

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**TOMOGRAFÍA DE RUIDO AMBIENTAL CON ONDAS LOVE
EN EL NORORIENTE DE VENEZUELA**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Br. Castro B., Diego A.
Para optar al Título
De Ingeniero Geofísico

Caracas, 2017

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

TOMOGRAFÍA DE RUIDO AMBIENTAL CON ONDAS LOVE EN EL NORORIENTE DE VENEZUELA

TUTOR ACADÉMICO: Dr. Mariano S. Arnaiz-Rodríguez

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Br. Castro B., Diego A.
Para optar al Título
De Ingeniero Geofísico

Caracas, 2017

Caracas, noviembre de 2017

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Bachiller Diego Andrés Castro Briceño, titulado:

**TOMOGRAFÍA DE RUIDO AMBIENTAL CON ONDAS LOVE EN EL
NORORIENTE DE VENEZUELA**

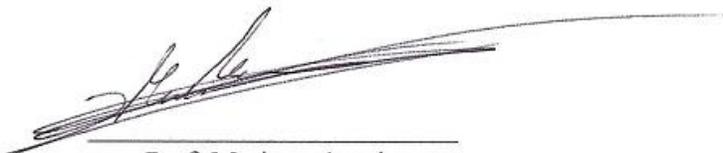
Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero Geofísico, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el autor, lo declaran APROBADO.



Prof. Michael Schmitz
Jurado



Prof. Janckarlos Reyes
Jurado



Prof. Mariano Arnaiz
Tutor Académico

*“Sábeta, Sancho, que no es un hombre más
que otro si no hace más que otro”*
(Cervantes, S. M. de. *Don Quijote de la Mancha*)

AGRADECIMIENTOS

Primero que nada a la Universidad Central de Venezuela, casa de estudios que me brindo sus conocimientos tanto en el aspecto académico como personal.

A mi tutor, Mariano Arnaiz-Rodríguez (Padre adoptivo), que sin ninguna duda sin su guía y sus regaños no hubiese sido posible que realizara este trabajo.

A mis padres, Andreina y Tomás, que desde el primer momento de mi entrada a la U.C.V. me han estado apoyando incondicionalmente, y en los momentos oportunos me han aconsejado. Gracias a mi papá que por su recomendación llegué a estudiar una carrera de la cual no tenía conocimiento alguno cuando comencé en esta casa de estudios pero que, una vez finalizando este camino, no me arrepiento de haberla escogido, debido a todos los conocimientos que adquirí sobre nuestro misterioso, complejo y a veces complicado hogar que llamamos Tierra, con los que ahora salgo.

A mi hermano David, que sin sus conocimientos, ayuda y presión no hubiese podido sacar este trabajo en el tiempo a tiempo.

A Ángela (Mimina) y Rafael Ángel (papapa), mis abuelos, que siempre me apoyaron con sus sabias palabras y a mi abuelo que siempre me repetía la frase puesta en la página anterior cada vez que bajaba al acostumbrado café de cada día, y cuya frase en sus cortas palabras es poderosa y como dice él “cierta de toda certeza”.

A mi novia Ana, la cual tuvo la suprema paciencia de soportarme durante la realización de esta investigación, con algunos momentos de pérdida de la paciencia en donde sospeché que iba a quemar la tesis (te anexo un tomo para ese fin), pero cuyo apoyo fue fundamental.

A FUNVISIS y a Herbert Rendón, por abrirme la puerta para realizar mi pasantía con ellos, y así obtener los datos necesarios usados para este TEG; y finalmente a todos los amigos y futuros colegas que estuvieron conmigo en esta etapa, gracias: Verónica, Richard (Blanco), Julio y Felipe.

Castro B., Diego A.
TOMOGRAFÍA DE RUIDO AMBIENTAL CON ONDAS LOVE
EN EL NORORIENTE DE VENEZUELA

Tutor académico: Prof. Mariano S. Arnaiz-Rodríguez
Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y
Geofísica. Año 2017, 119 p.

Palabras claves: Tomografía de ruido ambiental, Onda Love, Función de Green,
Cuenca Oriental de Venezuela, Escudo Guayanés.

RESUMEN

Este trabajo buscó reconstruir las estructuras de velocidades corticales del Nororiente de Venezuela, entre la ventana de períodos de 5 s a 30 s. Esta es una zona estructuralmente compleja, donde se localizan la Cuenca Oriental de Venezuela, el Escudo de Guayana, y la Serranía Oriental de Venezuela. Se utilizaron los datos provenientes de 44 estaciones banda ancha instaladas para los proyectos BOLIVAR y GEODINOS, los cuales fueron procesados con una metodología que permitió extraer la función de Green a partir del apilamiento de las correlaciones cruzadas de las componentes transversales y que posibilitó el cálculo de las velocidades de grupo y fase a cada período de la onda Love.

Los resultados de las respectivas tomografías mostraron estructuras hasta los 24 km de profundidad, donde para el período de 5 s se encontraron anomalías de bajas velocidades que variaron entre los 2.4 km/s a 2.8 km/s para la Cuenca Oriental y para el Oeste del estado Sucre, mientras que la zona del Escudo de Guayana se caracterizó con altas velocidades de 4 km/s. Para los 16 s, al Este de la subcuenca de Maturín y en la subcuenca de Guárico, se encontró que aproximadamente a los 12 km de profundidad se encuentra el límite entre la cuenca y el basamento granítico. Por último, las velocidades de fase a los 30 s responden a las estructuras más profundas, como el basamento, caracterizado por velocidades elevadas de hasta 4.8 km/s, mientras que para el Oeste del estado Sucre se encontró una zona de bajas velocidades producto del espesor sedimentario que se ubica sobre la fosa de Cariaco en conjunto con el sistema de falla de El Pilar.

ÍNDICE DE CONTENIDO

AGRADECIMIENTOS	v
RESUMEN.....	vi
ÍNDICE DE CONTENIDO.....	vii
ÍNDICE DE FIGURAS.....	x
ÍNDICE DE TABLAS	xiii
CAPÍTULO I.....	1
INTRODUCCIÓN	1
1.1. Planteamiento del problema	1
1.2. Objetivos	2
1.2.1. Objetivo General	2
1.2.2. Objetivos específicos	2
1.3. Ubicación del área de estudio.....	3
CAPÍTULO II	4
MARCO GEOLÓGICO.....	4
2.1. Cuenca Oriental de Venezuela	4
2.1.1. Subcuenca de Guárico	5
2.1.2. Subcuenca de Maturín	5
2.2. Serranía del Interior Oriental.....	6
2.3. Escudo de Guayana	7
2.3.1. Provincia de Imataca.....	8
2.4. Profundidad de Mohorovicic en el Nororiente de Venezuela	9
2.5. Velocidades de ondas sísmicas: Corteza y Manto.....	11

CAPÍTULO III	14
MARCO TEÓRICO	14
3.1. Ondas sísmicas	14
3.1.1. Ondas Love	15
3.2. Componente Radial y Transversal de un sismómetro	16
3.3. Velocidades de Grupo y de Fase	17
3.4. Ruido Ambiental	19
3.5. Tomografía sísmica	20
3.5.1. Tomografía de ruido ambiental.....	21
3.5.1.1. Normalización Temporal con método <i>running-absolute-mean</i>	23
3.5.1.2. Correlación cruzada (<i>Cross correlation</i>).....	24
3.5.1.3. Función de Green	25
3.5.1.4. Apilamiento Nth-root	26
3.5.1.5. Análisis Frecuencia – Tiempo (FTAN).....	27
3.6. Inversión sísmica	29
CAPÍTULO IV	30
MARCO METODOLÓGICO	30
4.1. Descarga y descompresión del dato de estaciones banda ancha	31
4.2. Remuestreo y división de los datos	32
4.3. Acondicionamiento y filtrado.....	32
4.4. Normalización temporal	33
4.7. Apilamiento con método Nth-root.....	36
4.8. Medición de velocidades de Grupo y Fase.....	39
4.8.1. Suavizado de curvas de dispersión y control de calidad.....	40

4.9. Prueba del tablero de ajedrez (<i>Checkerboard Test</i>)	41
4.9.1. Trazado de rayos	41
4.9.2. Resolución de tomografías.....	44
4.10. Cálculo de sensibilidad para cada período	46
4.11. Reconstrucción de estructuras de velocidades	46
4.11.1. Control de calidad en nodos del mallado de velocidades y prueba de reciprocidad	47
4.12. Inversión de las ondas Love	50
CAPÍTULO V	52
RESULTADOS Y ANÁLISIS.....	52
5.1. Histogramas y diagramas de caja y bigotes.....	52
5.2. Curvas de Dispersión.....	53
5.3. Kernels de resolución vertical	55
5.4. Tomografías de ruido ambiental.....	56
5.5. Distribución de la velocidad para la onda S en profundidad producto de la inversión de las ondas Love.	60
CAPITULO VI.....	64
CONCLUSIONES	64
BIBLIOGRAFÍA	66

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Localización geográfica del área de estudio junto a las 44 estaciones sismológicas usadas para este trabajo y los perfiles (AA', BB' y CC') de velocidad Vs realizados	3
Figura 2. Ubicación de las principales cuencas de Venezuela (Tomado de Yoris y Ostos, 1997).	5
Figura 3. Ubicación en color verde del área abarcada por la Serranía del interior Oriental (Tomado y modificado de Rodríguez, 2013).	7
Figura 4. Extensión del Macizo Guayanés en Sur América (Tomado de González de Juana <i>et al.</i> , 1980).	7
Figura 5. Provincias que forman el Escudo de Guayana en la región venezolana (Tomado de Arnaiz-Rodríguez, 2015).	8
Figura 6. Profundidades de la discontinuidad de Mohorovicic según el modelo propuesto por Schmitz <i>et al.</i> , en 2005 (a) y Niu <i>et al.</i> , en 2007 (b)	10
Figura 7. Mapa de velocidad de Fase en los períodos: 20 s (a), 25 s (b), 34 s (c) y 50 s (d) (Tomado y modificado de Miller <i>et al.</i> , 2009).	12
Figura 8. Mapa de velocidad de Fase en los períodos: 20 s (a), 25 s (b), 34 s (c) y 50 s (d) (Tomado y modificado de Masy <i>et al.</i> , 2015).	13
Figura 9. Propagación de los distintos tipos de ondas cuya fuente está situada en el punto P (Tomado de Lowrie, 2007).	14
Figura 10. Movimiento de las partículas ante el paso de la onda Love o SH (Tomado y modificado de Lowrie, 2007).	15
Figura 11. Componente radial y transversal definida entre 2 estaciones que actúan como pares fuente - receptor (Tomado de Lin <i>et al.</i> , 2008).	16
Figura 12. Llegada de las ondas Rayleigh y Love en las componentes vertical y transversal respectivamente, cada llegada se ubica dentro de la ventana de color gris (Tomado y modificado de Lin <i>et al.</i> , 2008).	17
Figura 13. Propagación de la onda según su velocidad de fase y de grupo en 3 períodos de tiempo distintos (Tomado y modificado de Stein y Wysession, 2003). ..	18
Figura 14. Espectro de frecuencia del ruido ambiental (Tomado de Stein y Wysession, 2003).	19
Figura 15. Ejemplo de una región que se divide en celdas j en donde el rayo i se desplaza una distancia G_{ij} en cada celda (Tomado de Stein y Wysession, 2003).	20

Figura 16. Comparación de tomografía con ruido ambiental a 10 s elaborada con ondas Love (a) y ondas Rayleigh (b) sobre Estados Unidos (Tomado y modificado de Bensen <i>et al.</i> , 2008).....	22
Figura 17. (a) Ejemplo del registro de la estación CRLZ ubicada en Nueva Zelanda de fecha 14 de octubre de 2005, el cual ha sido filtrado entre 15 y 50 s. (b) Registro mostrado en (a) posterior a su normalización con el método <i>running-absolute-mean</i> (Tomado y modificado de Bensen <i>et al.</i> , 2007).....	23
Figura 18. Correlaciones cruzadas entre estaciones COLA – PFO (a), KIP – PFO (b) y AFI – KIP (c) (Tomado y modificado de Lin <i>et al.</i> , 2006).....	25
Figura 19. Comparación del apilamiento Nt-root con distintos valores de N. (a) N=1. (b) N=2. (c) N=4. (d) N=6 (Tomado y modificado de McFadden <i>et al.</i> , 1986).....	27
Figura 20. a) En línea continua la correlación cruzada entre las estaciones IBBN – OBN, y en línea segmentada la señal posterior a la aplicación de filtro <i>Phase-matched</i> . b) Curva de dispersión sobre el dato de (a) sin filtro <i>Phase-matched</i> . c) Dispersión cuando se ha aplicado filtro <i>Phase-matched</i> (Tomado y modificado de Yang <i>et al.</i> , 2007).....	28
Figura 21. Representación esquemática para el procesamiento de ruido ambiental. .	30
Figura 22. (a) Ejemplo del registro de fecha 25 de diciembre de 2003 de la componente Este, estación CAPC de la red XT. (b) Registro de (a) posterior a la eliminación de la media, tendencia lineal, respuesta instrumental y de la aplicación de un filtro pasabanda.	32
Figura 23. (a) Registro de componente Norte de la estación FDF antes de aplicar la normalización temporal. (b) Señal (a) posterior a la normalización. (c) Señal (a) con una ventana de visualización limitada al registro del sismo. (d) Dato (a) con ventana de visualización indicada en (c) posterior a la normalización.	34
Figura 24. Ejemplo del apilamiento de la correlación cruzada PRPC-ROPC con N=1 (a), N=2 (b), N=3 (c), N=4 (d).	37
Figura 25. Cono de ruido formado por los pulsos de las llegadas de la onda Love llegando a la estación PRPC de la red XT.	38
Figura 26. (a) Llegada del pulso Rayleigh en la componente vertical para la correlación apilada de ABPC y CAPC. (b) Llegada del pulso Love en la componente transversal.	38
Figura 27. Pantalla interactiva del código <i>EGFAnalysisTimeFreq</i> para análisis de velocidades de grupo (a) y fase (b).	40
Figura 28. Velocidades de grupo y fase (a) Curvas sin suavizar entre estaciones CMPC - ROPC. (b) Curvas suavizadas entre estaciones CMPC - ROPC.	41
Figura 29. (a) Número de rayos usados por período para las velocidades de fase. (b) Número de rayos usados por período para las velocidades de grupo.	42

Figura 30. Trazado de rayos para los períodos 5, 15 y 40 s para velocidades de grupo (a, c, e) y velocidades de fase (b, d, f).....	43
Figura 31. Tableros de ajedrez con dimensiones de $0.6^\circ \times 0.6^\circ$ y <i>damping</i> 0.1 para 14 s (a), $0.6^\circ \times 0.6^\circ$ y <i>damping</i> 0.1 para 50 s (b), $0.4^\circ \times 0.4^\circ$ y <i>damping</i> 0.03 para 14 s (c), $0.4^\circ \times 0.4^\circ$ y <i>damping</i> 0.03 para 50 s (d).....	45
Figura 32. Ejemplo de tomografía con velocidad de fase a 9 s.....	47
Figura 33. Histogramas de frecuencia para las velocidades de fase (a) y grupo (b) obtenidas en todos los nodos que conforman el mallado de la tomografía.....	48
Figura 34. Curvas promedio de velocidades de fase y grupo que resultan de todas las mediciones de dispersion sobre cada nodo.	48
Figura 35. (a) Tomografía de velocidad de grupo a 13 s. (b) Tomografía a 13 s resultado del <i>test</i> de reciprocidad para velocidad de grupo.	49
Figura 36. 64 Nodos que conforman el mallado o <i>grid</i> obtenido con el programa <i>SWT</i> . Estos nodos están enumerados del 1 al 64, comenzando su conteo con el nodo 1 de latitud 7.5° y longitud -66° y desplazandose de izquierda a derecha hasta terminar en el nodo 64 de latitud 11.7° y longitud -61.8°	50
Figura 37. Inversion del nodo número 11.....	51
Figura 38. (a) y (b) Histograma de frecuencia y diagrama de caja y bigotes para curvas de velocidad de fase.....	52
Figura 39. (a) y (b) Histograma de frecuencia y diagrama de caja y bigotes para curvas de velocidad de grupo.....	53
Figura 40. Curvas de velocidades de fase (a) y grupo (b) entre los períodos 5 s a 50 s, con sus respectivas curvas promedio en color negro.	54
Figura 41. Kernels de resolución vertical para velocidades de fase (a) y grupo (b) para los períodos: 5 s, 10, s, 15 s, 20 s, 25 s y 30 s tomando el modelo de V_p y H de Bezada <i>et al.</i> , (2010).	55
Figura 42. Tomografía de ruido ambiental con ondas Love para velocidades de fase (a) y grupo (b) a 5 s.....	57
Figura 43. Tomografía de ruido ambiental con ondas Love para velocidades de fase (a) y grupo (b) a 16 s.....	58
Figura 44. Tomografía de ruido ambiental con ondas Love para velocidades de fase (a) y grupo (b) a 30 s.....	59
Figura 45. V_s a profundidades de: 2 km (a), 8 km (b).....	60
Figura 46. V_s a profundidades de: 14 km (a) y 24 km (b).....	61
Figura 47. (a) Perfil AA'. (b) Perfil BB'. (c) Perfil CC'.....	63

ÍNDICE DE TABLAS

- Tabla 1. Modelo de velocidad inicial de H y Vp sacado de Bezada *et al* (2010).
..... **¡Error! Marcador no definido.**
- Tabla 2. Modelo de velocidades Vp, Vs, y densidad según la profundidad en corteza continental. Las 2 primeras capas representan la capa de agua y hielo. **¡Error! Marcador no definido.**

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1. Planteamiento del problema

El estudio del interior de la Tierra y, en particular, el de la corteza, ha sido fundamental para el desarrollo de la geodinámica, la sismología, la geología y la prospección de recursos naturales. Pocos estudios a nivel cortical se han realizado en el Nororiente de Venezuela, zona estructuralmente compleja. Entre los autores que han llevado a cabo investigaciones en esta área en el país, se encuentran: Niu *et al.* (2007), Miller *et al.* (2009), Rodríguez (2013) y Masy *et al.* (2015).

Al Nororiente del país se localiza la Cuenca Oriental de Venezuela. Es una cuenca antepaís que, según Rodríguez (2014), se encuentra limitada al Norte por la Serranía del Oriente, al Sur se encuentra con el Escudo de Guayana, al Este se extiende hasta el Océano Atlántico y al Oeste por el Graben de Espino. Esta se ha desarrollado en una zona poseedora de un complejo tensor de esfuerzos. Su estructura cortical no se conoce a detalle. Su límite Sur es una zona estable constituida por el Escudo de Guayana, pero del que se tiene poca información geofísica. Esta situación ha traído como consecuencia el interés por el estudio del nororiente de Venezuela, utilizando múltiples métodos geofísicos.

Una técnica relativamente nueva y efectiva para el estudio de la corteza es la tomografía de ruido ambiental, la cual fue aplicada en sus inicios con estaciones sismológicas ubicadas en el sur de California, por Sabra *et al.* (2005) y Shapiro *et al.* (2005). Por medio de ésta, se puede obtener la estructura de velocidades a diferentes períodos, basándose en el contenido de frecuencia de las ondas superficiales dispersas. Este método se basa en la extracción de la función de Green del ruido ambiental, las cuales sirven para obtener las velocidades de fase y de grupo. En tal

sentido, el propósito de esta investigación es usar los datos de las estaciones sismológicas de banda ancha instaladas para el proyecto BOLIVAR (*Broadband Ocean-Land Investigations of Venezuela and the Antilles arc Region*) (Levander *et al.*, 2006) y GEODINOS (Geodinámica Reciente del Límite Norte de la Placa Sudamericana), para realizar la tomografía de ruido ambiental con ondas Love en el nororiente de Venezuela y así aprovechar los registros continuos de estas estaciones para obtener nueva información sobre la estructura cortical de esta zona. Este estudio representa el primero que se realiza utilizando la metodología de tomografía de ruido ambiental con ondas Love en Suramérica.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo General

Estudiar las variaciones de velocidades de ondas Love en el nororiente de Venezuela con tomografía de ruido ambiental.

1.2.2. Objetivos específicos

- Analizar las funciones de Green a partir del apilamiento de las correlaciones cruzadas entre cada par de estaciones.
- Cuantificar las velocidades de grupo y fase para cada período de las ondas Love.
- Estimar las estructuras de velocidades para cada período.
- Relacionar las anomalías de velocidades con estructuras geológicas.

1.3. Ubicación del área de estudio

La ubicación del área a estudiar se muestra en la Figura 1, la cual corresponde a la ventana geográfica de latitud de 6° N a 15° N, y longitud -58° W a -67° W, en ella se localizan las 44 estaciones sismológicas banda ancha, instaladas para los proyectos BOLIVAR y GEODINOS.

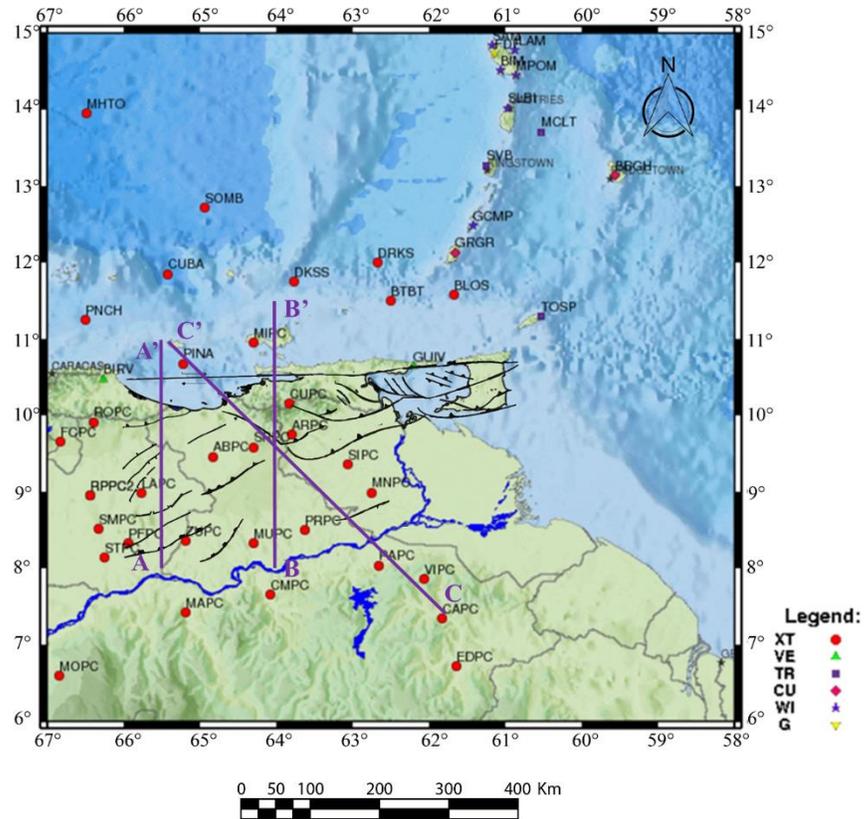


Figura 1. Localización geográfica del área de estudio junto a las 44 estaciones sismológicas usadas para este trabajo y los perfiles (AA', BB' y CC') de velocidad Vs realizados .

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO

2.1. Cuenca Oriental de Venezuela

La Cuenca Oriental de Venezuela es una cuenca antepaís localizada en la zona centro-este de Venezuela. Según González de Juana *et al.* (1980), está formada en una depresión topográfica y estructural que se encuentra sobre el borde estable del Cratón de Guayana, teniendo las siguientes dimensiones aproximadas: en dirección Norte-Sur posee 200 km de longitud y de Este a Oeste 800 km, con una extensión total de 165000 km² (Figura 2). Por otro lado, las rocas que sirven de basamento son rocas graníticas de edad Precámbrica, que afloran al Sur del río Orinoco en la parte septentrional del Escudo o Macizo de Guayana, y en todos los cinturones montañosos de Venezuela. Por encima de éste, los sedimentos pueden alcanzar de 6 km a 7 km de espesor y en algunos sitios llegar hasta los 10 km a 12 km. Como muestra la Figura 2 esta cuenca ha sido subdividida operacionalmente debido a su producción de gas y petróleo en 2 subcuencas: Guárico que se caracteriza por sus campos productores de gas, y Maturín la cual es productora de crudos livianos hasta extrapesados.

La Cuenca Oriental ha sufrido una serie de transgresiones y regresiones debido a múltiples movimientos de levantamiento y hundimiento del relieve, los cuales han sido fundamentales para su desarrollo debido al material que esta serie de movimiento ha depositado en su interior. Entre las estructuras más importantes, que se encuentran internamente en ésta cuenca, están: el Graben de Espino, depocentro de Guama-Sabán, depocentro de Camoruco, depocentro de Anaco, fallas de Altamira, Anaco y Aníbal (Beatriz, 2006).

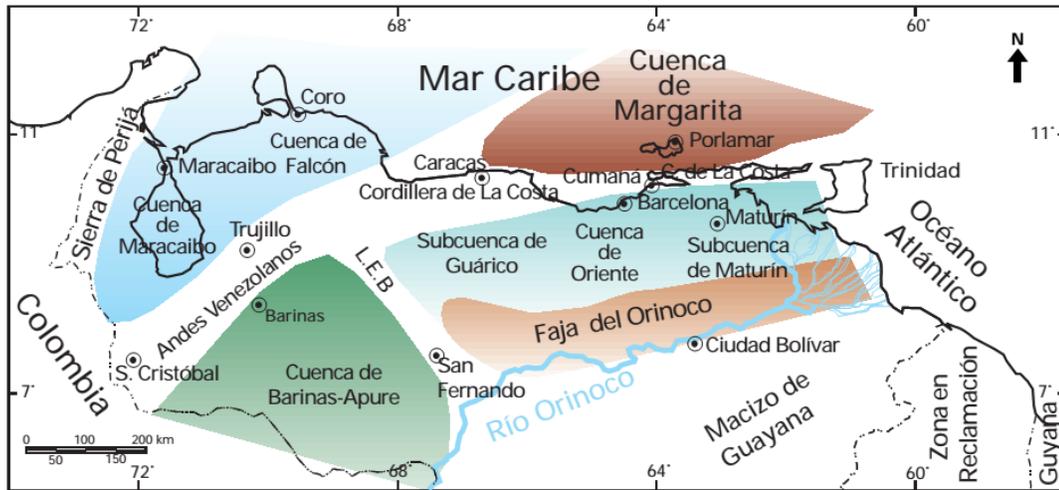


Figura 2. Ubicación de las principales cuencas de Venezuela (Tomado de Yoris y Ostos, 1997).

2.1.1. Subcuenca de Guárico

Esta subdivisión comprende los campos del estado Guárico y parte del Norte del estado Anzoátegui. El flanco norte de la subcuenca se encuentra asociado al frente de deformación donde se ubica el sistema de fallas de Guárico, el cual sobrecarga rocas cretácicas y terciarias. Al Sur, la estructura es más sencilla, con evidencias de depresiones estructurales en las que se conservaron rocas jurásicas y paleozoicas, y con un acuñaamiento de las secuencias cretácicas y terciarias en la misma dirección. Las principales trampas son combinaciones de tipo estructural y estratigráfico en los campos alejados del frente de corrimientos (Yoris y Ostos, 1997).

2.1.2. Subcuenca de Maturín

La subcuenca de Maturín constituye la principal unidad petrolífera de la Cuenca Oriental, en donde la estratigrafía de la Serranía del interior Oriental representa, en buena parte, la sedimentación del flanco norte de la subcuenca, conformada por una

espesa y compleja secuencia sedimentaria que abarca desde el Cretácico Inferior hasta el Pleistoceno. El flanco sur, en cambio, presenta una estratigrafía más sencilla, semejante a la estratigrafía de la subcuenca de Guárico (Yoris y Ostos, 1997).

2.2. Serranía del Interior Oriental

La Serranía del Interior del Oriente de Venezuela es una estructura que se encuentra ubicada en la zona montañosa al Norte de la Cuenca Oriental (Figura 3). Su forma es de un gran anticlinorio con declive geológico generalizado hacia la depresión occidental, y posee una culminación topográfica, que está en el macizo que encuadra el Pico de Turimiquire con 2595 m de altitud. En cuanto a su longitud, esta comienza en la depresión de Unare al este de Barcelona, pasa por la depresión pantanosa del río San Juan y termina en los cerros de Guanoco y Guariquén.

El relieve de la parte central está dominado por filas y valles subparalelos al grano de la serranía. Sus elevaciones y depresiones pueden estar controladas por diversos factores geológicos, entre los más determinantes se pueden identificar 3 intervalos resistentes a la erosión: uno de estos son las calizas correspondientes al Cretácico Medio, el cual soporta elevaciones indistintamente en formas aniclinales y sinclinales; y dos intervalos arenosos correspondientes al Cretácico Superior – Paleoceno y al Oligoceno, respectivamente, que suelen soportar mayores alturas cuando se conjugan con formas sinclinales (González de Juana *et al.*, 1980). En cuanto a las fallas que se localizan en la Serranía, Hung (1997) indica que son:

- La falla El Pilar con una dirección Este – Oeste.
- Al Sureste de Barcelona con un rumbo de N70°E, la falla Pirital.
- Con rumbo NW-SE, la falla de Urica.
- Al sur de la falla El Pilar se encuentra la falla Los Bajos.

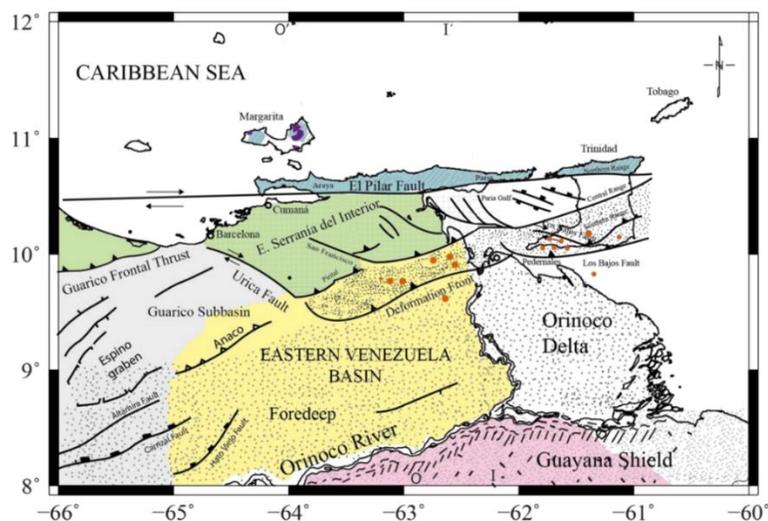


Figura 3. Ubicación en color verde del área abarcada por la Serranía del interior Oriental (Tomado y modificado de Rodríguez, 2013).

2.3. Escudo de Guayana

Según González de Juana *et al.* (1980) y Yoris y Ostos (1997), el Macizo o Escudo de Guayana en Venezuela (Figura 4) corresponde a las rocas autóctonas del sistema Precámbrico que se encuentran aflorando al Sur del Río Orinoco que, en forma general, pueden ser caracterizadas como rocas graníticas. La región del escudo perteneciente a Venezuela es solo la parte septentrional del mismo debido a que este se extiende hacia el sur hasta Brasil como se muestra en la Figura 4.

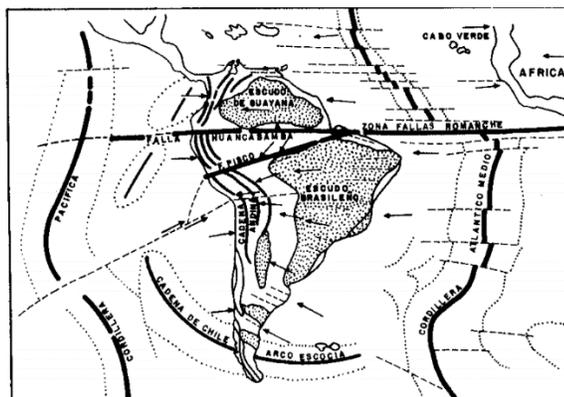


Figura 4. Extensión del Macizo Guayanés en Sur América (Tomado de González de Juana *et al.*, 1980).

Con base en caracteres petrológicos y tectónicos, el escudo ha sido dividido en Venezuela en cuatro provincias conocidas como: Roraima, Cuchivero, Pastora e Imataca cuyas ubicaciones se muestran en la Figura 5, siendo esta última la de nuestro interés debido que corresponde a la zona sur de nuestro estudio. Estas provincias se diferencian en sus direcciones estructurales, estilos de deformación tectónica, asociaciones litológicas y metalogénicas y en sus edades (González de Juana *et al.*, 1980).

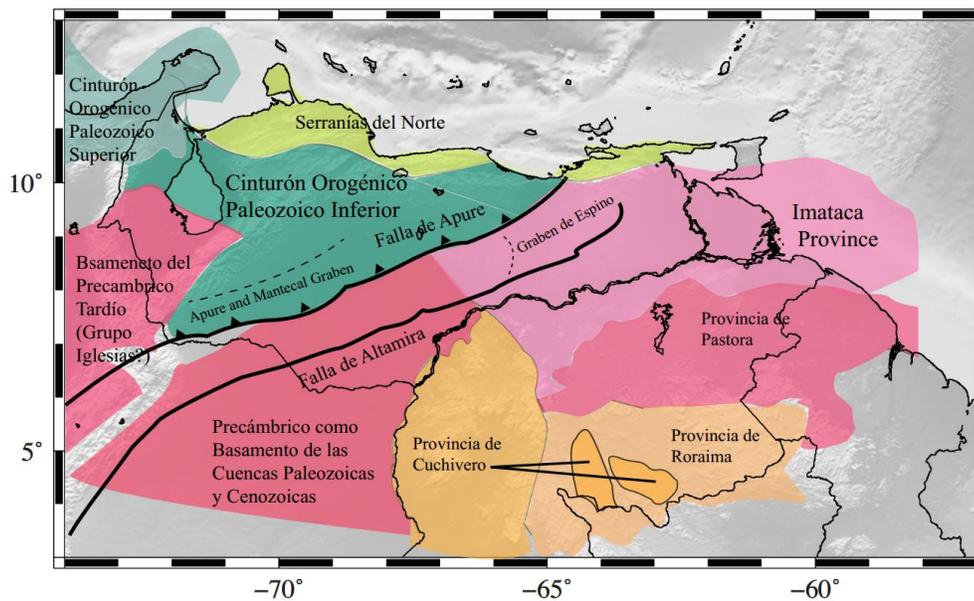


Figura 5. Provincias que forman el Escudo de Guayana en la región venezolana (Tomado de Arnaiz-Rodríguez, 2015).

2.3.1. Provincia de Imataca

Según González de Juana *et al.*, (1980) esta provincia está situada en el extremo Norte de la Guayana venezolana y ocupa una faja angosta entre el Río Caura al Oeste y el Territorio Delta Amacuro al Este. En la actualidad ésta provincia está compuesta por un conjunto de metasedimentos y gneises graníticos plegados en forma compleja, e intrusiones de granito. Las edades más antiguas detectadas en rocas de la Provincia

de Imataca se estiman entre los 3500 a 3600 m.a., lo cual corresponde a la edad de la roca protolito antes de su metamorfismo. A lo largo de su evolución, estas rocas han sido plegadas, inyectadas por material granítico y parcialmente asimiladas, migmatizadas durante el evento tectotermal de hace 2800 m.a. y posteriormente afectadas por la orogénesis Trans – Amazónica de hace unos 2100 m.a. en donde se produjeron intrusiones graníticas (González de Juana *et al.*, 1980).

2.4. Profundidad de Mohorovicic en el Nororiente de Venezuela

Tarback y Lutgens (2004) definen la discontinuidad de Mohorovicic como una zona en donde el material de la corteza cambia su composición con relación a las rocas del manto. Afirman que esta discontinuidad recibe su nombre en honor al sismólogo Andrija Mohorovicic, quien presentó las primeras pruebas de la distribución de capas de la Tierra. Según Lowrie (2007) esta es una discontinuidad sísmica, ya que ocurre un cambio brusco en el aumento de la velocidad de desplazamiento de la onda, la cual se encuentra a menos de 10 km de profundidad en los océanos y a varias decenas de kilómetros por debajo de los continentes. Stein y Wysession (2003) sostienen que este cambio de velocidad, en el caso de la onda SH, es de 3.9 km/s a 4.5 km/s aproximadamente en la discontinuidad de Mohorovicic localizada por debajo de los continentes.

Entre los autores que han estudiado la discontinuidad de Mohorovicic en el Nororiente del país, están Schmitz *et al.* (2005) mediante sísmica de gran ángulo y modelado gravimétrico y Niu *et al.* (2007) mediante el análisis de funciones receptoras. Schmitz *et al.* (2005) indicaron que por debajo del Escudo de Guayana la discontinuidad de Mohorovicic estaría a 45 km de profundidad (Figura 6a), y que esta se haría menos profunda hacia el centro de la Cuenca Oriental de Venezuela en donde se ubicaría entre 36 km y 38 km, mientras que al Norte de la cuenca se encontraría a 35 km de profundidad. Por su parte, Niu *et al.* (2007) estimaron que la

discontinuidad de Mohorovicic, en las subcuencas de Guárico y Maturín, debía estar a 45.8 km de profundidad (Figura 6b); en cuanto a la Serranía del Interior sorprendentemente encontró que Moho estaba a una profundidad relativamente poco profunda de 26.8 km, contrastando esto con la elevación de 800 m que posee esta zona, en donde las montañas no poseen un equilibrio isostático, lo que indica que esta región debe estar sostenida por el rebote flexural de la Placa Suramericana. Estimó que la profundidad promedio del Escudo de Guayana era de 37.2 km aproximadamente

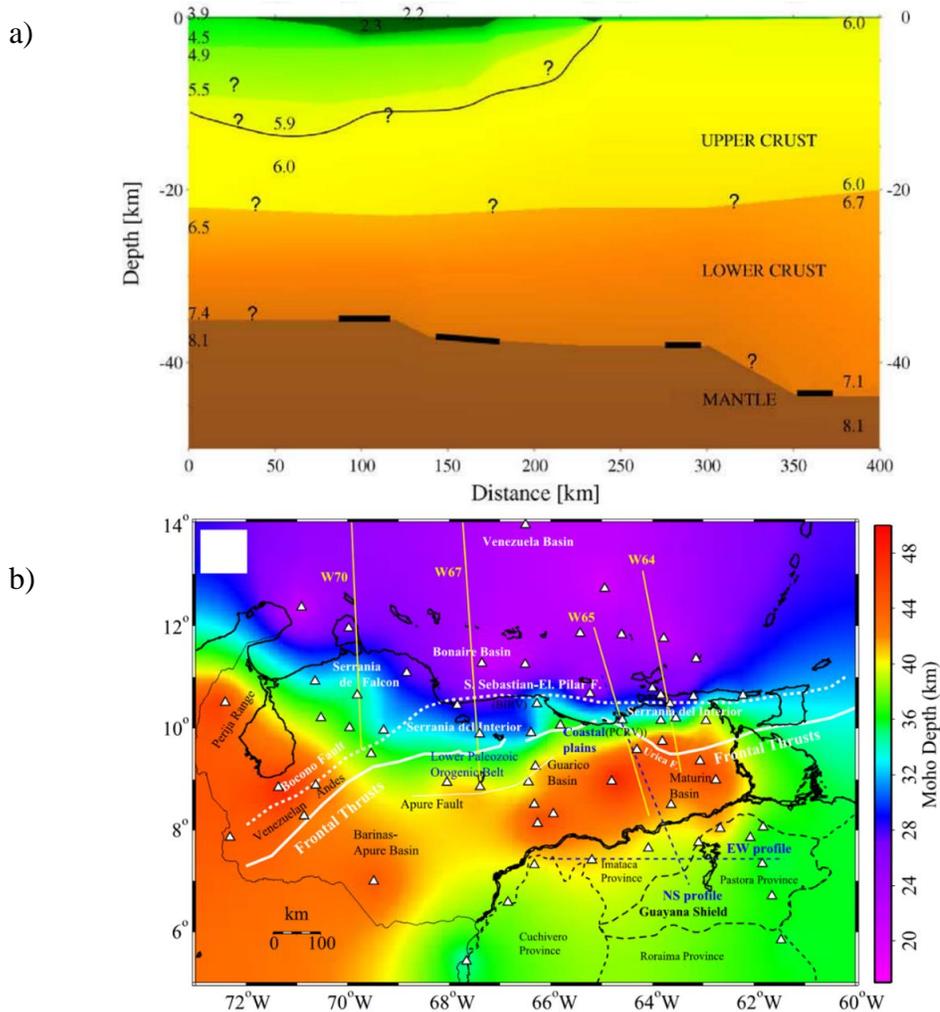


Figura 6. Profundidades de la discontinuidad de Mohorovicic según el modelo propuesto por Schmitz *et al.*, en 2005 (a) y Niu *et al.*, en 2007 (b) .

2.5. Velocidades de ondas sísmicas: Corteza y Manto

La estructura de velocidades en la corteza y manto del Nororiente del país fue estudiada por Miller *et al.* (2009), a través del análisis de los modos fundamentales de las ondas Rayleigh en la banda de períodos desde los 20 s a 100 s; abarcó el estudio hasta una profundidad de 127.5 km. Masy *et al.* (2015) lo estudiaron mediante la aplicación de métodos de tomografía de ondas Rayleigh y usando Funciones receptoras. Miller *et al.* (2009) indicaron zonas de anomalías de baja velocidad entre 3 km/s a 3.1 km/s en la corteza de la subcuenca de Guárico y Maturín; entre las profundidades de 15 km a 22.5 km, estas anomalías se pueden observar claramente en la Figura 7 en la cual se muestra la distribución de las velocidades de fase a 20 s. Al Sur – Este de Venezuela, después de los 45 km de profundidad por debajo del Escudo de Guayana, se encontraron los valores de velocidad más elevados, donde se caracterizó el manto con velocidades entre 4.5 km/s -4.6 km/s. Por último, al oeste del estado Sucre, concluyeron que existen anomalías de bajas velocidades. Estas ocurren por las altas temperaturas, a causa del flujo mantelar ascendente que se genera en la subducción del lado Atlántico de la placa oceánica Sur Americana que se desplaza por debajo de la parte continental de la placa Caribe, las cuales producen estas anomalías de bajas velocidades de 3.8 - 4.1 km/s. Por su parte, Masy *et al.* (2015) indicaron anomalías de baja velocidad de entre el -6% y -4%, para los períodos de 20 s y 25 s, que se extienden al Este hasta Trinidad y Tobago, al Oeste hasta la fosa de Cariaco, y sobre la Cuenca Oriental de Venezuela, mientras que el Escudo de Guayana presentó un promedio de altas velocidades en todos los períodos (Figura 8).

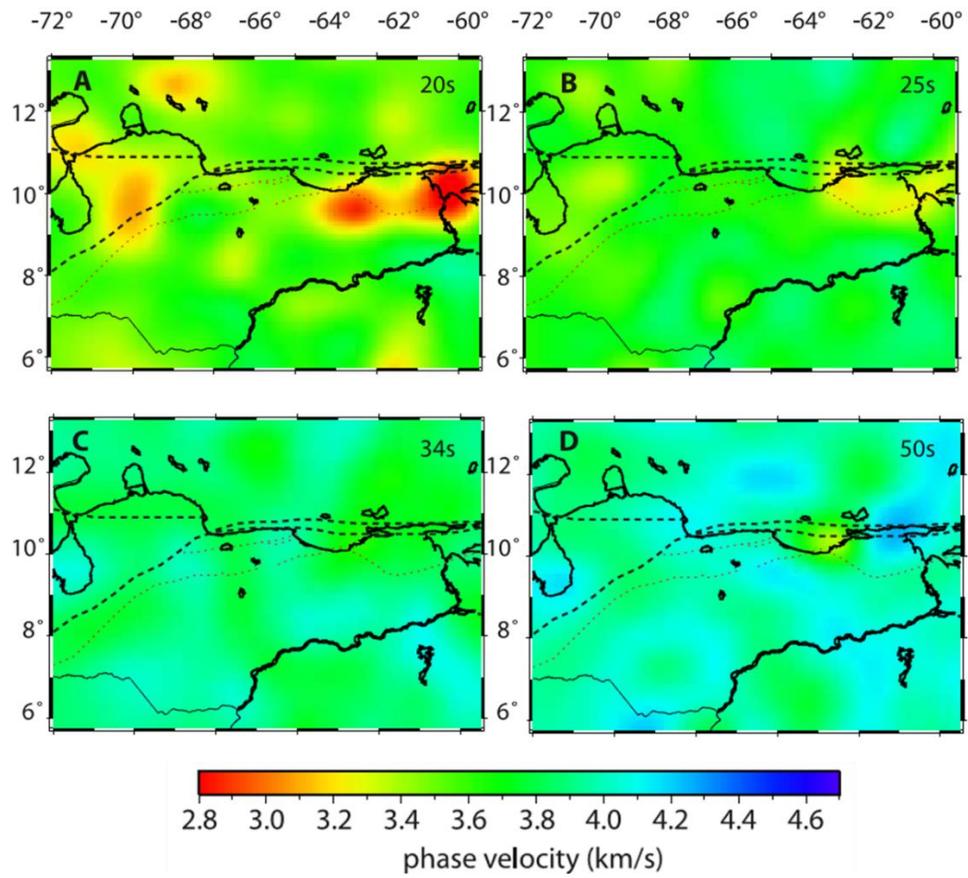


Figura 7. Mapa de velocidad de Fase en los períodos: 20 s (a), 25 s (b), 34 s (c) y 50 s (d) (Tomado y modificado de Miller *et al.*, 2009).

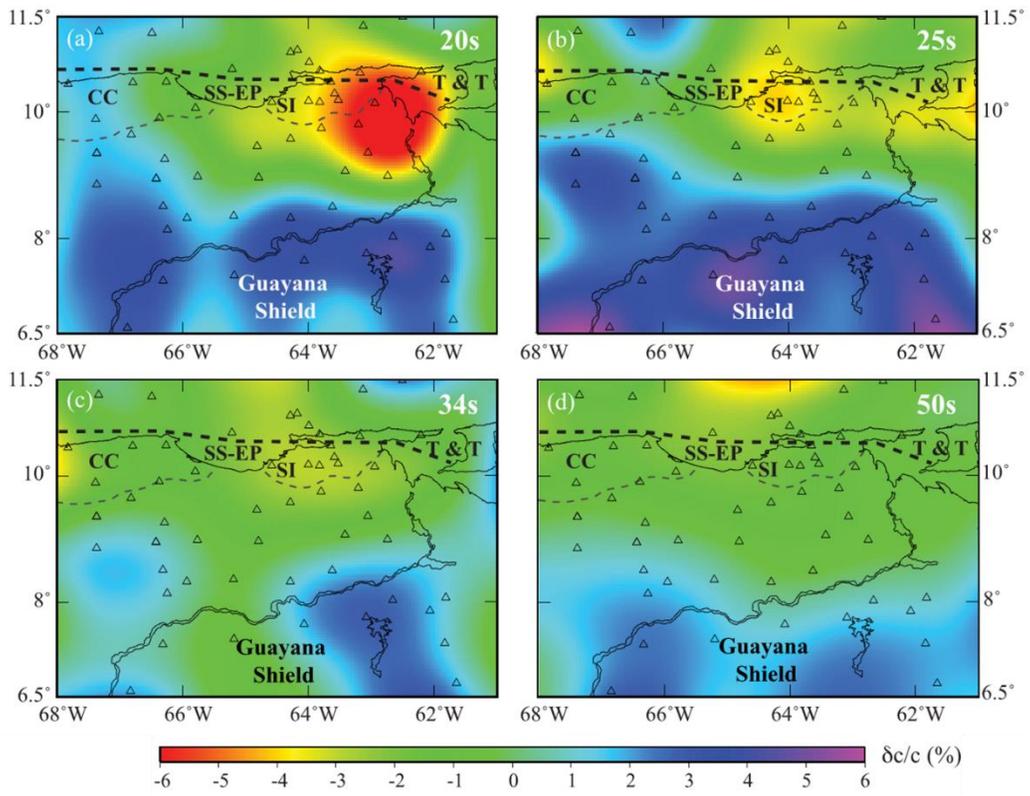


Figura 8. Mapa de velocidad de Fase en los períodos: 20 s (a), 25 s (b), 34 s (c) y 50 s (d) (Tomado y modificado de Masy *et al.*, 2015).

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

3.1. Ondas sísmicas

Según Lowrie (2007) las ondas sísmicas no son más que oscilaciones o perturbaciones que se generan en una fuente y que se desplazan a través de un medio con propiedades elásticas mediante un movimiento armónico simple y cuya energía decae mientras la onda se aleja de la fuente que la produjo (Figura 9). Por su parte Stein y Wysession (2003) indican que en la sismología este medio es una porción de la tierra y la onda es registrada por medio de receptores; además agregan que las fuentes que generan estas oscilaciones pueden ser de 2 tipos: fuentes naturales, como los terremotos, o fuentes artificiales, como por ejemplo los explosivos. Cuando se genera una onda sísmica cercana a la superficie y la energía se transmite en un medio homogéneo, parte de ella se propaga por el volumen del medio, a este tipo de ondas se les denomina Ondas corpóreas o volumétricas, y el resto de la energía que viaja a través de la superficie se le conoce como Ondas superficiales. Estas, por la dirección de su propagación, se subdividen en 2 tipos: Ondas Rayleigh y Ondas Love (Lowrie, 2007). Este último tipo interesa para esta investigación.

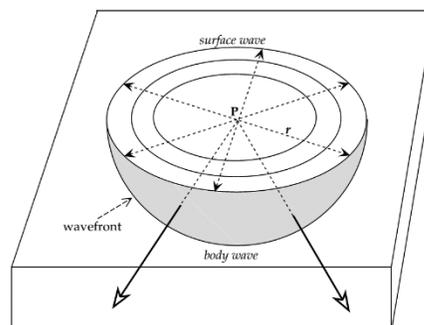


Figura 9. Propagación de los distintos tipos de ondas cuya fuente está situada en el punto P (Tomado de Lowrie, 2007).

3.1.1. Ondas Love

Como se dijo antes, la onda Love es una subdivisión de las ondas superficiales, que se clasifica así debido a la forma cómo se mueven las partículas de un medio cuando un frente de ondas pasa por ellas. En el caso de la onda Love, el movimiento de las partículas es de forma transversal a la dirección de propagación del frente de ondas y confinado a un plano horizontal paralelo a la superficie (Figura 10). Esta onda es el resultado de la interferencia, de forma constructiva, de las múltiples componentes SH que se reflejan en un ángulo supercrítico entre el tope y base de una capa.

Las velocidades de desplazamiento de las ondas Love (V_{LQ}) presentan un valor intermedio entre la velocidad de la onda S (β_1), cuando se encuentra en la superficie y cuando se encuentra en capas de mayor profundidad (β_2), esto debido a los cambios en la longitud de onda de V_{LQ} . La dependencia de la longitud de onda sobre la velocidad es lo que se conoce como Dispersión, característica que identifica a la onda Love, ya que siempre es una onda dispersiva (Telford *et al.*, 1990; Lowrie, 2007).

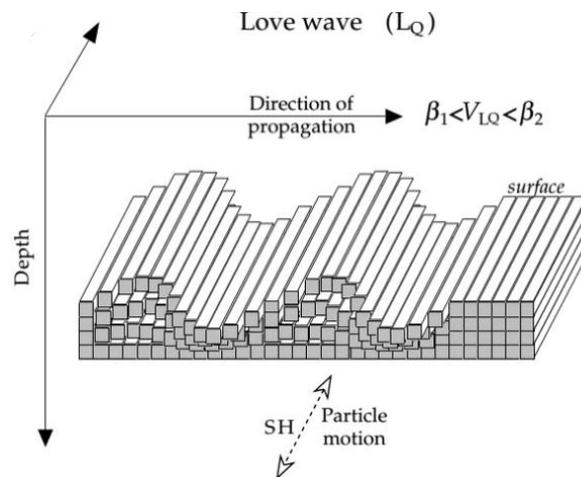


Figura 10. Movimiento de las partículas ante el paso de la onda Love o SH (Tomado y modificado de Lowrie, 2007).

3.2. Componente Radial y Transversal de un sismómetro

Según Stein y Wysession (2003), los sismómetros registran los movimientos horizontales del suelo por medio de las componentes direccionadas en sentido Norte - Sur y Este - Oeste, las cuales raramente, por las distintas ubicaciones de los receptores con respecto a las fuentes, corresponden exactamente con las direcciones de propagación de la onda. Es por esto que las componentes horizontales del sismómetro son rotadas, siguiendo la ecuación:

$$\begin{pmatrix} R \\ T \\ Z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -\cos\gamma & -\sin\gamma & 0 \\ \sin\gamma & -\cos\gamma & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} N \\ E \\ Z \end{pmatrix} \quad (\text{Ecuación 1})$$

donde γ representa el *backazimuth* y N,E y Z, las amplitudes del registro en cada componente. La Ecuación 1 permite obtener la componente radial, que está en la dirección en que se conecta la fuente con el receptor, y la componente transversal cuya dirección es ortogonal a la dirección radial (Figura 11).

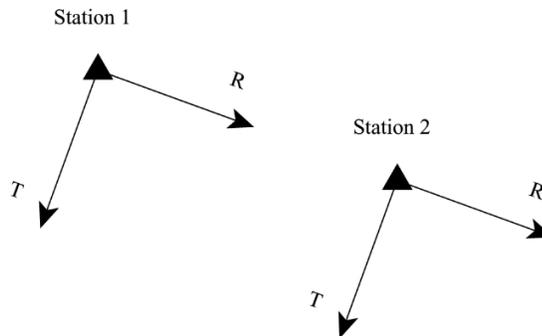


Figura 11. Componente radial y transversal definida entre 2 estaciones que actúan como pares fuente - receptor (Tomado de Lin *et al.*, 2008).

Campillo y Paul (2003) indican que sólo en el registro de la componente transversal es visible el pulso que forma la llegada de la onda Love, debido al paralelismo que

presenta esta componente con respecto a la dirección en que se desplazan las partículas ante el paso de la onda Love. Lin *et al.* (2008) verificaron esto en su investigación, comparando la correlación cruzada de la componente vertical, donde sería visible el pulso de la onda Rayleigh con respecto al registro de la componente transversal (Figura 12).

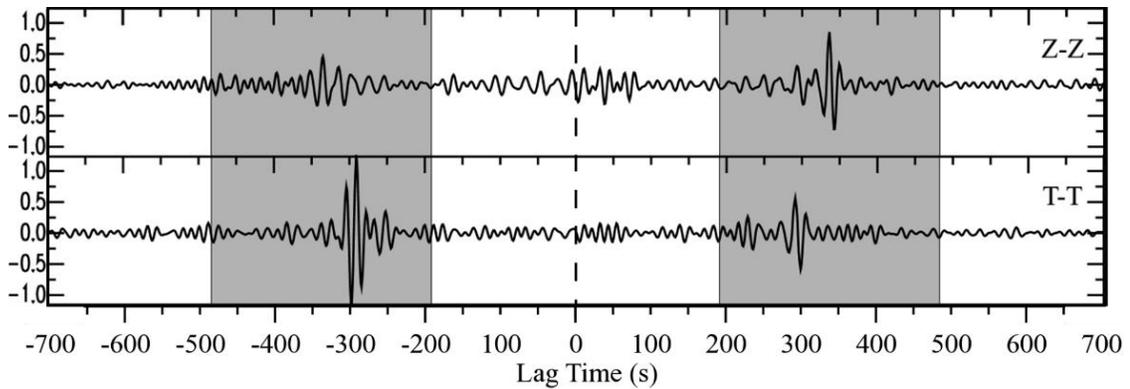


Figura 12. Llegada de las ondas Rayleigh y Love en las componentes vertical y transversal respectivamente, cada llegada se ubica dentro de la ventana de color gris (Tomado y modificado de Lin *et al.*, 2008).

3.3. Velocidades de Grupo y de Fase

Como se indicó en el punto 3.1.1 las ondas Love sufren el fenómeno de dispersión, que no es más que una característica de este tipo de onda, en donde esta viajará a distintas velocidades dependiendo del período o frecuencia de la misma. En tal sentido, existen 2 tipos de velocidades: la velocidad de grupo (U) y la velocidad de fase (c). La definición de la primera se muestra en la Ecuación 2 y no es más que la velocidad a la cual se propaga la energía contenida en la envolvente de una onda; esta envolvente posee una mayor longitud de onda (λ), a diferencia de las ondas que la forman, las cuales poseen una menor longitud. La velocidad a la que se propagan estas últimas se conoce como velocidad de fase (c) y su definición se da en la

Ecuación 3. Como muestra la Figura 13 en donde se representa una onda en 3 períodos distintos de tiempo (t_1 , t_2 , y t_3), la velocidad a la cual se propaga c es mayor a la cual se propaga U de mayor longitud de onda (Stein y Wyssession, 2003; Lowrie, 2007).

$$U = \frac{\partial \omega}{\partial k} = \frac{\partial}{\partial k}(ck) = c + k \frac{\partial c}{\partial k} = c - \lambda \frac{\partial c}{\partial \lambda} \quad (\text{Ecuación 2})$$

$$c = \omega / k \quad (\text{Ecuación 3})$$

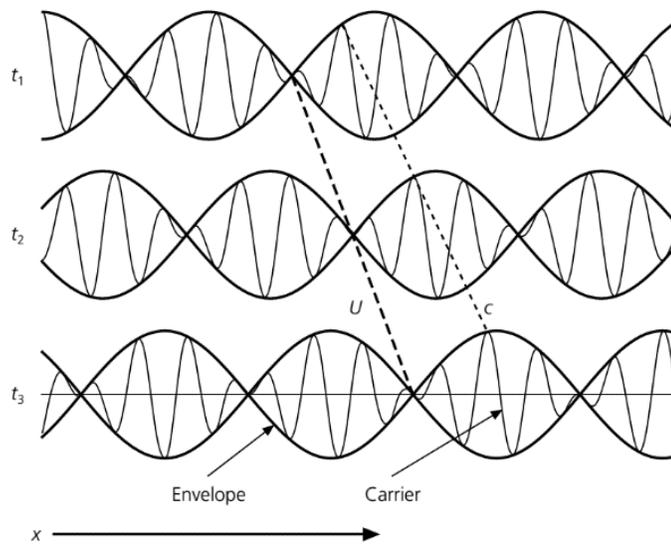


Figura 13. Propagación de la onda según su velocidad de fase y de grupo en 3 períodos de tiempo distintos (Tomado y modificado de Stein y Wyssession, 2003).

3.4. Ruido Ambiental

García (2010) define el ruido sísmico ambiental o microtremor como las vibraciones que se propagan como ondas elásticas por el subsuelo y que son producidas por fenómenos atmosféricos como: oleaje, tremor volcánico, o por la actividad humana, sin ser producido por sismicidad natural. Por su parte, Stein y Wysession (2003) indican que todas estas fuentes están siendo generadas constantemente por lo que la corteza está continuamente en reverberación; añade también que la mayoría del ruido está contenida en el rango de períodos de 1 s (1 Hz) a 10 s (0.1 Hz) como se muestra en la Figura 14, en donde se observa cómo a los 100 s (0.01 Hz) todavía queda un contenido mínimo de ruido ambiental.

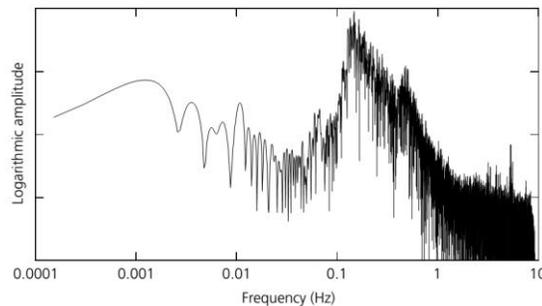


Figura 14. Espectro de frecuencia del ruido ambiental (Tomado de Stein y Wysession, 2003).

El uso de este tipo de fuente, en particular como fuente generadora de ondas superficiales, es de especial interés, ya que tiene la característica de generarse de forma continua, de poseer un amplio rango espectral y de la cual, mediante la correlación cruzada entre pares de estaciones, se puede extraer la función de Green para el cálculo de velocidades de fase y de grupo.

3.5. Tomografía sísmica

Entre los métodos y técnicas geofísicas que existen para el estudio del interior de la Tierra está el método de tomografía, palabra que proviene de las raíces *tomos* (corte) y *graphein* (imagen, gráfico). Este método busca, por medio de variaciones de velocidades de las ondas sísmicas entre pares fuente - receptor, calcular las estructuras de velocidades de la corteza y manto. Según Stein y Wysession (2003), se busca aprovechar el hecho de que la onda a distintos períodos muestrea la estructura interna de la Tierra a distintas profundidades, lo cual se logra dividiendo la región estudiada en una serie de arreglo de bloques o celdas, a través de los cuales se desplazarán los rayos de las ondas; cada bloque se parametriza asignándole una perturbación en el tiempo de viaje de la onda cuando éste viaja a través de cada uno de ellos (Figura 15) con la finalidad de ajustar la lentitud de la onda desplazándose por el medio con respecto a un modelo de referencia. Existen distintos tipos de tomografías, una de ellas trabaja sobre los tiempos de viaje de las ondas superficiales, esta es la tomografía de ruido ambiental.

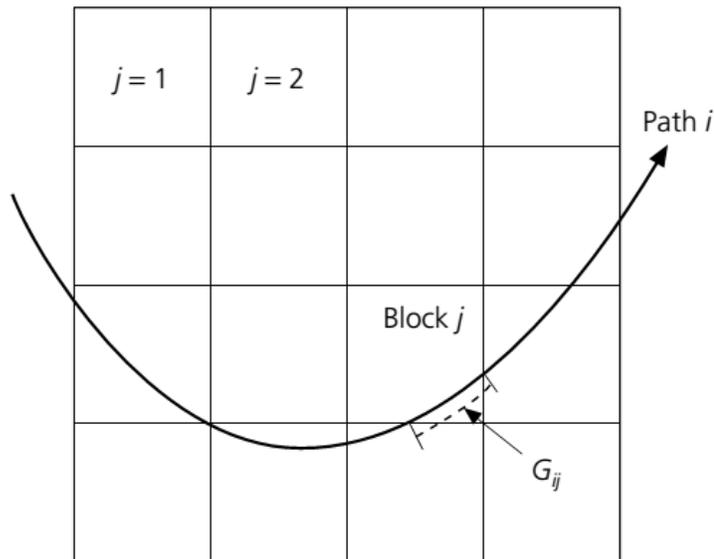


Figura 15. Ejemplo de una región que se divide en celdas j en donde el rayo i se desvía una distancia G_{ij} en cada celda (Tomado de Stein y Wysession, 2003).

3.5.1. Tomografía de ruido ambiental

La tomografía de ruido ambiental es una técnica nueva y eficiente, la cual se ha convertido en una herramienta popular y poderosa para estudiar la estructura cortical de la Tierra, donde las estaciones sismológicas actúan como pares fuente-receptor. En este caso, el método se basa en la suposición de que, cercano a la superficie, se generan ondas de forma aleatoria y producidas por *scatterers*. La información de ésta es coherente y se puede usar para extraer de la onda la función de Green, a partir de la correlación cruzada entre pares de estaciones (Shapiro *et al.*, 2005; Li *et al.*, 2010; Delph *et al.*, 2015).

Esta técnica presenta un gran avance para el estudio de la corteza terrestre con respecto a la tomografía tradicional, la cual usaba el registro de terremotos como fuente y presentaba el inconveniente de que los sitios donde se generaban los sismos tenían una distribución irregular, y por lo tanto las ondas solo muestreaban ciertas direcciones; esto no ocurre en la tomografía con ruido ambiental, ya que la densidad de los caminos por donde transita la onda es mayor debido a que no se depende de los terremotos sino de la localización de las estaciones sismológicas, número que ha crecido debido al desarrollo en el área de la sismología en las últimas décadas, además de no necesitarse el tiempo de origen del evento; otro inconveniente de la tomografía tradicional es que la calidad de las medidas de dispersión obtenidas por debajo de los 20 s es baja, lo cual es problemático, ya que son estos bajos períodos los que contienen la información de la corteza y de la parte superior del manto, y por último en la tomografía tradicional se requiere información de la fuente como la localización del hipocentro y del momento tensorial, lo cual no es necesario en la tomografía de ruido ambiental (Villaseñor *et al.*, 2007; Yang *et al.*, 2007; Li *et al.*, 2010).

Li *et al.*, (2010) comenta que los resultados de una tomografía con ruido ambiental usando ondas Love, si se comparan con los obtenidos, si la misma se hiciera con

tomografía de ondas Rayleigh, tenderían a ser similares y consistentes, al igual que mostrarían una buena relación entre las estructuras geológicas que se pueden interpretar, como se puede observar la Figura 16.

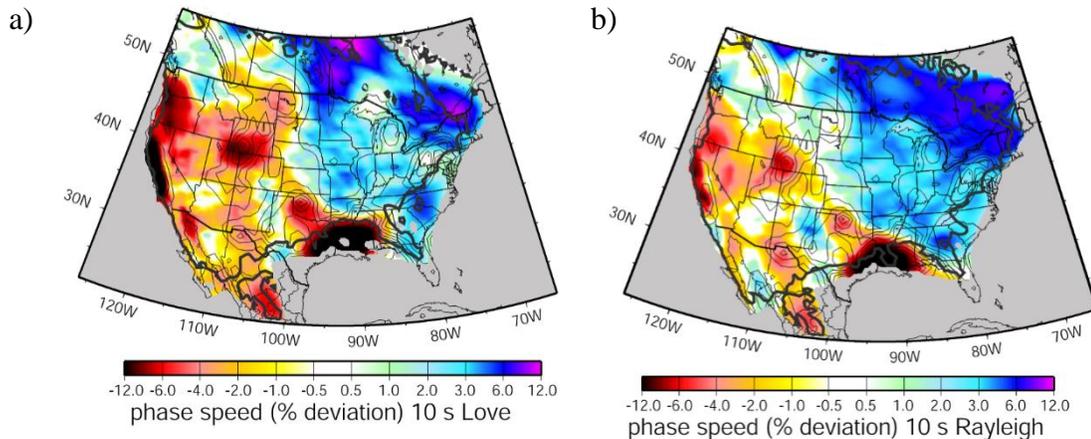


Figura 16. Comparación de tomografía con ruido ambiental a 10 s elaborada con ondas Love (a) y ondas Rayleigh (b) sobre Estados Unidos (Tomado y modificado de Bensen *et al.*, 2008).

Uno de los trabajos más importantes en esta área fue el realizado por Bensen *et al.* (2007), donde se indican los pasos más importantes en el procesamiento de ruido ambiental. El mismo fue complementado con lo dicho posteriormente por Bensen *et al.* (2008) para el procesamiento de ruido ambiental con ondas Love. Entre los pasos más importantes que se extraen de estos 2 trabajos se tiene los siguientes: Normalización temporal, correlación cruzada entre cada posible par de estaciones, apilamiento de todos los registros diarios, rotación de componente Este – Oeste y Norte – Sur a las componentes transversal y radial respectivamente y, finalmente, la medición de las velocidades de grupo y fase.

3.5.1.1. Normalización Temporal con método *running-absolute-mean*

Bensen *et al.* (2007) indican que la normalización temporal es el paso más importante en el procesado de cada estación de forma individual, y lo define como la fase del procesado de la tomografía de ruido ambiental que busca reducir el efecto producido por las largas amplitudes generadas por los terremotos y por irregularidades generadas por los equipos de los registros diarios de cada estación sismológica. Este autor indica en su trabajo cinco métodos para la normalización del dato, los cuales son: *One-bit*, *Clipped*, Detección y eliminación automatizada de eventos, normalización *Water – level* y el método *running-absolute-mean* (Figura 17), siendo este último el método que mayor flexibilidad y adaptabilidad tiene sobre cualquier dato y el que, según Bensen *et al.* (2008), muestra mayor impacto en la mejora del dato, cuando se trabaja con ondas Love.

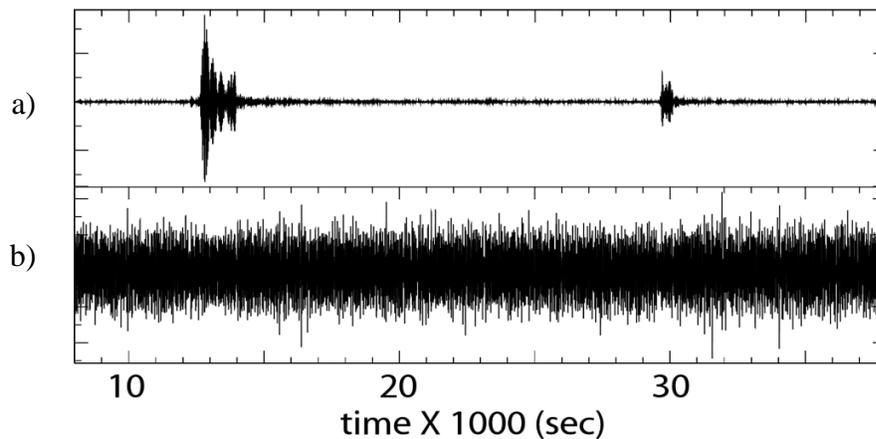


Figura 17. (a) Ejemplo del registro de la estación CRLZ ubicada en Nueva Zelanda de fecha 14 de octubre de 2005, el cual ha sido filtrado entre 15 y 50 s. (b) Registro mostrado en (a) posterior a su normalización con el método *running-absolute-mean* (Tomado y modificado de Bensen *et al.*, 2007).

La definición del método de *running-absolute-mean* se muestra en la Ecuación 4. Bensen *et al.* (2007) y Lin *et al.* (2008) explican que para el uso de este método se deben ir seleccionando cada una de las amplitudes del registro (d_j) correspondientes a cada punto de tiempo (n), y, centrándose en ese punto, se define una ventana cuya longitud para ambos lados del punto n tendrá una longitud N la cual se mantendrá constante; luego se calcula la media del valor absoluto de todas las amplitudes que estén dentro de esta ventana; y el mayor valor entre el resultado de la componente Norte y Este se selecciona como el Peso (W_n), ésta fórmula se muestra en la Ecuación 5. Posteriormente este resultado de W_n se usa para dividir el valor de amplitud en donde se encuentra centrada la ventana, y el valor resultante es lo que se define como la amplitud normalizada (Ecuación 4).

$$\widetilde{d}_n = d_n / W_n \quad (\text{Ecuación 4})$$

$$W_n = \frac{1}{2N+1} \sum_{j=n-N}^{n+N} |d_j| \quad (\text{Ecuación 5})$$

3.5.1.2. Correlación cruzada (*Cross correlation*)

La correlación cruzada es la representación de las ondas viajando en direcciones opuestas entre estaciones y cuya importancia se refleja en que el resultado de esto provee una estimación de la función de Green entre las 2 estaciones, debido a que la forma de la onda de la correlación solo se diferencia en un factor de amplitud a la función de Green. Es por esto que la correlación cruzada es la etapa base de la tomografía de ruido ambiental (Shapiro *et al.*, 2005; Bensen *et al.*, 2007; Yang *et al.*, 2007; Ward *et al.*, 2013).

Esta fase se realiza de forma diaria en el dominio de la frecuencia. Un ejemplo de la correlación cruzada se muestra en la Figura 18, donde la longitud en tiempo del eje horizontal dependerá de la velocidad de grupo que posea la onda y de la distancia entre las estaciones. En cuanto a la estructura de la correlación, se identifican dos partes, el lado positivo de ésta, el cual recibe el nombre de *Causal* y el lado negativo se denomina *Acausal*. Cada lado representa a la onda viajando de una estación a otra. También es posible promediar ambos lados en uno solo, lo cual podría mejorar la correlación. A este promedio se le denomina señal Simétrica (Bensen *et al.*, 2007).

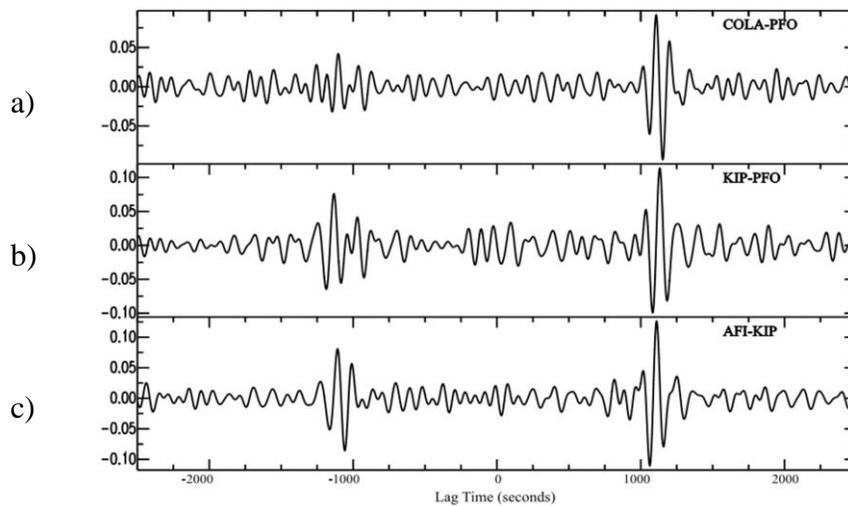


Figura 18. Correlaciones cruzadas entre estaciones COLA – PFO (a), KIP – PFO (b) y AFI – KIP (c) (Tomado y modificado de Lin *et al.*, 2006).

3.5.1.3. Función de Green

La función de Green entre 2 puntos se considera el sismograma registrado en un receptor, cuando la fuente es un delta o un pulso de energía liberado en el otro punto. Esta función, como se dijo antes, puede ser estimada a través de la correlación cruzada y cumple una función importante en la tomografía de ruido ambiental, ya que por medio de esta pueden ser calculadas las velocidades de grupo y de fase entre

pares de estaciones sismológicas. La ecuación que la define se muestra a continuación:

$$G_{AB}(t) = -\frac{d}{dt} \left[\frac{C_{AB}(t) + C_{AB}(-t)}{2} \right] \quad (\text{Ecuación 6})$$

En donde G_{AB} corresponde al valor de la función de Green en un tiempo t , para las 2 estaciones A y B, y C_{AB} es el valor en la correlación cruzada (Bensen *et al.*, 2007; Lin *et al.*, 2008; Nicolson *et al.*, 2011).

3.5.1.4. Apilamiento Nth-root

La definición de apilar es la de juntar, sumar o combinar elementos. Llevando esta definición a la sismología, el apilamiento es combinar trazas sísmicas con la finalidad de mejorar la señal de interés y atenuar el ruido aleatorio contenido en los datos (Kennett, 2000). Una de las técnicas desarrolladas para el apilamiento de trazas es el método Nth-root, cuya fórmula se muestra en la siguiente ecuación:

$$R_N = \left(\frac{1}{m} \sum \sqrt[N]{t_i} \right) * \left[\left| \frac{1}{m} \sum \sqrt[N]{t_i} \right| \right]^{N-1} \quad (\text{Ecuación 7})$$

En donde R_N es el valor del dato apilado para la amplitud t_i , m corresponde al número de trazas a apilar y N es el exponente de apilamiento. Para este último parámetro, McFadden *et al.* (1986) indican que cuando es igual a 1 la ecuación mostrada antes se reduce a la fórmula del apilamiento clásico o apilamiento lineal, en donde se promedia la sumatoria de todas las amplitudes para un instante de tiempo, un ejemplo de este se muestra en la Figura 19. El problema con $N=1$ es comentado por Schimmel y Paulssen (1997), los cuales indican que el apilamiento lineal presenta dificultades a la hora de suprimir de forma efectiva la señal no deseada, es por esto que se desarrolló el método Nth-root en donde el valor de N es mayor a 1.

McFadden *et al.* (1986) investigaron los resultados de aplicar el método Nth-root y concluyeron que los valores óptimos para el exponente de apilamiento son valores menores a 10, ya que si estos son mayores se corre el riesgo de destruir la señal de interés. Además indicaron que esta es una herramienta poderosa con la que se puede atenuar una mayor cantidad de ruido en comparación al eliminado por el apilamiento lineal, como se aprecia en las Figuras 19b, 19c y 19d.

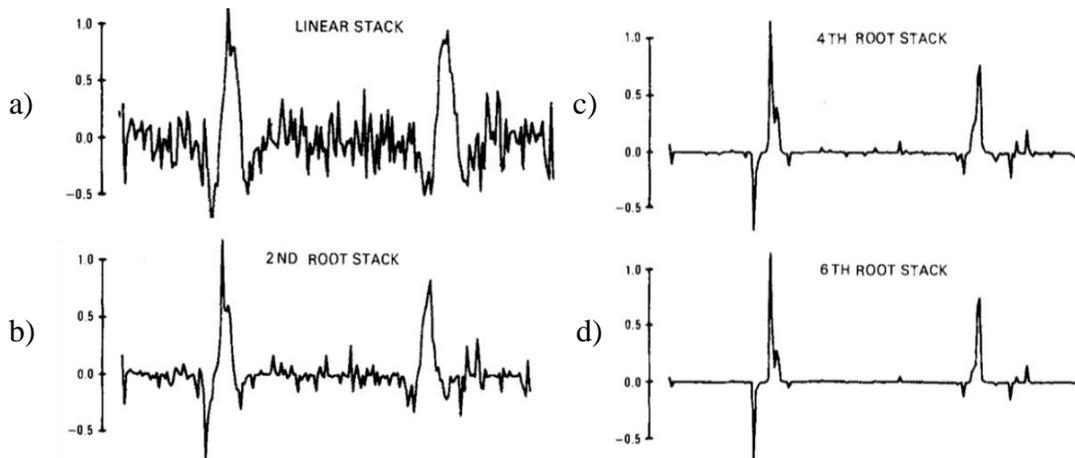


Figura 19. Comparación del apilamiento Nt-root con distintos valores de N . (a) $N=1$. (b) $N=2$. (c) $N=4$. (d) $N=6$ (Tomado y modificado de McFadden *et al.*, 1986).

3.5.1.5. Análisis Frecuencia – Tiempo (FTAN)

El análisis en frecuencia - tiempo más conocido por sus siglas en inglés FTAN (*frequency-time analysis*) es una técnica que, por medio de la función estimada de Green, logra medir la dispersión de la misma o lo que es igual a calcular las velocidades de grupo y de fase en función del período (Bensen *et al.*, 2007).

Un ejemplo del análisis FTAN es el mostrado en la Figura 20, el cual es bien explicado por Bensen *et al.* (2007) y por Yang *et al.* (2007), quienes indican que para

realizar el análisis se tiene que aplicar sobre la correlación cruzada un filtro *phase-matched*, lo cual causa el “colapso” de la señal llevándola idealmente a un delta, lo que identifica y remueve el ruido contaminante del dato (Figura 20a). Luego de esto, el análisis FTAN representa la máxima potencia de la señal como una función del tiempo y de una frecuencia central, como muestra la Figuras 20b y 20c, en donde la máxima potencia es representada con colores rojos, la cual es usada para construir la curva de dispersión o de velocidad.

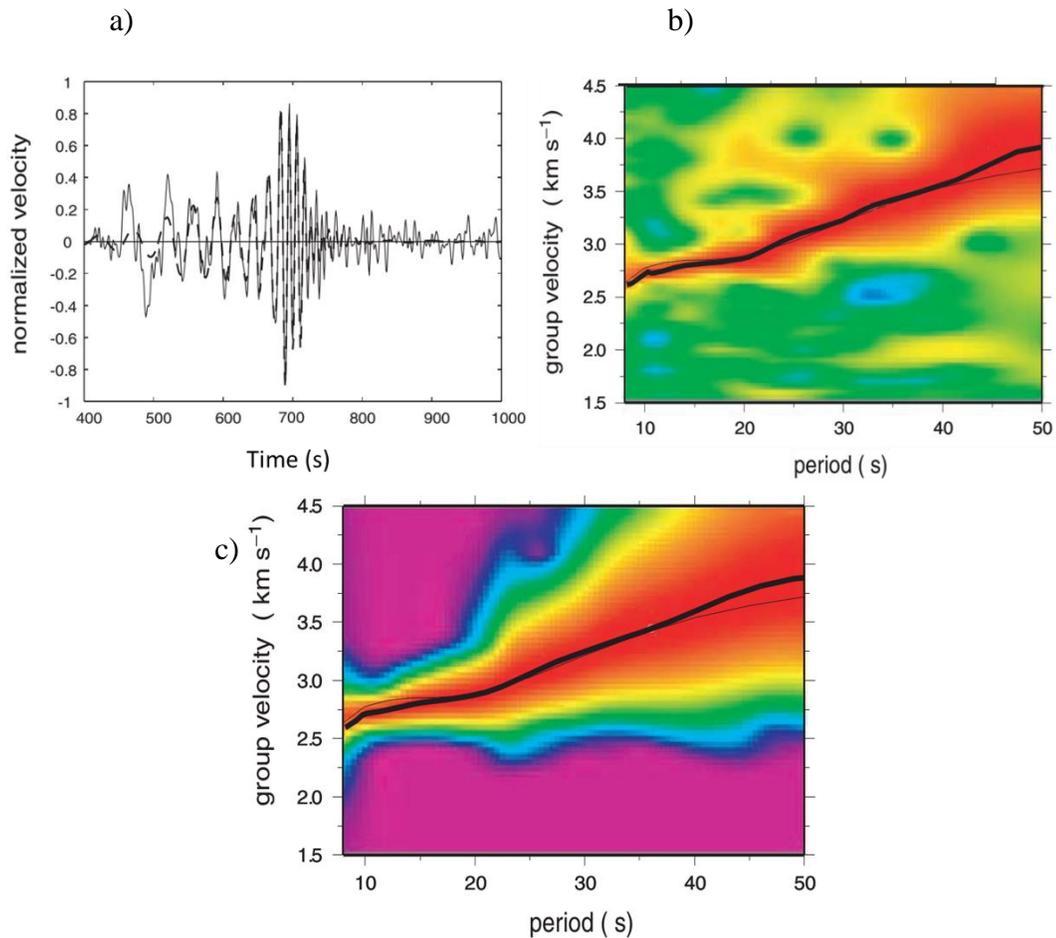


Figura 20. a) En línea continua la correlación cruzada entre las estaciones IBBN – OBN, y en línea segmentada la señal posterior a la aplicación de filtro *Phase-matched*. b) Curva de dispersión sobre el dato de (a) sin filtro *Phase-matched*. c) Dispersión cuando se ha aplicado filtro *Phase-matched* (Tomado y modificado de Yang *et al.*, 2007).

3.6. Inversión sísmica

La inversión es una técnica que tiene como objetivo principal encontrar la distribución de propiedades físicas de interés como: velocidad, densidad o módulos elásticos, a partir de las mediciones en superficie de los campos asociados a estas propiedades. Sin embargo, la dificultad de encontrar estas propiedades es la no unicidad de la solución, ya que existe un rango infinito de soluciones. Por lo tanto, la inversión permite encontrar, a partir de un modelo inicial y de forma iterativa, un modelo que predice las mediciones y es geológicamente interpretable (Phillips et al., 2001)

Park *et al.* (1999) indican en la inversión, para la obtención de un perfil 1D de velocidad de onda S (V_s), se requiere un modelo inicial como punto de partida para el proceso iterativo. Este modelo inicial requiere parámetros como: velocidad de onda P (V_p), velocidad de onda S, densidad y espesores. Por otra parte, el modelo 1D obtenido, es una representación regional del subsuelo de la zona estudiada y no puntual o bajo una estación sísmica.

CAPÍTULO IV

MARCO METODOLÓGICO

Para el cumplimiento del objetivo general que tiene este trabajo de investigación se siguió la secuencia de trabajo mostrada en la Figura 21 la cual se divide en 12 etapas principales. Este esquema está elaborado tomando como base la secuencia que indican Bensen *et al.* (2007) y Bensen *et al.* (2008) para procesamiento de ruido ambiental con ondas Love.

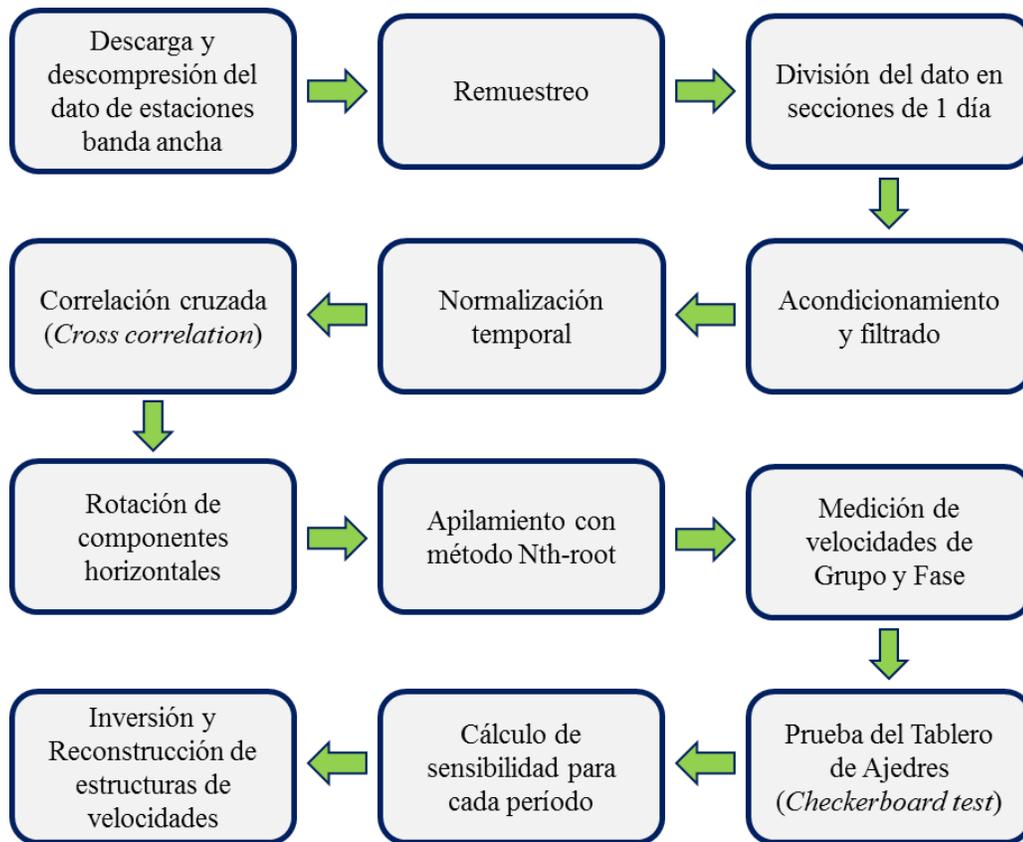


Figura 21. Representación esquemática para el procesamiento de ruido ambiental.

4.1. Descarga y descompresión del dato de estaciones banda ancha

Los datos empleados en este trabajo corresponden a los registros sismológicos continuos de las componentes horizontales grabadas durante los años 2003 a 2005 y 2012 a 2016 por las 44 estaciones banda ancha disponibles en el área de estudio mostradas en la Figura 1, las cuales fueron instaladas para los proyectos BOLIVAR (*Broadband Ocean-Land Investigations of Venezuela and the Antilles arc Region*) y GEODINOS (Geodinámica Reciente del Límite Norte de la Placa Sudamericana); de estas 44 estaciones 2 pertenecen a la red CU, 1 a la red G, 2 a TR, 1 a VE, 4 a WI y 34 para la red XT.

Los datos se obtuvieron a través del portal web del IRIS (*Incorporated Research Institutions for Seismology*). En él, para las estaciones de las redes XT y G, se descargó la señal grabada entre 2003 a 2005, y para las redes CU, TR, VE, WI y también G, entre 2012 a 2016 (Figura 1). Esto se hizo de este modo, ya que en estos períodos de tiempo era donde había dato disponible. En cuanto a las componentes obtenidas para cada estación, se descargaron las componentes Norte (*BHN* o *BH1*) y Este (*BHE* o *BH2*).

Una vez descargado los datos en formato *.seed*, se hizo uso del programa *rdseed* para leer y descomprimir los mismos. Para ello se ejecutó el programa; posteriormente se indicaron parámetros como: el nombre del archivo de entrada, la componente de descomprimir, el formato de salida (*.SAC*), y el tipo de dato. Una vez hecho esto, se generaron los registros sismológicos así como los archivos de polos y ceros, y la respuesta instrumental del sismógrafo, estos 2 últimos necesarios para el acondicionamiento del dato.

4.2. Remuestreo y división de los datos

El dato continuo se procesó según lo expuesto por Bensen *et al.* (2007), Bensen *et al.* (2008) y Lin *et al.* (2008). Como primer paso, se remuestrea el dato continuo de las estaciones banda ancha a 1 muestra por segundo mediante uso del programa SAC (*Seismic Analysis Code*). Luego el dato fue separado o concatenado, según haya sido el caso, para obtener archivos sismológicos con longitudes de 1 día (86400 s), como se muestra en la Figura 22a (Bensen *et al.*, 2007). Todo esto permitió acondicionar los datos para su procesamiento.

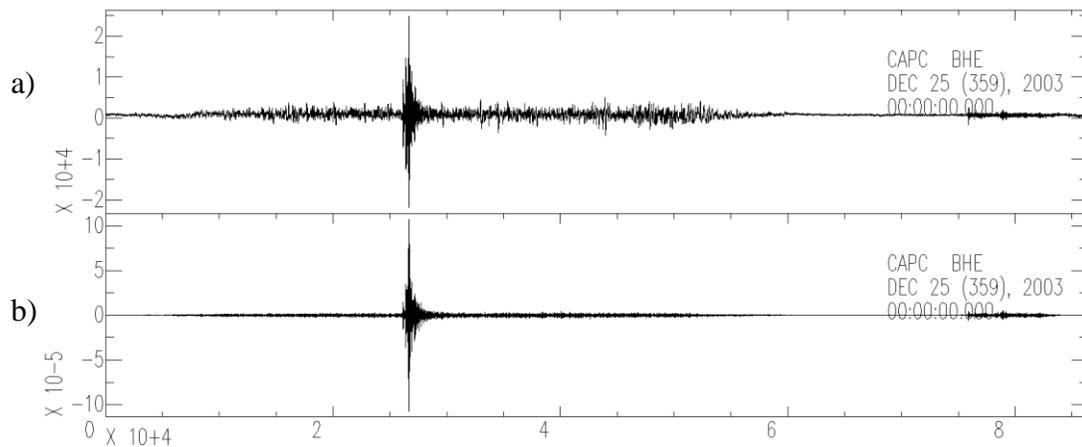


Figura 22. (a) Ejemplo del registro de fecha 25 de diciembre de 2003 de la componente Este, estación CAPC de la red XT. (b) Registro de (a) posterior a la eliminación de la media, tendencia lineal, respuesta instrumental y de la aplicación de un filtro pasabanda.

4.3. Acondicionamiento y filtrado

Con la finalidad de tener un dato óptimo para el posterior procesamiento, se realizó el acondicionamiento de las señales. Lo primero que se realizó sobre los datos fue la

eliminación de la media y la tendencia lineal, para posteriormente aplicar un filtro *Taper*, cuya función fue la de suavizar los extremos de la señal para no presentar problemas a la hora de realizar transformadas de Fourier sobre los mismos. Posteriormente, se aplicó un filtro pasabanda entre la ventana de frecuencias de 0.2 Hz (5 s) y 0.02 Hz (50 s), ya que el contenido de frecuencia de la onda Love está abarcado por esta banda seleccionada. Por último, para luego realizar las correlaciones cruzadas, fue necesario remover la respuesta instrumental del dato, ya que las estaciones presentaban distintos sismómetros y digitalizadores, como indica Arnaiz-Rodríguez (2015). El resultado de esto se muestra en la Figura 22b, en donde podemos ver que se mejoró la calidad del dato y se eliminó señal no deseada mostradas en la Figura 22a.

4.4. Normalización temporal

Con los registros cortados por días y acondicionados, se procedió a aplicar la Normalización temporal sobre las componentes Norte y Este que, como indica Bensen *et al.* (2007) corresponde a la etapa más importante del procesamiento de los datos, ya que este paso lo que busca es reducir los efectos de las señales producidas por los terremotos principalmente. Para esto se hizo uso del código *TimeNorm*, que tuvo como función generar los archivos sismológicos diarios normalizados basándose en las Ecuaciones 4 y 5.

En la Figura 23a y 23b, podemos ver el ejemplo del registro de componente Norte de fecha 29 de enero de 2004 de la estación FDF antes de ser normalizada, en donde se identifica la llegada de un terremoto a los 1530 s y se ve que luego de normalizar el dato las amplitudes del registro del sismo se han reducido en relación al resto de la señal; si limitamos la ventana de visualización solo al sismo (Figuras 23c y 23d), se logra observar óptimamente que la forma de la onda producida por el sismo no se ha

eliminado, ya que las amplitudes solo se han reducido tal como indica Bensen *et al.*, (2007).

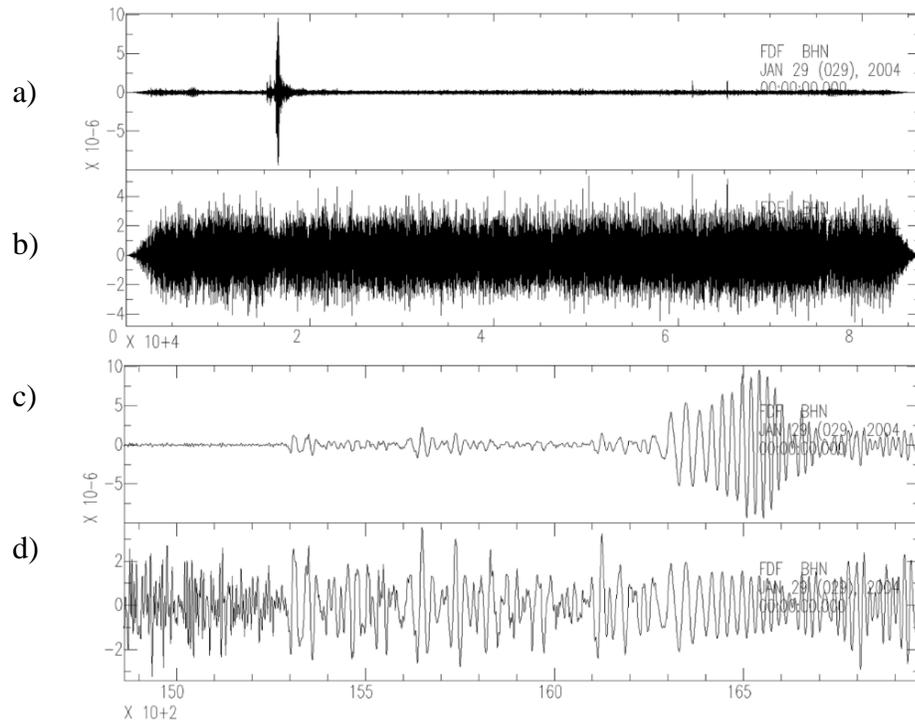


Figura 23. (a) Registro de componente Norte de la estación FDF antes de aplicar la normalización temporal. (b) Señal (a) posterior a la normalización. (c) Señal (a) con una ventana de visualización limitada al registro del sismo. (d) Dato (a) con ventana de visualización indicada en (c) posterior a la normalización.

4.5. Correlación cruzada de componente Este-Este y Norte-Norte

Una vez normalizados todos los datos por día, para cada componente horizontal de cada estación, se calcularon las correlaciones cruzadas entre cada posible par de estaciones usando el programa *ccNoise* para así obtener la representación de la onda viajando en direcciones opuestas entre cada par de estaciones, lo que nos permitía la

estimación de las funciones Green como se explicó en el punto 3.5.1.2. Una vez hecho esto, en las componentes Norte y Este, para las 35 estaciones del período 2003 a 2005, resultaron un total de 588 combinaciones de pares de estaciones, y, de las 10 estaciones usadas para el período 2012 a 2016, resultaron 45 combinaciones de pares de estaciones. Se logró un total de 633 correlaciones cruzadas entre los posibles pares de estaciones.

Una vez completada esta etapa, los archivos diarios de cada correlación tienen una longitud en tiempo, tanto para el lado *causal* como para el *acausal*, de 4096 s. Esto último conlleva a que los datos ocupen un gran espacio en memoria. Por lo tanto, como la distancia más grande entre estaciones es de 1094 km, se procedió a cortar el archivo diario de cada correlación cruzada, entre los -800 s a 800 s. En efecto, tomando una velocidad de desplazamiento para la onda Love de 3 km/s y teniendo como mayor distancia la dicha antes, el pulso de la onda Love debería tardar 364.67 s en llegar de una estación a otra. Por lo tanto, con la ventana antes dicha, estamos asegurando de que no estamos eliminando la señal de interés en ningún archivo, y se logra disminuir el espacio en memoria ocupado por los datos.

4.6. Rotación de componentes horizontales

A esta altura del procesamiento, se realizó la rotación de las componentes horizontales Norte y Este, basándonos en la Ecuación 1 dada por Rondenay (2009), para obtener las componentes rotadas radial y transversal, de la cual en esta investigación la que nos interesa es la transversal, ya que de esta emerge el pulso de la onda Love de las correlaciones cruzadas y se observa claramente posterior al apilamiento del dato (Campillo y Paul, 2003). Para realizar la rotación de las componentes horizontales, se hizo uso del programa *SAC*, mediante el cual se daba entrada de cada uno de los archivos por día de las componentes Norte y Este de cada

una de las correlaciones cruzadas, y se rotaron ambas componentes horizontales a las direcciones radiales y transversales que formaban los posibles pares de estaciones.

Esta fase se realizó posterior a la realización de las correlaciones cruzadas, ya que, según Lin *et al.* (2008), esto acelera el procesamiento, facilita el cómputo, ayuda al almacenamiento usado por los datos y no hay diferencias entre los resultados que se obtendrían, si la rotación se realizara antes de la fase de correlación cruzada.

4.7. Apilamiento con método Nth-root

Como indican Bensen *et al.* (2007) y Li *et al.* (2010), se procedió a apilar en el dominio del tiempo todos los archivos diarios de cada correlación cruzada. En este caso, con la componente transversal, para así obtener de este procedimiento un estimado de la función de Green, y mejorar la relación señal – ruido del dato. Este paso se llevó a cabo usando el método Nth-root debido a que es esta una herramienta poderosa a la hora de eliminar ruido no deseado de la señal (McFadden, 1986).

Usando el código *NthRootStack* se realizó el apilamiento de cada correlación cruzada usando los valores: 1, 2, 3 y 4. El valor de 1 se utilizó ya que con este N lo que se logra realizar es el apilamiento lineal clásico, el cual se utilizó para comparar los efectos del apilamiento Nth-root, con respecto al apilamiento lineal. El resto de valores de N se escogieron en base a lo indicado en el trabajo de McFadden (1986), que también concluye que la selección del valor óptimo de N se realiza de forma empírica.

Un ejemplo del resultado obtenido usando *NthRootStack* se muestra en la figura 24 en donde se observa a la correlación cruzada apilada del par de estaciones PRPC y ROPC de la red XT. Podemos ver que al usar $N=1$ (Figura 24a) se observa de forma clara el pulso de la onda Love a los -80 s y 80 s, pero la traza tiene un alto contenido de ruido no deseado, tanto en el lado *causal* como en el *acausal*. Este ruido se ve

disminuido de forma considerable, cuando se utilizó $N=2$. Al usar $N=3$ se logra eliminar casi en su totalidad el ruido no deseado sin afectar el pulso de la onda Love, el cual se observa de forma óptima en ambos lados de la señal; si se compara este valor con $N=4$, vemos que no hay una diferencia notable en el ruido eliminado, pero sí en la amplitud del pulso, ya que se ve disminuido, sobre todo en el lado *acausal*. Es por esto que los datos sobre los cuales se continuó trabajando se apilaron con $N=3$, y no con un valor mayor, ya que al usar valores elevados se pueden llegar a destruir la señal de interés (McFadden, 1986).

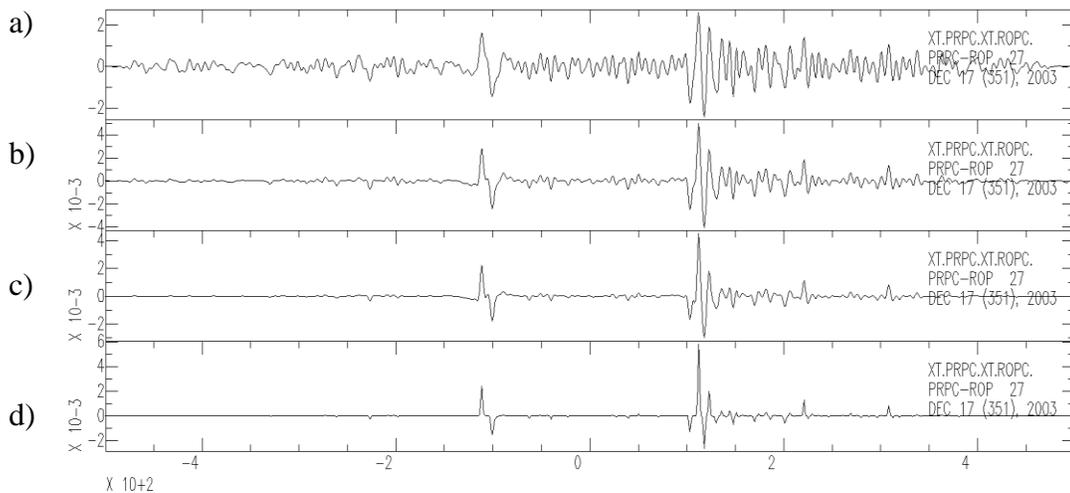


Figura 24. Ejemplo del apilamiento de la correlación cruzada PRPC-ROPC con $N=1$ (a), $N=2$ (b), $N=3$ (c), $N=4$ (d).

Una vez apilado todos los archivos por días para cada una de las correlaciones cruzadas usando $N=3$ se graficaron los conos de ruido de las estaciones, con la finalidad de verificar que se observaran de forma correcta la llegada de los pulsos de la onda Love, tanto para el lado *causal* como para el lado *acausal* de cada una de las correlaciones cruzadas, la Figura 25 muestra el cono formado por los pulsos de las llegadas de la onda Love para la estación PRPC.

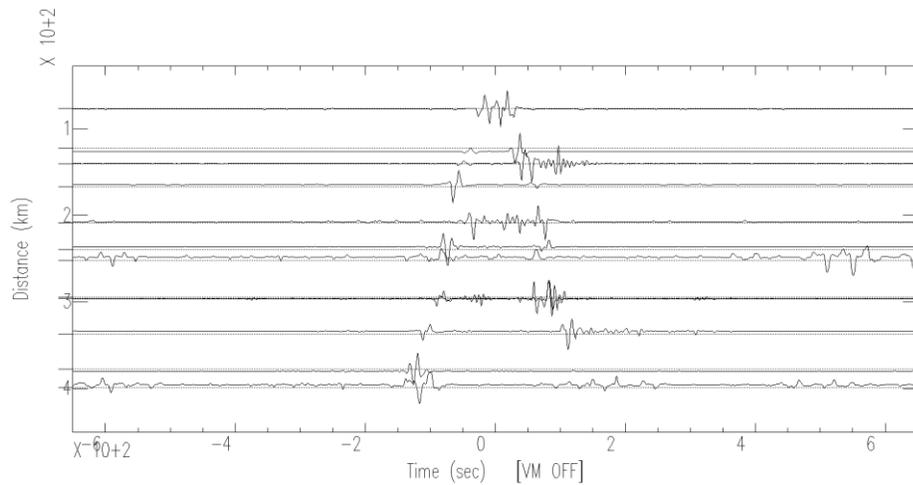


Figura 25. Cono de ruido formado por los pulsos de las llegadas de la onda Love llegando a la estación PRPC de la red XT.

En este punto del procesamiento, se graficó la correlación de la componente transversal y de la componente vertical (*BHZ*) entre las estaciones ABPC y CAPC. Al realizar esto, se pudo verificar que, llegados a esta etapa, estuviéramos obteniendo del apilamiento el pulso de la onda Love, lo cual se muestra en la Figura 26, donde se observa en la componente vertical la llegada a los 133 s de la onda Rayleigh, mientras que en la componente transversal el pulso de la onda Love arriba a los 100 s, tal como indicó Lin *et al.* (2008) en la Figura 12.

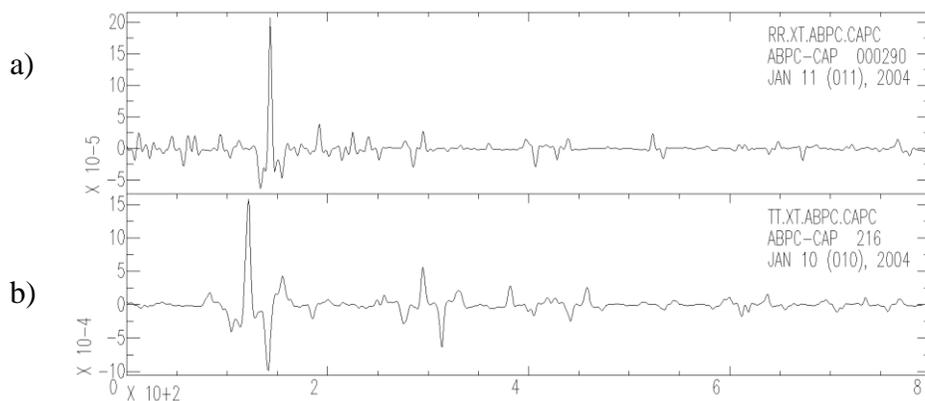


Figura 26. (a) Llegada del pulso Rayleigh en la componente vertical para la correlación apilada de ABPC y CAPC. (b) Llegada del pulso Love en la componente transversal.

4.8. Medición de velocidades de Grupo y Fase

Una vez apiladas todas las correlaciones cruzadas, se realizó el cálculo de las velocidades de grupo y de fase usando el código *EGFAnalysisTimeFreq* (Figura 27), que se encarga de calcular la función de Green a partir de la correlación cruzada mediante el análisis tiempo-frecuencia (FTAN), para así obtener cada una de estas velocidades en función del período (Bensen *et al.*, 2007).

Posteriormente, se cargaron los archivos *.dat* en el código *EGFAnalysisTimeFreq* y se ajustaron los parámetros en el panel de opciones que se muestran en la Figura 27 del lado derecho de la ventana interactiva. Después de realizado esto, se seleccionó el lado de la señal sobre el cual haríamos el cálculo de las velocidades de grupo y fase. Estas podían ser: de $A \rightarrow B$ para el lado *causal*, de $B \rightarrow A$ para la parte *acausal*, o $A+B$ para el promedio de ambas con la señal simétrica o componente (Bensen *et al.*, 2007), y se trazó la curva de dispersión sobre el gráfico de velocidad de grupo/fase Vs período. Finalmente concluida esta fase, de las 588 correlaciones cruzadas apiladas para el período 2003 a 2005 se realizó el análisis FTAN sobre 272 correlaciones, y se realizaron 26 para el período 2012 a 2016 de las 45 correlaciones originales, lo que da un total de 298 correlaciones sobre las que se pudo realizar el análisis FTAN de las 633 correlaciones originales.

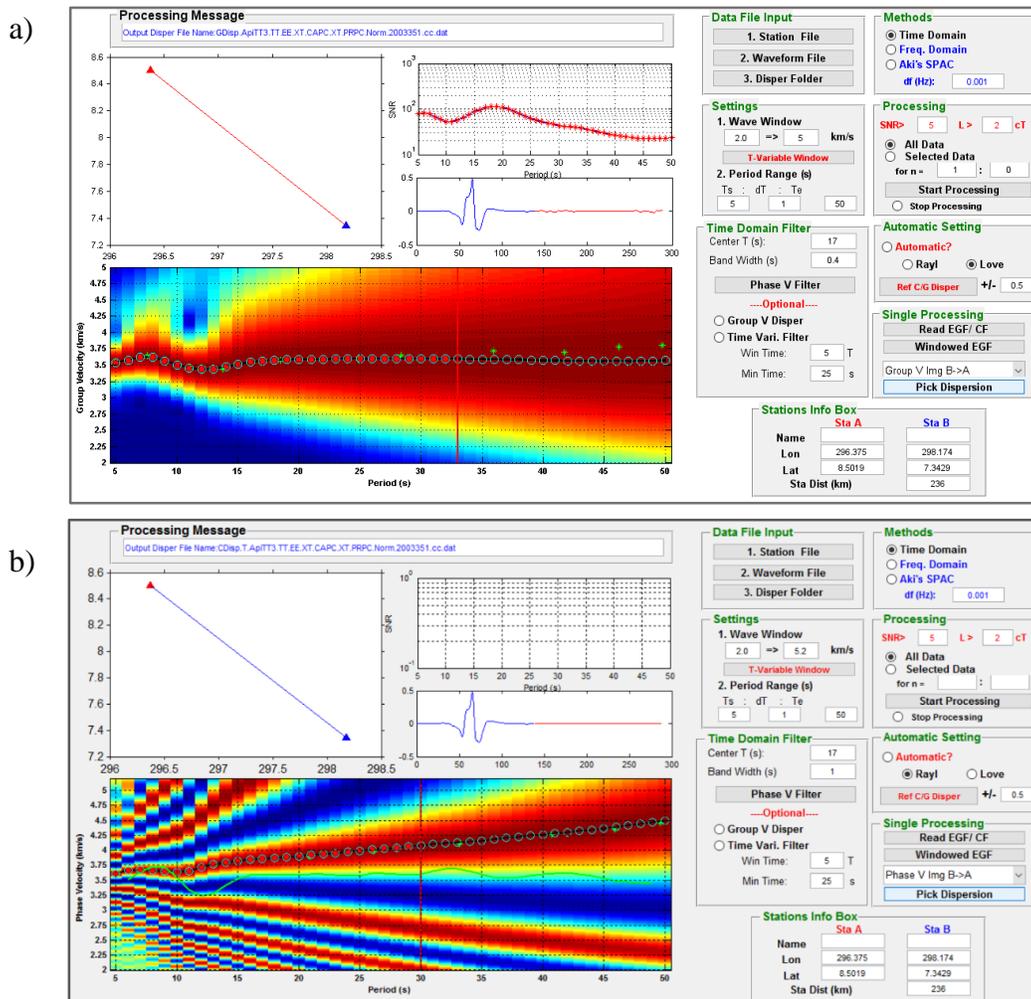


Figura 27. Pantalla interactiva del código *EGFAnalysisTimeFreq* para análisis de velocidades de grupo (a) y fase (b).

4.8.1. Suavizado de curvas de dispersión y control de calidad

Debido a que algunas curvas de dispersión presentaban picos entre puntos de medición, haciendo que estos gráficos no presentaran tendencias suaves (figura 28a), se decidió realizar el acondicionamiento de las 298 curvas de dispersión de velocidades fase y grupo, consistiendo este acondicionamiento en el suavizado de cada una de las

curvas para obtener así gráficos óptimos para seguir procesando (figura 28b). Una vez hecho esto, se realizó un control de calidad con la finalidad de eliminar curvas que no presentaran tendencias coherentes o que presentaran velocidades fuera del rango de la ventana definida entre 2 km/s y 5 km/s, esto para evitar errores a la hora de realizar las tomografías. Al realizar el control de calidad sobre las 298 curvas de dispersión, quedaron un total de 231 curvas de velocidades de fase y de grupo, lo que corresponde a aprovechar 36.5 % de las 633 correlaciones cruzadas realizadas, contrastando esto con Yang *et al.* (2007) quienes aprovecharon el 20% del total de 7800 correlaciones que habían obtenido.

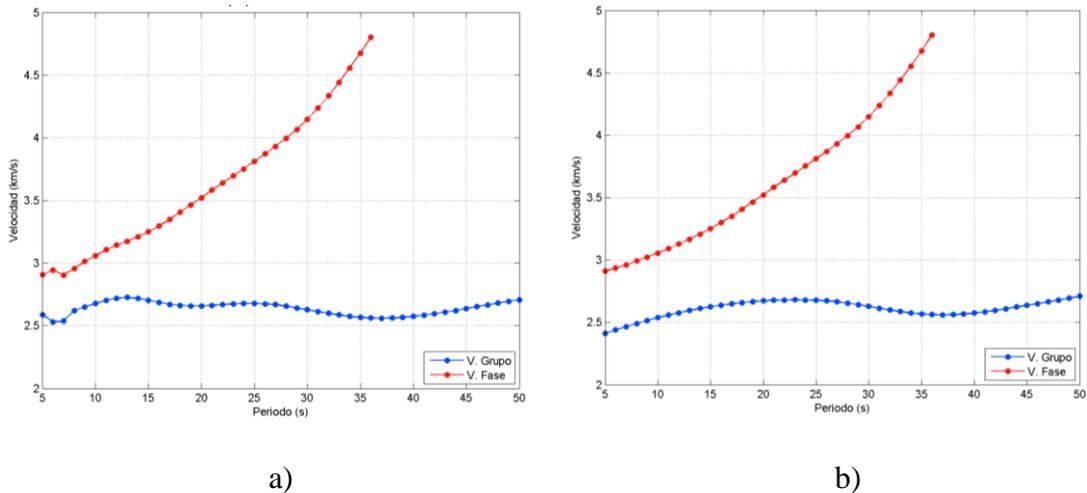


Figura 28. Velocidades de grupo y fase (a) Curvas sin suavizar entre estaciones CMPC - ROPC. (b) Curvas suavizadas entre estaciones CMPC - ROPC.

4.9. Prueba del tablero de ajedrez (*Checkerboard Test*)

4.9.1. Trazado de rayos

Finalizado el control de calidad se elaboraron histogramas de frecuencia para cuantificar cuántos rayos se tienen para cada período, tanto para las velocidades de

grupo y de fase, los cuales para nuestro set de datos se puede observar en las Figuras 29a y 29b. Estos nos indican que el mayor número de rayos obtenidos es de 231 en los períodos 14 s y 16 s para las velocidades de fase y grupo respectivamente y el menor número de rayos se obtiene a los 50 s con un total de 43 y 131 para fase y grupo respectivamente.

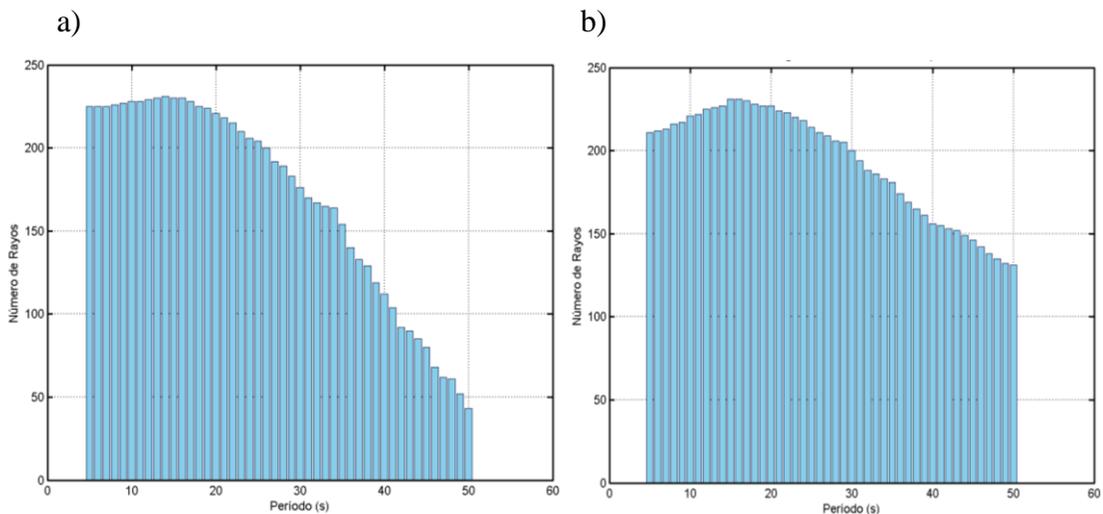


Figura 29. (a) Número de rayos usados por período para las velocidades de fase. (b) Número de rayos usados por período para las velocidades de grupo.

Posteriormente, se realizaron los trazados de rayos para los períodos de 5 s a 50 s. Un ejemplo de estos son los mostrados en la Figura 30, en donde podemos ver que la mayor densidad de rayos y el mayor cruce de ellos se encuentran ubicados en la Cuenca Oriental de Venezuela. Vemos que los períodos 5 s y 15 s contienen una cobertura y distribución adecuada de rayos, las cuales van disminuyendo a medida que aumenta el período, lo que se puede ver claramente en la distribución a 40 s para el trazado de rayos de la Figura 30f en donde la densidad de los rayos en la zona de la Cuenca Oriental disminuyó con respecto a las distribución de 15 s para la velocidad de fase.

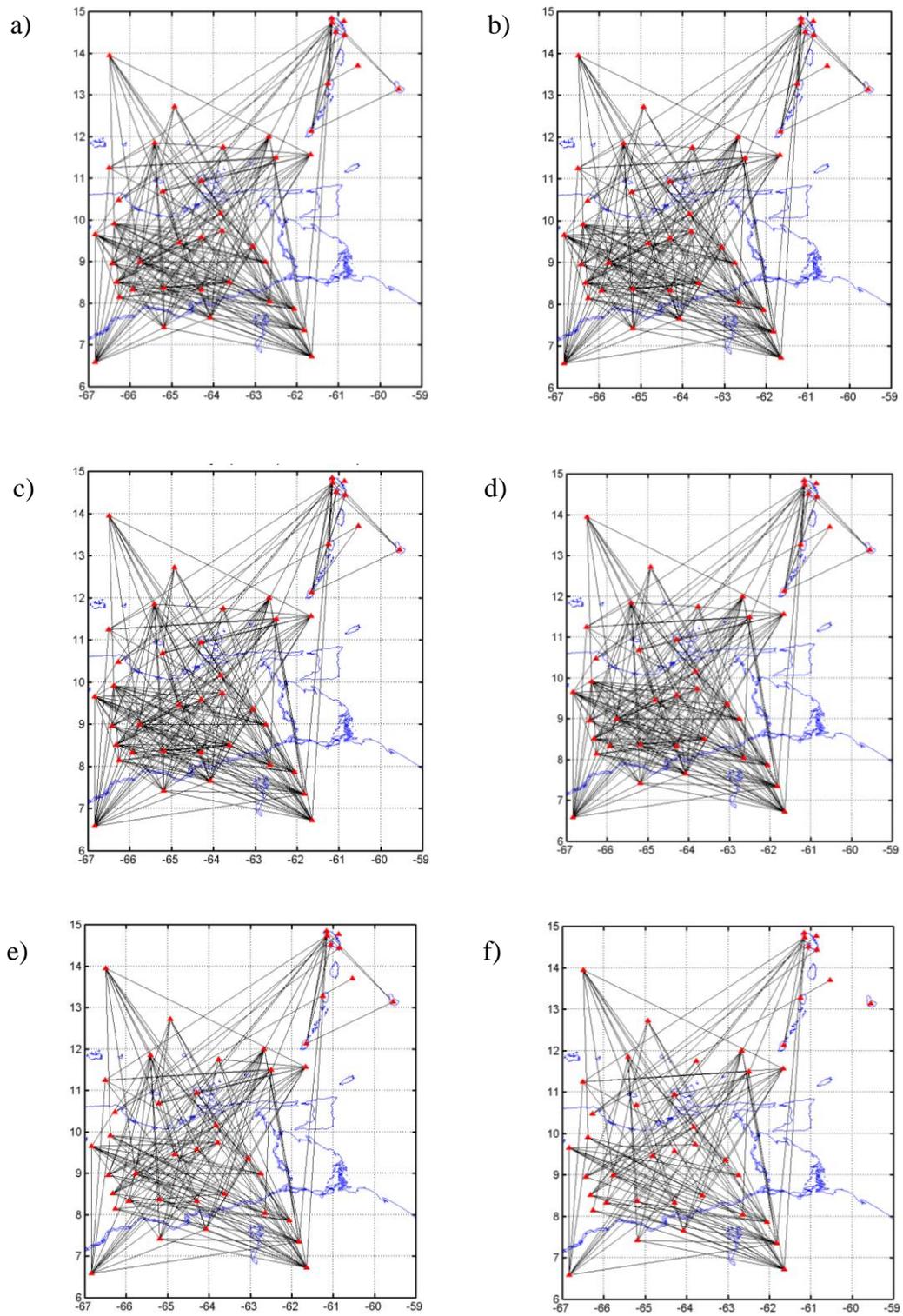


Figura 30. Trazado de rayos para los períodos 5, 15 y 40 s para velocidades de grupo (a, c, e) y velocidades de fase (b, d, f).

4.9.2. Resolución de tomografías

La siguiente fase fue la realización del test del tablero de ajedrez o *Checkerboard Test* para estimar la resolución, con la cual se elaborarían las tomografías, para ello se probaron las siguientes resoluciones: 0.4° , 0.45° , 0.5° , 0.55° y 0.6° con los períodos con mayor y menor número de rayos y un período intermedio y se parametrizó el modelo asignando una perturbación del 5% (Li *et al.*, 2010) con respecto a una velocidad constante de 3.5 km/s (Arnaiz-Rodríguez, 2015), así como con cada una de estas resoluciones se probaron los siguientes valores de amortiguamiento o *damping*: 0, 0.0001, 0.001, 0.0025, 0.005, 0.0075, 0.01, 0.025, 0.05, 0.1, 0.15, 0.2, 0.25, 0.3 y 0.35.

La Figura 31a y 31b muestra un ejemplo del modelo obtenido con una resolución de $0.6^\circ \times 0.6^\circ$ con el período con mayor número de rayos (14 s) para la velocidad de fase y para el período con menos rayos 50 s. De igual forma, la Figura 31c y 31d muestran el modelo con $0.4^\circ \times 0.4^\circ$ para los mismo períodos 14 s y 50 s respectivamente. Al comparar el período de 14 s se obtiene una óptima resolución en la zona de la Cuenca Oriental para $0.6^\circ \times 0.6^\circ$ y para $0.4^\circ \times 0.4^\circ$. Por otra parte, al ver los modelo para 50 s es evidente la pérdida de celdas cuando la resolución es $0.4^\circ \times 0.4^\circ$, así como la generación de artefactos al Suroeste y al Noreste de la Cuenca Oriental en zonas donde no hay cruce de rayos, lo que no ocurre en la Figura 31b.

Una vez que se analizaron y compararon todos los modelos producidos con las distintas resoluciones y valores de amortiguamiento antes dichas, se decidió usar una resolución espacial para la realización de las tomografías de $0.6^\circ \times 0.6^\circ$ con un *damping* de 0.1, valores que produjeron una menor pérdida de celdas y con los que se puede estimar de forma óptima las anomalías de velocidades. De igual forma, evaluando las distintas pruebas del *Checkerboard Test* y los trazados de rayos, se vio que la mejor resolución, la mayor densidad de rayos y el mayor número de cruces de estos se encuentra sobre la Cuenca Oriental de Venezuela y al Este y Oeste del estado

Sucre, por lo que se decidió limitar la ventana sobre la que se realizaría la tomografía a la definida por las coordenadas: -61.8° a -66° de longitud y 7.5° a 11.7° de latitud, y descartar los periodos en la ventana de 31 s a 50 s para el análisis, debido a que por estas razones se pierde la calidad del dato y su uso puede implicar análisis erróneos de los resultados de las tomografías

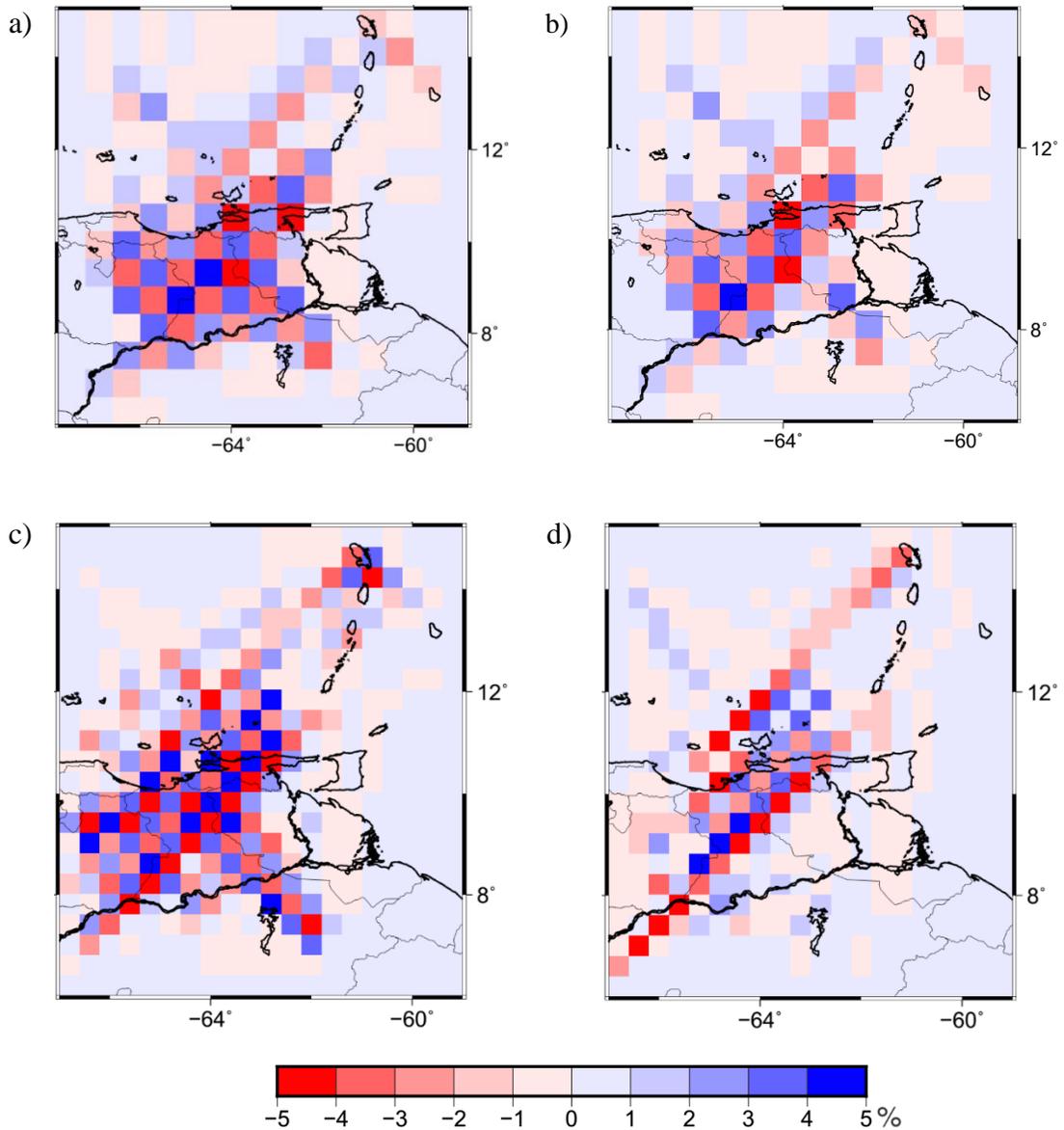


Figura 31. Tableros de ajedrez con dimensiones de $0.6^\circ \times 0.6^\circ$ y *damping* 0.1 para 14 s (a), $0.6^\circ \times 0.6^\circ$ y *damping* 0.1 para 50 s (b), $0.4^\circ \times 0.4^\circ$ y *damping* 0.03 para 14 s (c), $0.4^\circ \times 0.4^\circ$ y *damping* 0.03 para 50 s (d).

4.10. Cálculo de sensibilidad para cada período

Para ayudar a la interpretación estructural de las tomografías, se realizaron los Kernels de resolución vertical con la finalidad de conocer a qué profundidad era más sensible la onda Love a cierto período, para esto se hizo uso del programa *Herrmann code*. Para el cálculo de los kernels con este programa, se necesitó la implementación de un modelo de velocidad inicial (Tabla 1) que tendría la siguiente información: Espesor de cada capa (H), velocidad de onda P (V_p) y onda S (V_s), densidad de cada capa y los factores de atenuación Q_p , Q_s . El modelo inicial de H y V_p usado para este trabajo fue el elaborado por Bezada *et al.* (2010), a partir del cual con la relación V_p/V_s de 1.7 (Niu *et al.*, 2007) se calculó V_s ; la densidad (ρ) fue calculada con la Ecuación 8 con la cual a partir de V_p se puede obtener la densidad, esta fórmula fue obtenida por DeNosaquo *et al.*, (2009); finalmente los valores de Q_p y Q_s para cada profundidad fueron sacados del modelo de velocidad AK135. En este caso, los kernels de resolución vertical se hicieron sobre los periodos que posterior al *Checkerboard Test* se decidió seguir trabajando: 5 s, 10 s, 15 s, 20 s, 25 s y 30 s.

$$\rho = \frac{(V_p + 1.2754)}{0.0027} \quad (\text{Ecuación 8})$$

4.11. Reconstrucción de estructuras de velocidades

La reconstrucción de las estructuras de velocidades por período o tomografías se llevó a cabo con la implementación del algoritmo de Ditmar y Yanovskaya (1987) usado por programa *SWT (Surface Wave Tomography)*, en el cual se introdujeron los parámetros que se definieron antes para la realización de la tomografía: $0.6^\circ \times 0.6^\circ$ de resolución, 0.1 como valor de amortiguamiento y la velocidades de grupo y fase entre cada par de estaciones a un período determinado. Una vez hecho esto, se ejecutó el programa *SWT*, el cual generó los archivos de salida con la información de las

velocidades de grupo o fase en cada nodo del mallado correspondiente para cada período, y que finalmente fue usado para realizar el grafico de las distintas tomografías, un ejemplo de los mapas generados se muestra en la Figura 32.

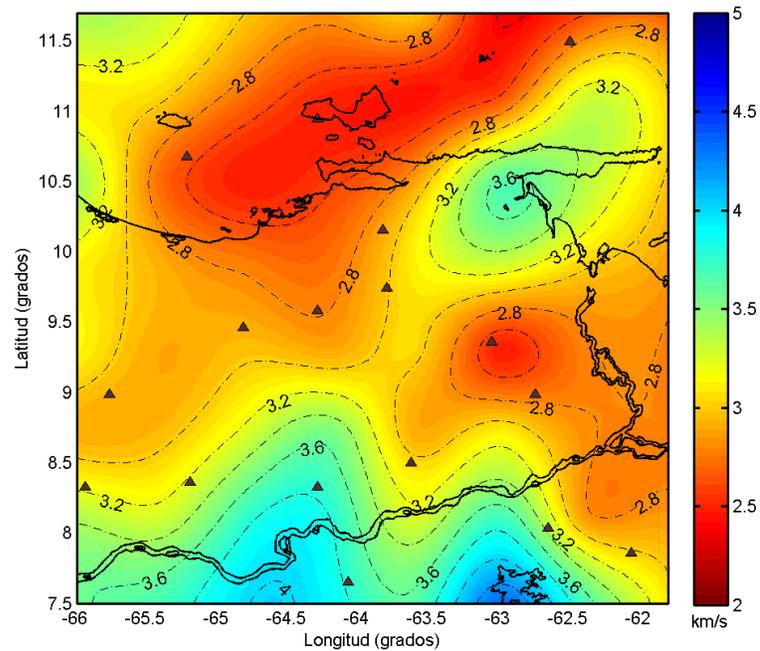


Figura 32. Ejemplo de tomografía con velocidad de fase a 9 s.

4.11.1. Control de calidad en nodos del mallado de velocidades y prueba de reciprocidad

Finalmente como control de calidad sobre los resultados obtenidos se realizaron histogramas de frecuencia de velocidades, tanto para fase y grupo, sobre las velocidades obtenidas en cada nodo que forma el mallado de la tomografía que resulta del uso del programa *SWT* y se graficaron las curvas de dispersión promedio calculadas para cada nodo. En la Figura 33 se ve cómo los histogramas muestran una distribución normal y unimodal con una máxima frecuencia de 3.38 km/s para la velocidad de fase, y a los 2.5 km/s para las velocidades de grupo. Para las curvas de

dispersión promedio (Figura 34) se observa la clara tendencia creciente de las velocidades de fase a medida que aumentan los períodos, y cómo la velocidad de grupo se mantiene relativamente constante. Ambas curvas, junto con los histogramas, nos indican una óptima calidad de las medidas obtenidas.

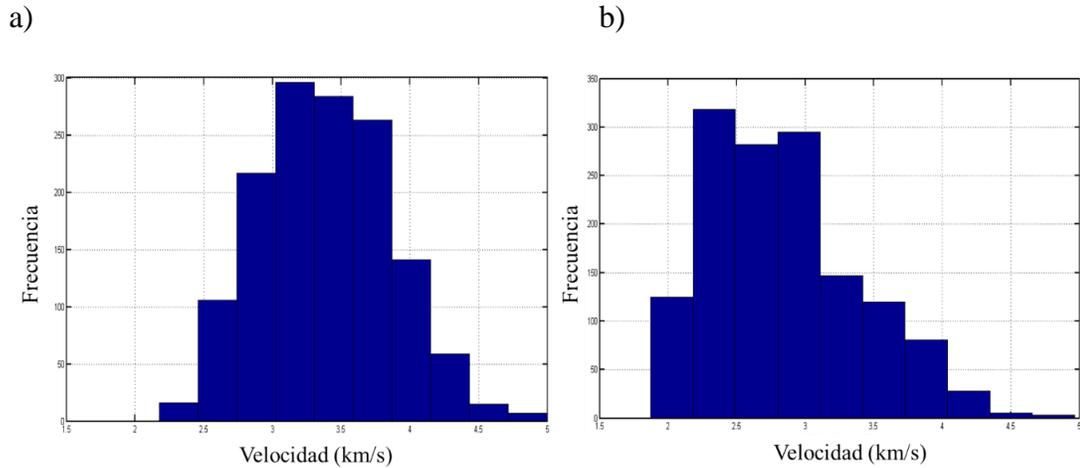


Figura 33. Histogramas de frecuencia para las velocidades de fase (a) y grupo (b) obtenidas en todos los nodos que conforman el mallado de la tomografía.

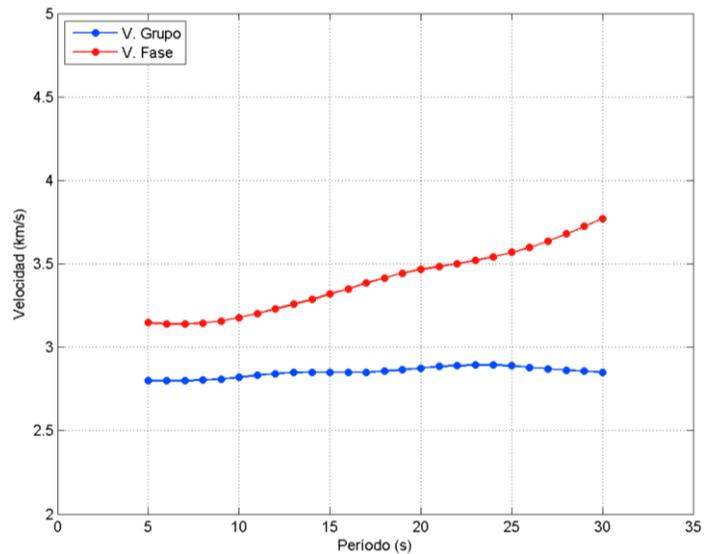


Figura 34. Curvas promedio de velocidades de fase y grupo que resultan de todas las mediciones de dispersion sobre cada nodo.

Por ultimo, se aplico la prueba o *test* de reciprocidad mediante el cual se dividió el area de estudio en celdas de tamaño $0.6^\circ \times 0.6^\circ$, y se calcularon las coordenadas de intersección de todos los rayos que forman los pares fuentes - receptores cuando esos intersectaban los límites de cada celda, esto se hizo para el período con más rayos 13 s. Luego se calcularon las distancias que recorrían los rayos en cada una de las celdas, a las cuales se les asigno un valor de velocidad mediante la interpolación de las velocidades obtenidas con el programa *SWT* para el período correspondiente. Posteriormente se calculó el tiempo que tardaba cada sección del rayo en recorrer cada celda, para luego hacer la sumatoria de estos tiempo y obtener el tiempo total calculado y así dividir la distancia total entre estaciones entre este tiempo y obtener la velocidad calculada entre cada par de estaciones. Luego se generó un nuevo archivo de salida con la información de la tomografía verificada para poder finalmente comparar que esta última guardara un comportamiento similar a la original y así corroborar el correcto resultado de las tomografías obtenidas, lo cual se puede observar en la Figura 35, donde se muestra que ambas tomografías poseen una óptima correlación, presentando las anomalías de altas y bajas velocidades en las mismas áreas, lo cual nos indica el correcto resultado obtenido por el programa *SWT* bajo los parámetros usados en él.

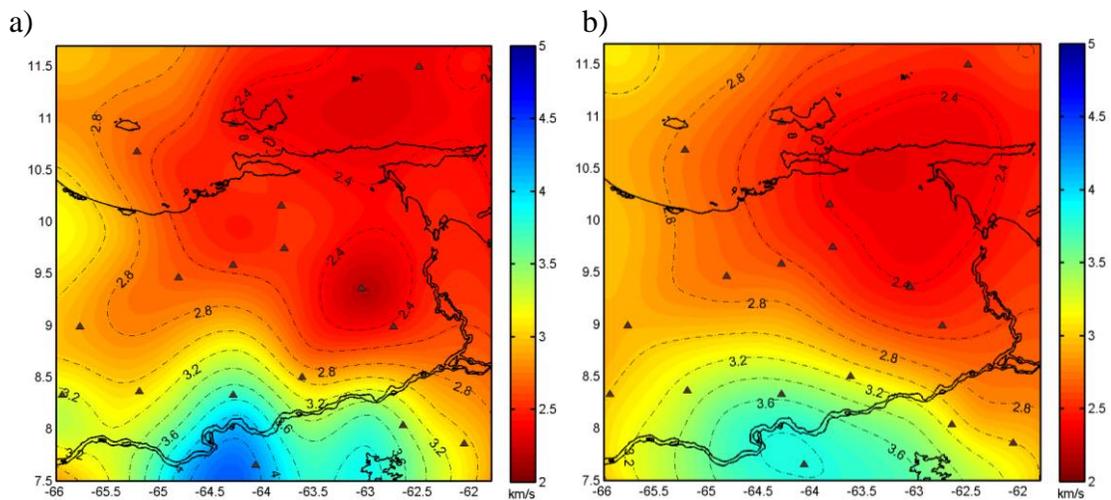


Figura 35. (a) Tomografía de velocidad de grupo a 13 s. (b) Tomografía a 13 s resultado del *test* de reciprocidad para velocidad de grupo.

4.12. Inversión de las ondas Love

Con la finalidad de obtener un modelo 1D de la velocidad a la que se propaga la onda S (V_s) con respecto a la profundidad, se realizó, como un paso extra a los objetivos específicos definidos, la inversión de las velocidades de fase y grupo de la onda Love. Esto se realizó sobre cada nodo del mallado obtenido con el programa *SWT* (Figura 36). Para su realización, se hizo uso del programa *Herrmann Code*, en donde para su implementación fue necesario el uso de un modelo inicial de velocidades de onda V_p y V_s a cada 2 km de profundidad.

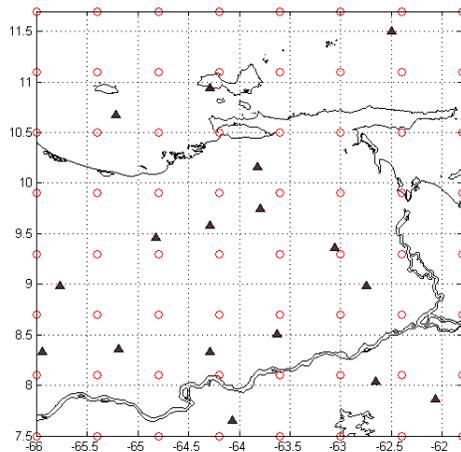


Figura 36. 64 Nodos que conforman el mallado o *grid* obtenido con el programa *SWT*. Estos nodos están enumerados del 1 al 64, comenzando su conteo con el nodo 1 de latitud 7.5° y longitud -66° y desplazándose de izquierda a derecha hasta terminar en el nodo 64 de latitud 11.7° y longitud -61.8° .

El resultado de usar el *Herrmann Code* en un modelo de velocidad final de V_s en cada nodo, que viene dada por la inversión de la dispersión de la onda Love, así como la curva de dispersión de fase y grupo calculada por el programa, un ejemplo de esto se muestra en la Figura 37. Posteriormente, con todas las inversiones hechas se realizó un control de calidad, donde de las 64 inversiones se aprovechó un total de 32

de ellas y las otras 32 inversiones se descartaron debido a que el resultado obtenido no era optimo, ya que eran nodos ubicados en zonas donde no habia una alta densidad de cruce de rayos; luego, con las curvas restantes se realizo el promedio de todas las velocidades correspondientes a cada una de la profundidades, para asi obtener un modelo 1D generico de Vs de la zona de estudio,

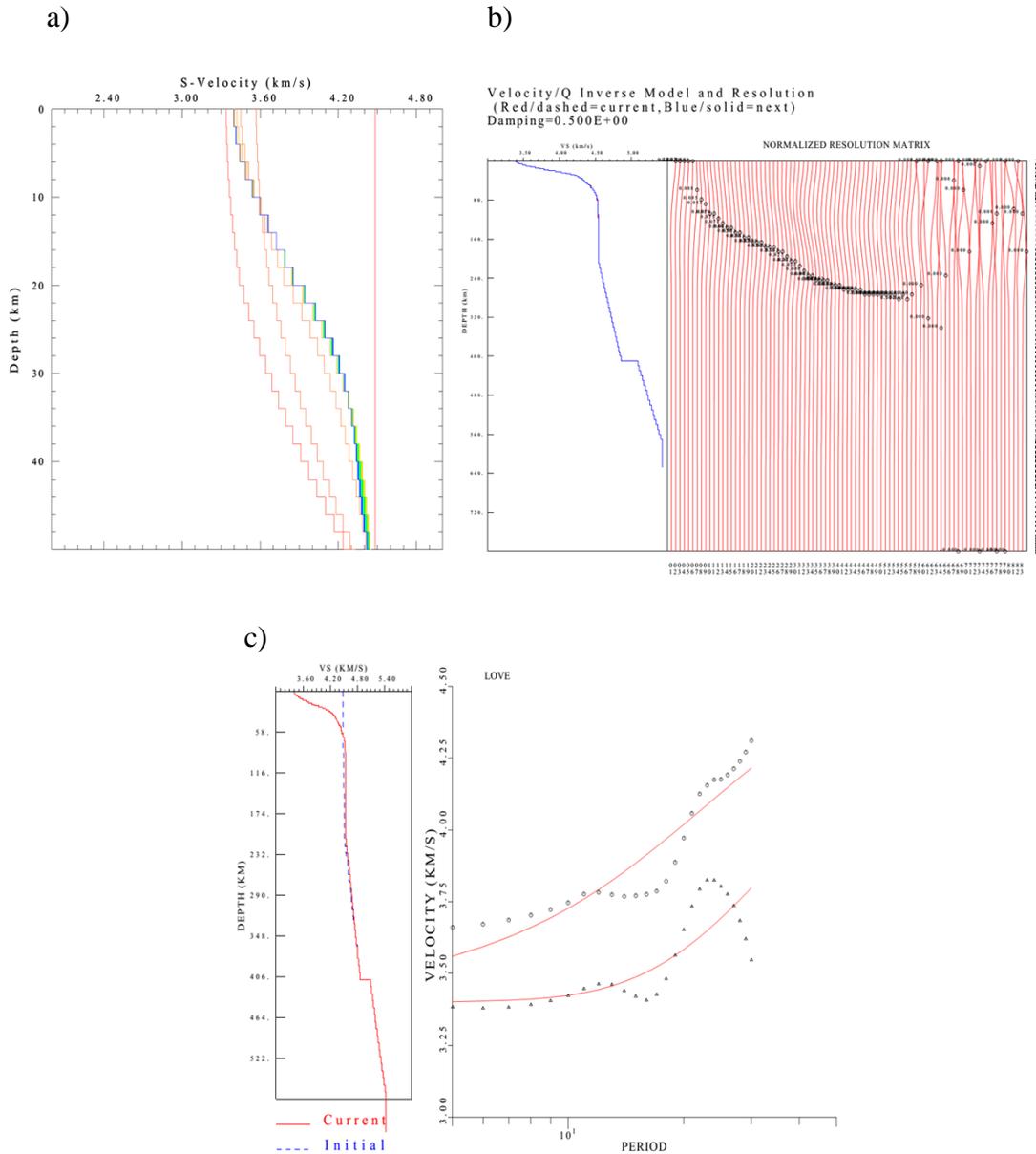


Figura 37. Inversion del nodo número 11.

CAPÍTULO V

RESULTADOS Y ANÁLISIS

5.1. Histogramas y diagramas de caja y bigotes

Las Figuras 38 y 39 muestran los histogramas de frecuencia y los diagramas de cajas y bigotes realizados sobre todos los valores de velocidad de cada período para las curvas de dispersión de fase y grupo. De ambos histogramas (Figura 38a y Figura 39a) podemos ver que los resultados obtenidos muestran una distribución normal y unimodal de las velocidades, con una mediana de 3.53 km/s y 2.85 km/s para fase y grupo respectivamente, lo que se observa también en los diagramas de caja y bigotes donde las velocidades de fase del 50 % de los datos varía entre los 3.09 km/s (1er cuartil) y los 3.91 km/s (3er cuartil). Para las velocidades de grupo este 50 % abarca desde los 2.49 km/s (1er cuartil) hasta los 3.25 km/s (3er cuartil). Por otro lado, los diagramas de cajas y bigotes nos indican que para el set de datos no se obtuvieron valores atípicos o fuera del rango de velocidades medidas.

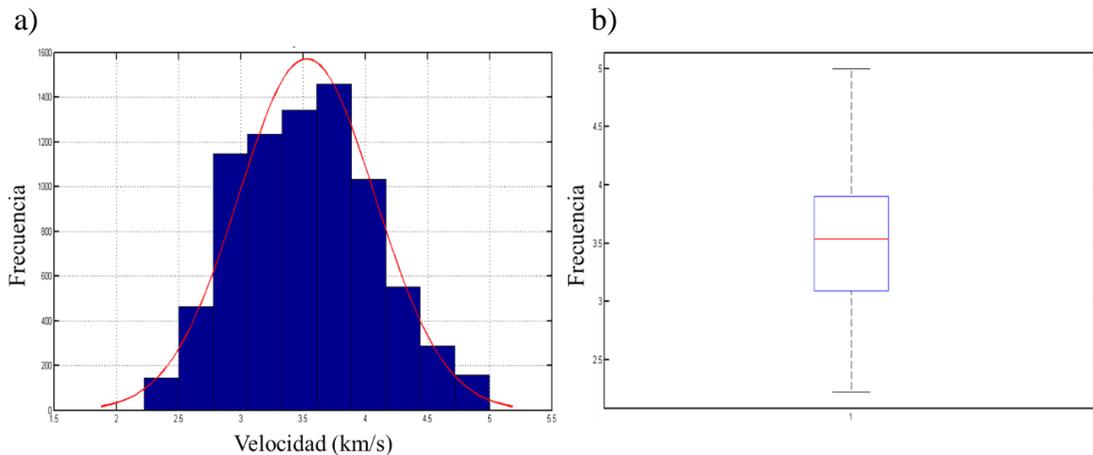


Figura 38. (a) y (b) Histograma de frecuencia y diagrama de caja y bigotes para curvas de velocidad de fase.

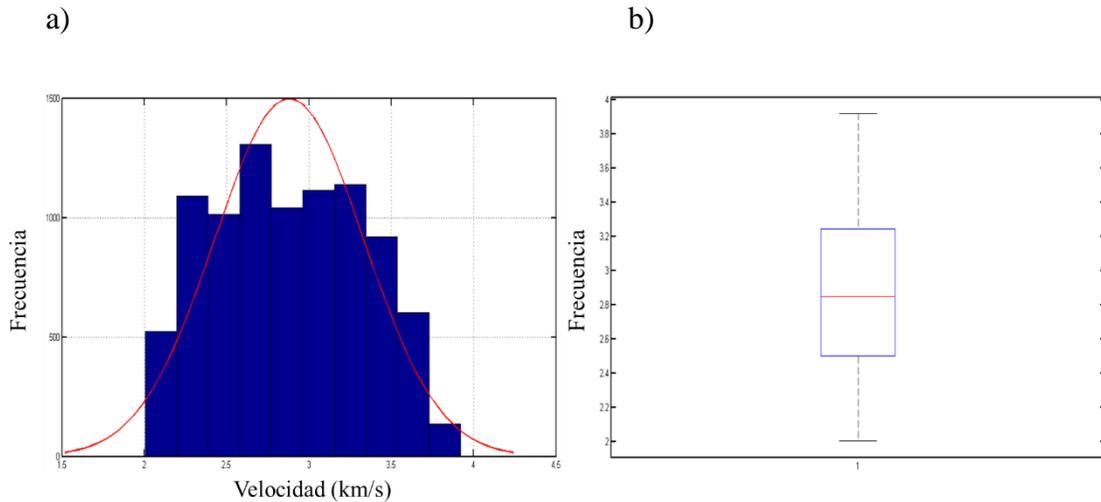


Figura 39. (a) y (b) Histograma de frecuencia y diagrama de caja y bigotes para curvas de velocidad de grupo.

5.2. Curvas de Dispersión

Los resultados de las curvas de dispersión para las velocidades de fase muestran las tendencias esperadas, donde la velocidad de fase aumenta con respecto al período (Figura 40). Se evidencia que para los períodos más bajos (5 s a 20 s) se encuentran las velocidades más bajas estando entre los 2.3 km/s y los 2.5 km/s, y para este mismo rango de períodos, las máximas velocidades varían entre los 3.5 km/s y los 4.4 km/s; para períodos más elevados entre los 40 s a 50 s encontramos velocidades que van desde los 3.1 km/s hasta los 5 km/s. Esta variación de velocidades muestra una relación con la ubicación de las estaciones involucradas en cada curva de dispersión, ya que para las estaciones ubicadas sobre las rocas graníticas del Escudo de Guayana las curvas de dispersión presentan las mayores velocidades. Las que arrojan las velocidades más bajas están asociadas a estaciones localizadas sobre la Cuenca Oriental de Venezuela. En la Figura 40a se muestra también el resultado de la curva de dispersión promedio para la velocidad de fase en la cual se plasma esta tendencia creciente, ya antes mencionada.

La Figura 40b muestra un mismo rango de velocidades para todas las curvas de dispersión de grupo a lo largo de todos los períodos, desde los 5 s hasta los 50 s. Este es de 2 km/s para los menores valores de velocidad y con máximos de 3.5 km/s a 3.7 - 3.9 km/s, esto último para los períodos intermedios de 25 s a 30 s, arrojando una curva de velocidad promedio cuya tendencia no varía drásticamente, como lo hizo la curva promedio de velocidad de fase. En este caso, el promedio está entre los 2.8 km/s y 2.9 km/s para los períodos 25 s a 30 s. Al comparar ambas curvas de dispersión promedio se nota que, a lo largo de todos los períodos, la velocidad de fase siempre es mayor a la velocidad de grupo, lo cual corresponde al resultado esperado.

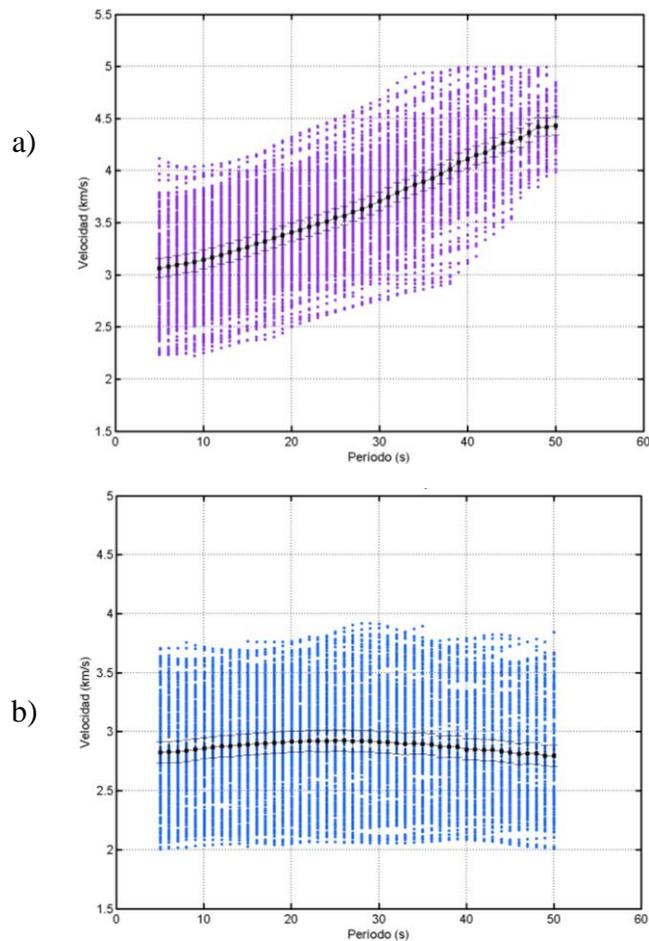


Figura 40. Curvas de velocidades de fase (a) y grupo (b) entre los períodos 5 s a 50 s, con sus respectivas curvas promedio en color negro.

5.3. Kernels de resolución vertical

Los kernels de sensibilidad observados en las Figuras 41a y 41b muestran que, a lo largo de todos los períodos, las mediciones de las velocidades de fase tienden a ser más sensibles a estructuras que se encuentren a mayor profundidad, en comparación a las mediciones de velocidad de grupo, tal como indicaron Bensen et al. (2008). También el rango de profundidades, a los que es sensible un período, es mayor para las mediciones de velocidad de fase con respecto a las de grupo, como se puede ver al comparar las longitudes de ondas de los kernels de ambas velocidades para un mismo período.

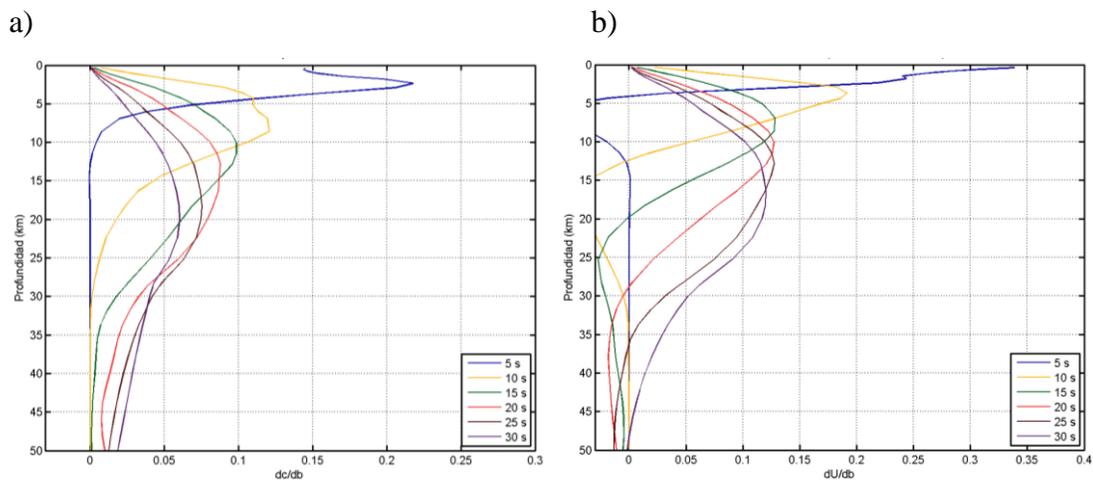


Figura 41. Kernels de resolución vertical para velocidades de fase (a) y grupo (b) para los períodos: 5 s, 10 s, 15 s, 20 s, 25 s y 30 s tomando el modelo de V_p y H de Bezada *et al.*, (2010).

Se puede apreciar que los kernels mostraron que los períodos 5 s y 10 s son más sensibles a las estructuras someras de la corteza superior, abarcando para 5 s hasta profundidades de 5 km y 4 km para las velocidades de fase y grupo respectivamente; a los 10 s se muestra sensibilidad hasta los 15 km para las velocidades de fase y hasta los 11 km para las velocidades de grupo. A los 15 s, para la velocidad de fase, se tiene mayor sensibilidad entre los 8 km y 11 km, siendo sensible también hasta los 30 km,

profundidad que supera los 26.8 km, en la cual según Niu *et al.* (2007) se encontraría la discontinuidad de Mohorovicic para la Serranía Oriental en el Oeste del estado Sucre (Figura 6), esta profundidad sería abarcada a los 25 s para las velocidades de grupo, sensibles hasta los 35 km. Por último, el kernel de 30 s muestran mayor sensibilidad entre los 17 km y 21 km abarcando hasta una profundidad de 50 km, la cual superaría la discontinuidad de Mohorovicic indicada en 37.2 km aproximadamente por Niu *et al.* (2007) por debajo del Escudo de Guayana, y que, en las subcuencas de Guárico y Maturín, debía estar a 45.8 km de profundidad según este autor.

5.4. Tomografías de ruido ambiental

Las tomografías de velocidades de fase y grupo a 5 s, mostradas en la Figura 42, indican 3 zonas importantes de bajas velocidades. La primera se encuentra en la ventana comprendida entre las longitudes -64° a -63° y latitudes 8.5° a 10° , área que abarca la subcuenca de Maturín. Esta zona presenta velocidades de fase entre 2.6 km/s a 2.8 km/s, y de 2.4 km/s para las velocidades de grupo, las cuales se pueden deber a los primeros 2.5 km de espesor sedimentario, como muestra el kernel de resolución, que se encuentra sobre ésta subcuenca. Al Oeste, se encontraron velocidades de igual magnitud para la subcuenca de Guárico, en donde podemos observar cómo las anomalías de bajas velocidades, tanto para las velocidades de fase como de grupo, se alinean con el eje del graben de Espino, en donde el espesor sedimentario en esta zona, podría generar esta disminución en la velocidad de desplazamiento de la onda Love. Al Oeste del estado Sucre, las velocidades de grupo de 2 km/s a 2.4 km/s y de 2.4 km/s a 2.8 km/s para velocidades de fase, que se encuentran sobre la fosa de Cariaco, pueden deberse al acumulamiento de sedimentos en esta zona influenciado también por el fracturamiento y debilitamiento de la Corteza debido a la falla El Pilar (Figura 3).

Las anomalías de altas velocidades, de 3.6 km/s a 4 km/s para las velocidades de fase y de hasta 4.6 km/s para grupo observadas al sur del río Orinoco para el período de 5 s, pueden ser asociadas al afloramiento del basamento granítico en el Escudo de Guayana (Provincia de Imataca). A partir de la longitud -64.5° se observa cómo esta anomalía se extiende hacia el norte, posiblemente debido a que la columna sedimentaria de la cuenca Oriental en esta zona se hace más delgada, teniendo así una mayor influencia en el aumento de las velocidades debido a la posición elevada del basamento.

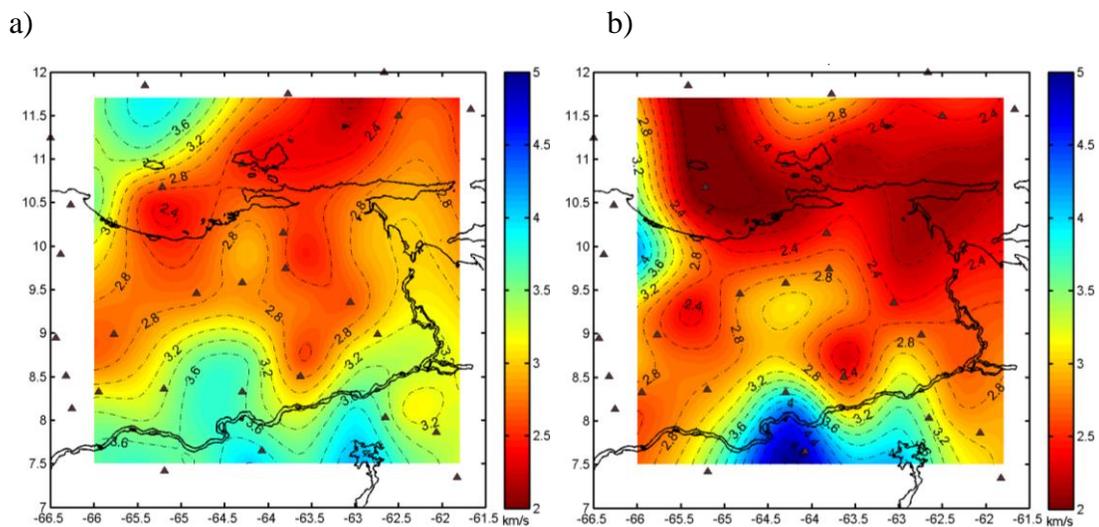


Figura 42. Tomografía de ruido ambiental con ondas Love para velocidades de fase (a) y grupo (b) a 5 s.

Los resultados de las tomografías a los 16 s (Figura 43) responden a estructuras que se localizan a unos 6 km a 8 km de profundidad para las velocidades de grupo y a 12 km para las velocidades de fase. Ello se evidencia en el aumento de las velocidades de esta última hasta los 3.2 km/s en la subcuenca de Guárico, soportado en la información geológica de la cuenca Oriental, donde se indica un espesor sedimentario que varía entre los 6 km a 12 km, esta zona podría estar respondiendo al límite de la cuenca con el basamento correspondiente a la provincia de Imataca. En las coordenadas 9.25° y -65.5° se ubica el depocentro de la Subcuenca, ya que las velocidades disminuyen hasta los 3 km/s pudiendo indicar así un mayor espesor

sedimentario, lo cual no ocurre para las velocidades de grupo, las cuales por las velocidades de 2.6 km/s a 2.8 km/s estarían respondiendo sólo a los sedimentos del graben de Espino, así como a las fallas internas que existen en ella. Por su parte, la subcuenca de Maturín muestra 2 comportamientos, velocidades de fase de 3.6 km/s al Este, y de 3.2 km/s al Oeste, lo que nos mostraría que la cuenca tendría un mayor espesor sedimentario al Oeste y un menor espesor en la zona de altas velocidades, las cuales, al igual que en la subcuenca de Guárico, estarían respondiendo a un basamento más somero al Este de la Subcuenca de Maturín, cuya profundidad estaría a los 12 km como lo indicó González de Juana *et al.* (1980).

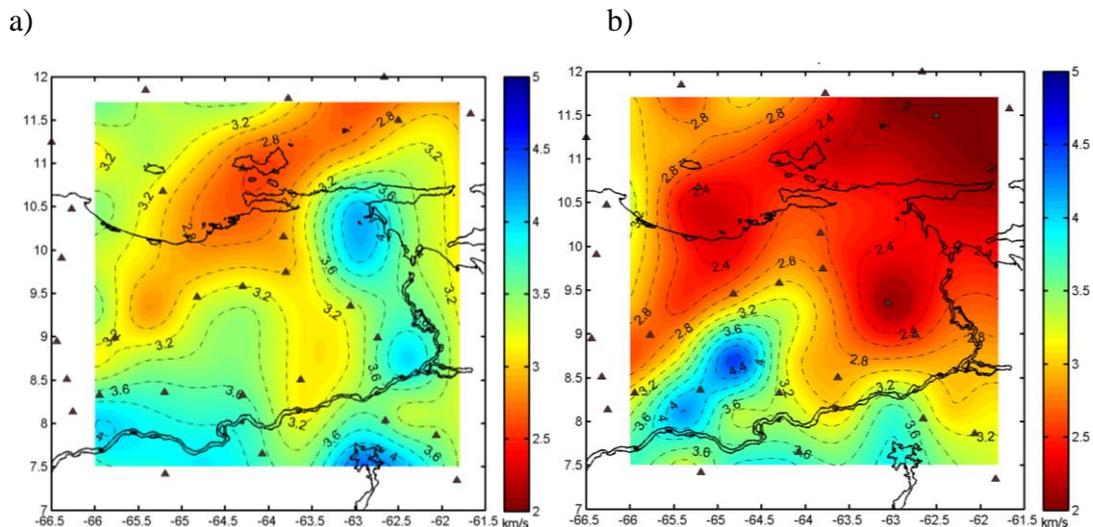


Figura 43. Tomografía de ruido ambiental con ondas Love para velocidades de fase (a) y grupo (b) a 16 s.

La Figura 44 muestra tendencias distintas a las velocidades de fase de 5 s y 16 s, donde podemos observar una zona de anomalías de altas velocidades de 4.4 km/s a 4.8 km/s en el Escudo de Guayana y el cual se extiende hacia el Noreste hasta por debajo de la subcuenca de Maturín, en donde las velocidades disminuyen hasta los 4 km/s, lo cual nos indicaría que a los 30 s estaríamos en presencia del basamento cristalino que según el kernel de resolución estaría muestreando a esta estructura entre los 20 km a 27 km de profundidad. De igual forma ocurre al Oeste, en la subcuenca de Guárico, donde las velocidades de fase serían de 3.6 km/s. Por su parte

al Oeste del estado Sucre se observaron anomalías de bajas velocidades de 3.2 km/s, las cuales podrían indicar la influencia que tiene la falla El Pilar a estas profundidades, por debajo de la fosa de Cariaco, y que se reflejan en esta zona de bajas velocidades con respecto al resto de velocidades calculadas para 30 s.

En cuanto a las velocidades de grupo (Figura 44b), los resultados muestran cómo su tendencia a los 30 s es de un comportamiento regional en comparación a los 5 s y 16 s. También se observa que por las velocidades de 2.8 km/s a 3.2 km/s ubicadas sobre toda la cuenca Oriental estaríamos obteniendo respuesta a estructuras, las cuales todavía no estarían en el basamento granítico sino que se ubicarían en el espesor sedimentario de esta zona. Estas, a pesar de que el kernel de resolución para velocidad de grupo a 30 s indica una máxima resolución a 16 km, estarían entre los 9 km a 10 km de profundidad, ya que según la tomografía a 16 s para velocidad de fase, indicamos que a los 12 km se podría encontrar el límite entre la base de la subcuenca de Guárico y de Maturín y el basamento. Para latitudes mayores a los 10.5° las velocidades medidas son en promedio de 2.4 km/s, lo cual indica que aún se estaría en presencia del debilitamiento de la corteza por debajo de la fosa de Cariaco a causa de la falla El Pilar.

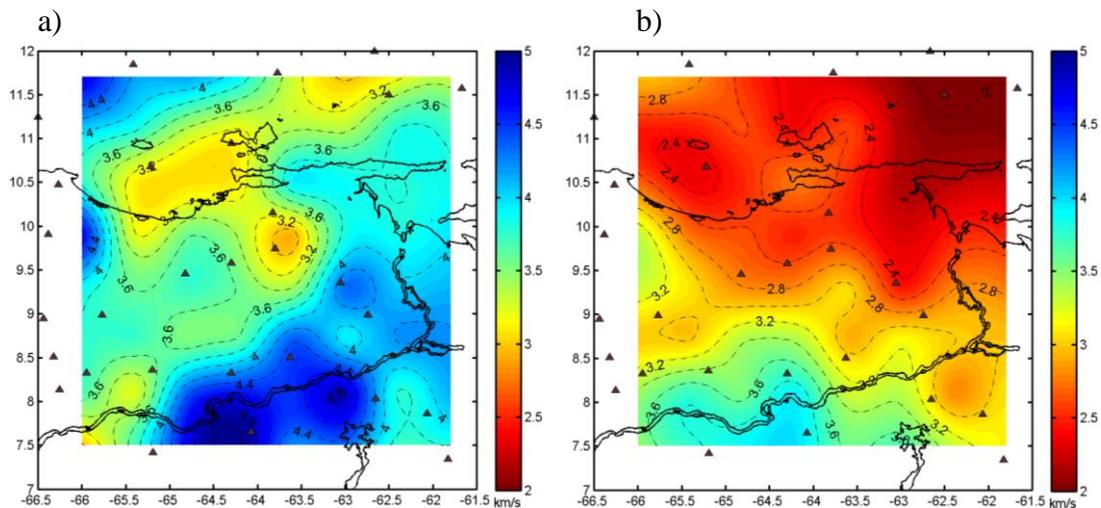


Figura 44. Tomografía de ruido ambiental con ondas Love para velocidades de fase (a) y grupo (b) a 30 s.

5.5. Distribución de la velocidad para la onda S en profundidad producto de la inversión de las ondas Love.

Las Figuras 45 y 46 muestran cómo se distribuye V_s en profundidad, producto de realizar la inversión de las ondas Love, en donde a primera vista se observa que, la distribución de velocidades, guarda una similitud con las distintas tomografías realizadas. Se puede ver cómo a los 2 km de profundidad V_s se desplaza con anomalías de bajas velocidades de entre 2.4 km/s a 2.8 km/s sobre la Cuenca Oriental (Figura 45a), tal como el comportamiento presentada para la tomografía a 5 s para ésta misma zona; velocidades de igual magnitud se obtuvieron al Oeste de Sucre sobre la fosa de Cariaco, mientras que sobre el Macizo Guayanés la velocidad incrementa a 3.5 km/s debido al Macizo Guayanes. A los 14 km vemos cómo sobre la subcuenca de Maturín la velocidad incrementa a 3.4 km/s (Figura 46a) debido que a esta profundidad para esta zona se ubicaría el basamento cristalino, así como también para la subcuenca de Guárico las menores velocidades se encuentran sobre el eje del graben de Espino en donde la columna sedimentaria es mayor. Por último, a los 24 km (Figura 46b) vemos cómo para la Cuenca Oriental y el Escudo de Guayana las velocidades dominantes son de 3.4 km/s a 3.6 km/s características del basamento, mientras que al Oeste de Sucre resaltan las bajas velocidades que se obtuvieron también en la tomografía de la velocidad de fase a los 30 s.

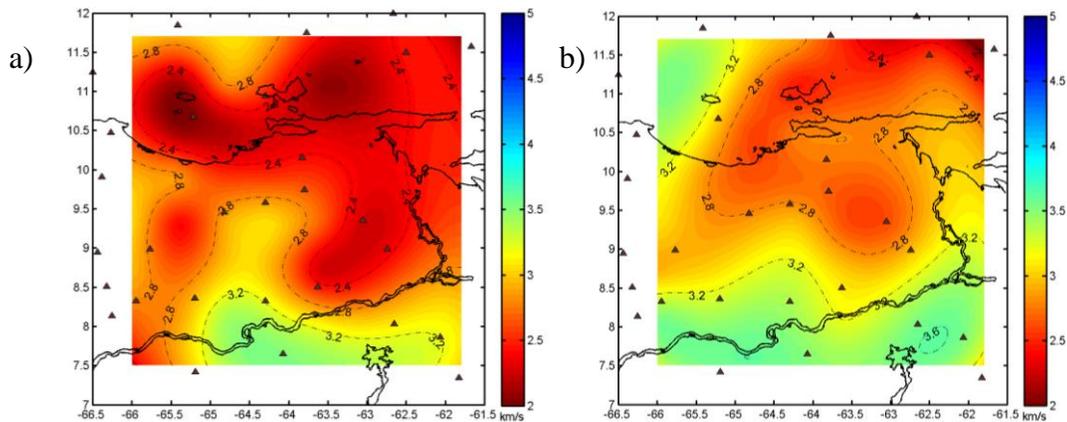


Figura 45. V_s a profundidades de: 2 km (a), 8 km (b).

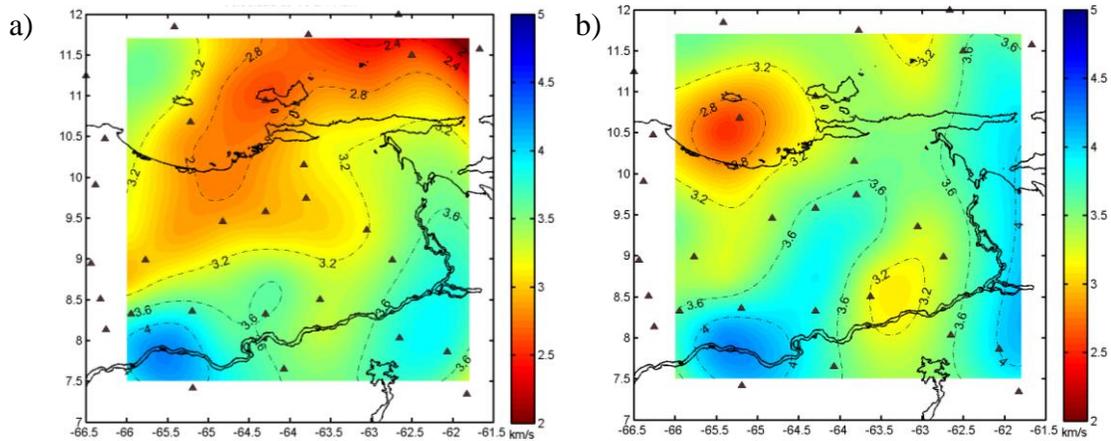


Figura 46. Vs a profundidades de: 14 km (a) y 24 km (b).

Los 3 perfiles realizados a partir de la velocidad Vs (Figura 1), que resultó de la inversión de la onda Love, se muestran en la Figura 47. Del perfil AA' se pueden identificar dos zonas con anomalías de bajas velocidades de 2.8 km/s aproximadamente. La primera de estas zonas entre las distancias de 70 km a 210 km abarca hasta los 12 km de profundidad; sus bajas velocidades pueden ser generadas por la acumulación de sedimentos sobre la subcuenca de Guárico; por debajo de esta profundidad, hasta los 24 km, las velocidades observadas de 3 km/s hasta 3.8 km/s serían generadas a causa del basamento granítico el cual se encontraría a menor profundidad a medida que el perfil se acerca a su punto inicial de 0 km, debido a su proximidad al Escudo de Guayana. La segunda zona de bajas velocidades, entre las distancias de 210 km a 344 km, es generada por la acumulación de sedimentos en la fosa de Cariaco, y a causa de la falla El Pilar cuya extensión, según el perfil, abarca hasta por lo menos los 24 km de profundidad, donde la falla generaría el debilitamiento de la corteza superior en esta zona generando que Vs disminuya su velocidad; también se observa para esta zona cómo los gradientes de 2.8 km/s se elevan posiblemente al alto ángulo de buzamiento que presenta la falla.

El perfil BB' (Figura 47b) muestra un resultado similar al obtenido en el perfil AA' ya que se muestran las mismas dos zonas de bajas velocidades entre los 100 km a 360 km, a profundidades de entre 0 km a 14 km, debidas a los sedimentos de la subcuenca de Guárico y a la fosa de Cariaco en conjunto con la falla El Pilar. Para esta última zona la velocidad disminuye hasta los 2.6 km/s a los 7 km de profundidad. Se observa también cómo los gradientes de las curvas de velocidad de 3 km/s a 3.2 km/s son menores en comparación con los mismos para el perfil AA', así como también se ubican a menor profundidad para los primeros 210 km de distancia, con respecto al perfil anterior. Esto se puede asociar a lo comentado para la tomografía de 5 s en donde, para la zona ubicada entre las subcuencas de Guárico y Maturín (misma ubicación del perfil BB'), se obtuvo un incremento de la velocidad debido a que el espesor sedimentario podía disminuir entre estas 2 subcuencas.

Por último, en el perfil CC' (Figura 47c) se evidencian 2 zonas de bajas velocidades. La primera zona debida a la subcuenca de Maturín, a aproximadamente 220 km del inicio del perfil, en donde se tienen velocidades de 2.8 km/s en los primeros 5 km, hasta los 12 km – 13 km en donde se incrementa a 3 km/s, zona en donde estaría el límite entre la ésta subcuenca y el basamento. La segunda zona de bajas velocidades, se ubica posterior a los 350 km de distancia, con velocidades de 2.6 km/s a 2.8 km/s cuyo comportamiento se extienden hasta los 24 km de profundidad y que al igual que en el perfil AA' se estarían debiendo a la acumulación de sedimentos en la fosa de Cariaco, en conjunto con la falla El pilar que se extiende hasta el basamento granítico.

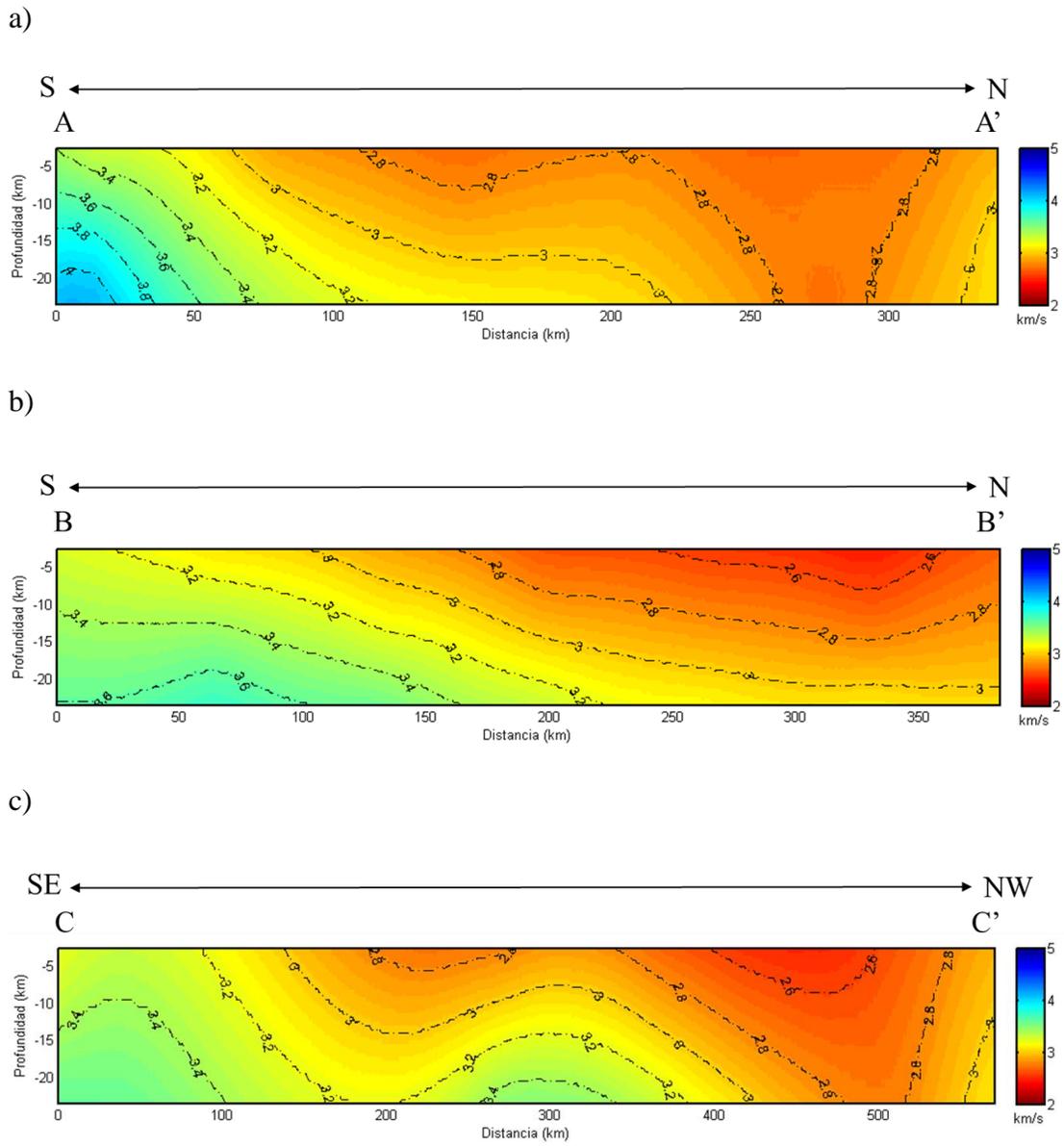


Figura 47. (a) Perfil AA'. (b) Perfil BB'. (c) Perfil CC'.

CAPITULO VI

CONCLUSIONES

Basándonos en el metodología indicada por Bensen *et al.* (2007; 2008) para el procesamiento de ruido ambiental con ondas Love, se ha determinado la estructura de velocidades de la corteza del Nororiente del país entre los períodos de 5 s a 30 s, correspondiendo a un rango de profundidades de 2.5 km a 24 km. Una vez analizados y discutidos los resultados obtenidos se llegaron a las siguientes conclusiones para la presente investigación:

- Las subcuencas de Guárico y Maturín son zonas que presentan, hasta los 2.5 km de profundidad, bajas velocidades de desplazamiento de onda Love, estando entre los 2.4 km/s y los 2.8 km/s como lo indica la tomografía a 5 s, lo cual podría ser producto del espesor sedimentario localizado en la Cuenca Oriental de Venezuela. En el límite de estas 2 subcuencas, las velocidades aumentan hasta los 3.6 km/s lo que sería generado por el menor espesor sedimentario en esta zona.
- El límite de la base de la Cuenca Oriental de Venezuela y el basamento granítico, en su provincia de Imataca, se localiza aproximadamente de 12 km a 15 km de profundidad, ya que la tomografía a 16 s muestra un aumento de la velocidad hasta los 3.6 km/s para esta zona. En este mismo sentido, para la subcuenca de Maturín, el basamento se haría más profundo en dirección Este a Oeste.
- Los sedimentos de la fosa de Cariaco, así como la falla El Pilar serían los causantes de que al Oeste del estado Sucre se ubique una zona de anomalías

de baja velocidad, en todo el rango de períodos trabajados, con valores mínimos de 2 km/s. De igual forma, el perfil AA' y BB' muestra que esta zona de anomalías de baja velocidad se extiende hasta por lo menos 24 km, debido al debilitamiento y fracturamiento de la corteza superior a causa del sistema de fallas El Pilar, que se puede caracterizar como una falla de alto ángulo debido a los elevados gradientes de velocidad que se generan en esta área para el perfil AA'.

- Las rocas graníticas del Escudo de Guayana al Sur del río Orinoco generan anomalías de altas velocidades de 3.6 km/s a 4.8 km/s en todos los rangos de períodos. Asimismo, la tomografía de velocidad de fase a 30 s indica que, para toda la zona de estudio, la onda Love en este período está respondiendo a estructuras que se encuentran en el basamento granítico a una profundidad de aproximadamente 16 km, como indica el kernel de resolución vertical.
- Las velocidades de Vs obtenidas de la inversión de la onda Love para las profundidades de 2 km a 24 km corresponden a las velocidades esperadas para la zona de estudio.
- El uso de la tomografía ambiental de ruido ambiental con ondas Love mostró una óptima correlación entre las anomalías de velocidad y las estructuras geológicas ubicadas en el área de estudio, por lo que se recomienda su uso para el estudio de la corteza terrestre en otras zonas.

BIBLIOGRAFÍA

- Arnaiz-Rodríguez, M. (2015). *La Litósfera del Caribe Oriental: Una visión geofísica integrada* (Tesis de doctorado). Universidad Central de Venezuela, Venezuela.
- Beatriz, M. (2006). *Evolución estructural e implicaciones tectónicas del Graben de Espino* (Tesis de magister). Universidad Simón Bolívar, Venezuela.
- Bensen, G., Ritzwoller, M., Barmin, M., Levshin, A., Lin, F., Moschetti, M., Shapiro, N., y Yang, Y. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International*, 169, 1239–1260. doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x.
- Bensen, G., Ritzwoller, M., y Shapiro, N. (2008). Broadband ambient noise surface wave tomography across the United States. *Journal of Geophysical research*, 113 (B05306). doi: 10.1029/2007JB005248.
- Campillo, M., y Paul, A. (2003). Long-Range Correlations in the Diffuse Seismic Coda. *Science*, 299. doi: 10.1126/science.1078551.
- Delph, J., Biryol, C., Beck, S., Zandt, G., y Ward, K. (2015). Shear wave velocity structure of the Anatolian Plate: anomalously slow crust in southwestern Turkey. *Geophysical Journal International*, 202, 261–276. doi: 10.1093/gji/ggv141.
- DeNosaquo, K., Smith, R., y Lowry, A. (2009). Density and lithospheric strength models of the Yellowstone–Snake River Plain volcanic system from gravity and heat flow data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 188, 108–127. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2009.08.006.
- Ditmar, P., y Yanovskaya, T. (1987). Generalization of the Backus – Gilbert method for estimation of the horizontal variations of surface wave velocities. *Izvestiya, Earth Physics*, 23 (6).
- García, A. (2010). *Desarrollo y evaluación de métodos avanzados de exploración sísmica pasiva. Aplicación a estructuras geológicas locales del sur de España* (Tesis doctoral). Universidad de Almería, España.
- González de Juana, C., Iturralde de Arozena, J., y Picard, X. (1980). *Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas*. Caracas: Ediciones Foninves.
- Hung, E. (1997). *Foredeep and Thrust belt interpretation of the Maturin Subbasin, Eastern Venezuela Basin* (Tesis de maestría). Universidad de Rice, Estados Unidos.

- Kennett, B. (2000). Stacking three-component seismograms. *Geophys. J. Int.*, *141*, 263-269. doi: 10.1046/j.1365-246X.2000.00048.x.
- Levander, M., Schmitz, H., Avé, H., Zelt, D., Sawyer, M., Maganani, M., Mann, P., Christerson, G., Wright, J., Pavlis, G. y Pindell, J. (2006). Evolution of the Southern Caribbean Plate Boundary. *EOS*, *89* (9), 97 – 104.
- Li, H., Su, W., Wang, C., Huang, Z. y Lv, Z. (2010). Ambient noise Love wave tomography in the eastern margin of the Tibetan plateau. *Tectonophysics*, *491*, 194–204.
- Lin, F., Ritzwoller, M., y Shapiro, N. (2006). Is ambient noise tomography across ocean basins possible?. *Geophysical Research Letters*, *33* (L14304). doi: 10.1029/2006GL026610.
- Lin, F., Moschetti, M., y Ritzwoller, M. (2008). Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps. *Geophys. J. Int.*, *173*, 281–298. doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03720.x.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge, Reino Unido: Cambridge University Press.
- Masy, J., Niu, F., Levander, A., y Schmitz, M. (2015). Lithospheric expression of cenozoic subduction, mesozoic rifting and the Precambrian Shield in Venezuela. *Earth and Planetary Science Letters*, *410*, 12 -24.
- McFadden, P., Drummond, B., y Kravis, S. (1986). The Nth-root stack: Theory, applications, and examples. *Geophysics*, *51*, 1879-1892.
- Miller, M., Levander, A., Niu, F., y Li, A., (2009). Upper mantle structure beneath the Caribbean-South American plate boundary from surface wave tomography. *Journal of Geophysical research*, *114* (b01312). doi:10.1029/2007jb005507.
- Nicolson, H., Curtis, A., Baptie, B., y Galetti, E. (2011). Seismic interferometry and ambient noise tomography in the British Isles. *Proceedings of the Geologists' Association*, *123*, 74–86.
- Niu, F., Bravo, T., Pavlis, G., Vernon, F., Rendon, H., Bezada, M. y Levander, A. (2007). Receiver function study of the crustal structure of the southeastern Caribbean plate boundary and Venezuela. *Journal of Geophysical Research*, *112* (B11308). doi:10.1029/2006JB004802.
- Park, C., Miller, R., y Xia, J. (1999). Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics*, *63* (3), 800 – 808.
- Phillips N., D. Oldenburg y J. Chen (2001) Cost Effectiveness of geophysical inversions in mineral exploration: Applications at San Nicolas. *The Leading Edge*, *20*(12), 1351-1354.

- Rodriguez, I. (2013). *Gravity anomalies, geodynamic modelling and the Eastern Venezuela Basin evolution* (Tesis de doctorado). Universidad de Durham, Reino Unido.
- Rondenay, S. (2009). Upper Mantle Imaging with Array Recordings of Converted and Scattered Teleseismic Waves. *Surv Geophys*, 30, 377 – 405. doi: 10.1007/s10712-009-9071-5.
- Schmitz, M., Martins, A., Izarra, C., Jácome, M., Sánchez, J., y Rocabado, V. (2005). The major features of the crustal structure in north-eastern Venezuela from deep wide-angle seismic observations and gravity modelling. *Tectonophysics*, 399 (2005), 109 – 124. doi: 10.1016/j.tecto.2004.12.018.
- Shapiro, N., Campillo, M., Stehly, L., y Ritzwoller, M. (2005). High Resolution Surface Wave Tomography from Ambient Seismic Noise. *Science*, 307. doi: 10.1126/science.1108339.
- Stein, S., y Wysession, M. (2003). *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. Blackwell Publishing.
- Tarback, E., y Lutgens, F. (2004). *Ciencias de la tierra. Una introducción a la geología física*. Madrid, España: Prentice Hall.
- Telford, W., Geldart, L., y Sheriff, R. (1990). *Applied Geophysics*. Cambridge University Press.
- Villaseñor, A., Yang, Y., Ritzwoller, M. y Gallart, J. (2007). Ambient noise surface wave tomography of the Iberian Peninsula: Implications for shallow seismic structure. *Geophysical Research Letters*, 34 (L11304). doi: 10.1029/2007GL030164.
- Ward, K., Porter, R., Zandt, G., Beck, S., Wagner, L., Minaya, E., y Tavera, H. (2013). Ambient noise tomography across the Central Andes. *Geophys. J. Int.*, 194, 1559-1573. doi: 10.1093/gji/ggt166.
- Yang, Y., Ritzwoller, M., Levshin, A. y Shapiro, N. (2007). Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe. *Geophys. J. Int.*, 168, 259–274. doi: doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03203.x.
- Yoris, F., y Ostos, M. (1997) Evaluación de Pozos, Capítulo 1: Geología de Venezuela. En WEC Schlumberger Oilfield Services.