



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

Caracterización integral de un sistema geotérmico con sísmica y métodos
electromagnéticos

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:
IVÁN GRANADOS CHAVARRÍA

Director de Tesis:
Dr. Marco Calò
Instituto de Geofísica

Ciudad Universitaria, Cd. Mx. junio 2018



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.

DEDICACIÓN

A mis padres,

Ángel José y María Rosa.

*No bastan las palabras para decir cuánto les
agradezco por siempre estar a mi lado y apoyarme.*

A mis hermanos,

Eduardo y Emmanuel.

A mis abuelos,

José (QEPD), Amalia (QEPD), Prisciliano y Juana.

A mi familia.

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México por brindarme una preparación académica integral, así como por ser mi segunda casa.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra y al Instituto de Geofísica, por la oportunidad de continuar con mi preparación profesional.

Al CONACyT por otorgarme una beca para llevar a cabo mis estudios de maestría.

Al Dr. Marco Calò, por el apoyo y la amistad que me mostró desde el inicio.

A la Dra. Claudia Arango, por el apoyo, consejos y confianza que me dio a lo largo de este trabajo.

Al Dr. Jorge Aguirre, quien me ha mostrado su amistad, dado su consejo y brindado su apoyo desde hace ya mucho tiempo, así como al Instituto de Ingeniería.

A mis sinodales, Fernando Corbo, Arturo Iglesias y Mathieu Pertou, por los comentarios y revisiones a este trabajo.

A mis amigos: René, Lupita, Cheko, Reynaldo y Dionicio, por los momentos de antaño y por los venideros. A Rosy, Doris, Mariana, Bruno, Fili, Piña, Javier, Evelyn, Rubén, Lorena, Pablo. A Isolda y Martín.

A todos los profesores, compañeros y amigos que han dejado enseñanzas y experiencias.

A la Comisión Federal de Electricidad, al Mtro. Javier Francisco Lermo Samaniego y al Ing. Rafael Alfaro.

A los doctores Jorge Arzate y Fernando Corbo del Centro de Geociencias de la UNAM.

Al proyecto GEMEX PT5.2 N: 267084 (financiado por CONACyT-SENER: S0019, 2015-04).

ÍNDICE

RESUMEN	1
ABSTRACT	1
I. INTRODUCCIÓN	2
Hipótesis.....	2
Objetivos.....	2
II. CONTEXTO GEOLÓGICO Y ESTUDIOS PREVIOS EN EL COMPLEJO VOLCÁNICO LOS HUMEROS ...	3
II.1 Geología del Complejo Volcánico Los Humeros	3
II.2 Estudios previos.....	5
II.2.1 Geofísica	5
II.2.2 Geoquímica.....	8
III. MÉTODO DE SÍSMICA PASIVA	12
III.1 Ruido sísmico y sus características	12
III.2 Ondas superficiales y dispersión	14
III.3 Reconstrucción de la Función de Green a partir del ruido sísmico	15
III.4 Tomografía sísmica de ondas superficiales	18
III.5 Esquema de inversión de ondas superficiales	20
IV. MÉTODO MAGNETOTELÚRICO	22
IV.1 Fundamentos de teoría electromagnética	22
IV.2 Método magnetotelúrico	24
IV.3 Tensor de Impedancias, resistividad aparente y fase	25
IV.4 Análisis de dimensionalidad	26
IV.5 Análisis de direccionalidad	27
IV.6 Distorsión de la respuesta magnetotelúrica	29
V. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS SÍSMICOS Y ELECTROMAGNÉTICOS	32
V.1 Registros sísmicos	33
V.1.1 Pre-procesamiento de los registros sísmicos	36
V.1.2 Cálculo y apilado de las cross-correlaciones	37
V.1.3 Obtención de las curvas de dispersión	38
V.1.4 Inversión tomográfica de las curvas de dispersión	40
V.1.5 Inversión en profundidad	44
V.2 Sondeos magnetotelúricos	49
V.2.1 Análisis del tensor de fase	50
V.2.1 Función de transferencia geomagnética (tipper)	54
VI. INTEGRACIÓN DE RESULTADOS Y DISCUSIÓN	58
VI.1 Modelos 1D de Vs	58
VI.2 Modelos de Vs y parámetros magnetotelúricos	58
VI.3 Parámetros magnetotelúricos en profundidad	63
VII. CONCLUSIONES	69
ANEXO 1. Espectrogramas sísmicos de la RSLH	71
ANEXO 2. Tomogramas Z, R y T entre 0.25 y 1.41 s	74
ANEXO 3. Mapas de tensor de fase, entre 10^{-4} y 10^2 s	77
ANEXO 4. Mapas de vector de inducción real, entre 10^{-4} y 10^2 s	79
ANEXO 5. Mapas de magnitud de tipper, entre 10^{-4} y 10^2 s	81
BIBLIOGRAFÍA	83

RESUMEN

En esta tesis se realizó un estudio de tomografía usando registros de ruido sísmico y un análisis de datos magnetotelúricos dentro del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla (México). Para la tomografía sísmica se emplearon los registros continuos de dos meses de 6 estaciones de banda ancha instaladas en el campo geotérmico Los Humeros, con los cuales se reconstruyeron las funciones de Green y se obtuvieron modelos de velocidad de grupo de las ondas de Rayleigh y de Love. Debido a la escasez de una red suficientemente densa, la resolución espacial de los modelos alcanzó a describir patrones de velocidad de alrededor $1.8 \times 1.8 \text{ km}^2$ y a profundidades de hasta 0.45 km. Los parámetros magnetotelúricos usados corresponden al tensor de fase y al análisis de la función de transferencia geomagnética (tipper), con los cuales se pudieron identificar zonas donde el medio se pueda asumir geoelectricamente de forma cercana a 1D a altas frecuencias (parte somera), y como 2D a periodos cercanos a 100 s. A periodos cercanos a 10 s, en la porción centro-este del colapso Los Potreros, se identificó la presencia de una zona anómala que cambia la orientación de los vectores de inducción hacia el este. Esta última podría relacionarse con estratos altamente fracturados y con presencia de fluidos hidrotermales, como avalorado por las informaciones disponibles en los pozos geotérmicos de la región. Los resultados de ambas metodologías fueron comparados solo en las partes más someras de los modelos, demostrando que una interpretación conjunta de los resultados puede resultar de gran utilidad para la caracterización de los campos geotérmicos, y que probablemente, mediciones efectuadas con arreglos más densos y previamente planeados podrían proveer resultados más detallados.

ABSTRACT

In this thesis a joint analysis of seismic velocities derived from seismic noise tomography and magnetotelluric parameters in the geothermal field of Los Humeros (Mexico) is presented. For seismic tomography analysis, two-month of continuous records collected at 6 broadband stations installed inside the geothermal field, resulted enough for retrieving Green functions that were used to build Rayleigh and Love waves velocity models. Because of the lacking of a dense array, the spatial resolution of these models allowed for the reconstruction of bodies $1.8 \times 1.8 \text{ km}^2$ large and investigate the structure down to 0.45 km depth. Magnetotelluric parameters of 38 sites were analyzed using the phase tensor and the geomagnetic transfer function (tipper); almost all the sites analyzed had a 1D response at high frequencies, and 2D at periods around 100 s. The analysis performed at periods of about 10 s showed the existence of an anomalous region in the center-east portion of the Los Potreros collapse. This region could be related with a high-fractured layer of with the presence of hydrothermal fluids, as confirmed by borehole data. The results of both methods were then compared uniquely at shallow depths because of the poor resolution of seismic noise tomography at greater depths, showing that a joint interpretation can provide useful information for geothermal characterization, although denser and optimized arrays for both methodologies would have been provided better results.

I. INTRODUCCIÓN

La exploración geotérmica consta de la integración de varias disciplinas, con el fin de construir un modelo conceptual de un sistema geotérmico, y poder así aprovechar eficientemente del recurso energético de forma sustentable.

El uso de metodologías de exploración sísmica y electromagnética ha mostrado ser de gran utilidad, al aportar información relevante sobre la geometría y disposición de las unidades litológicas en profundidad, debido a que las propiedades elásticas como electromagnéticas son sensibles a las diferentes condiciones de presión y temperatura en un sistema geotérmico.

La respuesta electromagnética y sísmica debida a la variación de las propiedades físicas en un sistema geotérmico, hace que éstas sean adecuadas para inferir la presencia/ausencia de fluidos hidrotermales. El uso de ambas metodologías, haciendo un análisis adecuado, podría reforzar el conocimiento actual que se tiene del sistema geotérmico. La integración de éstas resultaría en una caracterización más robusta, disminuyendo la incertidumbre, y mejorando la planeación de explotación del campo geotérmico.

Es común que la variación de las propiedades físicas involucradas pueda explicar de forma adecuada las observaciones sísmicas y magnetotélúricas, al considerar estratos isótropos. Sin embargo, cuando estas propiedades no pueden explicarse con este tipo de modelos, es posible que la anisotropía del medio aporte un efecto mayor a las observaciones hechas.

HIPÓTESIS:

La relación existente entre la variación de las propiedades electromagnéticas y sísmicas, con las propiedades físicas de las rocas en un sistema geotérmico, permite identificar zonas con presencia de permeabilidad y flujo de fases líquidas y/o gaseosas de alta temperatura.

OBJETIVOS:

- Aplicar técnicas de sísmica pasiva para ubicar zonas anómalas de velocidad, y de alta permeabilidad, asociada a la presencia de fluidos geotérmicos.
- Aplicar el método magnetotélúrico para ubicar zonas anómalas de conductividad, asociadas a la presencia y flujo de fluidos geotérmicos.
- Análisis conjunto de los modelos de velocidades y la respuesta magnetotélúrica, así como su posible relación para la identificación de zonas con alta permeabilidad y contenido de fluidos geotérmicos.

II. CONTEXTO GEOLÓGICO Y ESTUDIOS PREVIOS EN EL COMPLEJO VOLCÁNICO LOS HUMEROS

Actualmente en México se cuenta con 20 zonas con recursos geotérmicos hidrotermales, aportando en conjunto un potencial aproximado de 958 MW ([Ordaz-Méndez et al., 2011](#); [Aragón-Aguilar et al., 2017](#)), lo cual representa casi el 75% de la capacidad geotermoeléctrica operando. Los campos geotérmicos explotados en la actualidad son: Cerro Prieto, Baja California (720 MW), Los Azufres, Michoacán (188 MW), Los Humeros, Puebla (40 MW), y Las Tres Vírgenes, Baja California Sur (10 MW); además del campo Cerritos Colorados, en Jalisco, donde se prevé una capacidad de 75 MW. Estas zonas se encuentran en su mayoría dentro de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) (Jalisco, Hidalgo, Michoacán, Puebla, Nayarit y Guanajuato), Chihuahua, Chiapas, y Durango.

El campo geotérmico Los Humeros es un campo de producción de alta entalpía y baja permeabilidad, además de que se tiene una baja relación agua/vapor ([Aragón-Aguilar et al., 2012, 2017](#)). El primer pozo profundo perforado se hizo en 1982, mientras que en 1990 la explotación comercial del recurso comenzó con la instalación de la primera unidad de 5 MW ([Arellano et al., 2000](#)). Dentro del campo se han identificado varias estructuras geológicas, y hasta el año 2000 se han perforado más de 54 pozos, a profundidades entre 1500 m y 3100 m. Desde sus etapas de exploración, el campo geotérmico de Los Humeros ha sido tema de diversos estudios en distintas disciplinas. Se le ha considerado como un sistema complejo desde el punto de vista geológico, geoquímico y de producción.

II.1 Geología del Complejo Volcánico Los Humeros

El Complejo Volcánico Los Humeros (CVLH) se encuentra ubicado en la parte oriental de la Faja Volcánica Mexicana (19°40'N, 97°25'W), 200 km al este de la Ciudad de México, a una altitud de aproximadamente 2800 msnm al centro del campo geotérmico (Figura 2.1).

Este complejo se encuentra dentro de lo que se conoce como la cuenca Libres-Oriental, una estructura tipo graben (N40°E) que atraviesa la Sierra Madre Oriental (SMO) (S50°-70°E) (Figura 2.1). Ésta está limitada al este por los estratovolcanes andesíticos Citlaltépetl (Pico de Orizaba) y Cofre de Perote, y al oeste por la sierra Tlaxco – Cerro Grande ([Carrasco-Núñez et al., 2017](#)).

Al norte se tiene el macizo de Teziutlán, complejo paleozoico de rocas metamórficas (esquistos verdes) e intrusivas (granodiorita y granito), el cual constituye el basamento regional ([Carrasco-Núñez et al., 2017](#)). Por encima de éste se tienen rocas sedimentarias plegadas del Mesozoico con intrusiones del Terciario (sienitas y granodiorita). En la Figura 2.1 se muestra el mapa geológico del CVLH, junto con algunas de las principales características estructurales presentes.

La historia geológica del CVLH inició con la erupción de las lavas Teziutlán (hace más de 1.6 Ma), seguida de las lavas riolíticas ricas en sílice y las ignimbritas Xaltipán, hace

aproximadamente 0.47 y 0.46 Ma, provocando el colapso estructural que dio origen a la caldera de Los Humeros (aproximadamente 115 km³) (Carrasco-Núñez et al., 2017).

Desde ese momento, y hasta el colapso de la caldera Los Potreros (0.1 Ma), se emplazaron domos riolíticos (0.36 – 0.22 Ma) y se eyectaron grandes cantidades de productos de caída. La primera secuencia de caída corresponde a la toba Faby, compuesta de ceniza blanca y lapilli pumítica; la segunda secuencia es la toba Zaragoza, compuesta en su mayoría por ceniza riodacítica y lapilli pumítica, dio origen a esta nueva caldera y el emplazamiento de algunos domos en la porción este.

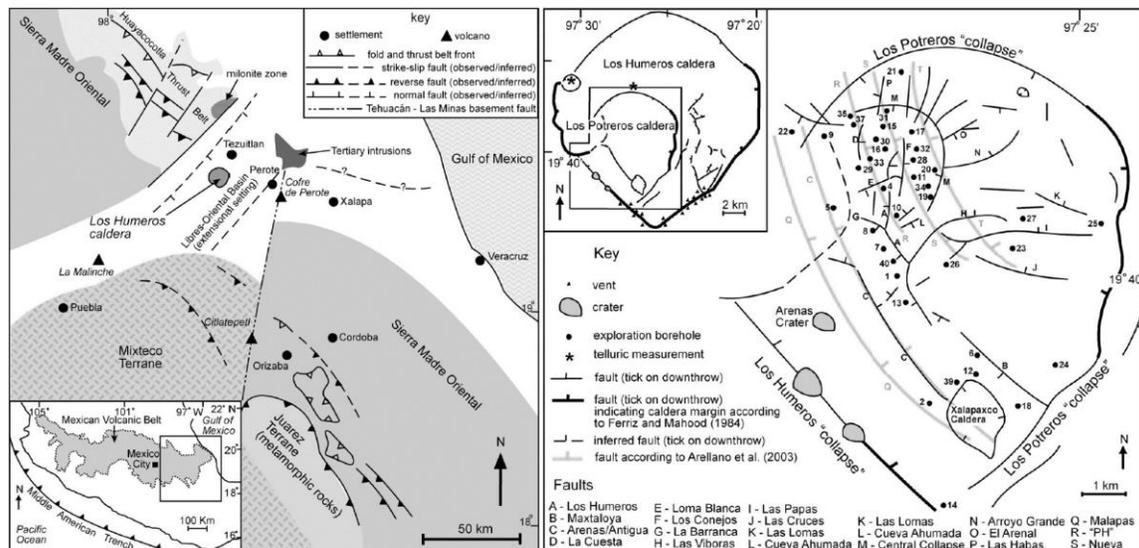


Figura 2.1. Izquierda: Ubicación del CVLH dentro de la FVT, y estructuras regionales principales: con orientación S40°-70°E, la Sierra Madre Oriental, y atravesándola se tiene la Cuenca Libres-Oriental (N40°E). Derecha: Mapa con la recopilación de las fallas dentro del CVLH. Willcox, 2011.

El colapso de Los Potreros antecedió a varias erupciones hace casi 0.06 Ma: la lava Cueva Ahumada, la erupción de la toba Xoxoctic (depósitos de caída de pumita), emplazamientos de conos de escoria, lavas andesíticas (Orilla del Monte, y Chiapa), y finalmente la lava Maztaloya (al sur del CVLH), de la cual resultó la ignimbrita andesítica Llano.

Del mismo Maztaloya se eyectó la toba Cuicuiltic, una secuencia de tobas lapilli de caída de tipo riodacítica y andesítica, de la cual se cree que se relaciona la formación de la caldera El Xalapasco (con un diámetro de 1.7 Km). Posterior a Cuicuiltic, pequeños volcanes riodacíticos se emplazaron al este de Los Potreros (La Viola, Coamilacas y Arenas).

Las últimas efusiones, de edad menor a 0.02 Ma, corresponden a lavas basálticas de olivino, de poca extensión, provenientes del piso de Los Potreros y Xalapasco, y de la porción suroeste de la fractura anillada de Los Humeros (Ferriz y Mahood, 1984; Willcox, 2011; Carrasco-Núñez et al., 2017).

Según Ferriz y Mahood (1984), la actividad basáltica más reciente podría indicar dos cosas: 1) una reducción de magma silícico en la cámara magmática somera, de forma que las lavas

basálticas provenientes de Los Potreros y El Xalapasco representan menores porciones de una cámara magmática, más densa y más máfica; o bien, 2) que estas lavas provienen de un nuevo flujo de magma máfico del manto, lo cual implica que la cámara magmática no es capaz de impedir este ascenso. En este último caso, el magma de baja densidad o bien no fue expulsado por completo, o llegó a cristalizarse hasta el punto de quedar fracturado durante la inyección del magma basáltico.

La tasa de extrusión del magma aumentó en el CVLH de 0.06 [km³/mil años] hace 250 mil años, a 0.21 [km³/mil años] hace 100 mil años. [Ferriz y Mahood \(1984\)](#) atribuyen este aumento al debilitamiento estructural del suelo de la cámara durante las erupciones que formaron la caldera, reactivando viejas zonas de debilidad, y creando nuevas.

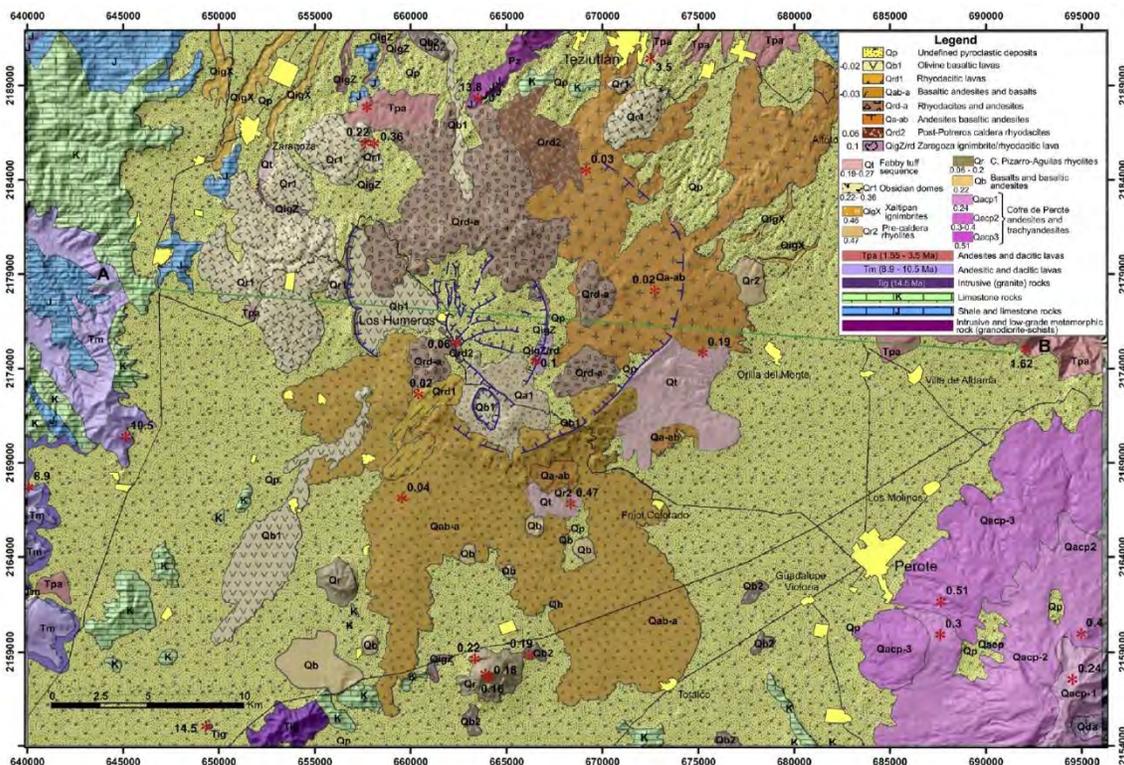


Figura 2.2. Mapa geológico del CVLH con las principales características estructurales. [Carrasco-Núñez et al., 2017](#).

II.2 Estudios previos

En 1968 la Comisión Federal de Electricidad (CFE), empresa encargada de los servicios eléctricos del país coordinó los primeros estudios geológicos, geoquímicos y geofísicos del sitio. García-Durán (1968) estuvo a cargo de los estudios de mediciones de flujo térmico, magnetometría, gravimetría, sondeos eléctricos verticales y ruido sísmico, cubriendo un área de 18.4 km² ([Palacios-Hartweg y García-Velázquez, 1981](#)).

II.2.1 Geofísica

Entre 1977 y 1980 se realizaron diversos estudios geofísicos para la caracterización de las

estructuras dentro del CVLH: aeromagnetometría ([Flores-Luna et al., 1978](#)); gravimetría ([Mena y González-Morán, 1978](#)); corrientes telúricas, potencial natural y perfiles de temperatura del suelo ([Álvarez, 1978](#)); y monitoreo sísmico temporal ([Ponce y Rodríguez, 1978](#)).

De esta primer etapa, [Flores-Luna et al. \(1978\)](#) modelaron un cuerpo volcánico, posiblemente relacionado al conducto del magma durante la etapa de formación de la caldera, congruente con la anomalía gravimétrica positiva, rodeada de zonas de baja densidad, hallada por [Mena y González-Morán \(1978\)](#) (19°42' N, 97°26' W) dentro del colapso, aunque a diferentes profundidades. En esta misma zona [Álvarez \(1978\)](#) propuso la existencia de un cuerpo resistivo cercano a la superficie (N del Xalapasco). Por su parte, [Ponce y Rodríguez \(1978\)](#) observaron la ocurrencia de sismos al oeste de la falla Los Humeros; además, cerca de la estación FMV (\approx 19°42' N, 97°30' W), reportan una zona con gran atenuación, la cual asocian a una zona térmicamente anómala, observada también con el método de potencial natural. De todos estos estudios, la porción oeste de la caldera prometía ser la más apta para continuar con la exploración geotérmica.

En 1984, [Martínez et al. \(1985\)](#) llevaron a cabo una campaña de 21 sondeos magnetotelúricos dentro del CVLH, con los cuales obtuvieron un modelo que determinó la geometría del yacimiento geotérmico, cuyo tope se encuentra a 2.4 km, de dimensionalidad geoelectrica 3D. Además, identificaron un cuerpo conductivo profundo (22 km), el cual podría tratarse de la fuente de calor del campo geotérmico. Años más tarde, [Campos y Garduño \(1987\)](#) corroboraron con mediciones gravimétricas que el basamento es más somero al norte del CVLH; hecho que se confirmó con nueva información aeromagnética. También obtuvieron la topografía de éste a partir de la interface con el relleno volcánico dentro de la caldera, teniendo una serie de altos y bajos, correspondientes a los pliegues del basamento.

Conociendo la topografía del basamento, la topografía superficial es también un componente importante para los sistemas hidrotermales: la existencia del flujo de agua hacia el yacimiento, o zona de recarga, juega un papel fundamental. Para la ubicación de estas zonas de recarga dentro del CVLH, [Prol-Ledesma et al. \(1993\)](#) identificaron zonas de posible recarga de agua al norte de la falla Los Humeros (hecho que se observó en los pozos H-4 y H-1) y al extremo este de la falla Las Papas, a partir del uso de imágenes satelitales y modelos digitales de elevación. Identificaron los patrones de drenaje y fallas en superficie, junto con la distribución espacial de las isotermas y presencia/ausencia de minerales de alteración hidrotermal en profundidad (a partir de información de pozos), para delimitar los sitios donde se puede tener mayor posibilidad de hallar estas zonas de recarga de agua fría.

Desde los trabajos de Ponce y Rodríguez, en 1978, los estudios de monitoreo sísmico no se reanudaron sino hasta 1997, año en que CFE instaló una red permanente dentro del CVLH a raíz de un sismo que ocurrió el 25 de noviembre de 1994, causando daños en sus instalaciones ([Lermo et al., 2008](#)). La actividad sísmica se distribuye a lo largo de la falla Los Humeros, pero principalmente en la zona norte del colapso Los Potreros, lugar donde se

concentra la explotación del campo geotérmico. La sismicidad es por lo general de magnitud menor a 3.6 Mw, y profundidades menores a 4 km.

Complementariamente, [Antayhua \(2007\)](#) realizó un estudio extenso con respecto a la sismicidad desde 1997 hasta 2004, registrando un total de 280 sismos, de los cuales se obtuvieron los mecanismos focales. Además realizó una tomografía de atenuación de coda, de cuyos resultados propone una zona de alta atenuación al extremo sureste del campo geotérmico; sin embargo, en este modelo sugiere que esta zona anómala alcanza hasta 5 km de profundidad, a pesar de que la sismicidad que reporta no va más allá de los 4 km.

Las anomalías gravimétricas tienen una correlación directa con las estructuras enterradas del CVLH, validadas con información de los pozos perforados, los cuales reportan una profundidad del basamento dentro de la zona productora del campo entre 1100 y 1350 m de profundidad en las zonas de altos estructurales; por otro lado, en las zonas de colapso se alcanzan profundidades del basamento entre 2540 y 3234 m ([Campos y Arredondo, 1991](#)). La densidad del relleno vulcano-sedimentario no consolidado oscila entre 913 y 1627 kg/m³; los productos volcánicos, entre 2060 y 2390 kg/m³; y del basamento, entre 2650 y 2750 kg/m³.

[Campos y Arredondo \(1991\)](#) mencionan que con sondeos MT se observaron tres zonas de baja resistividad: la primera a 2 km de profundidad, situada dentro del área de colapso e inclinada hacia el este; la segunda dentro de la porción norte del colapso Los Potreros (a 10 km de profundidad), y la tercera al suroeste del colapso El Xalapasco, a 20 km de profundidad; estas zonas posiblemente se encuentren asociadas a la fuente de calor. A partir de esta información, se tiene una correlación entre las zonas de baja resistividad, y las fallas y estructuras al oeste de la caldera Los Potreros.

También, mencionan que el basamento calcáreo, con permeabilidad “mejorada”, propicia el ascenso de los fluidos hacia la zona productora; así mismo, la recarga del sistema proviene de la SMO a través de las estructuras profundas de dirección NW-SE.

Al referirse a la unidad de caliza, [Viggiano-Guerra et al. \(2013\)](#) sugieren que ésta corresponde realmente a rocas carbonatadas bajo metamorfismo de contacto debido a un magma en enfriamiento. La importancia de esta distinción es para contemplar que las propiedades de la roca, bajo este fenómeno sufren de un aumento de densidad, disminuyendo su permeabilidad y porosidad, y aumentando su módulo de compresión. La permeabilidad que se encuentra en estas rocas (de 1725 a 2005 m de profundidad, tomando como referencia el pozo H-43) es consecuencia de la intrusión de diques diabásicos. Además, verificó que debido a la explotación del campo, el nivel estático ha descendido, lo que provoca un ensanchamiento en la zona de vapor de la parte superior del campo.

[Arzate et al. \(2017\)](#) usaron un conjunto de sondeos magnetotelúricos, junto con mapas de anomalías gravimétricas y magnetométricas, con lo cual observaron un sistema de fallas principales en la porción oeste de la caldera Los Humeros, que fungen como rutas

permeables, aptas como objetivos de interés geotérmico (Figura 2.3). Algunas anomalías conductivas profundas las consideran como la fuente principal de calor, situadas entre 6 y 7 km de profundidad al centro, y a 5 km en la parte sur del colapso Los Potreros.

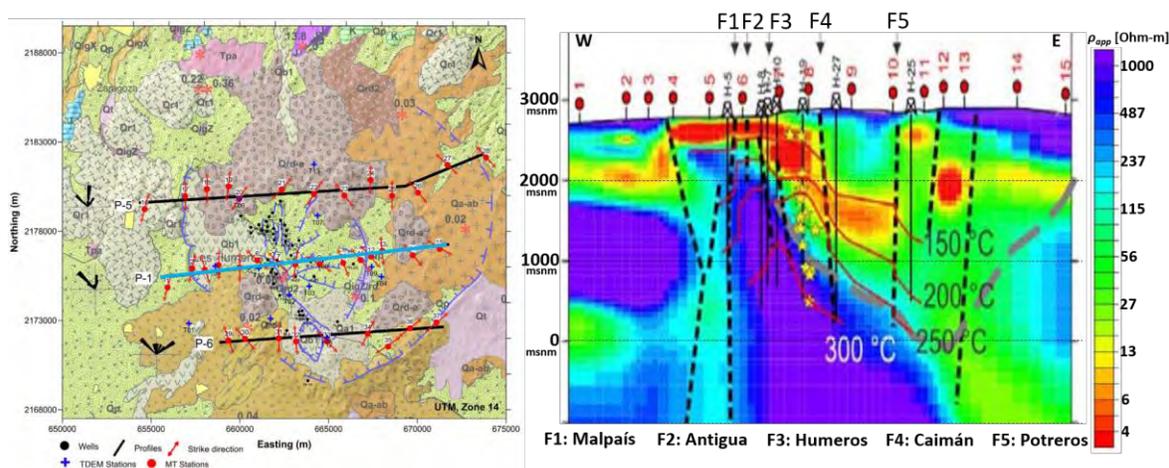


Figura 2.3. Sección de resistividad aparente obtenida con sondeos magnetotelúricos, en dirección W-E, atravesando el centro del colapso Los Potreros. Las fallas principales se encuentran en la porción oeste de la caldera de Los Humeros (F1 a F6). Arzate et al. (2017).

II.2.2 Geoquímica

Estudios geoquímicos en muestras de roca o muestras de pozo de fluidos geotérmicos han sido hechos por diversos autores (Verma y López, 1982; González-Partida et al., 1992; Cedillo-Rodríguez, 2000; Arellano et al., 2000; Portugal et al., 2002; García-Gutiérrez, 2009; Aragón-Aguilar et al., 2012), obteniendo de forma directa o indirecta información con respecto a la distribución espacial de la temperatura dentro del campo geotérmico, así como de las características los fluidos y las rocas, y su interacción.

La información referente a la distribución espacial de las arcillas dentro de un campo geotérmico es útil cuando se delimita un reservorio (en el caso de un sistema hidrotermal). Muchos factores son los que determinan el tipo de alteración que sufren las rocas dentro de un campo geotérmico, con base en las características de su entorno. Algunos de estos factores son la temperatura, permeabilidad, mineralogía de la roca primaria, composición del fluido geotérmico, presión y tiempo de duración de la actividad hidrotermal (González-Partida et al., 1992).

Con base en estudios geoquímicos hechos en muestras de roca, Verma y López (1982) determinaron que las dacitas y riolitas de Los Humeros sugieren un importante aporte de minerales ferro-magnesianos en las últimas etapas de diferenciación de los magmas, con respecto a otras áreas de la FVTM. Sugieren además diferentes niveles de estratificación dentro de la cámara magmática somera.

En la parte noroeste del colapso Los Potreros, donde se reportan sistemas de falla NW-SE, existen distintas zonas mineralógicas de alteración hidrotermal en profundidad (González-

[Partida et al., 1992](#)): la caolinita aparece en la parte somera, con espesores disminuyendo hacia el centro del colapso, presenta temperaturas menores a 200°C; la montmorlita está presente entre 1500 y 1650 m de profundidad, indicando temperaturas entre 200 y 300°C; la illita, que abunda desde 1100 hasta 1970 m, con temperaturas entre 250 y 300°C; y finalmente la clorita, que sugiere temperaturas de hasta 330°C, y que es un indicativo de las partes más someras por donde ascienden los fluidos geotérmicos.

El análisis de las aguas contenidas en los manantiales aledaños muestran que tienen origen meteórico de reciente infiltración ([González-Partida et al., 2001](#); [Portugal et al., 2002](#)). Por el contrario, en los pozos las aguas son maduras: el contenido de CO₂ corresponde a una mezcla de origen magmático profundo y de disolución de carbonatos en los estratos someros ([González-Partida et al., 1993](#); [Portugal et al., 2002](#)).

Con análisis isotópicos [Portugal et al. \(2002\)](#) determinaron que los pozos H-1, H-16, y H-33 muestran infiltración de agua meteórica en estratos someros ([Figura 1.3](#), perfil NW-SE). Los estratos con permeabilidad (pumita, basalto y andesita), apta para contener los acuíferos, se encuentran entre 200 y 400 m de profundidad, y absorben casi el 80% de la precipitación pluvial. Más profundo, unidades de tobas líticas (de menor permeabilidad), sirven como conducto del agua meteórica hacia el yacimiento somero. La recarga del yacimiento profundo pudo haberse efectuado debido a la contribución de agua meteórica fósil, la cual se estima que sea cercana a 60%.

El pozo H-1 posiblemente recibe agua de algún acuífero, debido a que se presentan menores temperaturas que el resto; lo cual hace suponer que éste puede servir como recarga del sistema, a través de la falla La Antigua ([Arellano et al., 2003](#)).

Dentro del campo geotérmico de Los Humeros se reportan dos reservorios: uno somero en el que domina la fase líquida (300-330°C) con pH neutro, a profundidades que van de los 1200 a 1775 m, y otro más profundo, con baja saturación de líquido (300-400°C) y pH ácido, a profundidades entre 2700 y 1950 m, donde los pozos que lo alcanzan presentan corrosión ([Cedillo-Rodríguez, 2000](#); [Arellano et al., 2000, 2003](#); [García-Gutiérrez, 2009](#)).

[Arellano et al. \(2000, 2003\)](#) mencionan que ambos reservorios se encuentran limitados por una unidad de toba vítrea, de un espesor promedio de 150 m. Los horizontes permeables, de donde se tiene conocimiento que se alimentan los pozos dentro del colapso central, corresponden a las andesitas de augita, andesitas de hornblenda, basaltos y en algunas zonas de mármol (permeabilidad secundaria).

Por su parte, [Cedillo-Rodríguez \(2000\)](#) comenta que encima de los reservorios se encuentran dos acuíferos confinados en unidades de basalto, toba y andesita: el límite inferior de éstos corresponde a la formación de ignimbritas Xaltipán, y de forma lateral, están limitados por los colapsos Los Potreros y Los Humeros. Se supone una recarga del sistema de forma vertical a los yacimientos, desde los cuales se propaga de forma lateral.

En la parte norte del colapso Los Potreros, las zonas productoras van de los 2700 a 1200 m, donde la distribución de temperaturas sugiere que el ascenso de fluidos se hace en esta zona. Los pozos H-4, H-11, H-20 presentan temperaturas mayores a 300°C (Arellano et al., 2003), así como también los pozos H-15 y H-33 a profundidades cercanas a 1300 m (García-Gutiérrez, 2009).

En la parte centro-oeste, siguiendo la traza de la falla Los Humeros (pozos H-13, H-1, H-7, H-8 y H-9) se encuentran valores de temperatura cercanos a 300°C, indicando una de las partes más someras y más calientes (González-Partida et al., 2001; García-Gutiérrez, 2009). Entre 1900 y 1550 m, el pozo H-8 también presenta zonas más calientes (300 a 350°C).

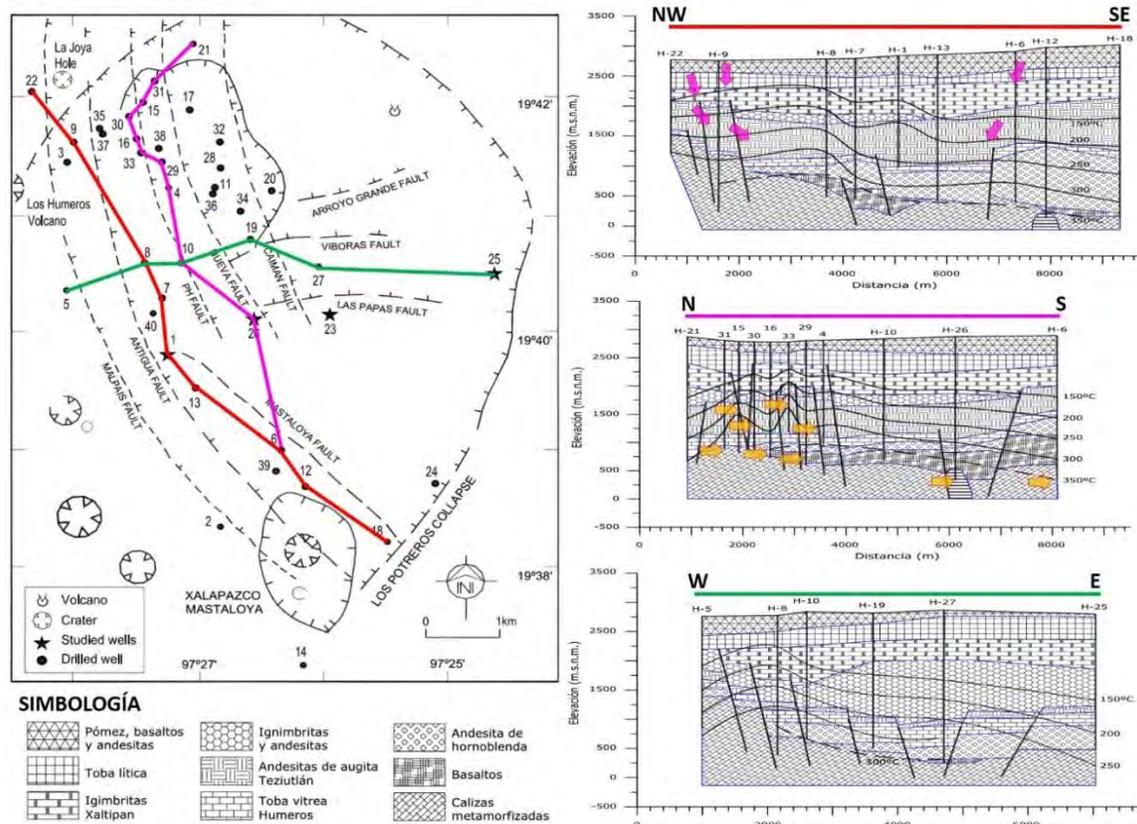


Figura 2.4. Secciones geológicas con isotermas de temperatura inicial, según García-Gutiérrez (2009). Las flechas magenta en el perfil NW-SE indican el flujo de infiltración de agua meteórica (Portugal et al., 2002), y las flechas naranjas El perfil N-S indican los horizontes más permeables (Arellano et al., 2003).

En la porción central, las zonas productoras se encuentra por debajo de los 2200 m (Arellano et al., 2003). Con base en evidencia mineralógica y de contenido de Boro en el lodo de perforación al momento de la perforación, la secuencia litológica del pozo H-26 (al centro del colapso Los Potreros), apuntan a que en esta zona existe ascenso de fluidos con trayectoria lateral a los 2000 m de profundidad, lo cual ha provocado lixiviación de la andesita (Izquierdo et al., 2014), lo cual se ve reflejado en fragmentos de núcleos de los pozos aledaños (H-10, H-19, H-27 y H-23).

En la porción centro-sureste del colapso Los Potreros, área delimitada por las fallas Mastaloya y Las Papas (pozos H-23, H-25, H-26 y H-27), se tiene un área que presentan altas temperaturas (cercas a 300°C) pero muy poca permeabilidad ([Aragón-Aguilar et al., 2012](#)). Una explicación propuesta es que no se cuenta con una recarga de agua en esta zona. Sin embargo, el área dentro de la falla Antigua y la falla Mastaloya (porción suroeste) presenta características de muy buena producción de fluidos (pozos H-1, H-6, H-12, H-13, H-18 y H-39). En la porción sur, cerca del cráter Xalapasco, también se presentan temperaturas mayores a 300°C ([Arellano et al., 2003](#)).

[García-Gutiérrez \(2009\)](#) realizó un estudio con base en registros de temperatura de 40 pozos, con los cuales determinó las zonas más calientes y someras, así como los horizontes más permeables en cada pozo; estas zonas se presentan en la [Figura 2.4](#) como flechas naranjas a lo largo de tres secciones.

Se puede observar en estos perfiles que existe una tendencia general de la temperatura a ser mayor en la parte somera en las zonas cercanas a la porción noroeste del colapso Los Potreros (referida como colapso central por algunos autores). En el perfil de dirección NW-SE (línea roja) se puede observar también la ruta de la infiltración del agua meteórica al sistema en flechas magenta, según [Portugal et al. \(2002\)](#): estas zonas se encuentran en el límite norte del colapso Los Potreros (H-22 y H-9), y en la parte norte del cráter Mastaloya (H-6 y H-12), a un costado de la falla del mismo nombre, junto con los pozos H-1, H-16 y H-33.

En la sección de orientación N-S también se aprecia la tendencia del ascenso de fluidos calientes, que es mayor en la parte norte del colapso Los Potreros. Existen algunas zonas donde las isotermas se muestran más someras, H-15 y H-33, donde el flujo puede deberse a la presencia de fallas muy permeables que faciliten su ascenso ([García-Gutiérrez, 2009](#)). En estos pozos, junto con H-30 y H-4, la zona más permeable está contenida en las andesitas de augita Teziutlán.

En la sección E-W, aunque de forma más suave, se observa la misma tendencia del ascenso de fluidos que en la sección N-S. Resulta interesante ver que en los pozos H-10, y en los pozos H-19 y H-25 la toba vítrea y andesitas de hornblenda son el horizonte más permeable, respectivamente.

Los basaltos son el horizonte más permeable en los pozos H-7, H-16, H-29 y H-27. En la sección NW-SE (línea roja), los pozos H-22, H-9, H-8, H-13, H-6, H-12 y H-18, tienen su horizonte más permeable en las calizas metamorfozadas; mientras que en la sección N-S, este horizonte se observa en los pozos H-21, H-31, H-6, H-26.

III. MÉTODO DE SÍSMICA PASIVA

La propagación y análisis de ondas elásticas han sido empleados para la caracterización del subsuelo. Principalmente, la exploración de hidrocarburos ha contribuido a grandes innovaciones en el mejoramiento de metodologías; sin embargo, estas suelen ser costosas y logísticamente complejas, debido a la generación de la fuente sísmica y la gran cantidad de sensores requeridos.

Gracias a los estudios de [Aki \(1957\)](#), se observó que es posible extraer información contenida en las vibraciones naturales del suelo (microtremores) para su caracterización, al analizar su comportamiento en registros sísmicos continuos. A partir de entonces, se han desarrollado novedosas metodologías para obtener información del subsuelo, sin la necesidad de una fuente activa y cubriendo zonas más extensas. Algunas de las metodologías pioneras para este fin son el método H/V ([Nakamura, 1989](#)), el método SPAC ([Aki, 1957](#)) o el método f-k ([Capon, 1969](#); [Lacoss et al., 1969](#)); sin embargo, su profundidad de investigación es del orden de decenas a cientos de metros, dependiendo de la separación que exista entre los sensores sísmicos.

Otra metodología que se ha empleado de forma estándar en los últimos años para una investigación más profunda (hasta decenas de kilómetros) y en grandes extensiones de terreno es la tomografía de ruido sísmico ([Shapiro et al., 2005](#); [Sabra et al., 2005b](#); [Campillo 2006](#)), la cual es la que se usó en este trabajo.

III.1 Ruido sísmico y sus características

Se conoce como ruido sísmico (o microtremores), a las vibraciones de muy baja energía que se encuentran siempre presentes en la superficie de la tierra; su amplitud alcanza el orden de 10^{-1} a 10^1 nanómetros. Su origen y su comportamiento, varían tanto de forma espacial como temporal; éstos pueden ser de dos tipos ([Okada, 2003](#)):

- Origen antropogénico (>1 Hz). La fuente de éstos corresponde al tráfico, industrias, e incluso las vibraciones inducidas por árboles y estructuras civiles. Las variaciones son diferentes dependiendo de la región, pues están controladas por la actividad humana. No se propagan por largas distancias.
- Origen natural (<1 Hz). Su origen se relaciona principalmente a las variaciones en la presión y temperatura de la atmósfera (a menor presión, mayor energía), así como la interacción de los océanos en las costas de los continentes. Sus variaciones se asocian a las distintas estaciones del año.

Espectralmente, la magnitud y distribución de las fuentes de ruido sísmico se comportan como una variable estocástica, por lo que la distribución de probabilidades de amplitudes se acerca a una distribución normal conforme el número de muestras aumenta, así como su estacionalidad.

La variación del comportamiento de los microtremores durante dos años se puede observar en la [Figura 3.1](#), la cual corresponde a un campo geotérmico (Francia), donde se observa que la amplitud varía de distinta manera para los dos rangos de frecuencia descritos ([Lehuteur et al., 2015](#)). Los microtremores de origen antropogénico muestran un comportamiento distinto dependiendo del día de la semana que se observa. Así mismo, la variación para periodos largos es más evidente del invierno al verano.

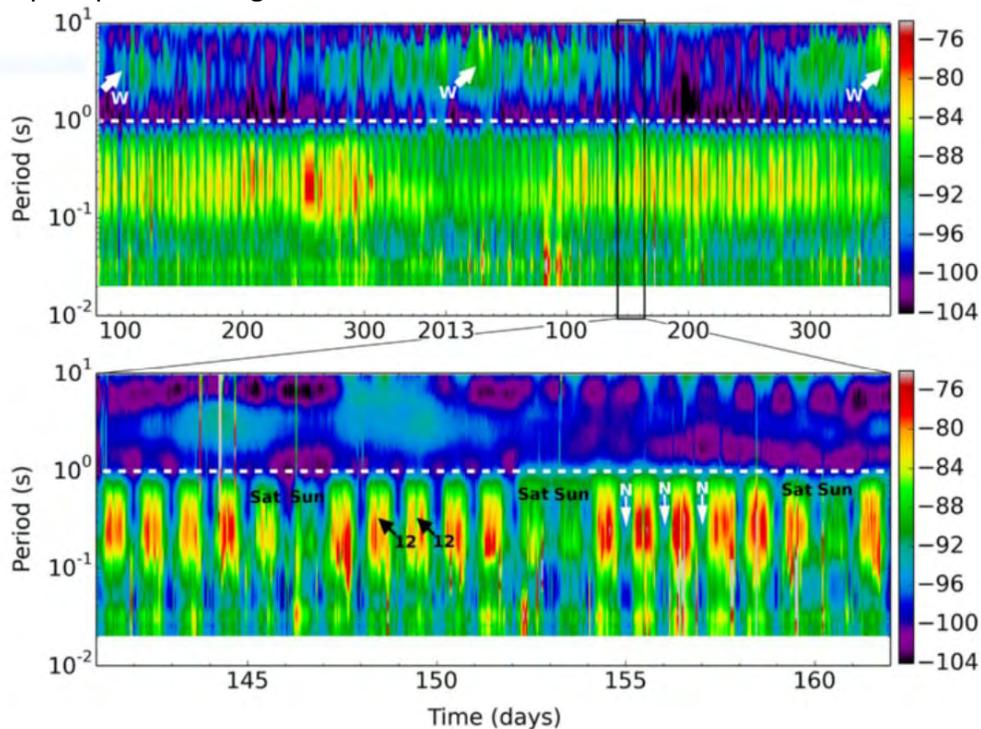


Figura 3.1. Espectrogramas de registros continuos de componente vertical (0.1 a 100 Hz) en una estación al norte de Francia. Arriba: variación espectral durante 2 años; las flechas blancas indican la época correspondiente al invierno, por debajo de la línea blanca punteada (menor a 1 segundo) se tiene la contribución del ruido de origen antropogénico. Abajo: variación espectral durante 21 días; las flechas blancas y negras (denotadas por 'N' y '12') indican las horas de noche y mediodía, respectivamente, como los momentos de mayor quietud; así como los días sábado y domingo ('Sat', 'Sun'). [Lehuteur et al., 2015](#).

Diversos estudios muestran que los microtremores se componen principalmente por ondas superficiales (Rayleigh y Love), así como de ondas de cuerpo (P, SV, SH), aunque en menor proporción ([Toksöz y Lacoss, 1968](#); [Douze, 1967](#); [Okada, 2003](#); [Bonney-Claudet et al., 2006](#)). Con base en la información obtenida de métodos como SPAC o $f-k$, ha sido posible estimar la contribución de las ondas de Rayleigh y de Love, siendo éstas últimas las que suelen predominar. Cabe mencionar que estos estudios se hicieron bajo condiciones geológicas distintas, por lo que factores como la geología del sitio y la geometría, así como las propiedades de las fuentes de ruido, influyen de forma importante en la contribución de cada tipo de ondas al campo de ruido sísmico.

III.2 Ondas superficiales y dispersión

Las ondas superficiales resultan de la interacción de las ondas de cuerpo (P, SV, SH) con la superficie libre (tracciones son cero). La velocidad con la que viajan a lo largo de la superficie varía con respecto a su frecuencia: las ondas de baja frecuencia (periodos largos) viajan con velocidades más altas que las ondas de alta frecuencia (periodos cortos); a esta propiedad se le conoce como **dispersión**.

Las **ondas de Rayleigh** se deben a la convergencia de las ondas P y SV con la superficie libre, lo cual resulta en una interferencia constructiva de una onda que viaja a lo largo de la superficie con polarización radial. La [Figura 3.2 A](#) ilustra el movimiento de una partícula al paso de una onda de Rayleigh: a un tiempo $t=0$, el desplazamiento vertical (u_z) es máximo cuando el horizontal es nulo ($u_x=0$); a tiempos posteriores, los desplazamientos describen un movimiento retrógrado en forma de elipse. Para profundidades mayores a cinco veces la longitud de onda, el movimiento se convierte en prógrado. La relación de este movimiento a lo largo del tiempo se encuentra ilustrado en la [Figura 3.2 B](#).

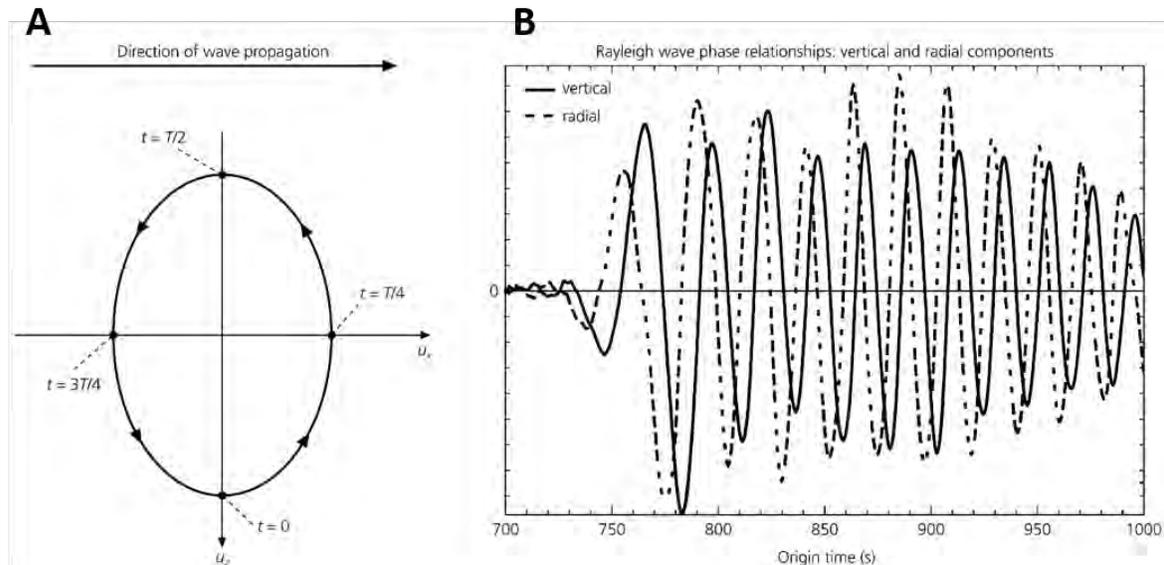


Figura 3.2. A) Movimiento de una partícula en las componentes u_z y u_x de las ondas Rayleigh, el cual describe una elipse de movimiento retrógrado. B) Sismogramas de las componentes vertical (u_z) y radial (u_x), donde se aprecia un desfase de $\pi/4$ entre ambas. [Stein y Wyssession, 2003](#).

Las **ondas de Love** se generan cuando las ondas SH se reflejan entre la superficie libre y las interfaces dentro del medio con el sub-espacio, quedando confinadas ([Figura 3.3](#)) y teniendo un efecto de interferencia constructiva entre estas ondas. Su polarización es transversal.

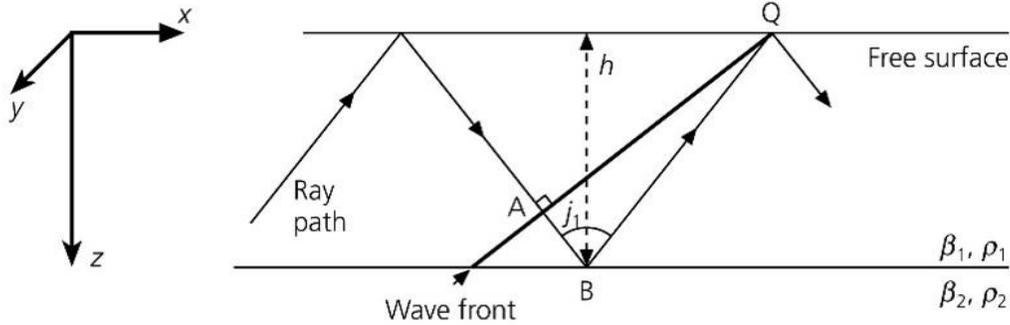


Figura 3.3. Esquema de una onda SH reflejada múltiples veces entre la interfase del medio 1 con la superficie libre y con el medio 2, para lo cual la velocidad de corte del medio 1 debe ser menor. [Stein y Wyession, 2003](#).

De forma general, una onda armónica viajando a través de un medio se define por su amplitud y su fase, dependiente de la frecuencia angular ([Lay y Wallace, 1995](#); [Stein y Wyession, 2003](#)).

$$u(x, t) = Ae^{i\phi(\omega)}, \text{ con } \phi(\omega) = \omega t - k(\omega)x + \varphi_i(\omega)$$

El término $\omega t - k(\omega)x + \varphi_i(\omega)$ es la fase, donde ω la frecuencia angular, t el tiempo, k es el número de onda, x es la posición, y $\varphi_i(\omega)$ es la fase inicial de la onda. Una onda con fase constante viaja a una velocidad $c = \omega/k$ (**velocidad de fase**), mientras que un grupo de ondas, definido dentro de una banda de frecuencia angular ($\omega_0 - \Delta\omega, \omega_0 + \Delta\omega$), viajan con una **velocidad de grupo** $U = d\omega/dk$, donde con ω_0 es la frecuencia angular central. Existe una relación entre la velocidad de grupo y la velocidad de fase, descrita en la siguiente ecuación:

$$U = \frac{d\omega}{dk} = \frac{d(ck)}{dk} = c + k \frac{dc}{dk}$$

III.3 Reconstrucción de la Función de Green a partir del ruido sísmico

Bajo la suposición de que el ruido sísmico es estacionario ([Okada, 2003](#)), éste se considera un campo difuso: mezcla de ondas con distintas amplitud y fase aleatoria propagándose en todas direcciones. Posee además la propiedad de equipartición de energía, es decir, que todas las ondas tienen una contribución similar de energía.

La interferencia constructiva de este campo de ondas es la que nos permite reconstruir de forma aproximada la Función de Green, la cual es la respuesta al impulso en un punto determinado, debido a una fuente puntual en otro punto. La información contenida en ésta nos permite inferir las velocidades de propagación de las ondas superficiales gracias a su propiedad de dispersión.

Se ha observado que es posible obtener una respuesta de pseudo-reflexión de offset cero (fuente y receptor en el mismo punto) al calcular la auto-correlación de un sismograma ([Aki,](#)

[1957; Claerbout, 1968](#)). Considerando un campo escalar 2D, la correlación de una onda SH propagándose en un medio elástico homogéneo (plano x-z) en dos puntos (x e y), en el dominio de la frecuencia, es:

$$\langle v(\mathbf{y}, \omega)v^*(\mathbf{x}, \omega) \rangle = |F(\omega)|^2 \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \exp(ikr \cos[\psi - \theta]) d\psi = |F(\omega)|^2 J_0(kr)$$

Donde $v(\mathbf{y}, \omega)$ y $v(\mathbf{x}, \omega)$ son el desplazamiento de una onda en los puntos x e y, $F(\omega)$ es la densidad espectral promedio, ψ es el azimuth de propagación de las ondas, r y θ indican la posición de los puntos en coordenadas cartesianas, y $J_0(kr)$ es la función de Bessel de primer tipo y orden cero. Esta ecuación es análoga a la parte imaginaria de la Función de Green en el dominio de la frecuencia ([Sánchez-Sesma y Campillo, 2006](#)), definida como:

$$G_{22}(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \omega) = 1/4i\mu[J_0(kr) - iY_0(kr)]$$

Con $Y_0(kr)$ como la función de Neumann de orden cero, y μ el módulo de rigidez. En el dominio temporal la Función de Green está dada por la siguiente ecuación:

$$G_{22}(\mathbf{x}, \mathbf{y}, t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} G_{22}(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \omega) d\omega = \frac{1}{2\pi\mu} \frac{H(t - r/\beta)}{\sqrt{t^2 - r^2/\beta^2}}$$

Donde H es la función de Heaviside, y β es la velocidad de onda de corte. De forma general, y tomando $\mu = \rho\beta^2$, $E_s = \rho\omega^2 S^2/2$, y S es la forma de onda compleja de una onda S.

$$\langle u_i(\mathbf{y}, \omega)u_j^*(\mathbf{x}, \omega) \rangle = -8E_s k^{-2} \text{Im}[G_{ij}(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \omega)]$$

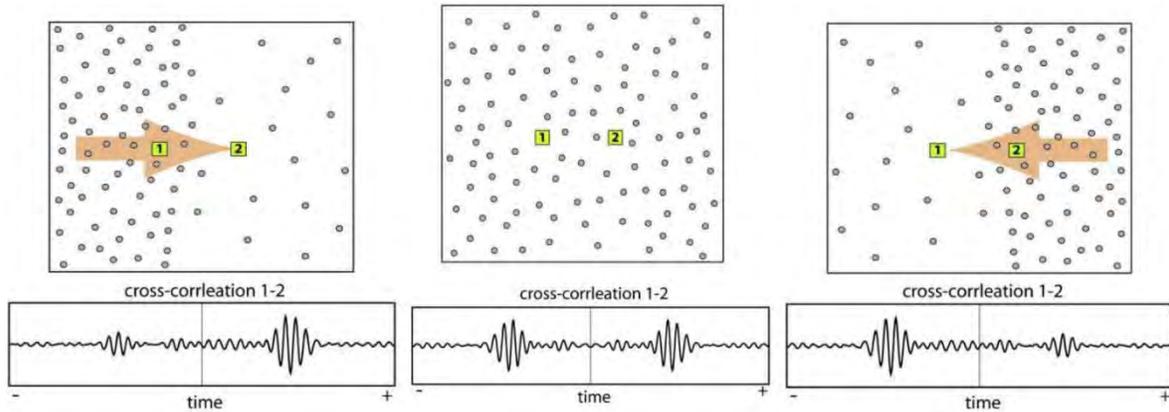


Figura 3.4. Cross-correlaciones obtenidas para tres distintas distribuciones de ruido. Se muestra la no simetría en las correlaciones cuando las fuentes no están homogéneamente distribuidas. [Stehly et al., 2006](#).

En la [Figura 3.4](#) se muestra un esquema de tres diferentes tipos de distribución de fuentes de ruido en un medio (arriba), así como su contribución a la reconstrucción de la Función de Green correspondiente (abajo). Una distribución homogénea de fuentes de ruido (*centro*) resulta en una función simétrica, mientras que una distribución no-homogénea dará una función no simétrica y/o con diferentes amplitudes entre la parte causal y no causal.

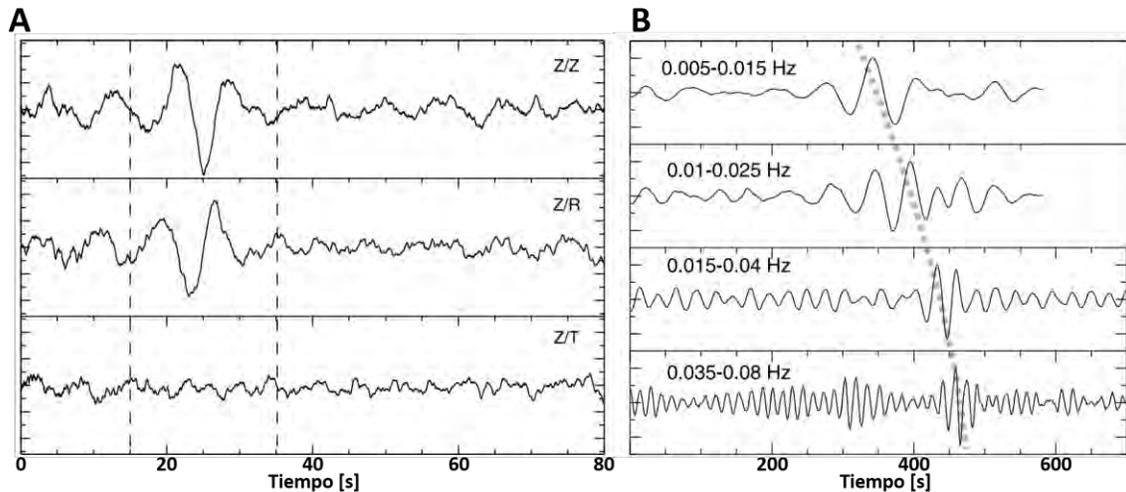


Figura 3.5. A) Cross-correlaciones apiladas entre las componentes ZZ, ZR y ZT, obtenidas con la coda de varios sismos entre dos estaciones separadas aproximadamente 100 km en México; modificado de [Campillo y Paul, 2003](#). B) Cross-correlación entre dos estaciones en Estados Unidos (1405km de distancia) filtrada en cuatro diferentes bandas espectrales, obteniendo distintos paquetes de ondas a diferentes tiempos de viaje. [Shapiro y Campillo, 2004](#).

La característica difusa de la coda de los sismos fue empleada por [Campillo y Paul \(2003\)](#) con varios sismos de la costa del océano Pacífico en México, con lo cual obtuvieron una aproximación a la Función de Green entre dos estaciones sísmicas ([Figura 3.5 A](#)). De forma similar, [Shapiro y Campillo \(2004\)](#), bajo el argumento de que los microtemores no dependen de la ocurrencia de sismos, tomaron el registro continuo de distintos pares de estaciones sísmicas en Estados Unidos, y calculando la cross-correlación entre éstos, obtuvieron las curvas de dispersión de ondas superficiales similares a las ya obtenidas por medio de ondas balísticas ([Figura 3.5 B](#)).

Para reconstruir adecuadamente la Función de Green, el tiempo de los registros sísmicos debe estar en sincronía; de lo contrario, los tiempos de los paquetes de ondas reconstruidos no serán correctos. Las causas de un mal funcionamiento del reloj pueden ser fallas en la alimentación eléctrica, variaciones de la temperatura ambiente, problemas electrónicos, etcétera. En la [Figura 3.6 A](#) se observa un desfase de 1100 s en una estación de varias instaladas en el fondo marino ([Hannemann et al., 2014](#)); una opción para corregir este problema es estimar la deriva de tiempo entre dos sitios a partir de la cross-correlación de los registros ([Figura 3.6 B](#)). Al ajustar una función de corrección de tiempo ([Figura 3.6 C](#)), y aplicándola a los registros originales, es posible recuperar la información útil para una correcta reconstrucción de la Función de Green.

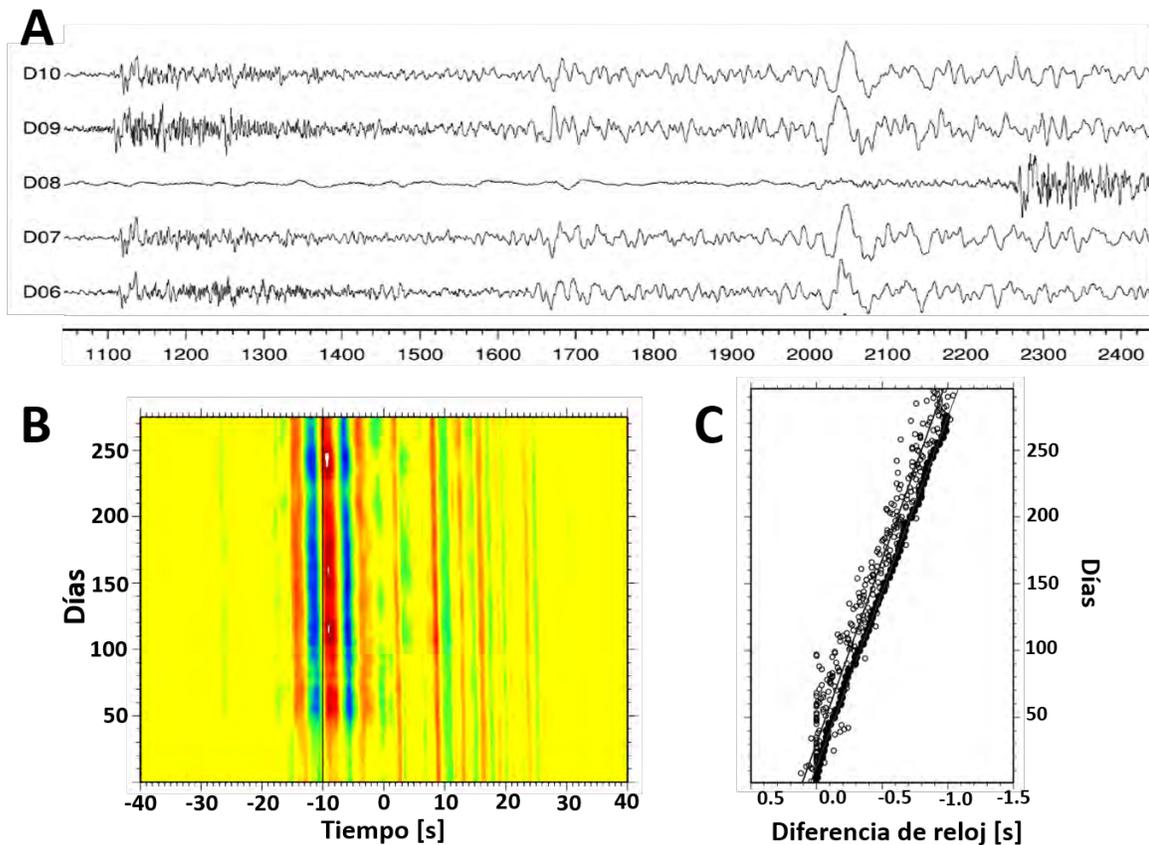


Figura 3.6. A) Registros de un terremoto, donde se aprecia un sensor desfasado aproximadamente 1100 s. B) Correlogramas entre dos sensores, donde la línea negra ($t=-10$ s) se toma como referencia para observar el desfase acumulado a lo largo de 280 días. C) Ajuste lineal al desfase entre las dos estaciones para obtener una curva de corrección de tiempo (Abajo izquierda).

Modificado de [Hannemann et al., 2014](#).

Para la recuperación de la Función de Green, diversos autores han propuesto algunas metodologías, cada una con base en su experiencia y resultados. [Bensen et al. \(2007\)](#) describe los procesos para la preparación y el procesamiento de los datos, previo al cálculo de las correlaciones. Uno de estos procesos es la **normalización** de los registros, cuyo objetivo es remover la señal de sismos y eliminar las fuentes de ruido no estacionario (normalización temporal), y ampliar el ancho de banda (normalización espectral).

III.4 Tomografía sísmica de ondas superficiales

El concepto de tomografía (del griego *tomos*, “cortar”) se refiere a una técnica de inversión para obtener una pseudo-imagen de cierto objeto; para esto, se induce en él cierta energía no destructiva y se registra su respuesta, para posteriormente reconstruir una imagen representativa de la “sección” por la cual se transmitió esta energía. En el caso de la tomografía sísmica, el objeto en estudio es el subsuelo, y la energía no destructiva son las ondas sísmicas.

Algunas de los primeros trabajos de tomografía hechos a partir de la dispersión de ondas superficiales obtenidas con ruido sísmico corresponden a [Shapiro et al. \(2005\)](#), [Sabra et al. \(2005b\)](#) y [Campillo \(2006\)](#), quienes estimaron la distribución velocidades de grupo para ondas de Rayleigh en California ([Figura 3.7](#)). [Bensen et al. \(2008\)](#) obtuvieron los mapas de velocidad de grupo y fase de las ondas Rayleigh y Love para todo Estados Unidos.

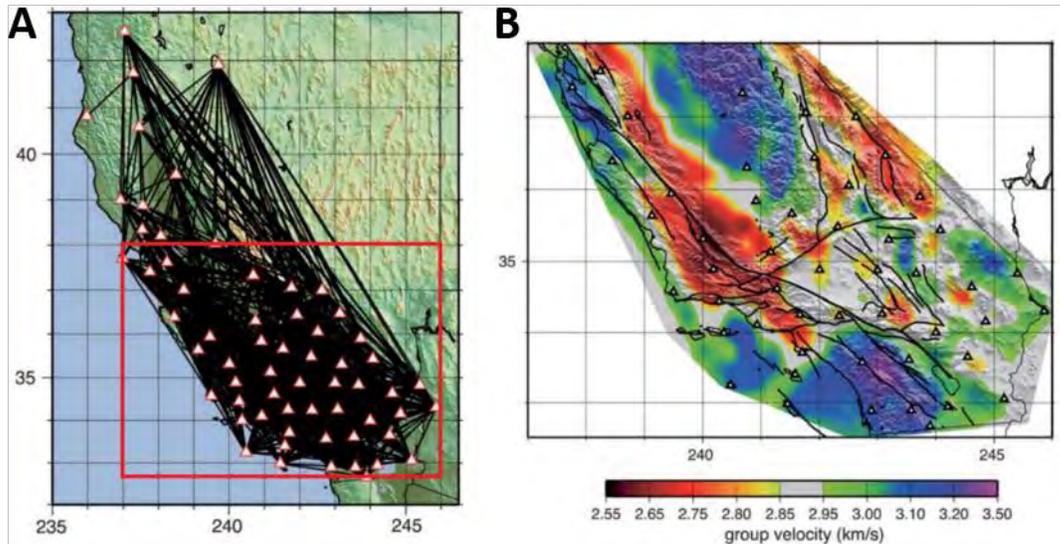


Figura 3.7. A) Distribución de estaciones y trayectorias entre pares de estaciones en California, B) tomografía de velocidad de grupo de ondas de Rayleigh con ruido sísmico. [Campillo, 2006](#).

En zonas volcánicas y campos geotérmicos, gracias a la gran cantidad de actividad sísmica que se puede encontrar, se ha empleado la tomografía a partir de los registros de sismos o sus codas, para entender de mejor forma la distribución de velocidades sísmicas o zonas de atenuación sísmica ([Siena et al., 2010](#); [Wen et al., 2012](#); [Muksin et al., 2013](#)). Una desventaja de esta técnica es la poca resolución en la parte somera, debido a la poca distribución de sismos que por lo general se tiene en estos ambientes.

De forma complementaria, el uso de ruido sísmico para la tomografía de ondas superficiales se ha usado con gran eficacia para ambientes volcánicos ([Brenquier et al., 2007](#); [Calò et al., 2013](#)), así como para zonas geotérmicas ([Figura 3.8](#)). Una ventaja de esto es que puede emplearse como una técnica de monitoreo y evaluación con el fin de comprender el comportamiento que tienen los fluidos asociados a estos sistemas, y mejorar el conocimiento para la toma de decisiones.

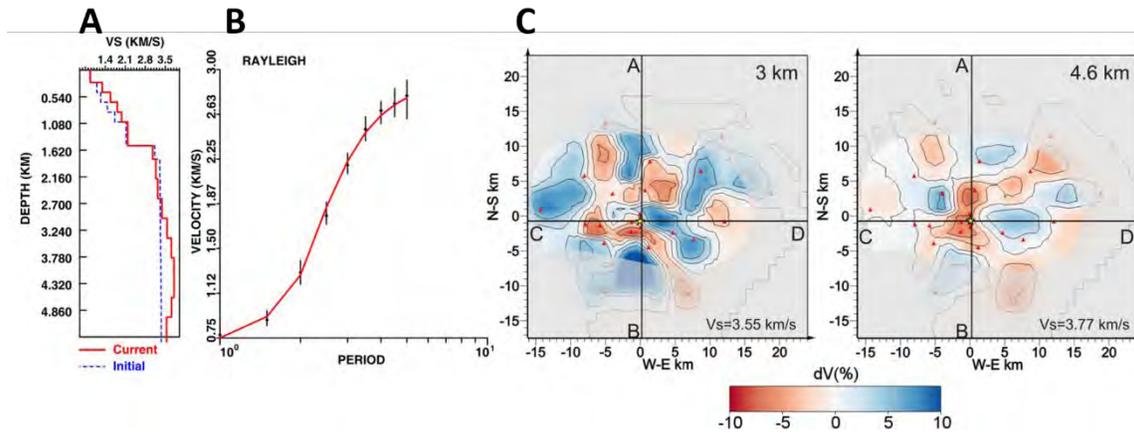


Figura 3.8. A) Modelo de velocidad en profundidad, y B) curva de dispersión de ondas Rayleigh; C) Mapas de velocidad de onda de corte a profundidad de 3 y 4.6 km, obtenidos con tomografía de ruido sísmico en un campo geotérmico (Soultz-sous-Forêts). [Calò et al., 2006](#).

III.5 Esquema de inversión de ondas superficiales

La obtención de modelos de velocidad de ondas de corte se hace en dos partes: primero una tomografía de ondas superficiales a diferentes periodos, y después una inversión de las velocidades obtenidas en profundidad para cada celda de la malla de procesamiento. Este procedimiento supone la trayectoria de las ondas superficiales como rayos, que para fines prácticos es una buena aproximación para obtener la distribución de velocidades y estructuras del subsuelo ([Barmin et al., 2001](#)).

A partir de las curvas de dispersión, se hace una estimación de los tiempos de viaje para cada periodo entre todos los pares de estaciones. La velocidad de las ondas superficiales es inversamente proporcional a los tiempos de viaje, de esta forma, usando un modelo de velocidades inicial, se empieza una búsqueda del modelo mejor estimado a partir de “perturbaciones” en los parámetros para minimizar la diferencia entre los tiempos de viaje calculados y observados.

$$\delta t = t - t_0 = \int_p \frac{ds}{c} - \int_p \frac{ds}{c_0} = \int_p \frac{m}{c_0} ds$$

$$m = \frac{c_0 - c}{c}$$

Donde t y t_0 son los tiempos de viaje observado y calculado, c_0 es el modelo inicial de velocidades. Los tiempos de viaje se calculan a lo largo de todas las trayectorias s dentro del conjunto de celdas (p).

Los datos empleados son las diferencias de tiempo debidas a las perturbaciones, que serán la función generadora $G_i(\mathbf{m})$; de esta forma, la estimación del modelo se hará minimizando la siguiente función:

$$\gamma = (\mathbf{G}(\mathbf{m}) - \mathbf{d})^T \mathbf{C}^{-1} (\mathbf{G}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}) + \sum_{k=0}^n \alpha_k^2 \|F_k(\mathbf{m})\|^2 + \sum_{k=0}^n \beta_k^2 \|H_k(\mathbf{m})\|^2$$

El primer término corresponde al ajuste de los datos, con la matriz de covarianza \mathbf{C} (información *a priori*), \mathbf{d} es el vector con los tiempos de viaje observados. El segundo término se refiere a la condición de suavizamiento F_k y el tercer término corresponde a la norma de amortiguamiento H_k . Los parámetros α y β son constantes de regularización, y k varía dependiendo de si la solución buscada será isotrópica ($n=0$) o anisótropa ($n=2$ o 4) ([Barmin et al., 2001](#)).

Simplificando los términos de suavizamiento y amortiguamiento, la matriz de inversión es:

$$(\mathbf{Gm} - \mathbf{d})^T \mathbf{C}^{-1} (\mathbf{Gm} - \mathbf{d}) + \mathbf{m}^T \mathbf{Qm}$$

$$\mathbf{Q} = \mathbf{F}^T \mathbf{F} + \mathbf{H}^T \mathbf{H}$$

Para una cierta posición, después de obtener la variación de velocidades a diferentes periodos (tomogramas), la inversión en profundidad nos permite obtener los modelos aproximados representativos de la zona de estudio. Para la inversión de las ondas de Rayleigh, [Haney y Tsai \(2017\)](#) propusieron una metodología en la cual, empleando un modelado directo con elementos finitos, se resuelven las eigenfunciones y eigenvalores para cada frecuencia. A partir de la perturbación a los parámetros del modelo, y regularizando de forma lineal por medio de mínimos cuadrados pesados y amortiguados, se obtiene la solución aproximada más confiable.

IV. MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

Las condiciones físicas encontradas dentro de un campo geotérmico suelen ser extremas: alta temperatura y presión, saturación de fluidos, etcétera; el contenido de sales diluidas en los fluidos contenidos en los poros es un parámetro que afecta la conductividad eléctrica de las rocas. La ubicación del recurso energético explotable suele hallarse a varios kilómetros de profundidad, por lo que el uso de los métodos electromagnéticos es una herramienta muy útil debido a su fácil instrumentación en campo, su alcance de penetración, y principalmente, a su sensibilidad a los grandes cambios de resistividad que se pueden encontrar en estos ambientes.

IV.1 Fundamentos de teoría electromagnética

Las leyes que describen el comportamiento de un campo electromagnético son las ecuaciones de Maxwell ([Hansen, 2004](#); [Orfanidis, 2014](#)), llamadas así en honor al trabajo realizado por James Clerck Maxwell, quien formuló una serie de veinte ecuaciones a partir de las observaciones de Gauss, Faraday y Ampere, añadiendo un término extra a la Ley de Ampere original. Sin embargo, Oliver Heaviside sintetizó éstas para dar lugar a las cuatro ecuaciones diferenciales que se conocen actualmente:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (1)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \rho \quad (3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (4)$$

Donde E y H son los campos de intensidad eléctrica [volt/m] y magnética [ampere/m], respectivamente. D y B son campos de densidad eléctrica [coulomb/m²] y magnética [weber/m²], o también llamados *desplazamiento eléctrico* e *inducción magnética*; q es la carga eléctrica.

La ecuación (1) es la Ley de Inducción, o **Ley de Faraday**, la cual dicta que un cambio en el flujo magnético está asociado a un campo eléctrico. El signo negativo se debe a la Ley de Lorentz, la cual establece que el campo magnético inducido debe ser contrario a la fuerza electromotriz generada por la corriente eléctrica, por la ley de conservación de la energía.

La ecuación (2) es la Ley de las corrientes, o **Ley de Ampere-Maxwell**, donde se añadió el término J a la ley original. Este término, nombrado *corriente de desplazamiento*, explica el comportamiento de los electrones de un cuerpo dieléctrico ante la presencia de un campo magnético, los cuales se polarizan en la dirección de éste. El término original se refiere a las *corrientes galvánicas*, generadas a partir de una diferencia de potencial, donde existe un flujo de electrones en cuerpos conductores.

Las ecuaciones (3) y (4) se conocen como **Ley de Gauss** para el campo eléctrico y campo magnético, respectivamente. Indican que el flujo, eléctrico o magnético según sea el caso,

en una superficie cerrada está en función de la carga encerrada en ésta. Para el campo eléctrico la carga encerrada es q , y para el campo magnético, dado que no existen los monopolos magnéticos, el flujo total es cero.

Los campos de densidad de flujo D y B están ligados a los campos de intensidad E y H , por medio de las llamadas *Relaciones constitutivas*, las cuales dependen de algunas propiedades electromagnéticas del medio. Estas relaciones son:

$$\mathbf{B} = \mu\mathbf{H} \quad \mathbf{D} = \epsilon\mathbf{E} \quad \mathbf{J} = \sigma\mathbf{E} \quad (5)$$

Las propiedades electromagnéticas mencionadas son: Permeabilidad magnética (μ), capacidad de un cuerpo a permitir su inducción ante un campo magnético; Permitividad eléctrica (ϵ), capacidad de un cuerpo a polarizarse; Conductividad eléctrica (σ), capacidad de un cuerpo a permitir el paso de corriente eléctrica. El recíproco de la conductividad eléctrica es la resistividad eléctrica (ρ). La magnitud de estas propiedades en el vacío es:

$$\begin{aligned} \mu_0 &= 4\pi \times 10^{-7} \text{ [H/m]} \\ \epsilon_0 &= 8.85 \times 10^{-12} \text{ [F/m]} \\ \sigma_0 &\rightarrow \infty \text{ [S/m]} \end{aligned}$$

[Ward y Hohmann \(1989\)](#) simplificaron la complejidad del problema haciendo varias suposiciones: los materiales se comportan de forma lineal, isótropa, homogénea; estas propiedades no varían con respecto al tiempo, temperatura o presión; se considera la permeabilidad magnética de los materiales como la del vacío ($\mu = \mu_0$). Sin embargo, la mayoría de los materiales en la corteza terrestre no se comportan de forma isótropa, por lo que realidad estas propiedades varían dependiendo de la dirección en la que se observe, lo cual nos lleva a tratar estas propiedades como tensores de orden 2 para su descripción y tratamiento.

Con las relaciones constitutivas, las ecuaciones de Maxwell en el dominio de las frecuencias definen las ecuaciones de onda para el campo eléctrico y magnético ([Nabighian, 1989](#)):

$$\nabla^2 \mathbf{H} + \gamma^2 \mathbf{H} = 0, \quad \nabla^2 \mathbf{E} + \gamma^2 \mathbf{E} = 0 \quad (6)$$

Donde $\gamma^2 = \omega^2 \mu \epsilon + i \omega \mu \sigma$ es la **Constante de propagación**, encargada de modular la propagación del campo electromagnético; simplificando a la forma $\gamma = \alpha + i\beta$, se definen la *Constante de Atenuación* y la *Constante de Fase*, respectivamente, como:

$$\alpha = \omega \sqrt{\frac{\mu \epsilon}{2} \left[\left(1 + \frac{\sigma^2}{\epsilon^2 \omega^2} \right)^{1/2} - 1 \right]} \quad (7)$$

$$\beta = \omega \sqrt{\frac{\mu \epsilon}{2} \left[\left(1 + \frac{\sigma^2}{\epsilon^2 \omega^2} \right)^{1/2} + 1 \right]} \quad (8)$$

La solución a las ecuaciones de onda (6), para una propagación unidimensional en la dirección vertical (z), y tomando en cuenta que conforme se propaga ésta se atenúa, son de la forma:

$$\mathbf{E} = E_0^+ e^{-i(\gamma z - \omega t)} = E_0^+ e^{i\omega t} e^{-i\alpha z} e^{-\beta z} \quad (9)$$

$$\mathbf{H} = H_0^+ e^{-i(\gamma z - \omega t)} = H_0^+ e^{i\omega t} e^{-i\alpha z} e^{-\beta z} \quad (10)$$

Estas ecuaciones describen cómo la amplitud de la onda se atenúa exponencialmente un factor $e^{-\beta z}$, y oscila con un factor de fase $e^{-i\alpha z}$. La atenuación mencionada se puede expresar en función del término **penetración nominal** (*skin depth*, en inglés) $\delta = 1/\beta$.

IV.2 Método magnetotelúrico

El desarrollo teórico de este método se debe al trabajo de [Thikonov \(1950\)](#), quien sugirió una relación entre las componentes horizontales del campo magnético con las del campo eléctrico natural de la Tierra, lo cual permitiría conocer el espesor y resistividad de distintos estratos a grandes profundidades. [Cagniard \(1953\)](#) sentó las bases teóricas para el tratamiento de las corrientes telúricas y su propagación, su relación con la conductividad del medio, y la solución de ésta para una Tierra eléctricamente homogénea y estratificada.

El origen del campo EM empleado para el método MT tiene dos fuentes principalmente, ambas de carácter natural: (1) una para *frecuencias menores a 1Hz* debida a la interacción del viento solar con el campo magnético de la Tierra, y (2) otra de *frecuencias mayores a 1Hz*, las cuales se generan debido a la actividad de las tormentas eléctricas, cuya energía se propaga a través de la atmósfera (entre la superficie de la Tierra y la ionósfera).

Los materiales presentes en la corteza terrestre son de carácter principalmente conductor, por lo que predominan las corrientes de conducción por sobre las corrientes de desplazamiento (Ley de Ampere-Maxwell); a este tipo de comportamiento se le conoce como un *Modelo cuasi-estacionario o conductor* ($|J_C| \gg |J_D|$). Sin embargo, los materiales de la corteza tienen dependencia en propiedades electromagnéticas con respecto a la frecuencia, pudiendo incluso cambiar su carácter de conductor a dieléctrico y viceversa, según el rango de frecuencias empleado.

Una suposición de este método es que la Tierra no genera energía EM, sino que únicamente la disipa y/o absorbe (Ley de Gauss para el campo eléctrico es igual a cero); así mismo, se asume una incidencia vertical de las ondas EM (ondas planas) para que éstas se transmiten al subsuelo, generando las corrientes telúricas. Al propagarse en el subsuelo, una onda EM se transmitirá de un medio 1 a un medio 2, con propiedades electromagnéticas diferentes. Dicha transmisión del campo cumple las siguientes condiciones:

$$E_{n1} = E_{n2} \quad (11)$$

$$H_{n1} = H_{n2} \quad (12)$$

$$\sigma_1 E_{t1} = \sigma_2 E_{t2} \quad (13)$$

$$\mu_1 H_{t1} = \mu_2 H_{t2} \quad (14)$$

Los valores de los campos en la interfase son: (1) las componentes normales de E en el medio 1 (n_1) y el medio 2 (n_2) son continuas; (2) las componentes normales de H son continuas; (3) las componentes transversales de E son continuas para los medios 1 (t_1) y 2 (t_2); (4) las componentes transversales de H son continuas.

Las ondas EM en un medio conductor sufren *dispersión* (la velocidad depende de la frecuencia), lo cual permite al método MT obtener una respuesta promedio “volumétrica” de la distribución de la conductividad eléctrica de las rocas en profundidad.

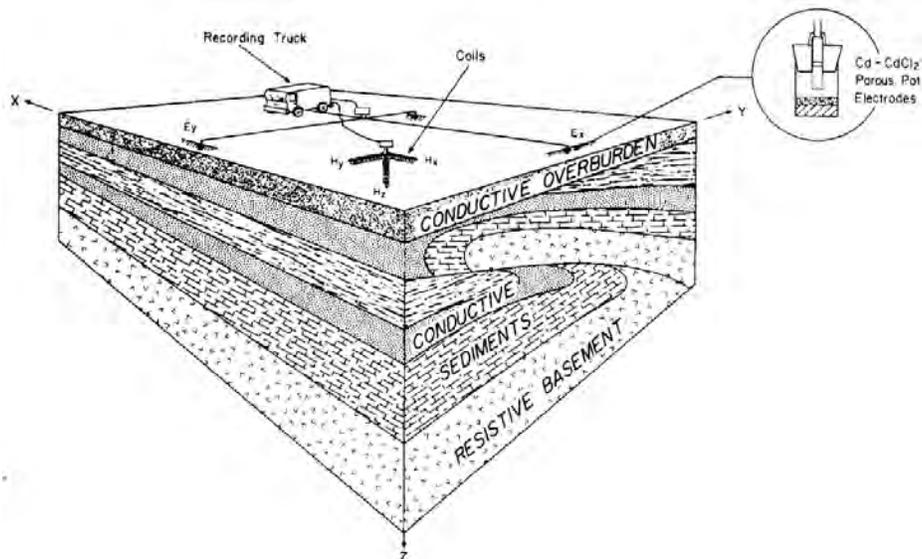


Figura 4.1. Esquema de instrumentación de un sondeo magnetotelélico, el cual consta de electrodos y magnetómetros que miden las componentes horizontales del campo eléctrico E y magnético H, así como también la componente vertical del campo magnético. [Vozoff, 1972](#).

La adquisición de los datos MT se hace por medio de dos magnetómetros horizontales (orientados en dirección x y y) y un magnetómetro vertical (dirección z), para la medición del campo H; y para la medición de E, ya que no se puede medir directamente el campo, se registra la diferencia de potencial en las mismas direcciones horizontales, por medio de electrodos no polarizables (Figura 4.1). Por medio de un amplificador y digitalizador, las mediciones se obtienen en el rango de frecuencia deseado, aunque por lo general, va desde los 10^{-4} hasta 10^4 Hz ([Vozoff, 1972](#)).

IV.3 Tensor de impedancias, resistividad aparente y fase

La variación de los campos E y H ante una incidencia vertical, se da en el plano horizontal XY, y la relación entre ambas componentes es de carácter tensorial, y se define como **Impedancia electromagnética (Z)**:

$$\begin{bmatrix} E_X \\ E_Y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{XX} & Z_{XY} \\ Z_{YX} & Z_{YY} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_X \\ H_Y \end{bmatrix} \quad (15)$$

El valor de la impedancia Z_{XY} en el modelo cuasi-estacionario, con base en la Ley de Ampere-Maxwell y la solución de la ecuación de onda EM en dirección vertical, y tomando las

constantes de propagación $\alpha = \beta = \sqrt{\omega\mu\sigma/2}$ (ec. 7 y 8), es:

$$Z_{XY} = \frac{E_X}{H_Y} = (1 + i) \sqrt{\frac{\omega\mu}{2\sigma}} \quad (17)$$

Los campos E y H por lo general no están en fase, lo que da como resultado un valor complejo de Z, que está en función de la frecuencia angular de los mismos campos, la permeabilidad magnética (considerada como la permeabilidad magnética del vacío) y la resistividad del medio. Simplificando y despejando la resistividad (inverso de la conductividad), y la fase asociada:

$$\rho_{XY} = \frac{1}{\mu\omega} |Z_{XY}|^2 \quad (18)$$

$$\varphi = \arctan \left[\frac{\text{Im}(Z_{ij})}{\text{Re}(Z_{ij})} \right] \quad (19)$$

[Madden y Nelson \(1964\)](#) demostraron la validez de la relación entre ambos campos, dando énfasis en la importancia de considerar el carácter tensorial de las relaciones E/H; para esto, estimaron los valores del tensor de impedancias Z en el dominio de las frecuencias a partir del espectro cruzado y el espectro de coherencia entre las componentes de ambos campos.

[Vozoff \(1972\)](#), con base en estas relaciones, calculó los cuatro elementos del tensor de impedancias tomando las relaciones lineales para E_x y E_y se tiene un sistema de dos ecuaciones y cuatro incógnitas. Estas relaciones pueden usarse para corroborar las mediciones de E a partir de H y la Z calculada. Sin embargo, este valor de resistividad es aparente, pues depende de la dirección en que se haya medido y de las condiciones de isotropía y homogeneidad del medio.

IV.4 Análisis de dimensionalidad

Con respecto al comportamiento de los materiales contenidos en la corteza terrestre, la variación de la resistividad del medio con respecto a un sistema coordenado xyz, puede ser determinado tomando el carácter tensorial de Z, y clasificarse en tres tipos de medios: unidimensionales, bidimensionales y tridimensionales ([Figura 4.2](#)).

- Medios 1D: La variación de la resistividad únicamente cambia en la dirección vertical, por lo que Z_{xx} y Z_{yy} son nulos, y los elementos fuera de la diagonal $Z_{yx} = -Z_{xy}$.
- Medios 2D: La resistividad varía en una dirección horizontal (existe una discontinuidad lateral); los elementos de la diagonal principal son cero, y los elementos fuera de ésta son distintos y diferentes de cero; esto se da en el caso en que los ejes se encuentren orientados en la dirección geoelectrica preferencial, donde las corrientes debidas a H_x fluyan únicamente en la dirección y, así como las debidas a H_y lo hagan en la dirección x.
- Medios 3D: La variación de la resistividad no sigue un patrón fijo, varía en todas las

direcciones. No existe *strike*, por lo que todos los elementos de \mathbf{Z} son diferentes y distintos de cero.

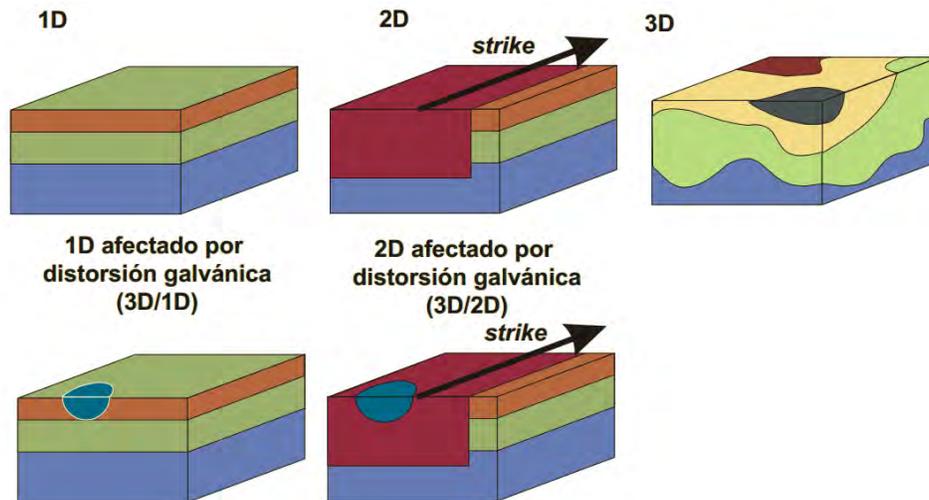


Figura 4.2. Dimensionalidad geoelectrica del medio: casos 1D, 2D y 3D; con efecto de distorsión galvánica 3D/1D y 3D/2D. [Martí A. \(2006\)](#).

Existen algunas relaciones entre los elementos de \mathbf{Z} para un medio 2D, donde su magnitud se mantiene constante independientemente de la orientación a la cual estén rotados, que de forma complementaria sirven como apoyo para conocer la dimensionalidad del medio. A estas relaciones se les conoce como **invariantes**. [Szarka y Menvielle \(1997\)](#) determinaron siete invariantes independientes de la rotación, definidos a partir de las relaciones $Z_1 = (Z_{XY} - Z_{YX})/2$, y $Z_2 = (Z_{XX} + Z_{YY})/2$; éstos son: $\Re(Z_1)$, $\Im(Z_1)$, $\Re(Z_2)$, $\Im(Z_2)$, $\det(\Re(\mathbf{Z}))$, $\det(\Im(\mathbf{Z}))$ y $\Im(\det(\mathbf{Z}))$.

En casos donde se presentan rasgos someros de carácter 3D, o grandes contrastes de resistividad como topografía agreste, inmersos en medios regionales 1D o 2D, se generan distorsiones locales en el campo eléctrico conocidas como **distorsión galvánica**. Conforme aumenta el periodo de la señal, los efectos sobre el campo \mathbf{E} inducidos por estos rasgos, se vuelven menos influyentes, excepto cuando la distorsión eléctrica regional se vea muy distorsionada. Como resultado, las curvas de resistividad aparente resultantes tendrán un *desplazamiento estático* (o *static shift*) hacia valores más resistivos o menos resistivos, y que es independiente del tiempo, por lo que no provoca ningún cambio en la fase.

IV.5 Análisis de direccionalidad

En un caso 2D ideal existen dos modos de polarización: **modo transversal eléctrico (TE)**, cuando la orientación de la componente E_x se encuentra paralela al *strike*, induciendo un campo magnético con componente H_y ; y el **modo transversal magnético (TM)**, cuando el campo magnético inducido H_x se encuentra paralela al *strike*, debido a un campo eléctrico en dirección E_y ([Figura 4.3](#)). El modo TM, en el cual E_y es discontinua, es más sensible a discontinuidades laterales, mientras que el modo TE podría pasarlas por alto.

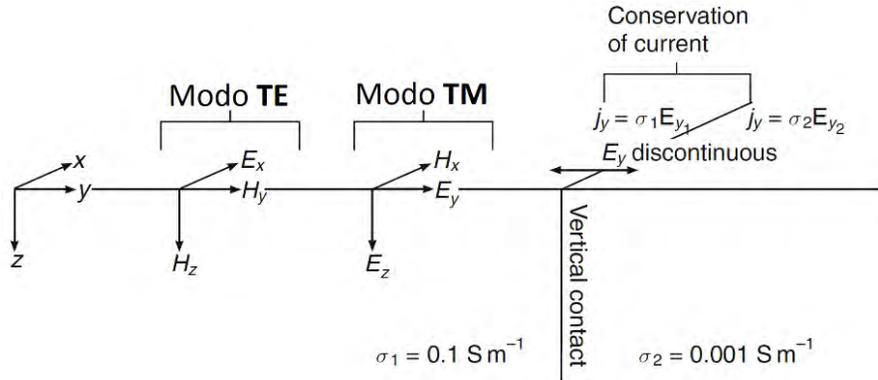


Figura 4.3. Modelo 2D con strike en la dirección X. Se muestra la configuración para el modo TE y TM, con respecto a la dirección de la discontinuidad, donde se cumplen las condiciones de frontera. [Simpson y Bahr, 2005](#).

[Berdichevsky y Dmitriev \(2010\)](#) analizaron las respuestas de los modos TM y TE en diferentes modelos de la litósfera, constituido básicamente de una capa conductiva superficial, capas de resistividad media (corteza y manto superior), y un basamento conductivo (asténósfera). En forma general, su análisis se describe en la [Tabla 4.1](#):

Tabla 4.1. Propiedades magnetoteléuricas con respecto a los modos de polarización TM y TE. [Berdichevsky y Dmitriev, 2010](#).

PROPIEDAD	OBJETIVO	MODO TM	MODO TE
Exactitud con aproximación 2D	Estructuras conductivas	X	
	Estructuras resistivas		X
Sensible a	Estructuras someras	X	
	Estructuras profundas		X
	Resistencia litosférica	X	
	Fallas profundas	X	
Susceptible a static shift		Más susceptible	Menos susceptible

Una forma tradicional de analizar la dimensionalidad y direccionalidad (en casos 2D) del medio es por medio de los Diagramas polares del tensor de impedancia, construidos con base en las relaciones lineales de los invariantes rotacionales. Sin embargo, en casos donde el ruido de las mediciones es muy alto, o cuando hay presencia de distorsión galvánica, la respuesta del tensor de impedancia se ve afectada, y por ende, los diagramas polares de éste dejan de ser confiables.

Cuando en la adquisición también se graba la componente vertical del campo magnético (H_z), ésta se puede emplear de forma complementaria para determinar la dirección preferencial del strike, ya que ésta guarda una relación lineal con las componentes horizontales ([Vozoff, 1972](#)). Dado su origen inductivo debido al campo magnético primario, se emplea para determinar una dirección preferencial de gradiente de conductividad.

$$H_Z = [T_X \quad T_Y] \begin{bmatrix} H_X \\ H_Y \end{bmatrix} \quad (28)$$

A estos términos (ambos con parte real e imaginaria) se les conoce como **tipper** (T). Sus elementos reflejan la asimetría del exceso de corriente, causada por las variaciones horizontales en la conductividad eléctrica; por ejemplo, en un medio 1D toma un valor de cero, ya que está desprovisto de excesos de carga ([Berdichevsky y Dmitriev, 2010](#)). En un medio 2D, sus componentes se orientan en la dirección del gradiente de la conductividad.

Una forma de analizar gráficamente el **tipper** es a través de los **vectores de inducción**, con lo cual se puede inferir la presencia o ausencia de variaciones laterales de conductividad. Dos distintas convenciones se emplean para su representación, la de Wiese y la de Parkinson, donde una apunta afuera de la concentración de corriente y la otra hacia adentro, respectivamente. La construcción de éstos se hace con la parte real e imaginaria del tipper: $\Re(T) = \Re(T_X) + \Re(T_Y)$, $\Im(T) = \Im(T_X) + \Im(T_Y)$.

El vector real $\Re(T)$ da el efecto del exceso de corrientes, las cuales están en fase con el campo magnético horizontal; una propiedad de éste es que, a bajas frecuencias, apunta fuera de la zona de alta conductividad, en la dirección de una zona de baja conductividad (alta resistividad). Por su parte, el vector imaginario $\Im(T)$, refleja el efecto de las corrientes reactivas, desfasadas por $\pi/2$.

IV.6 Distorsión de la respuesta magnetotelúrica

[Groom y Bailey \(1989\)](#) propusieron que la respuesta MT en una región con distorsión galvánica, puede considerarse como la *superposición* de una contribución *regional* (inductiva, Z_{2D}) y otra *local* (no inductiva, D) orientada en cierta dirección dada por una matriz de rotación: $Z = RDZ_{2D}R^T$.

La primera contribución está relacionada con la respuesta del medio subyacente, y la segunda a pequeñas heterogeneidades someras de carácter 3D. El modelo de esta última es de componentes reales e independientes de la frecuencia, llamado **tensor de distorsión**: $D = gTSA$. Este tensor consta del producto de tres factores independientes: *twist*, *shear* y *anisotropía*, así como por un factor de ganancia del sitio. Esquemáticamente, estos elementos se representan en la [Figura 4.4](#).

$$T = \frac{1}{\sqrt{1+t^2}} \begin{bmatrix} 1 & -t \\ t & 1 \end{bmatrix} \quad (21)$$

$$S = \frac{1}{\sqrt{1-e^2}} \begin{bmatrix} 1 & e \\ e & 1 \end{bmatrix} \quad (22)$$

$$A = \frac{1}{\sqrt{1-s^2}} \begin{bmatrix} 1+s & 0 \\ 0 & 1-s \end{bmatrix} \quad (23)$$

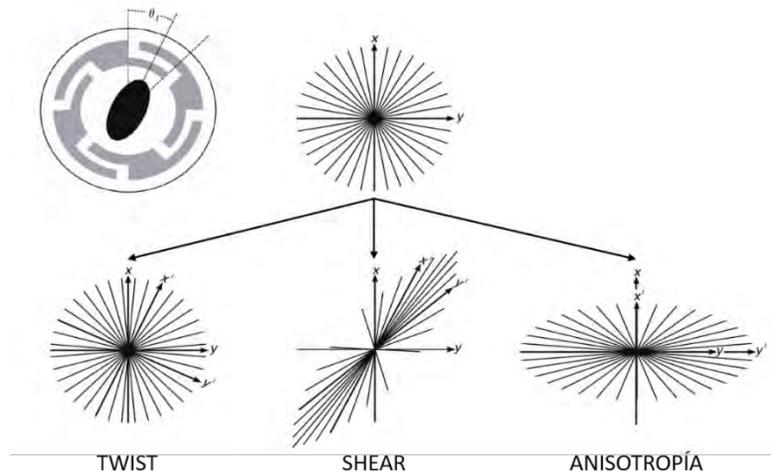


Figura 4.4. Esquema de distorsión de vectores unitarios debida al efecto de los componentes del tensor de distorsión: twist, shear y anisotropía. El tensor twist provoca una rotación de los vectores del campo E en sentido horario; el tensor shear distorsiona en una dirección que bisecta los ejes principales de inducción regional; y el tensor anisotropía distorsiona los campos E y H por diferentes factores escalares. [Simpson y Bahr, 2005](#).

La estimación completa de la matriz D consta de muchas incógnitas, y aunque los factores de ganancia y anisotropía únicamente modulan la amplitud, encontrar los elementos t y e es aún complicado. Sin embargo, el hecho de hallar la dirección del strike geo-eléctrico es bastante útil para la caracterización del medio.

Una alternativa para estimar la dirección del strike (si el medio es 2D) es el uso del **tensor de fase**, propuesto por [Caldwell et al. \(2004\)](#), con el cual se puede diferenciar la polarización debida a las heterogeneidades someras en el medio con respecto al entorno, ya que su comportamiento no es sensible a la distorsión.

Asumiendo que el campo eléctrico debido a la distorsión es linealmente proporcional al campo regional, definieron de igual forma la matriz real de distorsión D, que afecta tanto la parte real (X) como imaginaria (Y) del tensor de impedancias: $Z_R = DX_R + iDY_R$; el subíndice R indica la respuesta regional.

$$\varphi = \begin{bmatrix} \varphi_{11} & \varphi_{12} \\ \varphi_{21} & \varphi_{22} \end{bmatrix} = \frac{1}{\det(X)} \begin{bmatrix} X_{22}Y_{11} - X_{12}Y_{21} & X_{22}Y_{12} - X_{12}Y_{22} \\ X_{11}Y_{21} - X_{21}Y_{11} & X_{11}Y_{22} - X_{21}Y_{12} \end{bmatrix} \quad (24)$$

El tensor de fase φ , que es el mismo del obtenido del tensor de impedancias observado al regional (Figura 4.5), se puede expresar a partir de tres invariantes con respecto a un sistema de coordenadas cartesiano dado: φ_{\min} , φ_{\max} y β (ángulo de asimetría o skew), además del ángulo α (con respecto al eje de coordenadas empleado).

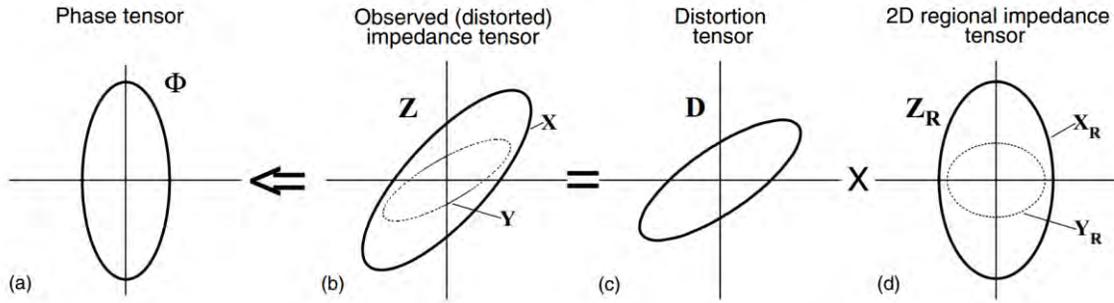


Figura 4.5. Representación del tensor de fase (a). El tensor de impedancias Z observado (b) resulta del producto del tensor de distorsión D (c) y el tensor regional de impedancias (d).

[Caldwell et al. 2004.](#)

$$\beta = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\varphi_{12} - \varphi_{21}}{\varphi_{11} + \varphi_{22}} \right) \quad (25)$$

$$\alpha = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\varphi_{12} + \varphi_{21}}{\varphi_{11} - \varphi_{22}} \right) \quad (26)$$

$$\varphi = R^T(\alpha - \beta) \begin{bmatrix} \varphi_{m\acute{a}x} & 0 \\ 0 & \varphi_{m\acute{i}n} \end{bmatrix} R(\alpha + \beta) \quad (27)$$

La representación gráfica del tensor de fase permite observar cómo se comporta el medio a distintas frecuencias, en distintos puntos de medición, esperando ver una similitud entre los tensores adyacentes en ambas direcciones. En medios 2D, los ejes mayores estarán orientados en la dirección paralela y perpendicular al strike (Figura 4.6); sin embargo, para un análisis correcto es necesario ver el patrón de los tensores de fase de forma que sea evidente la dirección preferencial que toman éstos: cambios abruptos en direcciones laterales indicarían una estructura 3D.

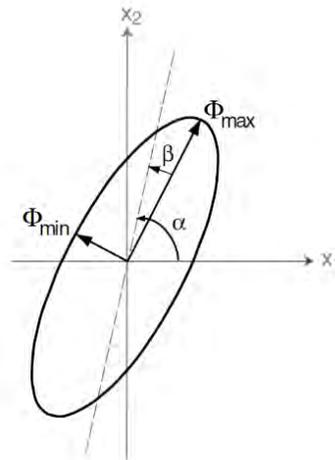


Figura 4.6. Esquema gráfico del tensor de fase, definido a partir de los invariantes $\phi_{m\acute{i}n}$, $\phi_{m\acute{a}x}$ y β , y del ángulo α . [Caldwell et al. 2004.](#)

V. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS SÍSMICOS Y ELECTROMAGNÉTICOS

Los datos e información geofísica con la cual se trabajó pertenece a tres bases de datos: la primera consta de registros sísmicos continuos de dos meses (diciembre de 2015 y enero de 2016) de la Red Sísmica de Los Humeros; la segunda consta de 20 sondeos magnetotéluricos adquiridos por el Centro de Geociencias de la UNAM; y la tercera consta de 18 sondeos magnetotéluricos pertenecientes al paquete de trabajo 5.1 del proyecto GEMEX.

La ubicación de las estaciones sísmicas y los sondeos magnetotéluricos dentro del CVLH se presentan en la [Figura 5.1](#), y sus respectivas coordenadas en las [Tabla 5.1](#) y [Tabla 5.2](#).

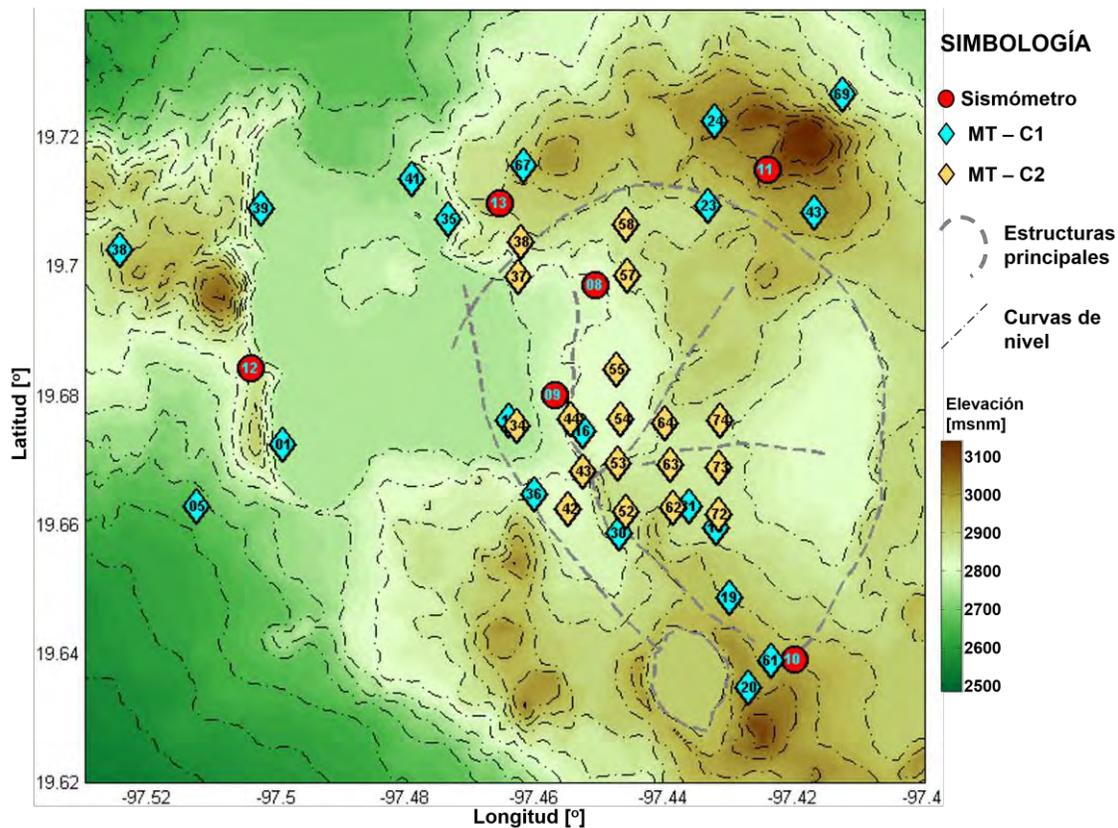


Figura 5.1. Mapa de localización de los sondeos magnetotéluricos y los sensores de banda ancha dentro del CVLH. Se muestran algunas fallas y estructuras principales como líneas discontinuas grises, y las curvas de iso-altitud en líneas negras.

Tabla 5.1. Listado de las seis estaciones de banda ancha dentro del CVLH.

NOMBRE	LOCALIZACIÓN	LATITUD [°N]	LONGITUD [°W]	ALTITUD [msnm]
HU08	Unidad generadora 7, CFE	19.697184	97.451062	2813
HU09	Poblado Los Humeros	19.680020	97.457337	2804
HU10	Poblado Xalapasco	19.639151	97.420238	2981
HU11	Rancho El Hilillo	19.715130	97.424476	3050
HU12	Pueblo La Venta	19.684295	97.504296	2842
HU13	Rancho Sol Alto	19.709802	97.465733	2937

Tabla 5.2. Nombre y coordenadas geográficas de los 20 sondeos magnetotelúricos.

CAMPAÑA 1 (CEMIE-Geo)				CAMPAÑA 2 (GEMEX)			
NOMBRE	LAT	LONG	ALT [msnm]	NOMBRE	LAT	LONG	ALT [msnm]
HUM01	19.6723	-97.4993	2754	LH034	19.6754	-97.4631	2754
HUM05	19.6628	-97.5126	2684	LH037	19.6985	-97.4630	2790
HUM15	19.6761	-97.4642	2761	LH038	19.7039	-97.4626	2868
HUM16	19.6745	-97.4529	2838	LH042	19.6623	-97.4551	2824
HUM18	19.6594	-97.4323	2881	LH043	19.6682	-97.4529	2808
HUM19	19.6487	-97.4302	2941	LH044	19.6764	-97.4549	2849
HUM20	19.6347	-97.4272	3002	LH052	19.6620	-97.4463	2883
HUM23	19.7094	-97.4334	2921	LH053	19.6695	-97.4475	2864
HUM24	19.7226	-97.4324	3014	LH054	19.6763	-97.4470	2850
HUM30	19.6585	-97.4472	2874	LH055	19.6841	-97.4478	2801
HUM31	19.6628	-97.4364	2872	LH057	19.6986	-97.4460	2891
HUM35	19.7073	-97.4736	2761	LH058	19.7065	-97.4463	2899
HUM36	19.6647	-97.4604	2854	LH062	19.6627	-97.4390	2878
HUM38	19.7025	-97.5246	2935	LH063	19.6694	-97.4394	2876
HUM39	19.7089	-97.5027	2754	LH064	19.6756	-97.4402	2874
HUM41	19.7136	-97.4793	2746	LH072	19.6616	-97.4318	2875
HUM43	19.7085	-97.4171	2991	LH073	19.6688	-97.4318	2867
HUM61	19.6389	-97.4237	2980	LH074	19.6761	-97.4317	2873
HUM67	19.7156	-97.4621	2948				
HUM69	19.7268	-97.4127	2882				

V.1 Registros sísmicos

Los registros sísmicos empleados fueron grabados con sismómetros de banda ancha Guralp CMG-40T, con respuesta plana entre 0.033 Hz (30 s) y 100 Hz, registrando a 100 muestras por segundo. Durante la recuperación de datos y mantenimiento de las estaciones es necesario desconectar los equipos, por lo que existen lapsos donde no hay registros. Para homogeneizar la base de datos, se guardaron los registros en archivos individuales de un día de longitud para cada componente de cada sensor.

Con el fin de establecer los límites espectrales dentro de los cuales se puede obtener información confiable, se calcularon los espectrogramas de cada componente para cada una de las estaciones para su análisis. En la [Figura 5.2](#) se muestran los espectrogramas normalizados de dos meses de la componente vertical de la estación HU08 Y HU10, desde 0.1 a 10 Hz (10 a 0.1 s). Se puede observar que gran parte del contenido espectral se encuentra por encima de 5 Hz (HU08) y 7 Hz (HU10), así como por debajo de 0.3 Hz (3.3 s) en ambos casos.

Un comportamiento de interés es la variación en el nivel espectral que se observa en la estación HU10 durante el día y la noche, a frecuencias por encima de 7 Hz, al contrario de la estación HU08, cuyo comportamiento es más homogéneo, debido posiblemente a que las actividades antropológicas no aportan tanto nivel de ruido por su lejanía a una poblado, o porque se encuentra cercana a unos pozos, cuya actividad es constante durante todo el día.

Estas variaciones podrían estar asociadas a las actividades antropogénicas ([Okada, 2003](#); [Lehujeur et al., 2015](#)), ya que la estación HU10 se encuentra dentro de un pequeño poblado (Mastaloya), mientras que la estación HU08 se localiza lejos de asentamientos, pero cerca de pozos productores que durante todo el tiempo se encuentran en operación.

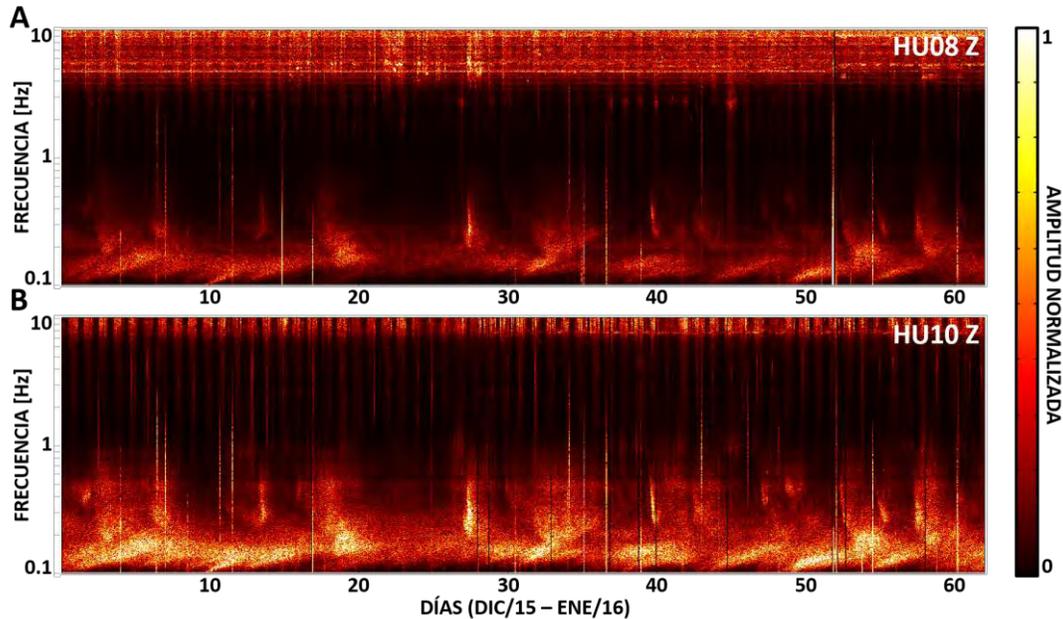


Figura 5.2. Espectrograma de la componente vertical de las estaciones A) HU08 y B) HU10, durante los dos meses de registro. El comportamiento en baja frecuencia es similar en ambas estaciones, reflejando que no existe mucha variación espacial en el nivel de ruido dentro del CVLH; en alta frecuencia el comportamiento es más estable en la estación HU08 en comparación con HU10, que muestra pequeñas variaciones periódicas por cada día.

El comportamiento de los niveles de energía de alta frecuencia depende de las actividades antropogénicas cercanas a las estaciones, mientras que los niveles de energía de baja frecuencia parecen similares en todas las estaciones dentro del CVLH. Los espectrogramas de todas las estaciones, para sus tres componentes, se muestran en el [Anexo 1](#).

Una estimación rápida para las frecuencias de interés está dada por $f = \beta_0/2 \cdot H$ ([Denolle et al., 2012](#)), donde H es la profundidad y β_0 es la velocidad promedio. Suponiendo que las velocidades de las ondas S dentro del CVLH varían entre 1 a 2 km/s, y que nuestra zona de interés se encuentra entre 1 y 3 km de profundidad, el rango espectral iría de 0.33 a 0.5 Hz (2 a 3 s). De los espectrogramas se puede observar que la energía dentro de este rango tiene gran contribución, lo cual es necesario para reconstruir la FG. Sin embargo, dada la variación temporal y espacial del nivel de ruido, el tratamiento necesario que se le dio a los registros requirió hacer varias pruebas para obtener de la manera más rigurosa el máximo provecho a éstos.

Durante la etapa de acondicionamiento de los datos se identificó que existían problemas de sincronía de algunos sensores. Para verificarlo, se identificaron dos tele-sismos de magnitud $M_w > 7$, para los cuales el arribo de la fase P debería ser prácticamente el mismo en todas

las estaciones. El primero (Mw7.1) ocurrió el 4 de diciembre de 2015, con epicentro en el Ridge del océano Índico (Distancia epicentral = 152°), y el segundo (Mw7.2) el 30 de enero de 2016, con epicentro al NE de Rusia (distancia epicentral = 82°). Se puede observar en la [Figura 5.3](#) que el registro de la estación HU13 presenta un desfase de casi 18s, el cual no existía el 4 de diciembre de 2015.

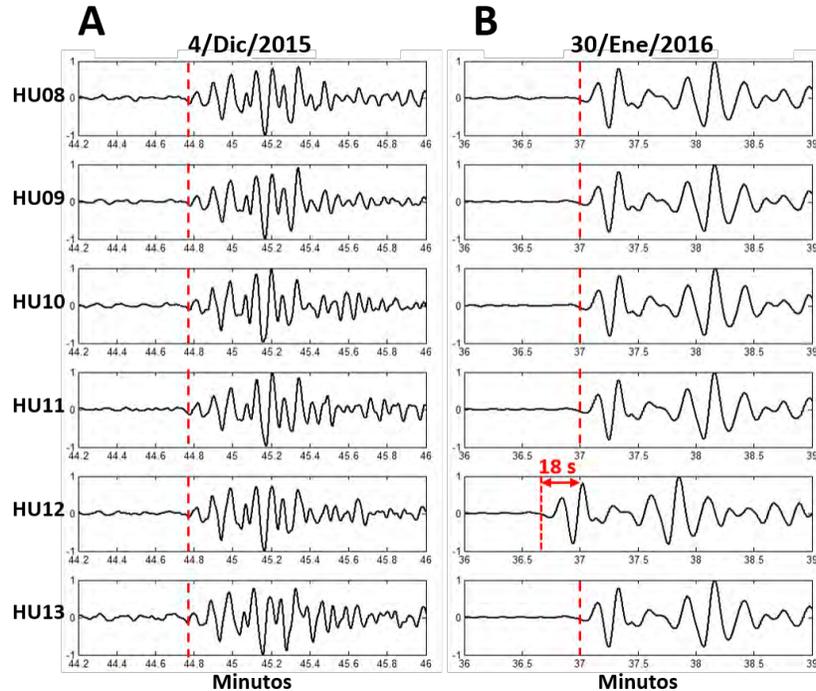


Figura 5.3. Registros en las estaciones de la RSLH para la fase P de dos diferentes telesismos. A) Sismo del 4 de diciembre de 2015 se observa una alineación casi exacta entre los arribos de la onda P. B) Para el sismo del 30 de enero de 2016, la estación HU12 muestra un adelanto del tiempo de casi 18 segundos. Información del catálogo sísmico del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS).

Para corregir este desfase, y todos los que pudieran existir, se usaron las correlaciones entre los registros sísmicos continuos de días completos, filtrados entre 0.8 y 1.0 Hz (donde se presentó la menor variación de energía a lo largo de los dos meses, y por lo tanto, la continuidad de los correlogramas sería más evidente). Esto se verificó tomando en cuenta que una correcta sincronía de los sensores se observó para el telesismo del 4 de diciembre de 2015. Para cada par de estaciones, se tomó este día como referencia para observar qué tanto se desfasaba la función de correlación en su amplitud máxima a lo largo de los dos meses. De forma automática se obtuvieron los tiempos de la máxima amplitud de correlación para todos los días de cada correlograma, para posteriormente aplicar la corrección correspondiente ([Hannemann et al., 2014](#)), verificando proceso de forma personal antes de continuar con el procesamiento.

Como se muestra en la [Figura 5.4 A](#), el par HU12-HU08 presentó dos desfases (de 13 y 18s, aproximadamente), por lo que se aplicó ese mismo desfase en sentido inverso a las correlaciones de los días correspondientes ([Figura 5.4 B](#)). De forma inicial, la FG obtenida

sin la corrección de tiempo (izquierda abajo) muestra un paquete de ondas que no es real.

Este procedimiento de corrección de tiempo se aplicó directamente a las correlaciones ya previamente calculadas entre todos los pares de estaciones, y siguiendo la metodología de pre-procesamiento y procesamiento descrita a continuación.

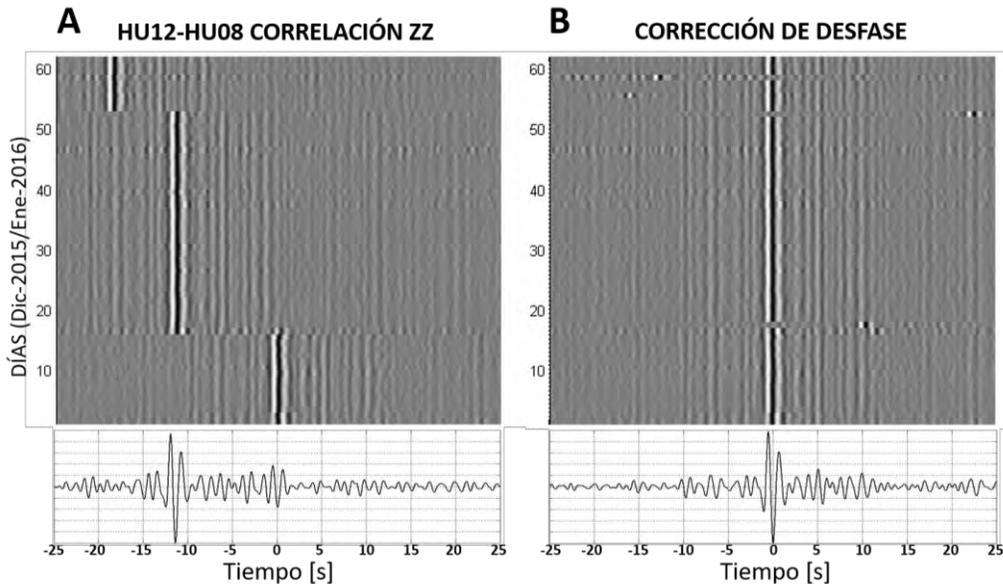


Figura 5.4. A) Correlogramas de las componentes verticales de HU12 y HU08 a lo largo de los 62 días de registro [0.8 - 1.0 Hz], donde se observan un desfase entre ambas estaciones los días 18 y 52, de aproximadamente 13 y 18 segundos, respectivamente; debajo se muestra el apilamiento de todas las correlaciones, dando una función con una fuerte señal cerca de los 13 segundos. B) Correlogramas con el tiempo corregido, resultando en una correcta alineación de la señal, y dando una correlación apilada casi-simétrica.

V.1.1 Pre-procesamiento de los registros sísmicos

El pre-procesamiento de los registros, previo al cálculo de las cross-correlaciones, es similar al descrito por [Bensen et al. \(2007\)](#), el cual consiste en remover la respuesta instrumental, remover la media y la tendencia, y aplicar un filtro pasa-bandas amplio (0.1 a 10 Hz), para poder ver si es posible recuperar información más somera o más profunda que las que esperamos observar. Así mismo, se aplicó una normalización de la amplitud de los datos, tanto en el dominio temporal como espectral, con el fin de enriquecer la señal coherente contenida en los registros de ruido ambiental, y aportar una mejor reconstrucción de la FG.

La normalización de los registros sísmicos reduce el efecto de señales impulsivas y/o transitorias como los sismos, el ruido electrónico y el ruido no estacionario, los cuales suelen ser de gran amplitud y obscurecen la señal de nuestro interés. Dentro del CVLH se ha reportado gran actividad sísmica ([Ponce y Rodríguez, 1978](#); [Antayhua, 2007](#); [Lermo et al., 2008](#)), descrita tanto tectónica como inducida.

Para la **normalización temporal** se empleó la binarización o 1-bit, donde los valores

positivos y negativos en la señal toman valores de +1 o -1, respectivamente. Para la **normalización espectral**, se utilizó el blanqueamiento espectral, donde la amplitud promedio en todo el espectro es uno, asegurando un aporte homogéneo en amplitud de todo el ancho de banda.

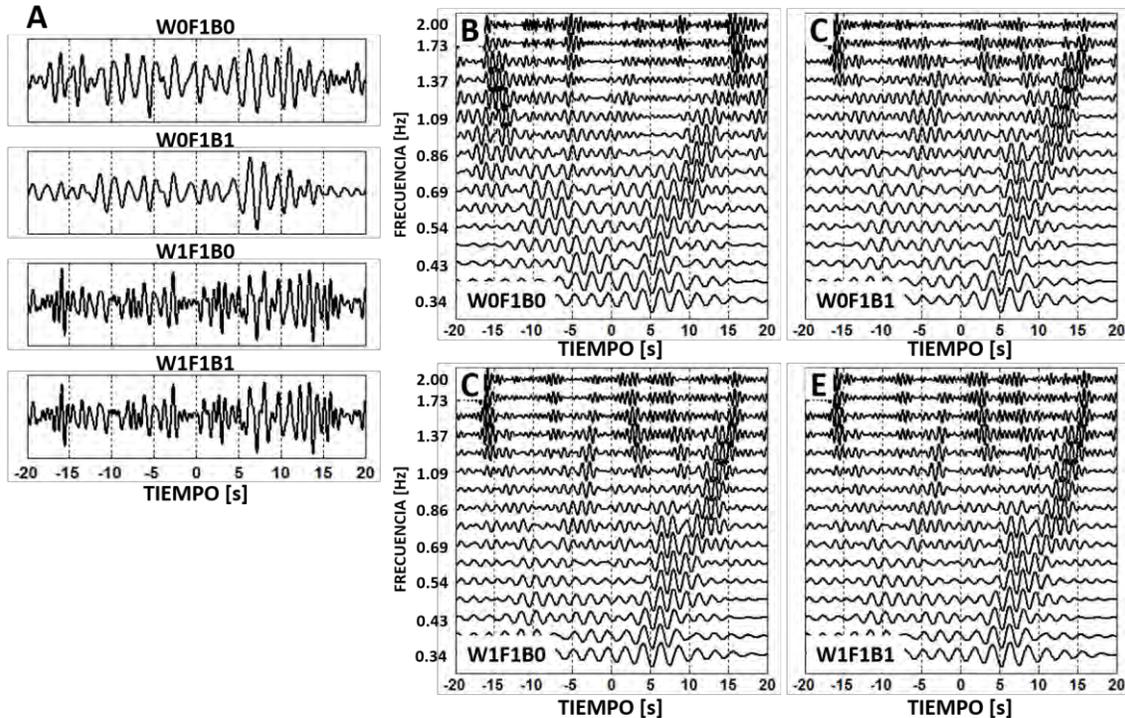


Figura 5.5. A) Funciones de Green apiladas para HU10-HU11 (8.4 km) al aplicar diferentes procesos de normalización. B) C) D) y E) Análisis FTAN para cada FG. Se puede observar que no existe simetría en la amplitud de las ondas superficiales recuperadas, debido a la distribución no homogénea de fuentes de ruido dentro del CVLH.

Para decidir qué procesos permiten obtener la mayor cantidad de información, se hicieron distintas pruebas de normalización a los datos, previo a la correlación. En la Figura 5.5 se muestran las FG apiladas de la componente vertical de HU10-HU11 (A) aplicando diferentes procesos de normalización: blanqueamiento espectral (W), filtrado (F) y normalización 1-bit (B). Del lado derecho (B, C, D, E) se muestra el análisis de tiempo - frecuencia (FTAN, por sus siglas en inglés: *Frequency-Time Analysis*) de cada una de las FG apiladas, obtenidas a partir de las diferentes normalizaciones y sus combinaciones.

De forma general se observa que la parte causal y no-causal no es simétrica en amplitud, aunque en ambas partes se tiene una dispersión más clara para los procesos W1F1B0 y W1F1B1. Para homogeneizar los procesos, se aplicaron ambas normalizaciones.

V.1.2 Cálculo y apilado de las cross-correlaciones

Para el cálculo de las correlaciones se probaron ventanas de tiempo de diferentes longitudes para evaluar si la variación del nivel de energía del ruido observado a lo largo del día

afectaba el resultado, y así hallar la que mejorará la relación señal/ruido. Aunque el tiempo de cómputo fue similar, la mayor variación que se observó en las FG calculadas fue cuando se consideraran por separado las horas correspondientes al día y a la noche (Figura 5.6), en comparación con las correlaciones obtenidas con los registros de todo el día.

Una vez que se realizaron diferentes pruebas variando los parámetros requeridos en la secuencia de acondicionamiento y pre-procesamiento con algunos pares de estaciones, se hizo el cálculo de la cross-correlación entre todos los diferentes pares de estaciones, lo cual suele ser un proceso costoso en tiempos de cómputo.

Para poder recuperar la información de las ondas de Rayleigh y de Love, se calcularon las cross-correlaciones de las tres componentes de las estaciones sísmicas. Para la reconstrucción de las ondas de Rayleigh (polarización P-SV) se tomaron las componentes vertical y radial, y para las ondas de Love (polarización SH), las componentes transversales. Para la obtención de las componentes radial y transversal, con cada par de estaciones se rotaron las componentes horizontales de dirección norte-sur y este-oeste, hacia la dirección radial y transversal de una con respecto a la otra ([Campillo y Paul, 2003](#)).

V.1.3 Obtención de las curvas de dispersión

La información de la dispersión de las ondas superficiales contenidas en las FG se obtuvo por medio del análisis FTAN ([Dziewonski et al., 1969](#)), donde se aplica una serie de filtros de banda muy angosta en determinado rango de frecuencias para identificar los paquetes de ondas superficiales construidos a partir de la cross-correlación del ruido sísmico.

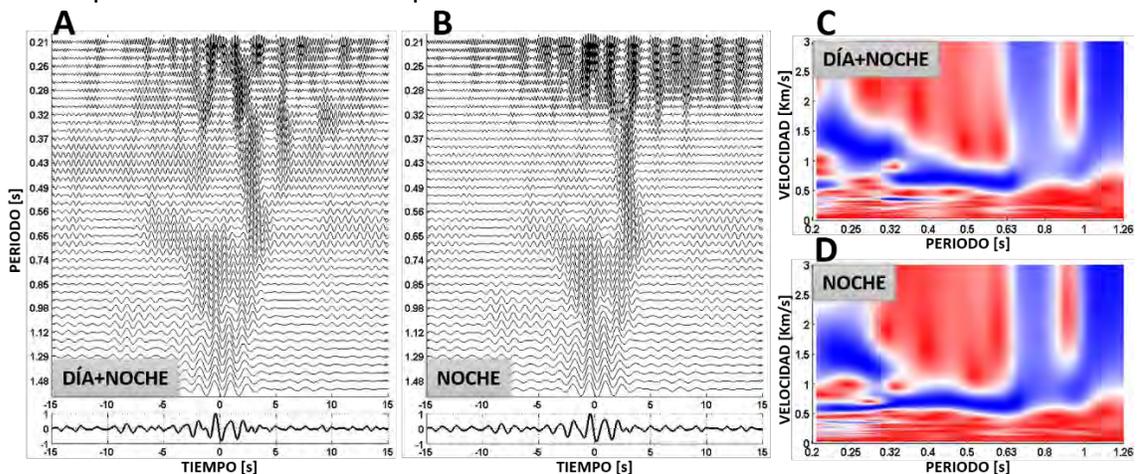


Figura 5.6. A) B) Análisis FTAN y C) D) diagramas de velocidad – periodo de la función de cross-correlación ZZ (parte causal) filtrada entre 0.2 y 1.5 s de las estaciones HU08 y HU09 (distancia=2.01 km), empleando el programa NDCP. Se puede observar que las formas de onda del análisis FTAN muestran un alto contenido de energía entre 0.5 y 0.37 s cuando se hace la correlación de los días completos (DÍA+NOCHE) (A, C), en comparación con la correlación únicamente de la NOCHE (B, D).

Como se mencionó, se realizaron diversas pruebas en las que se correlacionaron los

registros tomando los días completos (Bensen et al., 2007), así como tomando únicamente las horas correspondientes al día, y otra tomando sólo las horas de la noche, en ventanas 30 minutos. Se puede observar que la variación temporal del nivel de ruido ambiental influyó directamente en la coherencia de las FG: para estaciones cuyo comportamiento no fluctuaba durante el día, no se encontraron diferencias en los resultados, pero para estaciones con gran variación del nivel de ruido durante el día, la recuperación de las ondas superficiales mejoró al usar únicamente los registros correspondientes a las horas de la noche (Figura 5.6). Esto mismo se verificó empleando el análisis FTAN, con un programa que se desarrolló en Matlab para el picado de curvas de dispersión para velocidades de grupo, el cual se nombró NDCP (*Noisy Dispersion Curve Picking*); este código fue sometido a publicación en la revista *Computer & geosciences*.

Se puede observar que las formas de onda del análisis FTAN (Figura 5.6 A, B) muestran una mejor coherencia en la continuación de la dispersión de las ondas al usar los registros correspondientes a la noche. En los diagramas de velocidad – periodo (Figura 5.6 C, D) se observa una mejor continuidad de la energía (en azul) entre 0.24 y 0.32s.

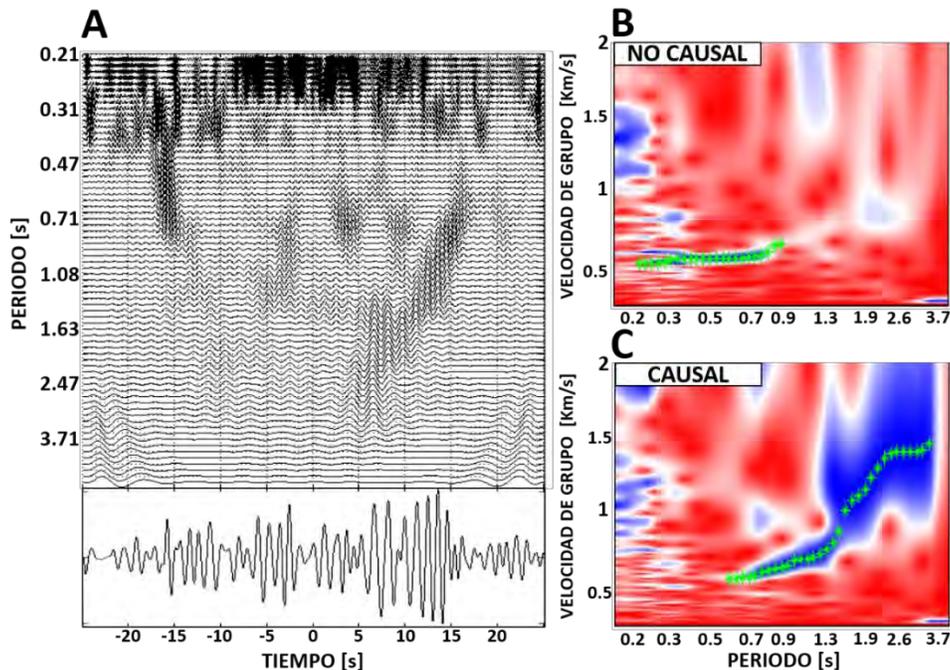


Figura 5.7. Análisis FTAN hecho a la componente ZZ de la FG HU10-HU11. A) formas de ondas del análisis FTAN entre 0.2 y 4s, y debajo de éstas, la FG original. B) diagramas periodo – velocidad de grupo de las partes causal y C) de la parte no causal de la FG.

Una práctica común para mejorar la relación señal/ruido es hacer la suma de la parte causal y no causal; sin embargo, en algunos casos se notó que no siempre se sumaban de forma constructiva, debido a que no existía una simetría perfecta entre ambas partes. Por esta razón, el picado de las curvas de dispersión se hizo en ambas partes de la FG, y posteriormente se unieron. En la Figura 5.7 se muestran las curvas de dispersión picadas entre las componentes verticales de las estaciones HU10 y HU11, tanto en la parte causal como la no causal.

Considerando la trayectoria HU10 (fuente) – HU11 (receptor), se observa una mayor contribución a la reconstrucción de las ondas superficiales en la parte causal entre 0.2 y 1s (1 - 5 Hz), lo cual sugiere una distribución preferente de fuentes de ruido en la parte sur del CVLH. Por el contrario, en el rango de 0.5 a 3s se tiene una mayor contribución en la parte no causal, indicando una mayor contribución de fuentes de ruido de baja frecuencia de la zona norte del CVLH. Al unir ambas curvas se obtuvo una única curva de amplio espectro (0.2 a 3 segundos).

Las curvas de dispersión de la componente vertical y radial deberían ser similares ya que ambas corresponden a las ondas de Rayleigh, sin embargo esto no se observó en las curvas de dispersión picadas. En la [Figura 5.8](#) se muestran las curvas de dispersión para el par de estaciones HU10-HU12 (A) y HU10-HU13 (B), tanto de la componente vertical (cuadrados) como radial (triángulos), de las cuales se puede observar cierta coherencia entre ellas. Por esta razón se decidió hacer la inversión de ambas componentes para observar si los modelos de ondas de Rayleigh son compatibles entre sí.

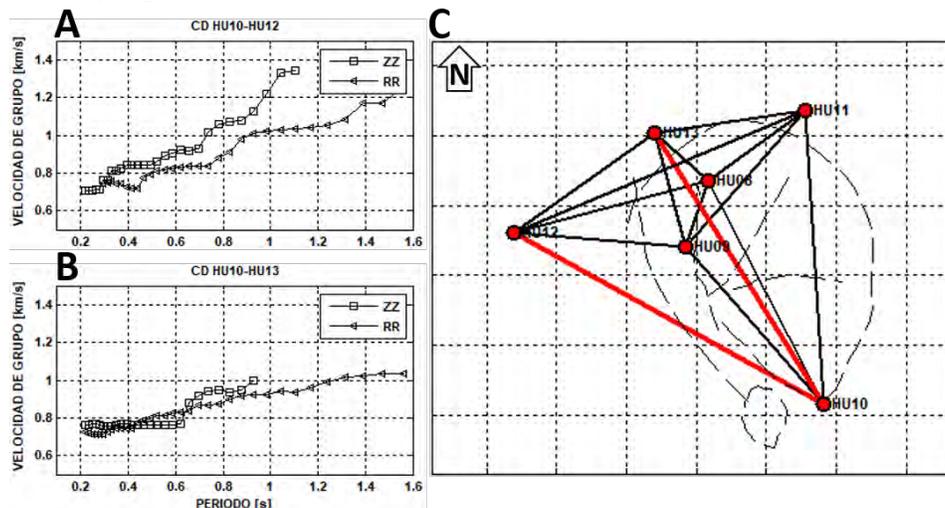


Figura 5.8. Curvas de dispersión del par HU10-HU12 (A) (al oeste del colapso Los Potreros) y HU10-HU13 (B) (atraviesa el colapso y la zona productora del campo geotérmico), para las componentes vertical (cuadrados) y radial (triángulos); C) Mapa que muestra las trayectorias de las curvas de dispersión A y B.

V.1.4 Inversión tomográfica de las curvas de dispersión

De todos los pares de estaciones se obtuvieron 15 curvas de dispersión para cada una de las componentes de la FG (vertical, radial y transversal) ([Figura 5.9](#)), dentro de un rango entre 0.3 y 3.0 s. Sin embargo, el número de trayectorias para periodos cercanos a 0.5 segundos era mayor en comparación con las trayectorias de periodos más largos, de forma que el rango espectral útil se limitó de 0.2 a 1 s.

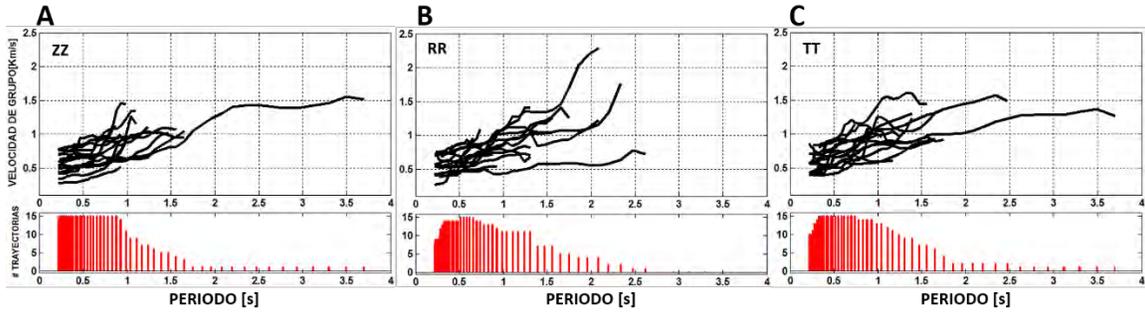


Figura 5.9. Curvas picadas de dispersión de velocidad de grupo para la componente vertical (A), radial (B) y transversal (C). Debajo de las curvas se muestra el número de trayectorias para cada periodo, donde la mayor cantidad de trayectorias se encuentra entre 0.2 y 1 s.

Debido a que el número de estaciones es muy bajo con respecto al área total del CVLH, la malla de inversión de los tiempos de viaje que se use debe ser aquella que cumpla dos condiciones: que las celdas sean lo suficientemente pequeñas para resolver las estructuras dentro del área de interés, pero lo suficientemente grandes para asegurar que las trayectorias correspondientes a las curvas de dispersión crucen la mayor cantidad de ellas. Esta búsqueda se hizo con base en pruebas sintéticas de tomografía (Figura 5.10).

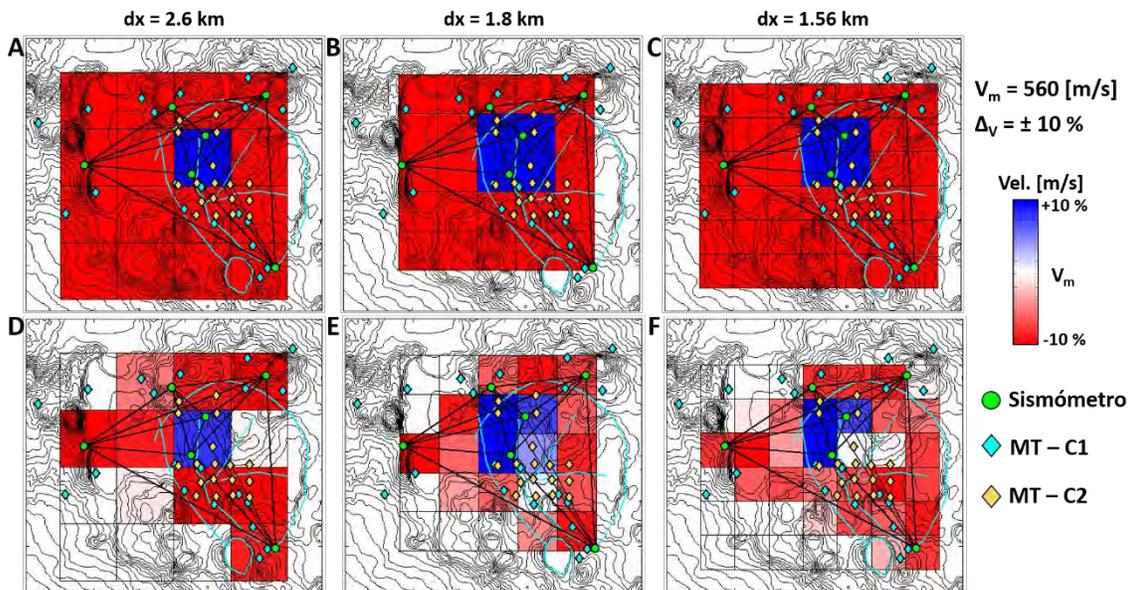


Figura 5.10. Pruebas de resolución de modelos de anomalía sintética ($\pm 10\%$) usando diferentes tamaños de celdas: A) 2.6 km, B) 1.8 km y C) 1.56 km, con respecto a la velocidad promedio ($V_m=560$ m/s). D) E) y F) son los modelos recuperados con el algoritmo de inversión empleado para los tres tamaños de celdas empleados, respectivamente.

La metodología para la inversión tomográfica, empleada tanto en las pruebas sintéticas como en los datos reales, es la propuesta por [Barmin et al. \(2001\)](#). Considerando a las ondas superficiales como rayos viajando de un punto a otro (fuente y receptor), se hace la búsqueda del modelo de velocidades que mejor ajuste los tiempos de viaje teóricos con respecto a los observados al minimizar una función de penalización, construida a partir del ajuste de los datos y un factor de suavizamiento del modelo obtenido.

La malla de procesamiento es tal que el tamaño de las celdas es 1.8 km, ajustada de forma que las celdas mejor resueltas por la tomografía se ubiquen en la porción noroeste del colapso Los Potreros, que es donde se concentra actualmente la zona explotada del campo geotérmico. Las Figuras 5.11, 5.12 y 5.13 muestran los resultados de la tomografía de las componentes ZZ, RR y TT, respectivamente, para 0.25, 0.35, 0.5, 0.7 y 1 s. El número total de tomografías se muestran en el Anexo 2.

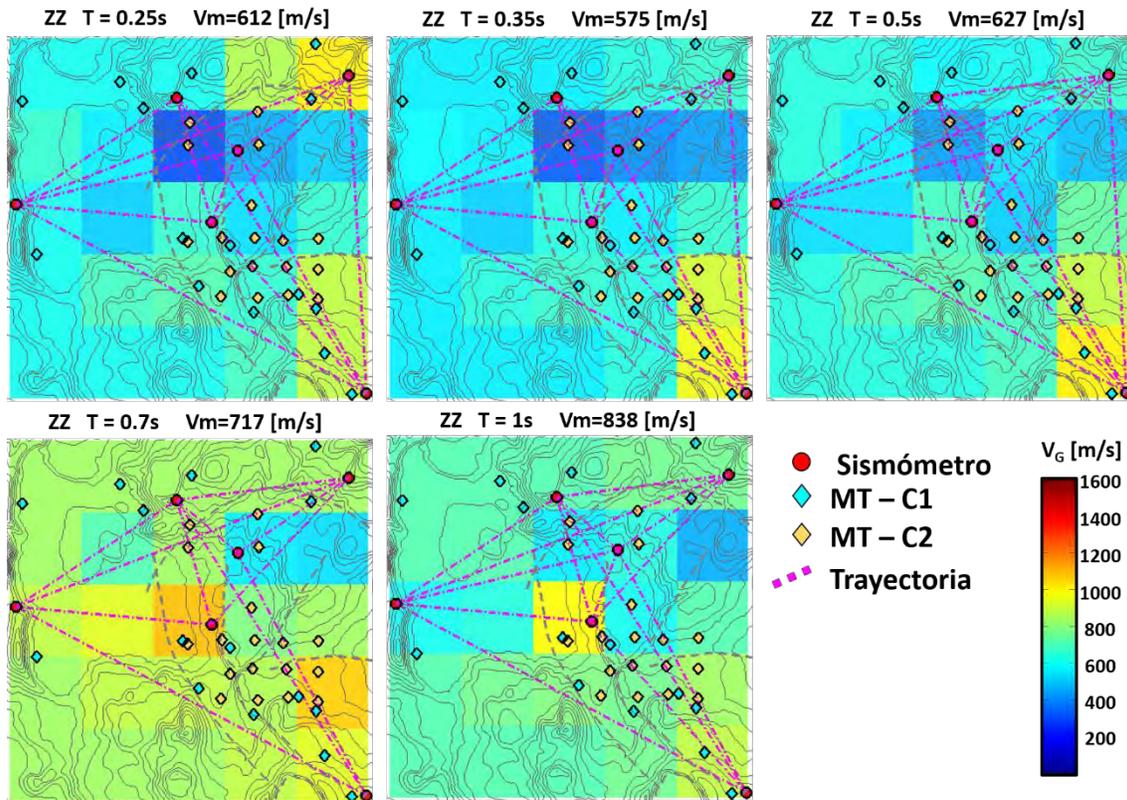


Figura 5.11. Tomografía de la componente ZZ en $T = 0.25$ a 1 s.

De forma preliminar, las velocidades obtenidas a entre 0.25 y 0.35 s, de la componente vertical de las ondas de Rayleigh en la parte central del colapso Los Potreros, muestran una diferencia notable entre la porción centro-norte ($V_G \approx 200$ m/s) y centro-sur ($V_G \approx 500$ m/s). A periodos mayores a 0.5 s la velocidad ahora muestra un aumento considerable en la porción suroeste ($V_G \approx 1100$ m/s). Similar a la componente vertical, la componente horizontal de las ondas de Rayleigh (radial) muestra un comportamiento parecido, lo cual es de esperarse, ya que las ondas de Rayleigh son observables en ambas componentes (Campillo y Paul, 2003; Bensen et al., 2008).

De forma contraria, para la componente horizontal de las ondas de Love (transversal), se observa que la zona suroeste muestra velocidades mayores con respecto a la velocidad promedio, en todos los periodos.

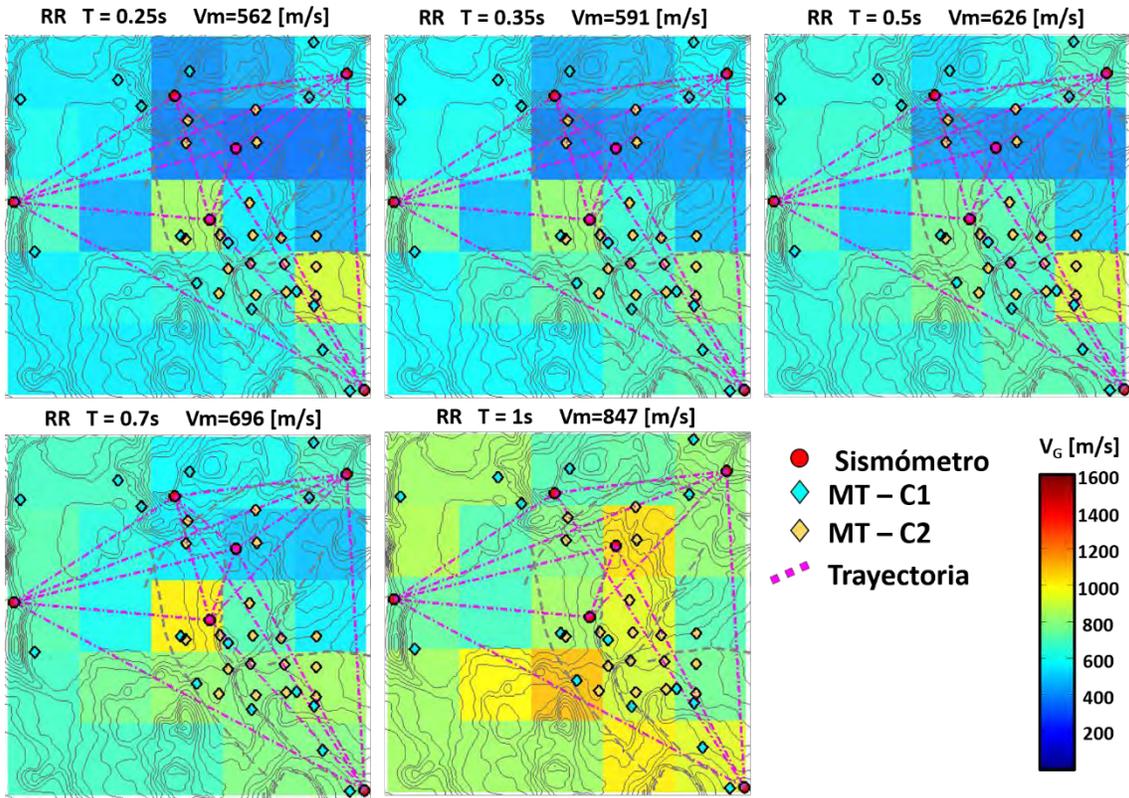


Figura 5.12. Tomografía de la componente RR en $T = 0.25$ a 1 s.

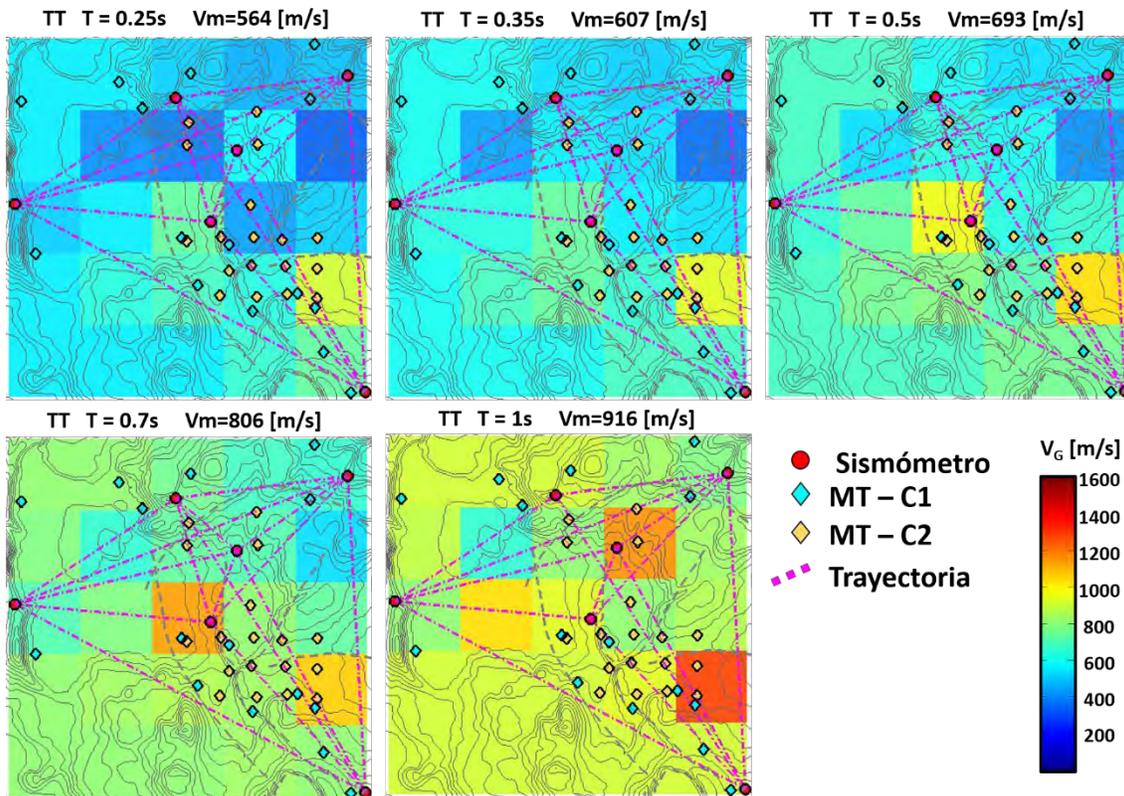


Figura 5.13. Tomografía de la componente TT en $T = 0.25$ a 1 s.

A partir de estos mapas de tomografía, se puede intuir que dentro de la zona mejor resuelta en la malla de procesamiento, la zona suroeste dentro del colapso de Los Potreros muestra diferencias notables en cuanto a la velocidad de los alrededores, lo cual sugeriría la presencia de una zona anómala.

V.1.4 Inversión en profundidad

Una vez obtenidos los tomogramas a diferentes periodos, para obtener los modelos de velocidad a profundidad es necesario aplicar otro proceso de inversión en cada una de las celdas de la malla del modelo. Sin embargo, debido a que la resolución es baja en la mayoría de éstas, se decidió tomar únicamente la parte central del colapso Los Potreros (donde se tiene la mayor densidad de rayos), promediando las curvas de las celdas adyacentes.

De las celdas al centro del colapso Los Potreros se hizo el promedio según los diferentes colores que se muestra en el mapa de la [Figura 5.14](#): NW (rojo), NE (amarillo), SW (verde) y SE (azul), tomando como referencia el centro del colapso de Los Potreros. Para cada zona se muestran las curvas de dispersión promedio (líneas negras) en cada una de las componentes, teniendo un total de 12 curvas de dispersión. En cada recuadro, los círculos azules representan las curvas de dispersión de cada celda empleada para el promediado, junto con la respectiva desviación estándar.

Para las ondas de Rayleigh se hizo por separado la inversión en profundidad de la componente vertical y radial debido a que la coherencia entre ambas curvas varía de una celda a otra, por lo que sería necesario más información para determinar a qué componente darle más peso para la inversión en profundidad.

Se utilizó el algoritmo propuesto por [Haney y Tsai \(2017\)](#) para la inversión de las ondas de Rayleigh, el cual emplea un modelado del problema directo por medio de elementos finitos, resolviendo los valores y funciones propias para cada frecuencia, así como la máxima sensibilidad en profundidad. El problema inverso se trabaja por medio de perturbaciones a los parámetros del modelo calculado (λ , μ , ρ) y las velocidades, y regularizando de forma lineal por medio de mínimos cuadrados amortiguados.

Como el método propuesto [Haney y Tsai \(2017\)](#) no contempla la inversión de las ondas de Love, para la componente transversal se empleó el software Geopsy (versión 2.9.1, licencia GNU), el cual usa un algoritmo de búsqueda de vecindad ([Sambridge, 1999](#)).

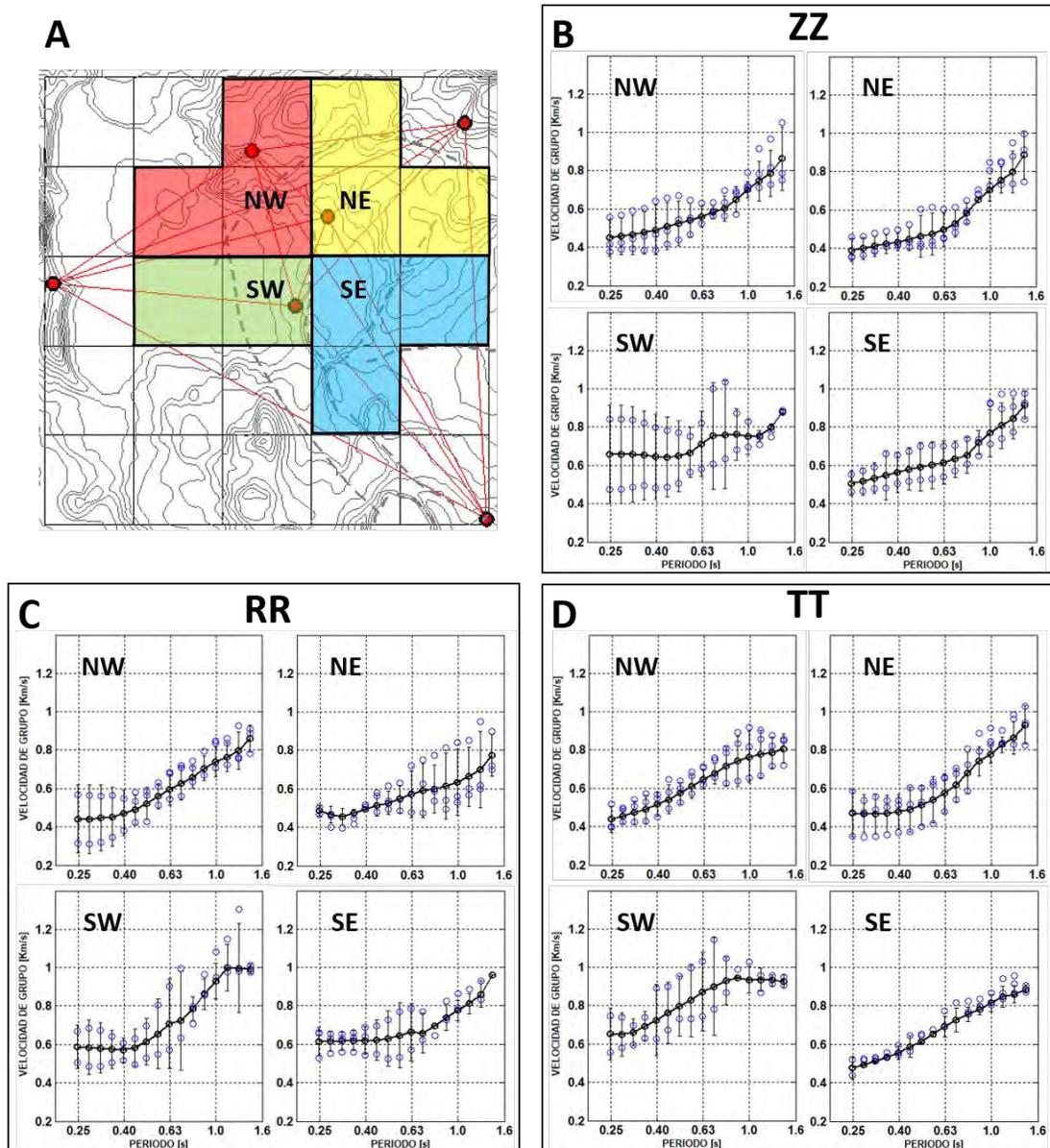


Figura 5.14. A) Zonas donde se hizo la inversión en profundidad dentro del colapso Los Potreros: NW (rojo), NE (amarillo), SW (verde) y SE (azul). B) C) y D) Curvas de dispersión promedio y su desviación estándar (línea negra) para la componente vertical, radial y transversal respectivamente, en las cuatro zonas. Los círculos azules corresponden a las curvas de las celdas individuales por zona, usadas para la construcción de la curva promedio.

Se tomó el modelo de V_p usado para la localización de los sismos ([Antayhua, 2007](#)) (Tabla 5.3), para la onda S se usaron las relaciones empíricas de [Brocher \(2005\)](#), y para la densidad de los estratos más representativos del CVLH se tomaron los valores que obtuvieron [Campos-Enríquez y Arredondo-Fragoso \(1992\)](#): para el relleno vulcano-sedimentario no consolidado, 913 a 1627 kg/m^3 ; para los productos volcánicos, 2060 a 2390 kg/m^3 ; y para el basamento, 2650 a 2750 kg/m^3 .

Tabla 5.3. Modelo de velocidad de onda P (Antayhua, 2007)

Profundidad [km]	V_P [km/s]
0	1.24
0.24	1.94
0.65	2.85
1.25	3.54
1.79	3.69
1.93	3.90
2.13	4.14
2.37	5.19
30.0	6.00

En la Figura 5.15 se muestra el ajuste de las curvas de dispersión promedio de las cuatro zonas, en las componentes ZZ y RR con el método propuesto por Haney y Tsai (2017), donde se observa una diferencia importante entre los valores iniciales y finales de los perfiles de velocidad.

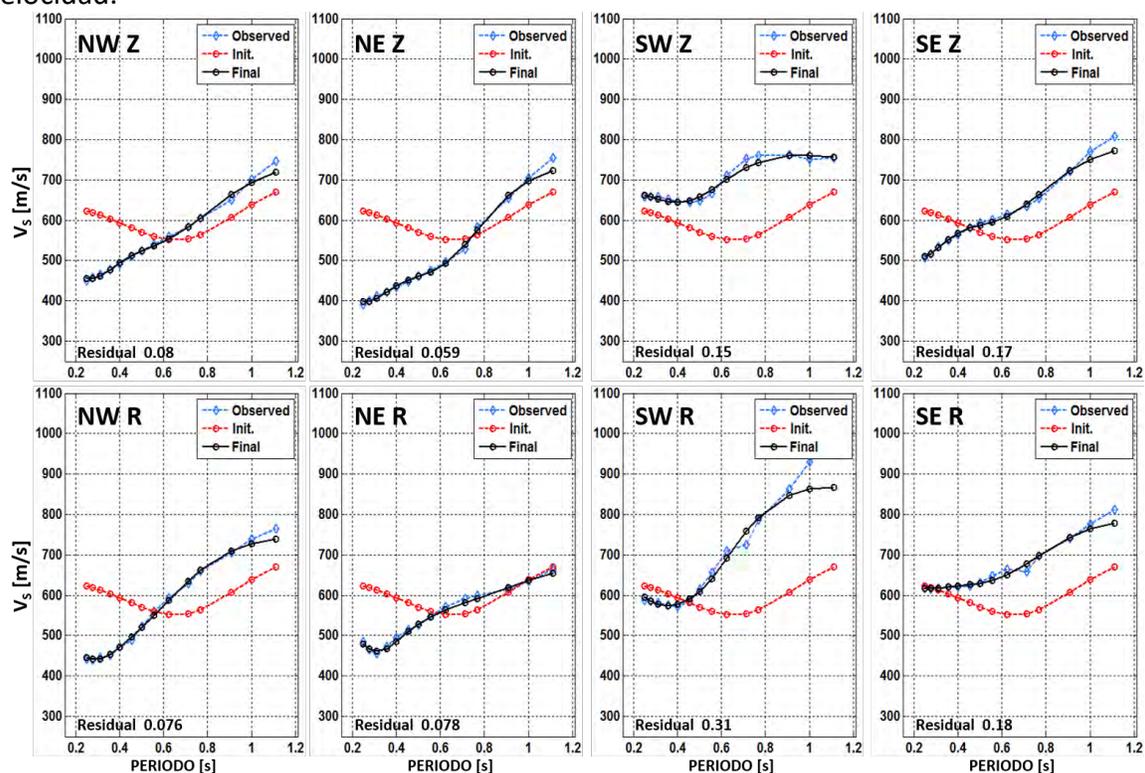


Figura 5.15. Inversión de las curvas de dispersión vertical (arriba) y radial (abajo), en las cuatro zonas dentro del colapso Los Potreros con el método de Haney y Tsai (2017). Se observa que las curvas de dispersión ajustadas (negro) muestran gran compatibilidad con las curvas observadas (azul); en rojo se muestran las curvas teóricas del modelo inicial de velocidades.

Se puede observar que a pesar de que los parámetros iniciales de inversión generan una curva de dispersión muy diferente a la observada, el proceso de inversión logró hallar un modelo que ajusta bien la curva observada. Esto se puede interpretar como una ventaja del método de Haney y Tsai (2017), porque el modelo final parece totalmente independiente de la información inicial proporcionada.

Los resultados muestran que las velocidades a periodos cortos: las velocidades más altas (600 - 650 m/s) se encuentran en las zonas SW y SE, mientras que en NW y NE las velocidades son menores (400 - 450 m/s). A periodos largos, las curvas de las zonas norte muestran un comportamiento similar en ambas componentes (ZZ y RR); sin embargo, las curvas de la zona sur muestran velocidades entre 900 a 950 m/s en RR, y entre 750 - 800 m/s en ZZ.

En la [Figura 5.16](#) se muestran los kernels de sensibilidad correspondientes a cada una de las curvas de dispersión invertidas. Se puede observar que de forma sistemática, todas las curvas tienen una sensibilidad a periodos cortos entre 30 y 50 m; y para periodos largos ($T=1.1s$), la sensibilidad de las ondas de Rayleigh se tiene hasta cerca de 350 y 450 metros. Con base en esto, los modelos obtenidos son representativos del medio únicamente hasta profundidades menores a 500 m.

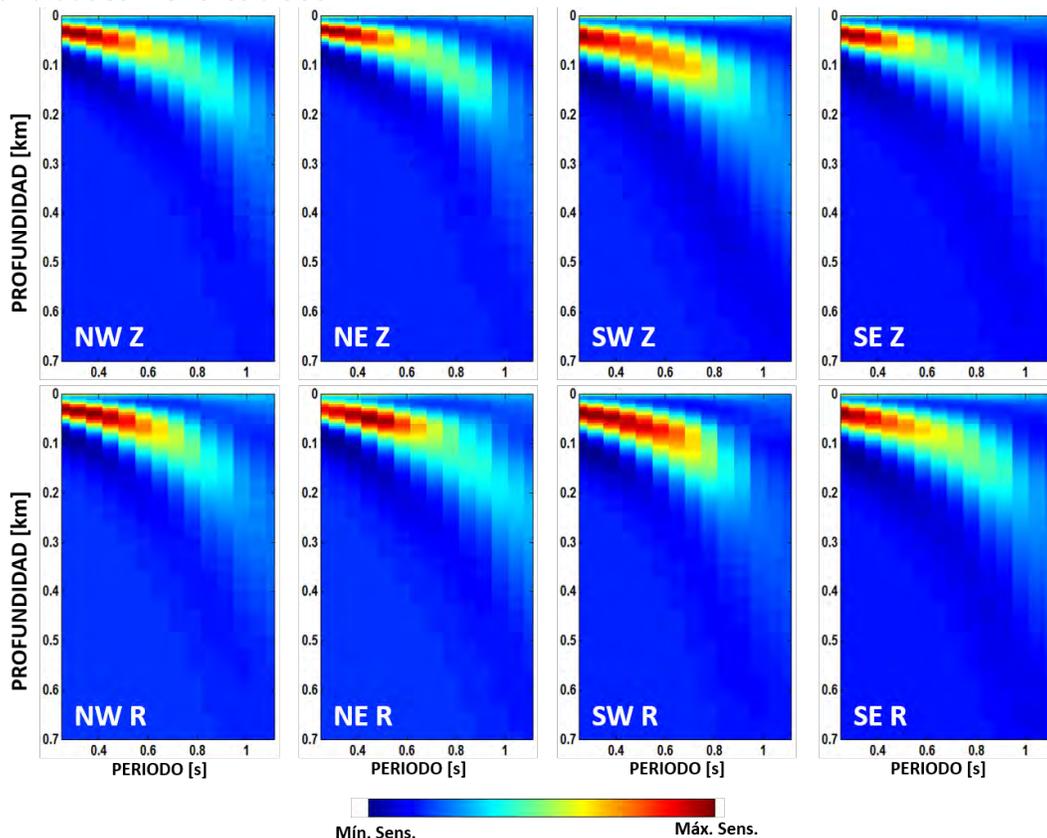


Figura 5.16. Kernels de sensibilidad de las curvas de dispersión ZZ (arriba) y RR (abajo). La máxima sensibilidad de las ondas de Rayleigh (en colores cálidos) para las curvas invertidas va desde los 50 m (a periodos de 0.25 s) hasta casi 400 m de profundidad (a periodos de 1.1 s).

En la [Figura 5.17](#) se muestran los ajustes a las curvas de dispersión, para las cuatro zonas, para ondas de Rayleigh (componente vertical y radial) y ondas de Love (componente Transversal) con el software Geopsy. Los modelos obtenidos muestran coincidencias con respecto a los obtenidos por el método de [Haney y Tsai \(2017\)](#).

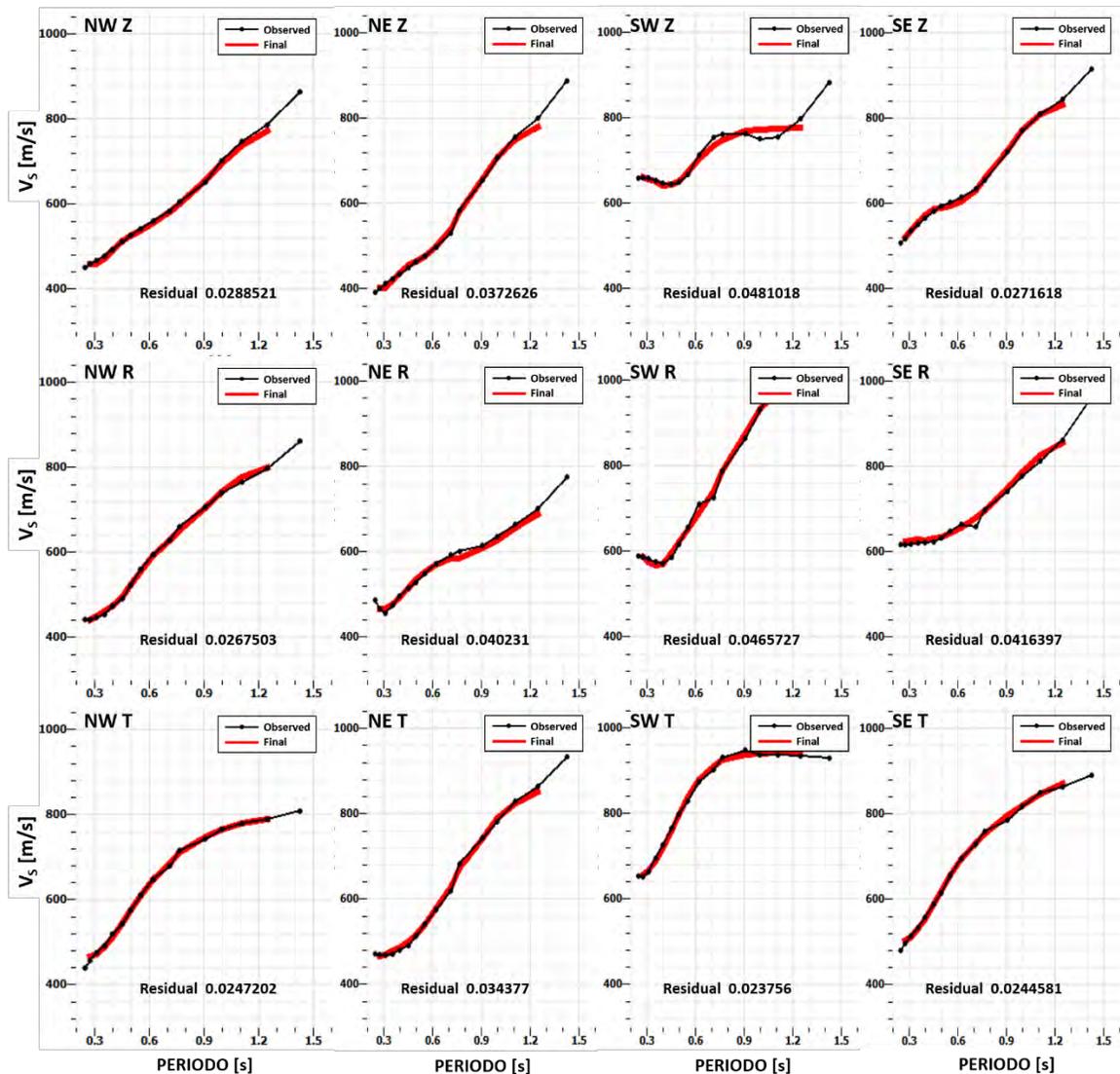


Figura 5.17. Curvas de dispersión invertidas en profundidad para ondas de Rayleigh obtenidas con el software Geopsy, para las cuatro zonas dentro del colapso Los Potreros. En comparación con la metodología de Haney y Tsai, en este caso se hizo la inversión para las ondas de Love (T).

En la Figura 5.18 se muestran los modelos obtenidos con ambos métodos. La principal diferencia entre ambas metodologías es que con el algoritmo de Haney y Tsai los modelos son muy suavizados, debido a que emplea un modelado directo por elementos finitos, dando como resultado variaciones suaves de velocidad. El método del software Geopsy, por el contrario, resulta en modelos de capas planas, y por ende, cambios abruptos en las velocidades obtenidas.

Las ondas de Rayleigh (Z y R) muestran en la parte superficial (aproximadamente a 50 m de profundidad) ser más bajas en velocidad en la parte norte ($V_s \approx 500 - 600$ m/s; curvas azul y verde), con respecto a la parte sur ($V_s \approx 700 - 800$ m/s; curvas roja y amarilla); las ondas de Love (T) muestran un comportamiento similar, con velocidades en la parte norte de $V_s \approx 500$ m/s, y en la parte sur $V_s \approx 700$ m/s.

A 200 m de profundidad las ondas de Rayleigh muestran un comportamiento similar que en la parte somera en ambas componentes, teniendo $V_s \approx 800$ m/s al norte y $V_s \approx 1000$ m/s al sur. Por otro lado, las ondas de Love muestran un comportamiento similar en las cuatro zonas, con $V_s \approx 900 - 1000$ m/s.

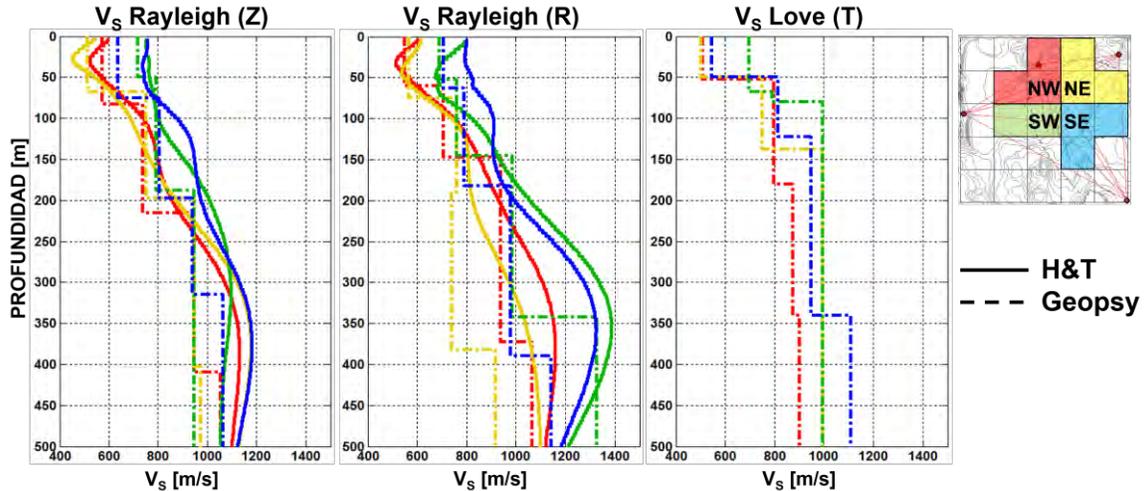


Figura 5.18. Modelos de V_s de las componentes vertical (Z), radial (R) y transversal (T), en las cuatro zonas dentro del colapso Los Potreros. Las líneas continuas son los modelos obtenidos de la inversión hecha con el algoritmo de [Haney y Tsai \(2017\)](#) para las ondas de Rayleigh (Z y R), y las líneas discontinuas las invertidas con Geopsy, para las ondas de Rayleigh y de Love.

En la parte más profunda (a partir de 350 m), la componente vertical de las ondas de Rayleigh muestran velocidades muy similares en las cuatro zonas se tienen velocidades similares en las cuatro zonas, $V_s \approx 1100$ m/s; la componente radial se diferencia nuevamente en la parte norte con velocidades $V_s \approx 1000 - 1200$ m/s, y la parte sur llegando hasta $V_s \approx 1400$ m/s. Para las ondas de Love las velocidades más bajas se tienen en la zona NW ($V_s \approx 900$ m/s), velocidades intermedias de $V_s \approx 1000$ m/s en las zonas NE y SW, y las más altas, $V_s \approx 1230$ m/s, en la zona SE.

V.2 Sondeos magnetotelúricos

Los datos magnetotelúricos de la primer campaña constaron de los espectros apilados de cada sitio en formato EDI (*Electrical Data Interchange*), obtenidos del procesamiento a las series temporales de los campos E y H, realizado por el grupo de trabajo del Centro de Geociencias de la UNAM, por medio del software de la empresa PHOENIX. De los espectros apilados se estimaron las funciones de transferencia (tensor de Impedancia y tipper) empleando el software GEOTOOLS. La estimación del tensor de impedancias se hace al resolver una serie de ecuaciones como la que se muestra a continuación:

$$Z_{XY} = \frac{\langle E_X A^* \rangle \langle H_X B^* \rangle - \langle E_X B^* \rangle \langle H_X A^* \rangle}{\langle H_Y A^* \rangle \langle H_X B^* \rangle - \langle H_Y B^* \rangle \langle H_X A^* \rangle}$$

Para la segunda campaña, las series temporales fueron procesadas por el grupo de trabajo UNAM-CICESE, de las que se obtuvieron los archivos EDI de las mismas funciones de transferencia magnetotelélica empleando el código BIRRP ([Chave y Thomson, 2003](#)).

Como control de calidad, se hizo una inspección visual de los parámetros en cada sitio para descartar que no haya ausencia de datos, valores fuera de tendencia, o mediciones con errores elevados; se verificó también la consistencia entre la resistividad aparente y la fase, es decir, cuando la resistividad decrece, la fase aumenta, y viceversa; espacialmente, también se verificó que en sitios cercanos entre ellos las curvas sean similares.

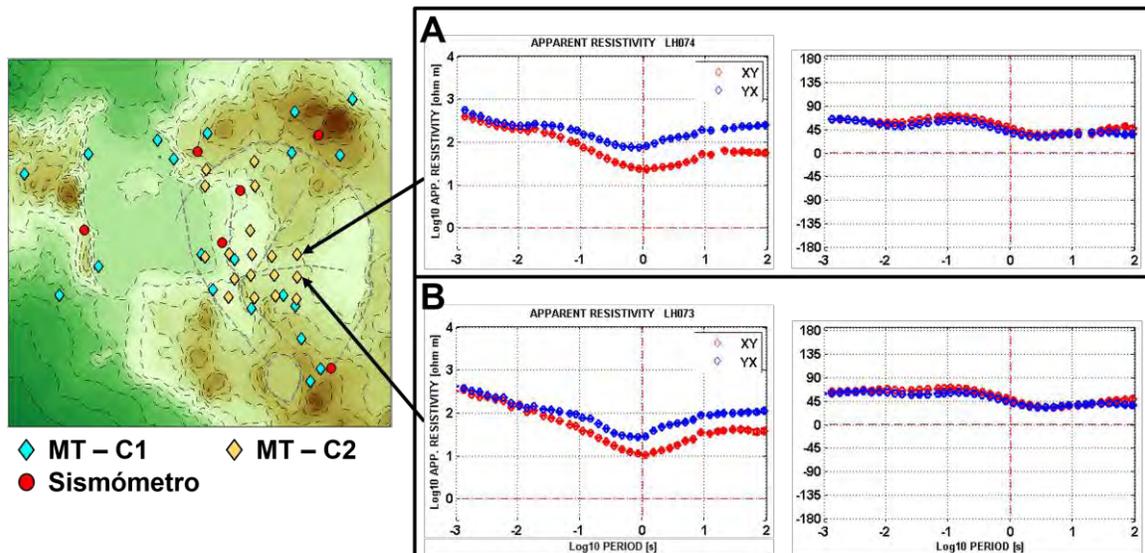


Figura 5.19. Curvas de resistividad aparente y fase (XY en rojo, YX en azul) de los sitios LH074 (A) y LH073 (B), cuya distancia entre ambos es de 1 km. Se puede observar que las curvas de resistividad aparente y fase son muy similares, además de ser consistentes en cuanto a su comportamiento, lo cual indica que las estimaciones de los parámetros obtenidos son confiables.

En la [Figura 5.19](#) se muestran las curvas de resistividad aparente y de fase para los sitios LH073 (A) y LH074 (B), localizados al sur y norte de la falla Las Papas (respectivamente). Se puede observar que para periodos cortos las curvas de resistividad aparente llevan una misma tendencia, con una resistividad aparente máxima en ambos sondeos de 350 [Ω -m]; cerca de 1 s decrece hasta aproximadamente 10 – 70 [Ω -m], y para periodos más largos, la resistividad aparente nuevamente aumenta hasta valores cercanos a 37 – 110 [Ω -m], y 53 – 245 [Ω -m], para cada sondeo respectivamente.

Este comportamiento (resistivo-conductivo-resistivo) es común en zonas hidrotermales ([Spichak y Manzella, 2009](#)), pues en la transición de la zona superficial a la zona de alteración hidrotermal se tiene una disminución de resistividad debida a la alta conductividad de las arcillas, y por debajo de éstas se tiene la zona con presencia de fluidos a alta temperatura, hasta la zona profunda donde se encontraría la fuente de calor (resistiva).

V.2.2 Análisis del tensor de fase

El análisis del tensor de fase (Caldwell et al., 2004) permite estimar la dirección preferencial de las corrientes telúricas a partir de hallar la orientación en la que el campo magnético se polariza linealmente, y para el cual el campo eléctrico también lo es. Esto al suponer que la fase existente entre la parte real e imaginaria de Z son independientes de las distorsiones que sufre el campo eléctrico. En medios 2D, la estimación de esta dirección (strike geoelectrico) estará exenta del efecto de la distorsión.

Ya que se trata de un tensor de segundo orden, éste puede ser expresado por medio de cuatro parámetros independientes: los valores mínimo (ϕ_{\min}) y máximo (ϕ_{\max}) del tensor, el ángulo de asimetría β (ec. 25), y el ángulo α (ec. 26) expresa la dependencia de éste con respecto al sistema coordenado en el que se esté trabajando.

Los valores ϕ_{\min} y ϕ_{\max} nos brindan información sobre la elipticidad del tensor: si son diferentes, el medio puede ser 2D, siempre y cuando este comportamiento sea consistente en un rango de frecuencias; si son iguales, pueda tratarse de un medio 1D, y por ende, el azimut no se podrá determinar. En un medio 1D, la magnitud de los elementos del tensor serán directamente proporcionales a la variación de la conductividad del medio: una magnitud mayor indicará una conductividad mayor. Esta información se puede analizar al construir los diagramas polares, y así observar un solo sitio en todo el rango de periodos, o varios sondeos a un mismo periodo.

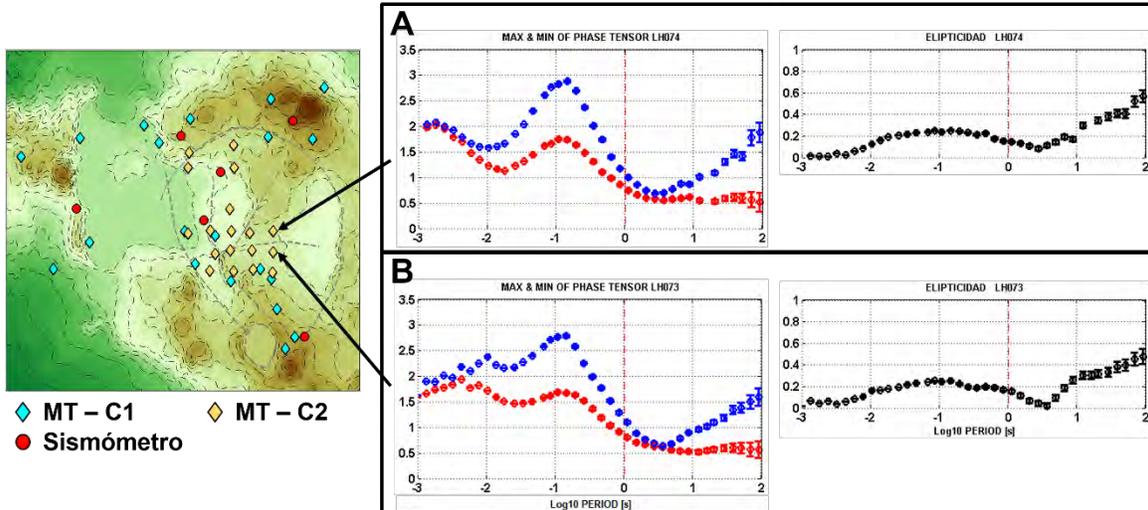


Figura 5.20. Análisis de los elementos ϕ_{\max} (azul), ϕ_{\min} (rojo) y elipticidad (negro) del tensor de fase para los sitios LH074 (A) y LH073 (B). Se puede apreciar que el comportamiento entre ambos sitios es similar, con excepción de la magnitud en cada uno de los elementos analizados.

En la Figura 5.20 se muestra la variación de los elementos ϕ_{\max} y ϕ_{\min} (puntos azules y rojos, respectivamente) en los sitios LH073 y LH074, cuyos valores similares a periodos menores a 100 Hz sugiere un medio 1D. A partir de ahí, la diferencia entre ambos aumenta, así como su elipticidad (puntos negros) entre 100 Hz y 1 s, posiblemente reflejando un cambio del medio a 2D. Un rango de transición ocurre entre 1 y 10 s, donde disminuyen la magnitud y

la elipticidad, para después volver a aumentar a periodos mayores a 10 s.

En la [Figura 5.21 A](#) se muestran los diagramas del tensor de fase para LH073 y LH074, donde la orientación de su eje mayor en ambos sitios es prácticamente la misma (líneas magentas): comienzan con una dirección S70°E desde 100 Hz, y cambian en sentido anti-horario a una dirección N61°E a periodos de 100 s.

De forma complementaria se usa el ángulo de asimetría (β) para distinguir entre la dimensionalidad de tipo 1D o 2D, de una 3D. Esta se representa como escala de colores, donde los valores menores a 3° son colores fríos, y valores entre 3° y 10° son cálidos. Valores por encima de 10° no se graficaron. Si $\beta = 0^\circ (\pm 3^\circ)$, el medio será 1D o 2D; esta es una condición necesaria, más no suficiente. Por el contrario, si $\beta \neq 0^\circ$, es condición suficiente de un medio 3D ([Caldwell et al., 2004](#); [Booker, 2014](#)), o bien, el medio puede poseer anisotropía que varía con respecto a su posición ([Booker, 2014](#)). Si los diagramas del tensor de fase cambian de orientación abruptamente, aún con $\beta = 0^\circ$, podría ser indicador también de un medio 3D.

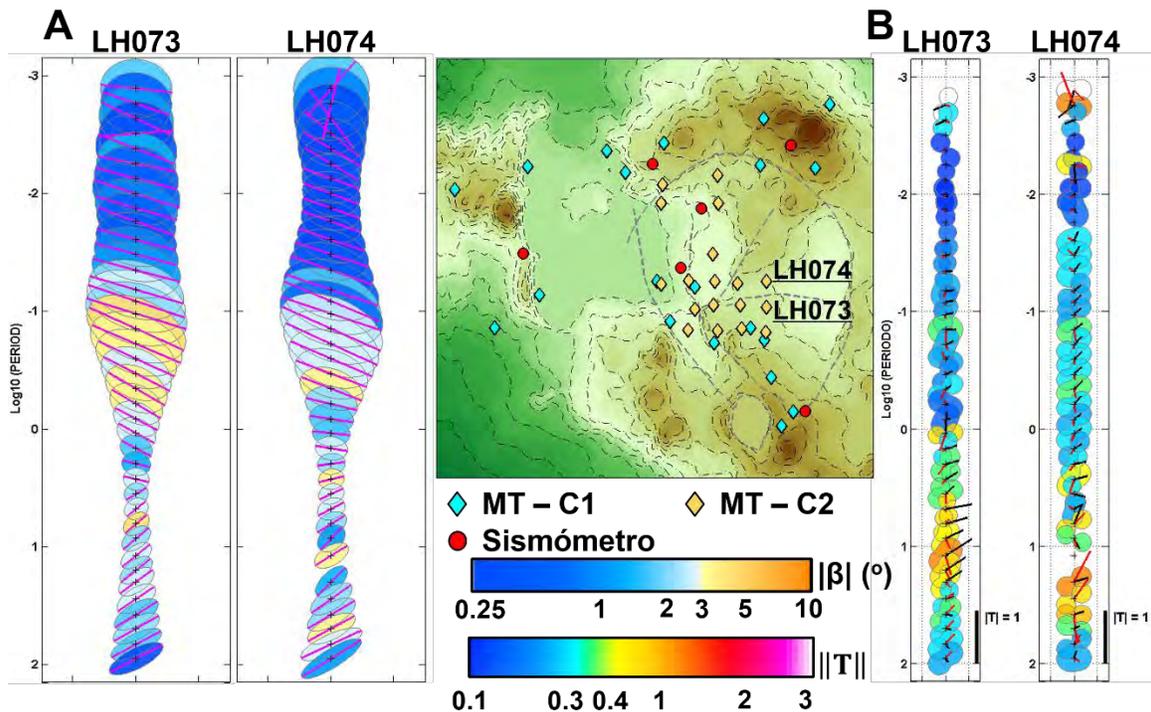


Figura 5.21. Diagramas del tensor de fase (A) y tipper (B) de LH073 y LH074. Para el tensor de fase se incluye la orientación del eje mayor (línea magenta), y para el tipper se incluyen los vectores de inducción real (líneas negras) e imaginaria (líneas rojas). Las escalas de colores representan el valor absoluto del ángulo β (0.25 – 10°) y la magnitud $\|T\|$ (0.1 - 3).

Para los sitios LH073 y LH074, β comienza con valores cercanos a 0°, aumentando hasta casi 3° a periodos cercanos a 10 Hz; sin embargo, en LH073 β sigue aumentando hasta casi 4°, para nuevamente disminuir en ambos sitios a valores cercanos a 1° de forma gradual hasta 100 s.

De estos dos sitios, donde $\phi_{\min} \neq \phi_{\max}$ y $\beta = 0^\circ (\pm 3^\circ)$, podemos decir que el medio es 2D entre 10 y 100 Hz, para después entrar en un régimen 3D ($\beta \approx 3^\circ$) con una orientación preferencial de la conductividad en dirección S65°E entre 10 Hz y 1 s. Entre 1 s y 10 s se tiene que $\phi_{\min} \approx \phi_{\max}$, con valores de $\beta \approx 0^\circ$, lo cual podría indicar un medio 3D, ya que la orientación preferencial en la conductividad cambia de S65°E a N50°E rápidamente. A periodos mayores que 10 s se tiene de nuevo un aumento en la elipticidad con orientación N50°E y $\beta \approx 0^\circ$, sugiriendo un comportamiento 2D en profundidad.

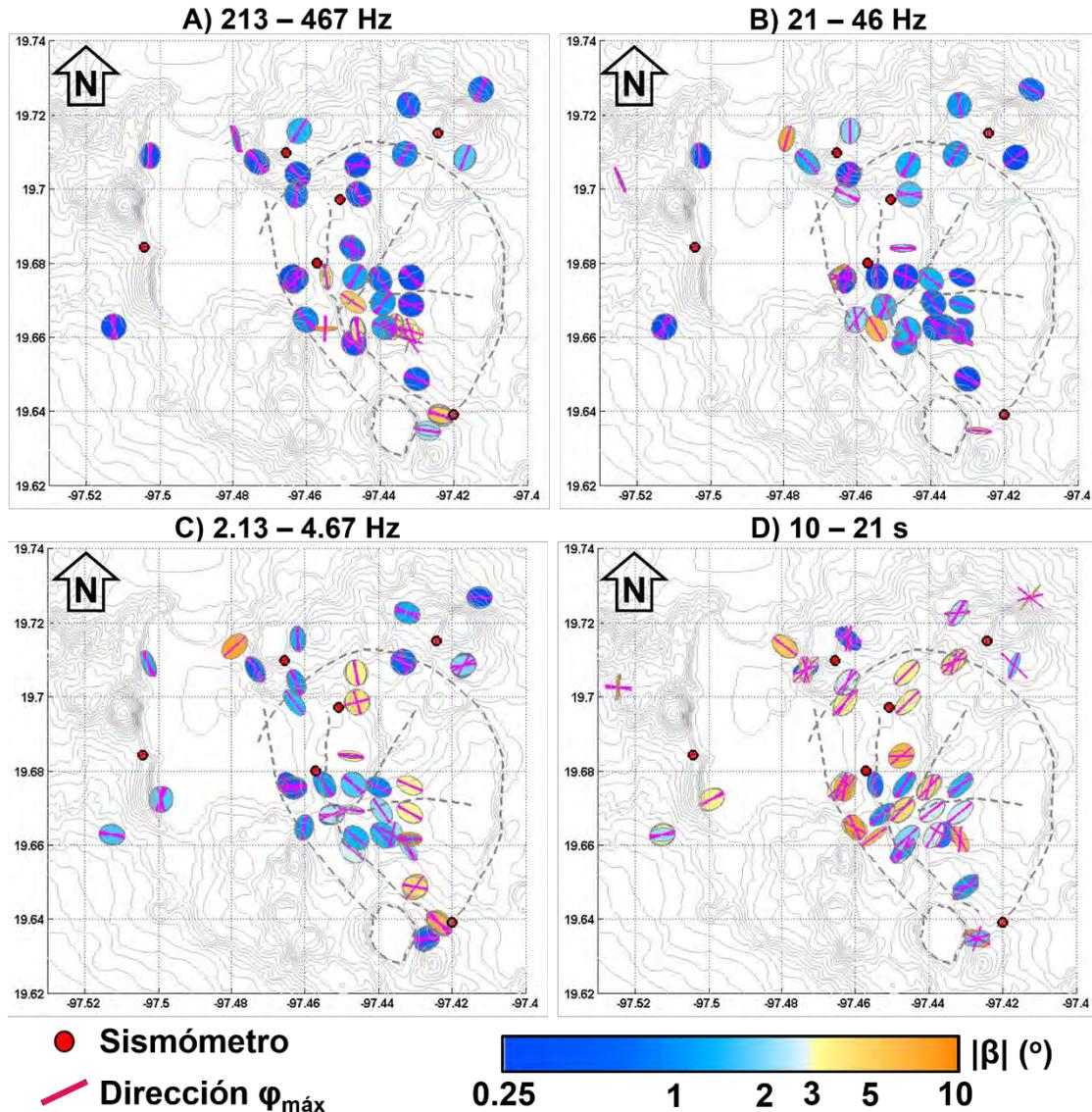


Figura 5.22. Elipses del tensor de fase en cuatro rangos de frecuencia: a) 213 a 467 Hz, b) 21 a 46 Hz, c) 2.13 a 4.67 Hz y d) 10 a 21 s. La escala de colores corresponde a la magnitud de β , y las líneas magenta a la dirección del eje ϕ_{\max} .

En la Figura 5.22 se muestran sobrepuestas las elipses del Tensor de fase en cada uno de los sitios, junto con la orientación de su eje mayor (línea magenta), para cuatro rangos diferentes: a) 213 a 467 Hz, b) 21 a 46 Hz, c) 2.1 a 4.6 Hz y d) 10 a 21 s, con los cuales se

puede observar la variación de algunas de las propiedades del Tensor de fase en distintas zonas con respecto a la profundidad. Los mapas para todo el rango de periodos (10000 Hz a 100 s), se muestran en el [Anexo 3](#).

Entre 213 y 467 Hz, los diagramas son en su mayoría casi circulares con $\beta \leq 0.25^\circ$, lo cual sugeriría un comportamiento 1D, a excepción de algunos sitios en la porción central del colapso Los Potreros (intersección de las fallas Los Humeros y Las Papas).

Para frecuencias más bajas, 21 a 46 Hz, los diagramas en la parte norte del colapso Los Potreros indica valores de $\beta \approx 1.5^\circ$ con una orientación de las elipses en dirección NW-SE en la parte noroeste, y NE-SW en la parte noreste. En la porción central, algunos diagramas cercanos a la falla Las Papas presentan una tendencia NW-SE.

Entre 2.13 y 4.67 Hz se puede observar una mayor consistencia en diferentes zonas dentro del CVLH: en la parte oeste (HUM39 y HUM01) son casi N-S; al noreste de Los Potreros, la orientación de HUM24 y HUM69 es casi E-W. Al noroeste de Los Potreros (cerca de los sismómetros HU13 y HU08), los sitios tienen una orientación consistente NNW-SSE y $\beta \approx 2^\circ$ al oeste de la falla Los Humeros (HUM35, HUM67, LH037 y LH038), y $\beta > 3^\circ$ al este de ésta. En la porción central de Los Potreros la tendencia general de las elipses es NW-SE, y con valores $\beta \approx 2^\circ$ al centro, y $\beta \approx 3^\circ$ hacia el este.

Para los periodos entre 10 y 21 s, el comportamiento de la mayor parte de los sitios muestra una alineación preferencial NE-SW. Los valores de $\beta \geq 3^\circ$ se encuentran en la parte norte de Los Potreros, mientras que en la parte central se tienen valores $\beta \approx 2.5^\circ$. Para estos periodos, el medio se puede suponer en una transición 2D a 3D, ya que casi todos presentan la misma dirección preferencial, reflejando quizás el comportamiento regional de la zona.

V.2.3 Función de transferencia geomagnética (tipper)

La información de las estructuras más profundas, según [Berdichevsky y Dmitriev \(2010\)](#), se puede inferir de una forma más confiable con base en el análisis de la magnitud, diagramas polares, y vectores de inducción real e imaginario del tipper. Esto debido a que el campo magnético se vuelve insensible a las distorsiones que sufre el campo eléctrico en la parte somera. Los vectores de inducción real indican la dirección preferencial del flujo de las corrientes de inducción; por ejemplo, cuando se tiene un cuerpo resistivo, donde las elipses se alinean tangencialmente a éste. [Vozoff \(1972\)](#) menciona que el tipper puede ser usado como herramienta en la interpretación sobre la causa de la anisotropía de la respuesta magnetotelúrica.

De forma similar al tensor de fase, el análisis del tipper se puede integrar con base en sus diferentes características para ver cómo se comporta el medio.

- 1D, si la magnitud $\|T\| \approx 0$.
- 2D, si $\|T\| \gg 0, \text{Im } T \gg 0$, los diagramas polares tienen forma de ocho, y los

vectores Real e Imaginario son colineales.

- 3D, si $\|T\| \gg 0$, $\text{Im } T \gg 0$, los diagramas polares tienen forma de ocho deformado por una pequeña cintura, y si los vectores real e imaginario no son colineales.

[Marti et al. \(2014\)](#) menciona que los vectores de inducción pueden sufrir de una distorsión por efecto de la anisotropía, apuntando en la dirección preferencial de la conductividad en un dominio anisótropo si ésta no es la misma que la dirección del strike estructural. Ésta es una ventaja sobre el Tensor de fase, el cual no es sensible a distinguir entre medios anisótropos e isótropos a partir únicamente de la fase; para esto es necesaria la amplitud de la respuesta magnetotelúrica, y ésta sí es sensible a las distorsiones.

En la [Figura 5.21 B](#) se muestran los diagramas polares del tipper (para LH073 y LH074) en escala de colores según su magnitud $\|T\|$; la medida que sugiere una fuerte heterogeneidad geo-eléctrica es $\|T\| > 0.3$ ([Berdichevsky y Dmitriev, 2010](#)), por lo que este valor es referente en la escala, donde los colores fríos son para $\|T\| < 0.3$, en verde los valores $0.3 \leq \|T\| < 0.4$, y los colores cálidos para $\|T\| \geq 0.4$. Así mismo, el comportamiento de los vectores de inducción real (líneas negras) dentro de los diagramas polares del Tipper nos brinda información con respecto a la dirección del gradiente de conductividad del medio: si en una zona varios vectores apuntan hacia afuera de cierta estructura, esta sería conductiva (convención de [Wiese, 1962](#)).

Se puede observar que en LH073 se tienen valores de $\|T\| < 0.2$ entre 1 y 1000 Hz, mientras que en LH074 hay un tramo donde $\|T\| \approx 0.3$ y los vectores de inducción real se orientan en dirección NE. A periodos mayores (1 a 31 s) ambos sitios alcanzan valores de $\|T\| \approx 0.6$, junto con una orientación de los vectores de inducción hacia el ENE, para luego decrecer por debajo de 0.25. Este comportamiento podría sugerir la presencia de una heterogeneidad eléctrica en profundidad hacia el este, para la cual LH074 es más sensible

En las [Figura 5.23 y 5.24](#) se muestran los diagramas polares con la magnitud $\|T\|$, y los vectores de inducción real, respectivamente, para los mismos periodos que la [Figura 5.22](#).

Los diagramas para frecuencias entre 213 y 467 Hz muestran en su mayoría magnitudes menores o iguales a 0.1 (color azul), lo cual sugeriría un medio 1D, donde no hay inducción de campo magnético vertical. Junto a éstos, algunos sitios muestran $\|T\| > 0.5$ aún en el siguiente rango de frecuencias, lo cual podría deberse a errores en los datos.

Para frecuencias entre 21 y 46 Hz, los mismos sitios con magnitudes $\|T\| \approx 0.1$ muestran un ligero aumento hasta 0.2 en la parte central de Los Potreros. Los sitios LH055, LH057 y LH058 (alineados de sur a norte, al este de la Falla Los Humeros) muestran una magnitud de 0.6 a 0.4, y una orientación de los vectores de inducción real N-NE, que se mantiene aún hasta el siguiente rango de frecuencias, pero con magnitudes disminuidas.

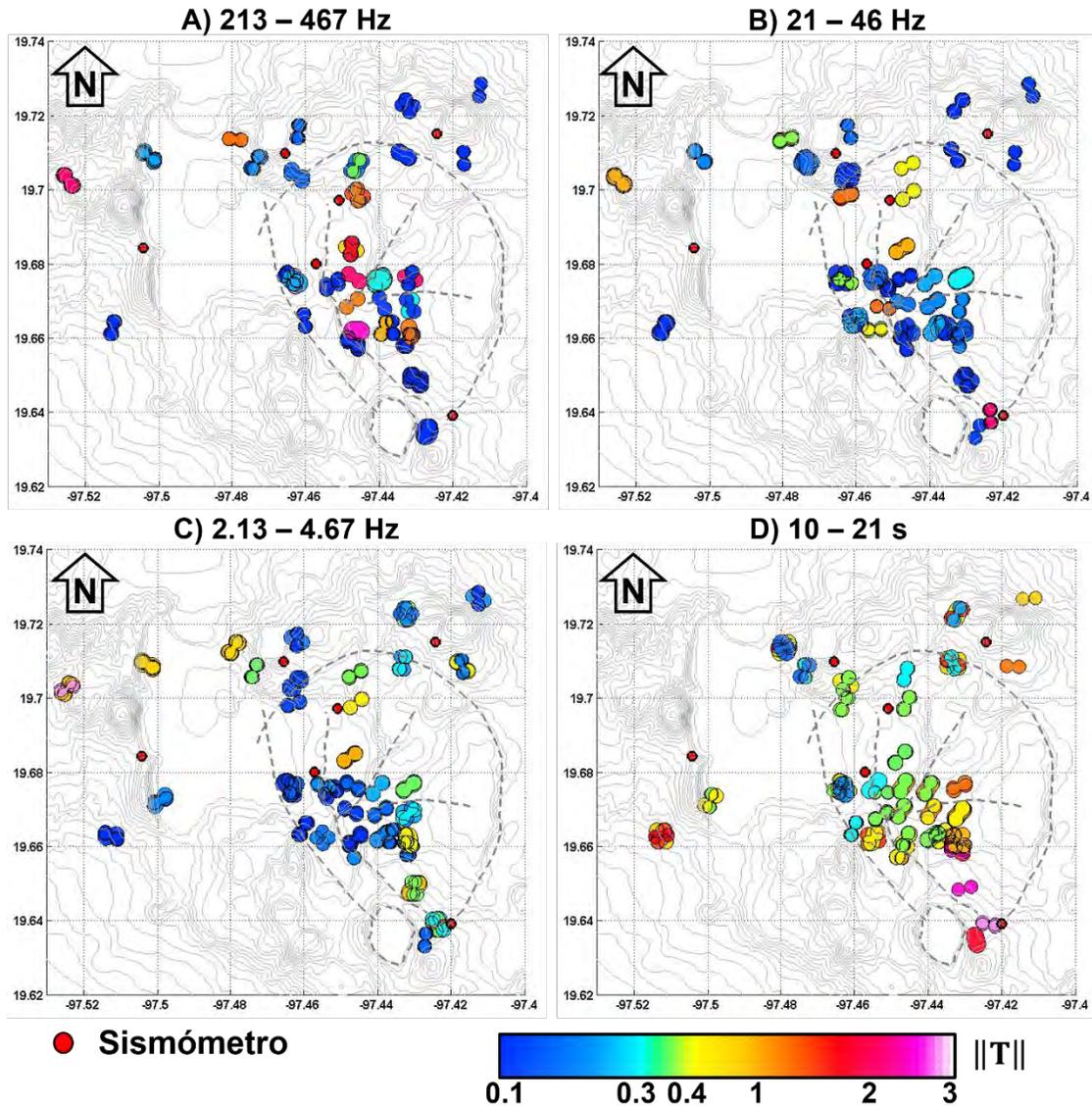


Figura 5.23. Diagramas polares de la magnitud del tipper para las dos campañas de datos, en cuatro rangos de frecuencias: a) 213 a 467 Hz, b) 21 a 46 Hz, c) 2.13 a 4.67 Hz y d) 10 a 21 s. Se muestran los diagramas con un color correspondiente a la magnitud $\|T\|$.

En el rango de 2.13 a 4.67 Hz, los sitios al centro del colapso Los Potreros prevalecen con los valores mínimos ($\|T\| \approx 0.2$), aumentando ligeramente su magnitud conforme se alejan de la traza de la falla Los Humeros, hasta $\|T\| \approx 0.4$. Dentro de estos tres primeros rangos de frecuencia, únicamente los sitios LH055, LH057 y LH058 mostraron una magnitud considerable con cierta consistencia en cuanto a la orientación.

Para periodos entre 10 y 21 s, en casi todos los sitios la magnitud de $\|T\|$ va de 0.3 a 0.7. Se puede observar que los vectores de inducción real presentan una alineación predominantemente NE en la parte central del colapso Los Potreros, lo cual sugiere que se tiene una fuerte directividad del gradiente de conductividad hacia esta zona. Esta

orientación es similar a las elipses del tensor de fase en este rango de periodos, lo cual reflejaría posiblemente un efecto regional, o alguna zona altamente conductiva, ya que la magnitud $||T||$ nuevamente disminuye hasta casi 0.25.

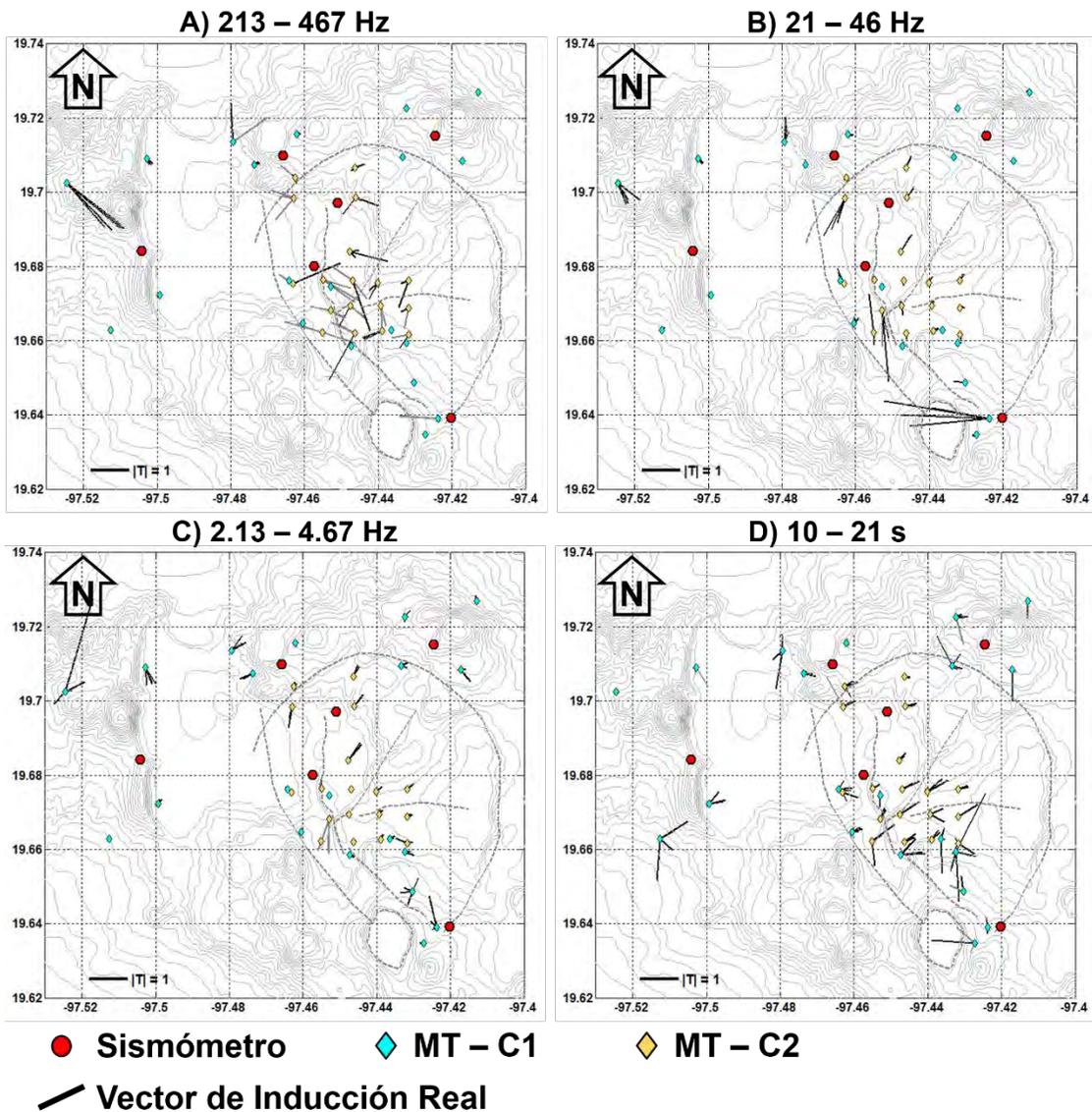


Figura 5.24. Vectores de inducción real del tipper (líneas negras) para las dos campañas de datos, en cuatro rangos de frecuencias: a) 213 a 467 Hz, b) 21 a 46 Hz, c) 2.13 a 4.67 Hz y d) 10 a 21 s.

VI. INTEGRACIÓN DE RESULTADOS Y DISCUSIÓN

VI.1 Modelos 1D de V_s

Se obtuvieron los modelos de V_s para ondas de Rayleigh y de Love en la parte central del colapso Los Potreros, donde se tuvo la mayor resolución de la tomografía sísmica. Con base en los kernels de sensibilidad de las ondas de Rayleigh ([Figura 5.16](#)), los modelos invertidos son confiables hasta una profundidad de 400 a 450 m. Esto se debe a que el ancho de banda de las curvas de dispersión de grupo obtenidas de la tomografía estuvo limitado a periodos entre 0.25 y 1.25 s, debido a las diferentes distancias entre estaciones y la poca cobertura de trayectorias dentro del CVLH.

En primer lugar se analizaron los resultados de forma integrada, únicamente en la parte más somera de los modelos magnetotelúricos, donde los modelos sísmicos alcanzaron su máxima profundidad de investigación. Posteriormente se analizaron los parámetros magnetotelúricos en todo su rango de periodos sobre la traza de dos secciones geológicas, para la discusión de las estructuras más profundas dentro la caldera.

VI.2 Modelos de V_s y parámetros magnetotelúricos

Se calculó la anisotropía radial ($\xi = V_{SH}^2/V_{SV}^2$) ([Panning y Romanowicz, 2006](#)) del área central del colapso Los Potreros a partir de los modelos 1D de V_{SV} (componente vertical, ondas de Rayleigh) y V_{SH} (componente transversal, ondas de Love). Los modelos usados fueron los obtenidos con el software Geopsy, ya que con éste se incluyen las ondas de Love.

Por otro lado, con la información de los sondeos magnetotelúricos, se observó que las características electromagnéticas dentro del CVLH son consistentes al analizar tanto el tensor de fase como el tipper. Dado que la cantidad de información obtenida de la tomografía sísmica es reducida, se describirá en primer lugar el análisis de los sitios localizados en las zonas mejor resueltas por la tomografía; dichos sondeos son LH037 y LH038 (NW), LH057 y LH058 (NE), LH034 y LH044 (SW), y LH054, LH055 y LH064 (SE).

Previamente, [Debayle y Kennett \(2000\)](#) observaron que la dirección de máxima conductividad es similar a la de la velocidad rápida que sufren las ondas S_V . Esta semejanza se debe a que la dirección de máxima conductancia eléctrica suele alinearse perpendicularmente a la orientación del esfuerzo tectónico máximo actual o antiguo, y que es donde comúnmente se encuentra una distribución anisótropa de fracturas o canales llenas de fluidos o de grafito ([Simpson, 2001](#)).

Para una comparación adecuada con los modelos de V_s , las zonas descritas pueden localizarse a una profundidad estimada del orden de $D_{approx} = \sqrt{\frac{\rho_a(\omega)}{\omega\mu_0}}$ m ([Goldberg y Rotstein, 1982](#)), con base en la transformación de Bostick; ρ_a es la resistividad aparente, ω la frecuencia angular, y μ_0 es la permeabilidad magnética del vacío.

En las Figuras 6.2 a 6.5 se muestran los modelos 1D de V_{SV} y V_{SH} (líneas negra y roja, respectivamente) y del parámetro ξ (línea azul), así como también los diagramas correspondientes al tensor de fase y la orientación de su eje mayor (línea magenta), y del tipper con los vectores de inducción real (líneas negras), en el mismo orden de profundidad que los modelos sísmicos. Se puede observar que la escala de valores de ξ es mucho más elevada de lo que normalmente se observa en estudios de escala regional o global (Gung et al., 2003; Panning y Romanowicz, 2006). Esto puede deberse a que la frecuencia analizada es muy alta en las curvas de dispersión, por lo que las heterogeneidades del medio afectan en mayor medida las velocidades sísmicas en sus componentes horizontales y vertical. Para los diagramas del tensor de fase y del tipper, únicamente se muestran los diagramas donde los valores menores que 10° para el ángulo β , y los menores que 3 en la magnitud $\|T\|$.

Para la Zona NW (Figura 6.1), el comportamiento de ξ muestra que en los primeros 50 m de profundidad, y a profundidades mayores que 220 m, $V_{SV} > V_{SH}$, a excepción del intervalo que va de 50 a 220 m, donde ξ alcanza valores desde 1.2 hasta casi 2 ($V_{SH} > V_{SV}$). Por otro lado, del tensor de fase se observan valores de baja elipticidad, similar en ambos sitios, pero con mayor elipticidad en LH037 ($\beta \approx 2-3^\circ$) en comparación con LH038 ($\beta \leq 0.3^\circ$). De forma similar, LH037 muestra valores altos de $\|T\|$ entre 150 y 350 m de profundidad, en comparación con $\|T\| \approx 0$ en LH038.

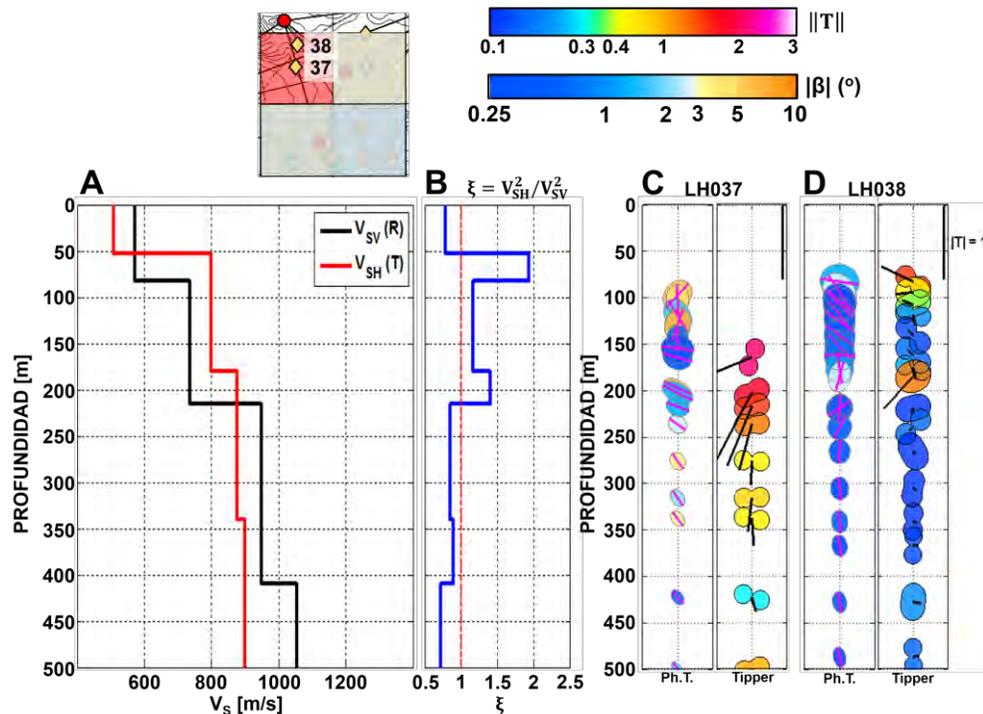


Figura 6.1. Izquierda: Modelos de V_{SV} y V_{SH} (línea negra y roja respectivamente) para la zona NW del colapso Los Potreros, junto con el parámetro ξ (anisotropía radial) en color azul. Derecha: Diagramas del tensor de fase y tipper para los sondeos contenidos dentro de la celda de la zona NW: LH037 y LH038.

Hacia la parte central del colapso se puede inferir que la variación de las propiedades

electromagnéticas refleja una mayor complejidad, debido posiblemente a que entre ambos sitios se ha inferido la ubicación del extremo noroeste del colapso Los Potreros. Fuera del colapso (LH038) el medio se comporta de forma 1D, mientras que por dentro (LH037) el medio entra en un comportamiento 2D o 3D entre 150 y 350 m de profundidad, además de corresponder un valor de $\|T\|$ máximo con el pequeño pico en el valor de la anisotropía radial ($\xi \approx 1.5$) a 200 m de profundidad.

La orientación de los vectores de inducción en LH037 sugiere una dirección preferencial hacia el SW y S, influenciado quizás por la orientación que podría seguir el escarpe enterrado, o algún otro fenómeno asociado a la variación también en ξ .

En la **Zona NE** (Figura 6.2) el comportamiento de V_{SV} y V_{SH} es similar en casi todo el perfil, salvo en dos intervalos donde $V_{SH} > V_{SV}$: el primero entre 50 y 70 m de profundidad, y el segundo entre 140 y 200 m, con $\xi \approx 2.1$ y 1.75, respectivamente. El tensor de fase es prácticamente igual en los sitios LH057 y LH058 (elipticidad casi nula y $\beta \approx 2^\circ$), así como el mayor tamaño de las elipses en LH057 debido a la mayor conductividad del medio.

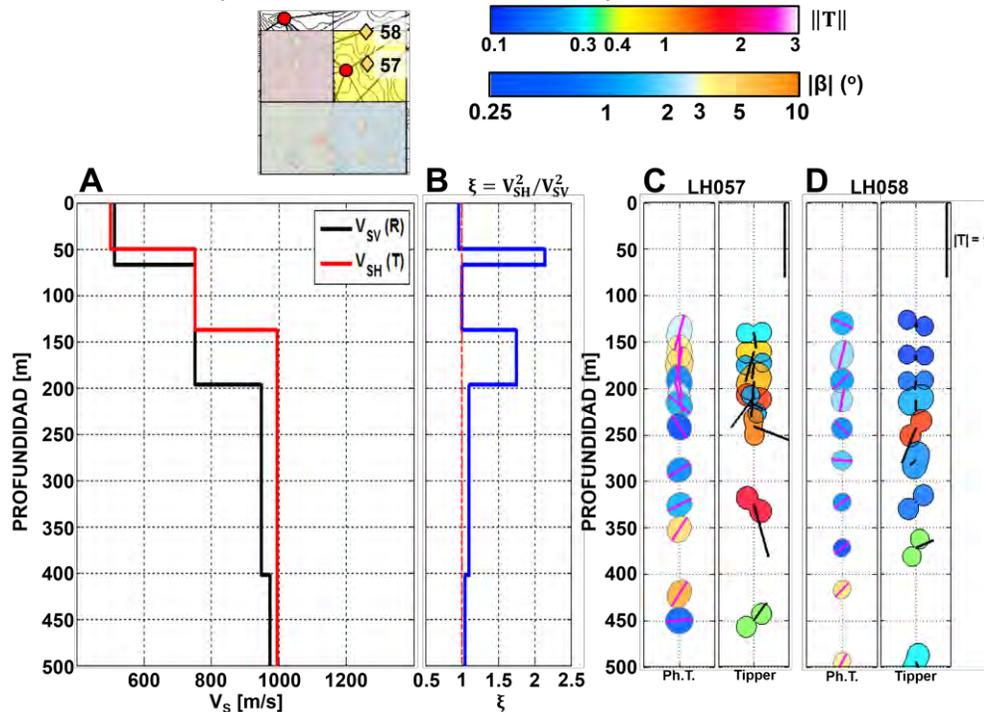


Figura 6.2. Izquierda: Modelos de V_{SV} y V_{SH} (línea negra y roja respectivamente) para la zona NE del colapso Los Potreros, junto con el parámetro ξ (anisotropía radial) en color azul. Derecha: Diagramas del tensor de fase y tipper para los sondeos contenidos dentro de la celda de la zona NW: LH057 y LH058.

Por otra parte, el sitio más al centro del colapso (LH057) muestra un intervalo con valores elevados de $\|T\|$, aunque sin una orientación definida por parte del vector de inducción real, a profundidades cercanas a 200 m, y donde se tienen valores de $\xi \approx 1.7$. LH058, por el contrario, muestra un comportamiento en su mayoría 1D.

A profundidades mayores a 250 m, la orientación del tensor de fase en ambos sitios es cercana a la dirección NE; en este mismo rango, el sitio LH037 (Figura 6.1) muestra una orientación del tensor de fase en la dirección NE, lo cual sugiere que esta variación en la orientación estaría relacionada a la continuación de la falla Los Humeros.

Para la **Zona SW** (Figura 6.3) se tiene un comportamiento casi igual de V_{SV} y V_{SH} , a excepción del intervalo comprendido entre 80 y 190 m de profundidad, donde $\xi \approx 1.5$ ($V_{SH} > V_{SV}$), de forma similar a lo observado en las zonas NW y NE.

Del tensor de fase se puede observar que entre 50 y 200 m el comportamiento es totalmente diferente, mientras que LH034 muestra diagramas casi circulares, con ángulo $\beta \approx 1^\circ$, y de tamaño creciente, LH044 posee una mayor elipticidad, de menor tamaño, pero ángulo $\beta \approx 5^\circ$. Estas profundidades son prácticamente las mismas que donde se tuvo un valor máximo en la anisotropía radial ($\xi \approx 1.5$), lo cual resulta complicado de interpretar al observar un comportamiento opuesto en ambos sitios MT; espacialmente, LH034 se encuentra más alejado de la falla Los Humeros, mientras que LH044 está prácticamente sobre la traza de ésta.

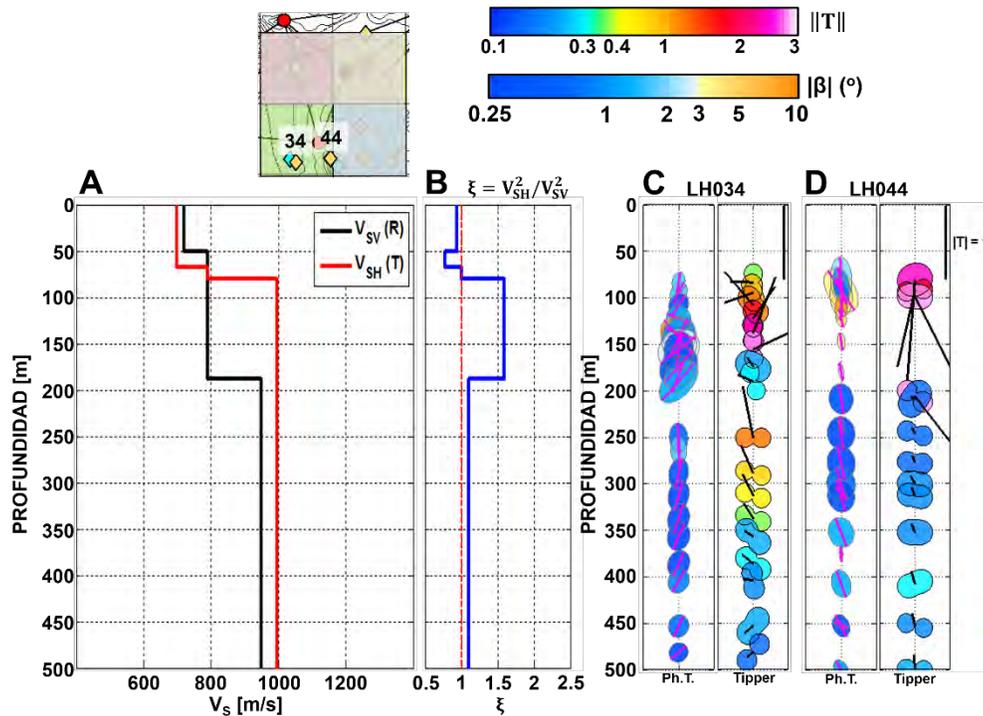


Figura 6.3. Izquierda: Modelos de V_{SV} y V_{SH} (línea negra y roja respectivamente) para la zona SW del colapso Los Potreros, junto con el parámetro ξ (anisotropía radial) en color azul. Derecha: Diagramas del tensor de fase y tipper para los sondeos contenidos dentro de la celda de la zona NW: LH034 y LH044.

De forma similar, pero a profundidades mayores que 200 m, del tensor de fase se tiene un ángulo $\beta \leq 1^\circ$ en ambos sitios, diferenciándose únicamente en la orientación del eje mayor de la elipse: en LH034 es NNE-SSW y en LH044 es NNW-SSE. Este comportamiento podría verse relacionado con la posición de cada sitio a ambos lados de la falla Los Humeros.

En ambos sitios la magnitud máxima de $\|T\|$ se localiza a profundidades cercanas a 100 m; a profundidades mayores, sin embargo, mientras que en LH044 $\|T\| \approx 0.2$, para LH034 se tiene un incremento entre 250 y 350 m, con orientación de los vectores de inducción real hacia el NNE, y cambiando en sentido anti-horario hasta la dirección E a 400 m de profundidad.

En la **Zona SE** (Figura 6.4), al igual que en las demás zonas, el comportamiento de V_{SV} y V_{SH} es el mismo, con los dos intervalos donde $\xi \approx 1.6$ y 1.4, a profundidades de 50 a 75 m, y de 125 a 200 m de profundidad.

Los diagramas del tensor de fase para los sitios al sur de la celda (LH054 y LH064), entre 50 y 220 m de profundidad, poseen ángulos $\beta < 2^\circ$ y una baja elipticidad orientada en LH054 en la dirección NW-SE, y en LH064 hacia el NE-SW. Esto podría deberse a la presencia de la falla/escarpe que pasa entre ambos sitios, de dirección NNW-SSW, similar al comportamiento de los sitios LH034 y LH044. El comportamiento del tipper a estas profundidades, por otro lado, muestra valores de $\|T\|$ entre 0.4 y 2, con ninguna tendencia definida en los vectores de inducción real.

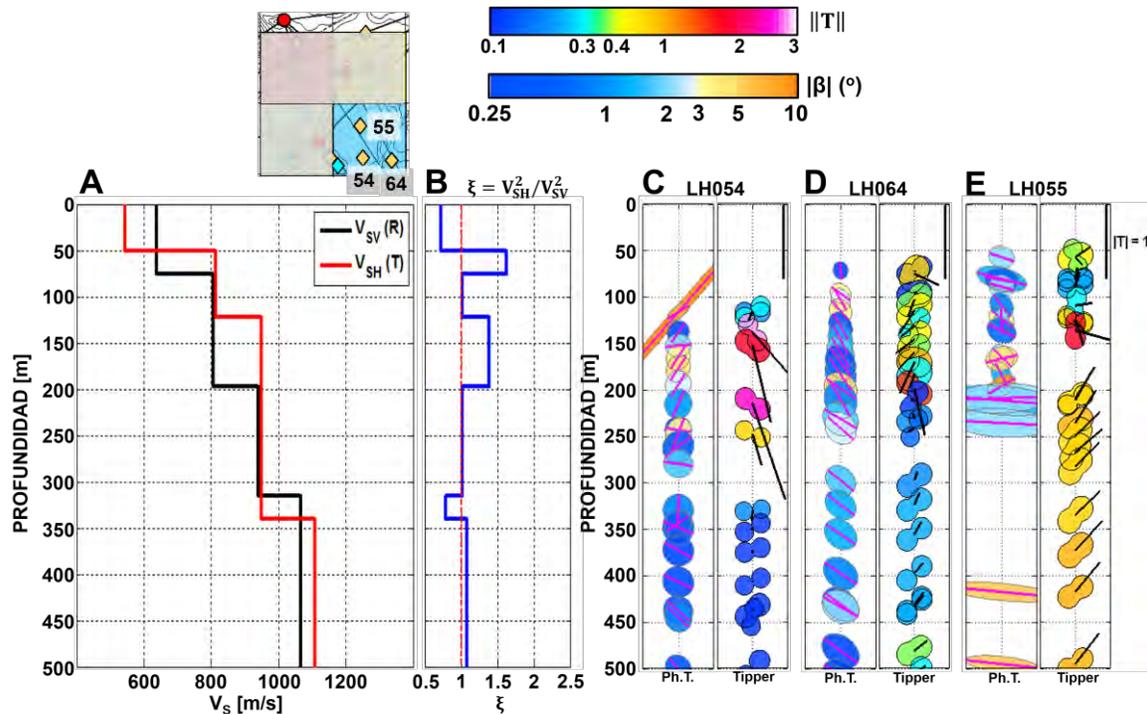


Figura 6.4. Izquierda: Modelos de V_{SV} y V_{SH} (línea negra y roja respectivamente) para la zona SE del colapso Los Potreros, junto con el parámetro ξ (anisotropía radial) en color azul. Derecha: Diagramas del tensor de fase y tipper para los sondeos contenidos dentro de la celda de la zona NW: LH054, LH055 y LH064.

Aún a 220 m de profundidad el comportamiento del tensor de fase en los sitios LH054 y LH064 es similar en magnitud de β que la parte somera, pero con una orientación del eje mayor en la dirección NW-SE para ambos sitios; este comportamiento sugiere una

dimensionalidad 1D, misma que se ve reflejada con valores de $\|T\| \leq 0.3$, pero con una clara influencia de la falla Los Humeros sobre el tensor de fase.

De forma contraria, para el sitio LH055 se tiene que a partir de los 200 m de profundidad los diagramas graficados del tensor de fase muestran una orientación E-W, con magnitudes de 2° entre 200 y 250 m, y cercanos a 5° entre a partir de 400 m; el tipper, por el contrario, muestra una magnitud $\|T\| \approx 0.8$ y una orientación del vector de inducción real hacia el NE.

El análisis de la conductividad eléctrica (y parámetros MT asociados) junto con anomalías de velocidad sísmica ofrecen una ventaja sobre la cuantificación de las características del medio que puedan explicar la respuesta física de ambos métodos, incluso cuando una anomalía se observa con un método y con otro no.

VI.3 Parámetros magnetotelúricos en profundidad

Para relacionar los patrones del tensor de fase y del tipper dentro del CVLH, se tomaron las secciones geológicas de orientación N-S y W-E de [García-Gutiérrez \(2009\)](#), construidas a partir de información de pozos ([Figura 2.3](#)), para analizar las posibles causas de las respuestas magnetotelúricas observadas.

Para la sección W-E, se puede observar en la [Figura 6.5](#) una misma tendencia de $\phi_{\text{mín}}$ y $\phi_{\text{máx}}$. En los sitios cercanos a la falla Los Humeros (LH034 y LH044) se observa un aumento en la elipticidad del tensor de fase para frecuencias entre 10 y 100 Hz, así como también en los sitios al extremo oriental (LH064 y LH074) en mayor medida. De forma general, el ángulo β sugiere una dimensionalidad 1D o 2D ($\leq 1.5^\circ$) a lo largo del perfil. La dirección preferencial del eje mayor muestra una dirección que varía de dirección NE-SW al poniente, a una dirección NW-SE al oriente, siendo N-S entre los sitios LH034 y LH044. Este comportamiento parece estar influenciado por la presencia de la falla Los Humeros (dirección NNW-SSE. En esta misma zona, los diagramas del tipper ([Figura 6.6](#)) indican una fuerte heterogeneidad geo-eléctrica ($\|T\| > 3$).

La simbología de los estratos mostrados en las secciones geológicas mostradas, modificadas de [García-Gutiérrez \(2009\)](#), son las siguientes: A) pómez, basaltos y andesitas, B) toba lítica, C) ignimbritas Xaltipán, D) ignimbritas y andesitas, E) andesitas de augita Teziutlán, F) toba vítrea Humeros, G) andesita de hornblenda, H) basaltos, e I) calizas metamorfizadas.

Entre 1 y 10 Hz los elementos $\phi_{\text{mín}}$ y $\phi_{\text{máx}}$ se vuelven prácticamente iguales, junto con un decremento de su magnitud (debido al aumento de la resistividad aparente) a lo largo del perfil; de forma general se tiene un ángulo $\beta < 2^\circ$ y $\|T\| \leq 0.2$, aunque hacia el extremo oriente (LH064 y LH074) existe un incremento del ángulo de asimetría ($\beta \approx 3^\circ$) y de la magnitud $\|T\| \approx 0.35$. Esto podría indicar que mientras hacia el centro del colapso el comportamiento del medio se torna 2D, hacia el extremo oriental es 3D, posiblemente debido a la influencia de una estructura mayor; esto mismo se ve reflejado con los vectores de inducción real, los cuales apuntan hacia el NE. Con base en la transformación de Bostick,

este cambio se daría a una profundidad del orden de 700 a 1100 m, donde se tiene el contacto entre las ignimbritas Xaltipán y las andesitas.

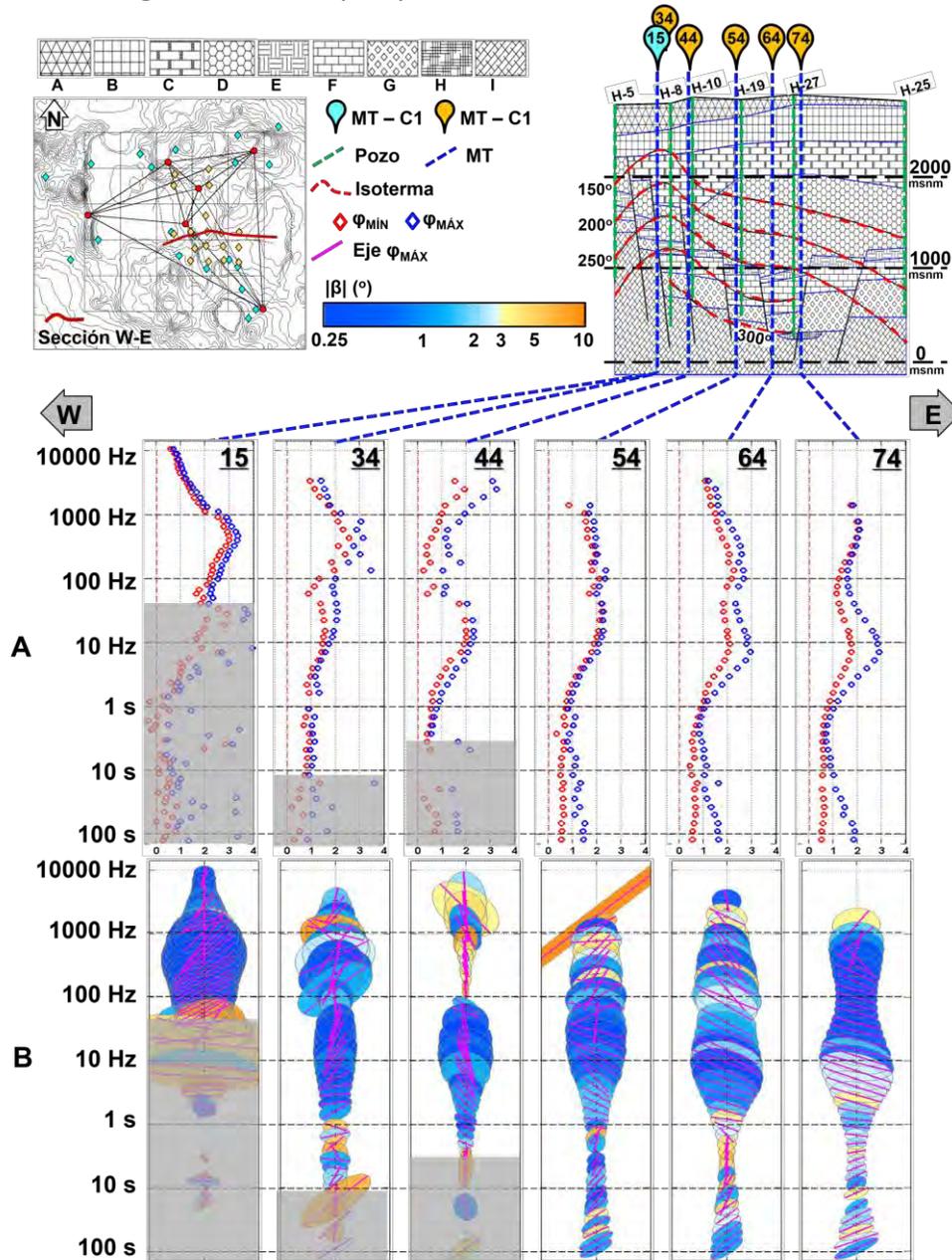


Figura 6.5. Análisis del tensor de fase a lo largo de la sección geológica W-E (García-Gutiérrez, 2009). Se muestran los sitios MT, isotermas (líneas punteadas rojas), unidades litológicas y las regiones no consideradas por su alta dispersión (recuadros grises). A) elementos ϕ_{min} y ϕ_{max} (círculos rojos y azules), B) ángulo de asimetría β (escala de colores) sobre diagramas del tensor de fase y eje mayor (líneas magenta). Los recuadros grises corresponden a las mediciones donde se tiene mucha dispersión, por lo que no se consideran en cuenta en el análisis.

Por encima de 1 s se observa un aumento gradual en la elipticidad con una orientación en dirección NE-SW, como se ve de forma general en todo el CVLH (Figura 5.21), considerándose como el efecto de las estructuras regionales que gobiernan la tectónica del

lugar. Sin embargo, en la [Figura 6.6](#) se observa que, entre 3.16 y 31.6 s se da un incremento considerable en la magnitud $\|T\|$, junto con un rápido cambio en la orientación del vector de inducción real hacia el E, para luego regresar a una orientación NE. Este patrón podría estar relacionado a la presencia de una estructura profunda, para la cual el tensor de fase parece no ser sensible.

[Palacios-Hartweg y García-Velázquez \(1981\)](#) reportan que el área comprendida entre los pozos H-19 y H-23, con base en un perfil de sondeos eléctricos verticales (perfil 46), una zona con alto fracturamiento y ascenso de fluidos. Esta misma observación la proponen [Izquierdo et al. \(2014\)](#), quienes sugieren una zona de ascenso de fluidos con trayectoria lateral a 2000 m de profundidad (pozo H-26) al sur de la falla Las Papas, y que se encuentra de igual forma en los pozos cercanos (H-10, H-19, H-27 y H-23). El orden de magnitud de la profundidad estimada para esta zona se encuentra entre los 2000 y 3000 m de profundidad, donde además se observa en los vectores de inducción real una dirección ENE.

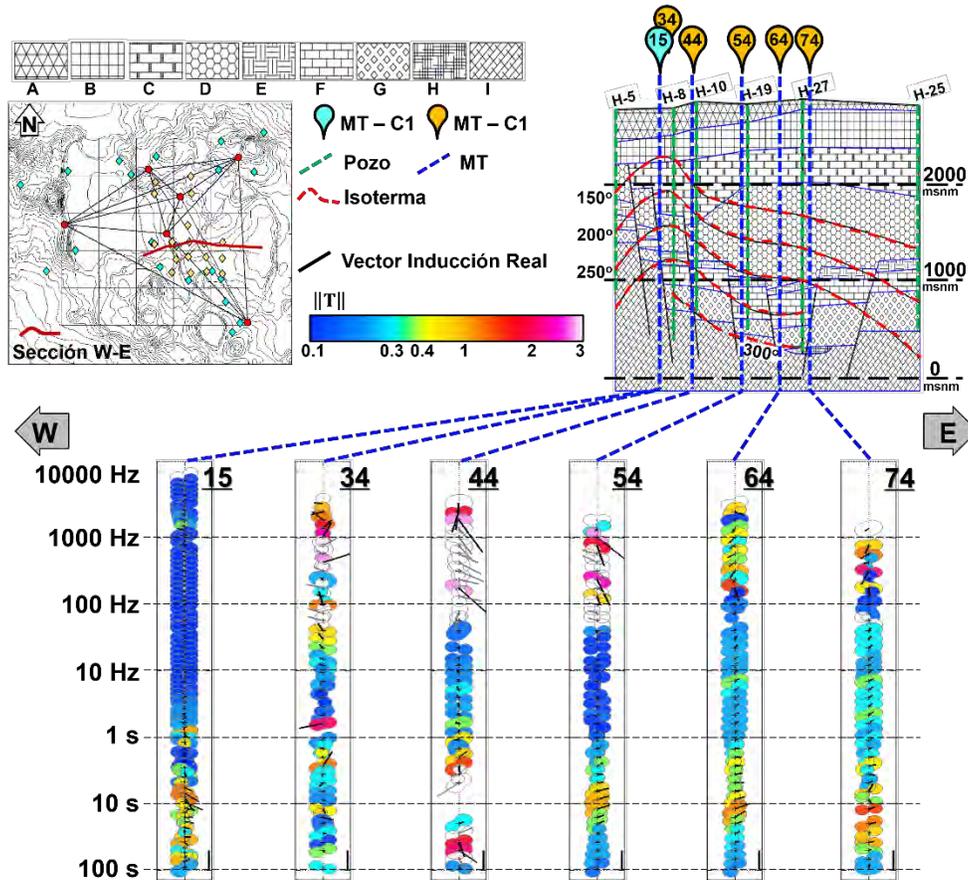


Figura 6.6. Análisis del tipper a lo largo de la sección geológica W-E de [García-Gutiérrez \(2009\)](#); la escala de colores corresponde a la magnitud $\|T\|$ y en líneas negras la dirección del vector de inducción real.

Para la sección N-S ([Figura 6.7](#)), la cual cruza la zona productora del campo geotérmico, se puede observar que la parte somera (frecuencias mayores a 31 Hz) tiene un comportamiento distinto en cuanto a la magnitud de los elementos ϕ_{\min} y ϕ_{\max} : en la zona

norte la magnitud de éstos tiende a decrecer, mientras que en la zona sur aumenta. El cambio en esta tendencia se tiene entre los sitios LH055 (situado en la zona productora), y los sitios LH044 y LH054. Sin embargo, la dispersión entre los valores de ϕ_{\min} y ϕ_{\max} , y la rápida variación entre los valores del ángulo β podría sugerir una estimación del tensor de impedancias con mucha incertidumbre (recuadros grises), por lo que éstas no se interpretaron.

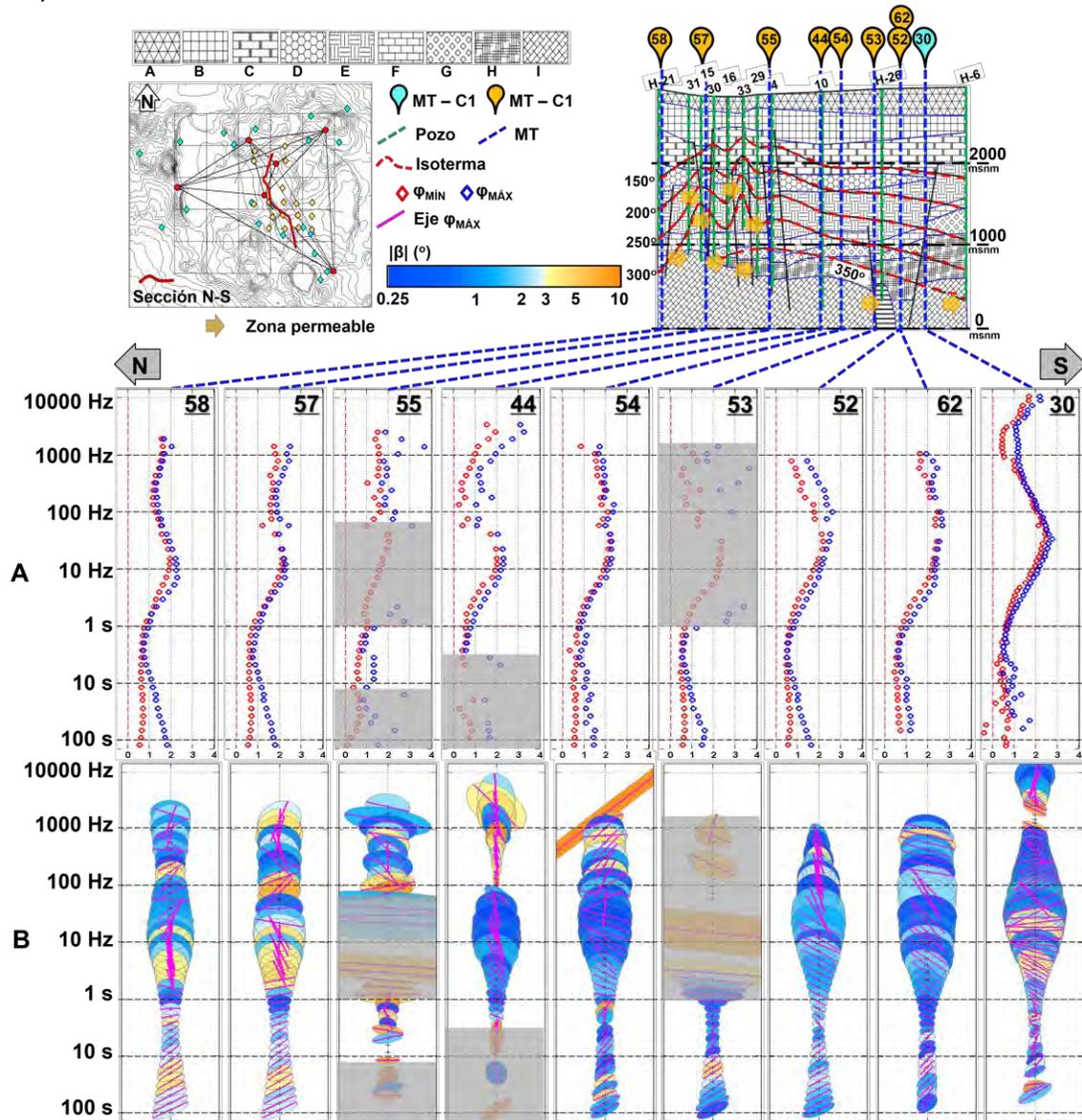


Figura 6.7. Análisis del tensor de fase a lo largo de la sección geológica N-S de [García-Gutiérrez \(2009\)](#), donde se muestra la proyección de los sitios MT, las isothermas (líneas punteadas rojas), unidades litológicas, regiones no consideradas por su alta dispersión (recuadros grises) y las zonas permeables (flechas naranjas). [Arellano et al., 2003](#).

De forma similar, la gran variación entre las magnitudes de $\|T\|$ en esta zona (Figura 6.8) indicaría dificultades en la señal magnetoteléfica de alta frecuencia, principalmente a que estos sitios se localizan relativamente cerca de las zonas pobladas dentro del CVLH

(aproximadamente 1 km).

Como se mencionó, a frecuencias cercanas a 31 Hz la tendencia de los elementos ϕ_{\min} y ϕ_{\max} es similar en todos estos sitios, siguiendo un decremento paulatino hasta cerca de 3.16 s. En este rango, la elipticidad del tensor de fase aumenta ligeramente (cerca de 0.2), donde se puede observar que la orientación del tensor muestra una dirección casi N-S en los sitios LH058 y LH057, y gradualmente cambiando a la dirección NW-SE hacia el sur del perfil.

Otra característica a destacar es el ángulo de asimetría $\beta \approx 3.5^\circ$ en los sitios LH058 y LH057, hasta $\beta \approx 5^\circ$ en LH055 (sin considerar la incertidumbre mencionada previamente), en comparación con los sitios hacia el sur, donde $\beta < 2^\circ$. Para LH052 y HUM30, situados al extremo sur de la falla Los Humeros (ceranos al Jalapasco), se vuelve a observar un aumento en el valor de β . La profundidad estimada donde se dan estos cambios, con base en la transformada de Bostick, es entre 700 y 1500 m de profundidad; a esta profundidad se tienen los horizontes más permeables en la zona productora (flechas naranjas en [Figura 6.7](#)) al centro del colapso Los Potreros.

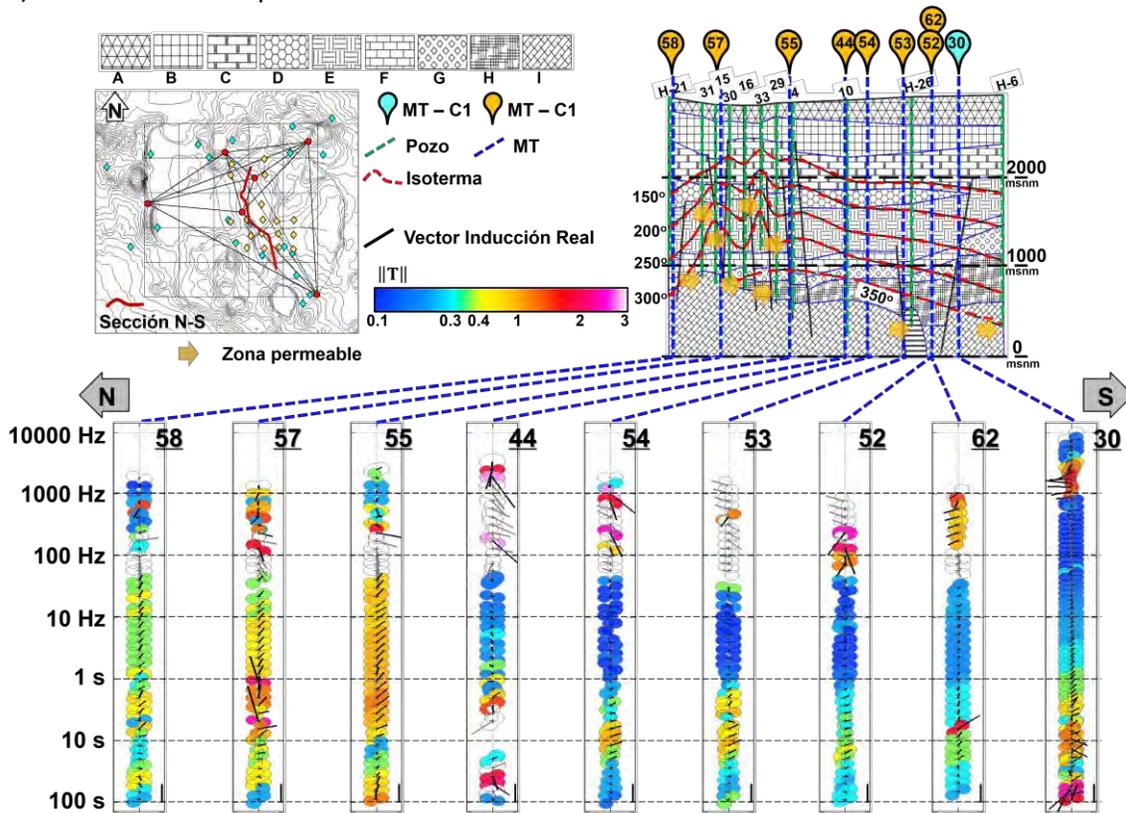


Figura 6.8. Análisis del tipper a lo largo de la sección geológica N-S de [García-Gutiérrez \(2009\)](#); la escala de colores corresponde a la magnitud $\|T\|$ y en líneas negras la dirección del vector de inducción real.

Por otra parte, una más clara diferenciación entre la zona norte y la zona sur de este perfil se aprecia con el tipper, donde $\|T\|$ aumenta de 0.35 a casi 1.2, del sitio LH058 a LH055, para luego decaer abruptamente a valores cercanos a 0.1 en los demás sitios. Los vectores

de inducción real en la zona norte muestran una orientación en la dirección NE de forma general, extendiéndose hasta casi 10 s.

De forma similar al perfil E-W, entre 1 y 31 s se tiene una zona donde $\|T\| \approx 1$ en la zona sur del perfil, y los vectores de inducción apuntan hacia el ENE. Este comportamiento parece extenderse a periodos un poco más cortos hacia el sur. En profundidad, estas variaciones podrían ubicarse entre 2000 y 3000 m de profundidad; considerando la información de los pozos H-26 y H-6 ([Arellano et al., 2003](#); [Izquierdo et al., 2014](#)), a poco más de 2000 m de profundidad se tienen horizontes permeables.

El comportamiento regional mostrado por el tensor de fase se aprecia en este perfil a partir de 3.16 s, donde la elipticidad sigue la misma tendencia que el perfil E-W, y una orientación NE-SW; nuevamente, el ángulo de asimetría es mayor en los sitios al norte ($\beta \approx 3^\circ$), con respecto al sur ($\beta \approx 1.5^\circ$).

La anisotropía eléctrica puede ser indicativo de una perfecta interconexión de fracturas, cercana al umbral de percolación, y es responsable de los mecanismos de conducción en la roca ([Bahr, 1997](#)). Mediciones en laboratorio y en campo sugieren que, aunque a pequeña escala la anisotropía de una roca sea poca, a gran escala la anisotropía es mucho mayor.

El efecto que provoca la presencia de estratos anisótropos al tensor de fase en modelos 1D es que éstos se comportan de forma 2D, orientándose en la dirección de la anisotropía; en la transición con otro medio de diferente anisotropía, el efecto es de tipo 3D ([Marti et al., 2010](#)). Similarmente, cuando circulan fluidos en un sistema geotérmico, la variación observada en el monitoreo del tensor de fase es más evidente en el desajuste en el cálculo de los parámetros de éste ([Peacock et al., 2012](#); [MacFarlane et al., 2014](#)).

VII. CONCLUSIONES

Se empleó la tomografía de ruido sísmico dentro del Complejo Volcánico de Los Humeros, haciendo uso de dos meses de grabación continua en los 6 sensores de banda ancha que conforman la Red Sísmica de Los Humeros. Los registros presentaron problemas de sincronía (los cuales se corrigieron adecuadamente), además de una gran variación temporal y espacial en el nivel espectral del ruido sísmico; al probar y analizar distintas secuencias de procesamiento, se pudo hacer una adecuada reconstrucción de las Funciones de Green.

Los modelos obtenidos de velocidad de grupo para ondas de Rayleigh y ondas de Love alcanzaron profundidad máximas cercanas a 450 m, y son confiables en la parte central del colapso Los Potreros debido a la poca resolución, limitada por el reducido número de estaciones.

Se observó una clara distinción entre las velocidades que se encuentran en la porción centro-norte (400-450 m/s) y centro-sur (600-650 m/s) del colapso Los Potreros, hasta los primeros 200 m de profundidad. A partir de esta profundidad, los valores de V_S se vuelven similares en las cuatro zonas, reflejando posiblemente una transición a un medio más homogéneo.

La anisotropía radial calculada de los modelos de V_{SV} (Rayleigh) y V_{SH} (Love) muestra que en las cuatro celdas analizadas, entre 75 y 200 m de profundidad, hay una región donde la propagación horizontal de las ondas de corte es superior a la vertical ($\xi > 1$). Este tipo de observaciones podría deberse a una importante estratificación horizontal, posiblemente relacionada estratos vulcano-sedimentarios en las últimas etapas de la formación de la caldera de Los Humeros.

[Portugal et al. \(2002\)](#) indican que la parte centro-norte del colapso Los Potreros (pozos H-16 y H-33) muestra ser apta para contener acuíferos en los estratos permeables de pumita, basalto y andesitas; con base en esto, los valores bajos de V_S podrían deberse a la presencia de infiltración de agua pluvial.

Del análisis de los parámetros magnetotelúricos se observó un comportamiento 1D para frecuencias entre 10000 y 10 Hz, con algunos sitios en la porción centro-norte (siguiendo la traza de la falla Los Humeros) donde el tensor de fase y el tipper indican una orientación preferencial de conductividad en la dirección NNE, y otros más en la parte central donde la respuesta del tipper muestra fuertes heterogeneidades.

A periodos más largos (1 a 31 s), de forma general se observa la presencia de una zona heterogénea en la respuesta del tipper en la porción centro y centro-este del colapso Los Potreros, con una orientación de los vectores de inducción real en la dirección ENE. Esta zona anómala podría estar relacionada con estratos altamente fracturados, y donde se tiene presencia de ascenso de fluidos a profundidades cercanas a 2000 m ([Palacios-Hartweg y García-Velázquez, 1981](#); [Izquierdo et al., 2014](#)).

Si bien el tensor de fase no es sensible a la anisotropía, el uso del tipper para observar la dirección de la conductividad preferencial, junto con la deflexión de los vectores de inducción, podría usarse como posible indicador de zonas con flujo de fluidos hidrotermales de características eléctricamente conductivas, e incluso, con presencia de anisotropía ([Martí et al., 2014](#)).

Para periodos más largos (10 a 100 s), la respuesta del tensor de fase se vuelve homogénea en todo el CVLH, reflejando el comportamiento regional de la zona en la orientación de los diagramas del tensor de fase en la dirección NE-SW.

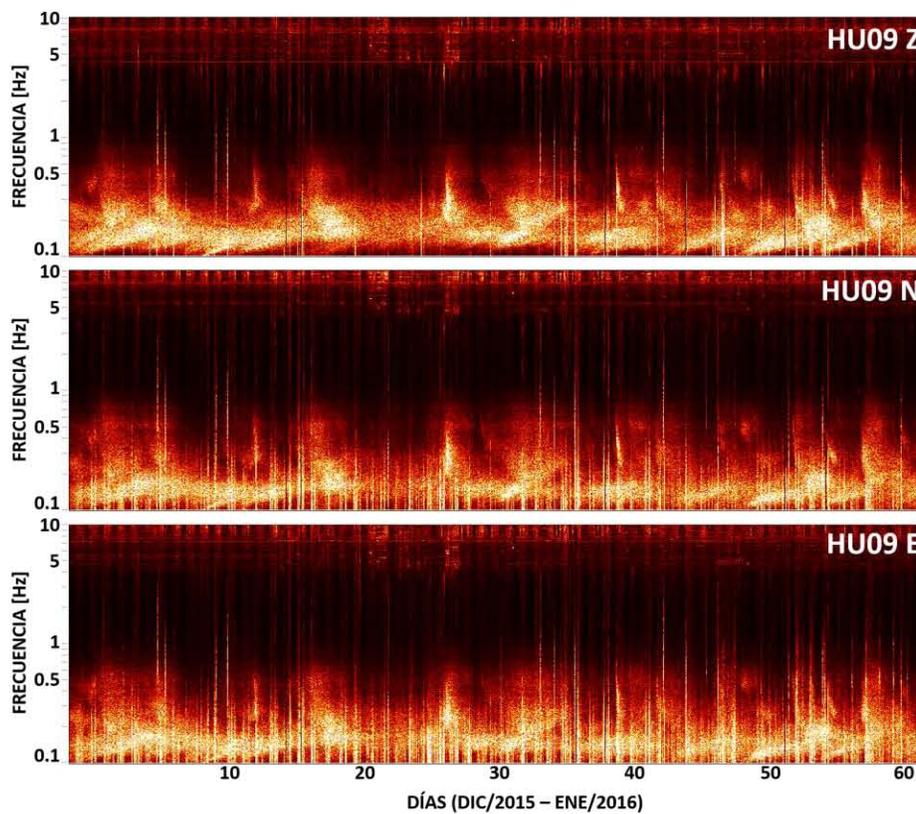
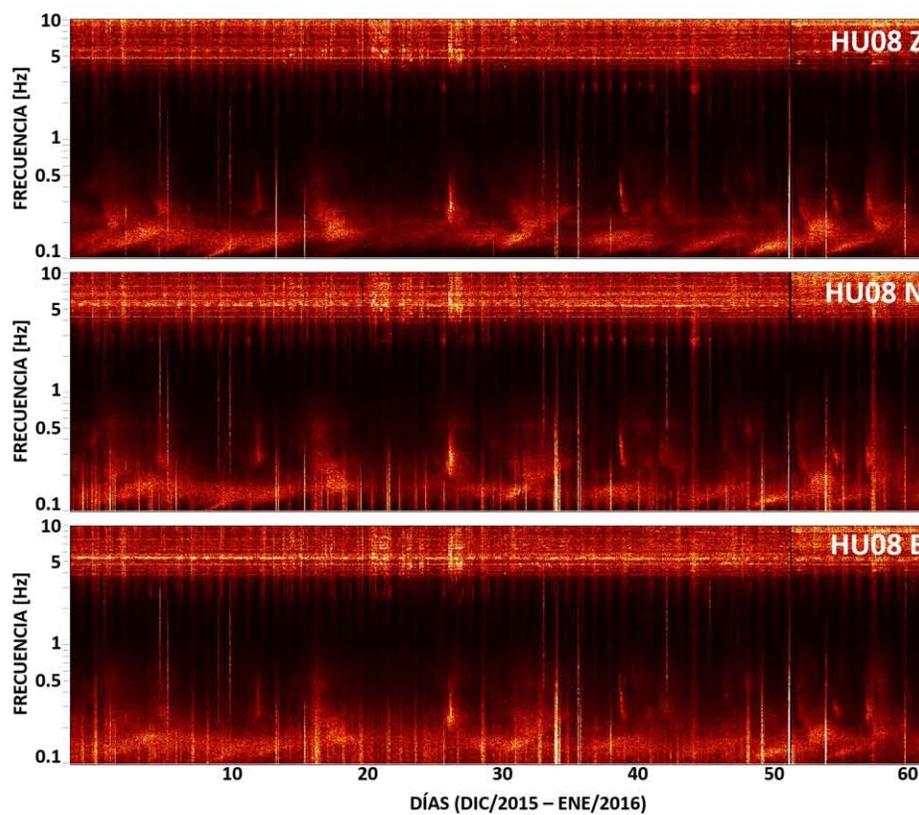
De forma conjunta algunas de las características observadas en ambas metodologías muestran algunas coincidencias: en la celda SW, donde $\xi \approx 1$ y la elipticidad era casi 0 y $\beta \approx 0^\circ$, reflejan un comportamiento homogéneo del subsuelo; en la celda SE, donde se tiene $\xi > 1.5$ a 150 y 350 m de profundidad, el sitio LH055 muestra $\beta > 3^\circ$ y $\|T\| \approx 0.5$ al norte de la celda (cerca de donde se encuentran algunos pozos), y valores de $\beta < 2^\circ$ y $\|T\| < 0.25$ al sur de la celda, donde el medio es más homogéneo. Los elevados valores de ξ a estas profundidades sugieren que el medio presenta una estratificación horizontal predominante.

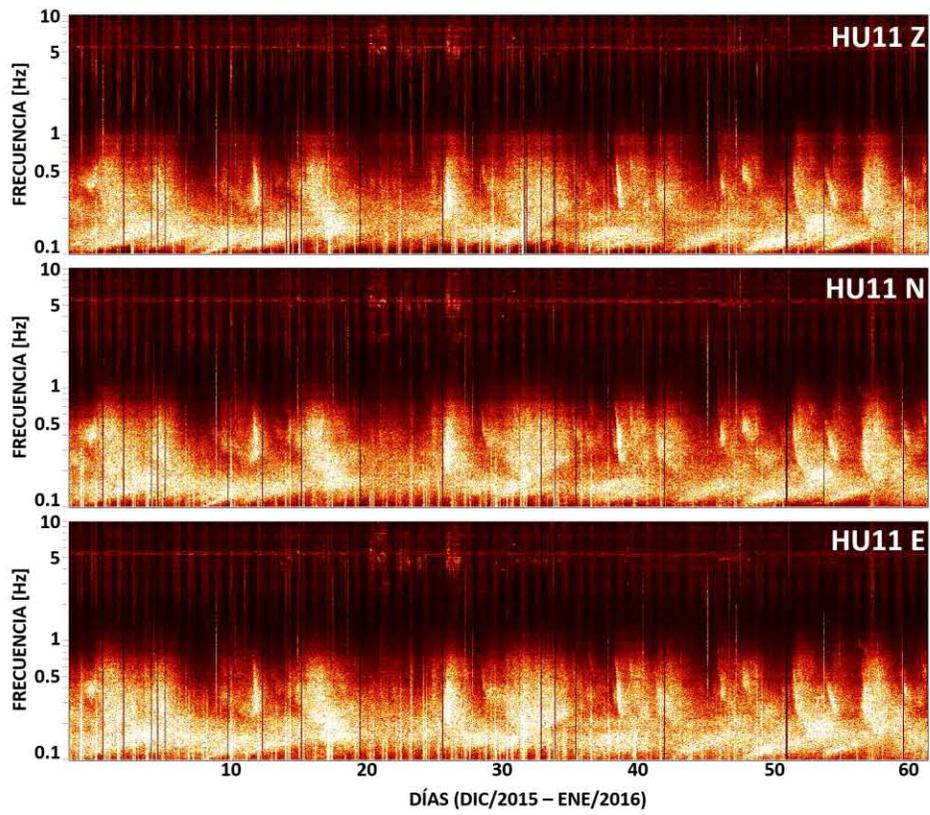
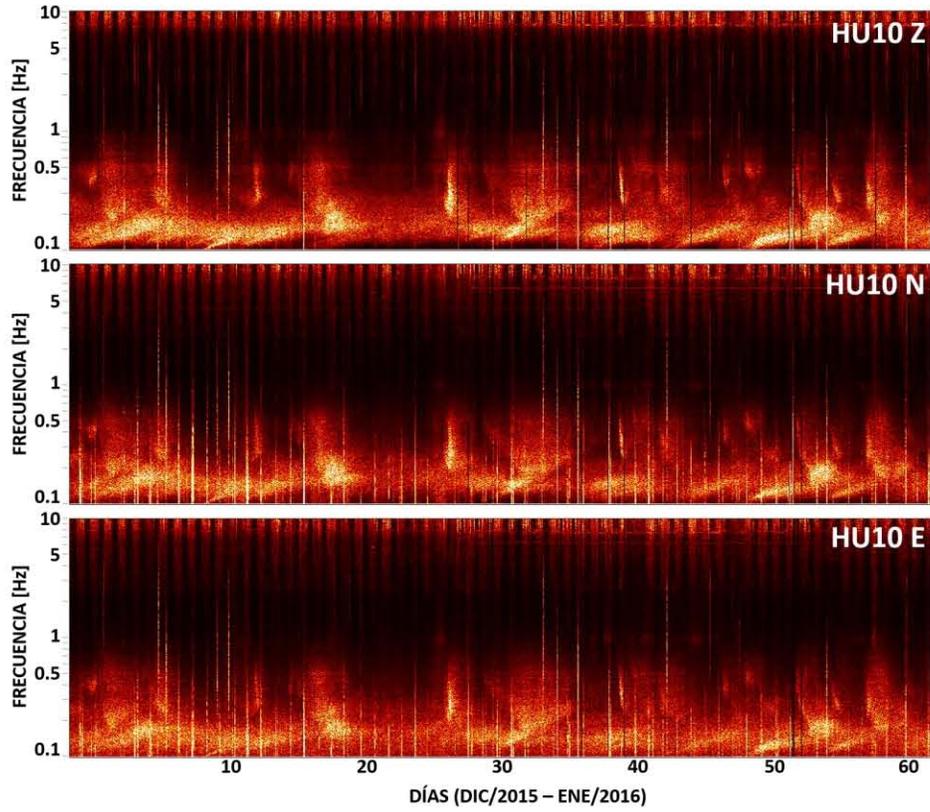
Debido a que en el área comprendida por una celda de la tomografía (3.24 km²) se encontraron varios sitios MT, no fue posible determinar con mayor detalle si existe alguna respuesta conjunta que brinde la información necesaria para la identificación de zonas con presencia de fluidos hidrotermales.

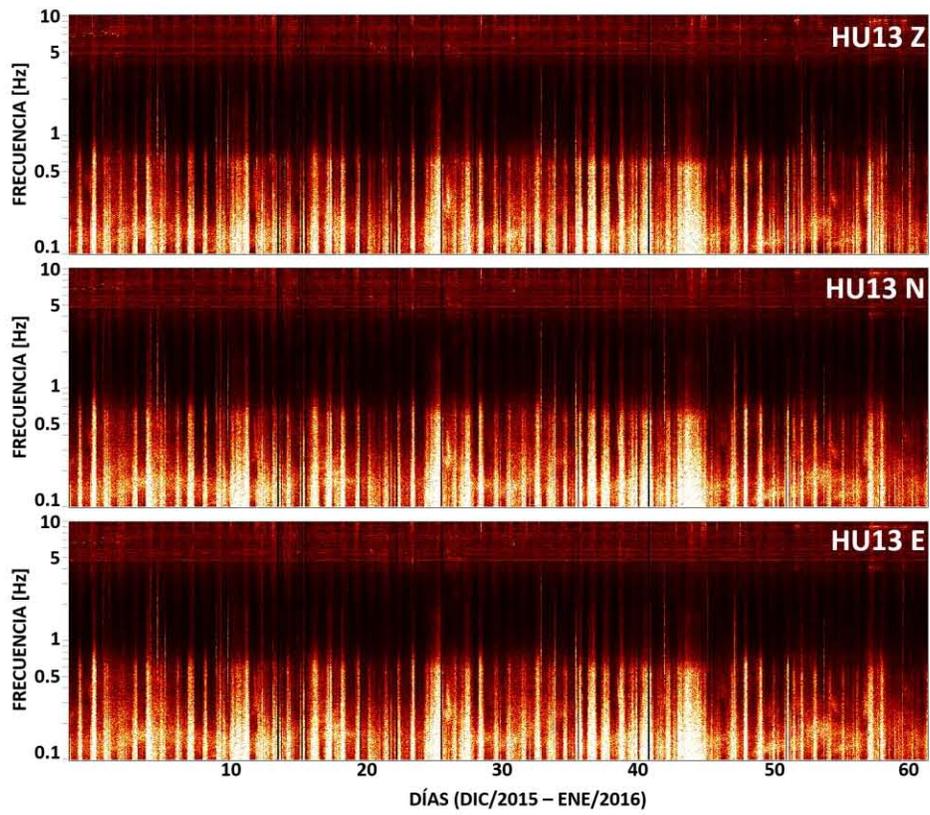
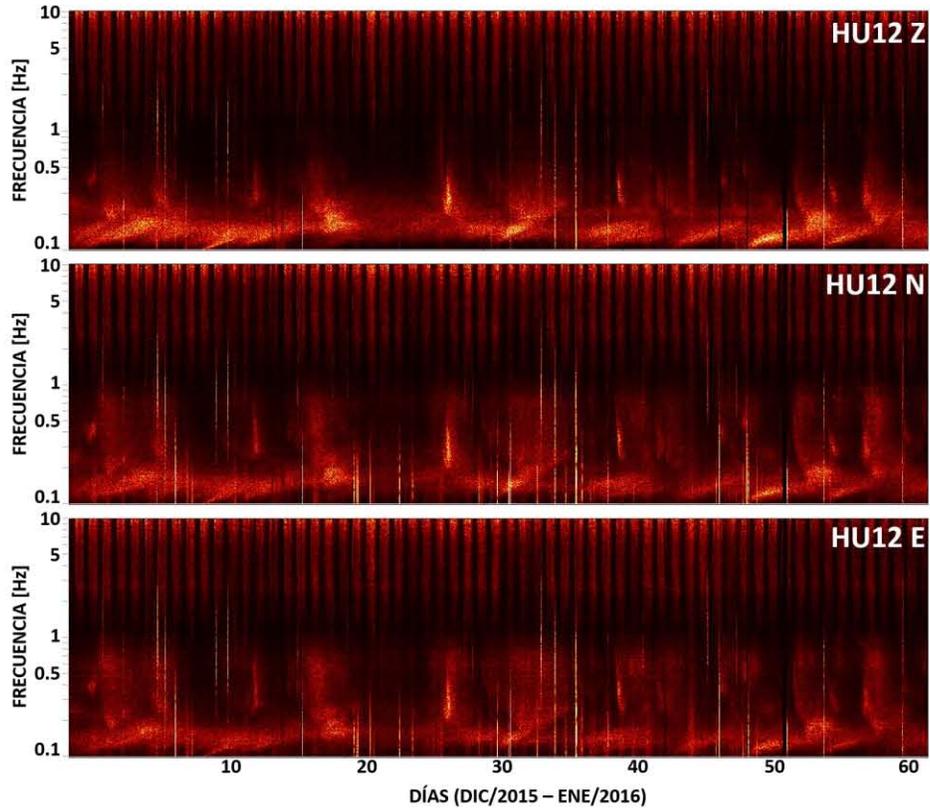
Las limitaciones principales para una integración exitosa se debieron principalmente a la baja resolución de la tomografía de ruido sísmico, y por consiguiente, poca profundidad de exploración en los modelos de velocidad. Para estos órdenes de profundidad, la respuesta magnetotelúrica se encuentra en los periodos más cortos, y es aquí donde se ve más afectada por la presencia de ruido que limita la resolución de los parámetros estimados.

Se espera que la disponibilidad de una mayor cantidad de estaciones sísmicas, así como de sitios magnetotelúricos, brinde la resolución necesaria para que, ya sea de forma individual o conjunta, se puedan encontrar los indicadores que permitan la identificación de zonas dentro del sistema geotérmico con presencia de fluidos hidrotermales. Esto, corroborando con la información hidrogeológica, geoquímica e información de pozos con la que se cuente.

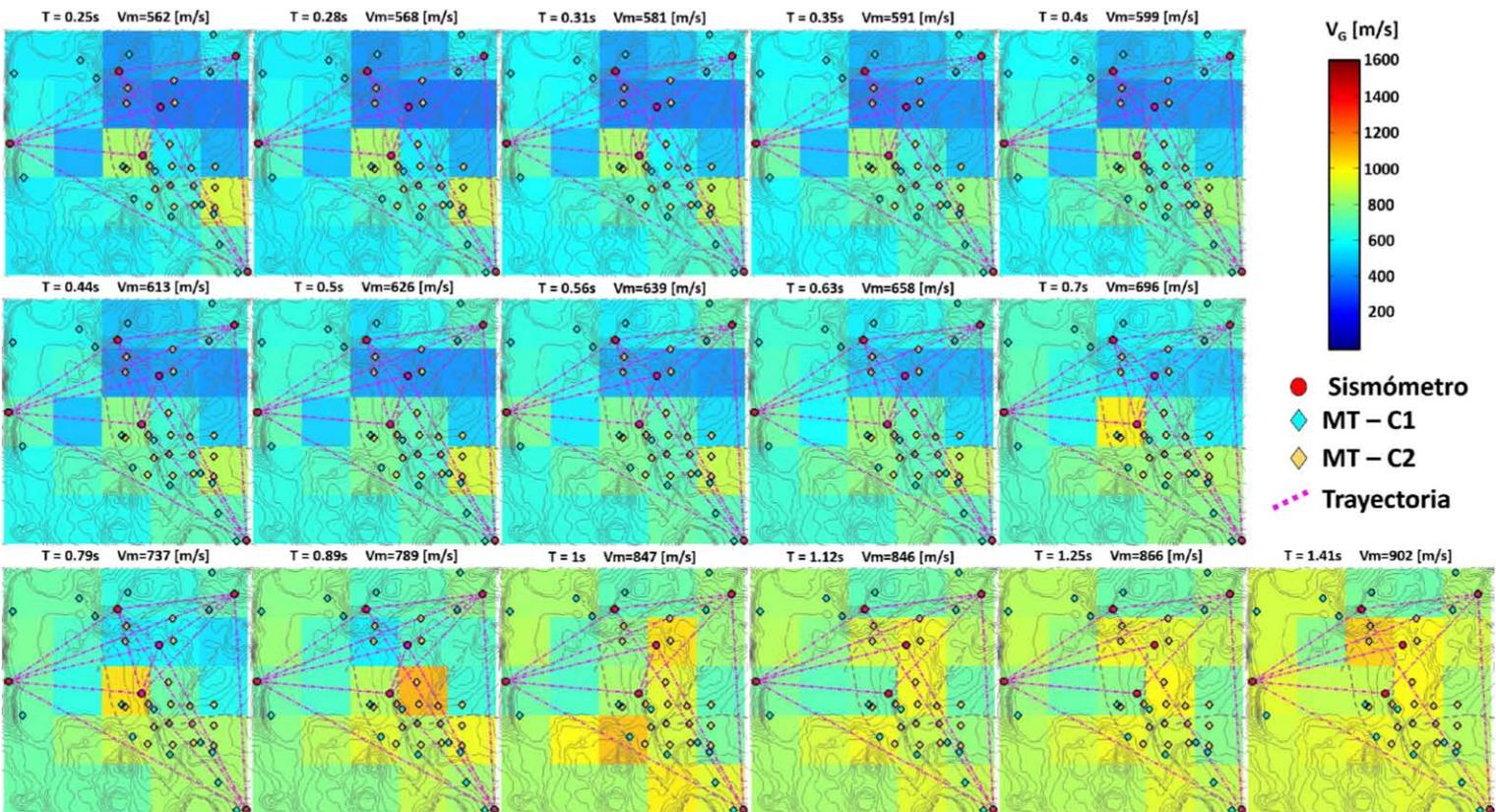
ANEXO 1. Espectrogramas de la Red Sísmica de Los Humeros

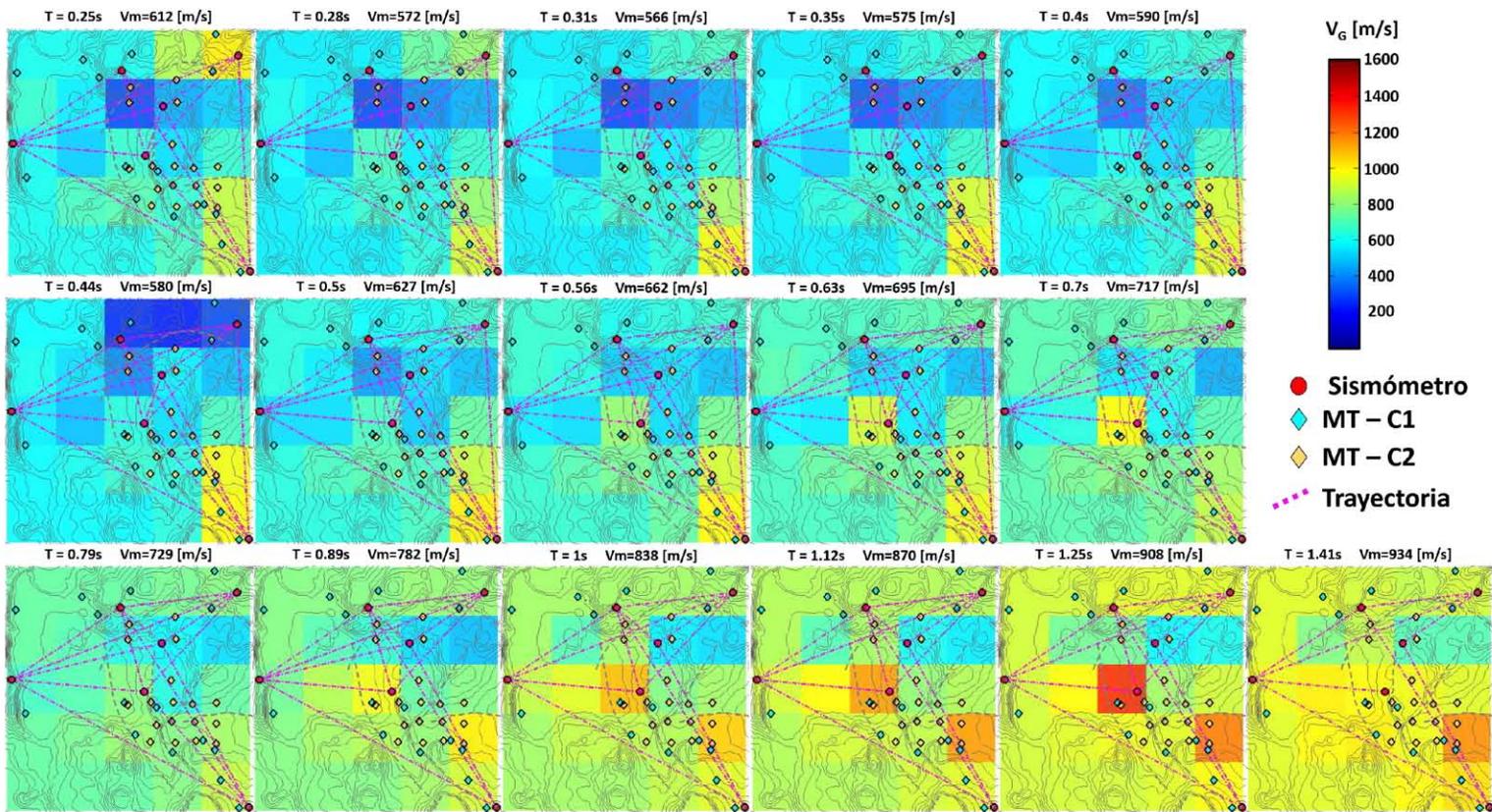


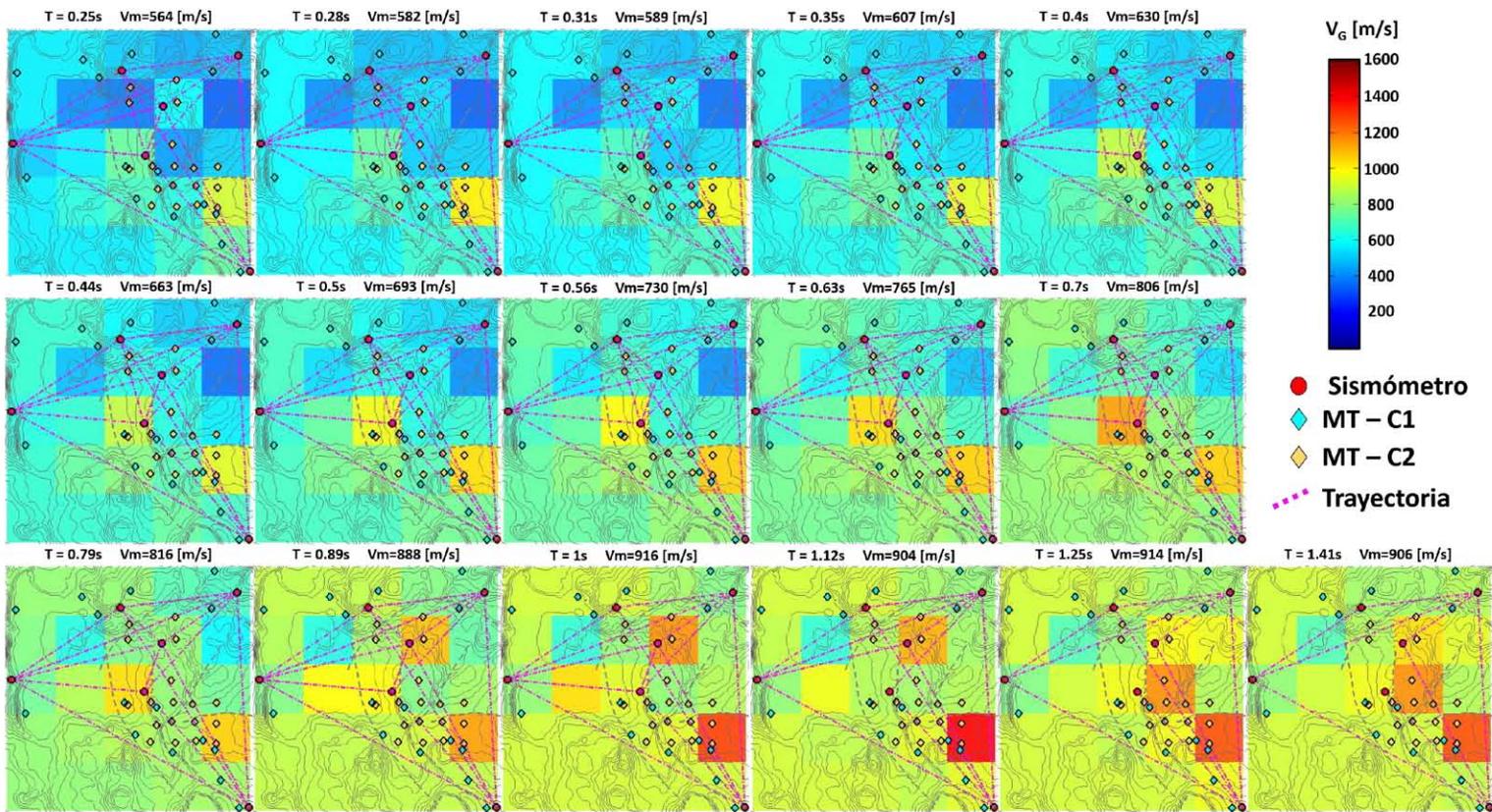




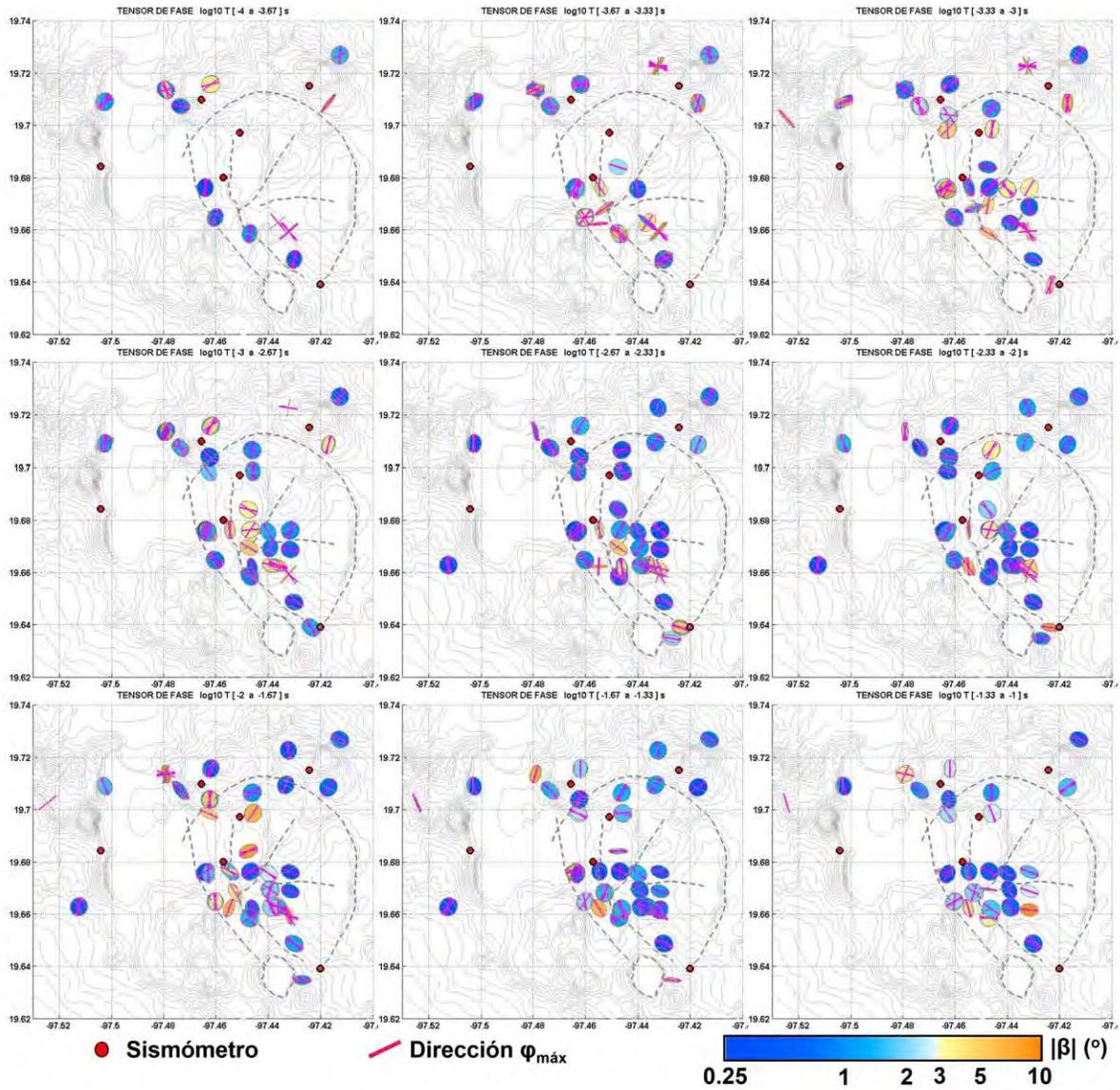
ANEXO 2. Tomogramas para las componentes Z, R y T, entre 0.25 y 1.41 s.

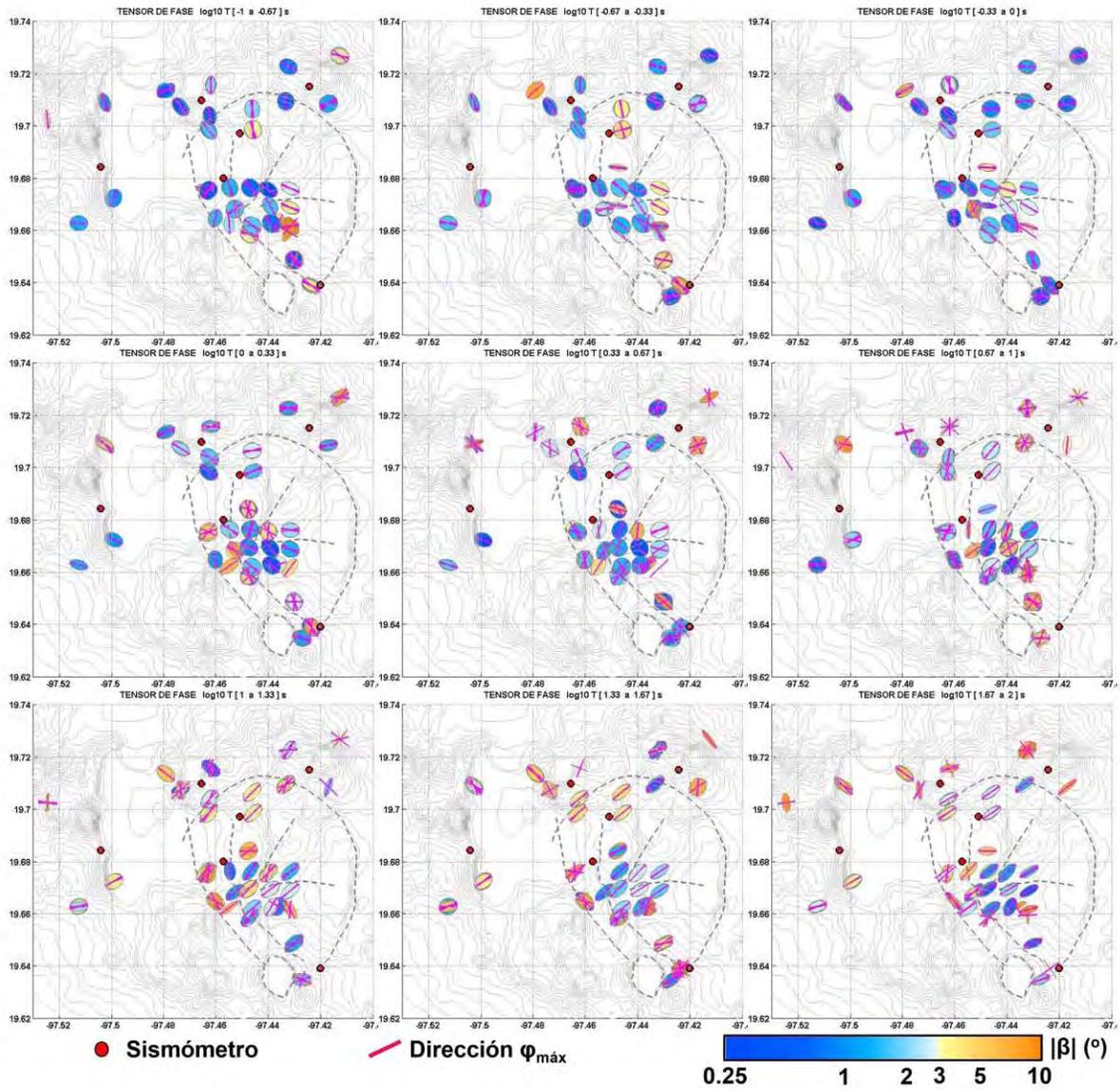




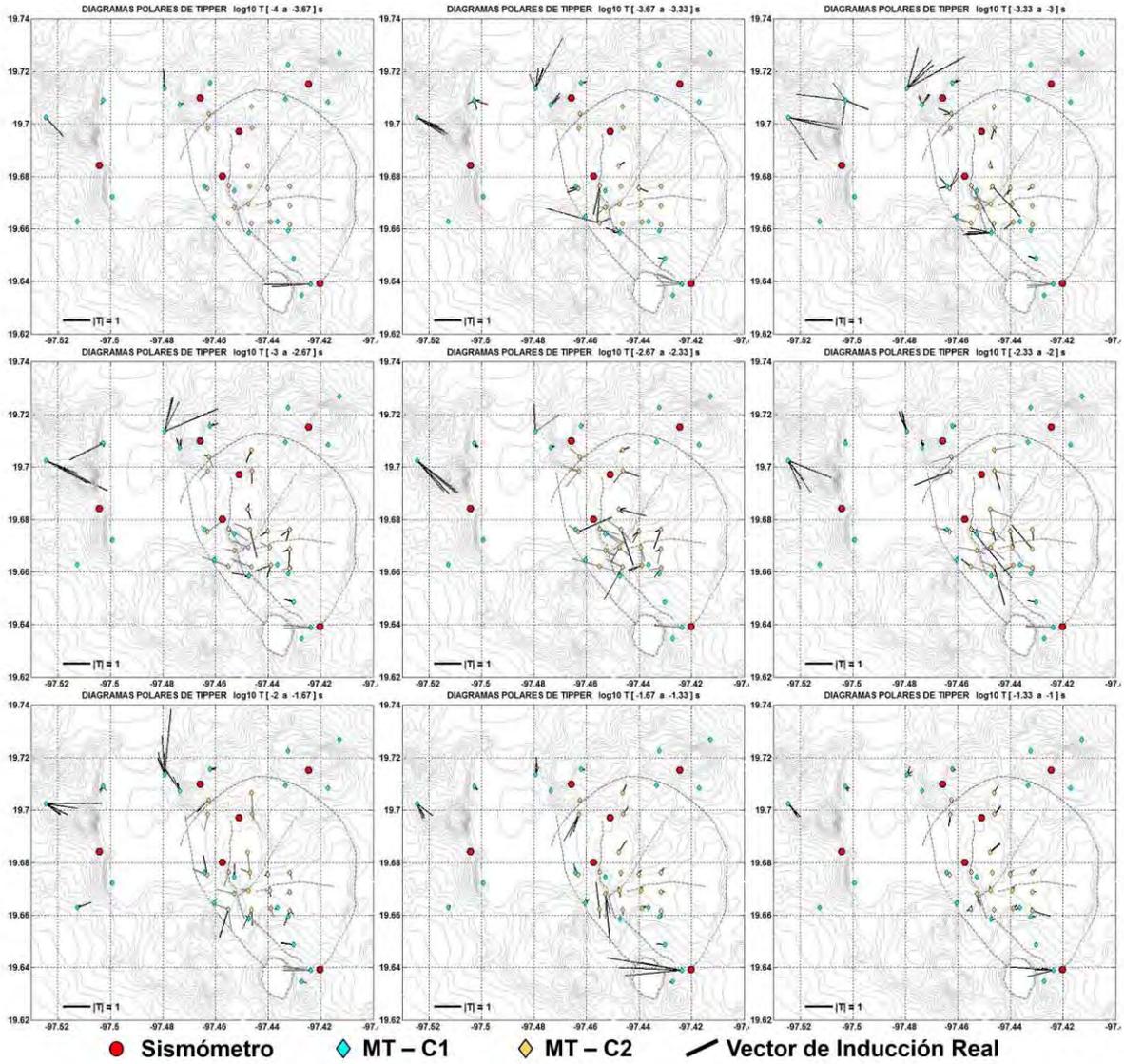


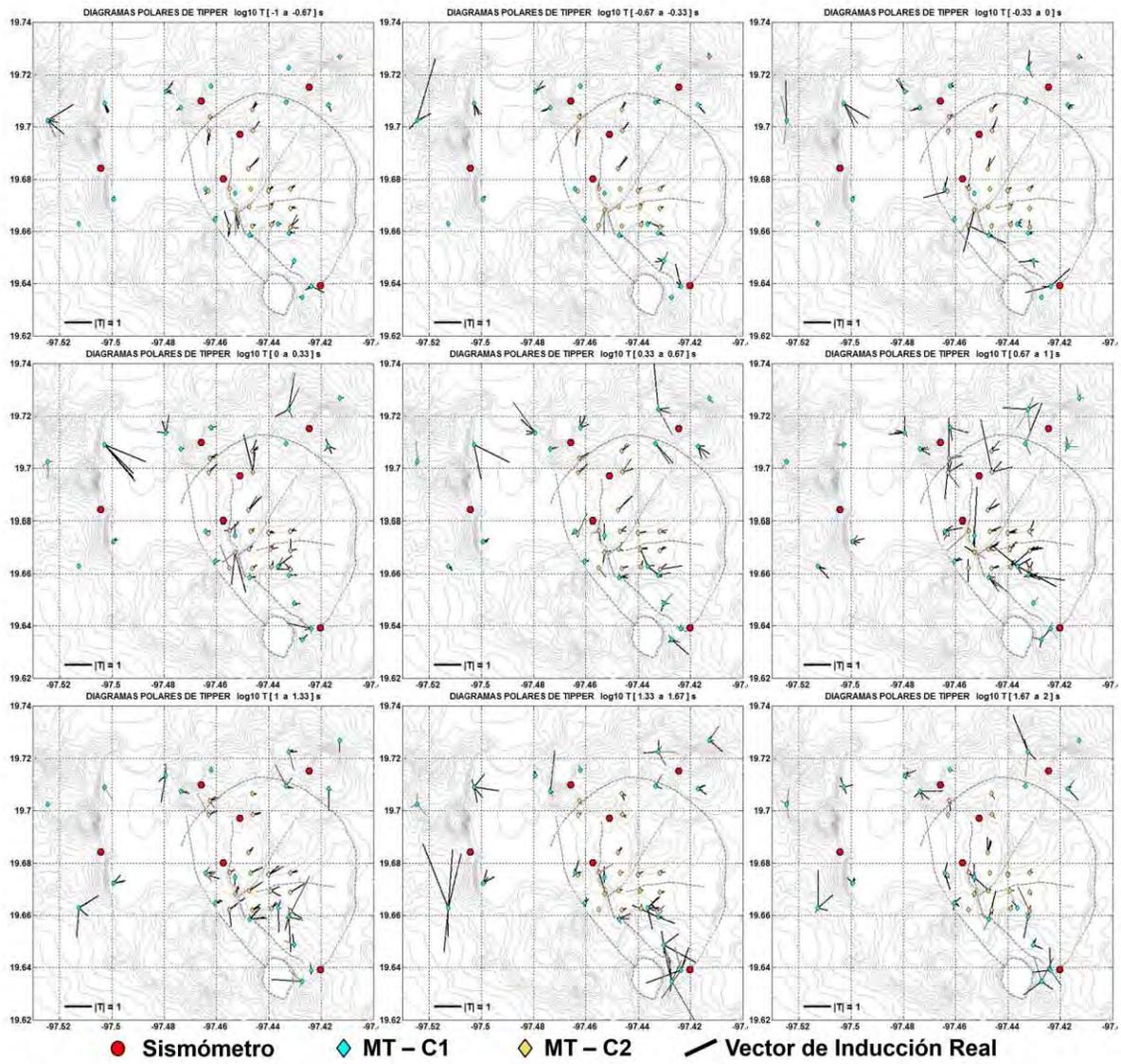
ANEXO 3. Mapas del Tensor de Fase, entre 10^{-4} y 10^2 s.



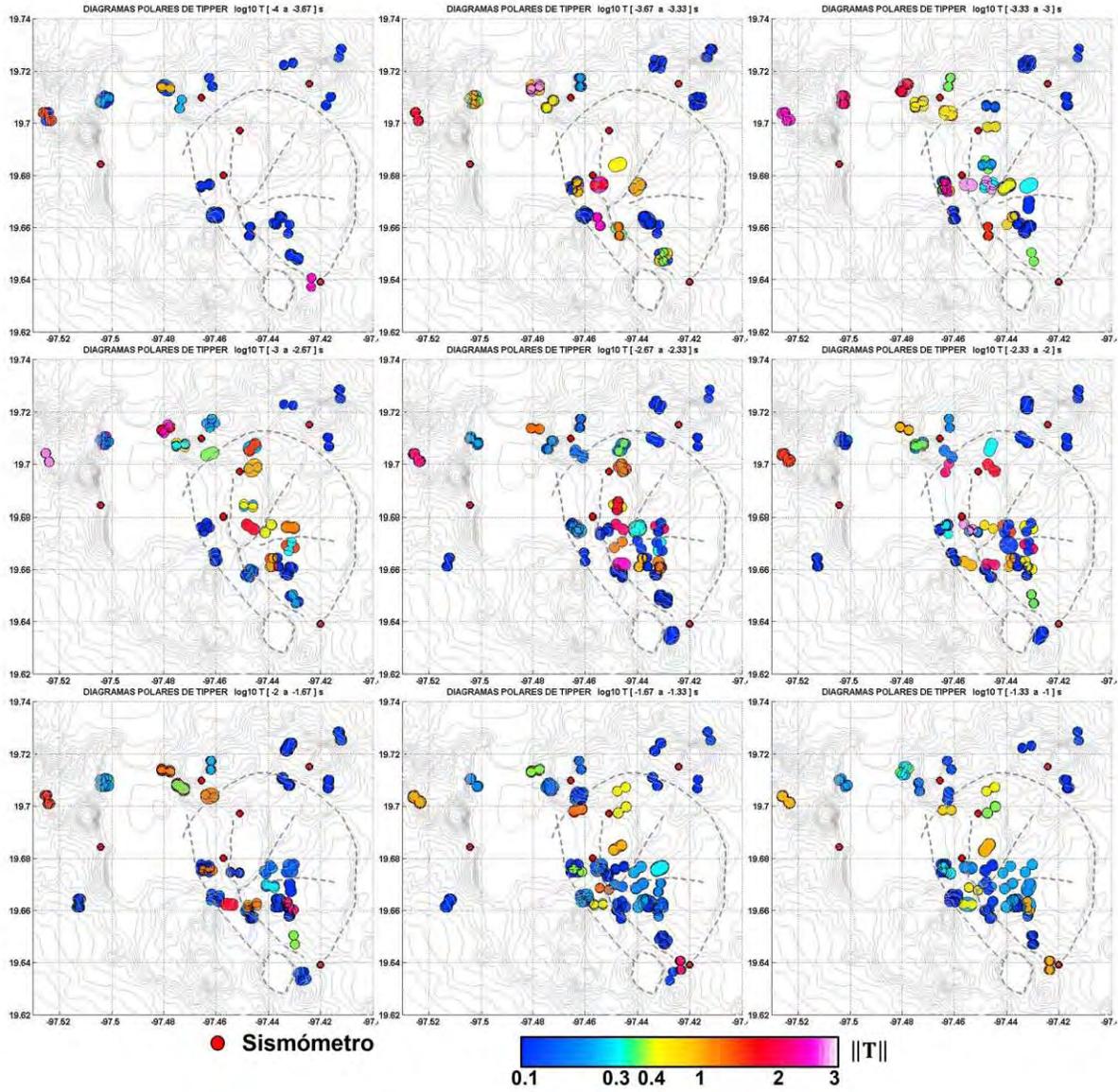


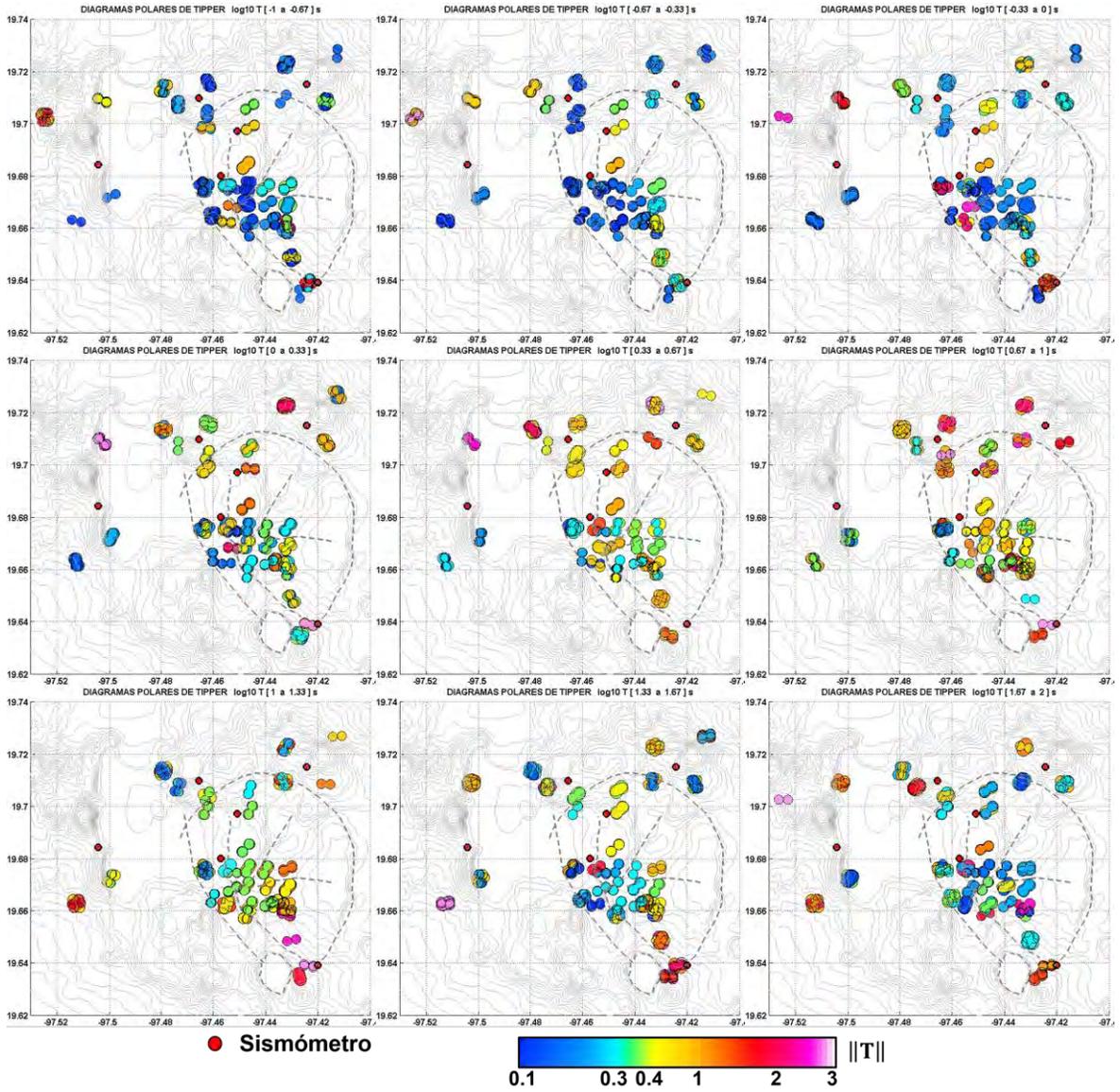
ANEXO 4. Mapas del Vector de Inducción Real, entre 10^{-4} y 10^2 s.





ANEXO 5. Mapas de la magnitud de Tipper, entre 10^{-4} y 10^2 s.





BIBLIOGRAFÍA

- [1] AKI, Keiiti, 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. Bulletin Earthquake Research Institute 35, 415-456.
- [2] ÁLVAREZ, Román, 1978. Telluric, Self-potential, and Surface temperature profiles on Los Humeros Caldera. Geofísica Internacional 17, No. 4, 445-460.
- [3] ANTAYHUA-VERA, Yanet Teresa, 2007. Sismicidad en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla (1997-2004), su relación con los pozos y la tectónica actual. Tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra, UNAM.
- [4] ARAGÓN-AGUILAR, Alfonso, IZQUIERDO-MONTALVO, Georgina y ARELLANO-GÓMEZ, Víctor, 2012. Analysis about low performance in some zones of Los Humeros, México, Geothermal field. Geothermal Resource Council Transactions, Vol. 36.
- [5] ARAGÓN-AGUILAR, Alfonso, IZQUIERDO-MONTALVO, Georgina, LÓPEZ-BLANCO, Siomara y ARELLANO-GÓMEZ, Víctor, 2017. Analysis of heterogeneous characteristics in a geothermal area with low permeability and high temperature. Geoscience Frontiers 8, 1039-1050..
- [6] ARAGÓN, Alfonso y PIZANO, Arturo, 2000. Distribución inicial de presión y temperatura del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. Boletín Instituto de Investigaciones Eléctricas, Julio - Agosto.
- [7] ARELLANO, V. M., GARCÍA, A., BARRAGÁN, R. M., IZQUIERDO, G., ARAGÓN, A., y PIZANO, Arturo, 2000. Distribución inicial de presión y temperatura del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. Boletín del Instituto de Investigaciones Eléctricas, Julio-Agosto del 2000, 169-177.
- [8] ARELLANO, V. M., GARCÍA, A., BARRAGÁN, R. M., IZQUIERDO, G., ARAGÓN, A., y NIEVA D., 2003. An updated conceptual model of the Los Humeros geothermal reservoir (México). Journal of Volcanology and Geothermal Research 124, 67 – 88.
- [9] ARZATE, Jorge, CORBO-CAMARGO, Fernando, CARRASCO, Gerardo, y HERNÁNDEZ, Javier, 2018. *The Los Humeros (México) geothermal field model deduced from new geophysical and geological data*. Geothermics 71, 200-211.
- [10] BAHR, Karsten, 1997. Electrical anisotropy and conductivity distribution functions of fractal random networks and of the crust: the scale effect of connectivity. Geophysical Journal International, 130, 649-660.
- [11] BARMIN, M. P., RITZWOLLER, M. H. y LEVSHIN, A. L., 2001. A fast and reliable method for Surface wave tomography. Pure and Applied Geophysics 158, 1351-1375.
- [12] BENSEN, G. D., RITZWOLLER, M. H., BARMIN, M. P., LEVSHIN, A. L., LIN, F., MOSCHETTI, M. P., SHAPIRO, N. M. y YANG, Y., 2007. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. Geophysical Journal International 169, 1239-1260.
- [12] BENSEN, G. D., RITZWOLLER, M. H. y SHAPIRO, N. M., 2008. Broadband ambient noise Surface wave tomography across the United States. Journal of Geophysical Research 113.
- [13] BERDICHEVSKY, Mark N., 1999. Marginal notes on magnetotellurics. Surveys in Geophysics 20: 341-375.
- [14] BERDICHEVSKY, Mark N. y DMITRIEV, Vladimir I., 2010. Magnetotellurics in the context of the theory of ill-posed problems. Investigations in Geophysics, Vol. 11, SEG.
- [15] BONNEFOY-CLAUDET, S., COTTON, F. y BARD, Pierre-Yves, 2006. The nature of noise wavefield and its application for site effect studies. A literatura review. Earth Science Reviews.
- [16] BOOKER, John R., 2014. The magnetotelluric Phase tensor: A critical review. Surveys in Geophysics, 35, 7-40.

- [17] BRENGUIER, Florent, SHAPIRO, N. M., CAMPILLO, M., NERCESSIAN, A. y FERRAZZINI, V., 2007. 3-D surface wave tomography of the Piton de la Fournaise volcano using seismic noise correlations. *Geophysical Research Letters* 34.
- [18] BROCHER, Thomas M., 2005. Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's Crust. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 95, No. 6, 2081-2092.
- [19] CAGNIARD, Louis, 1953. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting.
- [20] CALDWELL, T. G., BIBBY, Hugh M. y BROWN, Colin, 2004. The magnetotelluric phase tensor. *Geophysics Journal International* 158, 457-469.
- [21] CALÒ, Marco, KINNAERT, Xavier y DORBATH, Catherine, 2013. Procedure to construct three-dimensional models of geothermal areas using seismic noise cross-correlations: application to the Soultz-sous-Forêt enhanced geothermal site. *Geophysical Journal International* 194.
- [22] CAMPILLO, Michel y PAUL, Anne, 2003. Long-range correlations in the diffuse seismic coda. *Science* 299, 547-549.
- [23] CAMPILLO, Michel, 2006. Phase and correlation in "random" seismic fields and the reconstruction of the Green Function. *Pure and Applied Geophysics* 163, 475-502.
- [24] CAMPOS-ENRIQUEZ, José Oscar, y GARDUÑO-MONROY, Victor Hugo, 1987. The shallow structure of Los Humeros and Las Derrumbadas geothermal fields, Mexico. *Geothermics* 16, No. 5/6.
- [25] CAMPOS-ENRIQUEZ, José Oscar, y ARREDONDO-FRAGOSO, J. J., 1992. Gravity study of Los Humeros caldera complex, Mexico: Structure and associated geothermal system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 49, 69-90.
- [26] CAPON, J., 1969. *High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis*. *Proc. IEEE*, 57, 1408-1418.
- [27] CARRASCO-NÚÑEZ, G., LÓPEZ-MARTÍNEZ, M., HERNÁNDEZ, J., y VARGAS, V., 2017. Subsurface stratigraphy and its correlation with the surficial geology at Los Humeros geothermal field, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geothermics* 67, 1 – 17.
- [28] CEDILLO-RODRÍGUEZ, Fidel, 2000. Hydrogeologic model of the geothermal reservoir from Los Humeros, Puebla, México. *Geothermal Resource Council Transactions*, Vol. 24.
- [29] CHAVE, A. D. y THOMSON, D. J., 2003. A bounded influence regression estimator based on the statistics of the hat matrix. *J. Roy. Stat. Soc., Series C (Appl. Statist.)*, 52, 307-322.
- [30] CLAUERBOUT, Jon F., 1968. Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response. *Geophysics* 33, No. 2, 264-269.8
- [31] CRAMPIN, Stuart 1985. Evaluation of anisotropy by shear-wave splitting. *Geophysics* 50, No. 1, 142-152.
- [32] CRAMPIN, Stuart y GAO, Yuan, 2006. A review of techniques for measuring shear-wave splitting above small earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 159.
- [33] DENOLLE, Marine A., DUNHAM, Eric M., y BEROZA, Gregory C., 2012. *Solving the surface-wave eigenproblem with Chebyshev spectral collocation*. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 102, No. 3, 1214-1223.
- [34] DMITRIEV, Vladimir I. y BERDICHEVSKY, Mark N., 1979. The fundamental model of magnetotelluric sounding. *Proceeding of the IEEE*, Vol. 67 No. 7.
- [35] DOUZE, E. J., 1967. Short-period seismic noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 57, 1, 55-81.
- [36] DZIEWONSKI, A., BLOCH, S., y LANDISMAN, M., 1969. A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 59, No. 1, 427 – 444.

- [37] ELKIBBI, Maya y RIAL, J. A., 2005. The Geysers geothermal field: results from shear-wave splitting analysis in a fractured reservoir. *Geophysics Journal International* 162, 1024-1035.
- [38] FERRIZ, Horacio y MAHOOD, Gail A., 1984. Eruption rates and compositional trends at Los Humeros Volcanic Center, Puebla, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, No. B10, 8511-8524.
- [39] FLORES-LUNA, Carlos, ÁLVAREZ-BÉJAR, Román, SINGH, K. S., y URRUTIA-FUCUGAUCHI, Jaime, 1978. Aeromagnetic survey of Los Humeros Caldera, México. *Geofísica Internacional* 17, No. 4, 415-428.
- [40] GARCÍA-GUTIÉRREZ, Alfonso, 2009. Estado térmico inicial del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México. *Geotermia*, Vol. 22, No. 1, pp. 59-70.
- [41] GOLDBERG, S. y ROTSTEIN Y., 1982. A simple form of presentation of magnetotelluric data using the Bostick Transform. *Geophysical Prospecting*, 30, 211-216.
- [42] GONZÁLEZ-PARTIDA, Eduardo, BARRAGÁN-REYES, Rosa María, y VÁZQUEZ-ESCOBEDO, Rosario, 1992. Distribución y condiciones de formación de los minerales de arcilla en un campo geotérmico – El caso de Los Humeros, Estado de Puebla. *Revista del Instituto de Geología UNAM*, Vol. 10, No. 1, 47-53.
- [43] GONZÁLEZ-PARTIDA, Eduardo, BARRAGÁN-REYES, Rosa María, y NIEGA-G, D., 1993. Análisis geoquímica-isotópico de las especies carbónicas del fluido geotérmico de Los Humeros, Puebla, México. *Geofísica Internacional* 32, No. 2, 299-309.
- [44] GONZÁLEZ-PARTIDA, Eduardo, TELLO-HINOJOSA, Enrique, y PAL-VERMA, Mahendra, 2001. Interacción agua geotérmica-manantiales en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México. *Ingeniería Hidráulica en México*, vol. XVI, No. 2, 185-194.
- [45] GRANADOS-CHAVARRÍA, Iván, CALÒ, Marco, y RAMOS-AVILA, Valente, 2018. NOISY DISPERSION CURVE PICKING (NDCP): a Matlab package for a fully controlled seismic surface wave picking. *Sometido a Computer and Geosciences*.
- [46] GROOM, Ross W. y BAILEY, Richard C., 1989. Decomposition of Magnetotelluric impedance tensor in the presence of local three-dimensional galvanic distortion. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 94, No. 82, 1913-1925.
- [47] GUNG, Yuacheng, PANNING, Mark y ROMANOWICZ, Barbara, 2003. Global anisotropy and the thickness of continents. *Nature*. Vol. 422, 707-711.
- [48] HANEY, Matthew M., y TSAI, Victor C., 2017. Perturbational and nonperturbational inversion of Rayleigh-wave velocities. *Geophysics*, Vol. 82, No. 3, F15 – F28.
- [49] HANNEMANN, Katrin, KRÜGER, Frank y DAHM, Torsten, 2014. Measuring of clock drifts rates and static time offsets of ocean bottom stations by means of ambient noise. *Geophysical Journal International* 196.
- [50] HANSEN, Matt. 2004. *Mawwell's Equations*.
- [51] HILLERS, G., BEN-ZION, Y., CAMPILLO, M. y ZIGONE, D., 2015. Seasonal variations of seismic velocities in the San Jacinto fault area observed with ambient seismic noise. *Geophysical Journal International* 202, 920-932.
- [52] HIRIART LE BERT, Gerardo, GUTIÉRREZ-NEGRIN, Luis C. A., QUIJANO-LEÓN, J. Luis, ORNELAS-CELIS, Armando, ESPÍNDOLA, Salvador, y HERNÁNDEZ, Isaías, 2011. Evaluación de la Energía Geotérmica en México. Informe para el Banco Interamericano de Desarrollo y la Comisión Reguladora de Energía. México, 2011.
- [53] IZQUIERDO-MONTALVO, Georgina, ARAGÓN-AGUILAR, Alfonso, GÓMEZ-MENDOZA, F. Rafael, y LÓPEZ-BLANCO, Siomara, 2014. Evidencia mineralógica del efecto de fluidos ácidos sobre las rocas del yacimiento del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. *Geotermia*, Vol. 27, No. 1, 3 – 11.
- [54] LAY, Thorne y WALLACE, Terry C., 1995. *Modern global seismology*. Academic Press, E. U. A.

- [55] LACOSS, R. T., KELLY, E. J. y TOKSÖZ, M. N., 1969. *Estimation of seismic noise structure using arrays*. Geophysics, 34, 21-38.
- [56] LEHUJEUR, Maximilien, VERGNE, Jérôme, SCHMITTBUHL, Jean y MAGGI, Alessia, 2015. Characterization of ambient noise near a deep geothermal reservoir and implications for interferometric methods: a case study in northern Alsace, France. Geothermal Energy 3.
- [57] LERMO-SAMANIEGO, Javier F., ANTAYHUA-VERA, Yanet T., QUINTANAR, Luis, y LORENZO, Cecilia, 2008. Estudio sismológico del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México. Parte I: Sismicidad, mecanismos de fuente y distribución de esfuerzos. Geotermia, Vol. 21, No. 1, 25 – 41.
- [58] LOU, Min y RIAL, J. A., 1997. Characterization of geothermal reservoir crack patterns using shear-wave splitting. Geophysics 62, No. 2, 487-494.
- [59] MacFARLANE, Jake, THIEL, Stephan, PEK, Josef, PEACOCK, Jared, y HEINSON, Graham, 2014. Characterisation of induced fracture networks within an enhanced geothermal system using anisotropic electromagnetic modelling. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 288, 1-7.
- [60] MADDEN, T. y NELSON P., 1963. A defense of Cagniard's Magnetotelluric method. SEG, 1986.
- [61] MARCUELLO, A., QUERALT, P. y LEDO, J., 2005. Applications of dispersion relations to the geomagnetic transfer function. Physics of the Earth and Planetary interiors 150, 85-91.
- [62] MARTI, Anna, 2006. A Magnetotelluric investigations of geoelectrical dimensionality and study of the Central Betic crustal structure. Ph.D. Thesis, Universidad de Barcelona, España.
- [63] MARTI, A., QUERALT, P. y LEDO, J., 2009. WALDIM: A code for the dimensionality analysis of magnetotelluric data using the rotational invariants of the magnetotelluric method. Computer and Geosciences 35, 2295-2303.
- [64] MARTI, A., QUERALT, P., LEDO, J. y FARQUHARSON, C., 2010. Dimensionality imprint of electrical anisotropy in magnetotelluric responses. Physics of the Earth and Planetary interiors 182, 139-151.
- [65] MARTI, Anna, 2014. The role of electrical anisotropy in magnetotelluric responses: from modelling and dimensionality analysis to inversion and interpretation. Surveys in Geophysics, 35, 179-218.
- [66] MENA, M. y GONZÁLEZ-MORÁN, T., 1978. Regional gravity of Los Humeros volcanic area. Geofísica Internacional 17, No. 4, 429-443.
- [67] MUKSIN, Umar, BAUER, Klaus, y HABERLAND, Christian, 2013. Seismic Vp and Vp/Vs structure of the geothermal area around Tarutung (North Sumatra, Indonesia) derived from local earthquake tomography. Journal of Volcanology and Geothermal research, 260, 27-42.
- [68] NAKAMURA, Yutaka, 1989. *A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface*. Quarterly report of railway technical research institute, Vol. 30, No. 1, 25 – 33.
- [69] NABIGHIAN, Misac N., 1989. Electromagnetic methods in applied geophysics, Vol. 1 Theory. Investigations in Geophysics, No. 3, SEG.
- [70] OKADA, Hiroshi, 2003. The microtremor survey method. Geophysical monographs series, 12. Society of Exploration Geophysics, E. U. A.
- [71] ORDAZ-MÉNDEZ, C. Arturo, FLORES-ARMENTA, Magaly, Y RAMÍREZ-SILVA, Germán, 2011. Potencial geotérmico de la República Mexicana. Geotermia, Vol. 24, No. 1, 50 – 58.
- [72] ORELLANA, Ernesto, 1974. Prospección geoelectrica por campos variables. Biblioteca Técnica Philips. Madrid, España.
- [73] ORFANIDIS, Sophocles J., 2014. Electromagnetic waves and antennas. Rutgers University.

- [74] ORISTAGLIO, Michael y SPIES, Brian, 1999. Three-dimensional electromagnetics. Geophysical Developments, No. 7, SEG.
- [75] PALACIOS-HARTWEG, Luis H. y GARCÍA-VELÁZQUEZ, Heriberto, 1981. Informe geofísico del proyecto geotérmico Los Humeros – Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz. Comisión Federal de Electricidad, Gerencia de Proyectos Hidroeléctricos, México, D. F.
- [76] PANNING, Mark y ROMANOWICZ, Barbara, 2006. A three-dimensional radially anisotropic model of shear velocity in the whole mantle. Geophysical Journal International, 167, 361-379.
- [77] PEACOCK, J. R., THIEL, S., REID, P. y HEINSON, G., 2012. Magnetotelluric monitoring of a fluid injection: example from an enhanced geothermal system. Geophysical Research Letters, Vol. 39, L18403.
- [78] PORTUGAL, E., IZQUIERDO, G., BARRAGÁN, R. M. y ROMERO, B. I., 2002. Hydrodynamic model of Los Humeros geothermal field, Mexico, based on geochemical, mineralogical and isotopic data. Geofísica Internacional, Vol. 41, No. 4, pp. 415-420.
- [79] PONCE, L., y RODRÍGUEZ, C., 1978. Microearthquake activity associated to Los Humeros caldera, México: Preliminary survey. Geofísica Internacional 17, No. 4, 461-478.
- [80] PROL-LEDESMA, R. M., ALCÁNTARA, A., y CHÁVEZ, M., 1993. Exploración geotérmica utilizando imágenes de satélite en Los Humeros, Puebla, México. Geofísica Internacional 32, No. 1, 99-109.
- [81] RANKIN, D. y REEDY, I. K., 1969. A magnetotelluric study of resistivity anisotropy. Geophysics 34, No. 3, 438-449.
- [82] RIAL, José A., ELKIBBI, Maya y YANG, Ming, 2005. Shear-wave splitting as a tool for the characterization of geothermal fractured reservoirs: lessons learned. Geothermics 34, 365-385.
- [83] ROUX, Philippe, SABRA, Karim G., y KUPERMAN, W. A., 2005. Ambient noise cross correlation in free space: Theoretical approach. Journal of Acoustical Society of America 117, 79-84.
- [84] SABRA, Karim G., GERSTOFT, Peter, ROUX, Philippe y KUPERMAN, W. A., 2005. Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise. Geophysical Research Letters 32.
- [85] SABRA, Karim G., GERSTOFT, Peter, ROUX, Philippe y KUPERMAN, W. A., 2005b. Surface wave tomography from microseisms in Southern California. Geophysical Research Letters 32.
- [86] SAMBRIDGE, Malcolm, 1999. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm-I. Searching a parameter space. Geophysical Journal International 138, 479-494.
- [87] SAMBRIDGE, Malcolm, 1999. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm-II. Appraising the ensemble. Geophysical Journal International 138, 727-746.
- [88] SÁNCHEZ-SESMA, Francisco J. y CAMPILLO, Michel, 2006. *Retrieval of the Green's Function from cross-correlation: the canonical elastic problem*. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 96, No. 3, 1182 – 1191.
- [89] SHAPIRO, N. M. y CAMPILLO, M., 2004. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. Geophysical Research Letters 31.
- [90] DE SIENA, L., DEL PEZZO, E., y BIANCO, F., 2010. Seismic attenuation imaging of Campi Flegrei: Evidence of gas reservoirs, hydrothermal basins, and feeding systems. Journal of Geophysical Research, Vol. 115, B09312.
- [91] SIMPSON, F., 2001. Fluid trapping at the brittle-ductile transition re-examined. Geofluids 1, 123-136.

- [92] SIMPSON, Fiona y BHR, Karsten, 2005. Practical Magnetotellurics. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido.
- [93] SPICHAK, Viacheslav y MANZELLA, Adele, 2009. Electromagnetic sounding of geothermal zones. *Journal of Applied Geophysics* 68, pp. 459-478.
- [94] STEHLY, L., CAMPILLO, M., y SHAPIRO, N. M., 2006. A study of the seismic noise from its long-range correlation properties. *Journal of Geophysical Research* 111.
- [95] STEIN, Seth y WYSESSION, Michael, 2003. An introduction to seismology, earthquakes, and Earth structure. Blackwell Publishing.
- [96] SZARKA, L. y MENVIELLE, M., 1997. Analysis of rotational invariants of the magnetotelluric impedance tensor. *Geophysics Journal International* 129, 133-142.
- [97] TANG, Chuanhai, RIAL, José A., LEES, Jonathan M., 2008. Seismic imaging in geothermal field at Krafla, Iceland using shear-wave splitting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176, 315-324.
- [98] TELFORD, W. M., GELDART, L. P. y SHERIFF, R. E., 2004. Applied Geophysics. Cambridge University Press, 2ª edición, Cambridge, Reino Unido.
- [99] TIKHONOV, A. N., 1950. On determining electrical characteristics of the deep layers of the Earth's crust. *Doklady* 73, 2, 295-297.
- [100] TOKSÖZ, M. N. y LACOSS, R. T., 1968. Microseisms: mode structure and sources. *Science* 159.
- [101] VALENCIA-ROMERO, Aníbal Ulises, 2012. Estudio de resistividad electromagnética en zonas geotérmicas del Cinturón Volcánico Mexicano, área Los Humeros. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- [102] VERMA, S. P., y LÓPEZ M., M., 1982. Geochemistry of Los Humeros Caldera, Puebla, Mexico. *Bulletin of Volcanology* 45, No. 1.
- [103] VIGGIANO-GUERRA, Julio. C., FLORES-ARMENTA, Magaly del C., ROCHA-LÓPEZ, Víctor S., y SANDOVAL-MEDINA, Fernando, 2013. Estudio petrográfico del pozo H-43, Los Humeros, Puebla: Interpretación e indicadores mineralógicos de acidez. *Geotermia*, Vol. 26, No. 2, 52 – 61.
- [104] VOZOFF, Keeva, 1972. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics* 37, No. 1: 98-141.
- [105] WEAVER, J. T., AGARWALL, A. K. y LILLEY, F. E. M., 2000. Characterization of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants. *Geophysics Journal International* 141, 321-336.
- [106] WEN, Strong, CHANG, Yi-Zen, CHEN, Chau-Huei, CHEN, Yue-Gau, y TENG, Ta-Ling, 2012. The seismic velocity and attenuation structure beneath the Tatun volcanic area, Taiwan. *Journal of Asian Earth Sciences* 54-55, 182-191.
- [107] WILLCOX, Christopher Philip, 2011. Eruptive, magmatic and structural evolution of a large explosive caldera volcano: Los Humeros, Central Mexico. Tesis de Doctorado, Universidad de Leicester.