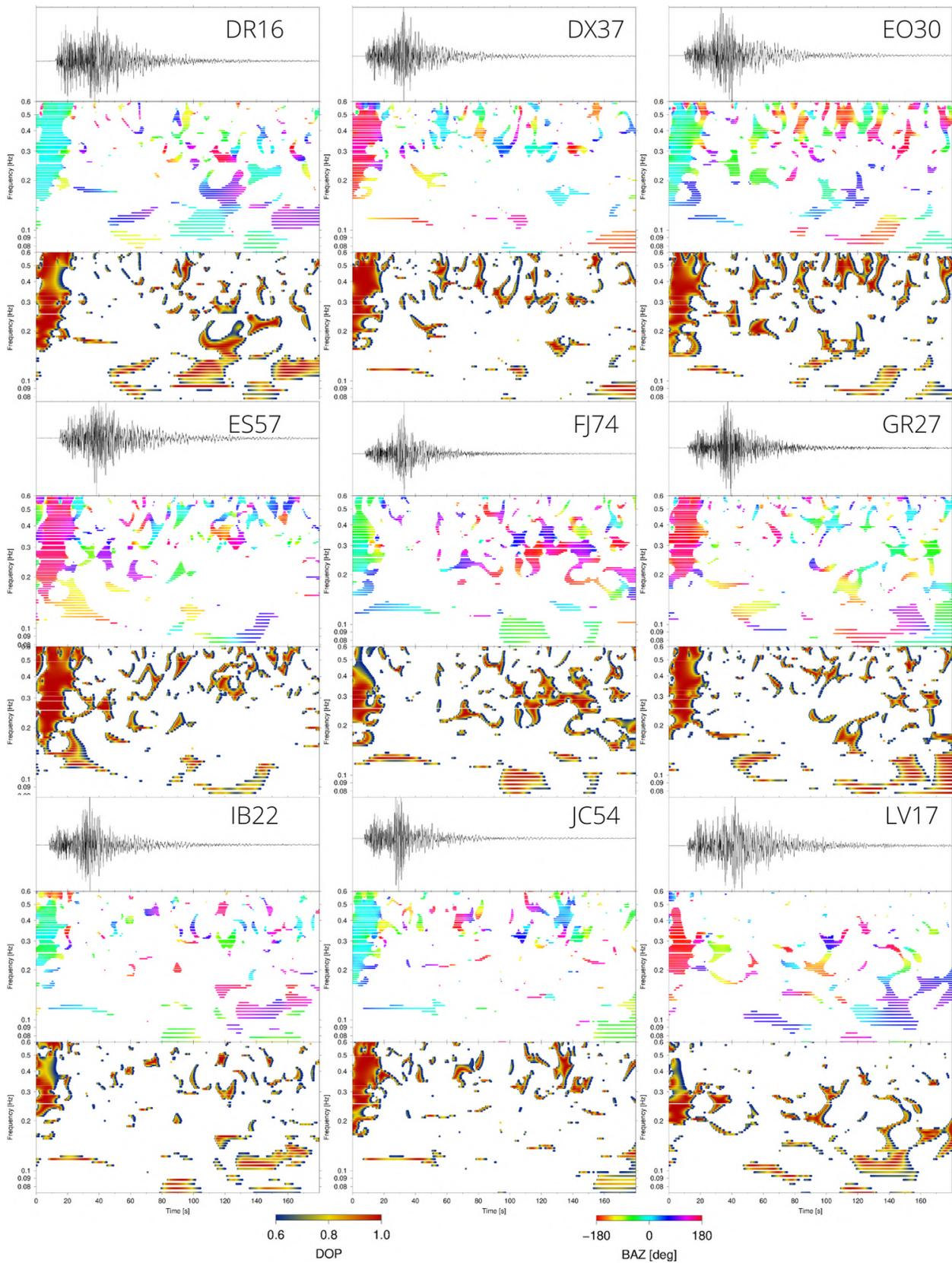
19 de septiembre del 2017

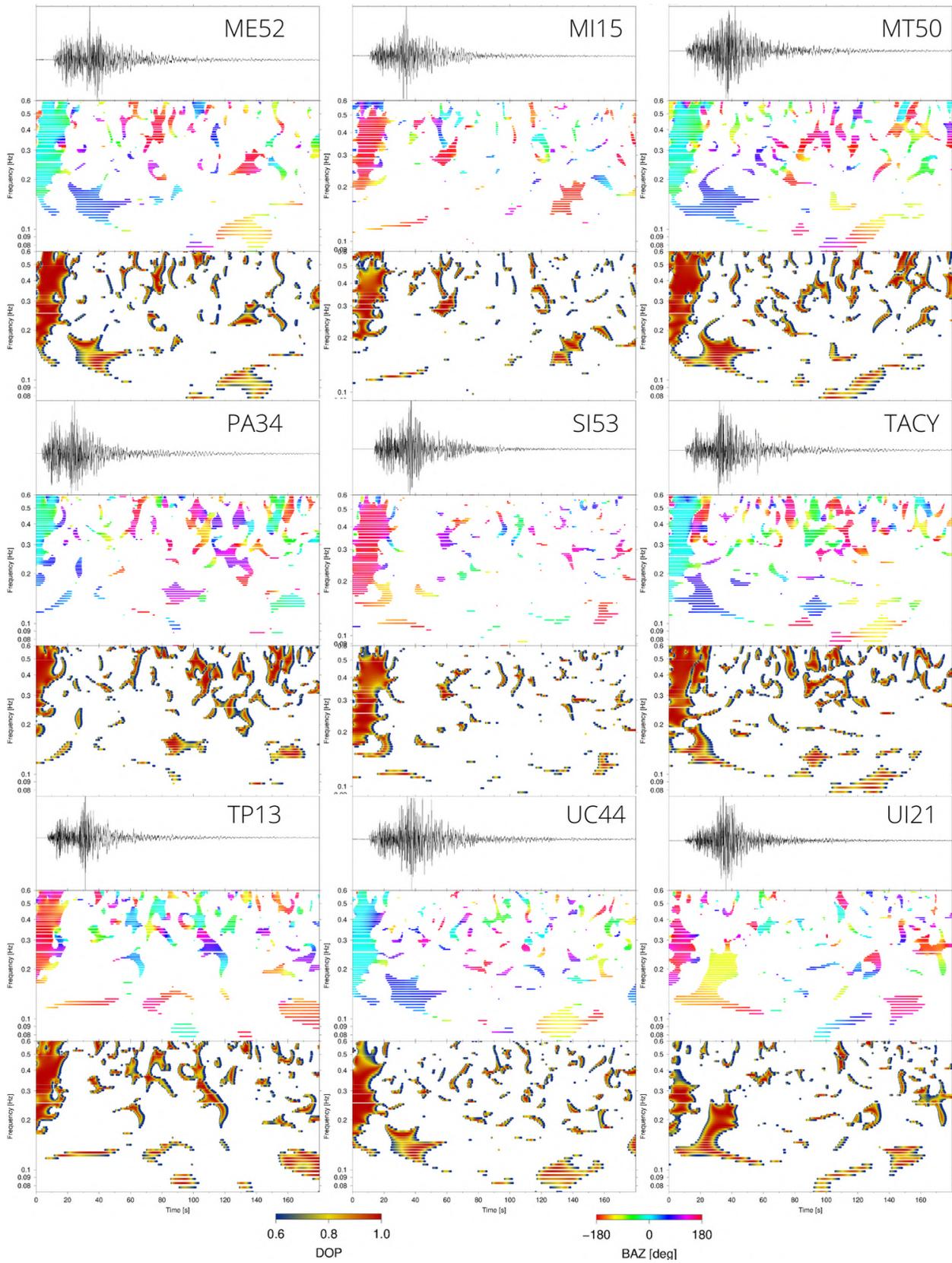




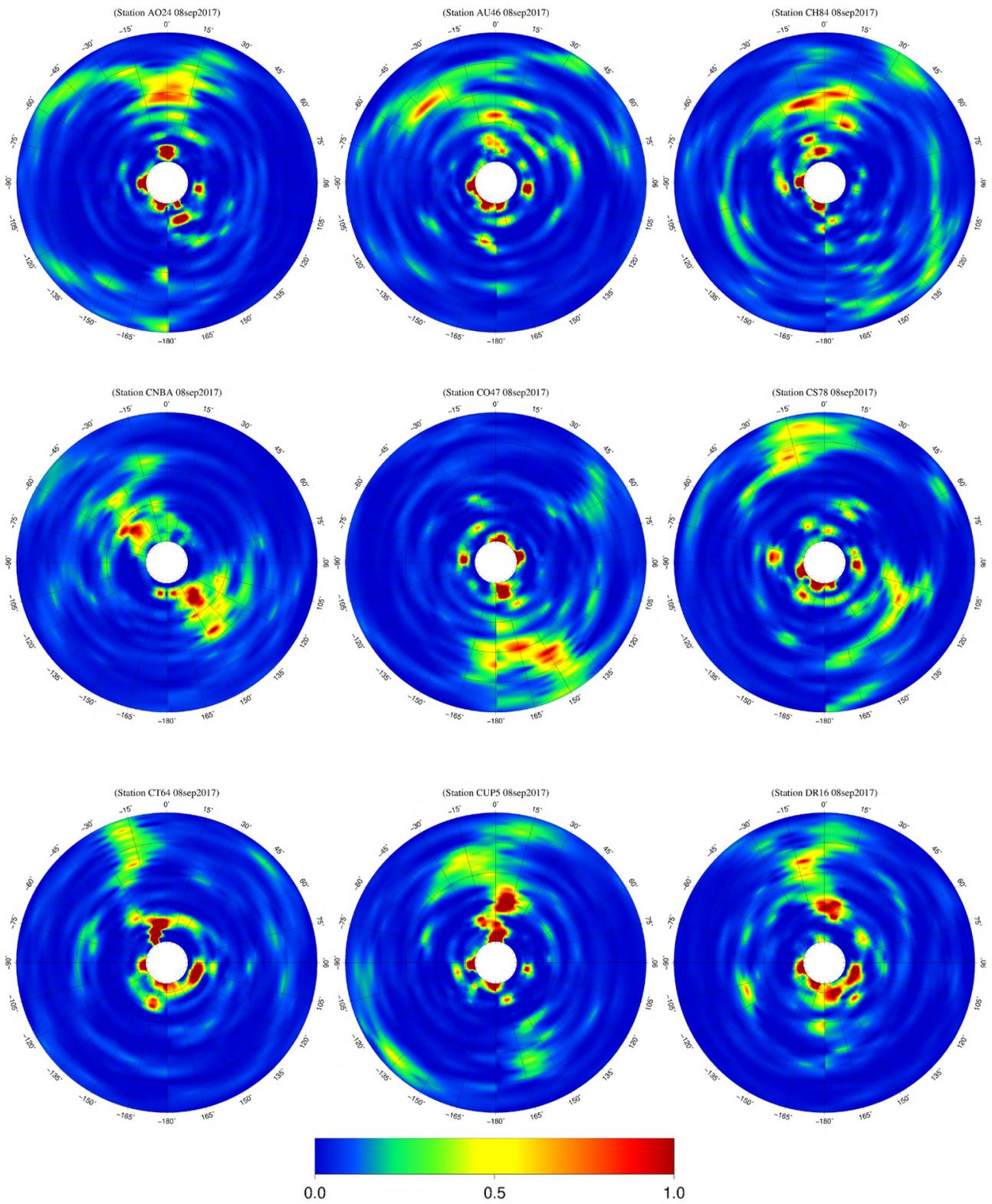


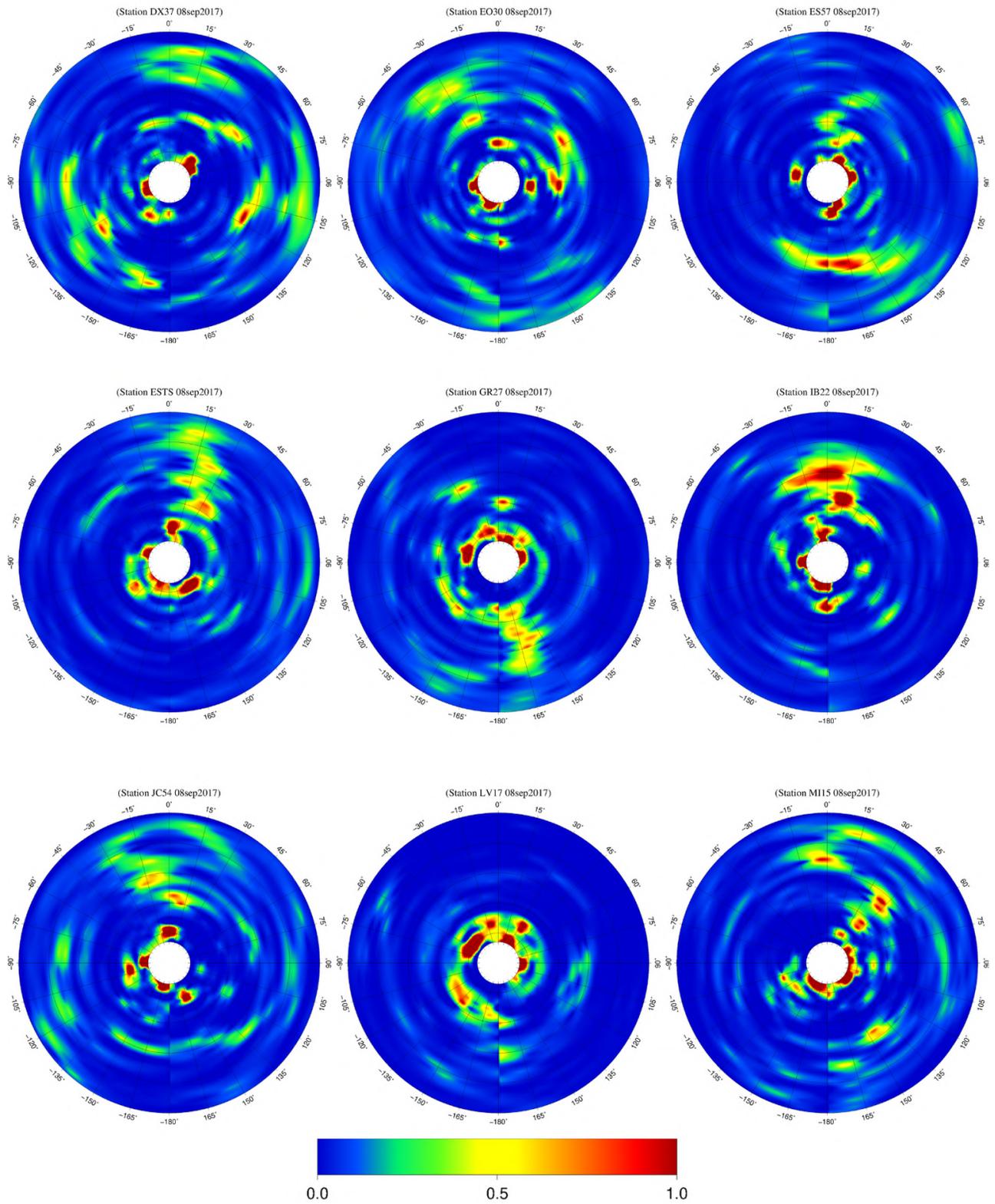


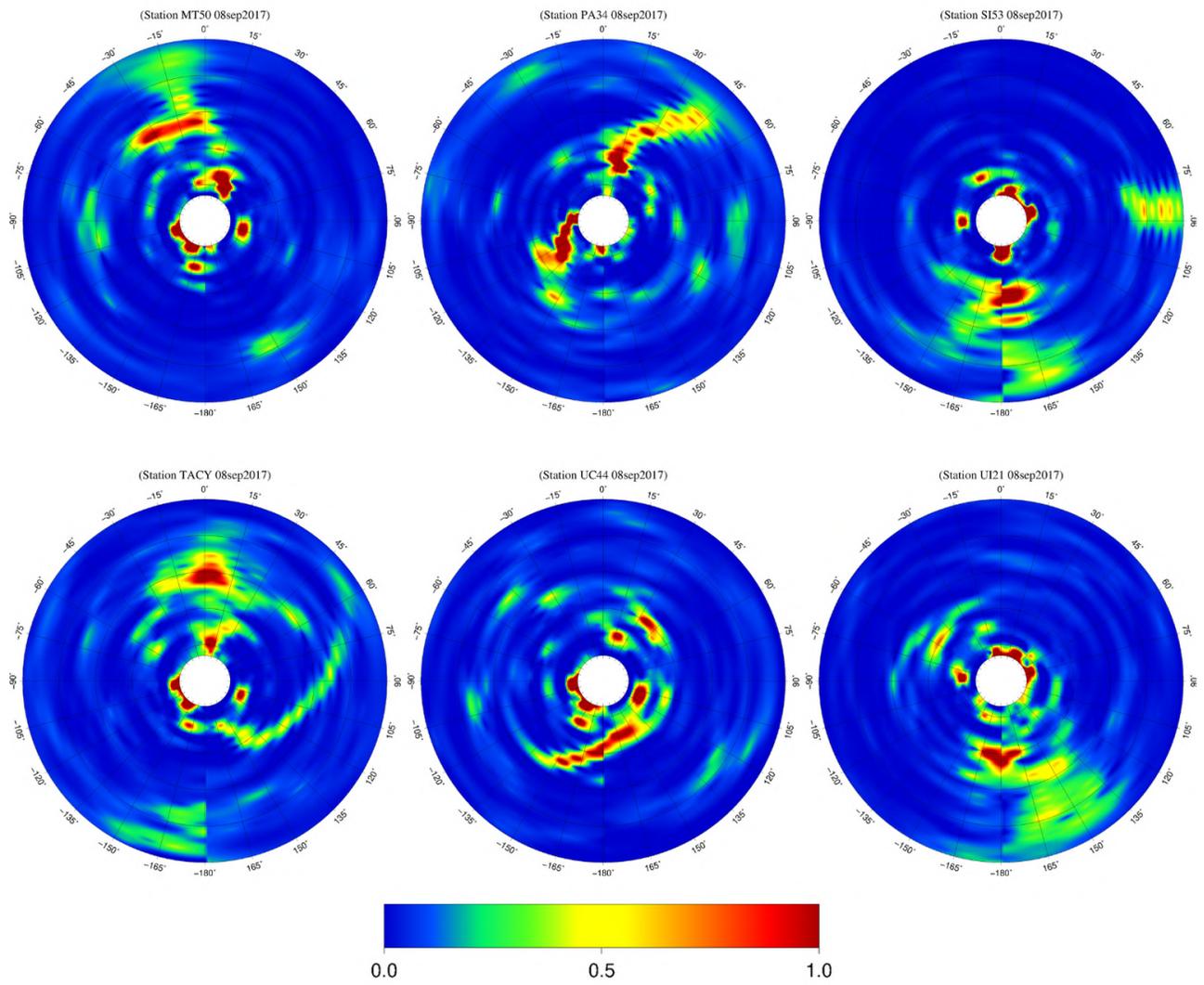


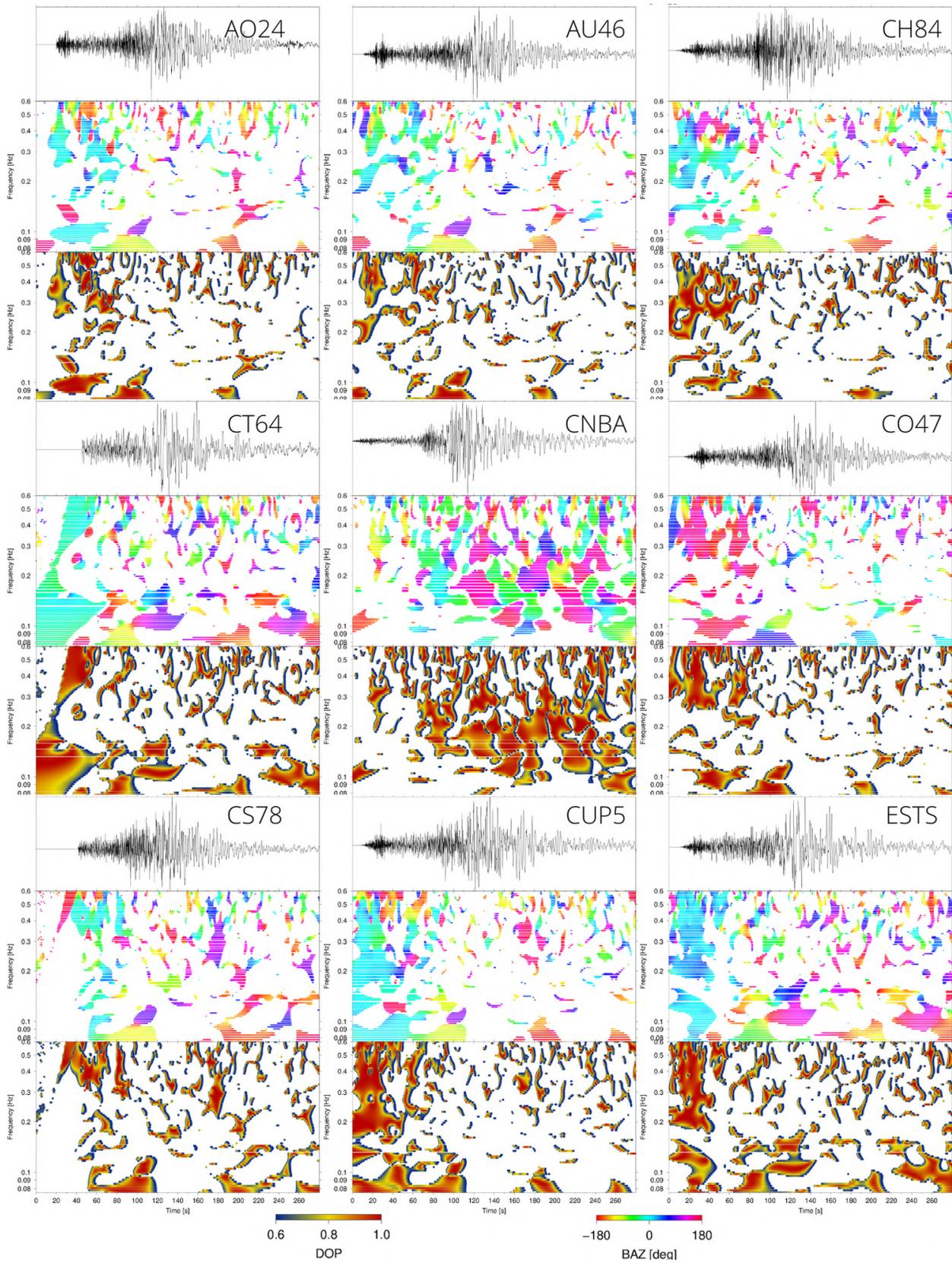


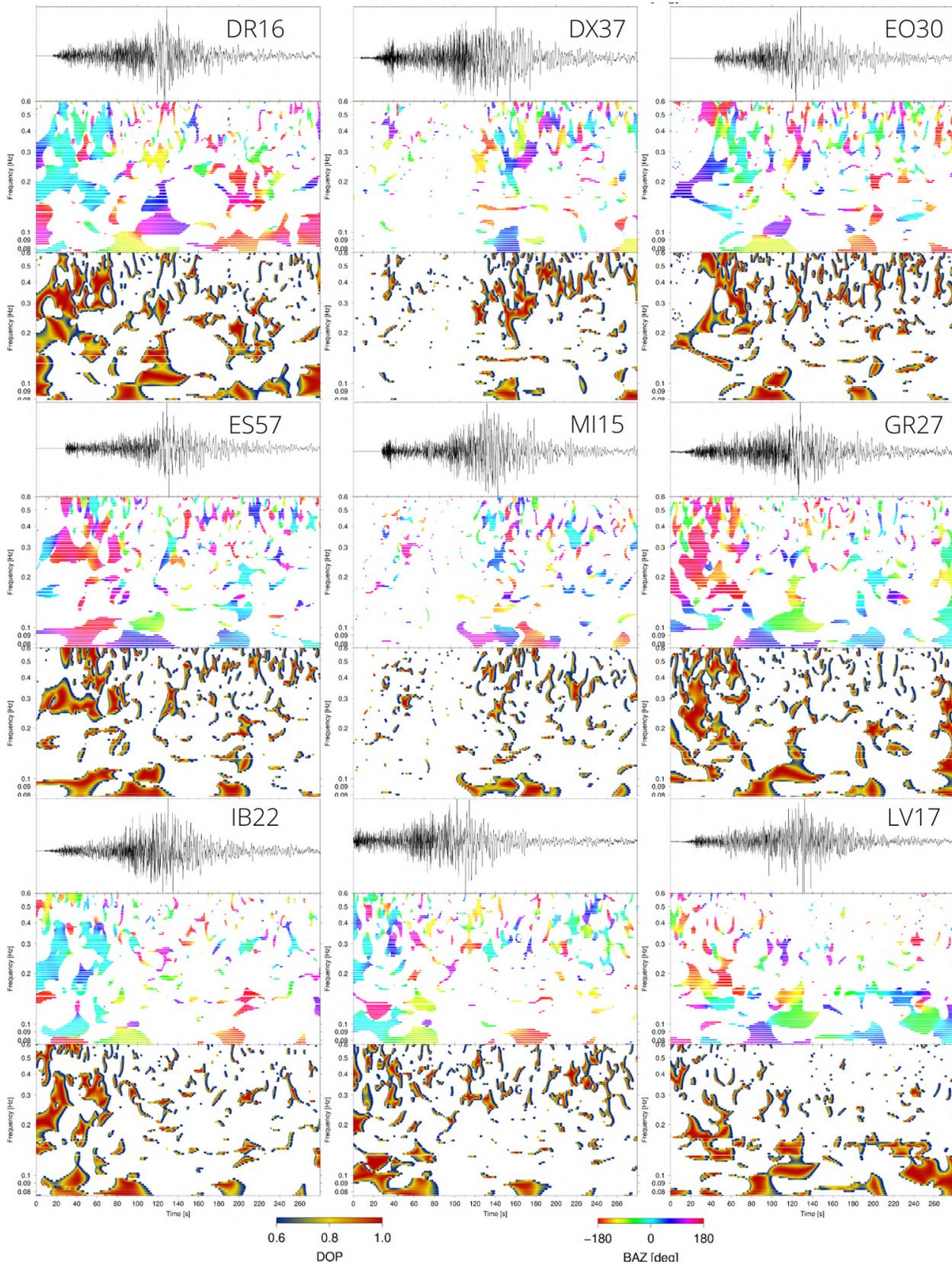
08 de septiembre del 2017

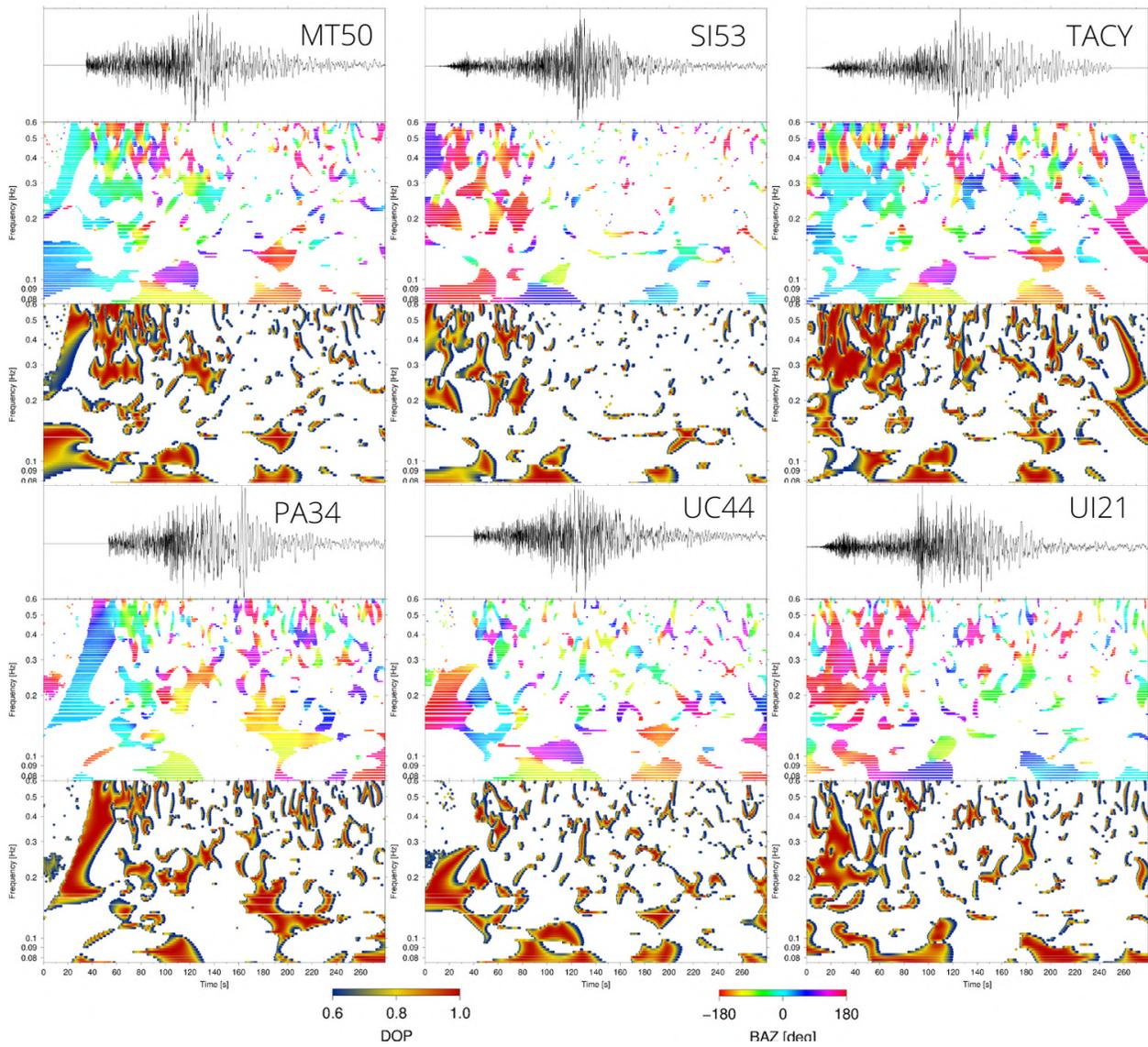












18 de abril del 2014

