

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**TOMOGRAFÍA DE RUIDO SÍSMICO AMBIENTAL CON
ONDAS RAYLEIGH EN EL ORIENTE DE VENEZUELA**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Br. Sánchez Núñez, Julio César
Para optar al Título
de Ingeniero Geofísico

Caracas, octubre 2017

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**TOMOGRAFÍA DE RUIDO SÍSMICO AMBIENTAL CON
ONDAS RAYLEIGH EN EL ORIENTE DE VENEZUELA**

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Mariano Arnaiz

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Br. Sánchez Núñez, Julio César
Para optar al Título
de Ingeniero Geofísico

Caracas, octubre 2017

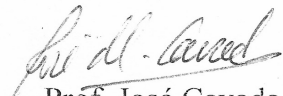
CONSTANCIA DE APROBACIÓN

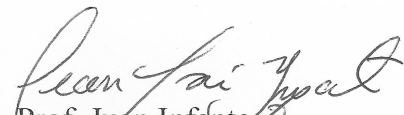
Caracas, 3 de noviembre de 2017


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

Tomografía de ruido sísmico ambiental con ondas Rayleigh en el oriente 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 del autor, lo declaran **APROBADO**.


Prof. José Cavada
Jurado


Prof. Juan Infante
Jurado


Prof. Mariano Arnaiz-Rodríguez
(Tutor académico)

A mi madre y tía

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, a la grandísima Universidad Central de Venezuela por todas las oportunidades, conocimientos, compañeros, amigos, historias y recuerdos que me ha dado. Además, por enseñarme a madurar desde aquel adolescente hasta la persona que soy hoy en día.

A mi tutor Mariano Arnaiz, quién desde aquellas primeras clases de instrumentación, campo largo y finalmente la tesis, me ha enseñado y me ha motivado a aprender cosas nuevas, desafiantes y que hacer las cosas más fáciles no significa lo mejor. Además, por todas sus recomendaciones musicales a lo largo de los años que me han servido para crecer como persona.

A todos los profesores con la que tuve la suerte de ver clases, desde el primer semestre hasta el último. En especial a los profesores del departamento de geología y al profe Cavada por siempre aclararme mis dudas en sus clases y fuera de ellas, al profe Michael Schmitz por sus sabios consejos y enseñanzas. Al resto de profesores del departamento de geofísica, cada clase fue vital para la culminación de este proyecto. También a FUNVISIS por apoyarme en mi pasantía y comenzar este proyecto.

A mis compañeros y amigos del básico, que aunque nos veamos una vez al año en casa de Gaby (literalmente) ajajaj, siempre recordamos esos momentos graciosos de parciales, profesores o simplemente momentos de ocio. También a mi compañeros de la escolita (graduados y no): Alí, Manuel, Verónica, Yolipán, Ana, Sotillo, Jeiker (el Hater), Luís, alumnos de prepa y en especial a mis amigos de toda la carrera Diego y Richard. Si olvido a alguien, me disculpo.

Al jamonchi, por todas esas horas que me dedicaste para ayudarme, apoyarme o simplemente acompañarme, de no ser por ti no hubiera podido lograr esto. Te quiero infinitamente y agradezco cada día que comporta contigo entre peleas y alegrías.

A mi tío Ian Núñez por su apoyo incondicional durante toda la carrera y last but not least, a mis TRES madres que he tenido la suerte de tener. No tengo las palabras necesarias para agradecerles todo, absolutamente todo lo que me han enseñado, dado y amado desde que llegué a este mundo. Aunque no se los digas a menudo, ellas lo saben que las amó y que no pude haber pedido mejores madres, gracias por todo y espero devolverles el favor en la siguiente etapa de mi vida que está por comenzar.

Sánchez N., Julio C.

**TOMOGRFÍA DE RUIDO SÍSMICO AMBIENTAL CON
ONDAS RAYLEIGH EN EL ORIENTE DE VENEZUELA**

Tutor académico: Prof. Mariano Arnaiz.

**Trabajo especial de grado. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de
Geología, Minas y Geofísica. Año 2017. 129 p**

Palabras claves: Oriente de Venezuela, tomografía de ruido ambiental, ondas
Rayleigh, función de Green.

RESUMEN

En el oriente de Venezuela, la interacción entre las placas de Sudamérica y el Caribe dio como resultado un gran número de estructuras geológicas. Por ello, diversos estudios se han realizado en la zona pero la estructura de velocidad a nivel cortical sigue siendo incierta. Este trabajo tiene la finalidad de identificar variaciones de velocidad de propagación de ondas superficiales en el oriente de Venezuela por medio de una tomografía de ruido sísmico ambiental. Este método consiste en extraer y analizar la función de Green de las ondas Rayleigh obtenidas a partir de la correlación cruzada de 44 estaciones sismológicas de banda ancha. Posteriormente, cuantificar la velocidad de grupo y fase para cada periodo de las ondas Rayleigh por medio del *Frequency-Time Analysis* (FTAN). Luego, aplicar el método de *Checker-board Test* para determinar parámetros de resolución y amortiguamiento. Seguidamente, aplicar el método de inversión tomográfica a cada periodo para estimar estructuras de velocidad. Finalmente, realizar kernels de sensibilidad e inversión de velocidades para obtener velocidades de cizalla y relacionar anomalías de velocidad con estructuras geológicas de la zona. Las velocidades promedio obtenidas para 10 s, 20 s y 30 s fueron: (a) para grupo de 2,75 km/s, 2,8 km/s y 2,85 km/s respectivamente y (b) para fase de 3,1 km/s, 3,44 km/s y 3,8 km/s respectivamente. Así mismo, se obtuvieron valores de velocidad de cizalla de 3,1-3,6 km/s hasta 21 km de profundidad; 3,6-3,9 km/s de 21-40 km y mayores de 4 km/s después de los 40 km de profundidad. Las bajas velocidades obtenidas al norte son producto de la litología de las estructuras de la cuenca Oriental, serranía del Interior, y deformación estructural producto de la intensa actividad tectónica del área. Las altas velocidades corresponden a litologías ígneo-metamórficas del escudo de Guayana.

ÍNDICE

	Página
CONSTANCIA DE APROBACIÓN.....	iii
AGRADECIMIENTOS.....	v
RESUMEN	vii
CAPÍTULO I.....	1
1.1 Planteamiento del problema.....	1
1.2 Objetivos	3
1.3 Zona de estudio	4
CAPÍTULO II	5
MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO	5
2.1 Serranía del Interior Oriental, cordillera Araya-Paria y fosa de Cariaco.....	6
2.2 Escudo de Guayana.....	8
2.3 Cuenca Oriental de Venezuela.....	9
2.4 El Oriente de Venezuela a lo largo de su historia geológica	12
CAPÍTULO III.....	17
MARCO TEÓRICO	17
3.1 Ondas sísmicas.....	17
3.2 Ondas superficiales	19
3.3 Dispersión de ondas superficiales	21
3.4 Ruido sísmico ambiental.....	24
CAPÍTULO IV	28
METODOLOGÍA.....	28
4.1 Etapa preliminar.....	28
4.2 Acondicionamiento y pre-procesamiento del dato continuo	28
4.3 Correlación cruzada y apilamiento	30
4.4 Curvas de dispersión de ondas Rayleigh	33
4.5 <i>Checker-board test</i> y tomografías.....	37

4.6 <i>Kernels</i> verticales de sensibilidad y test de reciprocidad.....	40
4.7 Inversión	42
CAPÍTULO VI.....	44
ANÁLISIS Y RESULTADOS.....	44
CAPÍTULO VI.....	54
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	54
REFERENCIAS.....	56
APÉNDICES	Error! Bookmark not defined.

ÍNDICE DE FIGURAS

	Página
Figura 1.1 Tomografías de ruido sísmico ambiental de ondas de Rayleigh en Gran Bretaña para periodos de (a) 5 s, (b) 12 s y (c) 20 s. Tomado de Nicolson <i>et al.</i> (2012).....	2
Figura 1.2. Mapa de ubicación de estaciones de banda ancha.....	4
Figura 2.1. Mapa de ubicación del área de estudio con las estructuras geológicas y tectónicas más resaltantes.	5
Figura 2.2. Mapa de fallas y corrimientos principales en la parte nororiental de Venezuela. Modificado de González de Juana <i>et al.</i> , (1980).....	6
Figura 2.3. Mapa de profundidad de Moho para toda Venezuela. Modificado de Niu <i>et al.</i> (2007).....	7
Figura 2.4. Mapa de velocidades de fase de ondas Rayleigh para (a) 20 s, (b) 25 s, (c) 34 s, (d) 50 s. Modificado de Miller <i>et al.</i> (2009).....	8
Figura 2.5. Provincias del escudo Guayanés. Modificado de Ostos M. y Yoris F. (1997).	9
Figura 2.6. Velocidades de cizalla para (a) 15 km, (b) 22,5 km, (c) 30 km, (d) 45 km. Modificado de Miller <i>et al.</i> (2009).	10
Figura 2.8. Mapa de distribución de terrenos alóctonos en el norte de Suramérica, en los cuales hay rocas Paleozoicas. Tomado de Ostos M. y Yoris F. (1997).	13
Figure 2.9. Distribución de las rocas jurásicas en Venezuela. Tomado de Ostos M. y Yoris F. (1997).....	14
Figura 2.10. Marco geológico regional para la sedimentación en el flanco norte de la cuenca oriental durante el Paleoceno-Eoceno. Ostos M. y Yoris F. (1997).	15
Figura 2.11. Cuencas petrolíferas de Venezuela, basadas en la distribución de sus Provincias Sedimentarias. L.E.B. = Lineamiento de El Baúl, límite entre las cuencas de Oriente y Barinas-Apure. Tomado de Ostos M. y Yoris F. (1997)..	16
Figura 3.1. Desplazamiento de ondas (a) P y (b) S. Tomado de Shearer, (2009).....	18

Figura 3.2. Desplazamiento de ondas Love (superior) y ondas Rayleigh (inferior). Tomado de Shearer, (2009).....	20
Figura 3.3. Curvas de dispersión de velocidades de grupo y fase para ondas Love y Rayleigh a partir del modelo PREM. Tomado de Shearer (2009).....	23
Figura 3.4. La suma de dos ondas armónicas con diferentes frecuencias. La velocidad de grupo es la velocidad de la envolvente de la onda; la velocidad de fase es la velocidad de los picos. Modificado de Shearer (2009).....	23
Figura 3.5. Diferentes ondas superficiales viajando alrededor de la Tierra. Las R representan las ondas Rayleigh y G ondas Love. Modificado de Stein & Wysession, (2003).....	24
Figura 3.6. Explicación esquemática del principio de la función de Green. (a) Un par de estaciones (triángulos) rodeadas por varias fuentes S , la cual envía un frente de ondas hacia el interior y exterior. (b) Principio de convertir una estación como fuente (r_1) y la otra en receptor (r_2). (c) Las fuentes dentro del área gris son las que más contribuyen al cálculo de la función de Green. Modificado de Nicolson <i>et al.</i> (2012).....	26
Figura 3.7. Geometría de una región estudiada con una tomografía. La región se dividió en las celdas j , la trayectoria del rayo i y el tiempo de viaje por cada celda G_{ij} . Tomado de Stein & Wysession (2003).	27
Figura 4.1. Registro de dato continuo de un día de longitud de componente vertical para la estación XT.CMPC para el 20 de marzo del 2004. <i>Superior</i> : registro sin aplicar ningún tipo de pre-procesamiento. <i>Inferior</i> : mismo registro luego de aplicar el pre-procesamiento.	30
Figura 4.2. Correlaciones cruzadas de la estación XT.CMPC con todas las demás estaciones y filtradas entre 16-50 s para mejorar su visualización.	31
Figura 4.3. Apilamiento usados para la correlación cruzada entre el par de estaciones XT.ABPC y XT.CMPC, cortadas hasta +300 s y -300 s de longitud y filtradas entre 5 s y 50 s. (a) Apilamiento lineal o promedio, (b) apilamiento con $N=2$, (c) apilamiento con $N=3$, (d) apilamiento con $N=4$, (e) apilamiento con $N=5$ y (f) con apilamiento $N=6$	33

Figura 4.4. Curvas de dispersión obtenidas para el par de estaciones XT.CMPC y XT.CUPC. <i>Superior izquierda</i> : relación señal-ruido para todos los periodos entre 5 s a 50 s para la correlación. <i>Inferior izquierda</i> : correlación cruzada usada para el procesamiento. <i>Superior derecha</i> : curva de velocidad de grupo para el par de estaciones. <i>Inferior derecha</i> : curva de velocidad de fase para el par de estaciones.	35
Figura 4.5. Curvas de velocidad de grupo y fase luego de aplicar el <i>FTAN</i> para el par de estaciones XT.CAPC y XT.MIPC.	36
Figura 4.6. Curvas de velocidad de grupo (izquierda) y velocidad de fase (derecha) después de eliminar datos de mala calidad.	36
Figura 4.7. Histogramas de velocidad de cada periodo para la velocidad de grupo (izquierda) y velocidad de fase (derecha).	37
Figura 4.8. Histogramas de rayos de cada periodo para velocidad de grupo (izquierda) y velocidad de fase (derecha).	38
Figura 4.9. Mapa de trazado de rayos para velocidades de fase para los periodos 13 s (izquierda), 33 s (centro) y 50 s (derecha). Los triángulos rojos son las estaciones utilizadas.	38
Figura 4.10. <i>Checker-board</i> test para velocidad de fase para los periodos 13 s, 33 s, y 50 s; resolución de $0,6^\circ$ y <i>damping</i> de 0,1.	39
Figura 4.11. Histogramas de velocidad de los nodos obtenidos en la tomografía. Izquierda: velocidad de grupo. Derecha: velocidad de fase.	40
Figura 4.12. Mapa con los nodos obtenidos en la tomografías, los cuadros rojos representan los nodos eliminados luego del control de calidad. La líneas representan los perfiles realizados luego de la inversión.	40
Figura 4.13. Ejemplo de un <i>kernel</i> de sensibilidad para las ondas Rayleigh. Tomado de Pasyanos (2013).	41
Figura 4.14. Tomografías de velocidad de fase para 13 s de periodo. <i>Izquierda</i> : tomografía original. <i>Derecha</i> : tomografía obtenida luego utilizar el código del test de reciprocidad.	42

sFigura 4.15. Ejemplo de los resultados obtenidos en el nodo 27 luego de aplicar el código de inversión de <i>Herrmann</i>	43
Figura 5.1 Kernels de sensibilidad con la profundidad para velocidad de grupo (izquierda) y velocidad de fase (derecha).	45
Figura 5.2. Mapa de velocidad de (a) grupo y (b) fase para 5 s periodo. Los triángulos representan las estaciones utilizadas.	46
Figura 5.3. Mapa de velocidad de (a) grupo y (b) fase para el periodo de 16 s.....	47
Figura 5.4. Mapa de velocidad de (a) grupo y (b) fase para el periodo de 30 s.....	48
Figura 5.5. Mapa de velocidad de (a) grupo para 40 s de periodo y (b) fase para 35 s de periodo.....	49
Figura 5.6. (a) Ajuste de curvas de velocidad de grupo y fase promedio luego de aplicar la inversión. (b) Modelo de velocidad V_s final (línea azul) obtenido del promedio de las dispersiones.....	50
Figura 5.7. Mapas de velocidad de cizalla para 4 km (izquierda) y 14 km (derecha).51	
Figura 5.8. Mapa de velocidad de cizalla para 30 km (izquierda) y 44 km (derecha).52	
Figura 5.9. Perfiles de velocidad de cizalla obtenidos a partir de la inversión.....	53

ÍNDICE DE TABLA

Tabla 4.1. Modelo continental de velocidades promedio de la corteza. Modificado de Laske <i>et al.</i> (s.f.).	53
--	----

CAPÍTULO I

1.1 Planteamiento del problema

La corteza de la Tierra es la sección del planeta de la que puede obtenerse más información, no obstante, estudiarla ha sido complejo. Por ello, desde el punto de vista de la geofísica se han utilizado distintos métodos como la gravimetría, el magnetismo y la sismología. Con esta última se han hecho los más grandes descubrimientos de las diferentes secciones del planeta, como la discontinuidad corteza-manto (discontinuidad de Mohorovicic), la discontinuidad núcleo interno-externo (discontinuidad de Lehmann), entre otros. Estos avances se han alcanzado con el estudio de los tiempos de llegada de ondas corpóreas (P y S) y la dispersión de ondas superficiales (Rayleigh y Love).

En el caso de Venezuela, la interacción entre las placas Sudamericana y Caribe ha generado una gran número de estructuras geológicas en toda la parte norte del país, siendo la Cuenca Oriental la más significativa. De la misma, se desconocen las variaciones de velocidad, es por ello que autores como Schmitz *et al.* (2005; 2008), Niu *et al.* (2007), Miller *et al.* (2009), Masy *et al.* (2015) han realizado diferentes estudios en la zona. Sin embargo, la estructura de velocidad a nivel cortical siguen siendo incierta. Motivado por esta problemática, este proyecto tiene la intención de identificar variaciones de velocidad de propagación de ondas superficiales en el oriente de Venezuela por medio de una tomografía de ruido sísmico ambiental.

La tomografía de ruido sísmico ambiental es un método relativamente nuevo y con rápido crecimiento en los últimos años. Consiste en utilizar la información de ondas dispersas para estimar su velocidad de propagación entre dos estaciones. A partir de ahí, aplicando el método de tomografía, es posible determinar las estructuras de

velocidad. Autores como Yang *et al.* (2007), Villaseñor *et al.* (2007), Nicolson *et al.* (2012) (figura 1.1), utilizando la metodología de Bensen *et al.* (2007), han probado la efectividad de este método en diferentes partes del mundo como Europa, E.E.U.U y Oceanía, obteniendo mejores resultados que la tomografía tradicional de ondas superficiales de terremotos a la misma profundidad. Es por ello que resulta atractivo aplicarlo en Venezuela, ya que los resultados que se obtienen proveen una gran cantidad de información, además, existen pocos trabajos previos y mejoraría el conocimiento de cómo varían las velocidades de propagación en el oriente del país.

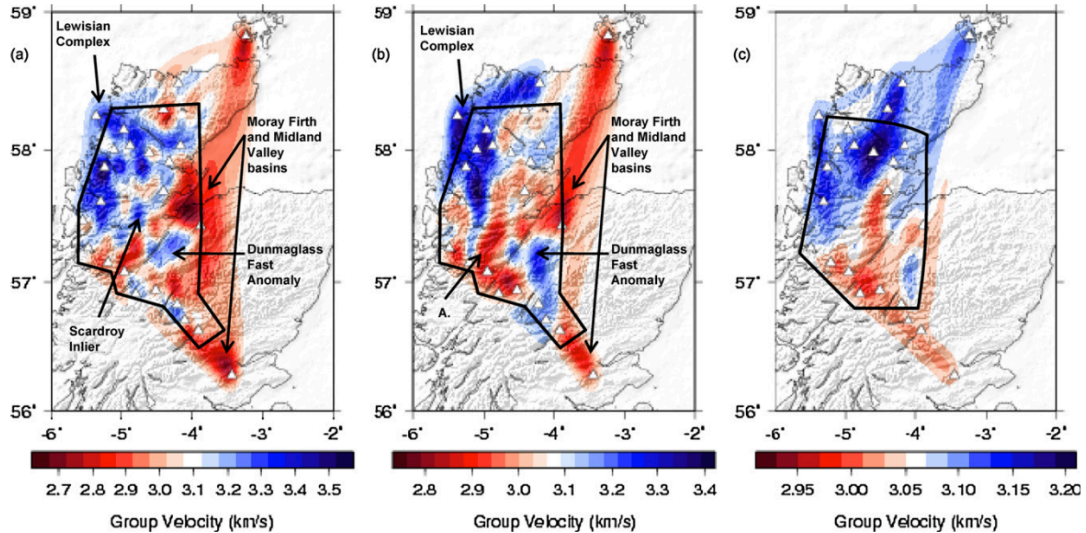


Figura 1.1 Tomografías de ruido sísmico ambiental de ondas de Rayleigh en Gran Bretaña para periodos de (a) 5 s, (b) 12 s y (c) 20 s. Tomado de Nicolson *et al.* (2012).

1.2 Objetivos

Objetivo general

Interpretar estructuras de velocidad en el oriente de Venezuela por medio de una tomografía de ruido ambiental con ondas Rayleigh.

Objetivos específicos

- Analizar la función de Green de las ondas Rayleigh obtenidas a partir de la correlación cruzada.
- Cuantificar la velocidad de grupo y fase para cada periodo de las ondas Rayleigh
- Estimar la estructura de velocidad para cada periodo
- Relacionar anomalías de velocidad con estructuras geológicas.

1.3 Zona de estudio

El área de interés para esta investigación es el nororiente de Venezuela; las estaciones utilizadas se encuentran delimitadas por las longitudes 58°W y 67°W y por las latitudes 6°N y 15°N (figura 1.2). Para alcanzar los objetivos planteados se utilizarán un total de 44 estaciones de banda ancha, desplegadas para el proyecto BOLIVAR (Broadband Ocean-Land Investigation of Venezuela and the arc Antilles Region) y GEODINOS (Geodinámica Reciente de la Limite Norte de la Placa Sudamericana) entre los años de 2003 a 2006 y las Red Sismológica del Caribe en los años 2012 a 2016.

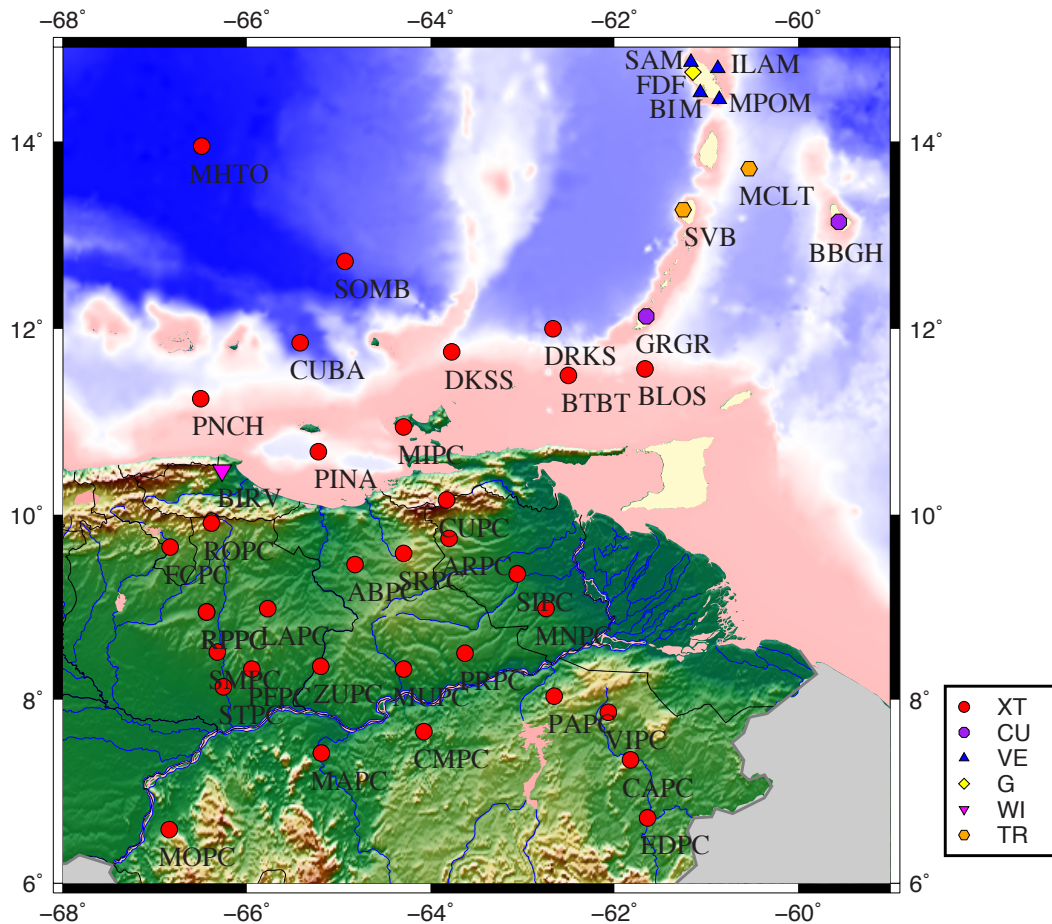


Figura 1.2. Mapa de ubicación de estaciones de banda ancha.

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO

En el Oriente de Venezuela se pueden distinguir varias estructuras geológicas (figura 2.1), la serranía del Interior Oriental, el escudo de Guayana, la fosa de Cariaco y la más importante la cuenca Oriental de Venezuela (Rodríguez, 2014). Adicionalmente, hay un gran número de estructuras tectónicas como sistemas de fallas y cinturones de corrimientos. Tectónicamente, el movimiento de la placa sudamericana al norte está alojada entre esfuerzos de transpresión y transtensión a lo largo del sistema de falla dextral transcurrente de San Sebastián-El Pilar. Este sistema marca el borde norte de los cinturones de corrimiento del área y su relación con la cuenca (Masy *et al.* 2015).

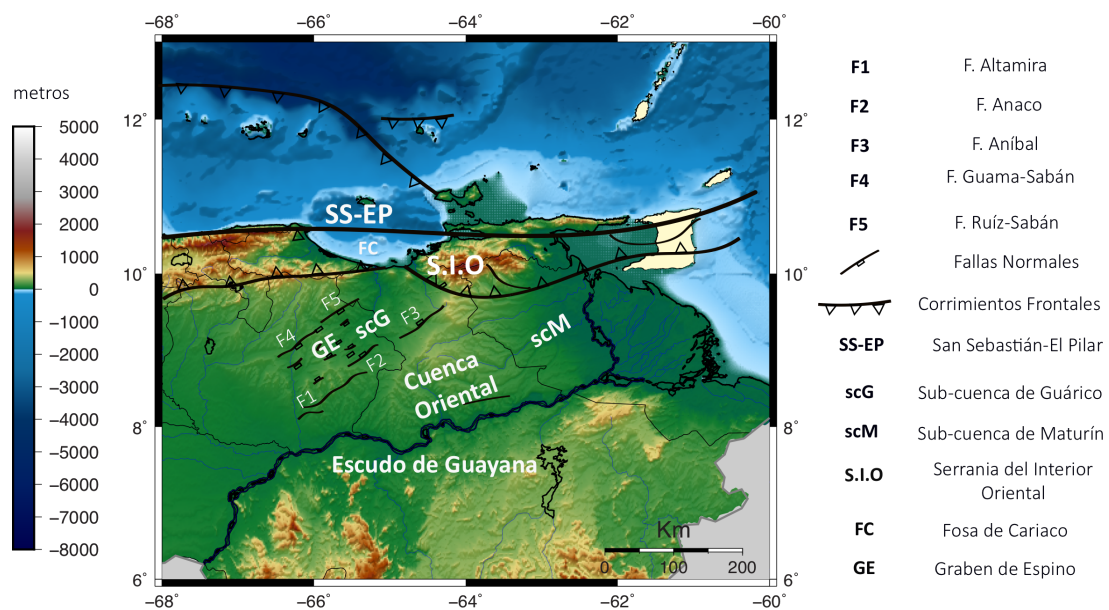


Figura 2.1. Mapa de ubicación del área de estudio con las estructuras geológicas y tectónicas más resaltantes.

2.1 Serranía del Interior Oriental, cordillera Araya-Paria y fosa de Cariaco

La serranía del Interior Oriental (figura 2.1 para su ubicación), consiste en una serie de rocas metamorizadas del Cretácico al Eoceno medio con sedimentos orogénicos locales del Oligoceno al Mioceno con un rumbo de N70°E aproximadamente. Se extiende unos 200 km desde Barcelona dirección este hasta el golfo de Paria. El límite norte de esta estructura sigue la línea de costa e islas entre Barcelona y Cumaná, a lo largo de la costa sur del golfo de Cariaco y entre el istmo de la península de Araya-Paria (Rodríguez, 2014). La litología predominante de esta zona, de acuerdo a la recopilación de González de Juana *et al.*, (1980), es principalmente: cuarcitas, esquistos, filitas y mármoles entre las rocas metamórficas; en las rocas metasedimentarias hay metaconglomerados y metareniscas. Finalmente, se tiene la presencia de algunas rocas de origen ígneo y metaígneo. La otra estructura presente es la fosa de Cariaco, la cual tiene una dirección este-oeste desde -63°41'W y -66°06'W de longitud y 10°20'N y 11°N de latitud de edad Pleistoceno. Su longitud es de unos 200 km de largo y 70 km de ancho, con una profundidad máxima de unos 1373 m (González de Juana *et al.*, 1980)

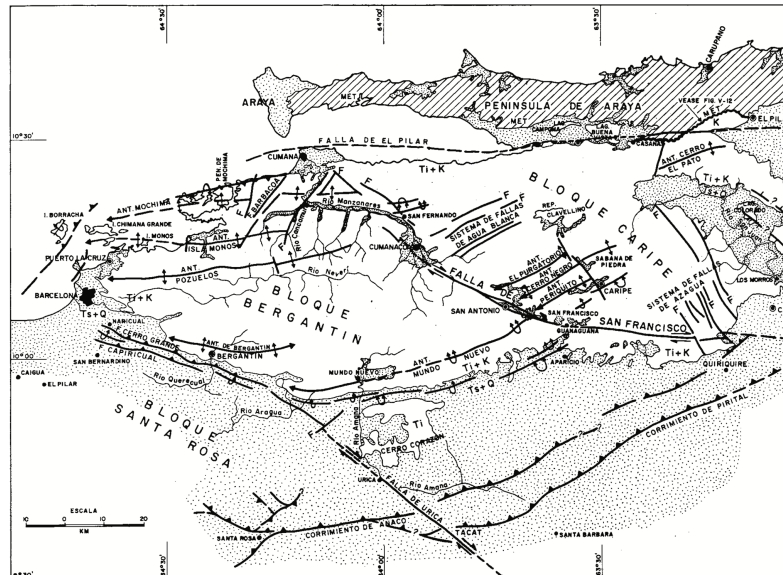


Figura 2.2. Mapa de fallas y corrimientos principales en la parte nororiental de Venezuela. Modificado de González de Juana *et al.*, (1980).

Desde el punto de vista estructural González de Juana *et al.*, (1980) proponen tres sistemas de corrimientos principales (figura 2.2): el corrimiento de Anaco, el corrimiento Frontal de Guárico y el corrimiento de Pirital. El sistema de corrimiento de Anaco se caracteriza por un rumbo NE y buzamiento promedio de 45° al NE, donde se encuentra ubicada la falla de Anaco con rumbo N45°E. Otras fallas importantes son las fallas dextrales de Urica y San Francisco con rumbo E-O, pertenecientes al sistema de corrimiento de Pirital. Finalmente, el sistema de corrimiento Frontal de Guárico posee una longitud aproximada de 400 km, formando el límite norte de la parte occidental de la cuenca Oriental. La línea de corrimiento está segmentada por fallas oblicuas de dirección NE-SE, con movimiento transcurrente dextral. En esta zona, se han realizados estudios sismológicos con la metodología de funciones receptoras (figura 2.3), por medio de éstos, el espesor cortical al sur de la serranía se estima que va desde unos 35-38 km (Schmitz *et al.* 2005; Niu *et al.* 2007; Quintero *et al.* 2009) aunque disminuye hacia el SO a unos 24,5 km estando relacionado con el flanco este de la depresión de Unare; al norte y en la región Insular, también disminuye a tan sólo 18 km (Quintero *et al.* 2009). Desde punto de vista de la estructura de velocidad, estudios de tomografía con ondas Rayleigh (figura 2.4) obtuvieron valores de velocidad de fase 3,4 km/s en un periodo de 20 s y 3,7 km/s a 30 s (Miller *et al.* 2009). De igual manera, se tienen velocidades de cizalla (figura 2.6) entre 3,5-4,2 km/s a profundidades que van desde los 30 a 35 km (Miller *et al.* 2009; Masy *et al.* 2015).

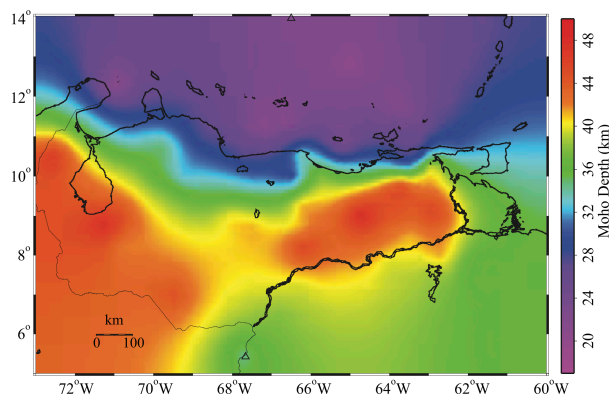


Figura 2.3. Mapa de profundidad de Moho para toda Venezuela. Modificado de Niu *et al.* (2007).

2.2 Escudo de Guayana

El escudo de Guayana (figura 2.1) consiste en un basamento cristalino de rocas metasedimentarias e ígneas que se extiende desde la orillas del río Orinoco hacia el sur hasta Brasil y al este hasta Guyana Francesa (Rodríguez, 2014). Está compuesto por cuatro provincias (figura 2.5): Imataca, Pastora, Cuchivero y Roraima. Estas provincias se diferencian en: direcciones estructurales, estilos de deformación tectónica, asociaciones litológicas y edades. Petrológicamente, la Provincia de Imataca pertenece al denominado cinturón granulítico, Pastora a los cinturones verdes y Cuchivero se caracteriza por grandes extensiones de granitos (1800 ± 200 m. a.) y granitos post-tectónicos (1500 m. a.). La Provincia de Roraima es una cobertura discordante sobre rocas pertenecientes a las provincias de Pastora y Cuchivero (González de Juana *et al.*, 1980).

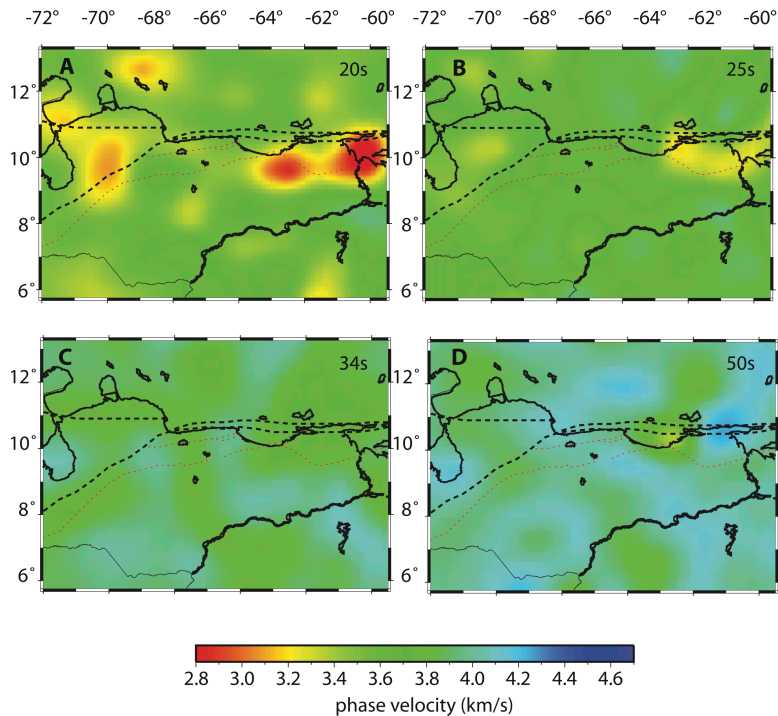


Figura 2.4. Mapa de velocidades de fase de ondas Rayleigh para (a) 20 s, (b) 25 s, (c) 34 s, (d) 50 s.

Modificado de Miller *et al.* (2009).

El promedio de profundidad de la corteza en el escudo obtenido por Quintero *et al.* (2009) es de 41 km, difiriendo con Niu *et al.* (2007) quien obtuvo un promedio de 37,5 km para la zona (figura 2.3), mientras que Schmitz *et al.* (2008) indican un espesor de corteza de 45 km. El escudo de Guayana es observado en varios estudios sismológicos como zona de altas velocidades comparada con las estructuras que lo rodean (figura 2.4). Miller *et al.* (2009) y Masy *et al.* (2015) coinciden en velocidades de onda de cizalla (figura 2.6) entre 4,3-4,6 km/s a unos 30 km de profundidad; velocidades de fase (figura 2.4) de 3,7 km/s a 20 s de periodo y unos 4,1 km/s a 34 s.

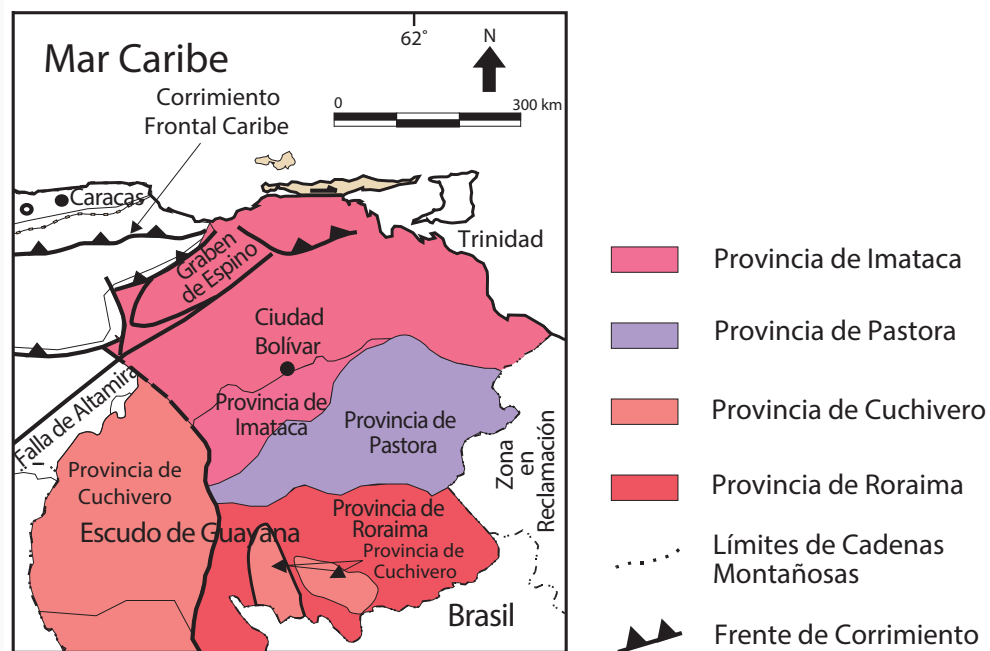


Figura 2.5. Provincias de Escudo Guayanés. Modificado de Ostos M. y Yoris F. (1997).

2.3 Cuenca Oriental de Venezuela

La cuenca Oriental de Venezuela es la estructura geológica más importante de todo la parte este del país. Está limitada al norte por la serranía del Interior Oriental, al sur por el escudo de Guayana, al este por el océano Atlántico y al oeste por el graben de Espino (figura 2.1). La cuenca tiene un rumbo E-NE y profundiza hacia el este, tiene unos 800

km de largo y 200 km de ancho, situada en la parte nororiental del país. Como tal, la cuenca ha acumulado un espesor sedimentario de unos 12 km o más desde el Cretácico hasta al presente (Rodríguez, 2014). La cuenca puede dividirse en dos sub-cuencas para su estudio: la primera es la sub-cuenca de Guárico, ubicada al oeste hasta el alto de El Baúl; la segunda es la sub-cuenca de Maturín ubicada al este, siendo ésta el depocentro principal de toda la cuenca.

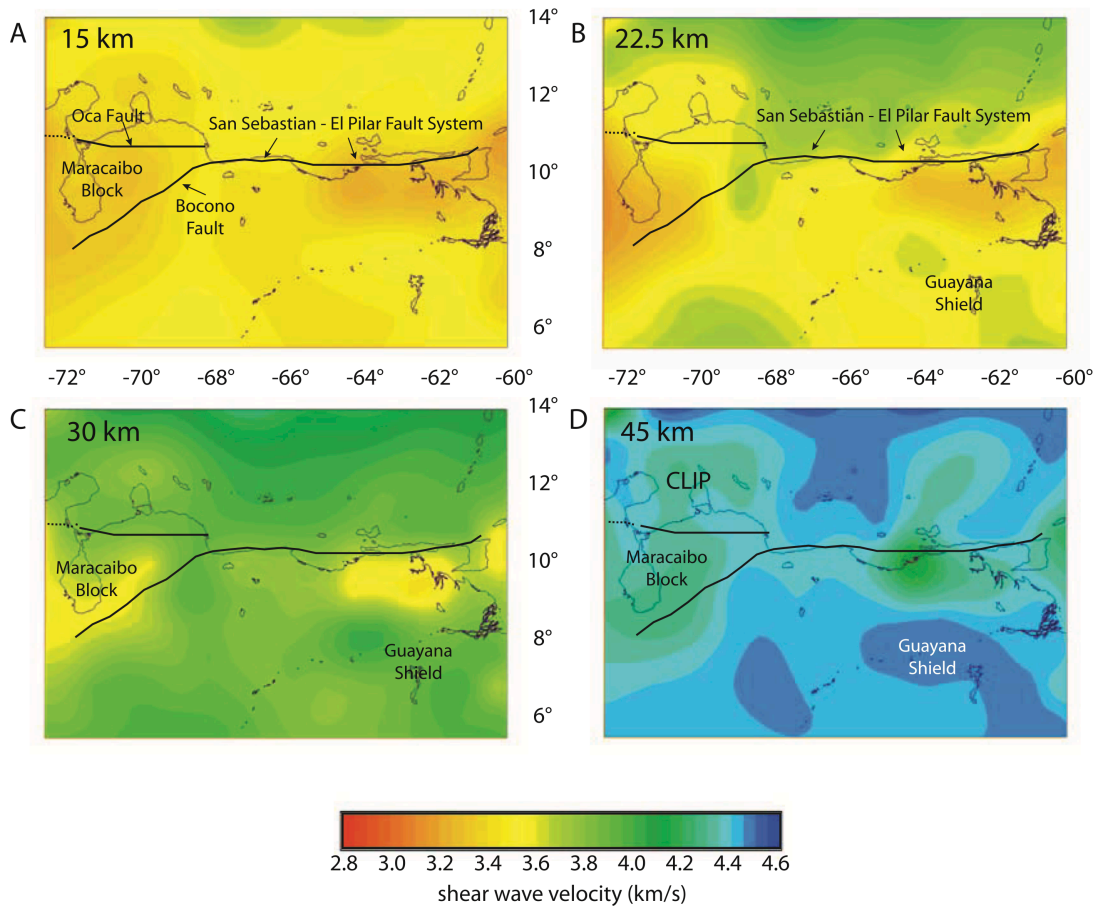


Figura 2.6. Velocidades de cizalla para (a) 15 km, (b) 22,5 km, (c) 30 km, (d) 45 km. Modificado de Miller *et al.* (2009).

La litología predominante es netamente sedimentaria, con sedimentos provenientes del basamento ígneo-metamórfico de Guayana y posteriormente por el sistema montañoso metamórfico de la serranía del Interior Oriental y la cordillera Araya-Paria, por ello, en

la cuenca se encuentran formaciones de areniscas y lutitas principalmente. Tectónicamente, González de Juana *et al.*, (1980) mencionan dos importantes corrimientos: el corrimiento frontal de Guárico, mencionado anteriormente y el sistema de corrimientos frontales de Anzoátegui y Monagas. Al sur, el límite con el escudo de Guayana, está controlado por un sistema de fallas normales de dirección este-oeste, con buzamiento hacia el sur en su mayoría.

Desde el punto de vista sísmológico, Quintero *et al.* (2009) reportan espesores corticales de unos 50 km en la sub-cuenca de Maturín, como responsable de esto, está la carga litostática de la columna sedimentaria en el área. El espesor para la sub-cuenca de Guárico, Quintero *et al.* (2009) reportan unos 32 km, difiriendo de Schmitz *et al.* (2008) que obtuvieron unos 35 km. Niu *et al.* (2007) (figura 2.3), también obtuvieron un comportamiento similar en la zona, dando como responsable la falta de carga litostática del cinturón de corrimiento en el área de Guárico. Los estudios de Miller *et al.* (2009) (figura 2.4) con tomografía de ondas superficiales en esta zona, reportaron valores de velocidad de fase entre 2,8-3,2 km/s, 3,2-3,6 km/s, 3,7-4 km/s y 4,1 km/s para periodos de 20 s, 25 s, 34 s, y 50 s respectivamente. Para las velocidades de cizalla (Figura 2.6), a unos 30 km de profundidad, Miller *et al.* (2009) obtuvieron entre 3,6-3,9 km/s y Masy *et al.* (2015) obtuvieron valores un poco mayores entre 4,3-4,4 km/s. En general, el comportamiento de la zona tiende a aumentar la velocidad con la profundidad con respecto a las estructuras circundantes.

Otra estructura importante es el graben de Espino (figura 2.9), Fiorillo *et al.* (1981) reportan el graben como una depresión en el basamento orientada en sentido NE-SO, y ENE-OSO en el área de Machete, limitada por fallas normales, y que contiene sedimentos del Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico. Los límites del graben están delimitados por fallas con la misma dirección (figura 2.1), al norte por las fallas Guama-Sabán y Ruíz-Sabán; al sur por las fallas Altamira y Aníbal. Salazar (2006) menciona el graben como un conjunto de falla en ‘echelon’.

2.4 El Oriente de Venezuela a lo largo de su historia geológica

La historia geológica del oriente venezolano comienza hace más de 3000 m.a., en el Precámbrico. Posteriormente, fue afectada por diversos eventos tectónicos, erosionales y depositacionales. Por su importancia económica y científica, diversos autores han estudiado distintos aspectos del área, este breve reseña consiste en la recopilación de estos numerosos estudios, aglomerados por Ostos M. y Yoris F. (1997).

2.4.1 Precámbrico

El Precámbrico estuvo marcado por las principales orogénesis mundiales. Salop (1972) menciona cinco eventos tecno-termales, de los cuales cuatro están presentes en el oriente:

- 1) La orogénesis Guriense (3600-2700 m.a.), durante la cual se desarrolló un cinturón tectónico granulítico sin “rocas verdes” (Provincia Imataca).
- 2) La orogénesis pre-Transamazónica (2600-2100 m.a.), cuando se desarrolla un cinturón móvil “ofiolítico-turbidítico”
- 3) La orogénesis Transamazónica (2000-1700 m.a), que representa un evento de magmatismo ácido con escaso tectonismo asociado.
- 4) La orogénesis Orinoquense o Nickerian (1200-800 m.a.), que representa un evento de reajuste isostático.
- 5) El Brasiliano o Panafricano (600-800 m.a.), no se ha observado en el escudo de Guayana, excepto en Brasil y Alto Paraguay.

Estos eventos definieron los terrenos precámbricos en el oriente de Venezuela, los cuales afloran en el escudo de Guayana. Éste se divide en cuatro provincias mencionadas anteriormente. Aquellos ubicados al norte del río Orinoco, se encuentran actualmente bajo porciones de corteza Paleozoica, hoy adosada a la placa sudamericana en las diversas colisiones ocurridas hace 570-245 millones de años y no se puede realizar la misma discriminación por falta de información.

2.4.2 Paleozoico

En el Paleozoico inferior, las aperturas de Gondwana (antigua Suramérica y África juntos) y Laurentia (antigua unión entre Norteamérica y Groenlandia) dejaron su marca como capas rojas, que fueron preservadas por las depresiones estructurales de la actual cuenca (figura 2.8). Para el Paleozoico superior, la subducción debajo del borde norte de la placa sudamericana deja como resultado varias rocas graníticas de edad Pérmico, ubicadas en la región de El Baúl y de edad Carbonífero ubicadas en la cuenca Oriental. A finales del Paleozoico, rocas de edad Devónico a Pérmico, fueron adosadas en las región norte de oriente en península de Paria.

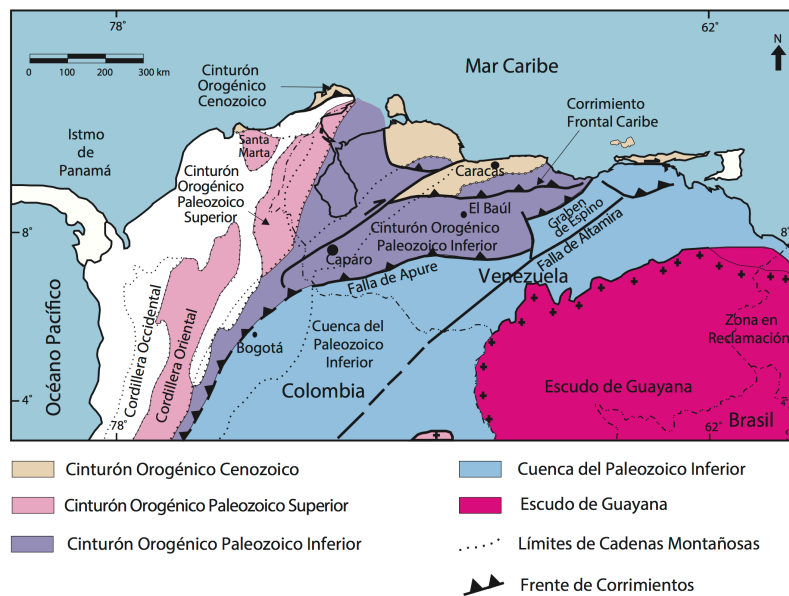


Figura 2.8. Mapa de distribución de terrenos alóctonos en el norte de Suramérica, en los cuales hay rocas Paleozoicas. Tomado de Ostos M. y Yoris F. (1997).

2.4.3 Mesozoico

En Venezuela, la sedimentación del periodo Triásico no se ha establecido de manera concreta, por lo cual se considera inexistente. Del Jurásico, las rocas más antiguas encontradas en el oriente venezolano son las Volcánicas de Guacamayas (El Baúl). La apertura de Pangea (antiguo super-continente) dejó como resultado varias estructuras que influyeron en la evolución de las cuencas venezolanas. En la Venezuela continental, la apertura del Proto-Caribe provocó estructuras tipo grábenes o valles extensionales (figura 2.9) en su mayoría con orientación NE. El graben ubicado en el oriente es el de Espino, pero existen otros de igual importancia al occidente del país. Se han postulado rocas jurásicas en las zonas más profundas de la serranía del Interior Oriental, debido a las orientaciones de los grábenes existentes, pero no se han podido probar dichas existencias. Estos grábenes fueron rellenados por sedimentos continentales del tipo de capas rojas, volcánicas de diversos tipos, clásticos y calizas de invasiones marinas. En oriente, el Cretácico Temprano inicia con un margen pasivo tipo Atlántico con rocas clásticas arenosas y algunas calizas de plataforma. Para el Cretácico Tardío se tiene una distribución conceptual de los paleoambientes y unidades estratigráficas principales en el norte de Sudamérica, que para el final del Albiense inicia de este a oeste una transgresión marina (Ostos M. y Yoris F., 1997).

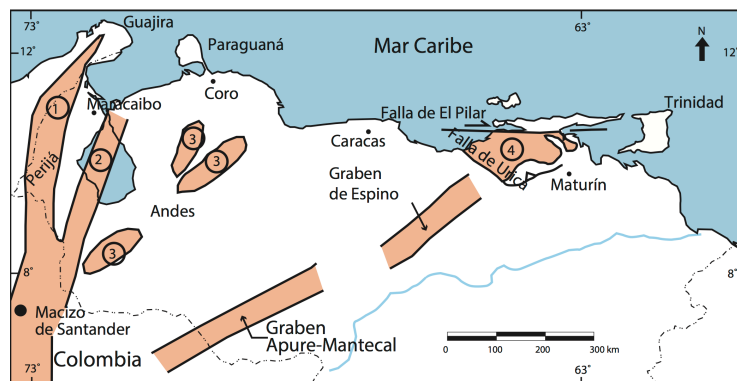


Figure 2.9. Distribución de las rocas jurásicas en Venezuela. Tomado de Ostos M. y Yoris F. (1997).

2.4.4 Cenozoico

Desde el Paleoceno al Eoceno Temprano la placa Caribe no había migrado todavía hasta el oriente del país (figura 2.10), dando como consecuencia la acumulación de sedimentos finos de talud continental y arenosos; el final del Eoceno y comienzos del Oligoceno, el norte se ve bordeado por un frente de corrimiento. Los más importantes periodos de formación de montañas en Venezuela ocurrieron en el Neógeno, los cuales son el resultado directo de la interacción de las placas Caribe y Suramérica. En el Plioceno, la orogénesis al norte de Venezuela terminó por definir todas las cuencas actuales (figura 2.11), entre éstas la cuenca Oriental. Después de esto, la cuenca se rellenó de sedimentos tipo fluviales. Audemard *et al.* (2005), mencionan que durante este periodo el norte de Venezuela fue afectada por un régimen compresivo-transcurrente (transpresional), caracterizado por máximos y/o mínimos esfuerzos horizontales con orientación NNO-SSE a NO-SE y ENE-OSO a NE-SO, respectivamente.

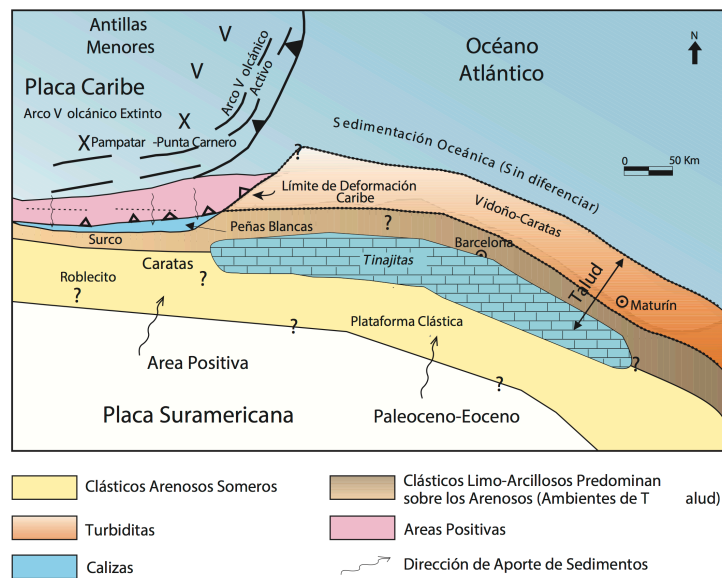


Figura 2.10. Marco geológico regional para la sedimentación en el flanco norte de la cuenca oriental durante el Paleoceno-Eoceno. Ostos M. y Yoris F. (1997).

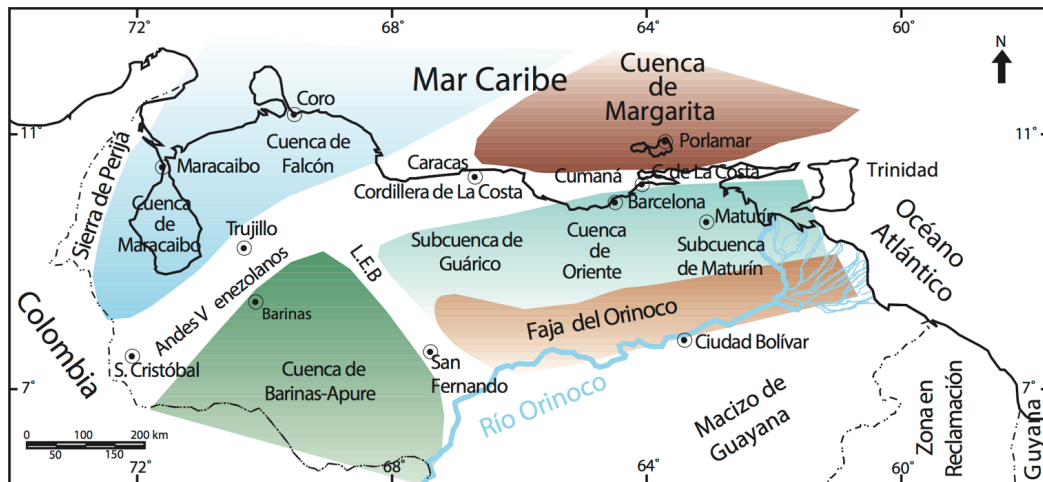


Figura 2.11. Cuenas petrolíferas de Venezuela, basadas en la distribución de sus Provincias Sedimentarias. L.E.B. = Lineamiento de El Baúl, límite entre las cuencas de Oriente y Barinas-Apure. Tomado de Ostos M. y Yoris F. (1997).

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

3.1 Ondas sísmicas

El concepto de ondas sísmicas, se basa en el principio básico de una onda desplazándose en una sola dimensión a través de una cuerda (ecuación 3.1), cuya solución está representada de manera sencilla en la ecuación 3.2 . Por ello, Sheriff (2002) define una onda como la perturbación que se propaga a través o sobre la superficie de un medio sin involucrar el movimiento neto del material. Estas usualmente se caracterizan por su periodo.

$$\frac{\partial^2 u(x, t)}{\partial x^2} = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 u(x, t)}{\partial t^2}$$

(Ecuación 3.1)

$$u(x, t) = f(x \pm vt)$$

(Ecuación 3.2)

Tomando este concepto y aplicándolo a la Tierra, podemos suponer que las ondas sísmicas deben ser una perturbación que viaja por dentro y en la superficie de la misma. Ahora, detallando los parámetros en la ecuación 3.1: t representa el tiempo, x la posición, u es el desplazamiento y v es la velocidad de propagación. Este último parámetro depende de dos propiedades físicas: la tensión y la densidad de la cuerda. Entonces, la ecuación de una onda sísmica (ecuación 3.3) dependerá de los esfuerzos principales y desplazamientos (Stein & Wysession, 2003). El medio usualmente se divide en diferentes capas paralelas donde cada una de estas se supone homogénea. Ya que, la propagación de ondas sísmicas a través de un medio heterogéneo es extremadamente compleja (Lowrie, 2007).

$$\sigma_{ij,j}(x,t) = \rho \frac{\partial^2 u_i(x,t)}{\partial t^2}$$

(Ecuación 3.3)

La suposición más importante de la propagación sísmica es que viaja de manera elástica, esto trae como consecuencia que el medio se deforme a medida que pasa la onda y luego sus partículas regresen a su posición inicial. De manera que, cuando se libera la energía en cierto punto, ésta se propaga de dos maneras: (1) a través del cuerpo del medio como ondas corpóreas y (2) las que se esparcen por la superficie del medio como ondas superficiales. Stein & Wysession, (2003) expresa la ecuación 3.3 en el campo del desplazamiento (ecuación 3.4), donde puede separarse en otras dos funciones, conocidas como: (a) potencial escalar $\phi(x,t)$ y (b) potencial vectorial $\psi(x,t)$.

$$u(x,t) = \nabla\phi(x,t) + \nabla \times \psi(x,t)$$

(Ecuación 3.4)

Debido que el potencial escalar es cero en la dirección de y y z , la energía se propaga solamente en la dirección de movimiento (eje x) provocando que el material se comprima y se dilate, a consecuencia de esto, se les llama ondas compresionales u ondas P. En contraste, el potencial vectorial u onda S sólo se propaga en los ejes y y z , perpendicular a la dirección del movimiento. Por esto, las ondas S no afectan el volumen del medio. Esto se ejemplifica de mejor forma en la figura 3.1.

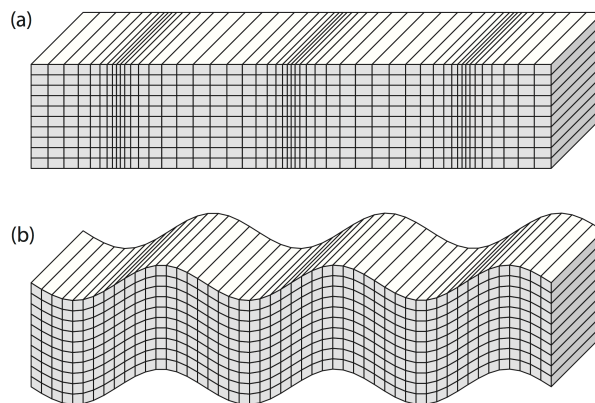


Figura 3.1. Desplazamiento de ondas (a) P y (b) S. Tomado de Shearer, (2009).

3.2 Ondas superficiales

Cuando la energía es liberada desde un punto dentro de la Tierra, ésta se transmite en tres dimensiones como ondas P y S , pero al llegar a la superficie se transforma en un tipo de onda diferente conocida como onda superficial. La energía de este tipo de onda se dispersa en dos dimensiones y disminuye con la distancia r a un ritmo de r^{-1} (Stein & Wysession, 2003). Existen dos maneras en la que la energía se propaga a lo largo de la superficie: (1) ondas Love y (2) ondas Rayleigh. Para modelos lateralmente homogéneos, las ondas Rayleigh están polarizadas radialmente (ondas P y onda S vertical) y existen en cualquier superficie libre, mientras que las ondas Love están polarizadas transversalmente (onda S horizontal) y requieren cierto incremento de la velocidad con la profundidad (o geometría esférica). Las ondas superficiales difieren en varios aspectos de las ondas corpóreas: viajan más lento, el rango de decaimiento de su amplitud es mucho menor y su velocidad depende especialmente de la frecuencia. (Shearer, 2009). Este comportamiento se conoce como dispersión.

3.2.1 Ondas Love

Las condiciones de frontera que gobiernan las componentes de esfuerzos en una superficie libre de un plano semi-infinito prohíben la propagación de onda S horizontal (SH) a lo largo de la superficie. Sin embargo, A. E. H. Love demostró en 1911 que si una capa horizontal yace entre una superficie libre y el plano semi-infinito, las ondas SH dentro de esta capa son reflejadas en ángulos supercríticos de tope a base de la capa y pueden interferir de manera constructiva para dar una onda superficial con movimiento horizontal (figura 3.2). La teoría prueba que la rapidez de las ondas Love con periodos bajos son más lentas que aquellas que poseen un periodo mayor (Lowrie, 2007).

3.2.2 Ondas Rayleigh

En 1885 Lord Rayleigh describió la propagación de una onda superficial a lo largo de la superficie libre de un plano elástico semi-infinito. Las partículas del frente de onda de la onda Rayleigh están polarizadas para vibrar en el plano vertical. El movimiento resultante puede considerarse como la combinación de las vibraciones de onda P y S vertical. Las partículas describen un movimiento elíptico retrógrado (figura 3.2) con su mayor eje en el plano vertical y el eje menor en la dirección de propagación. El desplazamiento de la partícula no está estrictamente confinado a la superficie del medio. Las partículas por debajo de la superficie libre también están afectadas por el paso de la onda Rayleigh; en un plano uniforme la amplitud del desplazamiento decrece exponencialmente con el aumento de la profundidad (Lowrie, 2007).

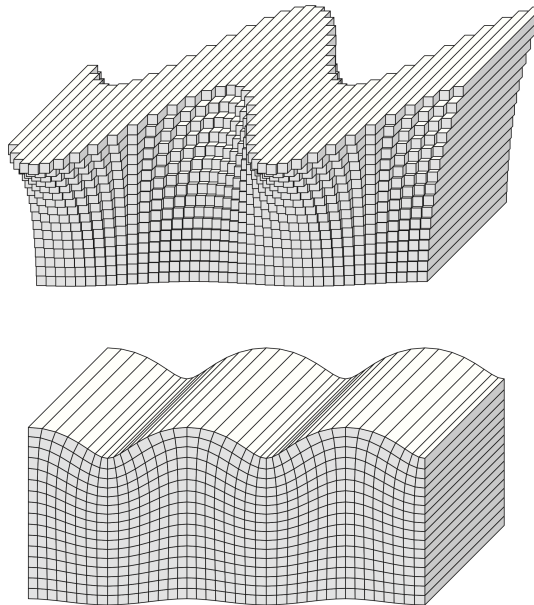


Figura 3.2. Desplazamiento de ondas Love (superior) y ondas Rayleigh (inferior). Tomado de Shearer, (2009).

Las ondas Love siempre son dispersivas y no existen si el medio es homogéneo. Las ondas Rayleigh son dispersivas en medio heterogéneo y no dispersivas en medio homogéneo. Estas ondas, al igual que las Love, al tener un mayor periodo penetran a mayor profundidad que cuando poseen un periodo menor. En la corteza y manto superior, la rapidez de las ondas Rayleigh generalmente aumentan su velocidad con la profundidad. Por consiguiente, los periodos que viajan más profundo lo hacen con mayor velocidad que los periodos más bajos, como resultado las ondas Rayleigh se dispersan (Lowrie, 2007).

3.3 Dispersión de ondas superficiales

La dispersión de ondas superficiales suministra una importante herramienta para determinar la estructura vertical de velocidad de la corteza inferior y el manto superior (Lowrie, 2007). Stein & Wysession (2003) define dispersión como el fenómeno en el que una onda superficial viaja a distintas velocidades a distintos periodos. A partir de este concepto, se definen las velocidades de grupo y velocidades de fase. La velocidad de grupo es la rapidez que tiene la envolvente de la onda al propagarse y está definida como:

$$U = \frac{d\omega}{dk}$$

(Ecuación 3.5)

La velocidad de fase, es aquella que representa la rapidez de los picos y valles de una onda viajando por una superficie libre (Shearer, 2009); esta se define como:

$$c = 1/p$$

(Ecuación 3.6)

Si sustituimos p (k es el número de onda y ω es la frecuencia; ecuación 3.7):

$$p = \frac{k}{\omega}$$

(Ecuación 3.7)

En la ecuación 3.6 para tenerla en función de ω , entonces podemos escribirla como:

$$c = \frac{\omega}{k}$$

(Ecuación 3.8)

De esta manera, la integral de la velocidad de grupo (ecuación 3.5) será la velocidad de fase. Si despejamos ω de la ecuación 3.8 y la sustituimos en la ecuación 3.5, podemos escribir U como:

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

(Ecuación 3.9)

La velocidad c generalmente aumenta con el periodo para las ondas Love y Rayleigh; no obstante, el término $\frac{dc}{d\lambda}$ en la ecuación 3.9, al estar negativo da como resultado que la velocidad de grupo (U) siempre sea más lenta que la de fase c . Esto se detalla mejor en la figura 3.3, donde se tienen las curvas de velocidad de fase y grupo en su modo fundamental para ambas ondas a partir del modelo PREM. Cuando diferentes componentes de la frecuencia viajan a diferentes velocidades de fase, los pulsos no se mantendrán iguales a medida que viajan sino que se dispersarán. (figura 3.4; Shearer, 2009).

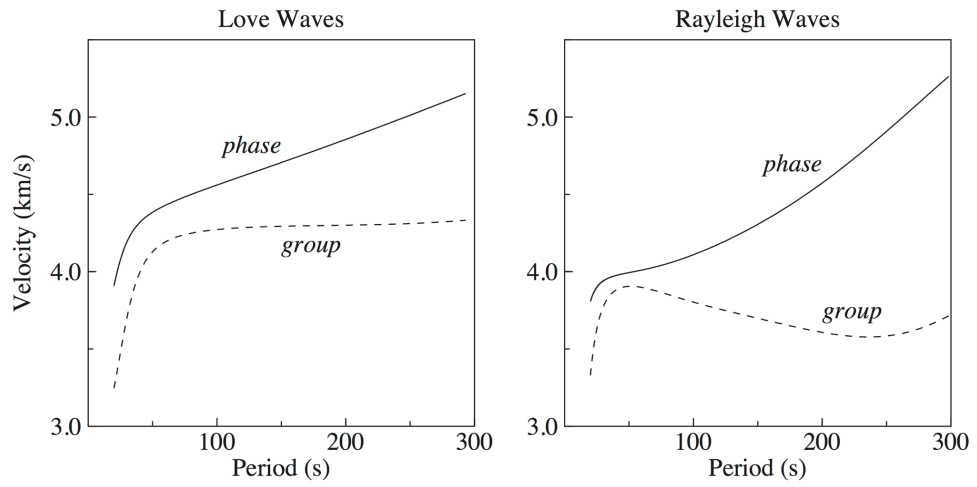


Figura 3.3. Curvas de dispersión de velocidades de grupo y fase para ondas Love y Rayleigh a partir del modelo PREM. Tomado de Shearer (2009).

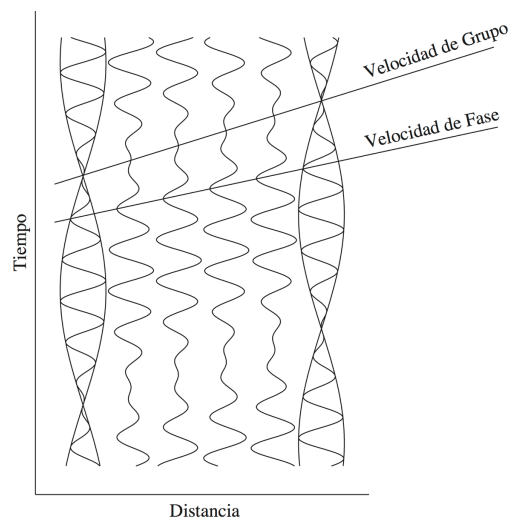


Figura 3.4. La suma de dos ondas armónicas con diferentes frecuencias. La velocidad de grupo es la velocidad de la envolvente de la onda; la velocidad de fase es la velocidad de los picos. Modificado de Shearer (2009).

Una característica importante de las ondas superficiales es que al ocurrir un sismo, estas ondas recorren la Tierra varias veces previo a su atenuación (figura 3.5). Esto, deja la Tierra “vibrando” tiempo después, generando algo llamado *ruido sísmico ambiental*.

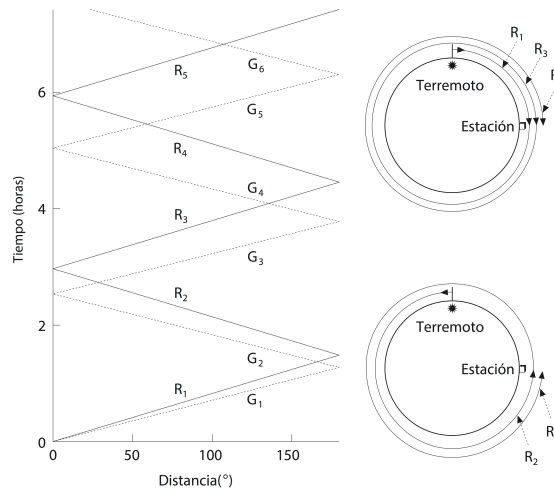


Figura 3.5. Diferentes ondas superficiales viajando alrededor de la Tierra. Las R representan las ondas Rayleigh y G ondas Love. Modificado de Stein & Wysession, (2003).

3.4 Ruido sísmico ambiental

Con los sismómetros digitales de banda ancha que son utilizados actualmente, se obtiene una inmensa cantidad de información diariamente. Nicolson *et al.* (2012) define el ruido sísmico ambiental como ondas sísmicas generadas por el viento, olas, fracturamiento de rocas y actividades antropogénicas. Stein & Wysession, (2003) también menciona otros factores que contribuyen al ruido como mareas solares y lunares, fluctuaciones en la temperatura y presión atmosférica. Estos factores están constantemente en acción, así que la corteza siempre tiene energía circulando en ella. El ruido sísmico no es isotrópico y puede estar constituido por ondas provenientes de diferentes direcciones (Shapiro *et al.*, 2005). La mayor parte del ruido ocurre entre

periodos de 1 a 10 s, aunque existe una gran rango de periodos menores y mayores producidos por microsismos.

Durante los años 1940s, los microsismos fueron estudiados de manera considerable sin ningún resultado importante. De los 1970s a los 1990s, los estudios de microsismos eran relativamente escasos, aunque habían ciertas investigaciones en como usarlos para caracterizar velocidades cerca de la superficie. Sin embargo, recientemente, esta área ha regresado a la primera plana en el mundo de la sismología por variados descubrimientos. Como la correlación cruzada de ruido sísmico, grabando en dos estaciones diferentes por largos periodos de tiempo puede calcularse la función de Green de las ondas superficiales. Esto fue comprobado experimental y teóricamente. Midiendo estas ondas superficiales entre múltiples pares de estaciones dentro de un arreglo, tomografías de onda superficial de alta resolución son posibles (como Shapiro *et al.*, 2005) siendo esto una nueva manera de estudiar las estructura interna de la Tierra (Shearer, 2009). Este último método, se le conoce como tomografía de ruido sísmico ambiental.

3.5 Tomografía de ruido sísmico ambiental

El principio básico de esta metodología se basa en extraer la función de Green a partir de la correlación cruzada de ruido ambiental de pares de estaciones. Según Nicolson *et al.*, (2012) la función de Green, entre un par de estaciones, representa un sismograma grabado en una estación producto de un impulso o una liberación instantánea de energía en la otra (figura 3.6). La importancia de la función de Green es que contiene información sobre como la energía viaja a través del subsuelo entre el par de estaciones.

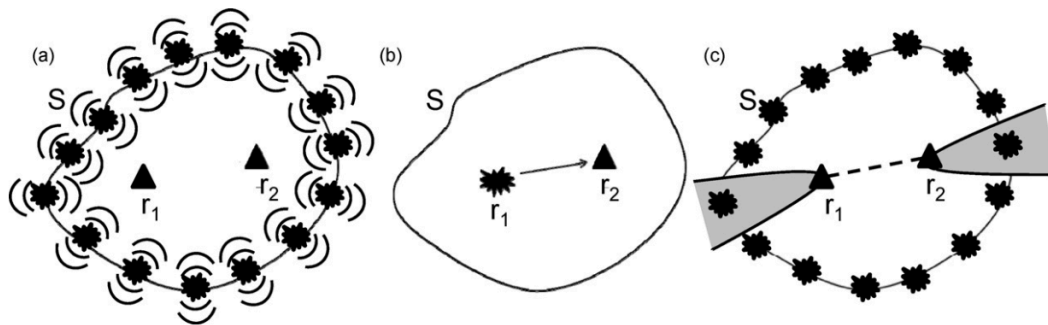


Figura 3.6. Explicación esquemática del principio de la función de Green. (a) Un par de estaciones (triángulos) rodeadas por varias fuentes S , la cual envía un frente de ondas hacia el interior y exterior. (b) Principio de convertir una estación como fuente (r_1) y la otra en receptor (r_2). (c) Las fuentes dentro del área gris son las que más contribuyen al cálculo de la función de Green. Modificado de Nicolson *et al.* (2012).

El segundo principio es el método de tomografía, Sheriff (2002) define la tomografía como un método para encontrar la velocidad a partir de una multitud de observaciones usando combinaciones de localizaciones de fuente y receptor, o de determinar la distribución de resistividad a partir de medidas de conductividad usando un transmisor en un pozo y un receptor en otro pozo. Generalmente el espacio se divide en celdas y los datos se expresan como integrales de línea a lo largo de los caminos de rayos a través de celdas (figura 3.7) .

Para resolver el problema de tomografía, se puede crear una matriz donde cada posición representa la velocidad de una celda y puede resolverse usando métodos convencionales de álgebra lineal como la reducción de Gauss. Pero cuando la matriz es demasiado grande hay que afrontar el problema de otra manera. Una de estas es por métodos iterativos, con una subrutina computacional (Shearer, 2009).

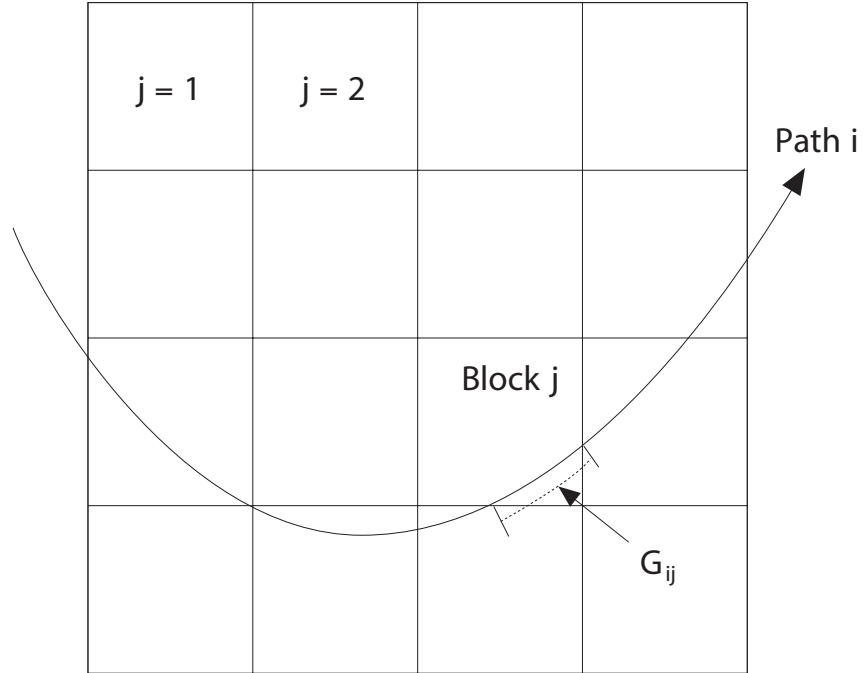


Figura 3.7. Geometría de una región estudiada con una tomografía. La región se dividió en las celdas j , la trayectoria del rayo i y el tiempo de viaje por cada celda G_{ij} . Tomado de Stein & Wysession (2003).

Extrayendo la función de Green del dato continuo de ruido sísmico ambiental, es posible caracterizar las estructuras de velocidad en la corteza y manto superior, a partir de la dispersión de ondas superficiales. Luego, aplicando el método de tomografía, se puede reconstruir la estructura de velocidad para posteriormente analizarla en función de la geología de la zona. El método fue utilizado primeramente por Shapiro *et al.* (2005), pero poco a poco fue expandiéndose por Europa y el resto del mundo.

CAPÍTULO IV

METODOLOGÍA

4.1 Etapa preliminar

Se identificaron 44 estaciones de las redes CU, G, TR, VE, WI y XT, activas en los periodos de 1 de enero de 2003 a 1 de enero de 2006 y el periodo desde el 11 de enero de 2012 a el 1 de enero de 2016. Después, se descargó la componente vertical del servidor de la red sismológica internacional de *IRIS*.

4.2 Acondicionamiento y pre-procesamiento del dato continuo

Para extraer el dato continuo con el programa *SAC* se debe escoger algunas de las opciones que éste suministra. El *SAC* (*Seismic Analysis Code*) es un programa interactivo de uso general diseñado para el estudio de señales secuenciales, especialmente datos de series de tiempo. Se ha hecho hincapié en las herramientas de análisis utilizadas por los sismólogos de investigación en el estudio detallado de los eventos sísmicos (Incorporated Research Institutions for Seismology, 2013).

El pre-procesamiento se basa en la metodología planteada por Bensen *et al.* (2007), explicada brevemente a continuación:

- Decimar el dato
- Remover la tendencia lineal
- Remover la media
- Aplicar un filtro pasa banda tipo *Cosine Taper* para suavizar los bordes
- Aplicar un filtro pasa banda para limitar el dato en los periodos de interés
- Remover la respuesta instrumental del equipo con el cual el dato fue grabado
- Aplicar nuevamente el filtro pasa banda

1. *Decimar el dato*

Este proceso consiste en variar el intervalo de muestreo del dato. En los datos, el muestreo no fue constante y variaba con cada red. Para la red G,TR, y WI era de 0,05s o 20 muestras por segundo, para las CU y XT el muestreo era de 0,025 s o 40 muestras por segundo, con algunas excepciones en la red XT con 0,032 o 31,25 muestras por segundo. Según Nicolson *et al.* (2012), para que el dato ocupe menos espacio y ahorrar tiempo de máquina debe trabajarse con un muestreo entre uno y cinco muestras por segundo, autores como Shapiro *et al.* (2005), Bensen *et al.* (2007), Yang *et al.* (2007), entre otros, trabajaron con una muestra por segundo. Por ello, se decimaron todos las redes hasta 1 s de intervalo de muestreo.

2. *Tendencia lineal, media, respuesta instrumental y filtros*

Después de decimar, se hizo el pre-procesamiento del dato. Primero se removió la tendencia lineal, posterior a esto, se removió la media y finalmente se aplicó un filtro de suavizado tipo *Cosine Taper*. Luego, se aplicó un filtro pasa banda, para este caso se aplicó un filtro entre 5 y 50 s, ya que estos son los periodos de interés de la investigación. A continuación, se removió la respuesta instrumental y se aplicó el filtro pasa banda nuevamente. La finalidad de este paso, de acuerdo a lo mencionado por Bensen *et al.*, (2007), es resaltar la señal de ruido ambiental y el eliminar el efecto de terremotos e irregularidades instrumentales (figura 4.1).

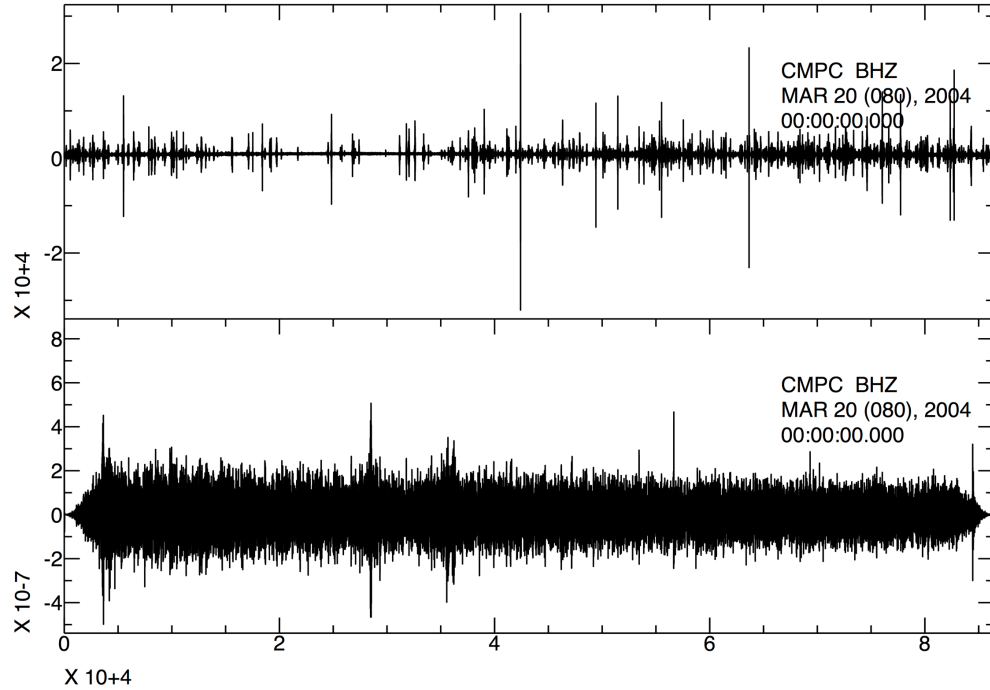


Figura 4.1. Registro de dato continuo de un día de longitud de componente vertical para la estación XT.CMPC para el 20 de marzo del 2004. *Superior*: registro sin aplicar ningún tipo de pre-procesamiento. *Inferior*: mismo registro luego de aplicar el pre-procesamiento.

4.3 Correlación cruzada y apilamiento

La correlación cruzada consiste en extraer parcialmente la función de Green entre pares de estaciones. Ésta se hace en el dominio de la frecuencia y el resultado consiste en dos partes: una positiva o casual y otra negativa o acausal (figura 4.2; Arnaiz-Rodríguez, 2015). Estas partes representan las ondas viajando en ambas direcciones entre el par de estaciones. Si las fuentes de ruido ambiental son homogéneas en azimuth estas partes deberían ser idénticas (figura 4.2; Bensen *et al.*, 2007). La ventana de tiempo se usó de 1000 s, ya que después de 600 s las ondas Rayleigh no son apreciables, además este cambio permite disminuir el tiempo de máquina.

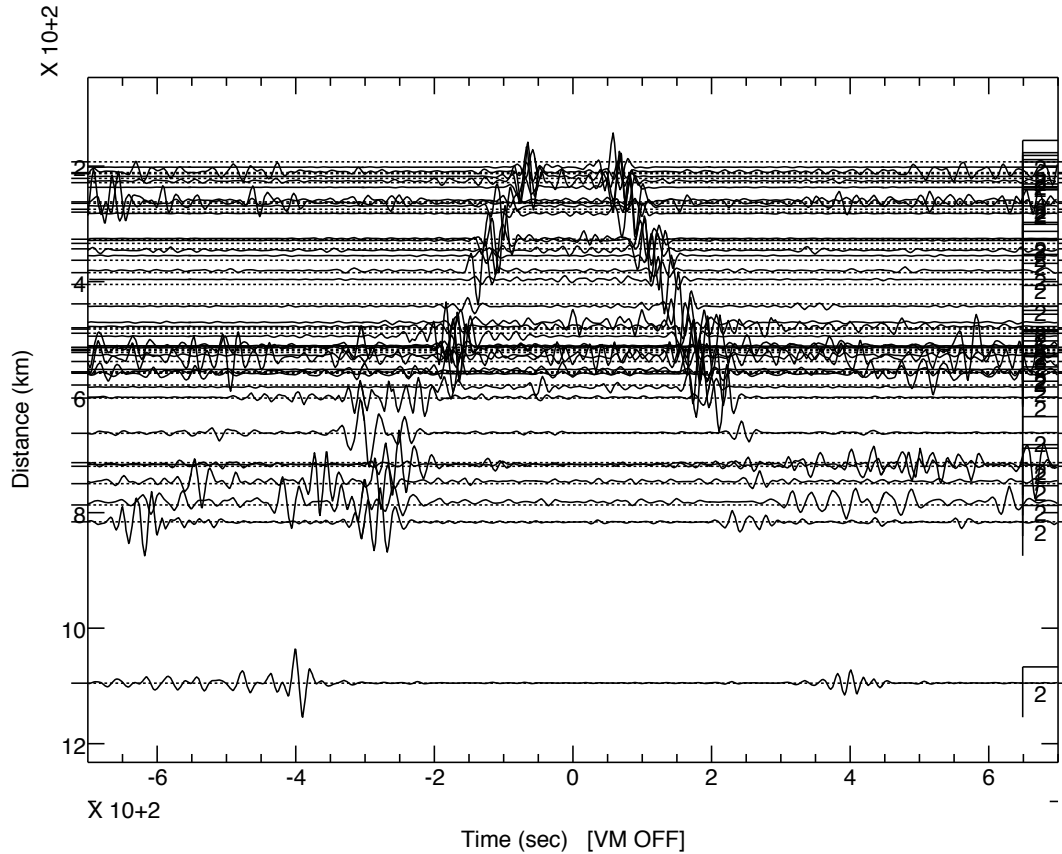


Figura 4.2. Correlaciones cruzadas de la estación XT.CMPC con todas las demás estaciones y filtradas entre 16-50 s para mejorar su visualización.

Se obtuvieron un total de 652 archivos a partir de las correlaciones cruzadas, seguidamente, se realizó un control de calidad. Para esto, se eliminaron todos los días con amplitudes mayores a ± 1 . Este control de calidad fue necesario para el apilamiento de correlaciones, de lo contrario las llegadas de las ondas Rayleigh no serían observables y el cálculo de dispersión no sería posible.

Para estimar la dispersión de la onda Rayleigh y mejorar la relación señal-ruido se apilaron las correlaciones cruzadas para cada par de estaciones, la calidad del dato aumenta proporcionalmente a la cantidad de tiempo el cual es apilado (semanas, meses o años). Se apilaron un aproximado de dos años de datos entre 2003-2006 y un poco

más de dos años para los datos 2012-2016. Se utilizó el método de apilamiento Nth-Root. Este fue introducido por Muirhead (1968), consiste en tomar las raíces n-ésima de las señales de entrada antes de calcular el promedio y luego elevar a la potencia de N . Posteriormente, se describieron las cualidades de este método, ya que mejora la relación señal-ruido y reduce el ancho del pulso principal de la ondícula (McFadden *et al.*, 1986). El proceso por consiguiente, puede ser usado para resaltar el contraste entre la señal y el ruido. Para utilizar este método se debe aplicar la ecuación 4.1. Donde R es el dato apilado, m es el número total de datos, t_i es el dato, y N es la potencia a la que será elevada. La sumatoria en la ecuación 4.1 va desde uno hasta m . Al aumentar el valor de N se disminuye los efectos aleatorios de la señal, al usar $N=1$ es el método lineal.

$$R_N = \left(\frac{1}{m} \sum \sqrt[N]{t_i} \right)^N$$

(Ecuación 4.1)

McFadden *et al.* (1986) realizó varias pruebas utilizando este método tanto para datos sintéticos como para datos reales, obteniendo resultados con un menor valor de varianza que con el método lineal. Se realizaron varias pruebas para determinar que apilamiento era el adecuado para los datos. Se aplicó el apilamiento lineal o promedio y se aplicó el método Nth-root con $N= 2, 3, 4, 5$ y 6 (figura 4.3). Finalmente, el apilamiento escogido fue $N=3$ ya que este presentaba la mejor relación entre reducir el ruido aleatorio y la onda de interés; N muy alto afectaba la información del dato atenuando la onda y los N muy bajos era muy similares al apilamiento lineal, como consecuencia de esto, los registros eran muy ruidosos y la onda no era observada de manera clara. Luego de apilar todas la correlaciones cruzadas, se aplicó un filtro pasa banda para suavizar la onda para su posterior uso, el filtro aplicado fue entre 5 y 50 s.

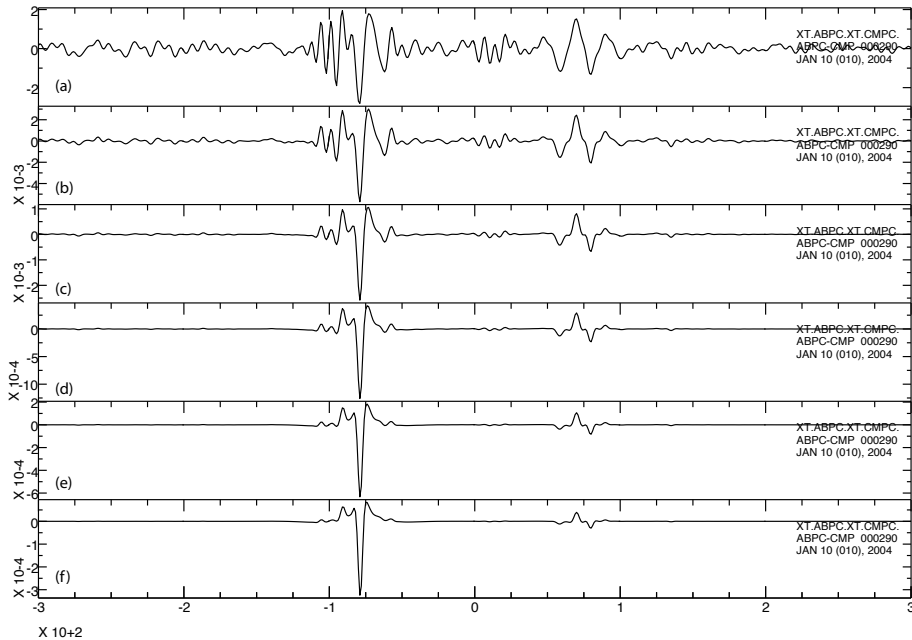


Figura 4.3. Apilamiento usados para la correlación cruzada entre el par de estaciones XT.ABPC y XT.CMPC, cortadas hasta +300 s y -300 s de longitud y filtradas entre 5 s y 50 s. (a) Apilamiento lineal o promedio, (b) apilamiento con $N=2$, (c) apilamiento con $N=3$, (d) apilamiento con $N=4$, (e) apilamiento con $N=5$ y (f) con apilamiento $N=6$.

4.4 Curvas de dispersión de ondas Rayleigh

El siguiente paso consiste en obtener las curvas de dispersión o velocidades de grupo y fase para la onda Rayleigh en cada periodo, a partir de la correlación cruzada ya apilada. Esto se hizo por medio del análisis de frecuencia-tiempo. Este método ha sido usado por diversos autores como Levshin *et al.* (1989), Levshin & Ritzwoller (2001), Shapiro *et al.* (2005), Bensen *et al.* (2007), Yang *et al.* (2007), Nicolson *et al.* (2012) y Arnaiz-Rodríguez (2015). Bensen *et al.* (2007) explican el principio básico de este método de la siguiente manera. Si $s(t)$ es la señal de interés y su transformada de Fourier (ecuación 4.2) se define con un exponencial positivo de la forma:

$$S(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} s(t)e^{i\omega t} dt$$

(Ecuación 4.2)

Las curvas dispersión se obtienen considerando la señal analítica (ecuación 4.3), la cual se define en el dominio de la frecuencia como:

$$S_a(\omega) = S(\omega)(1 + \text{sgn}(\omega))$$

(Ecuación 4.3)

y luego de aplicar la transformada inversa de Fourier (ecuación 4.4), es expresada en el dominio del tiempo de la siguiente manera:

$$S_a(t) = S(t) + iH(t) = |A(t)|e^{i\phi(t)}$$

(Ecuación 4.4)

$H(t)$ es la transformada de Hilbert de $s(t)$. Para construir una función frecuencia-tiempo (ecuación 4.5), la señal analítica está sujeta a una serie de filtros Gaussianos con frecuencia central ω_o :

$$S_a(\omega) = S(\omega)(1 + \text{sgn}(\omega))G(\omega - \omega_o)$$

(Ecuación 4.5)

Luego de aplicar la transformada inversa a cada una de las funciones filtradas para el dominio del tiempo, obtenemos la velocidad de grupo a partir de $|A(t, \omega_o)|$ y la velocidad de fase a partir de $\phi(t, \omega_o)$. Las velocidades fueron ajustadas desde 2 km/s hasta 5 km/s, (figura 3.3 para valores máximos y mínimos de las curvas de dispersión para una onda Rayleigh), los periodos desde 5 s hasta 50 s con un intervalo de muestreo de 1 s (coincidiendo así con el muestreo de los datos). Para el filtro, el periodo central usado fue de 20 s y se aplicó el filtro *Phase-match*.

El *Phase-match filter* es explicado en detalle por Levshin & Ritzwoller (2001), pero su finalidad es eliminar ruidos y señales no deseadas. Durante el proceso, el control de calidad consistía en observar cada curva, tomando en cuenta si su relación señal-ruido

era mayor a 5 (figura 4.4), si la distancia entre estaciones era mayor a 100 km y la tendencia general de la curva. En el caso de no cumplir estos parámetros dichas curvas eran eliminadas. Ya teniendo todas las curvas de velocidad de grupo y velocidad fases para cada correlación y para cada periodo entre 5 s y 50 s (figura 4.5), fue necesario realizar otro control de calidad. Este consistía en observar cada curva individualmente y borrar los valores mayores o menores a los establecidos previamente. Luego, se aplicó un suavizado a todas las curvas (figura 4.6) y realizaron histogramas de velocidad (figura 4.7).

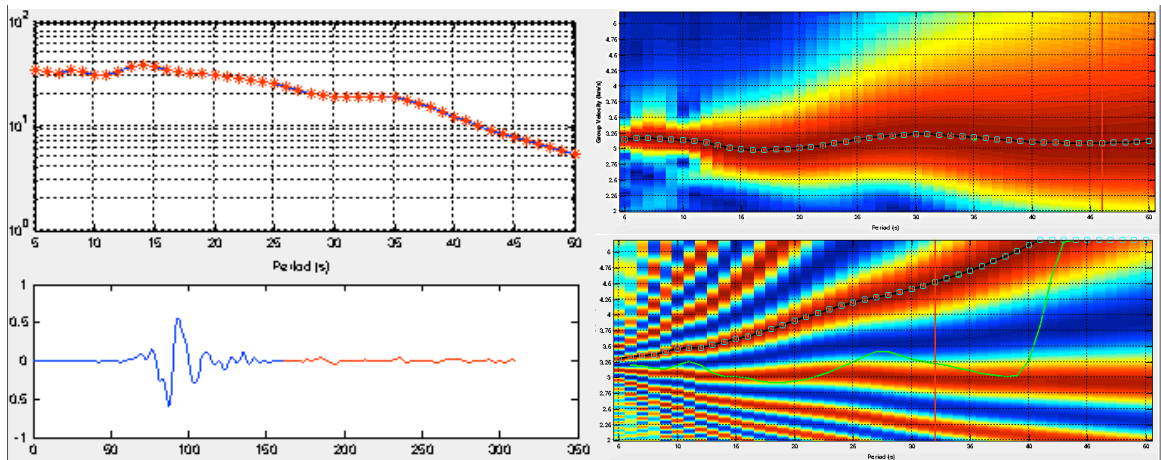


Figura 4.4. Curvas de dispersión obtenidas para el par de estaciones XT.CMPC y XT.CUPC. *Superior izquierda*: relación señal-ruído para todos los periodos entre 5 s a 50 s para la correlación. *Inferior izquierda*: correlación cruzada usada para el procesamiento. *Superior derecha*: curva de velocidad de grupo para el par de estaciones. *Inferior derecha*: curva de velocidad de fase para el par de estaciones.

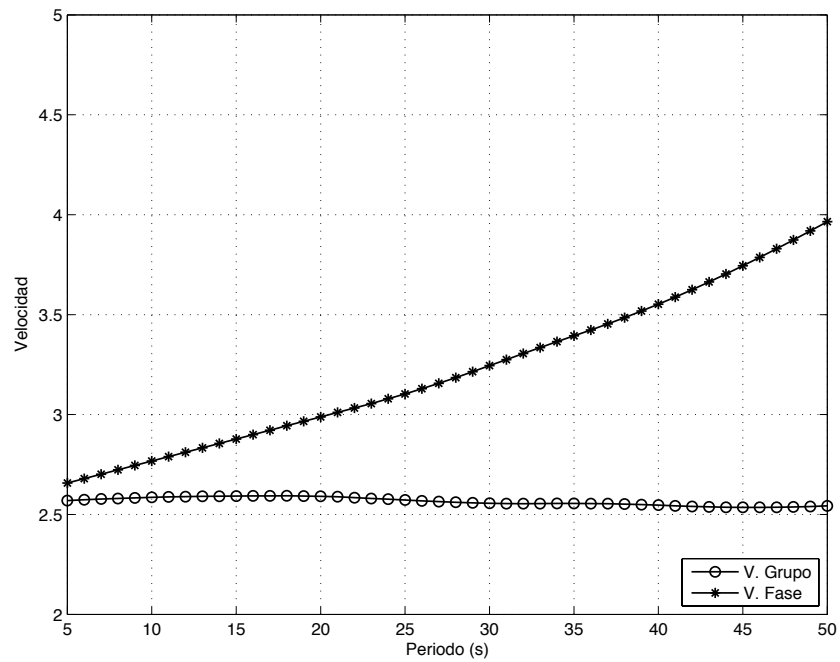


Figura 4.5. Curvas de velocidad de grupo y fase luego de aplicar el *FTAN* para el par de estaciones XT.CAPC y XT.MIPC.

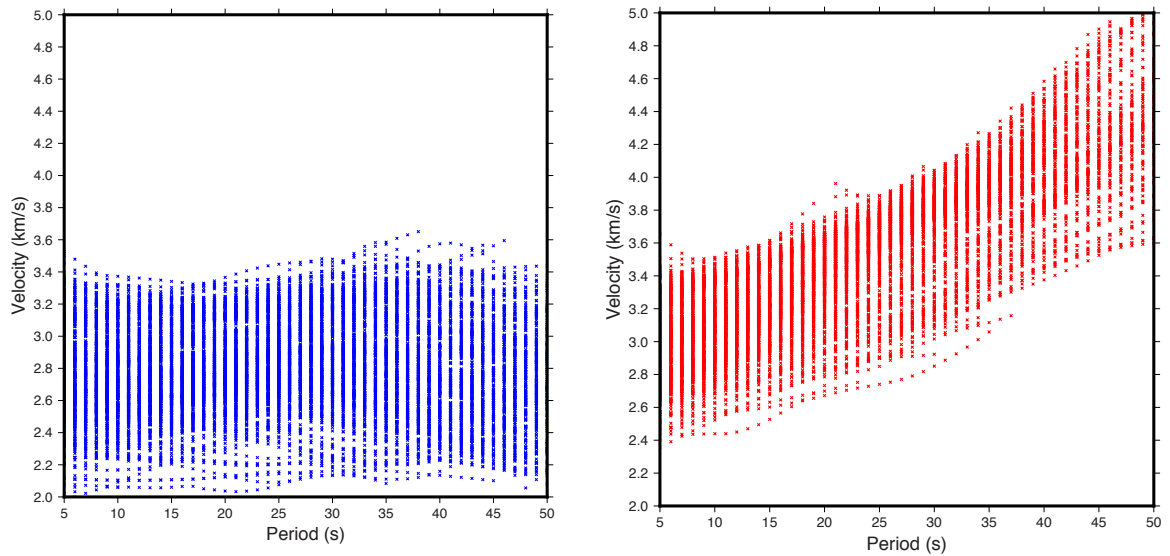


Figura 4.6. Curvas de velocidad de grupo (izquierda) y velocidad de fase (derecha) después de eliminar datos de mala calidad.

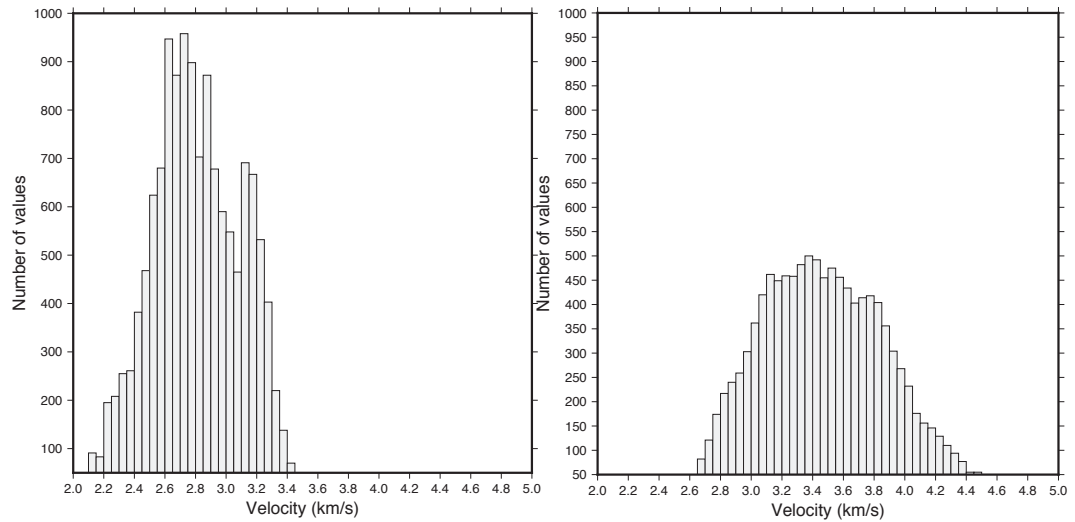


Figura 4.7. Histogramas de velocidad de cada periodo para la velocidad de grupo (izquierda) y velocidad de fase (derecha).

4.5 Checker-board test y tomografías

Las inversiones tomográficas han sido un método con un gran auge en los últimos 30 años, ya que proveen imágenes de la estructura interna de la Tierra a diferentes escalas. Pero, en dicho método es común encontrar dificultad con la confiabilidad de las imágenes obtenidas (Lévêque *et al.*, 1993). Una manera sencilla de conocer los posibles resultados de inversión, es con un modelo sintético llamado Tablero de Ajedrez o *Checker-board test*. Este consiste en examinar un modelo con patrón regular alternado de velocidades rápidas y lentas. En este caso, el grado de perturbación del patrón de tablero de ajedrez dará ciertas indicaciones de la resolución relativa en diferentes áreas (Shearer, 2009).

El amortiguamiento ó *damping* es el parámetro que afecta la suavidad del resultado final de la tomografía y se determina a partir de este modelo sintético. Se usaron valores de damping de 0.001, 0.0025, 0.005, 0.0075, 0.01, 0.05, 0.1, 0.2 y 0.3. Así mismo, se usaron valores de resolución de 0.4°, 0.5°, 0.6°, 1° y 2°. Se debe tener mucho detalle en

los periodos con mayor cantidad de dato, ya que ellos darán referencia para los mejores resultados, por esto, se realizaron histogramas de frecuencia (figura 4.8) y mapas de trazado de rayos (figura 4.9) para cada periodo tanto para velocidad de grupo como de fase. Finalmente, tomando en cuenta el número de rayos por periodo (figura 4.9), los periodos con menos datos, más datos y cantidad media de datos; los parámetros con mejores resultados fueron (figura 4.10): resolución de $0,6^\circ$ y un amortiguamiento de $0,1$.

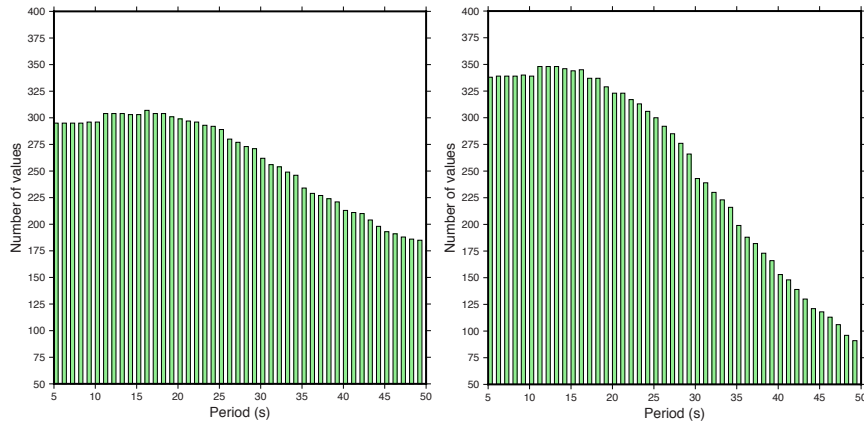


Figura 4.8. Histogramas de rayos de cada periodo para velocidad de grupo (izquierda) y velocidad de fase (derecha).

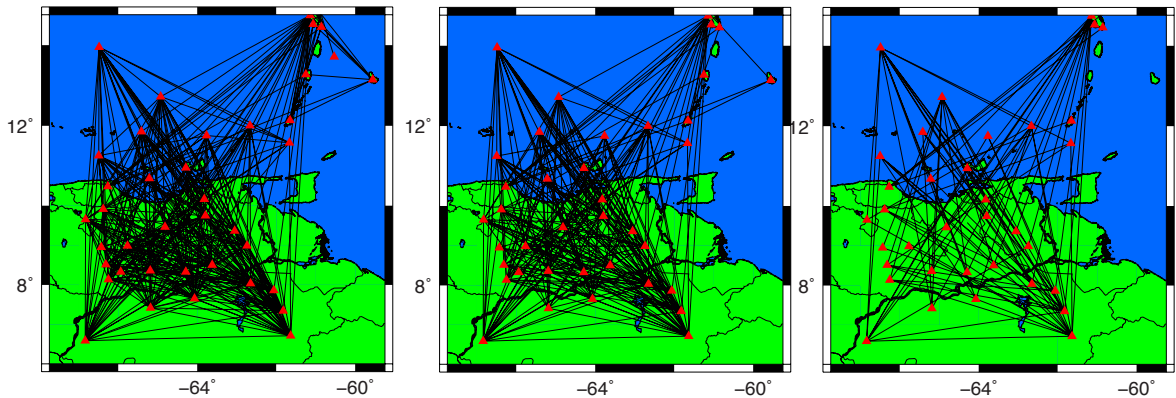


Figura 4.9. Mapa de trazado de rayos para velocidades de fase para los periodos 13 s (izquierda), 33 s (centro) y 50 s (derecha). Los triángulos rojos son las estaciones utilizadas.

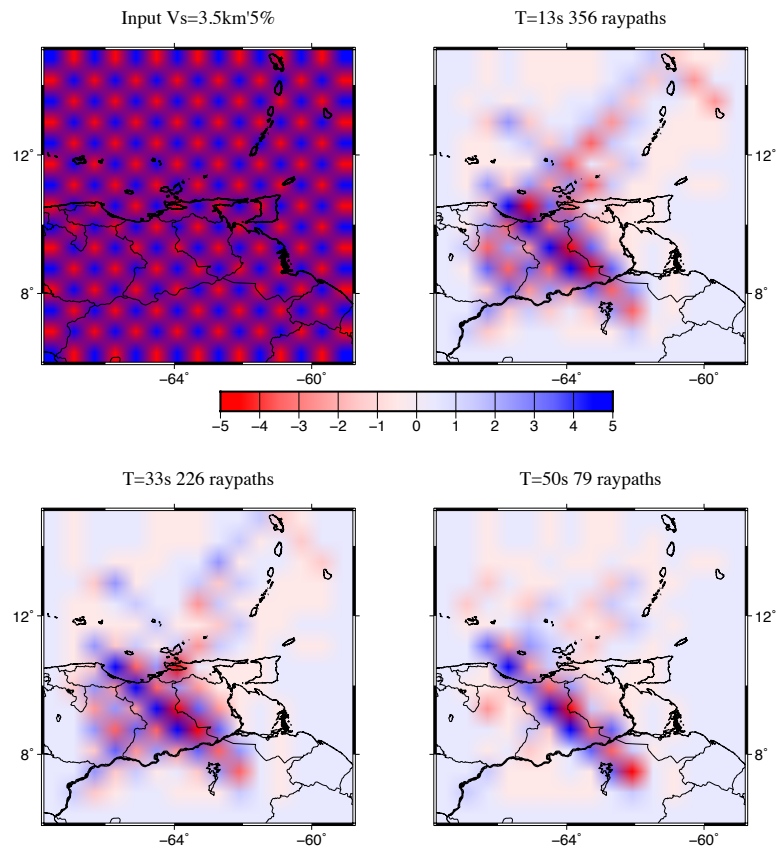


Figura 4.10. *Checker-board* test para velocidad de fase para los periodos 13 s, 33 s, y 50 s; resolución de $0,6^\circ$ y *damping* de 0,1.

Con los parámetros de resolución y *damping* ya calculados, se procedió a hacer las tomografías de cada periodo para las velocidades de grupo y velocidades de fase. Para esto, se utilizó un programa llamado *Surface Wave Tomography*, el cual usa un método de inversión propuesto por Ditmar & Yanovskaya (1987). La particularidad de este método, reside en que la solución de la inversión es independiente al sistema de coordenadas (Ditmar & Yanovskaya, 1987).

4.6 *Kernels* verticales de sensibilidad y test de reciprocidad

Previo a la realización de los *kernels*, se hizo un control de calidad de las tomografías, tomando cada nodo obtenido. Luego, se graficaron las velocidades de fase y grupo en cada periodo para los nodos individualmente y se realizaron histogramas de velocidad (figura 4.11) . Una vez graficados, se aplicó un suavizado a todas las curvas y se seleccionaron las curvas de calidad para promediar cada velocidad en los periodos de 5 s, 10 s, 15 s, 20 s, 25 s, 30 s, 35 s y 40 s. El promedio usado se obtuvo luego de eliminar los nodos de baja calidad (figura 4.12).

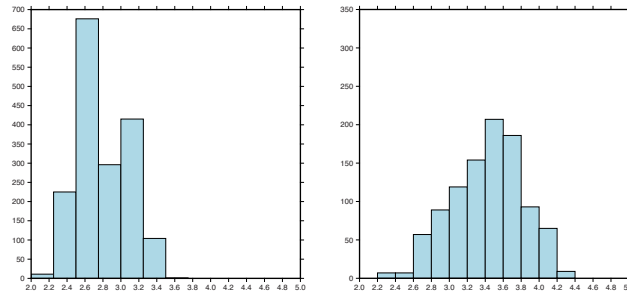


Figura 4.11. Histogramas de velocidad de los nodos obtenidos en la tomografía. Izquierda: velocidad de grupo. Derecha: velocidad de fase.

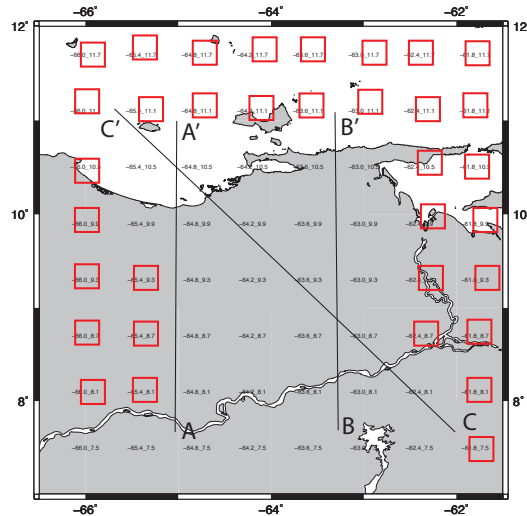


Figura 4.12. Mapa con los nodos obtenidos en la tomografías, los cuadros rojos representan los nodos eliminados luego del control de calidad. La líneas representan los perfiles realizados luego de la inversión.

Los *kernels* de resolución consiste en la relación entre las velocidades de dispersión y las estructuras internas de la Tierra. Éstos se calculan tomando la derivada parcial de la velocidad de dispersión con respecto otros parámetros, como la velocidad de cizalla (V_s) (figura 4.13). Las ondas Rayleigh y Love poseen diferentes *kernels* de resolución y a medida que aumenta el periodo, se puede obtener información a mayor profundidad (Pasyanos, 2013). Para obtener los *kernels* se requiere un modelo de velocidades (Arnaiz-Rodríguez, 2015). Éste se construyó con las V_p obtenido a partir de los perfiles de Bezada *et al.* (2010), las velocidades V_s a partir de una relación de 1.7, la densidad a partir de una ecuación obtenida por DeNosaquo *et al.* (2009) y los valores del factor Q del modelo AK135.

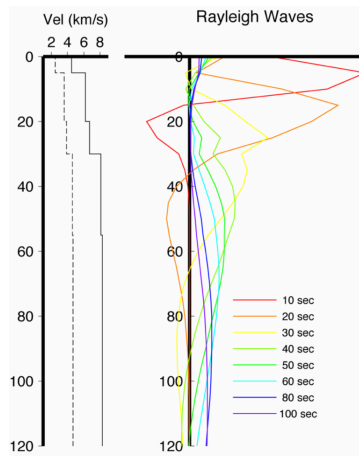


Figura 4.13. Ejemplo de un *kernel* de sensibilidad para las ondas Rayleigh. Tomado de Pasyanos (2013).

El test de reciprocidad consiste en verificar los resultados obtenidos en las tomografías. Éste se lleva a cabo generando un nuevo mallado de velocidades, a partir del archivo generado por el *Surface Wave Tomography*. Luego, con las coordenadas de cada una de las estaciones se calculó para cada par de estaciones o rayo, los puntos de corte y utilizando un método de interpolación, se obtuvo el tiempo de viaje (Δt) de cada tramo. La suma de cada Δt dio como resultado un nuevo tiempo de viaje total para cada rayo, que posteriormente se utilizó para calcular una nueva velocidad. Este test se realizó con el periodo de 13 s de la velocidad de fase. Con las nuevas velocidades ya calculadas

(figura 4.14), se utilizó nuevamente el *Surface Wave Tomography* y se graficó el resultado.

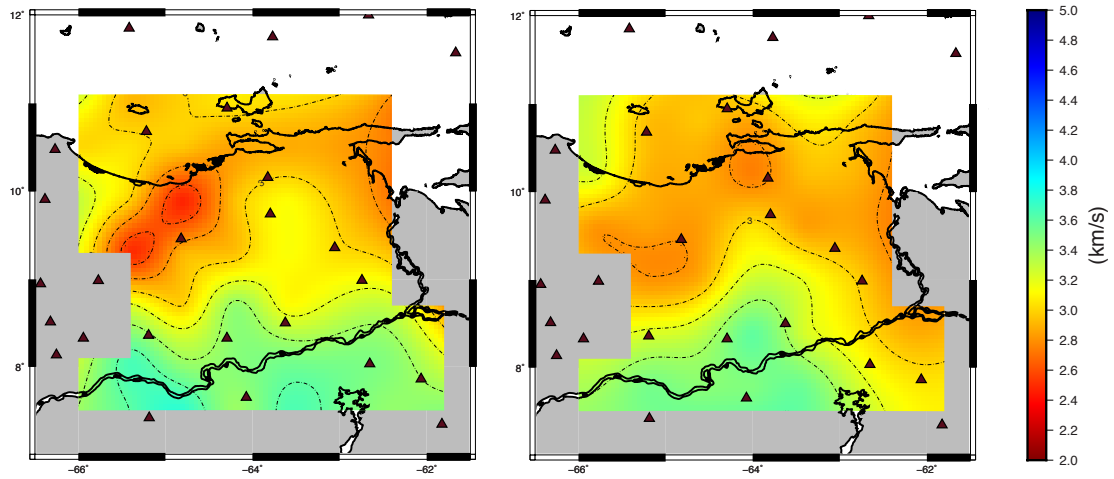


Figura 4.14. Tomografías de velocidad de fase para 13 s de periodo. *Izquierda*: tomografía original. *Derecha*: tomografía obtenida luego utilizar el código del test de reciprocidad.

4.7 Inversión

La inversión consiste en obtener los valores de velocidad de cizallo o V_s a partir de las velocidades de grupo y fase, de esta manera es posible determinar la profundidad de la estructura de velocidad. La inversión se realizó aplicando el método usado por Arnaiz-Rodríguez (2015), que se basa en el algoritmo de interacción lineal de Herrmann y Ammon (2002) (código de *Herrmann*) y se aplicó para cada nodo obtenido en la tomografía (figura 4.12). Con las V_s ya calculadas, se realizaron mapas de velocidad a distintas profundidades. Desde 2 km de profundidad hasta 44 km (máxima profundidad con resolución obtenida en los *kernels* de sensibilidad). Con estos mapas, se realizaron tres perfiles delimitado en la figura 4.12.

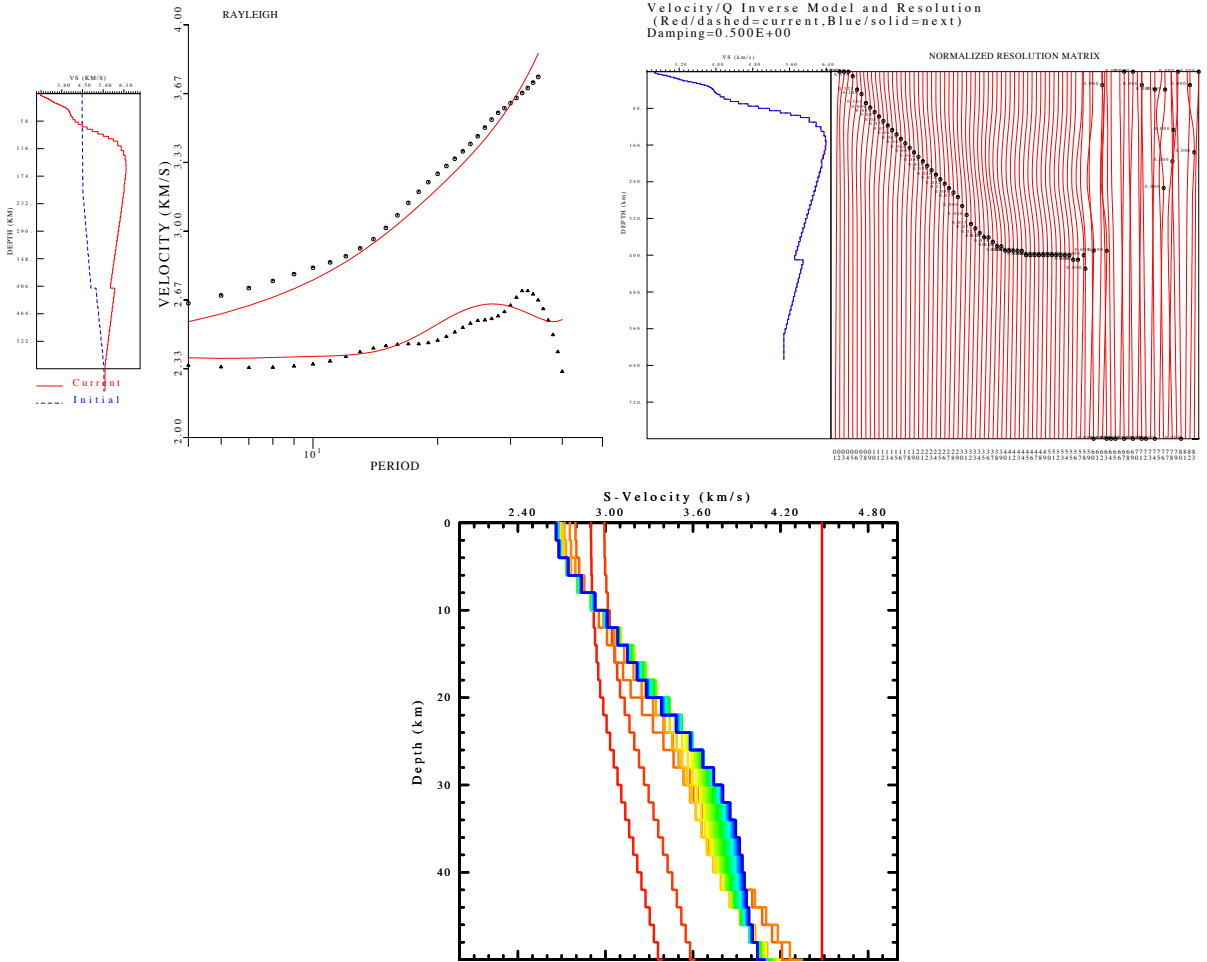


Figura 4.15. Ejemplo de los resultados obtenidos en el nodo 27 luego de aplicar el código de inversión de Herrmann.

CAPÍTULO VI

ANÁLISIS Y RESULTADOS

En la figura 4.6, las velocidades de grupo obtenidas para el área están el rango de 2,2 km/s hasta 3,4 km/s a lo largo de los 50 s de periodo, para el caso de las velocidades de fase, este rango varía considerablemente dependiendo del periodo. Para periodos de 5 s a 20 s, se observan valores entre 2,6 km/s hasta unos 3,4-3,8 km/s; más allá de los 30 s el rango de velocidades van desde los 3,2-3,4 km/s hasta 5 km/s. Así mismo, la tendencia general de la velocidad fase podría describirse como un aumento de velocidad con el periodo.

Los histogramas de velocidad (figura 4.7), se observan curvas de frecuencias simétricas para ambas velocidades; en la velocidad de grupo se tiene una media de 2,7 km/s con una frecuencia aproximada de 900 en un rango entre 2,2 km/s y 3,4 km/s. Para la velocidad de fase, la media se ubica en 3,4 km/s con una frecuencia menor a la velocidad de grupo de 500 en un rango entre 2,7 km/s a 4,4 km/s. Otro análisis estadístico usado fue el histograma de rayos por periodo (figura 4.8), en este, podemos observar un comportamiento de campana de gauss sesgada a la izquierda. Para periodos menores a 25 s, la frecuencia para la velocidad de grupo es un poco mayor de 300 y en la fase un poco mayor a 325, a partir de este periodo se observa una caída de la frecuencia para ambas, siendo más drástica para la velocidad de fase donde disminuye hasta unos 75 a 50 s. Para la velocidad de grupo disminuye hasta unos 190 a los 50 s de periodo. Este comportamiento es observable de manera gráfica en la figura 4.9, donde se tienen todos los rayos para cada par de estaciones utilizados. De igual manera, en la figura 4.10 donde los resultados del *Checker-board Test* muestran mayor perturbación a los 13 s, pero disminuyendo a los 33 s y aún más a los 50 s.

Este rango de velocidades tan variado para velocidades de grupo y fase, puede estar relacionado con las distintas litologías del área. Para grupo, las curva con velocidades más bajas (2,2-2,5 km/s) corresponden a las estaciones ubicadas en la cuenca y serranía

del Interior, las velocidades más altas (2,8-3,4 km/s) corresponden a las estaciones ubicadas en el escudo y en la corteza oceánica de la placa del Caribe. Para la fase observamos el mismo comportamiento.

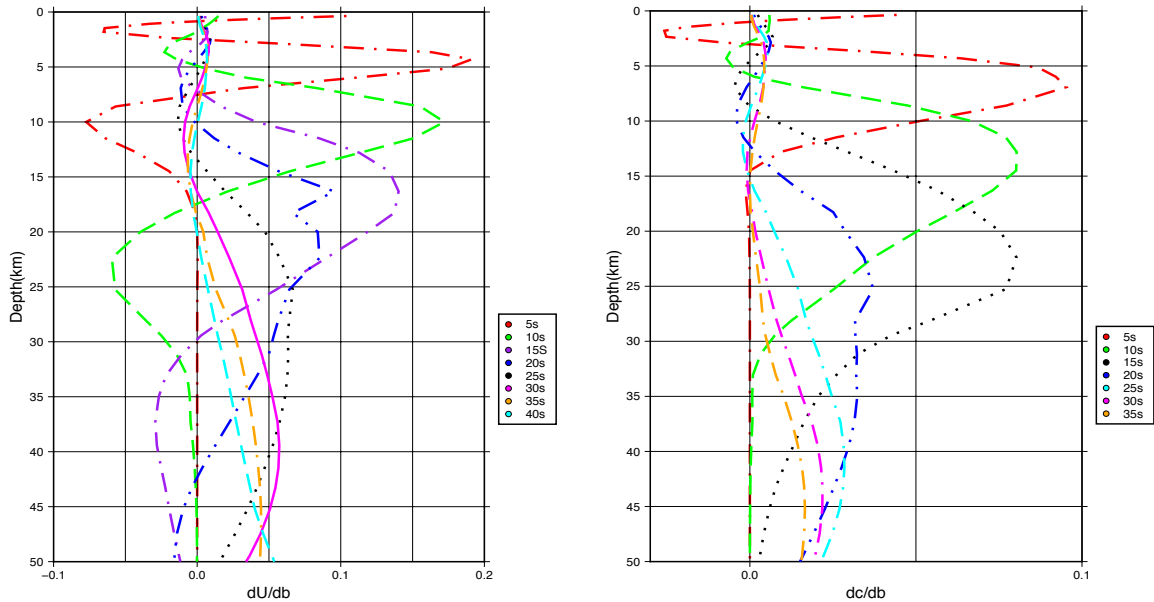


Figura 5.1 Kernels de sensibilidad con la profundidad para velocidad de grupo (izquierda) y velocidad de fase (derecha).

En la figura 5.1, el kernel de sensibilidad de la velocidad de grupo entre los periodos de 5 s hasta menores de 10 s, son sensibles a estructuras de velocidad ubicadas en la corteza superior, lo cual haría posible estudiar estructuras de velocidad en la cuenca. Este periodo posee la mejor resolución a 5 km aproximadamente. Para los periodos entre 10 s y 20 s, sería posible observar estructuras de velocidad a nivel de la corteza inferior y discontinuidad de Mohorovic solamente para el norte del área de estudio, de acuerdo con los espesor corticales obtenidos por Niu *et al.* (2007) y Schmitz *et al.* (2008). Desde los 25 s hasta los 40 s, son sensibles a estructuras ubicadas a una profundidad mayor a 30 km hasta unos aproximados 45 km, siendo posible estudiar el límite corteza-manto en la zona norte del escudo.

Para la velocidad de fase (figura 5.1), se contempla que a los 5 s de periodo, solamente se tiene resolución al nivel de la corteza superior, hasta unos 15 km de profundidad. Para los periodos entre 10 s y 15 s, las estructuras ubicadas entre 10 km y 30 km de profundidad serian observables, siendo posible estudiar el límite corteza-manto al norte del área de estudio. A los 20 s de periodo, se tiene amplio rango de sensibilidad, desde 17 km hasta 50 km, dando la posibilidad de estudiar estructuras de velocidad a nivel de la discontinuidad de Mohorovic para la zona sur del área de estudio. Así mismo, a partir de este periodo hasta los 35 s, se observa sensibilidad a estructuras ubicadas en el manto superior localizadas al norte del área de interés. Cabe destacar que, las velocidades de grupo son más sensibles a estructuras regionales de velocidad debido a su comportamiento, en cambio, la velocidad de fase es más sensible a aspectos más regionales (Yanovskaya *et al.*, 2000).

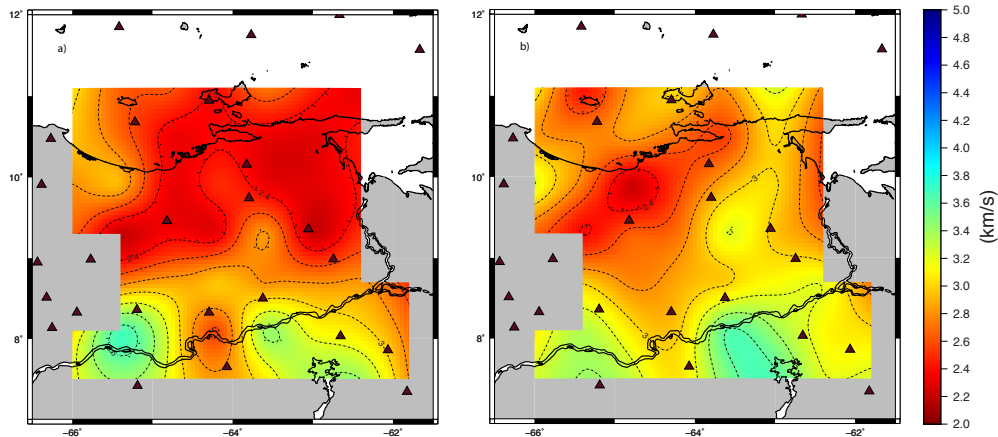


Figura 5.2. Mapa de velocidad de (a) grupo y (b) fase para 5 s periodo. Los triángulos representan las estaciones utilizadas.

A los 5 s de periodo, para ambas velocidades (figura 5.2), se observan dos comportamientos de velocidad significativos. A partir de 8,5°N de latitud, se tienen velocidades bajas de 2 km/s hasta 2.6 km/s para grupo y hasta 3 km/s para fase, al sur, las velocidades aumentan llegando hasta unos 3.3 km/s para grupo y hasta unos 3.6 km/s para fase. A estas profundidades someras, aproximadamente de 0 a 5 km, estos comportamientos pueden estar relacionados a las distintas litologías de la zona, al norte

una litología más sedimentaria y al sur una más ígnea-metamórfica. En la región NO de ambos mapas, entre -66°W y -64.5°W , se observa una zona con orientación NE y bajas velocidades ($< 2,6 \text{ km/s}$). Esta zona, coincide geográficamente con el graben de Espino (figura 2.1, 2.7 y 2.9) y la sub-cuenca de Guárico. Adicionalmente, al NE del mapa existe otra zona con velocidades bajas ($< 2,6 \text{ km/s}$), que corresponde geográficamente a la sub-cuenca de Maturín. Este comportamiento persiste a los 16 s de periodo (figura 5.3), en la velocidad de grupo se observa las velocidades más bajas al norte del mapa ($< 2,8 \text{ km/s}$) y las más altas al sur ($> 3 \text{ km/s}$), continuando con la tendencia general y esperada del área de acuerdo a la geología regional. Un cierre de $2,4 \text{ km/s}$ al oeste del mapa, corresponde al mínimo valor obtenido en el toda el área para ese periodo y coincide geográficamente con el graben de Espino y sub-cuenca de Guárico. Este comportamiento se observa en la zona de la fosa de Cariaco pero con una velocidad mayor a $2,4 \text{ km/s}$. Hacia el este del mapa, las velocidades permanecen con valores de $2,5 \text{ km/s}$ y coinciden geográficamente con la sub-cuenca de Maturín. Al sur, se contemplan velocidades desde los 3 km/s hasta unos $3,25 \text{ km/s}$, correspondiendo geográficamente con el escudo de Guayana. En la velocidad de fase, un cierre de $2,8 \text{ km/s}$ al NE del mapa coincide con la ubicación del graben, de igual manera, se observa un cierre de mayor tamaño de 3 km/s extendiéndose desde el NE, pasando por la serranía del Interior y bajando nuevamente hacia la ubicación de la sub-cuenca de Maturín.

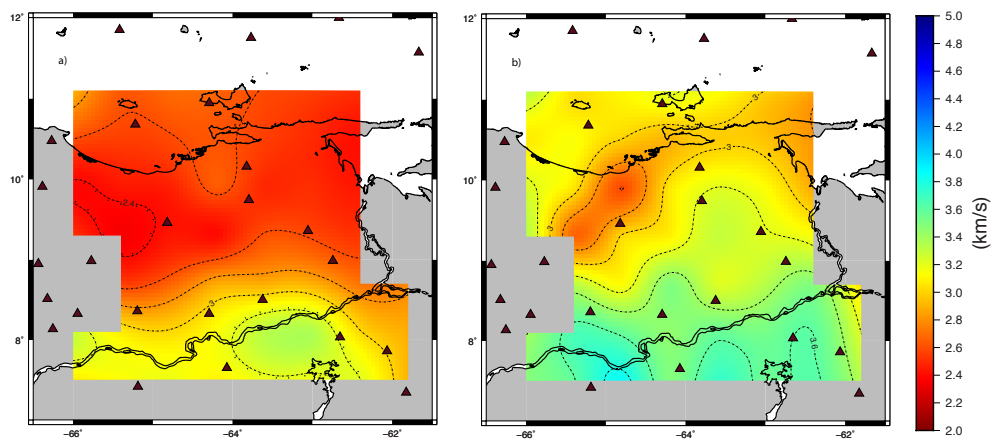


Figura 5.3. Mapa de velocidad de (a) grupo y (b) fase para el periodo de 16 s.

Este comportamiento puede ser provocado por dos factores, el primero por el complejo de sistema de fallas presentes al norte del oriente de Venezuela (figuras 2.1 y 2.2) y el segundo por la sub-cuenca de Maturín ubicada al sur de este sistema de fallas. En la zona del escudo, las velocidades siguen siendo las más altas, de 3,6 km/s hasta unos 3,9 km/s. Las velocidades en la región insular (isla de Margarita), de acuerdo a los espesores corticales obtenidos por Niu *et al.* (2007) (figura 2.3) y las profundidades de los *kernels* de sensibilidad para este periodo (entre 8 km a 20 km), pueden representar velocidades a la profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic.

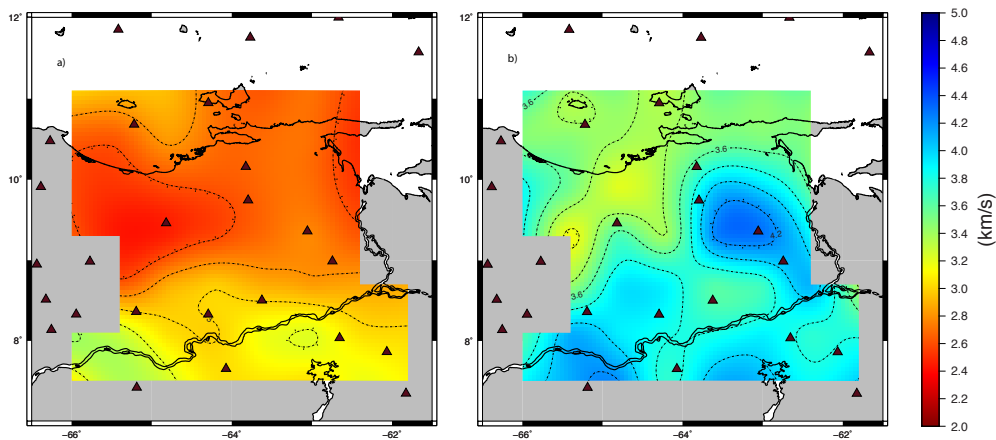


Figura 5.4. Mapa de velocidad de (a) grupo y (b) fase para el periodo de 30 s.

En la figura 5.4, se puede observar el comportamiento de la dispersión de ondas superficiales entre unos 20 km y 40 km de profundidad. De acuerdo con los espesores corticales de Schmitz *et al.* (2005; 2008) y Niu *et al.* (2007), podríamos asociar los velocidades al norte de la serranía del Interior con las del manto superior, a partir de ahí hacia el sur, asociarlas con el límite corteza-manto. Para la velocidad de grupo, en la región de la cuenca (8.5°N y 10.2°N), se tiene una zona de baja velocidad con mínimos de 2,5 km/s ubicados entre -66°W y -64°W y -62.5°W. De 7.5°N hasta 8.6°N, se tiene una zona de altas velocidades entre 2,9 km/s y 3,3 km/s. Para la velocidad de fase, se tienen los mismos comportamientos descritos previamente en la velocidad de grupo. La zona de baja velocidad se ubica entre -66°W y -64°W para la región de la

cuenca Oriental y todo el área ubicada al norte de la serranía del Interior. Esta zona de baja velocidad puede estar asociada a rocas afectadas por los sistemas de corrimiento y sistemas de fallas de la zona. En el resto del mapa, se tienen velocidades de 3,8 km/s a 4 km/s localizadas al sur y una anomalía de 4,2 km/s. Esta se mantiene a los 35 s para fase (figura 5.5) y levemente en las velocidades grupo hasta los 40 s (figura 5.5). Esta anomalía podría asociarse a la respuesta de la corteza inferior asociada a la provincia de Imataca (figura 2.5). La zona de baja velocidad observada a los 35 s periodo de la velocidad de fase, con valores menores a 3,6 km/s, se ubicada en la región del graben de Espino y fosa de Cariaco. A los 40 s de periodo de la velocidad de grupo, con valores menores a 2,6 km/s, se observa con la misma tendencia inicial NE en la región de la sub-cuenca de Guárico (figura 5.5).

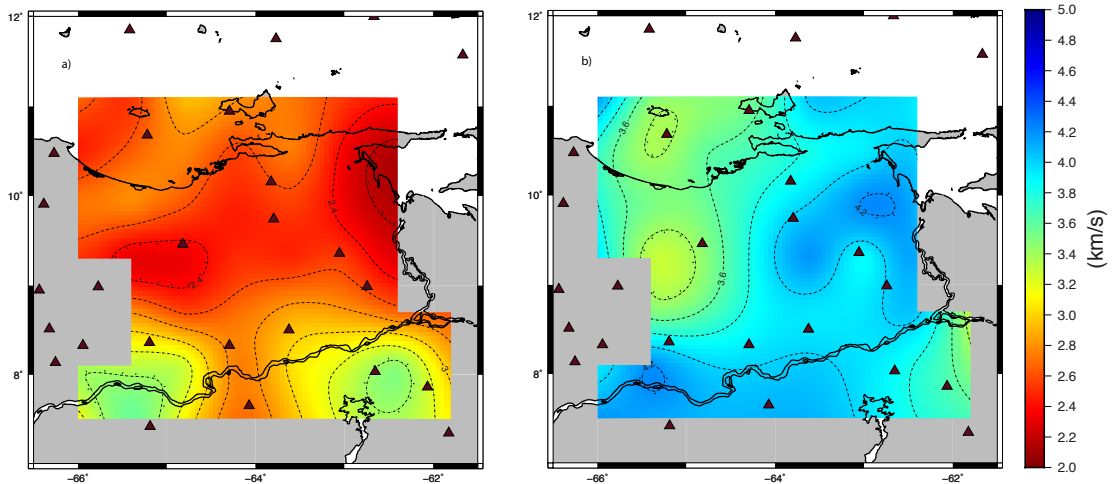


Figura 5.5. Mapa de velocidad de (a) grupo para 40 s de periodo y (b) fase para 35 s de periodo.

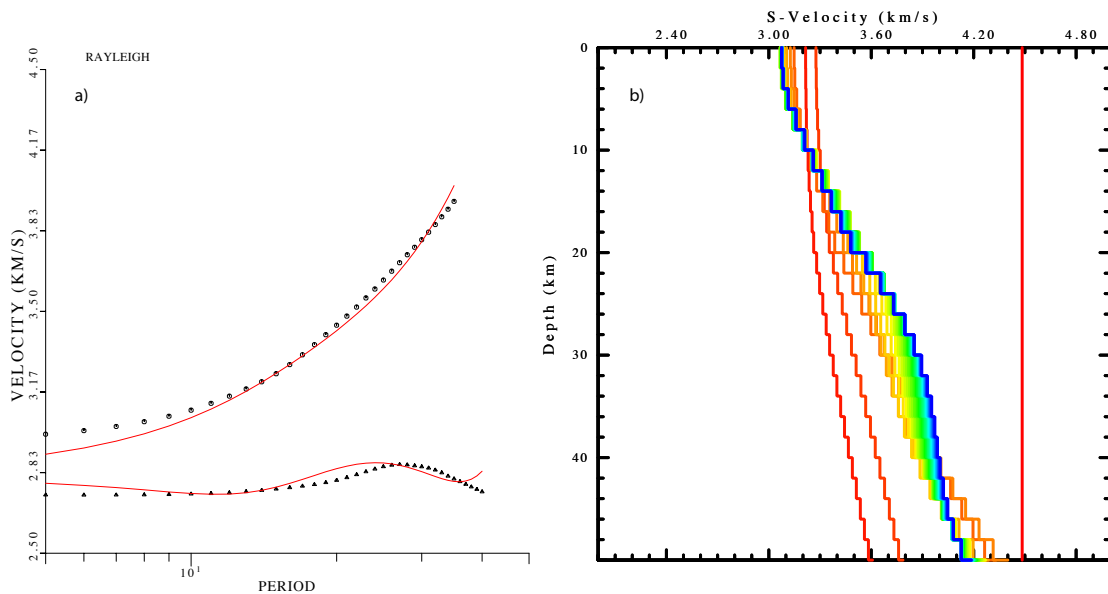


Figura 5.6. (a) Ajuste de curvas de velocidad de grupo y fase promedio luego de aplicar la inversión. (b) Modelo de velocidad V_s final (línea azul) obtenido del promedio de las dispersiones.

Las velocidades promedio obtenidas para 10 s, 20 s y 30 s fueron: (a) para grupo de 2,75 km/s, 2,8 km/s y 2,85 km/s y (b) para fase de 3,1 km/s, 3,44 km/s y 3,8 km/s respectivamente. La cuales son similares a los valores obtenidos en estudios previos (Miller *et al.* (2009) y Masy *et al.* (2015)), el resto de los valores se encuentran en la figura 5.6. En la misma figura, el modelo final posee tres tendencias principales. La primera va desde los 0 km hasta 21 km, con velocidades desde los 3,1 km/s hasta los 3,6 km/s; esta primera tendencia puede representar la corteza superior. La segunda tendencia va desde 21 km hasta unos 40 km con velocidades de 3,6 km/s hasta 3,9 km/s, donde puede estar presente la corteza inferior. A partir de los 40 km, las velocidades llegan hasta un máximo de 4,1 km/s, siendo esta última el límite corteza-manto.

En los mapas de velocidad de cizalla (figura 5.7), se observa que a 4 km de profundidad las bajas velocidades se encuentran ubicadas en las zonas correspondientes a las subcuencas de Guárico y Maturín, graben de Espino, fosa de Cariaco y serranía del Interior, con valores mínimos de 2,6 km/s hasta 2,8 km/s. La zona correspondiente al

escudo de Guayana persisten las velocidades más altas, entre 3,2 km/s y 3,6 km/s. A 14 km de profundidad, por debajo de la cuenca Oriental, se mantiene la tendencia de velocidades bajas ubicada al NO y NE de 2,8 km/s. Al sur, el mismo comportamiento con velocidades de 3,6-3,8 km/s.

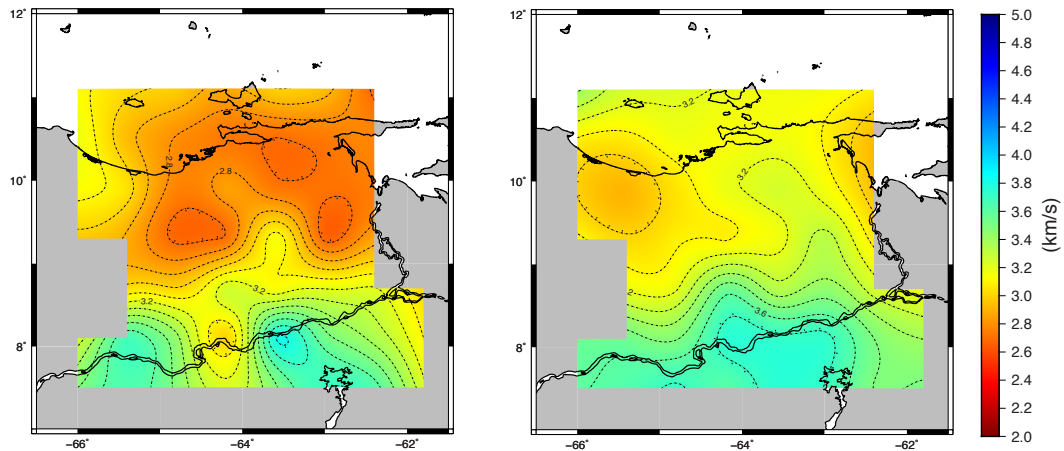


Figura 5.7. Mapas de velocidad de cizalla para 4 km (izquierda) y 14 km (derecha).

A los 30 km de profundidad (figura 5.8), continua el comportamiento ya visto en las velocidad de dispersión, pero se observa una anomalía cercana a los -65.5°W y 10.5°N de bajas velocidades. Esta anomalía, la cual se acentúa en el mapa de 44 km, se ubica justo por debajo del graben de Espino, sub-cuenca de Guárico y parte de la fosa de Cariaco. Esta zona está involucrada por una intensa actividad tectónica, con grandes sistemas de fallas dextrales y corrimientos mencionados por autores como González de Juana *et al.* (1980), Ostos M. y Yoris F. (1997) y Rodríguez (2014), lo cual ha debilitada los rocas presentes afectando su velocidad. La anomalía de alta velocidad de 4-4,2 km/s, ya vista a los 35 s de velocidad de fase, puede estar asociado a la corteza inferior perteneciente a la provincia de Imataca.

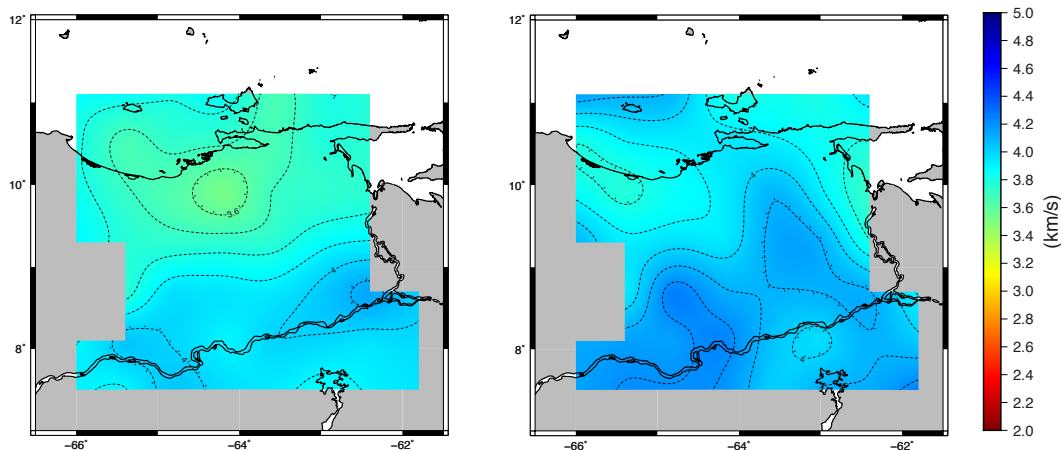


Figura 5.8. Mapa de velocidad de cizalla para 30 km (izquierda) y 44 km (derecha).

En la figura 5.9 para el perfil AA' entre 125-350 km de longitud, los primeros 12 km reflejan las anomalías de velocidades asociadas a la presencia de capas sedimentarias dentro de la cuenca Oriental, con velocidades entre 2,8 km/s y 3,2 km/s. Los primeros 150 km de longitud, la litología del escudo persiste con velocidades mayores entre 3,4-3,6 km/s. Este comportamiento de velocidades se mantiene hasta los 45 km de profundidad, con velocidades mayores a 4 km/s en la zona del escudo y 3,8 km/s en la zona de la sub-cuenca y graben. Para el perfil BB', se percibe un comportamiento similar al anterior. Para este caso, las velocidades se ven afectadas por la sub-cuenca de Maturín con valores entre 2,8 km/s a los primeros kilómetros y 3,2 km/s a 15 km de profundidad. Este comportamiento se mantiene hasta unos 30 km, a partir de esa profundidad, las velocidades son similares en toda el área con valores de 4 km/s. En el último perfil (CC'), se tiene la misma tendencia de los perfiles previos. Los primeros 200 km de longitud del perfil, se tienen valores de velocidad altos de 3,4 km/s a los 5 km de profundidad y 4 km/s a los 40 km. Esta zona del perfil corresponde al escudo de Guayana. A partir de los 200 km de longitud, se observa un gradiente de velocidades de con valores de 2,8-3 km/s en los 5 km de profundidad hasta valores de 3,8 km/s a los 40 km, esta zona corresponde a la ubicación de la cuenca Oriental, graben de Espino y parte de la fosa de Cariaco. Todas las velocidades obtenidas son similares a los modelos de velocidad teóricos del *CRUST 2.0* en la tabla 4.1.

Tabla 4.1. Modelo continental de velocidades promedio de la corteza. Modificado de Laske *et al.* (s.f.).

Tope de la capa (km)	Vp (km/s)	Vs(km/s)	Densidad (g/cc)
0.65	1.5	0	1.02
0.57	3.81	1.94	0.92
0.41	2.42	1.17	2.07
-0.31	3.81	2.01	2.38
-1.14	6.13	3.54	2.76
-14.02	6.52	3.67	2.88
-26.63	7.09	3.93	3.05
-37.51	8.15	4.67	3.35

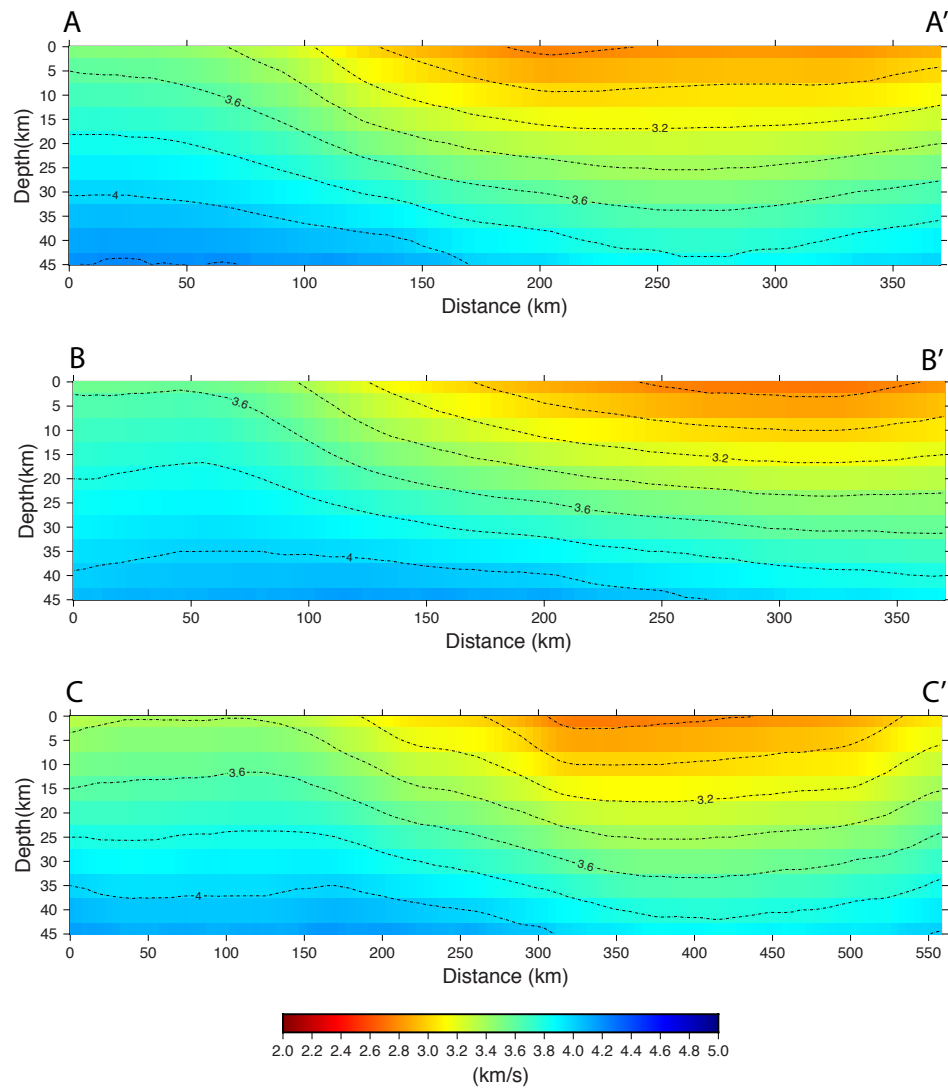


Figura 5.9. Perfiles de velocidad de cizalla obtenidos a partir de la inversión.

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Luego de aplicar el método de tomografía de ruido sísmico ambiental a estaciones de banda ancha en el área de estudio y realizar la inversión de velocidades de grupo y fase, se puede llegar a las siguientes conclusiones:

1. Siguiendo la metodología planteada por Bensen *et al.* (2007) se pudo reconstruir la estructura de velocidad de forma coherente.
2. Las velocidades promedio obtenidas para 10 s, 20 s y 30 s fueron: (a) para grupo de 2,75 km/s, 2,8 km/s y 2,85 km/s respectivamente y (b) para fase de 3,1 km/s, 3,44 km/s y 3,8 km/s respectivamente. Coherentes con estudios anteriores.
3. Las velocidades de cizalla van de 3,1 a 3,6 km/s hasta 21 km de profundidad; 3,6 a 3,9 km/s entre 21-40 km y mayores a 4 km/s después de los 40 km de profundidad, con un gradiente de 0,026 km/s por cada kilómetro al norte y un gradiente de 0,4 km/s por cada kilómetro al sur que reflejan el aumento de V_s con la profundidad.
4. La litología sedimentaria de la cuenca Oriental y el debilitamiento de las rocas como consecuencia de movimientos compresionales transcurrentes en la serranía del Interior, corresponden a zonas de baja velocidad. En contraste, la litología del escudo de Guayana se mantuvo como una zona de alta velocidad.
5. Las anomalías de baja velocidad, a profundidades de la corteza inferior, podrían ser originadas por las estructuras geológicas del área de estudio como: el graben de Espino, la sub-cuenca de Guárico, fosa de Cariaco y parte de la sub-cuenca de Maturín. De igual manera, las anomalías de alta velocidad al norte del Orinoco podrían corresponder a la corteza inferior de la provincia de Imataca.

6. Se recomienda aplicar toda la metodología descrita en este trabajo con un mayor número de estaciones, para mejorar las resolución al norte de la serranía del Interior y las región insular de Venezuela. De igual manera, se recomienda hacer un estudio conjunto con ondas Love y hacer el estudio conjunto de tomografías de ruido ambiental con funciones receptoras.

REFERENCIAS

- Arnaiz-Rodríguez, M. S. (2015). La litósfera del Caribe oriental: una vision geofísica integrada. Tesis de doctorado publicada. Universidad Central de Venezuela.
- Audemard F., Romero G., Rendón H. & Cano, V. (2005). Quaternary fault kinematics and stress tensor along the southern Caribbean from fault slip data and focal mechanism solutions. *Earth-Sciences Review*, 69, 181-233.
- Bensen, G., Ritzwoller, M., Barmin, M., Levshin, A., Lin, F., Moschetti, M. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophys. J. Int.* 169,1239–1260.
- Bezada M. J., Magnani M. B., Zelt C. A., Schmitz M. & Levander A. (2010). The Caribbean-South American plate boundary at 65°W: Results from wide-angle seismic data. *Journal of geophysics research*, Vol. 115.
- Ditmar P. G. & Yanovskaya T. B. (1987). Generalization of the Backus-Gilbert method for estimation of the horizontal variations of surface wave velocities. *Academia de Ciencias de Izvestija, USSR*.
- DeNosaquo K., Smith R. & 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.
- Fiorillo, G., Ortega, J., Ramos C., Gowen, K. y Bass, I. (1981). Revisión Geológica-Geofísica de la Faja Petrolífera del Orinoco. Reporte Interno PDVSA, 305 p.
- González de Juana, C., Iturralde de Arozena, J., Picard, X. (1980). *Geología de Venezuela y sus Cuencas Petrolíferas*. Ediciones Foninves. Caracas, Venezuela.
- Incorporated Research Institutions for Seismology (2013). *Seismic Analysis Code User's Manual*. Incorporated Research Institutions for Seismology. New York, USA. Recuperado de: <http://ds.iris.edu/files/sac-manual/manual.html> [Consulta: 2017, Marzo 10]
- Herrmann R. B. & Ammon, C. J. (2002). *Computer programs in seismology: Surface waves, receiver functions and crustal structures (Version 3.30)* [Algoritmo

- computacional] Disponible en: [http://www.eas.slu. Edu/eqc/eqccps.html](http://www.eas.slu.Edu/eqc/eqccps.html)
[Consulta: 2017, Octubre 2]
- Laske G., Master G. & Reif, C. (s.f.). Crust 2.0. Disponible en:
<https://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust2.html> [Consulta: 2017, Octubre 19]
- Lévêque, J., Rivera, J. & Wittlinger G. (1993) On the use of the checker-board test to assess the resolution of tomographic inversions. *Geophys. J. Int.* 115, 313-318.
- Levshin, A.L., Yanovskaya, T.B, Lander A.V Buckchin, B.G, Barmin, M.P, Ratnikova, L.I. & Its, E.N. (1989). Seismic surface waves in a laterally inhomogeneous earth. Ed. Keilis-Borok, V.I., Kluwer, Norwel, Mass.
- Levshin, A.L., Ritzwoller, M.H. (2001). Automated detection, extraction, and measurement of regional surface waves. *Pure appl. Geophys.* 158(8), 1531-1545.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*. 2º Ed. Cambridge University Press. Cambridge, Reino Unido.
- Masy, J., Niu F., Levander, A., 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. L., Drummond, B. J., Kravis S. (1986). The Nth-root stack: Theory, applications and examples. *Geophysics* 1986.51: 1879-1892.
- Miller, M., Levander, A., Niu, F., Ling, A. (2009). Upper mantle structure beneath the Caribbean-South America plate boundary from surface wave tomography. *Journal of Geophysical, Research*, Vol. 114, B01312.
- Muirhead K. J. (1968). Eliminating false alarms when detecting seismic events automatically. *Nature*, 217, 533-534.
- Nicolson, H., Curtis, A., Baptie, B., Galetti, E. (2012). Seismic interferometry and ambient noise tomography in the British Isles. *Proceedings in Geologist's Association* 123 74-86.
- Niu, F., T. Bravo, G. Pavlis, F. Vernon, H. Rendon, M. Bezada, and A. Levander. (2007). Receiver function study of the crustal structure of the southeastern Caribbean plate boundary and Venezuela, *J. Geophys. Res.*, 112, B11308, doi:10.1029/2006JB004802.

- Pasyanos, M. (2013). An introduction to Surface wave analysis. Curso de estudios avanzados en inversión conjunta de funciones receptoras y dispersión de ondas superficiales. Curso llevado a cabo en la Ciudad de Kuwait, Kuwait.
- Ostos, M. y Yoris, F. (1997). Geología de Venezuela. En Singer, J. M. (coord.), WEC Venezuela 1997 Evaluación de Pozos (pp. 4-17). Caracas, Venezuela: Schlumberger Oilfield Services.
- Quintero, C., Rojas, K., Amaiz, R., Piñero, L., Schmitz, M., Herbert, R. (2009). Análisis de funciones receptoras para la estimación del espesor de corteza en Venezuela. IX Congreso de sismología e ingeniería sísmica, Caracas, Venezuela.
- Rodríguez Millán, I. (2014). Gravity Anomalies, Geodynamic modelling and the Eastern Venezuela basin evolution. Tesis de Doctorado no publicada. Durham University. Disponible en Durham E-Theses Online: <http://etheses.dur.ac.uk/9454/>
- Salazar, M. (2006). Evolución estructural e implicaciones tectónicas del graben de Espino. Tesis de maestría no publicada. Universidad Simón Bolívar. Caracas, Venezuela.
- Salop, L. J. (1972). An unified stratigraphic scale of the Precambrian. Proc. Int. Geol. Congr., 24 Sess., Montreal 1972. Precambrian Geology, pp. 253-259.
- Schmitz, M., Martins, A., Izarra, C., Jácome, M., Sánchez, J., 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.
- Schmitz, M., Avila, J., Bezada, M., Vieira, E., Yáñez, M., Levander, A., Zelt, C., Jácome, M., Magnani, M. (2008). Crustal thickness variations in Venezuela from deep seismic observations. *Tectonophysics* 459, 14–26.
- Shapiro, N., Campillo M., Stehly L., Ritzwoller M. (2005). High-Resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science* 307, 1615.
- Shearer, P. (2009). *Introduction to Seismology*. 2º Ed. Cambridge University Press. Cambridge, Reino Unido.
- Sheriff, R. (2002). *Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics*. 4º Ed. Society of

Exploration Geophysicists.

Stein, S. & Wysession, M. (2003). *An Introduction to Seismology, Earthquake, and Earth Structure*. Blackwell Publishing. Oxford, Reino Unido.

Villaseñor, A., Yang, Y., Ritzwoller, M., Gallart, J. (2007). Ambient noise surface wave tomography of the Iberian Peninsula: Implication for shallow seismic structure. *Geophysical Research Letters*, Vol. 34, L11304.

Yang, Y., Ritzwoller, M., Levshin, A., Shapiro, N. (2007), Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe. *Geophys. J. Int.* 168, 259–274.

Yanovskaya, T. B., Antonova L. M. & Kozhevnikov V. M., (2000). Lateral variations of the upper mantle structure in Eurasia from group velocities of surface waves. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 122 (2000) 19–32.