

FACULTAD DE CIENCIAS
ASTRONÓMICAS Y
GEOFÍSICAS



UNIVERSIDAD NACIONAL
DE LA PLATA



Tesis de grado en Geofísica

Estructura litosférica en la cuenca Pantanal a partir del análisis de modos fundamental y superior de ondas superficiales

Autor

Andrés F. D'Onofrio

Director

Geof. Gonzalo Flores

Co-directora

Dra. María Laura Rosa

Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de La Plata

Agosto 2019

Estructura litosférica en la cuenca Pantanal a partir del análisis de modos fundamental y superior de ondas superficiales

Autor

Andrés F. D'Onofrio

Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de La Plata, UNLP

Director

Geof. Gonzalo Flores

YPF SA

Co-directora

Dra. María Laura Rosa

Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de La Plata, UNLP

"La ciencia es la progresiva aproximación del hombre al mundo real"

Planck M.

Agradecimientos

A Gonzalo F. y María Laura por la dedicación y ayuda constante, son excelentes profesionales y personas.

A Marcelo Assumpção y a todo el IAG, por todo el aporte a la tesis, además de la recepción en la USP para formarme.

A mis padres quienes desde el primer momento me apoyaron en todas mis decisiones y siempre me brindaron cariño.

A Flor por ser mi compañera y amor.

A mis amigos de la facultad, Nicolás, Matías, Gonzalo, Gabriel, Guillermo, Gastón, Santiago, Guido, etc., por el apoyo constante y los buenos momentos.

A mis amigos de la vida, Joaquín, Agustín, Renzo, Facundo, Iván, Fran P., Severino, y varios más, especialmente por las risas.

A Santino, Camila, Pamela, Gonzalo M., Nadia y Nino, mi familia cordobesa.

A la FCAGLP, mi lugar desde el inicio de este camino, conformado por buenas personas y profesionales de primera.

A todo el Departamento de Sismología que me brindó un espacio agradable para la realización de esta tesis.

A Misha y Leo.

Índice general

| | |
|---|--------------|
| Índice de figuras | XVIII |
| Índice de cuadros | XIX |
| Resumen | XXI |
| 1. Introducción | 1 |
| 1.1. La cuenca Pantanal | 3 |
| 1.1.1. Geografía de la cuenca | 3 |
| 1.1.2. Contexto Geotectónico | 5 |
| 1.2. Objetivos | 13 |
| 2. Marco Teórico | 15 |
| 2.1. Ondas sísmicas | 15 |
| 2.1.1. Ondas de cuerpo | 15 |
| 2.1.2. Ondas Superficiales | 16 |
| 2.2. Velocidad de grupo y velocidad de fase | 24 |
| 2.3. Sobre la resolución de las ondas superficiales | 27 |
| 2.4. Sobre los modos superiores | 29 |
| 3. Metodología | 31 |
| 3.1. Datos | 31 |
| 3.2. Pre-procesamiento | 35 |
| 3.3. Cálculo de velocidades de grupo | 36 |
| 3.4. Cálculo de velocidades de fase | 40 |
| 3.5. Inversión | 44 |
| 3.5.1. Modelado inicial | 44 |
| 3.5.2. Programa utilizado | 46 |
| 4. Resultados | 49 |
| 4.1. Curvas de dispersión obtenidas | 49 |
| 4.2. Modelos calculados | 53 |
| 4.3. Núcleos de sensibilidad | 58 |
| 4.4. Discusión de los resultados | 62 |

| | |
|---|-----------|
| 5. Conclusiones | 65 |
| 5.1. Presentación de este trabajo | 66 |
| Bibliografía | 68 |
| Anexo A | 69 |
| Anexo B | 71 |
| Anexo C | 77 |

Índice de figuras

| | |
|--|----|
| 1.1. Imágen satelital del Gran Pantanal (Fuente: <i>NASA WorldWind and personal editing</i>). | 3 |
| 1.2. (a) Modelo topográfico de la Cuenca Pantanal. (b) Espesores sedimentarios de la Cuenca Pantanal. (Flores, 2017). | 4 |
| 1.3. Límites de la cuenca Pantanal y sus correspondientes subregiones. (Miotto et al., 2012). | 5 |
| 1.4. Mapa geotectónico simplificado del continente sudamericano. (Feng et al., 2007). | 6 |
| 1.5. Ubicación de la cuenca Pantanal respecto al Lineamiento Trans-Brasiliano (TBL). (Flores, 2017). | 6 |
| 1.6. Distribución de estaciones para la determinación de espesores corticales a partir de refracción sísmica y funciones receptoras. El rectángulo rojo indica la ubicación de la cuenca Pantanal. Modificado de Assumpção et al. (2013a). | 7 |
| 1.7. Modelo de profundidades de la discontinuidad de Mohorovičić. El rectángulo rojo indica la ubicación de la cuenca Pantanal. Modificado de Assumpção et al. (2013a). | 8 |
| 1.8. Anomalías de velocidad de onda S a 100 km de profundidad a partir de inversiones conjuntas de datos de formas de onda de ondas Rayleigh y S, y curvas de dispersión de grupo de ondas Rayleigh. (Feng et al., 2007). | 9 |
| 1.9. Anomalías de velocidad de onda S a (a) 100 km de profundidad (b) 150 km de profundidad (c) 200 km de profundidad (d) 300 km de profundidad. (Feng et al., 2007). | 10 |
| 1.10. Anomalías de velocidad de onda S para el perfil aa' (ubicación en la figura 1.9 (d)). SFC refiere al Cratón de San Francisco. La línea gris representa la topografía aproximada y la línea gruesa negra representa a la discontinuidad de Mohorovičić. La cuenca Pantanal se ubicaría aproximadamente entre las cuencas Chaco y Paraná. (Feng et al., 2007). | 11 |
| 1.11. Anomalías de velocidad de onda P a 200 km de profundidad, con epicentros (círculos) de un catálogo uniforme. Pt indica la ubicación de la cuenca Pantanal. Modificado de Assumpção et al. (2004b). | 12 |
| 1.12. Temperatura y envolvente de resistencia a la deformación dúctil para litósfera gruesa (azul) y para litósfera fina (rojo). (Assumpção et al., 2004b). | 12 |

| | |
|---|----|
| 1.13. Modelo de sismicidad asociado a zonas de litósfera angosta y litósfera gruesa. Flechas negras indican esfuerzos tectónicos, flechas rojas indican esfuerzos acumulados sin generar deformación o ruptura en zonas de litósfera angosta y débil, flechas azules indican esfuerzos acumulados sin generar deformación o ruptura en zonas de litósfera gruesa y resistente. Círculos blancos representan los hipocentros, cuyos tamaños simbolizan las magnitudes de los terremotos. | 13 |
| 2.1. (a) Los distintos tipos de ondas propagándose por la Tierra, (b) Ejemplo de registro sísmico (sismograma). | 15 |
| 2.2. (a) Movimiento de partículas asociado a ondas P, (b) Movimiento de partículas asociado a ondas S. (Ólafsdóttir, 2014). | 16 |
| 2.3. (a) Movimiento de partículas asociado a ondas Rayleigh, (b) Movimiento de partículas asociado a ondas Love. (Ólafsdóttir, 2014). | 17 |
| 2.4. Dirección de movimiento de partículas con respecto a los planos definidos a partir de la estación y la fuente. x - z : plano paralelo a dicha dirección (ondas Rayleigh), y - z : plano transversal (ondas Love). (Stein & Wysession, 2003). | 17 |
| 2.5. (a) Variación en profundidad de las componentes x y z del desplazamiento de una onda Rayleigh en un semiespacio compuesto por un sólido de Poisson, normalizado con la longitud de onda horizontal (Stein & Wysession, 2003), (b) Movimiento de partícula de una onda Rayleigh en función de la profundidad, variando de elipse retrógrada a elipse prógrada. (Lay & Wallace, 1995). | 18 |
| 2.6. Geometría de capa sobre un semiespacio para el desarrollo de ondas Love. (Stein & Wysession, 2003). | 19 |
| 2.7. Soluciones gráficas para la relación de dispersión de ondas Love para una capa sobre un semiespacio. Las líneas sólidas representan la función $\tan(\omega\zeta)$ y las líneas punteadas representan el lado derecho de la ecuación 2.11. Las soluciones están graficadas para períodos de (a) 5 segundos, (b) 10 segundos, y (c) 30 segundos. (Stein & Wysession, 2003). | 21 |
| 2.8. Curvas de dispersión para una onda Love en un medio compuesto por una capa sobre un semiespacio, con $\beta_1 < \beta_2$. (Stein & Wysession, 2003). | 22 |
| 2.9. Variación en el desplazamiento sobre la superficie (a), y en función de la profundidad (b). (Stein & Wysession, 2003). | 23 |
| 2.10. Las ondas superficiales con distinta longitud de onda, λ , que penetran en un medio homogéneo (izquierda) presentan velocidad constante. Para un medio heterogéneo (derecha) la velocidad depende de la longitud de onda. (Rosa, 2015). | 23 |
| 2.11. Ejemplos de curvas de dispersión para distintos tipos de trayectorias oceánicas (líneas verdes) y continentales (líneas violeta), extraído de <i>MIT (Massachusetts Institute of Technology) Open Course Ware (2008)</i> , (http://ocw.mit.edu). | 24 |
| 2.12. (a) Dos sinusoidales con frecuencias y números de ondas ligeramente diferentes, (b) Su suma en función del tiempo. (Stein & Wysession, 2003). | 25 |

| | |
|--|----|
| 2.13. Modo fundamental de onda Love para velocidad de fase (c) y velocidad de grupo (U) (Stein & Wysession, 2003). | 27 |
| 2.14. Núcleos de sensibilidad ($\partial U/\partial\beta$) para ondas Love (centro) y Rayleigh (derecha), para períodos desde 10 a 100 s para un perfil de velocidades típico para corteza continental. Las velocidades de onda P y S, son marcadas con líneas sólidas y punteadas, respectivamente. (Pasyanos, 2005). | 28 |
| 2.15. Energía normalizada en función de la profundidad para modos fundamental, I, II y III, para una onda Rayleigh de período de 30 segundos (Panza & Scalera, 1978). | 29 |
| 3.1. Distribución de estaciones sismológicas propuestas para el estudio de la cuenca Pantanal. Triángulos rojos corresponden a estaciones pertenecientes a la red XC (funcionamiento a partir del año 2016) y triángulos verdes corresponden a las redes BL y BR, más antiguas. | 32 |
| 3.2. Distribución de las trayectorias realizadas por los eventos de los cuales se cuenta con curvas de dispersión. | 34 |
| 3.3. Disposición de los eventos y de las estaciones respecto de las anomalías de velocidad de onda S a 100 km de profundidad (modificado de Feng et al. (2007)). | 34 |
| 3.4. Componentes Este, Norte y Z del evento 2017.163.02.38.34 medido por la estación PANT. | 35 |
| 3.5. Componentes Radial, Transversal y Vertical del evento 2017.163.02.38.34 medido por la estación PANT, con filtro pasa-banda aplicado; y respuesta del instrumento, media y tendencia removidas. | 36 |
| 3.6. Velocidades de grupo obtenidas a partir de las ondas Rayleigh del sismograma observado por la estación AQDB correspondiente al evento 2016.207.17.21.07. Modo fundamental seleccionado. | 38 |
| 3.7. Velocidades de grupo obtenidas a partir de las onda Rayleigh del sismograma observado por la estación AQDB correspondiente al evento 2016.207.17.21.07. Primer modo superior seleccionado. | 38 |
| 3.8. Arriba: Sismograma del evento 2016.207.17.21.07 registrado por la estación AQDB, componente vertical. Centro: Modo fundamental extraído con la MFT y PMF. Abajo: Primer modo superior extraído con la MFT y PMF. | 39 |
| 3.9. Velocidad de grupo de la onda Love del sismograma observado por la estación PP1B correspondiente al evento 2015.269.02.46.45. Modo fundamental seleccionado. | 39 |
| 3.10. Arriba: Sismograma del evento 2015.269.02.46.45 observado por la estación PP1B, componente transversal. Abajo: Modo fundamental de onda Love extraído con MFT y PMF. | 40 |
| 3.11. Disposición de un par de estaciones y el epicentro, separadas una distancia Δ , con diferencia azimutal de θ , para la determinación de velocidad de fase $c(T)$ entre ellas. Modificado de Flores (2017). | 41 |

| | |
|---|----|
| 3.12. (a) Curva de fase de onda Rayleigh del modo fundamental seleccionada para la configuración dada por el evento 2017.163.02.38.34 y las estaciones BDQN y SALV, (b) Configuración del par de estaciones y el evento. | 42 |
| 3.13. (a) Curva de fase de onda Rayleigh del primer modo superior seleccionada, para la configuración dada por el evento 2017.163.02.38.34 y las estaciones PANT y PP1B, (b) Configuración del par de estaciones y el evento. | 43 |
| 3.14. (a) Curva de fase de onda Love, modo fundamental seleccionado, para la configuración dada por el evento 2017.163.02.38.34 y las estaciones BDQN y PP1B, (b) Configuración del par de estaciones y el evento. | 43 |
| 3.15. (a) Trayectorias referentes a las 59 curvas de fase obtenidas para modo fundamental (Rayleigh y Love), (b) Trayectorias referentes a las 9 curvas de fase obtenidas para primer modo superior (Rayleigh). | 44 |
| 3.16. Perfil 1D inicial de velocidades de onda S vs. profundidad para la cuenca Pantanal. | 45 |
| 3.17. Curvas teóricas para el modelo inicial de la cuenca Pantanal para (a) Modos fundamental y primer superior de ondas Rayleigh, (b) modo fundamental de onda Love. El eje horizontal está en escala logarítmica | 46 |
| 4.1. Valores de velocidad de fase observados y curvas de dispersión teóricas para (a) ondas Rayleigh, (b) ondas Love. El eje horizontal está en escala logarítmica. | 50 |
| 4.2. Curvas de dispersión ajustadas a partir de las observaciones para (a) ondas Rayleigh, (b) ondas Love. | 51 |
| 4.3. Curvas de dispersión ajustadas y curvas de dispersión teóricas para (a) ondas Rayleigh, (b) ondas Love. | 52 |
| 4.4. Primera prueba de inversión. Error standard final: 0.0216 <i>km/s</i> . (a) Curvas de dispersión observadas (puntos) y ajustadas (líneas continuas) para, derecha: modos fundamental y superior de onda Rayleigh, centro: ondas Love. Izquierda: Modelo inicial (línea punteada) y modelo final (línea continua). (b) Modelos ajustados en las distintas iteraciones. La línea roja indica el modelo inicial y la línea azul indica el modelo final. | 54 |
| 4.5. Segunda prueba de inversión. Error standard final: 0.0211 <i>km/s</i> . (a) Curvas de dispersión observadas (puntos) y ajustadas (líneas continuas) para, derecha: modos fundamental y superior de onda Rayleigh, centro: ondas Love. Izquierda: Modelo inicial (línea punteada) y modelo final (línea continua). (b) Modelos ajustados en las distintas iteraciones. La línea roja indica el modelo inicial y la línea azul indica el modelo final. | 55 |
| 4.6. Tercera prueba de inversión. Error standard final: 0.0207 <i>km/s</i> . (a) Curvas de dispersión observadas (puntos) y ajustadas (líneas continuas) para, derecha: modos fundamental y superior de onda Rayleigh, centro: ondas Love. Izquierda: Modelo inicial (línea punteada) y modelo final (línea continua). (b) Modelos ajustados en las distintas iteraciones. La línea roja indica el modelo inicial y la línea azul indica el modelo final. | 56 |

| | |
|--|----|
| 4.7. Cuarta prueba de inversión. Error standard final: 0.0208 <i>km/s</i> . (a) Curvas de dispersión observadas (puntos) y ajustadas (líneas continuas) para, derecha: modos fundamental y superior de onda Rayleigh, centro: ondas Love. Izquierda: Modelo inicial (línea punteada) y modelo final (línea continua). (b) Modelos ajustados en las distintas iteraciones. La línea roja indica el modelo inicial y la línea azul indica el modelo final. | 57 |
| 4.8. Izquierda: perfil de velocidades obtenido de la inversión de curvas de velocidad de fase. Centro: núcleos de sensibilidad ($\partial C_R/\partial\beta$) para modo fundamental de onda Rayleigh para períodos entre 20 y 120 <i>seg</i> . Derecha: núcleos de sensibilidad ($\partial C_R/\partial\beta$) para primer modo superior de onda Rayleigh para períodos entre 6 y 13 <i>seg</i> | 59 |
| 4.9. Izquierda: perfil de velocidades obtenido de la inversión de curvas de velocidad de fase. Derecha: núcleos de sensibilidad ($\partial C_L/\partial\beta$) para modo fundamental de onda Love para períodos entre 20 y 60 <i>seg</i> | 59 |
| 4.10. Izquierda: perfil 1D de velocidades de la cuenca Pantanal, Centro: núcleos de sensibilidad ($\partial C_R/\partial\beta$) de velocidades de fase, modo fundamental de onda Rayleigh para períodos de 30 <i>s</i> , 60 <i>s</i> y 120 <i>s</i> . Derecha: núcleos de sensibilidad ($\partial U_R/\partial\beta$) de velocidades de grupo, modo fundamental de onda Rayleigh para períodos de 30 <i>s</i> , 60 <i>s</i> y 120 <i>s</i> | 60 |
| 4.11. Izquierda: perfil 1D de velocidades de la cuenca Pantanal, Centro: núcleos de sensibilidad ($\partial C_R/\partial\beta$) de velocidades de fase, primer modo superior de onda Rayleigh para períodos de 6 <i>s</i> , 11 <i>s</i> y 13 <i>s</i> . Derecha: núcleos de sensibilidad ($\partial U_R/\partial\beta$) de velocidades de grupo, primer modo superior de onda Rayleigh para períodos de 6 <i>s</i> , 11 <i>s</i> y 13 <i>s</i> | 61 |
| 4.12. Izquierda: perfil 1D de velocidades de la cuenca Pantanal, Centro: núcleos de sensibilidad ($\partial C_L/\partial\beta$) de velocidades de fase, modo fundamental de onda Love para períodos de 20 <i>s</i> , 40 <i>s</i> y 60 <i>s</i> . Derecha: núcleos de sensibilidad ($\partial U_L/\partial\beta$) de velocidades de grupo, modo fundamental de onda Love para períodos de 20 <i>s</i> , 40 <i>s</i> y 60 <i>s</i> | 61 |
| 5.1. Parte del código escrito a ejecutar con <i>bash</i> para la realización del pre-procesamiento. | 69 |
| 5.2. Parte del código a ejecutar con <i>bash</i> para la realización de la inversión. | 70 |
| 5.3. Parte del código para el ajuste polinomial de curvas en lenguaje <i>Octave</i> | 70 |
| 5.4. Ondas Rayleigh registradas por las estaciones nombradas, para el evento 2016.207.17.21.07, ordenado por distancia epicentral. | 71 |
| 5.5. Modo fundamental de onda Rayleigh filtrado, para el evento 2016.207.17.21.07, ordenado por distancia epicentral. | 72 |
| 5.6. Primer modo superior de onda Rayleigh filtrado, para el evento 2016.207.17.21.07, ordenado por distancia epicentral. | 72 |
| 5.7. Ondas Love registradas por las estaciones nombradas, para el evento 2016.207.17.21.07, ordenado por distancia epicentral. | 73 |

| | |
|---|----|
| 5.8. Modo fundamental de onda Love filtrado, para el evento 2016.207.17.21.07, ordenado por distancia epicentral. | 73 |
| 5.9. Ondas Rayleigh registradas por las estaciones nombradas, para el evento 2017.163.02.38.34, ordenado por distancia epicentral. | 74 |
| 5.10. Modo fundamental de onda Rayleigh filtrado, para el evento 2017.163.02.38.34, ordenado por distancia epicentral. | 74 |
| 5.11. Primer modo superior de onda Rayleigh filtrado, para el evento 2017.163.02.38.34, ordenado por distancia epicentral. | 75 |
| 5.12. Ondas Love registradas por las estaciones nombradas, para el evento 2017.163.02.38.34, ordenado por distancia epicentral. | 75 |
| 5.13. Modo fundamental de onda Love filtrado, para el evento 2017.163.02.38.34, ordenado por distancia epicentral. | 76 |
| 5.14. Curvas de velocidad de grupo de modo fundamental de onda Rayleigh seleccionadas, para el evento 2016.207.17.21.07 registrado por las estaciones indicadas en la figura. | 77 |
| 5.15. Curvas de velocidad de grupo de primer modo superior de onda Rayleigh seleccionadas, para el evento 2016.207.17.21.07 registrado por las estaciones indicadas en la figura. | 78 |
| 5.16. Curvas de velocidad de grupo de modo fundamental de onda Love seleccionadas, para el evento 2016.207.17.21.07 registrado por las estaciones indicadas en la figura. | 79 |
| 5.17. Curvas de velocidad de grupo de modo fundamental de onda Rayleigh seleccionadas, para el evento 2017.163.02.38.34 registrado por las estaciones indicadas en la figura. | 80 |
| 5.18. Curvas de velocidad de grupo de primer modo superior de onda Rayleigh seleccionadas, para el evento 2017.163.02.38.34 registrado por las estaciones indicadas en la figura. | 81 |
| 5.19. Curvas de velocidad de grupo de modo fundamental de onda Love seleccionadas, para el evento 2017.163.02.38.34 registrado por las estaciones indicadas en la figura. | 82 |

Índice de cuadros

| | |
|--|----|
| 3.1. Tabla de eventos | 32 |
| 3.2. Lista de estaciones con sus respectivas coordenadas y fechas de inicio y fin de funcionamiento. | 33 |
| 3.3. Ancho del filtro α sugeridos por Herrmann (2013) en función de la distancia epicentral. | 37 |
| 4.1. Pruebas de inversiones efectuadas. | 53 |

Resumen

La cuenca Pantanal se desarrolla en la parte alta del río Paraguay (estado de Mato Grosso do Sul, Brasil) y su estudio resulta particularmente interesante, ya que se trata de una cuenca en formación de la que no se tiene consenso en la comunidad científica en cuanto a los procesos que generan su subsidencia, y por lo tanto, se desconoce su origen y hacia donde evolucionará.

Trabajos recientes, han estudiado la cuenca Pantanal con la finalidad de explicar los mecanismos geodinámicos de la corteza y la litósfera en ella, y su relación con las áreas circundantes. De estos, se sugiere que la corteza en la cuenca tiene un espesor medio de entre 30 y 35 *km*, lo cual significaría un adelgazamiento cortical respecto de las zonas aledañas donde se observa un espesor medio de cerca de 45 *km*. En lo que respecta al estudio del espesor litosférico, se han realizado aún menos estudios y en su mayoría a partir de análisis de anomalías de velocidad de onda S. A partir de estos, se estima que la presencia del LAB (Límite Litósfera Astenósfera por sus siglas en inglés) parece ser más somera para la zona de la cuenca del Pantanal, respecto a zonas estables del continente.

En este trabajo se propone realizar un estudio de la estructura litosférica debajo de la cuenca Pantanal, abarcando profundidades entre 0 y 150 *km* aproximadamente, a partir de la inversión de curvas de velocidad de fase de ondas superficiales. Para ello, se han considerado curvas de dispersión de modo fundamental de ondas Rayleigh y Love, así como curvas de dispersión de primer modo superior de onda Rayleigh, lo cual resulta inédito en esta región.

Se utilizaron sismos regionales registrados por nuevas estaciones banda ancha pertenecientes a la red BRASIS (Brazilian Seismic Network Stations). Los eventos seleccionados fueron de profundidades bajas a medias, con epicentros fundamentalmente andinos.

A partir de estos eventos se obtuvieron las curvas de dispersión de velocidad de grupo para los modos fundamental y superiores de las ondas superficiales aplicando la técnica de filtrado múltiple MFT (Multiple Filter Technique), combinando con un filtro de fase coincidente para aislar el modo fundamental y primer modo superior por separado. Luego, los datos de velocidad de fase, obtenidos a partir del método de dos estaciones, se invirtieron con el fin de determinar perfiles verticales de velocidad de ondas P y S. Esta técnica permite relacionar las diferencias entre las propiedades observadas del campo de ondas sísmicas y las predichas para un modelo de referencia. Como resultado se obtuvo un modelo representativo de la corteza y el manto superior de la región de análisis.

Además se realizó un análisis de la sensibilidad de las ondas superficiales calculando los kernels o núcleos de sensibilidad, con el fin de estudiar el aporte de cada componente del paquete

de ondas superficiales a la determinación de propiedades físicas en profundidad.

El modelo determinado se condice con los trabajos previos existentes, presentando un adelgazamiento de la corteza en la región, con un espesor de 34 km, siendo probablemente una característica heredada de la separación de Rodinia durante el Neo-Proterozoico y el subsecuente cierre de océanos basales conectados con los primeros ciclos orogénicos que formaron el continente de Gondwana del Fanerozoico y luego el continente de Sudamérica moderno. La profundidad del LAB de 118 km es un valor aceptado, lo cual evidencia un adelgazamiento de la litósfera en la zona debido al debilitamiento producido por la fusión parcial de elementos en la cuña mantélica generada por la subducción de la placa de Nazca.

Capítulo 1

Introducción

El estudio del espesor cortical y litosférico brindan valiosa información sobre la dinámica, evolución y estructuras de la Tierra, permitiéndonos deducir e identificar patrones de esfuerzo, grados de compensación isostática y generar modelos de evolución de la corteza. En esa dirección, esta tesis propone hallar dichos espesores en la cuenca Pantanal, donde el conocimiento existente sobre tectónica, cronoestratigrafía, evolución paleogeográfica y los procesos sedimentarios actuantes en ella es muy limitado.

La cuenca Pantanal se desarrolla en la parte alta del río Paraguay (estado de Mato Grosso do Sul, Brasil) y es una región de una altitud media a baja, reconocida por la UNESCO como el mayor humedal del mundo. Resulta particularmente interesante su estudio, ya que se trata de una cuenca en formación de la que no se tiene consenso en la comunidad científica en cuanto a los procesos que generan su subsidencia, y por lo tanto, se desconoce su origen y hacia donde evolucionará.

Trabajos recientes (Assumpção et al. (2013a); Feng et al. (2007); Flores (2017); Assumpção et al. (2004b)), han estudiado la cuenca Pantanal con la finalidad de explicar los mecanismos geodinámicos de la corteza y la litósfera en ella, y su relación con las áreas circundantes. En particular, Assumpção et al. (2013a) sugieren que la corteza en la cuenca tiene un espesor medio de entre 30 y 35 *km*, lo cual significaría un adelgazamiento cortical respecto de las zonas circundantes donde se observa un espesor medio de cerca de 45 *km*. Este fenómeno, del cual se desconoce el origen, parece continuar hacia el sur pasando por Paraguay y Argentina. En lo que respecta al estudio del espesor litosférico, se han realizado aún menos estudios y en su mayoría a partir de análisis de anomalías de velocidad de onda S, como es el caso de Feng et al. (2007) quienes estudiaron las características de la litósfera en Sudamérica. En el mencionado trabajo se estima que la presencia del LAB (Límite Litósfera Astenósfera por sus siglas en inglés) parece ser más somera para la zona de la cuenca del Pantanal, respecto a zonas estables del continente. Dichos resultados, fueron propuestos a partir del análisis de las anomalías de velocidad de ondas S, las cuales presentan valores notoriamente inferiores a la media regional a profundidades entre los 100 y los 200 *km*. Estas conclusiones son avaladas por estudios de sismicidad en la zona como lo es el caso de Assumpção et al. (2004b), quienes aseguran que la presencia de un flujo calórico anómalo, producido por la fusión parcial de elementos en el manto, genera un adelgazamiento y

debilitamiento de la litósfera, produciendo una acumulación de esfuerzos tectónicos en la parte superior, llevando así a un aumento de la sismicidad en la región del Pantanal. Los resultados alcanzados en todos ellos, derivados en su mayoría de la tomografía sísmica y del análisis de dispersión de ondas superficiales, principalmente, mediante el análisis de velocidad de grupo, han sido obtenidos utilizando pocas estaciones (en general 4 estaciones para la región del Pantanal).

En este trabajo de tesis de grado se propone realizar un estudio de la estructura litosférica debajo de la cuenca Pantanal, abarcando profundidades entre 0 y 150 *km* aproximadamente, a partir de la inversión de curvas de velocidad de fase de ondas superficiales. Para ello, se han considerado curvas de dispersión de modo fundamental de ondas Rayleigh y Love, así como curvas de dispersión de primer modo superior de onda Rayleigh, lo cual resulta inédito en esta región. El primer armónico de onda Love no fue tenido en cuenta en este trabajo debido a la mayor dificultad en su detección y a su frecuente inestabilidad.

Se han utilizado sismos regionales registrados por las nuevas estaciones banda ancha de la red XC de BRASIS (Brazilian Seismic Network Stations), cuya instalación fue llevada a cabo en el marco del proyecto 3-Cuencas (Pantanal-Chaco-Parana Basins: Crust and Upper Mantle Seismic Structure and Evolution. <http://www.moho.iag.usp.br/about/projects/PCPB>), el cual es financiado por la FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo), que iniciaron su registro a partir del año 2016, densificando entonces la distribución de estaciones preexistente en la zona (redes BL y BR). De este proyecto participan instituciones de América y Europa, entre las cuales se encuentra la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas (Universidad Nacional de La Plata), por medio del Departamento de Sismología e Información Meteorológica. Los modelos unidimensionales obtenidos a partir de la incorporación del primer armónico significarán un aporte al conocimiento de la estructura profunda debajo de la cuenca, siendo uno de los objetivos del mencionado proyecto, dando información de la estructura sísmica a mayores profundidades para cada período muestreado en las curvas de dispersión (Panza & Scaleria (1978), Levshin et al. (2005)).

Se seleccionaron sismos con profundidades menores a 80 kilómetros, de magnitudes mayores a 5.8, a partir del catálogo de terremotos del Centro de Sismología de la Universidad de São Paulo (<http://www.moho.iag.usp.br/>). La localización de los epicentros es mayormente andina, siendo esta región la mas propicia para generar sismos con armónicos que se puedan registrar en las estaciones sismológicas sobre la zona de estudio. Se obtuvieron las curvas de dispersión de velocidad de grupo para los modos fundamental y superior de las ondas superficiales aplicando la técnica de filtrado múltiple MFT (Multiple Filter Technique) (Dziewonski et al., 1969), combinando con un filtro de fase coincidente (Herrin & Goforth, 1977) para aislar el modo fundamental y primer modo superior por separado. Luego, los datos de velocidad de fase, obtenidos a partir del método de dos estaciones, se invirtieron con el programa SURF96, con el fin de determinar perfiles verticales de velocidad de onda S. Esta técnica permite relacionar las diferencias entre las propiedades observadas del campo de ondas sísmicas y las predichas para un modelo de referencia. Como resultado se obtuvo un modelo representativo de la corteza y el manto superior de la región de análisis.

Se realizó, además, un análisis de la sensibilidad de las ondas superficiales calculando los kernels o núcleos de sensibilidad (Pasyanos, 2005), con el fin de estudiar el aporte de cada componente del paquete de ondas superficiales a la determinación de propiedades físicas en profundidad. En este estudio se tuvieron en cuenta ondas Rayleigh, tanto modo fundamental como el primer armónico, y modo fundamental de onda Love. La técnica MFT, el filtro de fase coincidente, el cálculo de las velocidades de fase, la inversión y el cálculo de los núcleos de sensibilidad fueron implementados usando el paquete de programas Computer Programs in Seismology (Herrmann, 2013). Finalmente se presenta una discusión de los resultados obtenidos teniendo en cuenta las características geológicas y tectónicas de la región de estudio.

1.1. La cuenca Pantanal

1.1.1. Geografía de la cuenca

La zona del Pantanal o Gran Pantanal es una llanura aluvial que cubre la parte mas occidental de Brasil y zonas aledañas a Bolivia y Paraguay. Reconocida por la UNESCO como el mayor humedal del mundo, esta llanura se desarrolla en la parte alta del Río Paraguay, y se ubica particularmente en la región de Mato Grosso do Sul, Brasil, prolongándose hacia Paraguay y Bolivia (Ussami et al., 1999).

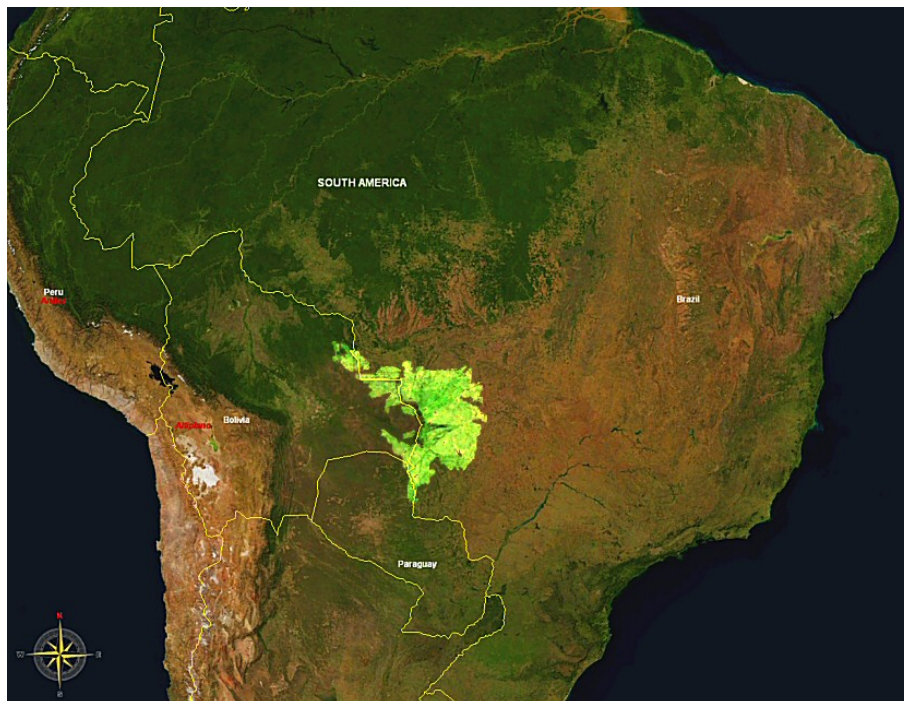
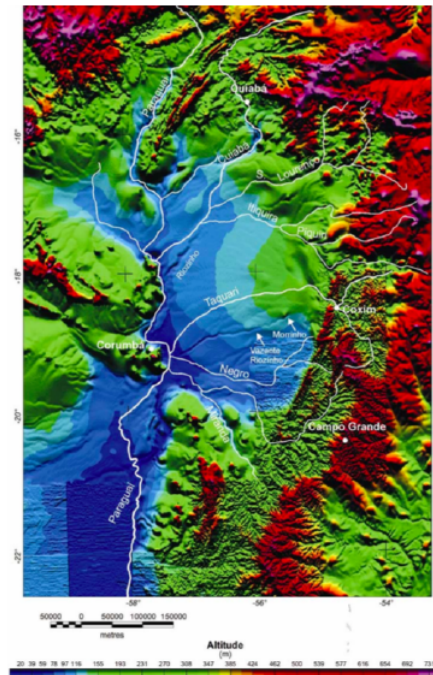


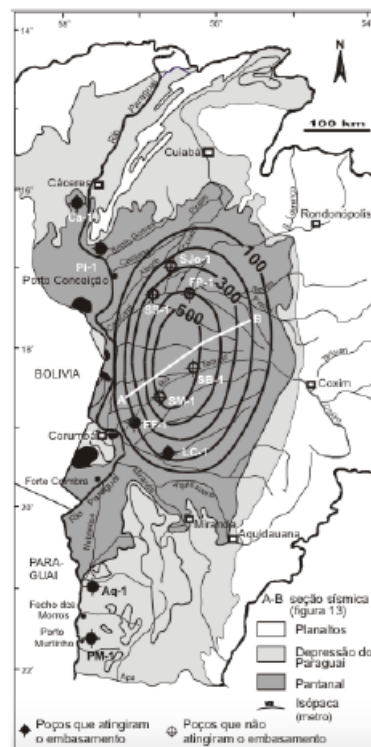
Figura 1.1: Imágen satelital del Gran Pantanal (Fuente: *NASA WorldWind and personal editing*).

El Pantanal corresponde a una extensa superficie de acumulación de sedimentos, de topografía plana, teniendo sus cotas altimétricas oscilando entre los 80 m y 150 m (figura 1.2 (a)). La inundación en esta región ocurre debido al aporte de sistemas fluviales provenientes del altiplano adyacente, al lento flujo de los ríos y a la elevación del nivel freático (Miotto et al., 2012).

Estos factores permiten que la cuenca sedimentaria esté en constante crecimiento. El espesor sedimentario puede llegar a los 600 m de espesor en la región central (figura 1.2 (b)).



(a)



(b)

Figura 1.2: (a) Modelo topográfico de la Cuenca Pantanal. (b) Espesores sedimentarios de la Cuenca Pantanal. (Flores, 2017).

Los límites de la cuenca Pantanal son difíciles de determinar, ya que sus contornos no resultan distinguibles, principalmente en las áreas de contacto de la llanura con las mesetas. Existen varios trabajos que buscan abordar esta problemática, en particular Miotto et al. (2012) realiza una interpretación de los límites de la cuenca a partir de imágenes provenientes del sensor WFI

(reproductor de imágenes de amplio rango de visada), del satélite CBERS-2B (Satélite de recursos Terrestres China-Brasil), dando como resultado los límites de 18 subregiones del Pantanal, utilizando como criterio distintos aspectos hidrológicos y geomorfológicos. Como producto se estima un área total de 140.640 km^2 . Estos resultados se muestran en la figura 1.3.

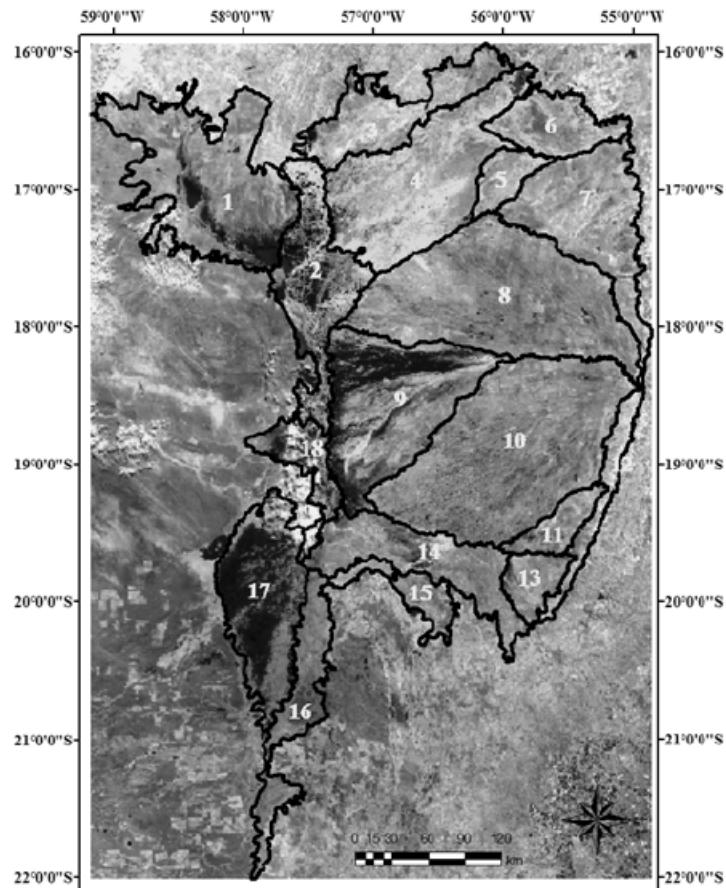


Figura 1.3: Límites de la cuenca Pantanal y sus correspondientes subregiones. (Miotto et al., 2012).

Estos límites son los que han ayudado a determinar el área de trabajo, para la consiguiente selección de estaciones que puedan abarcar de forma óptima la cuenca para estudiar sus propiedades geotectónicas y su estructura sísmica.

1.1.2. Contexto Geotectónico

Los diversos ambientes tectónicos están íntimamente relacionados con la variabilidad de los espesores litosféricos y corticales distribuidos por todo el continente, los cuales afectan directamente a distintos aspectos superficiales, como lo es por ejemplo la topografía. En la figura 1.4 se ilustran los distintos ambientes tectónicos del continente sudamericano según Feng et al. (2007).

La cuenca Pantanal es una cuenca sedimentaria de edad Cuaternaria asociada al levantamiento y extension flexural en la débil corteza superior, debido al orogeno andino (Ussami et al., 1999). Esta se encuentra en la zona del dorso flexural periférico referente a la Cordillera de Los Andes (figura 1.5). Además la cuenca se encuentra sobre lo que se denomina Lineamiento Trans-Brasiliano (TBL), lineamiento que representa una inmensa zona de cizalla desarrollada en

el Precámbrico, de orientación NE-SW de unos 2900 km de longitud y que ha sido reactivada en múltiples oportunidades hasta el Mesozoico. Esta zona, que tiene su correlato en el Lineamiento Trans-Sahariano sobre el continente africano, se habría formado durante la generación de Gondwana y es uno de los elementos claves que se estudian para comprender la ruptura y evolución de los continentes.

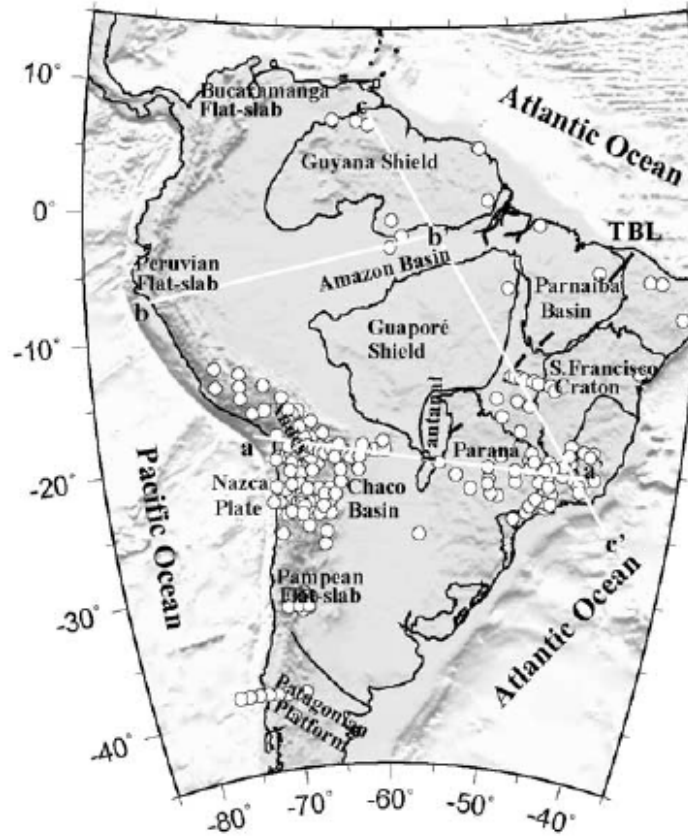


Figura 1.4: Mapa geotectónico simplificado del continente sudamericano. (Feng et al., 2007).

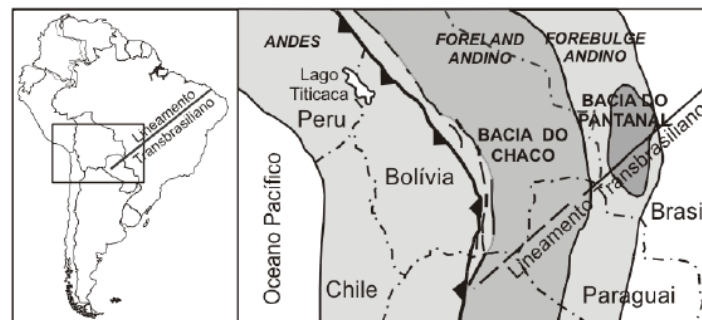


Figura 1.5: Ubicación de la cuenca Pantanal respecto al Lineamiento Trans-Brasiliano (TBL). (Flores, 2017).

Existen muchos trabajos dedicados a definir modelos de espesores corticales y litosféricos en Sudamérica con resultados variables. Muchos de ellos fueron obtenidos a partir de una distribución de estaciones irregular con una mucho menor densidad hacia el centro del continente, y

siendo poco óptima para caracterizar de forma mas local y precisa estos espesores. En particular Assumpção et al. (2013a) recopila diversos estudios para diferentes regiones del continente, obtenidos a partir de refracción sísmica, funciones receptoras y tomografía de ondas superficiales (figura 1.6), con el fin de determinar el espesor cortical para la placa Sudamericana. En esta recopilación se observa que para la región del Pantanal se cuenta con muy poca información.

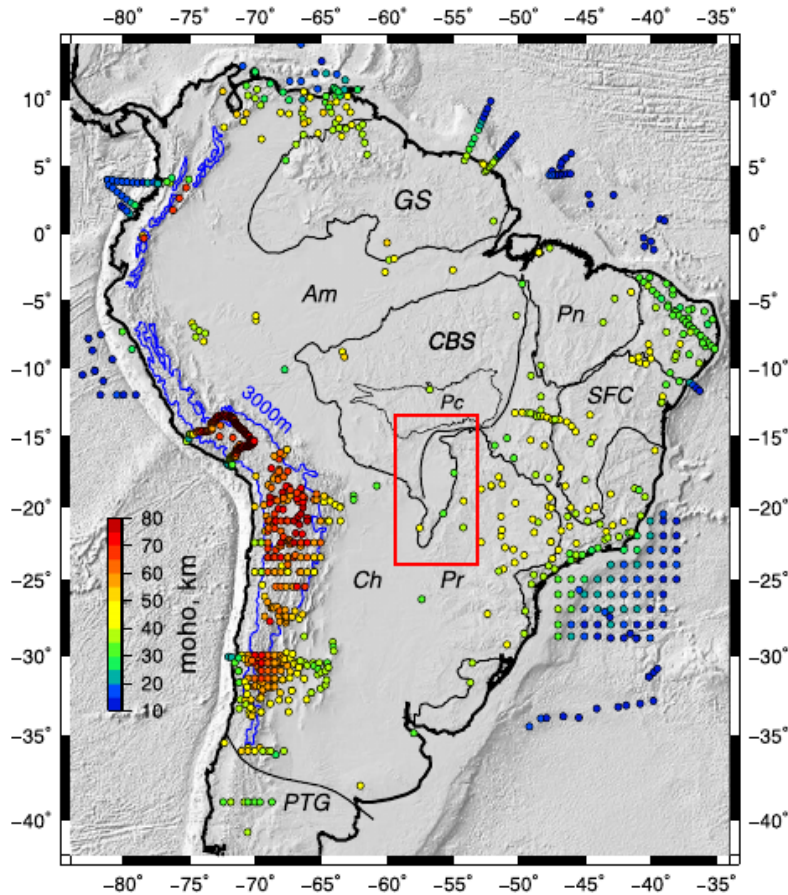


Figura 1.6: Distribución de estaciones para la determinación de espesores corticales a partir de refracción sísmica y funciones receptoras. El rectángulo rojo indica la ubicación de la cuenca Pantanal. Modificado de Assumpção et al. (2013a).

En la figura 1.7 se muestra un posible modelo de profundidades de la discontinuidad de Mohorovičić según (Assumpção et al., 2013a). En el mismo se observa que la zona central mas estable de la placa cuenta con espesores corticales de alrededor de los 40 *km*, siendo generalmente la corteza mas gruesa que 40 *km* en las zonas de los escudos del Atlántico y de Amazonas (AT y AM, respectivamente). En el escudo del Atlántico (sudeste del TBL) hay evidencia de corteza gruesa asociada al cratón de San Francisco pero las mayores profundidades de la Moho se encuentran debajo de la cuenca Paraná, alcanzando los 45 *km*. Como es de esperarse, en la zona de los Andes se encuentran regiones que alcanzarían profundidades mayores a los 70 *km* hacia el Este del altiplano boliviano, y es generalmente mas profunda en áreas donde la elevación es mayor a los 3000 *m*. Una notable excepción de esto es el norte de la Puna (25° S) donde la corteza es mas delgada que 55 *km* para elevaciones mayores a 4000 *m*. Este resultado apoya la teoría de que un reciente evento de delaminación litosférica (hace menos de 4 millones de años)

habría afectado esta región y removido parte de la corteza mas densa y profunda, esto sumado a que esta región pareciera estar alineada con el Lineamiento Trans-Brasileño. El suroeste del TBL está caracterizado por una litósfera delgada, mecánicamente débil, sugerido por Assumpção et al. (2004a). Aunque es muy especulativo, esta hipótesis podría sugerir que la delaminación debajo de la Puna ocurrió sobre una litósfera angosta, debilitada a priori en el Neo-Proterozoico.

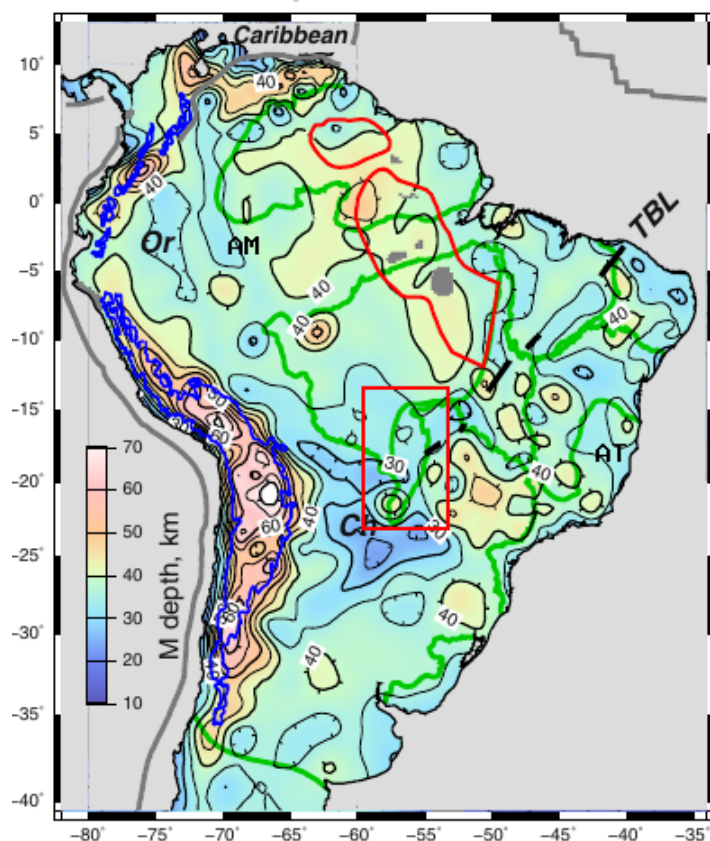


Figura 1.7: Modelo de profundidades de la discontinuidad de Mohorovičić. El rectángulo rojo indica la ubicación de la cuenca Pantanal. Modificado de Assumpção et al. (2013a).

La cuenca Pantanal pertenece a un gran sector de corteza delgada, de espesores menores a los 35 *km*, que se encuentra entre la región andina y la zona cratónica (figura 1.7); y en algunas áreas de la cuenca del Chaco-Paraná, el modelo de la figura 1.7 sugiere profundidades de la Moho aún menores a los 30 *km*. Aunque en esta zona el modelo de espesor cortical está mayormente controlado por datos de ondas superficiales, las pocas mediciones sísmicas directas realizadas en el área y las anomalías de gravedad relativamente grandes, confirman el adelgazamiento cortical allí. Este cinturón sub-Andino de espesor cortical reducido, es probablemente una característica heredada de la separación de Rodinia durante el Neo-Proterozoico y el subsecuente cierre de océanos basales conectados con los primeros ciclos orogénicos que formaron el continente de Gondwana del Fanerozoico y luego el continente sudamericano actual.

Con el fin de estudiar la estructura profunda del continente, Feng et al. (2007) propusieron realizar inversiones conjuntas de datos de formas de onda de ondas Rayleigh y S, y curvas de dispersión de grupo de ondas Rayleigh, con el fin de encontrar, a partir de la tomografía, un modelo de velocidad de onda S para el manto superior. Los resultados muestran las anomalías

de ondas S a distintas profundidades (100 km, 150 km, 200 km y 300 km) evidenciando zonas de distinta naturaleza tectónica. Estas anomalías de velocidad de onda S son estimadas como desviaciones del modelo global IASPEI91 (Kennet, 1991).

En la figura 1.8 se observan las anomalías de velocidad de onda S a 100 km de profundidad, presentando zonas de diferentes características. En particular, debajo de los cratones de Amazonia y San Francisco se evidencia una litósfera de alta velocidad de onda S. Debajo de la alta topografía de los Andes se observan anomalías de velocidad de onda S extremadamente bajas debidas a la cuña mantélica. Se observan tres zonas de alta velocidad debajo de la Cordillera de Los Andes asociadas a zonas de subducción de bajo ángulo y ausencia de cuña mantélica de baja velocidad.

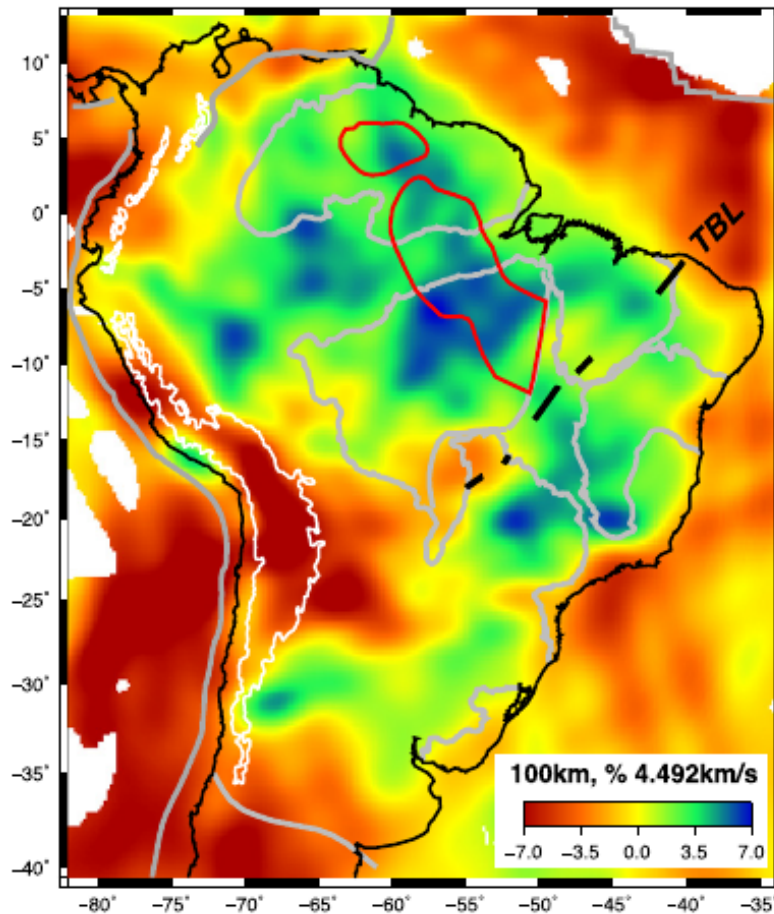


Figura 1.8: Anomalías de velocidad de onda S a 100 km de profundidad a partir de inversiones conjuntas de datos de formas de onda de ondas Rayleigh y S, y curvas de dispersión de grupo de ondas Rayleigh. (Feng et al., 2007).

Considerando las distintas anomalías identificadas en las figuras 1.9 (a), (b), (c) y (d) para profundidades de 100 km, 150 km, 200 km, y 300 km se observa que las bajas velocidades de onda S a 100 km profundidad en la cuña mantélica debajo del Altiplano y el este de la Cordillera de Los Andes (13 - 27°S), se desplazan hacia el Noreste a medida que se consideran profundidades mayores. Estas anomalías negativas se extienden hacia el este y al noreste, ubicándose debajo de las cuencas del Chaco, Pantanal y oeste de la cuenca Paraná.

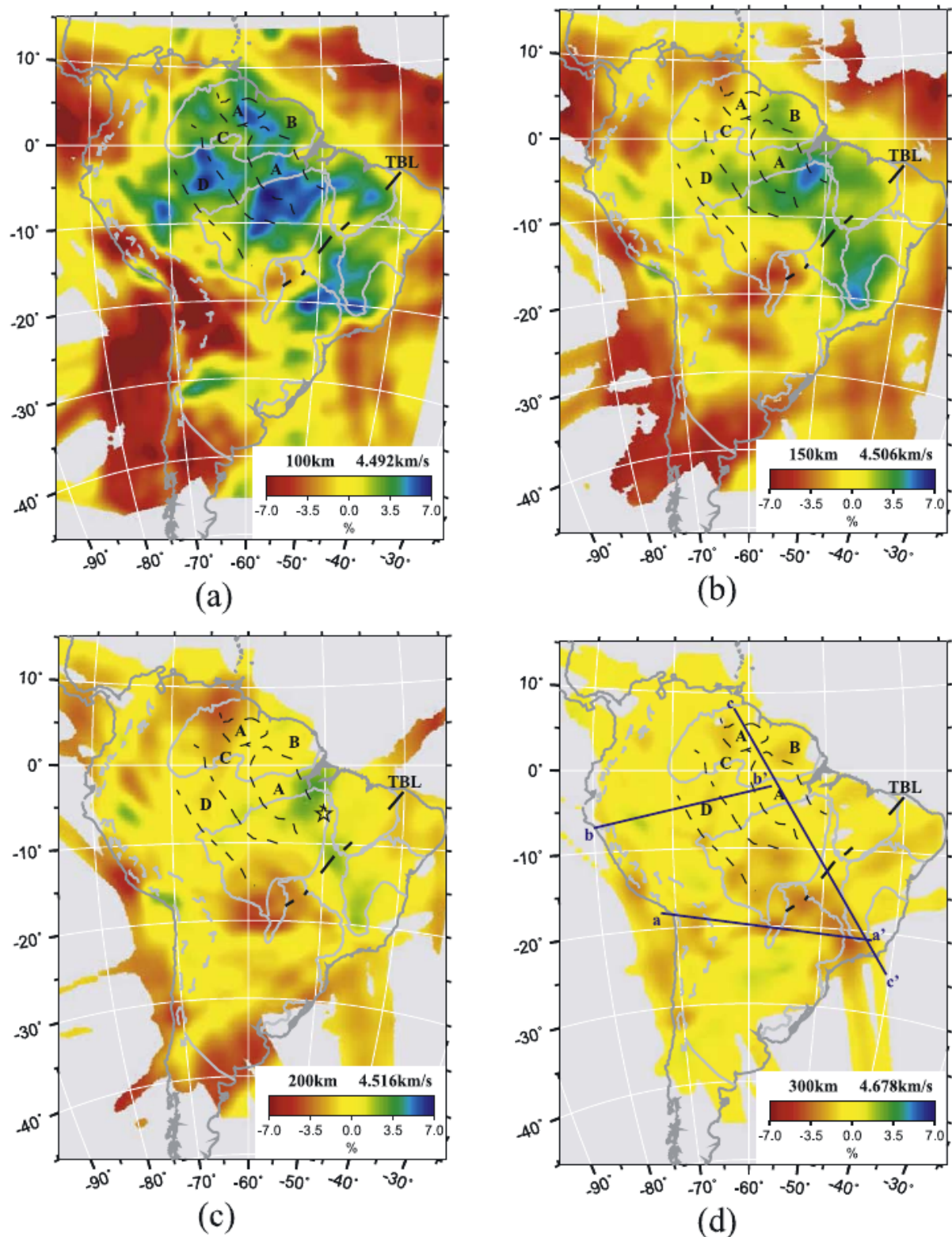


Figura 1.9: Anomalías de velocidad de onda S a (a) 100 km de profundidad (b) 150 km de profundidad (c) 200 km de profundidad (d) 300 km de profundidad. (Feng et al., 2007).

En el perfil aa' de la figura 1.10 (la disposición del perfil se observa en la figura 1.9 (d)) se observa que dichas anomalías negativas forman parte de una sola unidad consolidada, sugiriendo entonces una zona de baja velocidad de onda S a gran escala debajo de una litósfera relativamente débil y delgada (Assumpção et al., 2004b). Van der Lee et al. (2001) infieren que estas anomalías

son generadas por fusión parcial del manto provocada por liberación de volátiles, principalmente agua, de la placa de Nazca subductante. Por lo tanto esta zona de baja velocidad observada implicaría que la placa sudamericana no es mas gruesa que su litósfera de alta velocidad (120 - 200 km).

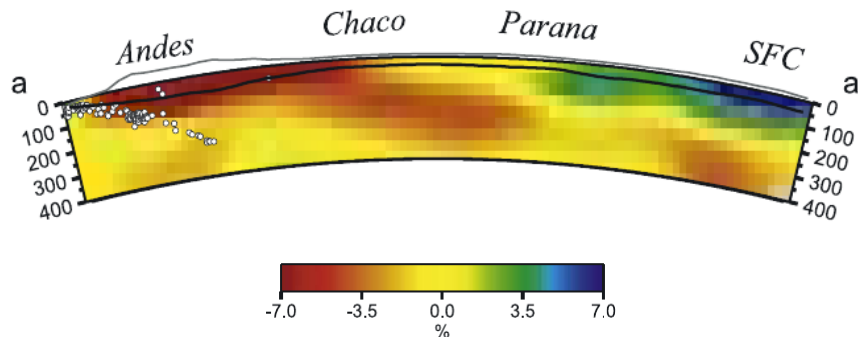


Figura 1.10: Anomalías de velocidad de onda S para el perfil aa' (ubicación en la figura 1.9 (d)). SFC refiere al Cratón de San Francisco. La línea gris representa la topografía aproximada y la línea gruesa negra representa a la discontinuidad de Mohorovičić. La cuenca Pantanal se ubicaría aproximadamente entre las cuencas Chaco y Paraná. (Feng et al., 2007).

Existen diversos trabajos dedicados a relacionar el flujo calórico litosférico en el continente, con la acumulación de esfuerzos y la sismicidad en la zona, además de estudiar las estructuras litosféricas. En particular, Assumpção et al. (2004b), a partir de estos trabajos, detallan diversas características referentes a la zona del Pantanal. La zona de la cuenca Pantanal es tectónicamente activa con terremotos de magnitudes de hasta 5.4. Se puede apreciar de la figura 1.11 que la distribución de la sismicidad para la cuenca Pantanal y zonas aledañas, tiende a concentrarse en zonas de bajas velocidades de onda P. Assumpção et al. (2004b) sugieren que esta distribución es debida a la acumulación de esfuerzos más superficial (corteza superior mas frágil), es dada por el debilitamiento que ocurre en el manto superior litosférico (figura 1.12). Este debilitamiento puede ser producido por anomalías de temperatura del orden de los 100 °C, cuyo origen fue explicado previamente. Además se sugiere que estas altas temperaturas son un efecto remanente de ascenso de manto caliente atrapados en los *thinspots* (zonas de litósfera angosta), indicando un espesor litosférico del orden de los 100 km. Este fenómeno se esquematiza en el modelo de la figura 1.13. En ella se observa cómo los esfuerzos tectónicos (flechas negras) son acumulados en zonas de litósfera angosta y débil (flechas rojas) y en litósfera gruesa y resistente (flechas azules), provocando hipocentros representados por los círculos blancos, cuyos tamaños simbolizan las magnitudes de los terremotos. El límite litósfera-astenosfera se aproxima con la isoterma de 1300°C.

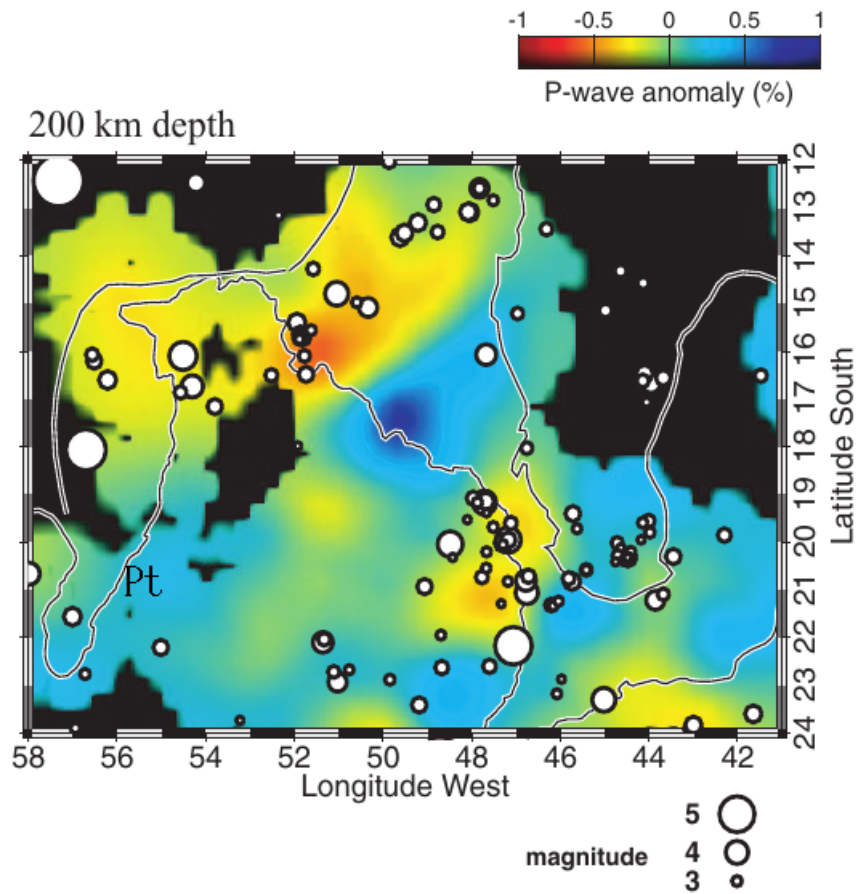


Figura 1.11: Anomalías de velocidad de onda P a 200 km de profundidad, con epicentros (círculos) de un catálogo uniforme. Pt indica la ubicación de la cuenca Pantanal. Modificado de Assumpção et al. (2004b).

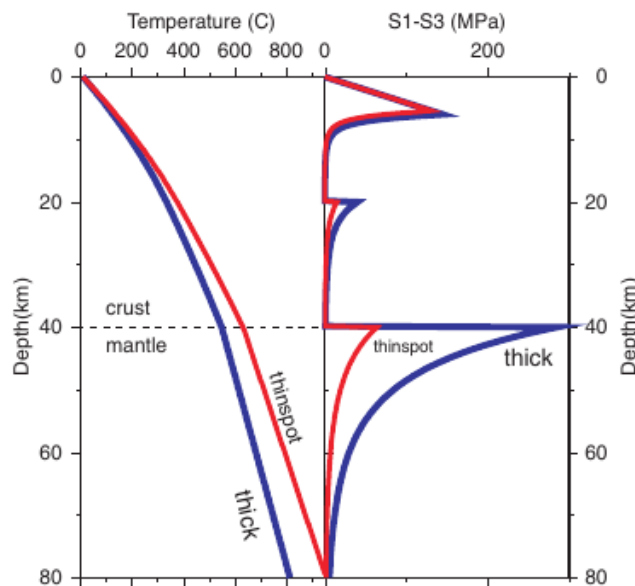


Figura 1.12: Temperatura y envolvente de resistencia a la deformación dúctil para litósfera gruesa (azul) y para litósfera fina (rojo). (Assumpção et al., 2004b).

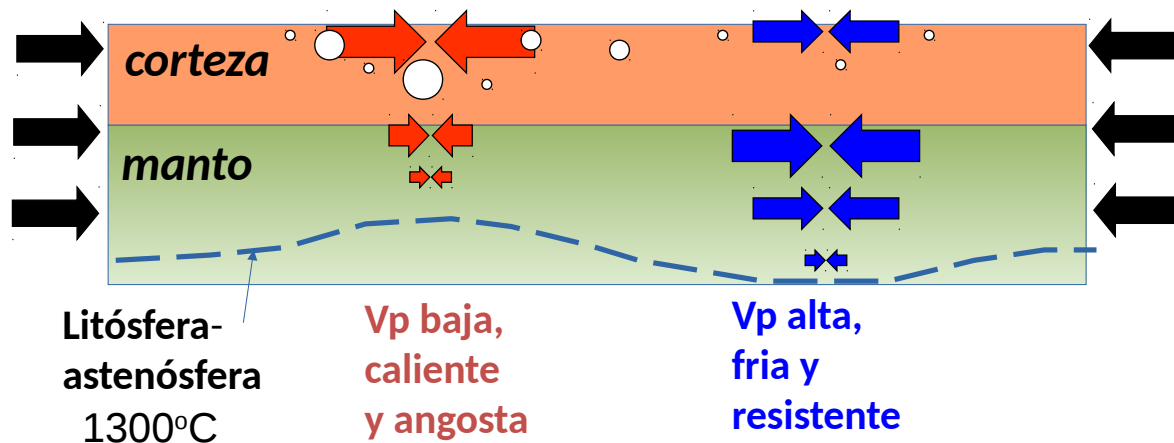


Figura 1.13: Modelo de sismicidad asociado a zonas de litósfera angosta y litósfera gruesa. Flechas negras indican esfuerzos tectónicos, flechas rojas indican esfuerzos acumulados sin generar deformación o ruptura en zonas de litósfera angosta y débil, flechas azules indican esfuerzos acumulados sin generar deformación o ruptura en zonas de litósfera gruesa y resistente. Círculos blancos representan los hipocentros, cuyos tamaños simbolizan las magnitudes de los terremotos.

1.2. Objetivos

El proyecto 3-Cuencas, financiado por la FAPESP (São Paulo State Research Foundation), el cual provee datos sismológicos para el estudio de la corteza y manto superior debajo de las cuencas de Pantanal, Paraná y Chaco-Paraná, ha permitido la instalación de nuevas estaciones banda ancha de la Red BRASIS, mejorando la resolución de los estudios sismológicos realizados en la cuenca Pantanal. Por lo tanto este trabajo tiene como objetivo general hacer uso de los datos sismológicos provenientes de estas nuevas estaciones, haciendo foco en la determinación de un nuevo modelo sísmico que aporte información sobre el origen y evolución de esta cuenca.

En este trabajo se propone estudiar la estructura litosférica de la Cuenca Pantanal, la cual se presenta como un modelo unidimensional de velocidades de onda P y S en función de la profundidad, encontrado a partir de la inversión del modo fundamental y del primer modo superior de onda Rayleigh y del modo fundamental de onda Love. El principal objetivo de esta tesis es identificar el primer modo superior de ondas superficiales en las curvas de dispersión de velocidad de grupo y de velocidad de fase, con el fin de optimizar las inversiones a la hora de hallar un nuevo modelo representativo en la cuenca Pantanal. Además, se propone encontrar la influencia que tienen los modos superiores en la resolución de este modelo. Este análisis es inédito en Sudamérica, siendo sus resultados un aporte importante al conocimiento de las estructuras profundas en el continente.

Capítulo 2

Marco Teórico

En este capítulo se propone detallar el marco teórico referente a la metodología aplicada en este trabajo, abarcando los conceptos de dispersión de ondas superficiales, velocidad de grupo y velocidad de fase, así como su tratamiento para determinar una estructura sísmica. Además se expresa la importancia de la implementación de los armónicos en el análisis y la definición de la resolución de las ondas superficiales.

2.1. Ondas sísmicas

Ante una brusca liberación de energía producto de un terremoto o una explosión, se genera un frente de ondas que se propaga por la Tierra, las cuales son llamadas *ondas sísmicas*. Estas ondas se dividen en: ondas de cuerpo y ondas superficiales (figura 2.1 (a)). Estos dos tipos de ondas se propagan por distintos medios, y luego son registradas por estaciones sismológicas a través de sismógrafos, cuyos registros serán los sismogramas (figura 2.1 (b)).

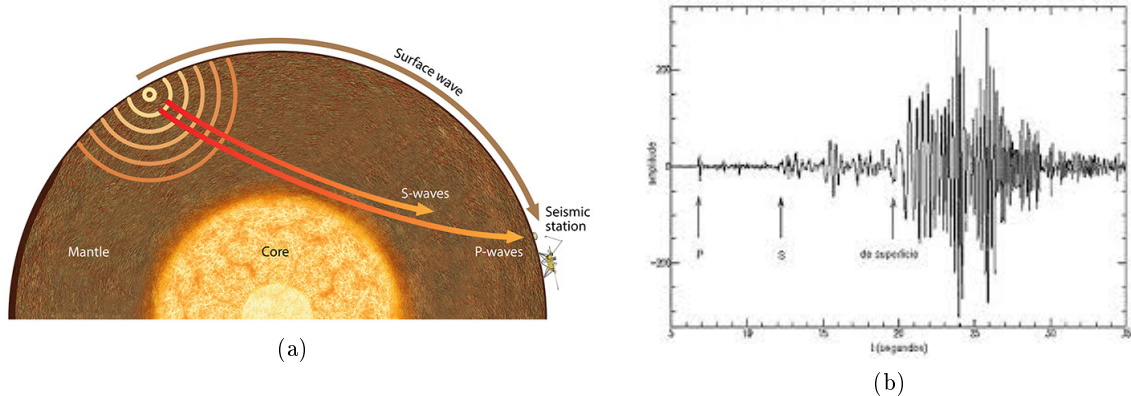


Figura 2.1: (a) Los distintos tipos de ondas propagándose por la Tierra, (b) Ejemplo de registro sísmico (sismograma).

2.1.1. Ondas de cuerpo

Las ondas de cuerpo se propagan por el interior terrestre y consisten en ondas compresionales (ondas P/ ondas primarias) y ondas transversales (ondas S/ ondas secundarias). El movimiento de partículas asociado a las ondas compresionales es paralelo a la dirección de propagación misma

de la onda, causando estiramiento y compresión de cada elemento de volumen, generando un cambio de tamaño del medio (figura 2.2 (a)). Mientras que, el movimiento de partículas asociado a las ondas S es en dirección perpendicular a la dirección de propagación misma de la onda y tiene por lo tanto componentes tanto en vertical (ondas SV) como en horizontal (ondas SH). Este movimiento de partícula transversal causa deformación de cizalla en los elementos de volumen contenidos en el medio, llevando a un cambio de forma (figura 2.2 (b)).

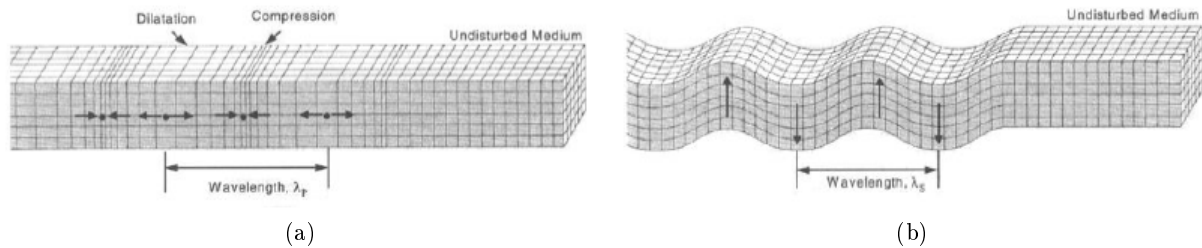


Figura 2.2: (a) Movimiento de partículas asociado a ondas P, (b) Movimiento de partículas asociado a ondas S. (Ólafsdóttir, 2014).

Sobre un mismo medio las ondas P se propagan a mayor velocidad que las ondas S, por lo que, en un sismograma, el arribo de las ondas compresionales siempre antecede al arribo de las ondas transversales. Además, las ondas compresionales tienen la característica de que se pueden propagar por cualquier medio, mientras que las ondas transversales solo pueden propagarse por medios sólidos. Un claro ejemplo en la tierra son las ondas que se propagan por el núcleo externo, que al estar en estado líquido solo permite la propagación de ondas compresionales debido a que este tipo de medios no admite esfuerzo de cizalla.

2.1.2. Ondas Superficiales

Las ondas superficiales viajan por la interfaz entre dos medios distintos, en particular cerca de la superficie de la Tierra, y son el resultado de interferencias de ondas P y S. Hay dos tipos: ondas Rayleigh y ondas Love. Las ondas Rayleigh son generadas por interferencia constructiva de ondas P y SV en la superficie, y el movimiento de partículas asociado a estas, sobre la interfaz, es el de una elipse retrógrada (figura 2.3 (a)) contenido sobre el plano vertical en la dirección de propagación definido por los ejes x y z de la figura 2.4. Las ondas Love son generadas por interferencia constructiva de ondas SH y el movimiento de partículas asociado a estas es horizontal, como se observa en la figura 2.3 (b), y esta contenido en el plano perpendicular a la dirección propagación (figura 2.4). Las ondas Love son generadas sólo cuando existe una capa de baja velocidad sobre una de mayor velocidad, mientras que las ondas Rayleigh siempre se forman ante la presencia de una superficie libre (Stein & Wysession, 2003).

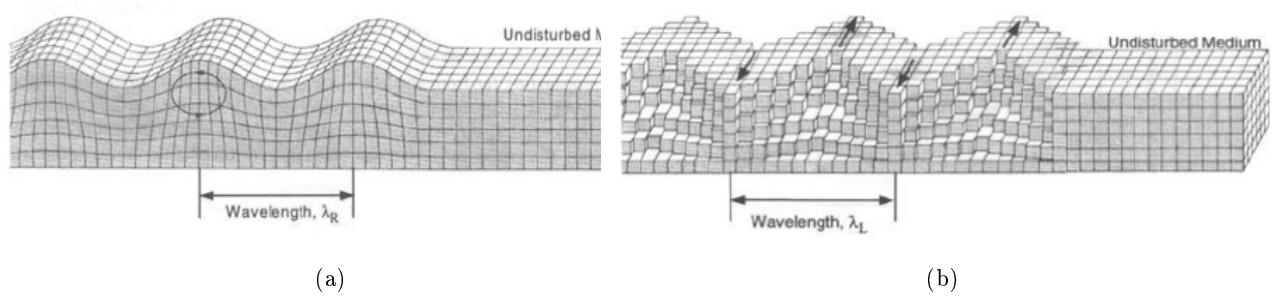


Figura 2.3: (a) Movimiento de partículas asociado a ondas Rayleigh, (b) Movimiento de partículas asociado a ondas Love. (Ólafsdóttir, 2014).

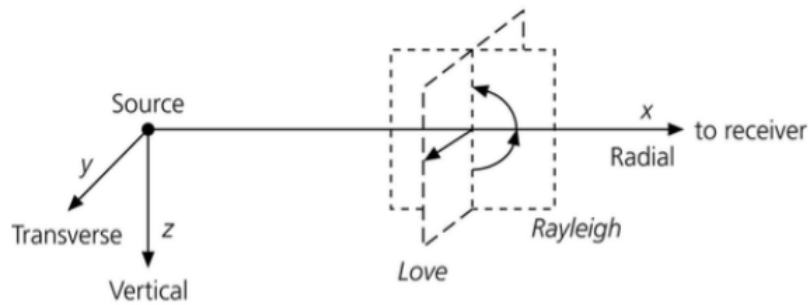


Figura 2.4: Dirección de movimiento de partículas con respecto a los planos definidos a partir de la estación y la fuente. x - z : plano paralelo a dicha dirección (ondas Rayleigh), y - z : plano transversal (ondas Love). (Stein & Wysession, 2003).

Como la propagación geométrica de estas ondas es en dos dimensiones, la energía decaerá con la distancia r desde la fuente a la estación como $\sqrt{1/r}$; en contraste a $1/r$ para las ondas de cuerpo, lo que hace que la amplitud registrada en los sismogramas sea mucho mas grande para las ondas superficiales que para las ondas de cuerpo. Esto además puede generar que las ondas superficiales recorran varias veces el globo para un terremoto de gran magnitud.

Ondas Rayleigh

Las ondas Rayleigh son de gran interés para estudios someros de la superficie terrestre así como para determinar información de las propiedades subsuperficiales de la Tierra. Como se mencionó en la sección 2.1.2 el movimiento de partículas asociado a las ondas Rayleigh está contenido en el plano definido por la dirección de propagación y el eje vertical (plano x - z en la figura 2.4). A medida que aumenta la profundidad, la amplitud de estas ondas decae exponencialmente (figura 2.5 (a)), además su movimiento de partículas cambia de elipse retrógrada a elipse prógrada (figura 2.5 (b)).

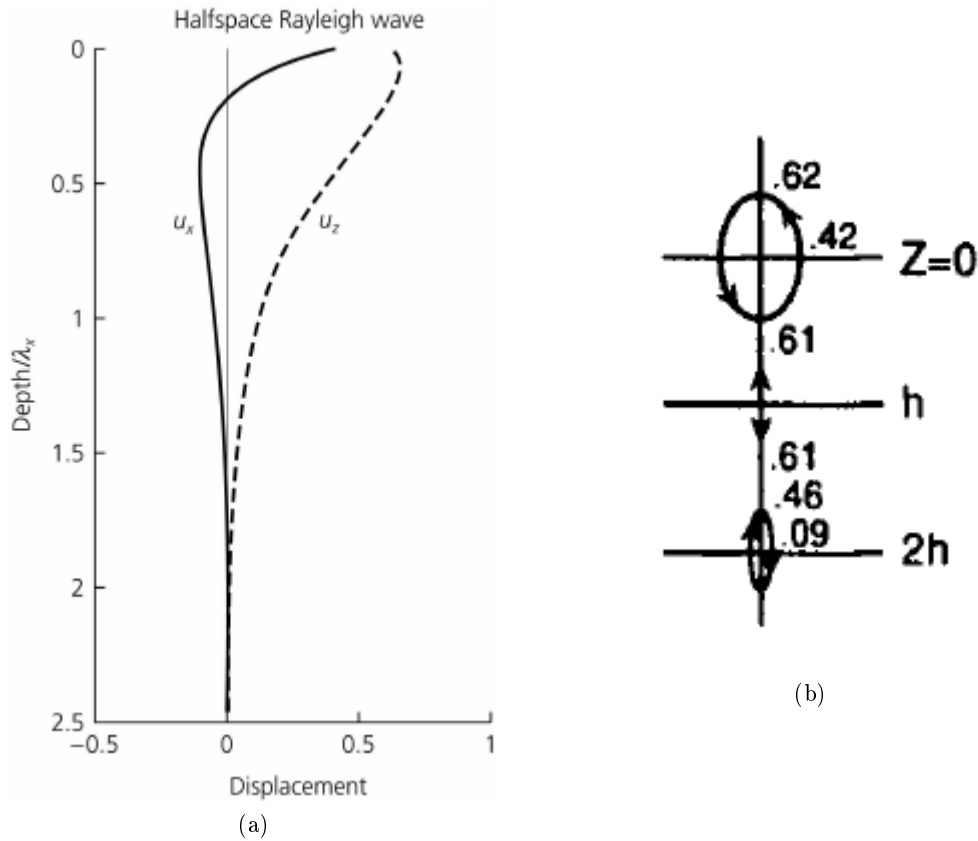


Figura 2.5: (a) Variación en profundidad de las componentes x y z del desplazamiento de una onda Rayleigh en un semiespacio compuesto por un sólido de Poisson, normalizado con la longitud de onda horizontal (Stein & Wysession, 2003), (b) Movimiento de partícula de una onda Rayleigh en función de la profundidad, variando de elipse retrógrada a elipse prógrada. (Lay & Wallace, 1995).

En estas ilustraciones se considera a las ondas Rayleigh propagándose por un semiespacio homogéneo conformado por un sólido de Poisson con velocidad de onda S igual a β . La velocidad aparente de la onda Rayleigh, en este escenario, resulta $c_x = \sqrt{(2 - 2/\sqrt{3})}\beta = 0.92\beta$. Las ondas Rayleigh también se generan en medios heterogéneos donde la velocidad aumente en profundidad. En este caso, en lugar de tener una sola velocidad aparente para todas las frecuencias, c_x es función de la frecuencia, fenómeno conocido como **dispersión**. Esta idea se ilustra en la siguiente sección desarrollando las ondas Love, las cuales, a diferencia de las ondas Rayleigh, no pueden generarse en semiespacios, y requieren de una estructura con una velocidad aumentando en profundidad.

Ondas Love

Las ondas Love resultan de la interferencia constructiva de ondas SH, como se dijo en la sección 2.1.2. La geometría esquemática en la cual se generan las ondas Love se muestra en la figura 2.6, constituida por una capa de espesor h con velocidad de onda S, β_1 , sobre un semiespacio de mayor velocidad de onda S, β_2 .

Para describir la generación de las ondas Love en la capa de baja velocidad (figura 2.6), se consideran los desplazamientos de las ondas SH como la suma de una onda incidente y otra reflejada:

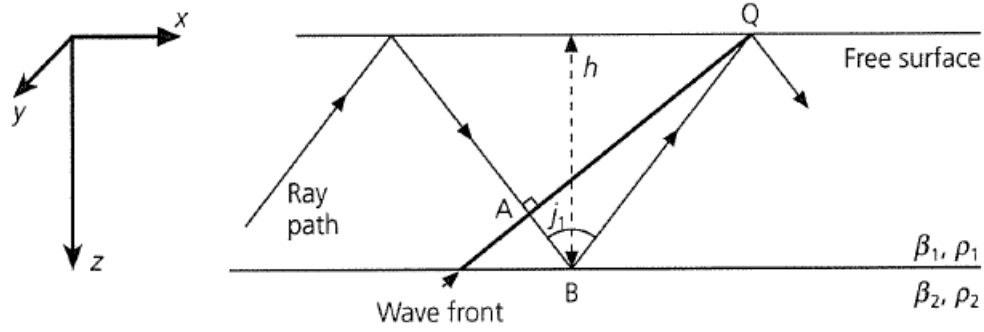


Figura 2.6: Geometría de capa sobre un semiespacio para el desarrollo de ondas Love. (Stein & Wysession, 2003).

$$u_y^-(x, z, t) = B_1 \exp(i(\omega t - k_x x - k_x r_{\beta_1} z)) + B_2 \exp(i(\omega t - k_x x + k_x r_{\beta_1} z)). \quad (2.1)$$

Donde B_1 y B_2 son las amplitudes de la onda incidente y de la onda reflejada, respectivamente, ω es la frecuencia angular, k_x es el número de onda en la dirección x , $r_{\beta_1} = (c_x^2/\beta_1^2 - 1)^{1/2}$, siendo c_x la velocidad aparente en la dirección x . Para el semiespacio se considera el desplazamiento:

$$u_y^+(x, z, t) = B' \exp(i(\omega t - k_x x - k_x r_{\beta_2} z)). \quad (2.2)$$

Donde B' es la amplitud de la onda en el semiespacio y $r_{\beta_2} = (c_x^2/\beta_2^2 - 1)^{1/2}$. Como la energía debe quedar atrapada cerca de la interfaz se debe cumplir que $\exp(-ik_x r_{\beta_2} z)$ es un exponente negativo real que decae con $z \rightarrow \infty$. Esta condición se da si la velocidad aparente es menor que la velocidad de onda S en el semiespacio, $c_x < \beta_2$, con lo que:

$$r_{\beta_2} = (c_x^2/\beta_2^2 - 1)^{1/2} = -i(1 - c_x^2/\beta_2^2)^{1/2} = -ir_{\beta_2}^* \quad (2.3)$$

Las amplitudes B_1 , B_2 , y B' se determinan a partir de las condiciones de contorno para la superficie libre y para la interfaz entre la capa y el semiespacio. En la superficie libre, $z = 0$, las tensiones se anulan para todo x y t ,

$$\sigma_{yz}(x, 0, t) = \mu_1 \left(\frac{\partial u_y^-}{\partial z} \right) (x, 0, t) = \mu_1 (ik_x r_{\beta_1}) (B_2 - B_1) \exp(i(\omega t - k_x x)) = 0 \quad (2.4)$$

con lo que $B_1 = B_2$. En la interfaz $z = h$, el desplazamiento debe ser continuo para todo x y t ,

$$B_1 [\exp(-ik_x r_{\beta_1} h) + \exp(ik_x r_{\beta_1} h)] = B' \exp(-ik_x r_{\beta_2} h). \quad (2.5)$$

Además, las tensiones tangenciales σ_{yz} también deben ser continuas en la interfaz para todo x y t ,

$$\mu_1(-ik_x r_{\beta_1})B_1[\exp(-ik_x r_{\beta_1} h) - \exp(ik_x r_{\beta_1} h)] = \mu_2(-ik_x r_{\beta_2})B' \exp(-ik_x r_{\beta_2} h). \quad (2.6)$$

Combinando las exponenciales complejas en senos y cosenos, las condiciones 2.5 y 2.6 pueden ser escritas como

$$\begin{cases} 2B_1 \cos(k_x r_{\beta_1} h) = B' \exp(-ik_x r_{\beta_2} h) \\ 2i\mu_1 r_{\beta_1} B_1 \sin(k_x r_{\beta_1} h) = -\mu_2 r_{\beta_2} B' \exp(-ik_x r_{\beta_1} h) \end{cases} \quad (2.7)$$

Dividiendo la segunda condición por la primera, se obtiene:

$$\tan(k_x r_{\beta_1} h) = \frac{(-\mu_2 r_{\beta_2})}{(i\mu_1 r_{\beta_1})} = \frac{(\mu_2 r_{\beta_2}^*)}{(\mu_1 r_{\beta_1})}. \quad (2.8)$$

La ecuación 2.8 tiene un significado importante. Esta ecuación da la relación entre el número de onda horizontal k_x , y la velocidad aparente horizontal c_x , que debe ser satisfecha para que las ondas Love existan. Del hecho que $c_x = \omega/k_x$, resulta que para una dada velocidad aparente, las ondas Love tienen específicos números de onda y por lo tanto frecuencias angulares. Alternativamente, para un dado período o frecuencia angular, las ondas Love tienen una ciertas velocidades aparentes o números de onda. Por lo tanto, diferentes frecuencias tienen diferentes velocidades aparentes, fenómeno que se conoce como **dispersión** y la relación dada por la ecuación 2.8 se denomina *relación de dispersión*.

La relación de dispersión 2.8 puede ser escrita en función de dos de los parámetros relacionados c_x , ω y k_x . En particular para hallar las soluciones, se puede escribir en función de la frecuencia y la velocidad aparente como:

$$\tan[(\omega h/c_x)(c_x^2/\beta_1^2 - 1)^{1/2}] = \frac{\mu_2(1 - c_x^2/\beta_2^2)^{1/2}}{\mu_1(c_x^2/\beta_1^2 - 1)^{1/2}}. \quad (2.9)$$

Como la función tangente esta definida para valores reales, las raíces cuadradas deben ser reales, por lo que la velocidad aparente queda restringida por $\beta_1 < c_x < \beta_2$. Para analizar gráficamente se define la variable ζ como:

$$\zeta = (h/c_x)(c_x^2/\beta_1^2 - 1)^{1/2}, \quad (2.10)$$

por lo que para el rango permitido de velocidades aparentes, $\zeta = 0$ para $c_x = \beta_1$, y $\zeta_{max} = h(1/\beta_1^2 - 1/\beta_2^2)^{1/2}$ para $c_x = \beta_2$. Por lo que la ecuación 2.9 se define:

$$\tan(\omega\zeta) = \left(\frac{\mu_2(1 - c_x^2/\beta_2^2)^{1/2}}{\mu_1} \right) \left(\frac{h}{c_x\zeta} \right). \quad (2.11)$$

Las dos funciones definidas en ambos miembros de la ecuación 2.11 son graficadas en las figuras 2.7. El lado izquierdo de la ecuación 2.11, tiene sus ceros para $\zeta = n\pi/\omega$ y tiende a infinito para $\zeta = \pi/2\omega$, $3\pi/2\omega$, etc. El lado derecho de la ecuación, con comportamiento hiperbólico debido a su dependencia con $1/\zeta$, tiende a infinito para $c_x = \beta_1$, donde $\zeta = 0$, y decae monótonamente a cero para $c_x = \beta_2$, donde $\zeta = \zeta_{max}$. Las soluciones existen donde

las dos curvas se intersectan, dando los valores de ζ y por lo tanto c_x de la onda Love para una determinada frecuencia ω . Las diferentes soluciones son los *modos*, por lo que para una dada frecuencia existen varios modos, cada uno con una velocidad aparente correspondiente. La primer solución a la izquierda, con la velocidad aparente c_x mas baja, corresponde al llamado *modo fundamental*, mientras que las demás soluciones serán los *modos superiores*, o *armónicos*, enumerados de 1 a n . En este trabajo se ha utilizado el primer armónico o modo superior con el fin de aportar información a mayores profundidades para un determinado período. Además se realizó un análisis de su sensibilidad en profundidad (sección 4.3).

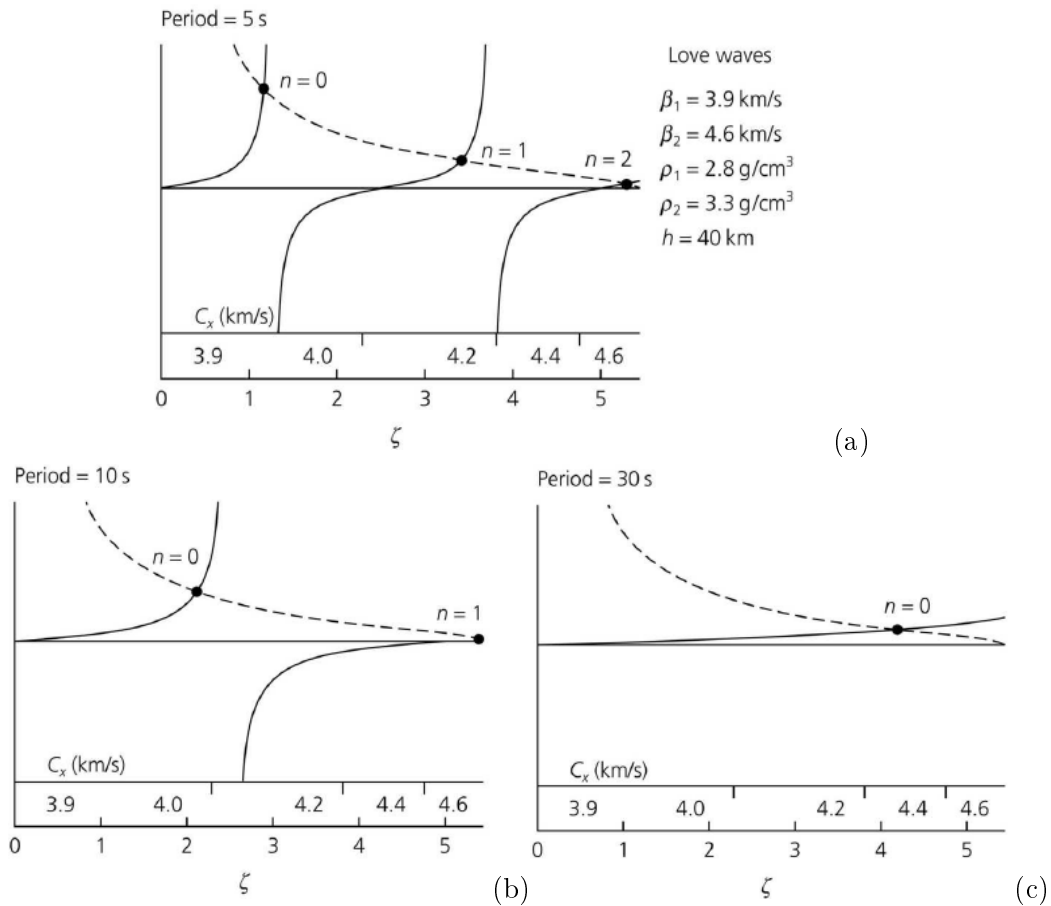


Figura 2.7: Soluciones gráficas para la relación de dispersión de ondas Love para una capa sobre un semiespacio. Las líneas sólidas representan la función $\tan(\omega\zeta)$ y las líneas punteadas representan el lado derecho de la ecuación 2.11. Las soluciones están graficadas para períodos de (a) 5 segundos, (b) 10 segundos, y (c) 30 segundos. (Stein & Wysession, 2003).

La figura 2.7 ilustra la ecuación 2.11 para tres diferentes períodos, para un modelo de corteza de 40 km de espesor con $\beta_1 = 3.9 \text{ km/s}$ y $\rho_1 = 2.8 \text{ g/cm}^3$, sobre un semiespacio, representando al manto, con $\beta_2 = 4.6 \text{ km/s}$ y $\rho_2 = 3.3 \text{ g/cm}^3$.

Para un dado rango de ζ se observa que a medida que el período de la onda aumenta hay menos soluciones posibles, debido a que hay menos curvas de la función tangente disponibles, y como resultado, habrán menos soluciones de c_x . Esto genera que para períodos considerablemente grandes, solo existirá el modo fundamental.

A partir de estas soluciones, se pueden calcular las diferentes velocidades aparentes para diferentes períodos. Esto da como resultado la llamada *curva de dispersión*, y se ilustra en la

figura 2.8. Para períodos grandes, existe solamente el modo fundamental, mientras que para períodos menores también existen los modos superiores. Esto se observa claramente en el ejemplo de la figura 2.7 para períodos de 5 seg, 10 seg, y 30 seg. El máximo período definido para cada armónico, tiene una velocidad aparente c_x que tiende a la velocidad del semiespacio β_2 , por lo que para cada modo, los períodos mas grandes, aproximan las velocidades aparentes a la velocidad del semiespacio, mientras que para los cortos períodos, la velocidad aparente c_x tiende a la velocidad de la capa, β_1 .

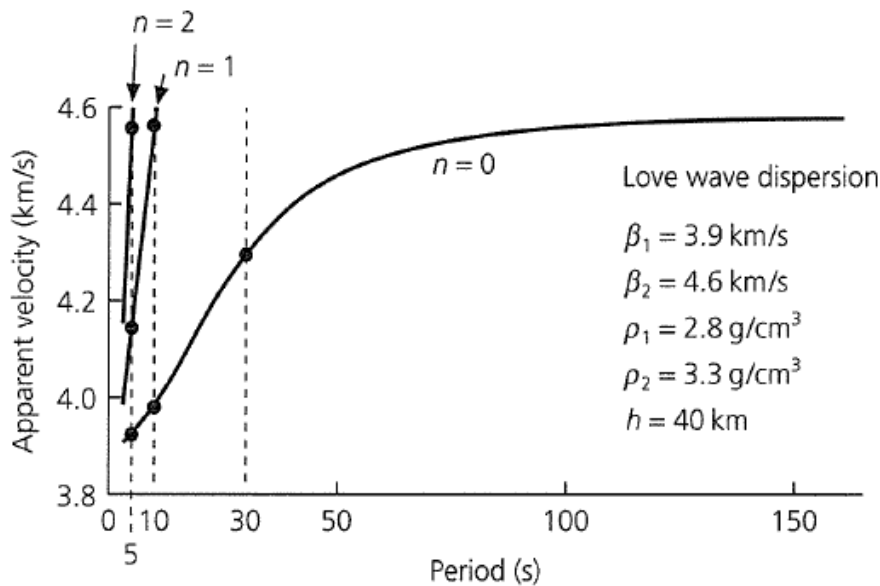


Figura 2.8: Curvas de dispersión para una onda Love en un medio compuesto por una capa sobre un semiespacio, con $\beta_1 < \beta_2$. (Stein & Wysession, 2003).

Las variaciones en el desplazamiento en las direcciones x y z se muestran en la figura 2.9 (a). Se pueden observar las variaciones horizontales para los tres períodos analizados previamente. Como la velocidad aparente aumenta con el período, la longitud de onda horizontal aumenta para cada rama o armónico. Para un dado período, a medida que se consideran modos superiores, se tendrán mayores velocidades aparentes y consecuentemente mayores longitudes de onda.

La variación en profundidad, conocido como *núcleo de sensibilidad* (figura 2.9 (b)), es diferente para cada modo. Para una dada rama, la profundidad de penetración en el semiespacio aumenta con el período, esto se ve con el modo fundamental a 30 segundos de período. Además, para un dado período, el modo superior oscila mas rápidamente con la profundidad en la capa, o sea que cambia el signo del desplazamiento mas frecuentemente. Sin embargo, en el semiespacio los modos superiores decaen mas lentamente y por lo tanto penetran a mayor profundidad.

La dispersión de las ondas Rayleigh y Love puede ocurrir en medios cuyas propiedades varían en profundidad de formas mas complicadas. Además, el fenómeno de dispersión resulta del hecho de que las ondas Rayleigh y Love a diferentes períodos tienen distintas amplitudes de desplazamiento con la profundidad, y las propiedades intrínsecas del medio cambian. Esto se puede observar en la figura 2.10 donde distintas componentes del paquete de ondas superficiales, las cuales poseen distintas longitudes de onda λ , alcanzan distintas profundidades del medio, y si

éste posee un aumento de velocidad con la profundidad, longitudes de onda mayores viajarán a mayores velocidades. Como resultado de esto, el análisis de la dispersión es muy valioso para el estudio de la estructura interna de la Tierra. En la figura 2.11 se muestran ejemplos de curvas de dispersión los cuales demuestran la intrínseca relación entre la forma de estas curvas y la estructura definida por la trayectoria realizada por estas ondas.

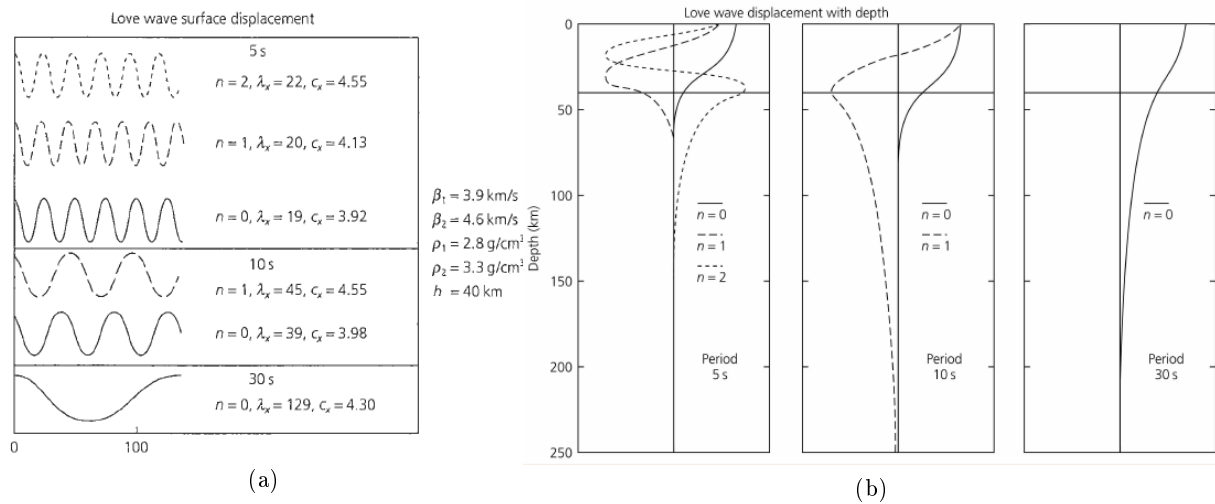


Figura 2.9: Variación en el desplazamiento sobre la superficie (a), y en función de la profundidad (b). (Stein & Wysession, 2003).

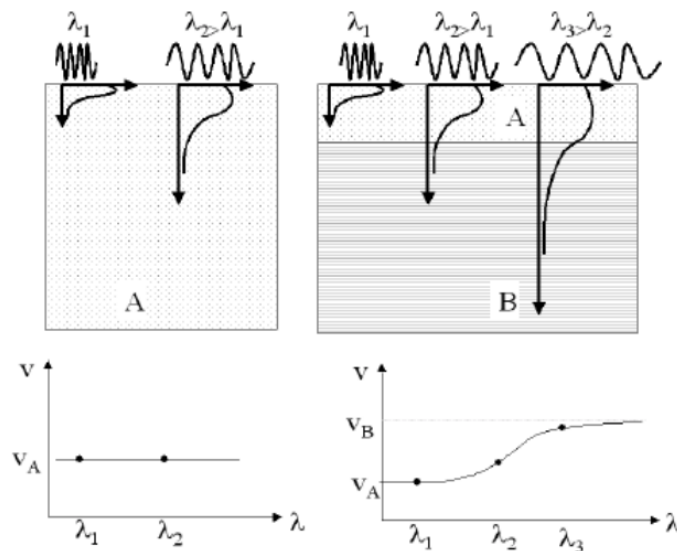


Figura 2.10: Las ondas superficiales con distinta longitud de onda, λ , que penetran en un medio homogéneo (izquierda) presentan velocidad constante. Para un medio heterogéneo (derecha) la velocidad depende de la longitud de onda. (Rosa, 2015).

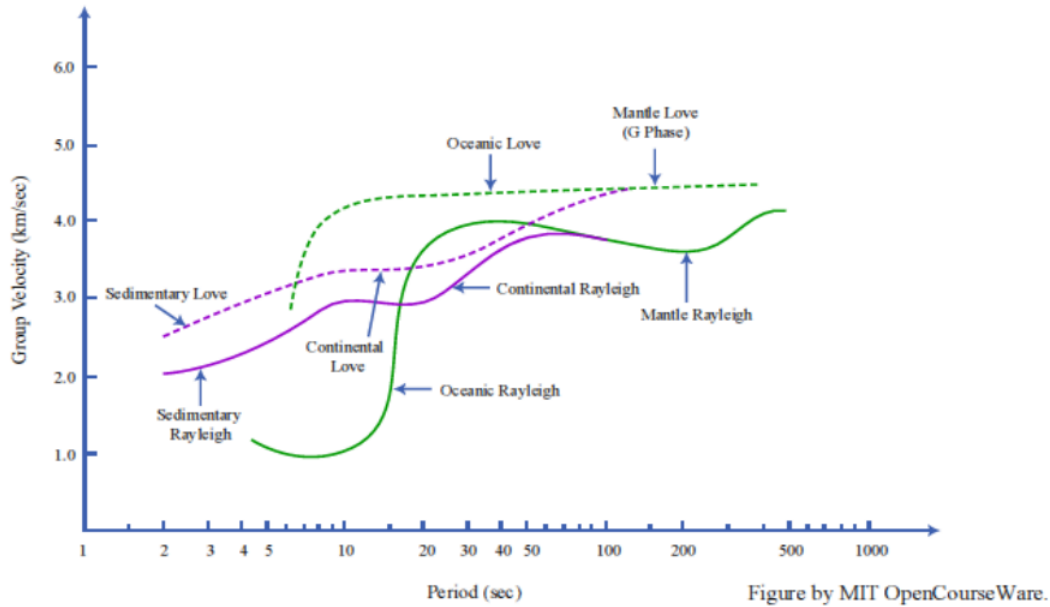


Figura 2.11: Ejemplos de curvas de dispersión para distintos tipos de trayectorias oceánicas (líneas verdes) y continentales (líneas violeta), extraído de MIT (*Massachusetts Institute of Technology*) *Open Course Ware* (2008), (<http://ocw.mit.edu>).

2.2. Velocidad de grupo y velocidad de fase

Para analizar la dispersión de ondas superficiales con mas detalle, se considera primero un ejemplo simple, de dos ondas armónicas sumadas con frecuencias angulares y números de onda ligeramente diferentes (figura 2.13 (a)):

$$u(x, t) = \cos(\omega_1 t - k_1 x) + \cos(\omega_2 t - k_2 x). \quad (2.12)$$

Las frecuencias angulares y números de onda pueden ser escritos en función de sus promedios y sus variaciones:

$$\begin{aligned} \omega_1 &= \omega + \delta\omega, & \omega_2 &= \omega - \delta\omega, & \omega &\gg \delta\omega, \\ k_1 &= k + \delta k, & k_2 &= k - \delta k, & k &\gg \delta k. \end{aligned} \quad (2.13)$$

Sustituyendo en 2.12 y simplificando la suma de los cosenos:

$$\begin{aligned} u(x, t) &= \cos(\omega t + \delta\omega t - kx - \delta kx) + \cos(\omega t - \delta\omega t - kx + \delta kx) \\ &= 2 \cos(\omega t - kx) \cos(\delta\omega t - \delta kx). \end{aligned} \quad (2.14)$$

Por lo que la suma de dos ondas armónicas es un producto de dos funciones coseno, en la que el segundo coseno corresponde a una onda de frecuencia $\delta\omega \ll \omega$, con lo que varía poco con el tiempo. Similarmente pasa con el término del número de onda espacial $\delta k \ll k$. Lo que resulta en una onda *portadora* con frecuencia ω y número de onda k , superpuesta sobre una *envolvente* con frecuencia $\delta\omega$ y número de onda δk (figura 2.12 (b)).

Examinando cuando la fase de cada término permanece constante se observa que cada onda viaja a diferente velocidad. La velocidad a la que se propaga la envolvente es la *velocidad de grupo*:

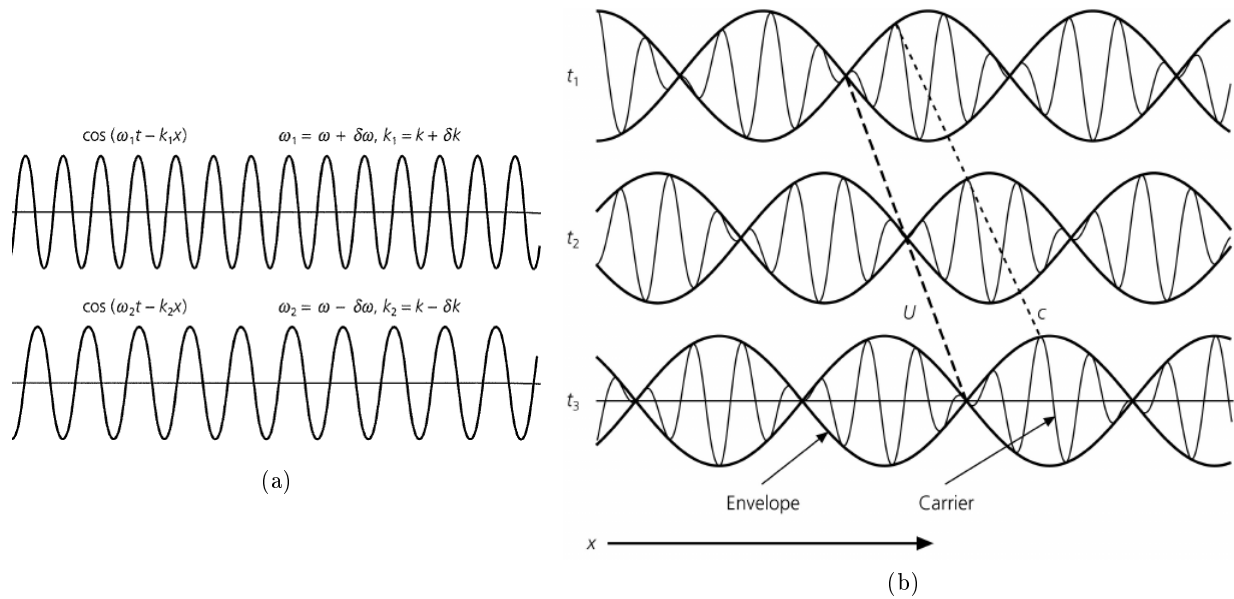


Figura 2.12: (a) Dos sinusoidales con frecuencias y números de ondas ligeramente diferentes, (b) Su suma en función del tiempo. (Stein & Wysession, 2003).

$$U = \delta\omega / \delta k, \tag{2.15}$$

mientras que la velocidad de la portadora es la *velocidad de fase*:

$$c = \omega / k. \tag{2.16}$$

Para analizar ondas dispersivas se hace uso del análisis de Fourier, donde la onda se descompone en las frecuencias que la componen. Para una función $f(t)$, su *transformada de Fourier* será:

$$F(\omega) = \int_0^\infty f(t) e^{-i\omega t} dt \tag{2.17}$$

donde $F(\omega)$ es generalmente una función compleja. Similarmente $f(t)$ y $F(\omega)$ están relacionadas por la *inversa de Fourier*:

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^\infty F(\omega) e^{i\omega t} d\omega. \tag{2.18}$$

Por lo que la función en tiempo $f(t)$ puede ser escrita como una integral sobre frecuencias angulares de la función exponencial $e^{i\omega t}$, pesada por su valor de la transformada para esa frecuencia angular, $F(\omega)$. Como la transformada de Fourier es compleja, puede ser escrita como:

$$F(\omega) = A(\omega) e^{i\Phi(\omega)} \tag{2.19}$$

en función de su magnitud, $A(\omega) = |F(\omega)|$, y su fase, $\Phi(\omega)$. Por lo que la transformada de Fourier representa una serie de tiempo a partir de dos funciones de la frecuencia angular: el *espectro de amplitud*, $A(\omega)$, y el *espectro de fase*, $\Phi(\omega)$.

La transformada inversa de Fourier permite expresar el campo de desplazamiento $u(x, t)$ como una integral sobre ondas armónicas planas para todas las frecuencias:

$$u(x, t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} A(\omega) \exp i[\omega t - k(\omega)x + \phi_i(\omega)] d\omega. \quad (2.20)$$

En esta formulación, el número de onda $k(\omega)$ y la amplitud $A(\omega)$, de cada onda armónica plana son funciones de la frecuencia angular. Para cada frecuencia angular, la fase:

$$\Phi(\omega) = \omega t - k(\omega)x + \phi_i(\omega) \quad (2.21)$$

tiene dos partes. El término $\omega t - k(\omega)x$ da la variación de la fase debido a la propagación de la onda armónica, o sea que depende tanto del tiempo (ωt) como del espacio ($k(\omega)x$). Superficies de fase constante viajan con velocidad de fase:

$$c(\omega) = \omega/k(\omega) \quad (2.22)$$

que variará como función de la frecuencia angular. El otro término, $\phi_i(\omega)$, incluye los efectos de la fase inicial de la onda cuando fue generada en la fuente sísmica y depende del mecanismo focal del terremoto.

Para encontrar la velocidad de grupo con la que se propaga la energía en la banda de frecuencias angulares entre $\omega_0 - \Delta\omega$ y $\omega_0 + \Delta\omega$, primero se aproxima el número de onda $k(\omega)$ con el primer orden del desarrollo de Taylor alrededor de ω_0 ,

$$k(\omega) \approx k(\omega_0) + \left. \frac{dk}{d\omega} \right|_{(\omega_0)} (\omega - \omega_0). \quad (2.23)$$

Sustituyendo esta expresión en la ecuación de la transformada inversa de Fourier 2.20, sumando y restando $\omega_0 t$ y reagrupando da:

$$u(x, t) \approx \frac{1}{2\pi} \int_{\omega_0 - \Delta\omega}^{\omega_0 + \Delta\omega} A(\omega) \exp \left[i \left((\omega - \omega_0) \left(t - \left. \frac{dk}{d\omega} \right|_{(\omega_0)} x \right) + (\omega_0 t - k(\omega_0)x) + \phi_i(\omega) \right) \right] d\omega. \quad (2.24)$$

El segundo término del argumento de la exponencial, $(\omega_0 t - k(\omega_0)x)$, describe una onda con frecuencia angular promedio ω_0 propagándose con velocidad de fase $c(\omega_0) = \omega_0/k(\omega_0)$. En contraste, el primer término describe un grupo de ondas con frecuencia angular promedio ω_0 propagándose con velocidad de grupo $U(\omega_0)$ dado por la condición de que $t - \left. \frac{dk}{d\omega} \right|_{(\omega_0)} x$ permanece constante, por lo que:

$$U(\omega_0) = \left[\left. \frac{dk}{d\omega} \right|_{(\omega_0)} \right]^{-1} \quad (2.25)$$

Si la señal tiene energía sobre un amplio rango de frecuencias angulares, la velocidad de grupo para cualquier frecuencia angular queda:

$$U(\omega) = \frac{d\omega}{dk}. \quad (2.26)$$

Para cualquier frecuencia angular, la velocidad de grupo esta relacionada con la velocidad de fase como:

$$U = \frac{d\omega}{dk} = \frac{d(ck)}{dk} = c + k \frac{dc}{dk}. \quad (2.27)$$

Si se piensa en función de longitud de onda, queda:

$$U = c - \lambda \frac{dc}{d\lambda}. \quad (2.28)$$

Si una onda no fuera dispersiva, diferentes longitudes de onda viajarían a la misma velocidad de fase, con lo que $dc/d\lambda = 0$, y las velocidades de fase y de grupo serían iguales (Stein & Wysession, 2003).

En la figura 2.13 se ilustran las curvas de velocidad de grupo y velocidad de fase para el modo fundamental de la onda Love, en un medio compuesto por una capa y un semiespacio de velocidad mayor.

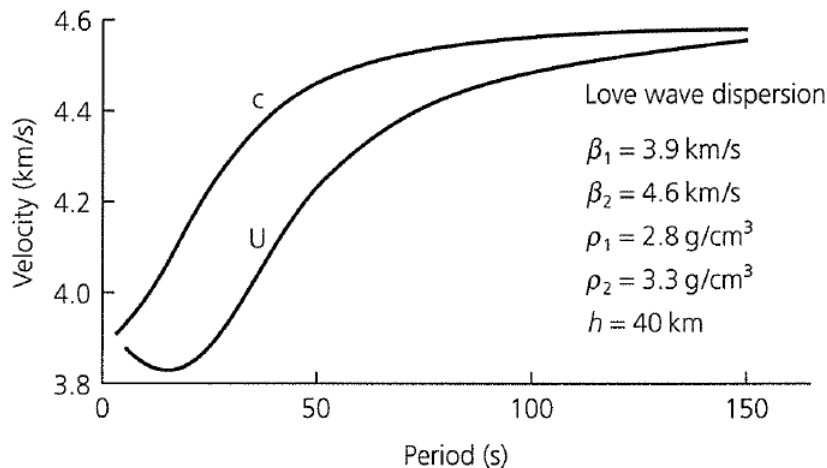


Figura 2.13: Modo fundamental de onda Love para velocidad de fase (c) y velocidad de grupo (U) (Stein & Wysession, 2003).

Las curvas de velocidad de grupo y de fase brindan valiosa información de la estructura interna de la tierra y en particular en este trabajo estas curvas son calculadas para la región de estudio con el fin de encontrar esta estructura. Mas adelante (secciones 3.3 y 3.4) se desarrolla la metodología propicia para determinar estas curvas.

2.3. Sobre la resolución de las ondas superficiales

Un aspecto importante a tener en cuenta en el análisis de las velocidades de las ondas superficiales es su resolución en profundidad. Esto es la capacidad que poseen estas ondas para recuperar información sobre los parámetros del medio (densidad y velocidades de ondas P y S) para diferentes profundidades. Por ello se analiza la sensibilidad de las velocidades a estos parámetros. Los llamados *kernels* o *núcleos de sensibilidad*, que muestran la relación entre las velocidades de dispersión y la estructura de la Tierra, se obtienen calculando la derivada parcial

de la velocidad de dispersión respecto a los otros parámetros (velocidad de la onda S, densidad, profundidad).

En general las mediciones de dispersión de la velocidad de las ondas superficiales son principalmente sensibles a los cambios en las velocidades de la onda S, siendo la velocidad de grupo más sensible que la velocidad de fase a estos cambios para las zonas más superficiales. (Rosa, 2015).

La figura 2.14 muestra los núcleos de sensibilidad de la velocidad de grupo relativos a la velocidad β de la onda S ($\partial U/\partial\beta$), característicos de las ondas Rayleigh y Love para diferentes períodos, considerando una estructura típica de corteza continental de 30 km de espesor con un espesor de sedimentos de 5 km (Pasyanos, 2005).

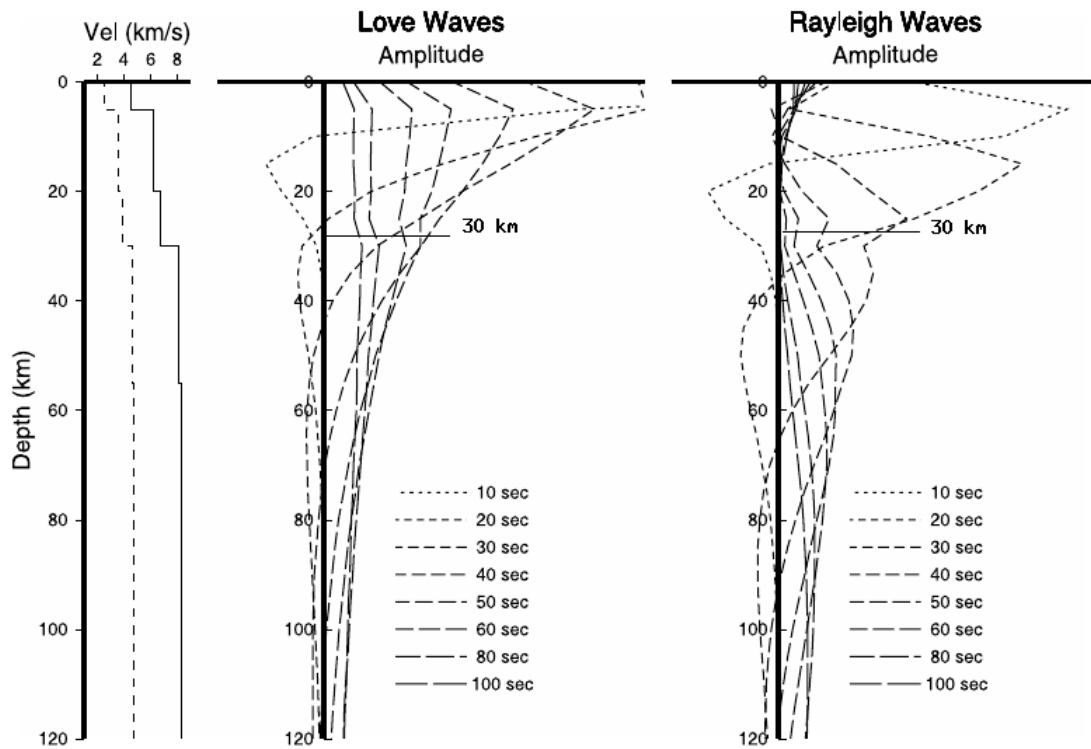


Figura 2.14: Núcleos de sensibilidad ($\partial U/\partial\beta$) para ondas Love (centro) y Rayleigh (derecha), para períodos desde 10 a 100 s para un perfil de velocidades típico para corteza continental. Las velocidades de onda P y S, son marcadas con líneas sólidas y punteadas, respectivamente. (Pasyanos, 2005).

Se observa que las velocidades de grupo son sensibles a los cambios en los parámetros del medio a mayor profundidad a medida que el período aumenta. Lo mismo sucede con las velocidades de fase a distintos períodos. Además el valor máximo de los núcleos de sensibilidad se profundiza y su forma se ensancha a mayores períodos.

Si se compara la sensibilidad de las ondas Rayleigh con la de las ondas Love para el mismo período, se observa que las ondas Love son más sensibles en la parte más superficial. Por ejemplo, las ondas Rayleigh de 30 s permiten resolver estructuras a 25 km de profundidad aproximadamente, mientras que las ondas Love para ese período permitirían resolver estructuras más someras del orden de 10 km. Para períodos mayores, los núcleos de sensibilidad de las ondas Love continúan siendo sensibles a estructuras someras, siendo su forma más plana y sin picos. Contrariamente,

los núcleos de las ondas Rayleigh presentan varios picos a mayores profundidades.

Si se compara la variación de los núcleos para ambas ondas considerando distintos períodos, es evidente que los núcleos de las ondas Rayleigh son más completos en el sentido de que las observaciones para diferentes períodos son más sensibles a los cambios en las propiedades sísmicas a diferentes profundidades. Por lo que las ondas Rayleigh son más sensibles a los parámetros del modelo que las ondas Love; sin embargo, ninguna de estas observaciones permitiría obtener un modelo único de la estructura.

2.4. Sobre los modos superiores

En este trabajo se busca analizar la estructura profunda de la cuenca Pantanal, y como se ilustró en la sección 2.1.2, a medida que la velocidad aparente de una cierta onda superficial se incrementa con respecto a un determinado período, la longitud de onda será mayor, con lo que también lo será el alcance de la sensibilidad para esa onda. Esto sucede claramente con los modos superiores cuando se los compara con el modo fundamental. Esto se ve reflejado en diversos trabajos publicados donde se busca estudiar propiedades a mayor profundidad como por ejemplo Cara (1979), Debayle & Ricard (2012), Snoke & James (1997), etc.

Panza & Scalera (1978) ilustran la energía en función de la profundidad para una onda Rayleigh para un período de 30 segundos, comparando los distintos modos, observándose así el alcance mayor que poseen en profundidad los modos superiores (figura 2.15). Esto también se mencionó cuando se dieron los conceptos teóricos en la sección 2.1.2, en la figura 2.9 (b).

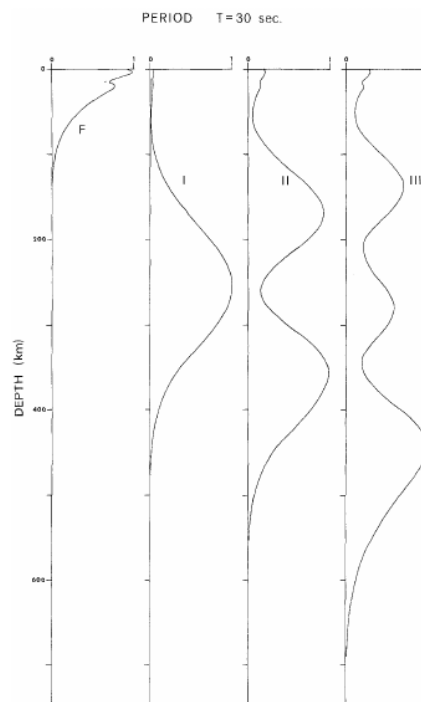


Figura 2.15: Energía normalizada en función de la profundidad para modos fundamental, I, II y III, para una onda Rayleigh de período de 30 segundos (Panza & Scalera, 1978).

Levshin et al. (2005) estudian la factibilidad de las observaciones del primer armónico y que ventajas tienen estos a la hora de determinar estructuras. Este armónico provee información importante para reducir el número de modelos aceptables de velocidades de corteza y espesores, y ayuda a resolver las ambigüedades que pueden llegar a aparecer entre estructuras corticales y mantélicas, así, de este modo, mejorar la resolución de estructuras del manto superior. Levshin et al. (2005) además afirman que los primeros armónicos son mejor excitados por eventos producidos a mayor profundidad que la corteza superior y se propagan más eficientemente en regiones continentales donde la corteza es gruesa, promoviendo así, la observación de un mayor rango de períodos. Este análisis no fue hecho nunca en Sudamérica, con lo que en este trabajo se propone realizar un estudio empírico de la factibilidad de observación del primer armónico para el continente.

Capítulo 3

Metodología

3.1. Datos

Como se discutió en el capítulo 2, los frentes de ondas generados por los terremotos propagándose por la Tierra, brindan información valiosa para predecir las estructuras en sub-superficie. En particular para este trabajo se han analizado 16 terremotos ocurridos en la zona de la subducción de la placa de Nazca de magnitudes mayores a 5.8 mb, con profundidades menores a los 80 *km*. La lista de estos eventos es proporcionada en el cuadro 3.1, donde se dispone del nombre del evento (el formato del nombre es "año.día juliano.hora origen"), ubicación geográfica, profundidad y magnitud. Como se discutió en la sección 2.4, los modos superiores son mejor excitados a profundidades medias, además de que esta energía se propagará mas eficientemente si la trayectoria es mayormente de tipo continental. Por eso se han elegido eventos producidos en la zona andina, debido a sus profundidades variables, y la capacidad de generación de eventos de magnitud elevada que esta zona tiene. Además, las distancias epicentrales son suficientemente grandes como para contar con un desarrollo adecuado de la dispersión, sin llegar a perder energía en los modos superiores.

La distribución de estaciones sismológicas banda ancha, pertenecientes a la red BRASIS (Brazilian Seismic Network Stations) se ilustra en la figura 3.1, donde las estaciones de color rojo son las pertenecientes a la red XC, cuyo funcionamiento inicia a mediados del año 2016 y fueron instaladas en el marco del proyecto 3-Cuencas (Pantanal-Chaco-Parana Basins: Crust and Upper Mantle Seismic Structure and Evolution. <http://www.moho.iag.usp.br/about/projects/PCPB>), financiado por la FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo) y del cual participan instituciones de América y Europa, entre las cuales se encuentra la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas (Universidad Nacional de La Plata), por medio del Departamento de Sismología e Información Meteorológica. Mientras que, las estaciones de color verde son las pertenecientes a las red BL (AQDB y PP1B) y a la red BR (PTLB y SALV), cuyo inicio de funcionamiento es anterior al de la red XC. En el cuadro 3.2 se detalla la ubicación de las estaciones, y sus fechas de inicio y fin de funcionamiento.

| Evento | Latitud | Longitud | Profundidad(km) | Magnitud(mb) |
|-------------------|---------------|---------------|-----------------|--------------|
| 2018.250.02.08.54 | 2°15'35.81"S | 78°17'21.16"W | 60.564 | 6.3 |
| 2018.100.10.14.19 | 20°28'32.84"S | 71°18'53.82"W | 40.712 | 6.4 |
| 2018.014.09.13.58 | 15°44'57.98"S | 74°9'10.12"W | 43.96 | 7.3 |
| 2017.283.06.26.23 | 18°30'12.13"S | 69°34'27.05"W | 63.117 | 6.3 |
| 2017.163.02.38.34 | 31°30'4.39"S | 71°37'43.97"W | 26 | 5.8 |
| 2016.207.17.21.07 | 26°1'42.82"S | 70°5'56.8"W | 71.896 | 6.1 |
| 2015.353.19.20.01 | 30°36'9.47"S | 71°5'58.16"W | 46 | 6.3 |
| 2015.311.07.26.43 | 30°52'41.84"S | 72°12'7.7"W | 42 | 6.8 |
| 2015.269.02.46.16 | 30°43'8.11"S | 71°10'33.82"W | 28 | 6.8 |
| 2015.265.07.07.59 | 31°24'13.21"S | 71°0'54.68"W | 10 | 6.3 |
| 2015.264.17.35.06 | 31°39'2.95"S | 71°16'18.37"W | 25 | 6.4 |
| 2015.264.05.34.40 | 31°29'28.1"S | 71°21'1.76"W | 23 | 6.0 |
| 2015.262.12.47.41 | 32°19'48"S | 72°3'36"W | 18 | 6.2 |
| 2015.262.05.01.51 | 29°38'24"S | 72°4'48"W | 6 | 6.1 |
| 2015.260.03.50.07 | 31°3'46.91"S | 71°19'38.1"W | 35 | 6.4 |
| 2014.235.22.27.41 | 32°42'0"S | 71°26'24"W | 32 | 6.4 |

Cuadro 3.1: Tabla de eventos

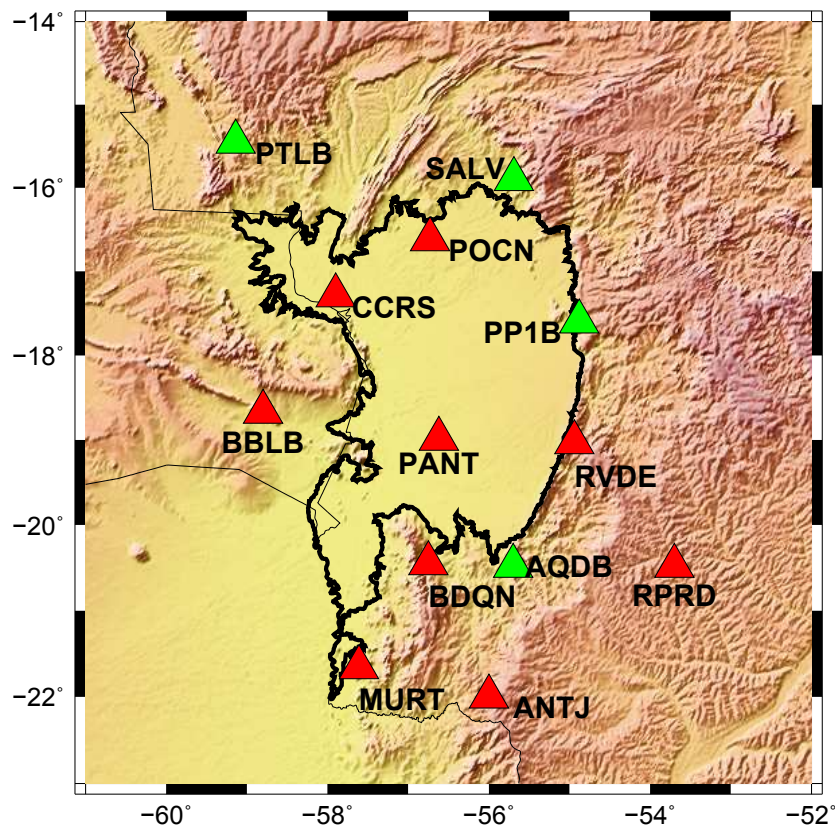


Figura 3.1: Distribución de estaciones sismológicas propuestas para el estudio de la cuenca Pantanal. Triángulos rojos corresponden a estaciones pertenecientes a la red XC (funcionamiento a partir del año 2016) y triángulos verdes corresponden a las redes BL y BR, más antiguas.

| Red | Estación | Latitud(°) | Longitud(°) | Inicio | Fin |
|--------|----------|------------|-------------|------------|------------|
| Red XC | ANTJ | -22.00 | -56.00 | 08/05/2016 | 12/04/2018 |
| | BBLB | -18.67 | -58.80 | 22/08/2016 | 06/11/2018 |
| | BDQN | -20.45 | -56.75 | 10/08/2016 | - |
| | CCRS | -17.29 | -57.90 | 05/08/2016 | - |
| | MURT | -21.66 | -57.61 | 14/08/2016 | - |
| | PANT | -18.99 | -56.62 | 18/06/2016 | - |
| | POCN | -16.62 | -56.73 | 03/05/2016 | - |
| | RPRD | -20.48 | -53.70 | 29/06/2016 | - |
| | RVDE | -19.03 | -54.94 | 26/06/2016 | - |
| Red BL | AQDB | -20.48 | -55.70 | 03/05/2003 | - |
| | PP1B | -17.60 | -54.88 | 29/09/2002 | - |
| Red BR | PTLB | -15.45 | -59.14 | 14/12/2013 | - |
| | SALV | -15.90 | -55.69 | 29/05/2012 | - |

Cuadro 3.2: Lista de estaciones con sus respectivas coordenadas y fechas de inicio y fin de funcionamiento.

Las descargas de los datos fue realizada a través de un software en código Python, desarrollado por Bruno Collaço en el Departamento de Sismología del Instituto de Astronomía, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) de la Universidad de São Paulo (USP) (<https://seiscode.iag.usp.br/gitlab/datacenter/poet.git>), el cual permite descargar los sismogramas en formato SAC (Seismic Analysis Code, Tapley & Tull (2000)) del catálogo de la Universidad de São Paulo.

Se obtuvieron mas de 60 registros, de los cuales se seleccionaron aquellos donde se puede observar el primer armónico en la curva de dispersión (cuadro 3.1). Estas observaciones son mejor ilustradas en la sección 3.3, cuando se detalla la metodología para obtener las curvas de dispersión. En la figura 3.2 se muestran las trayectorias realizadas por todos los frentes de onda generados por los eventos de los cuales se cuenta con curvas de dispersión del primer armónico. La figura 3.3 muestra la ubicación de las estaciones y los eventos sobre el mapa de las anomalías de velocidad de onda S a 100 km de profundidad, modificado de Feng et al. (2007).

Trayectorias evento – estación

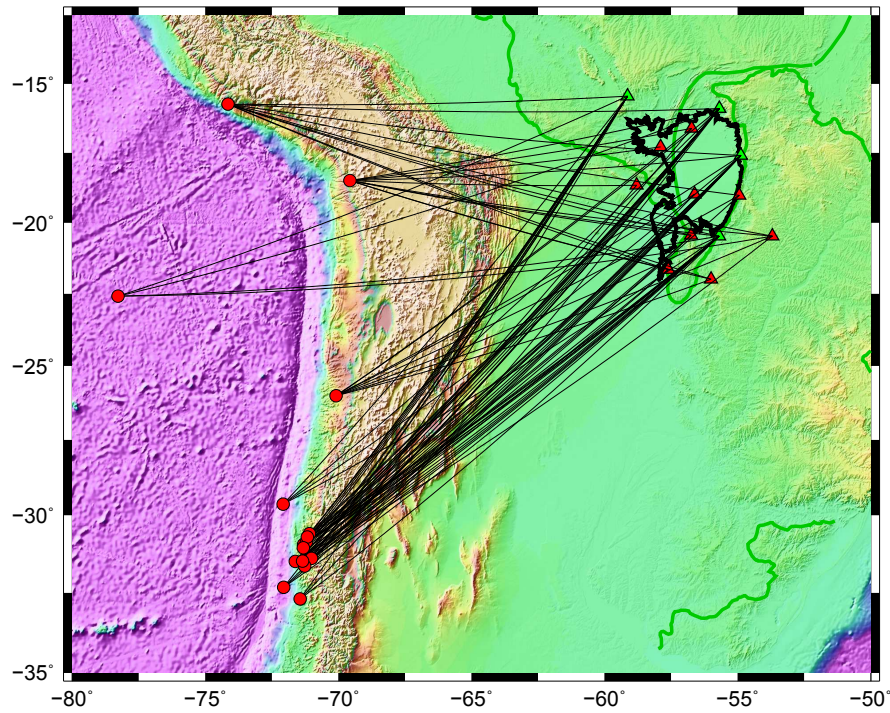


Figura 3.2: Distribución de las trayectorias realizadas por los eventos de los cuales se cuenta con curvas de dispersión.

Eventos y estaciones con anomalía de onda S a 100 km

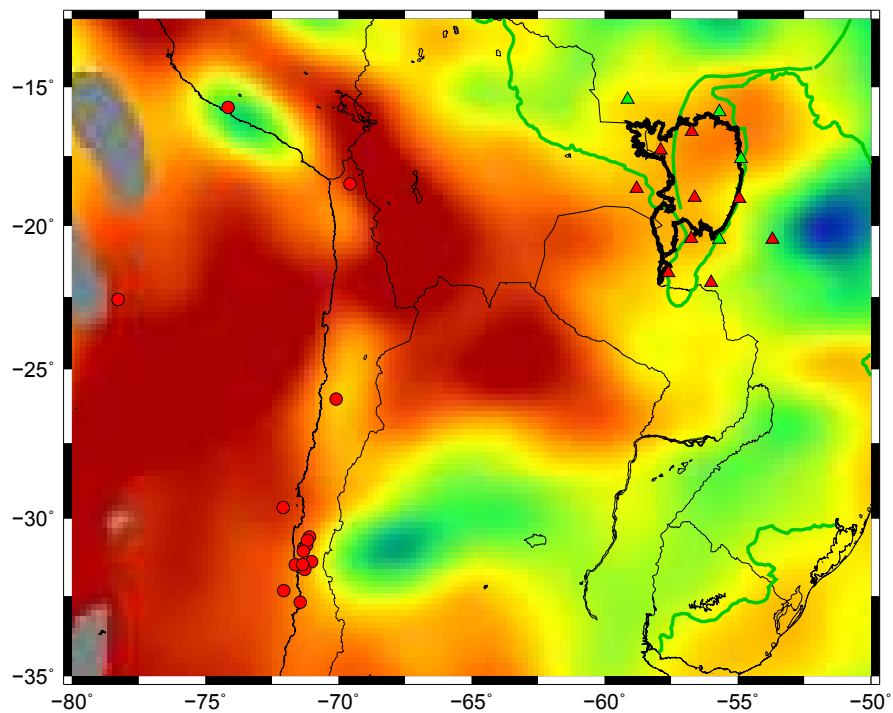


Figura 3.3: Disposición de los eventos y de las estaciones respecto de las anomalías de velocidad de onda S a 100 km de profundidad (modificado de Feng et al. (2007)).

3.2. Pre-procesamiento

En la figura 3.4 se observan las componentes Este (E), Norte (N) y Vertical (Z) respectivamente, de un sismograma obtenido con la metodología detallada en la sección 3.1, del evento 2017.163.02.38.34 (2 de Junio de 2017), registrado por la estación PANT.

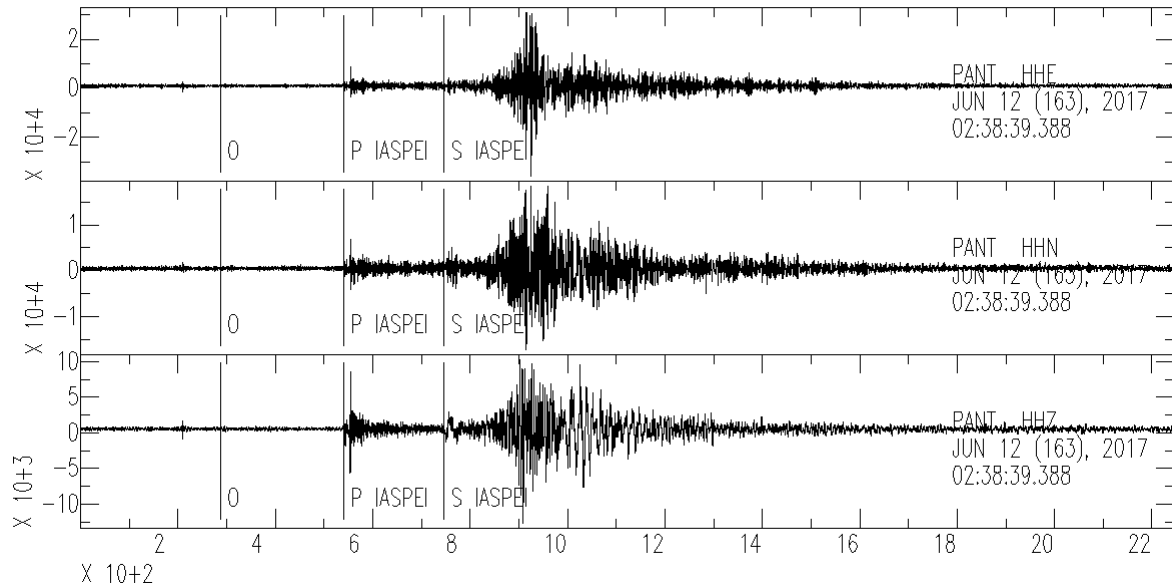


Figura 3.4: Componentes Este, Norte y Z del evento 2017.163.02.38.34 medido por la estación PANT.

Dado que las frecuencias de muestreo de estos instrumentos son muy altas (100 Hz) y esto significa un problema numérico a la hora de procesar debido a que los programas de cálculo de velocidad de grupo y velocidad de fase no admiten un número muy elevado de muestras, se decidió disminuir el muestro a 5 Hz , frecuencia que resulta óptima para el tratamiento de ondas superficiales. Los pasos siguientes fueron remover la respuesta del instrumento (lo cual integra el sismograma, obteniendo así el desplazamiento en función del tiempo), la tendencia y la media. Además se decidió aplicar un filtro pasa-banda para eliminar señales espurias y así mejorar la relación Señal-Ruido. El filtro digital en frecuencia aplicado fue de tipo trapezoidal, con el fin de evitar efectos oscilatorios en frecuencia dados por filtros de tipo cajón, con lo cual se definieron dos frecuencias bajas, una de corte y una de transición, y dos frecuencias altas, una de corte y una de transición. En particular para este trabajo se eligió como banda de paso aquella definida entre las frecuencias 0.005 Hz (200 s de período) y 1 Hz (1 s de período), tomando como frecuencias de transición 0.01 Hz (100 s) para las bajas frecuencias y 0.5 Hz (2 s) para las altas frecuencias.

Como se mencionó en la sección 2.1.2, el movimiento de partículas asociado a las ondas Rayleigh y Love se da en distintos planos (figura 2.4), y como la orientación de las componentes de los sismógrafos para todas las estaciones en este trabajo fue en sentido Este, Norte y Z, el siguiente paso es rotar las componentes a la dirección Radial (R), Transversal (T) y Z, donde R será la componente alineada a la dirección definida por evento-estación, T será perpendicular a R sobre el plano horizontal, y Z no variará. Todo esto es a modo de poder visualizar el movimiento de partículas debido a las ondas Rayleigh en las componentes Radial y Z, y el movimiento de

partículas debido a las ondas Love en la componente Transversal. En el Anexo A se muestra un código a ejecutar con *bash*, el cual aplica todos estos procesos.

En la figura 3.5 se observa el resultado para el sismograma de la estación PANT, para el evento 2017.163.02.38.34, luego de haber aplicado todos los procesos previamente mencionados. Finalmente, este sismograma está listo para realizar el cálculo de dispersión de velocidad de grupo y velocidad de fase.

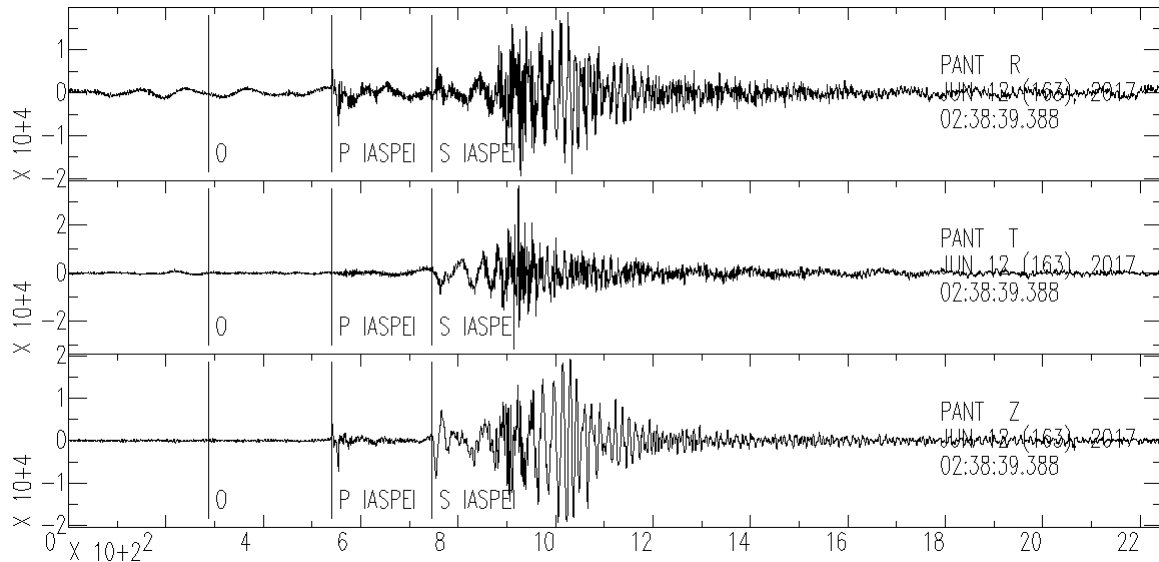


Figura 3.5: Componentes Radial, Transversal y Vertical del evento 2017.163.02.38.34 medido por la estación PANT, con filtro pasa-banda aplicado; y respuesta del instrumento, media y tendencia removidas.

3.3. Cálculo de velocidades de grupo

Para la estimación de las velocidades de grupo, se realizó un análisis frecuencia-temporal aplicando la técnica de filtrado múltiple (MFT) (Dziewonski et al., 1969), combinando con un filtro de fase coincidente para aislar el modo fundamental y el modo superior (Herrin & Goforth, 1977). Esta técnica permite extraer el tren de ondas superficiales directas de la coda de ondas superficiales, modos superiores y ondas de volumen aplicando reiteradamente un filtro digital en el dominio de la frecuencia. Estas técnicas son aplicadas usando el software Computer Programs in Seismology (Herrmann, 2013).

La técnica de filtrado múltiple MFT consiste en la aplicación de un conjunto N de filtros pasa-banda digitales de ancho de banda angosto, que aíslan el paquete de ondas correspondiente a la frecuencia central del filtro. En otras palabras, por las características del filtro, se obtiene una función en la que el grupo correspondiente a esa frecuencia central queda reforzado. La velocidad de grupo correspondiente a esa frecuencia se determina a partir del tiempo de arribo del pico o máximo de la amplitud instantánea, dividiendo la longitud de la trayectoria por el tiempo de viaje. Este grupo, que determina la envolvente para un período en particular, tiene la propiedad de que su máximo difiere muy poco del instante $t_m = r/U(T)$, ya que el máximo de la energía de la onda dispersada se transmite con velocidad U (t_m : tiempo de arribo de la envolvente, r :

distancia fuente-receptor).

Herrmann (1973) mejoró la eficiencia de este método aplicando la transformada de Hilbert en el dominio de la frecuencia para determinar las envolventes en el dominio del tiempo. Para obtener las amplitudes instantáneas para cada traza filtrada, se define la señal analítica, que es una señal compleja cuya parte real está definida por la traza y su parte imaginaria está definida por la transformada de Hilbert de la misma. La amplitud instantánea es la envolvente de la traza y es igual al módulo de la traza compleja. Estos filtros pasa-banda pueden resolver señales transitorias compuestas de varios períodos dominantes que arriban a una estación sismológica de manera casi simultánea.

El resultado obtenido es un diagrama de velocidad de grupo versus período. Considerando instrumentos de respuesta plana, el intervalo de períodos útiles para cada curva de dispersión depende de la magnitud del terremoto y de la longitud de la trayectoria sísmica, obteniéndose en terremotos de gran magnitud un mejor registro de los períodos a mayores distancias. La MFT se usa para estudiar las variaciones de amplitud (o energía) de una señal como función de la velocidad (tiempo) y período.

Se elige como filtro pasa-banda la función gaussiana:

$$H_n(\omega) = e^{-\alpha \left(\frac{\omega - \omega_n}{\omega_n} \right)^2} \quad (3.1)$$

Donde ω_n es la frecuencia central del filtro y α controla el ancho de banda del mismo. La selección del ancho de banda particular representa un compromiso entre la resolución en el dominio del tiempo y en el dominio de la frecuencia. Herrmann (2013) propone distintos parámetros α del filtro según la distancia epicentral (cuadro 3.3).

| Ancho del filtro α | Distancia epicentral (<i>km</i>) |
|------------------------------|---------------------------------------|
| 25 | 1000 |
| 50 | 2000 |
| 100 | 4000 |
| 200 | 8000 |

Cuadro 3.3: Ancho del filtro α sugeridos por Herrmann (2013) en función de la distancia epicentral.

Con el fin de calcular la curva de velocidad de grupo con más precisión, se aplica el filtro de fase coincidente (PMF) (Herrin & Goforth, 1977). Usando una estimación inicial de la velocidad de grupo, el PMF comprime la señal en una ventana estrecha de tiempo centrada en el tiempo cero referente a la frecuencia central, permitiendo eliminar el ruido al considerar el espectro de esta ventana angosta en lugar de la ventana completa de tiempo de la señal. Sin embargo, la compresión depende de la coincidencia entre la fase del filtro y la fase de la señal. Este filtro permite aislar el modo requerido, ya sea el modo fundamental o el modo superior, y eliminar efectos de ruido. Luego se aplica por segunda vez la técnica de filtrado múltiple, calculando con más exactitud la curva de dispersión de velocidad de grupo para el modo fundamental y para el modo superior. En el Anexo B, se muestran algunos sismogramas de los cuales se filtran los distintos modos usando esta técnica.

En las figuras 3.6 y 3.7 se ilustran las velocidades de grupo de onda Rayleigh para el evento 2016.207.17.21.07, a partir del sismograma observado por la estación AQDB (ver cuadros 3.1 y 3.2), tanto para modo fundamental como para primer modo superior respectivamente. A la izquierda se muestran los valores de amplitud $A(\text{cuentas}/s)$ de la envolvente en función del período T . En el centro se ilustran los valores de la envolvente filtrada en función de U y T en distintos colores. El color rojo representa las mayores amplitudes. El programa permite elegir los valores de velocidad de grupo en este gráfico, y estos valores elegidos se representan con los puntos blancos, formando así la curva de dispersión correspondiente. A la derecha se dispone la señal filtrada para la ventana de velocidades y períodos. Para analizar ondas Rayleigh se utilizan las componentes verticales de los sismogramas, ya que estas ondas están polarizadas en esta componente (ver sección 3.2), además de que poseen una mayor amplitud en esta componente que en la Radial (ver sección 2.1.2).

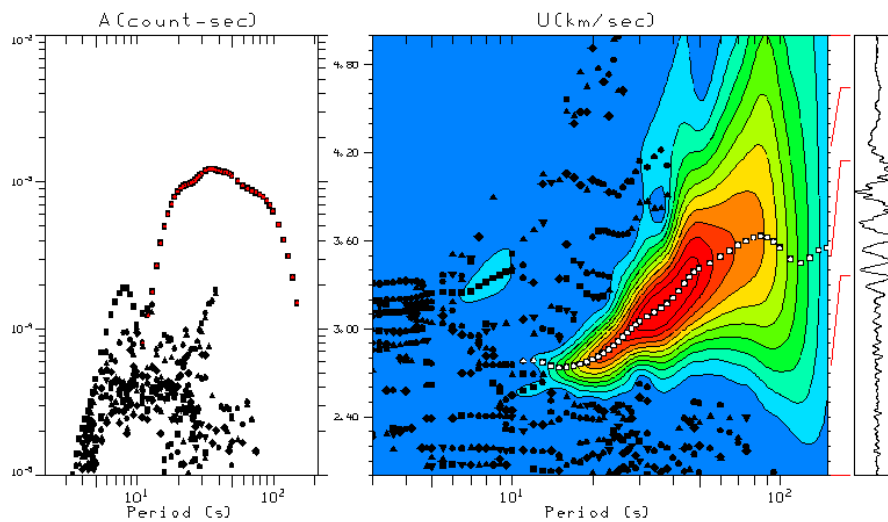


Figura 3.6: Velocidades de grupo obtenidas a partir de las ondas Rayleigh del sismograma observado por la estación AQDB correspondiente al evento 2016.207.17.21.07. Modo fundamental seleccionado.

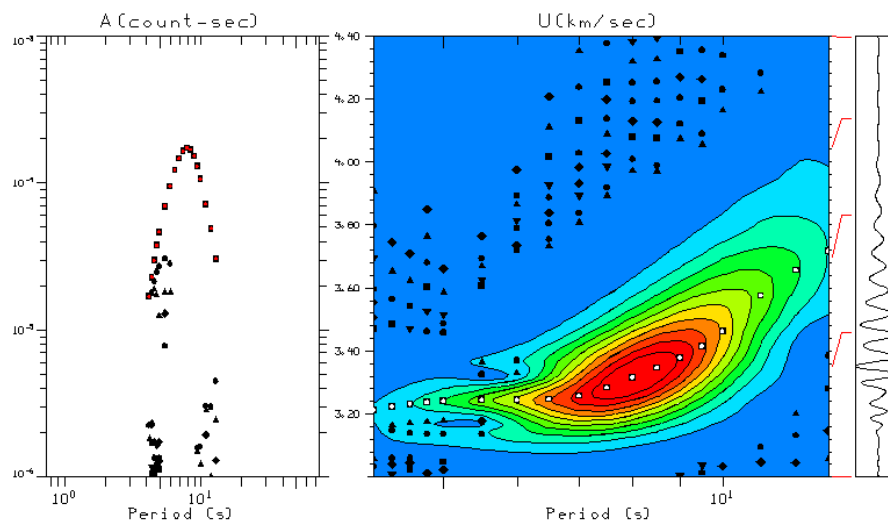


Figura 3.7: Velocidades de grupo obtenidas a partir de las onda Rayleigh del sismograma observado por la estación AQDB correspondiente al evento 2016.207.17.21.07. Primer modo superior seleccionado.

En la figura 3.8 se muestra la componente Z del sismograma del evento 2016.207.17.21.07 y registrado en la estación AQDB, seguido del modo fundamental y el primer modo superior filtrados.

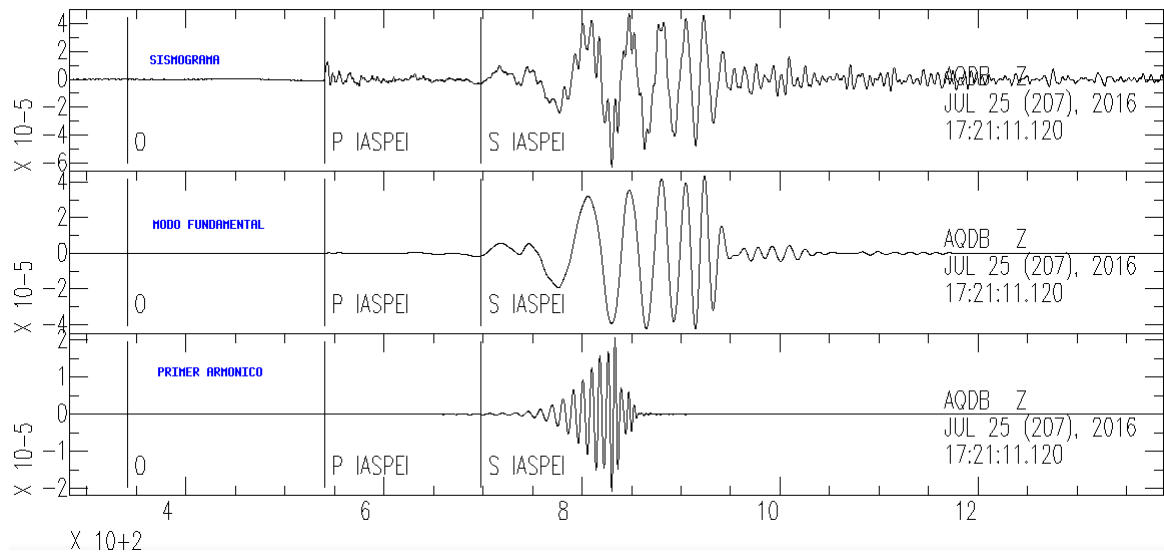


Figura 3.8: Arriba: Sismograma del evento 2016.207.17.21.07 registrado por la estación AQDB, componente vertical. Centro: Modo fundamental extraído con la MFT y PMF. Abajo: Primer modo superior extraído con la MFT y PMF.

El mismo procedimiento fue efectuado para las ondas Love. En la figura 3.9 se observan las velocidades de grupo de onda Love correspondiente al evento 2015.269.02.46.45, registrado por la estación PP1B. Por consiguiente, en la figura 3.10 se ilustra el sismograma del evento 2015.269.02.46.45 observado por la estación PP1B, componente transversal, y el modo fundamental de onda Love extraído. El primer armónico de onda Love no fue tenido en cuenta en este trabajo debido a su mayor dificultad en su detección y a su frecuente inestabilidad.

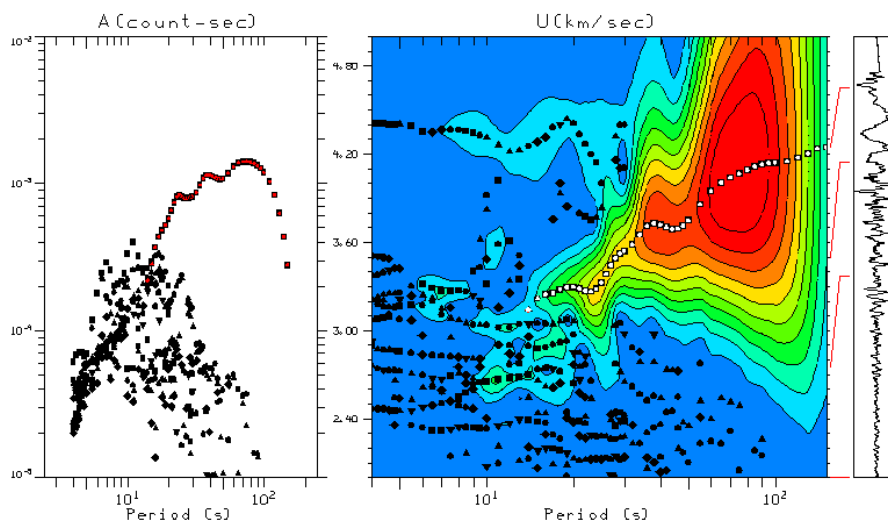


Figura 3.9: Velocidad de grupo de la onda Love del sismograma observado por la estación PP1B correspondiente al evento 2015.269.02.46.45. Modo fundamental seleccionado.

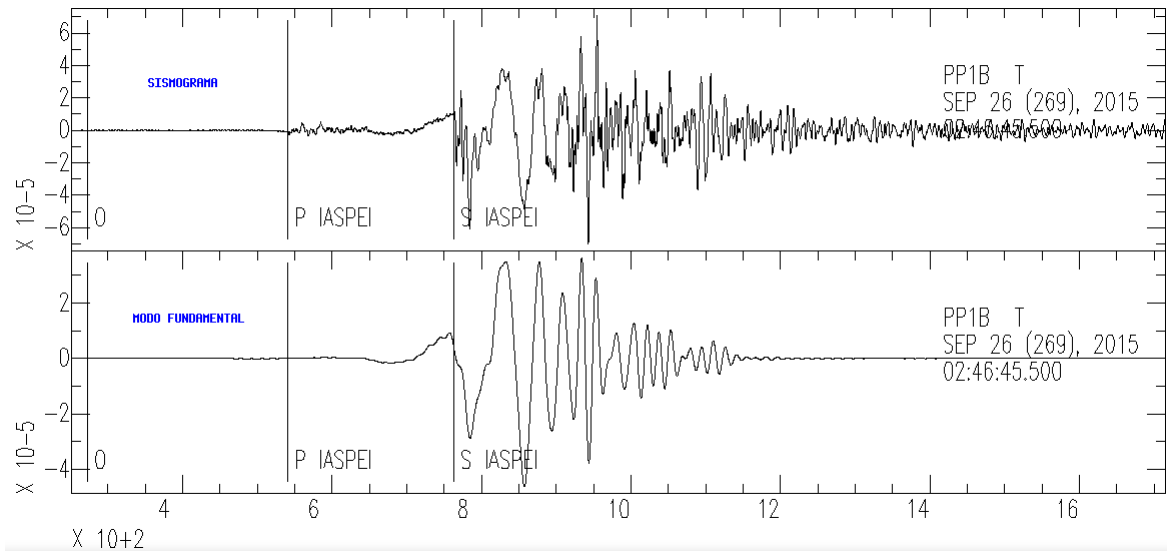


Figura 3.10: Arriba: Sismograma del evento 2015.269.02.46.45 observado por la estación PP1B, componente transversal. Abajo: Modo fundamental de onda Love extraído con MFT y PMF.

En el Anexo C se muestran algunas curvas de dispersión de velocidad de grupo seleccionadas a partir de la técnica de filtrado múltiple usando el correspondiente programa del paquete *Computers Programs in Seismology* (Herrmann, 2013).

3.4. Cálculo de velocidades de fase

De la sección 2.2, se sabe que si se toma la transformada de Fourier de un sismograma se obtiene, entre otras cosas, la fase para cada frecuencia angular, $\Phi(\omega)$. Esta fase, registrada por un sismograma a una distancia x de un terremoto a un tiempo t , tiene tres términos dados por:

$$\begin{aligned}\Phi(\omega) &= [\omega t - k(\omega)x] + \phi_i(\omega) + 2N\pi \\ &= [\omega t - \omega x/c(\omega)] + \phi_i(\omega) + 2N\pi.\end{aligned}\quad (3.2)$$

El término $\omega t - k(\omega)x$ es la fase debida a la propagación de la onda en tiempo y espacio. El término $\phi_i(\omega)$ incluye el efecto de la fase inicial en el terremoto y cualquier cambio de fase introducido por el sismómetro. El término final, $2N\pi$, refleja la periodicidad de la exponencial compleja, ya que añadiendo un múltiplo de 2π en el argumento, se llega al mismo valor de fase.

El valor de $\phi_i(\omega)$, que representa la fase inicial, es desconocido en este trabajo, lo que lleva a la aplicación del *método de dos estaciones*, primeramente desarrollado por Brune & Dorman (1963). El objetivo de este método es determinar la velocidad de fase para las trayectorias comprendidas entre dos estaciones alineadas con el evento (figura 3.11), sin depender del valor de la fase inicial.

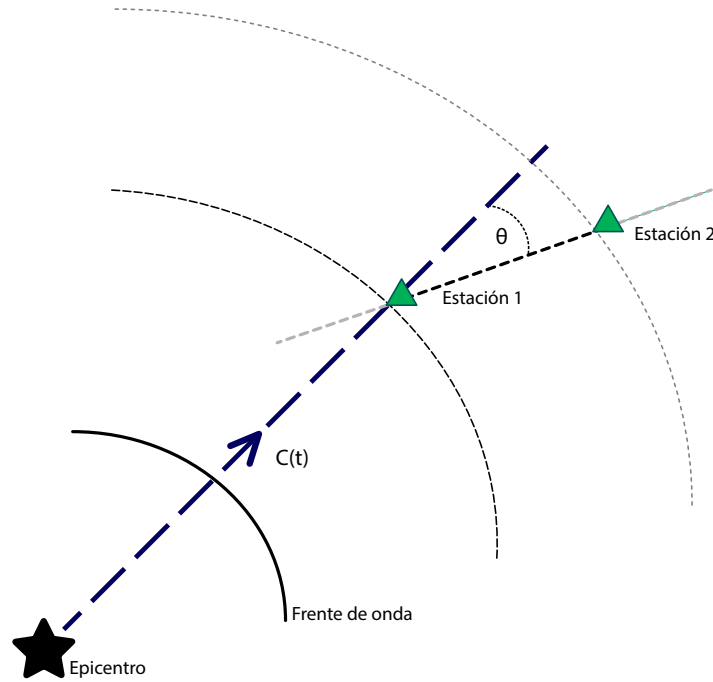


Figura 3.11: Disposición de un par de estaciones y el epicentro, separadas una distancia Δ , con diferencia azimutal de θ , para la determinación de velocidad de fase $c(T)$ entre ellas. Modificado de Flores (2017).

La rutina seguida para la determinación de la velocidad de fase comienza con la identificación de las distintas fases en los registros de cada estación. Cada fase se grafica en un diagrama de número de fase vs tiempo de arribo a la estación. El período de cada fase puede ser determinado midiendo simplemente la distancia entre pico y valle.

A partir de la ecuación 3.2, se puede deducir la velocidad de fase $c(T)$ para cada período T , considerando los tiempos de arribo a cada estación, t_1 y t_2 , dada por la relación:

$$c(T) = \frac{\Delta}{\Delta t - (T/2\pi)(\Delta\Phi(T) + 2\pi N(T))} \quad (3.3)$$

donde $\Delta = x_2 - x_1$ es la diferencia entre distancias epicentrales, $\Delta t = t_2 - t_1$ si la onda se propaga de la estación 1 a la 2, $\Delta\Phi(T) = \Phi_2(T) - \Phi_1(T)$, la diferencia de las fases observadas entre las estaciones 1 y 2, y $N(T)$ es un número entero que debe ser correctamente determinado. Se suele calcular a partir de muchas pruebas de valores de $N(T)$ para varios valores de $c(T)$ en largos períodos. Notar que la dependencia con la fase inicial, $\phi_i(\omega)$, desaparece, con lo que este método posee la ventaja de prescindir de la información sobre la fase de las ondas en la fuente.

A la hora de elegir la configuración evento-estaciones, para la determinación de la velocidad de fase por medio de este método, la experiencia indica que la diferencia de azimut para cada estación respecto del epicentro, no debe ser mayor a 10 grados (ángulo θ en la figura 3.11), es decir que las estaciones deben estar lo más alineados con el evento que se pueda. Este método presenta una ventaja a la hora de determinar estructuras sísmicas locales, ya que la información queda restringida a la trayectoria de propagación de la onda entre las estaciones.

Para el cálculo de las curvas de velocidad de fase, se utiliza el mismo software de Compu-

ters Programs in Seismology de Herrmann (2013), a través del comando `do_pom`, que realiza el cálculo de las velocidades de fase $c(T)$, entre el par de estaciones que se deseen, cumpliendo las condiciones antes mencionadas. Para correr este programa se requieren de los modos fundamentales y superiores previamente aislados con el programa `do_mft` (sección 3.3), además se definen diversos parámetros, como lo son el número de puntos a calcular (se utilizaron 250 para el modo fundamental y 100 para el modo superior, números que resultan óptimos para el tratamiento de cada modo), el rango de velocidades (entre 2 km/s y 5 km/s), el tipo de onda en cuestión (Rayleigh o Love), y el intervalo de períodos, definidos entre 4 y 150 segundos y en el caso del modos superior, el programa ajusta automáticamente el rango de períodos al definido por este modo. En la figura 3.12 (a) se muestra un ejemplo de estas curvas obtenidas con el método de dos estaciones, para las estaciones BDQN y SALV, del evento 2017.163.02.38.34, para la onda Rayleigh. La configuración definida se muestra en la figura 3.12 (b).

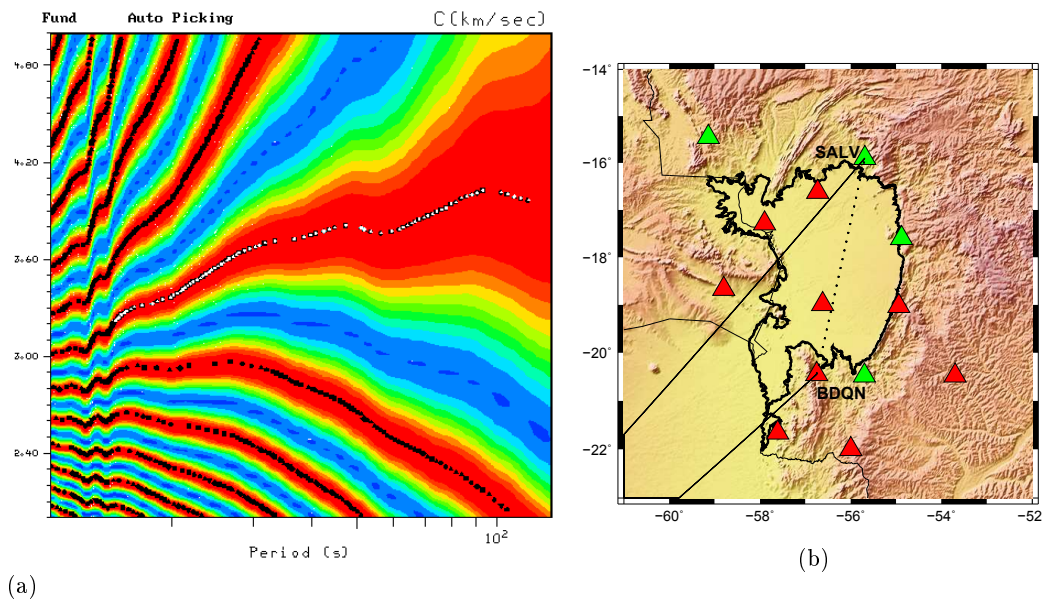


Figura 3.12: (a) Curva de fase de onda Rayleigh del modo fundamental seleccionada para la configuración dada por el evento 2017.163.02.38.34 y las estaciones BDQN y SALV, (b) Configuración del par de estaciones y el evento.

Como se puede ver en la figura 3.12 (a), son varias las curvas generadas, con lo que la elección de la curva correcta se basa en ciertos criterios teóricos, como son que las velocidades sean admisibles para los períodos definidos y que la curva de dispersión debe ser monótonamente creciente.

El mismo procedimiento es llevado a cabo para obtener las curvas de velocidad de fase correspondientes al primer armónico de onda Rayleigh. Un ejemplo es el ilustrado en la figura 3.13 (a), donde se observa la curva de velocidad de fase elegida para el evento 2017.163.02.38.34, entre las estaciones PANT y PP1B, cuya configuración se observa en la figura 3.13 (b). El criterio de elección de la curva correcta es el mismo que aplica al modo fundamental. En adición se realiza el mismo proceso para las curvas de velocidad de fase correspondientes al modo fundamental de onda Love. Un ejemplo de esta determinación se muestra en la figura 3.14 (a), donde se observa la curva de velocidad de fase elegida para el evento 2017.163.02.38.34, entre las estaciones BDQN

y PP1B, cuya configuración se ilustra en la figura 3.14 (b).

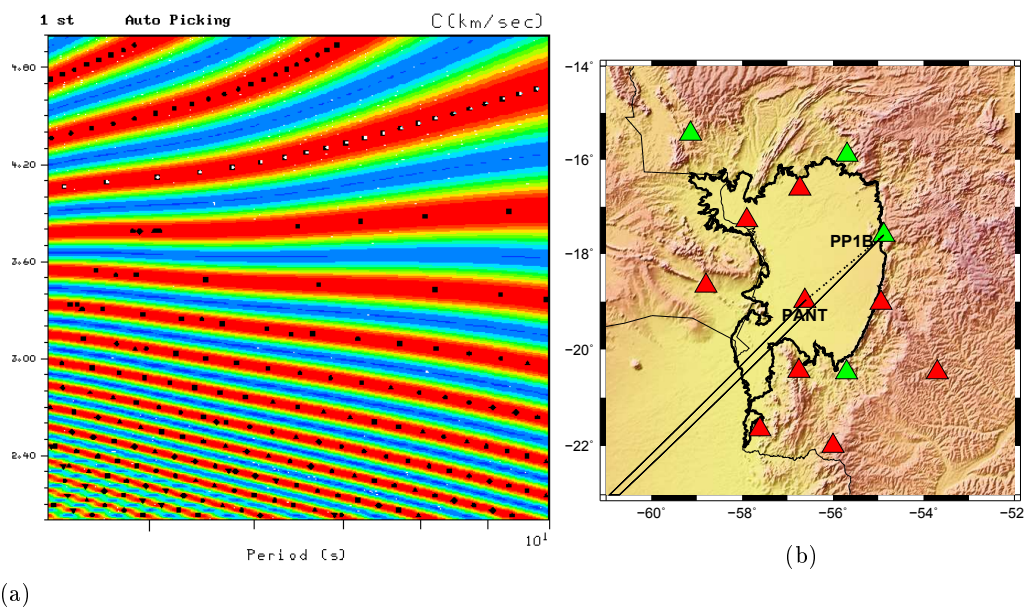


Figura 3.13: (a) Curva de fase de onda Rayleigh del primer modo superior seleccionada, para la configuración dada por el evento 2017.163.02.38.34 y las estaciones PANT y PP1B, (b) Configuración del par de estaciones y el evento.

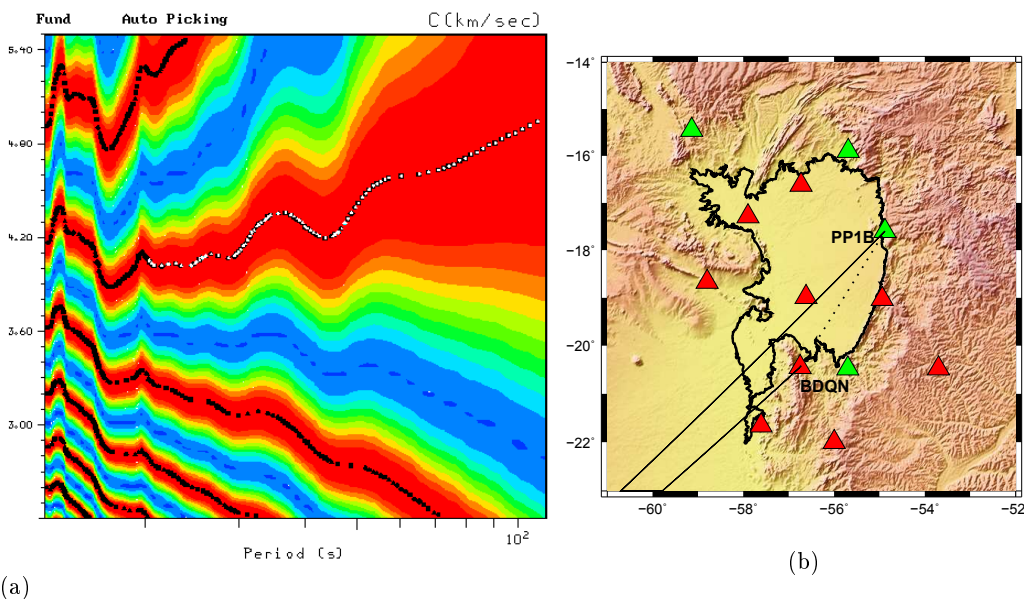


Figura 3.14: (a) Curva de fase de onda Love, modo fundamental seleccionada, para la configuración dada por el evento 2017.163.02.38.34 y las estaciones BDQN y PP1B, (b) Configuración del par de estaciones y el evento.

A continuación se ilustran dos mapas con las trayectorias para las cuales se cuenta con curvas de dispersión de velocidad de fase para modo fundamental, tanto para onda Love como onda Rayleigh (figura 3.15 (a)) y para primer modo superior de onda Rayleigh (figura 3.15 (b)). En total se obtuvieron: 29 curvas de velocidad de fase para modo fundamental de onda Rayleigh, 30 curvas para velocidad de fase de modo fundamental de onda Love y 9 curvas de velocidad de fase del primer armónico de onda Rayleigh.

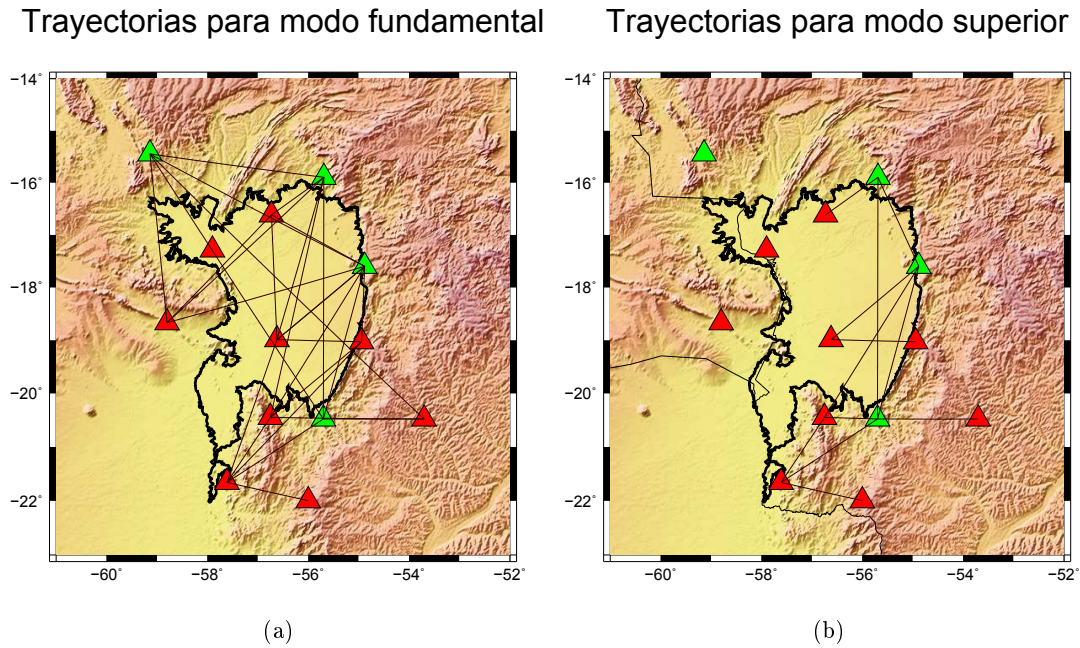


Figura 3.15: (a) Trayectorias referentes a las 59 curvas de fase obtenidas para modo fundamental (Rayleigh y Love), (b) Trayectorias referentes a las 9 curvas de fase obtenidas para primer modo superior (Rayleigh).

3.5. Inversión

Una vez obtenidas las curvas de dispersión para velocidad de fase de las ondas Rayleigh, modos fundamental y superior, y modo fundamental de onda Love, se procede a realizar una inversión lineal. Este proceso consiste en obtener un modelo unidimensional (1D) de *velocidad vs. profundidad*, a partir de la perturbación iterativa de un modelo inicial hasta encontrar un buen ajuste entre las curvas de dispersión observadas y las curvas de dispersión calculadas de un sismograma sintético referente al modelo final. La velocidad utilizada para ilustrar estos modelos es la velocidad de onda de corte S, ya que estas son las que más generan sensibilidad en las mediciones de dispersión de ondas superficiales (ver sección 2.3). A continuación se describe la obtención de este modelo inicial y el procedimiento llevado a cabo para realizar la inversión.

3.5.1. Modelado inicial

Para la generación del modelo inicial que servirá consecuentemente para el proceso de inversión, se recopiló la información obtenida en los trabajos previos (sección 1.1.2) y se hizo una estimación inicial del perfil de velocidades de onda P y S en función de la profundidad.

En la figura 3.16 se esquematiza este modelo, el cual incluye un espesor sedimentario de 500 m con velocidad de onda S de 1.88 km/s, una corteza superior de 15 km de espesor y una corteza inferior de 20 km de espesor con velocidades de onda S de 3.57 km/s y 3.98 km/s respectivamente. Todo esto constituye un modelo de corteza para Pantanal de 35 km de espesor. A los 35 km de profundidad, donde se encuentra la discontinuidad de Mohorovičić, comienza el manto, con velocidad de onda S de 4.73 km/s. A los 100 km de profundidad, aproximadamente,

se encuentra la zona de baja velocidad dada por la intersección litósfera-astenósfera (LAB), con velocidades de onda S de 4.15 km/s , extendiéndose hasta una profundidad de 190 km , donde comienza un nuevo ascenso en la velocidad de onda S, llegando a los 4.79 km/s . Las velocidades de onda P se toman considerando un sólido de Poisson, en el cual $\alpha = \sqrt{3}\beta$.

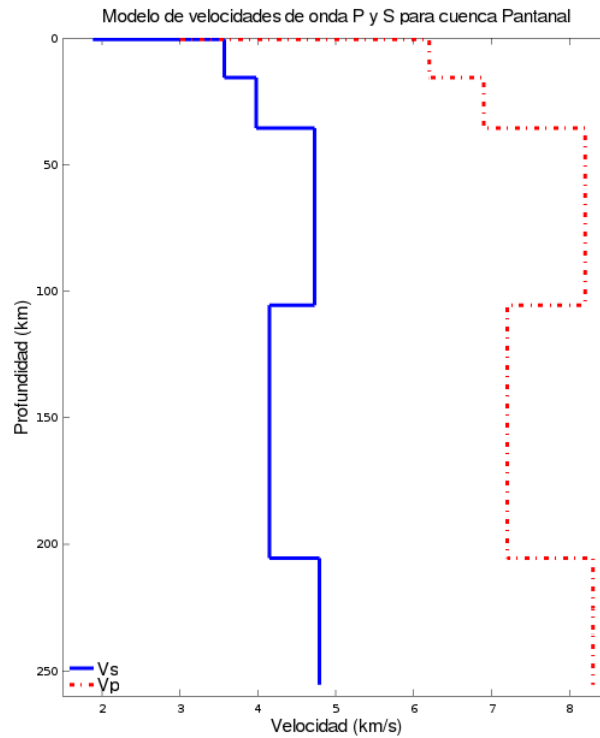
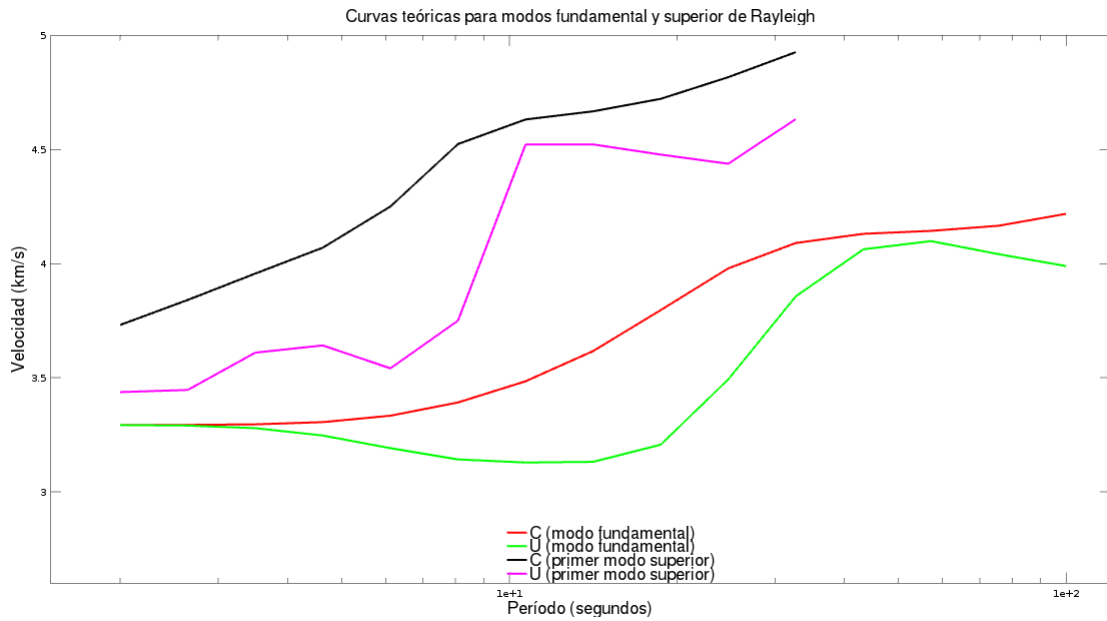
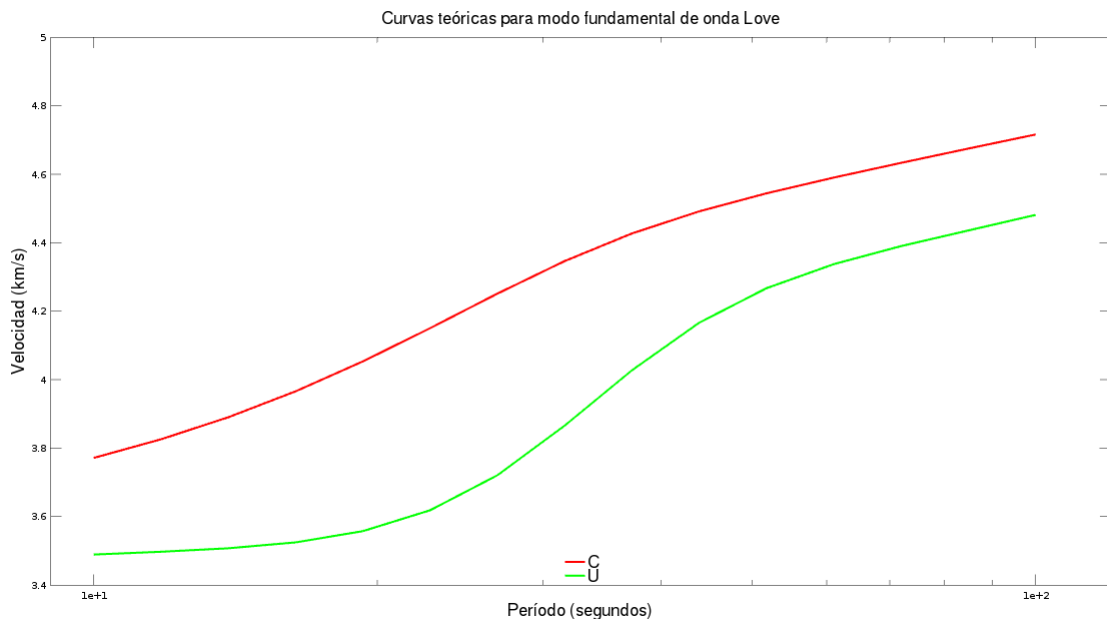


Figura 3.16: Perfil 1D inicial de velocidades de onda S vs. profundidad para la cuenca Pantanal.

Usando el código *surfmo* en lenguaje *Fortran* (Lomax & Snieder, 1995), se obtienen las curvas teóricas para este modelo inicial de la cuenca Pantanal, que son usadas para contrastar con las mediciones de curvas de dispersión. En las figuras 3.17 (a) y (b), se observan las curvas teóricas para modos fundamental y superior de onda Rayleigh, y modo fundamental de onda Love, respectivamente.



(a)



(b)

Figura 3.17: Curvas teóricas para el modelo inicial de la cuenca Pantanal para (a) Modos fundamental y primer superior de ondas Rayleigh, (b) modo fundamental de onda Love. El eje horizontal está en escala logarítmica

3.5.2. Programa utilizado

Para llevar a cabo la inversión se utilizó la rutina `surf96` perteneciente al mismo paquete Computer Programs in Seismology (Herrmann, 2013). Este programa utiliza los datos provenientes de curvas de velocidad de fase y de grupo. En cada iteración se calcula un nuevo perfil que es utilizado para calcular una nueva curva de dispersión que se compara con la curva observada y se calcula el ajuste. Se realiza un número de iteraciones apropiado, tal que las soluciones converjan a una cuyo error estándar sea mínimo.

Para ejecutar este programa se requiere del modelo inicial de entrada, el cual fue descrito en la sección 3.5.1 y los valores de velocidad de fase obtenidos para la zona de interés. Estos datos son dispuestos en dos archivos llamados *model.d* y *disp.d*, respectivamente, y sumados a un archivo de control, *sobs.d*, son ingresados a la rutina para realizar la inversión. El archivo de control indica el tipo de onda (Rayleigh o Love) y el modo máximo que se desea invertir. El programa permite definir ciertos parámetros de inversión, como pueden ser, el número de iteraciones, si se desea realizar inversión de velocidad o de espesores, el *damping factor* o factor de amortiguamiento, la suavidad de transiciones entre capas, etc. En particular en este trabajo, se decidió realizar un total de 60 iteraciones, de las cuales 30 generan cambios en la velocidad de las capas y las 30 restantes generan cambios en los espesores. Se decidió dejar los restantes parámetros por defecto (igual a 1), lo cual es sugerido por Herrmann (2013). En el Anexo A se muestra parte del código a ejecutar con *bash*, el cual realiza la inversión.

La eficacia del proceso de inversión se cuantifica a través de la diferencia media entre la dispersión observada y la teórica, lo cual define el error estándar del ajuste obtenido en las distintas iteraciones.

En el capítulo 4 se ilustran los distintos resultados obtenidos a partir de este proceso.

Capítulo 4

Resultados

4.1. Curvas de dispersión obtenidas

A partir de la metodología descrita en el capítulo 3 y habiendo descartado curvas de velocidad de fase cuyos valores no sean admisibles para determinados períodos tomando como referencia las curvas teóricas, se obtuvieron un total de 29 curvas de modo fundamental de Rayleigh, 9 curvas de primer modo superior de Rayleigh y 30 curvas de modo fundamental de Love, todas de velocidad de fase. En las figuras 4.1 (a) y (b) se muestran todos los valores de velocidad de fase obtenidos en función de los períodos, comparadas con las curvas teóricas obtenidas (ver sección 3.5.1). Debido a la extensión y homogeneidad de la cuenca, es factible obtener un modelo representativo de esta, lo cual puede ser logrado de dos formas:

- Obteniendo una curva promedio para modo fundamental de onda Rayleigh, una para primer armónico de onda Rayleigh y una para modo fundamental de onda Love, y, consecuentemente, realizando la inversión de éstas;
- Generando para cada curva obtenida un modelo de la cuenca, y a partir de un promedio de todos los modelos obtenidos, encontrando el modelo representativo deseado.

Para este trabajo se optó por seguir el primer camino, con lo que se generaron las curvas promedio ilustradas en las figuras 4.2 (a) y (b). Estas curvas se obtuvieron ajustando los puntos por un polinomio de grado 6 para los modos fundamentales Rayleigh y Love, y un polinomio de grado 3 para el modo superior de Rayleigh. En el Anexo A, se muestra parte del código en lenguaje *Octave*, el cual realiza este proceso. Las curvas finales y las curvas teóricas son dispuestas en las figuras 4.3 (a) y (b).

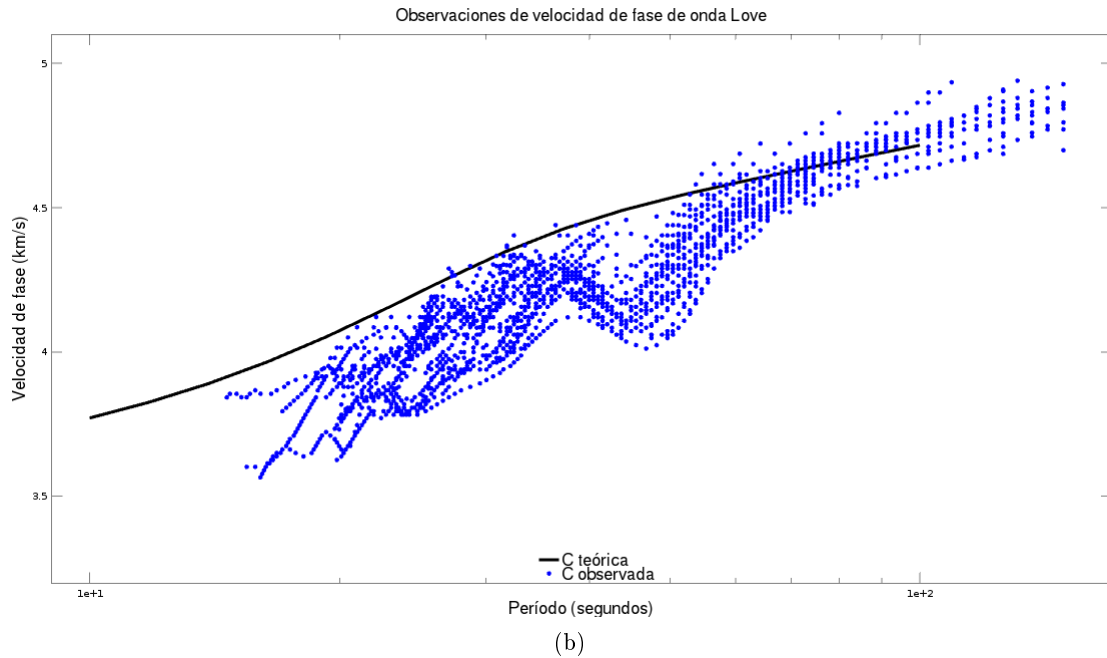
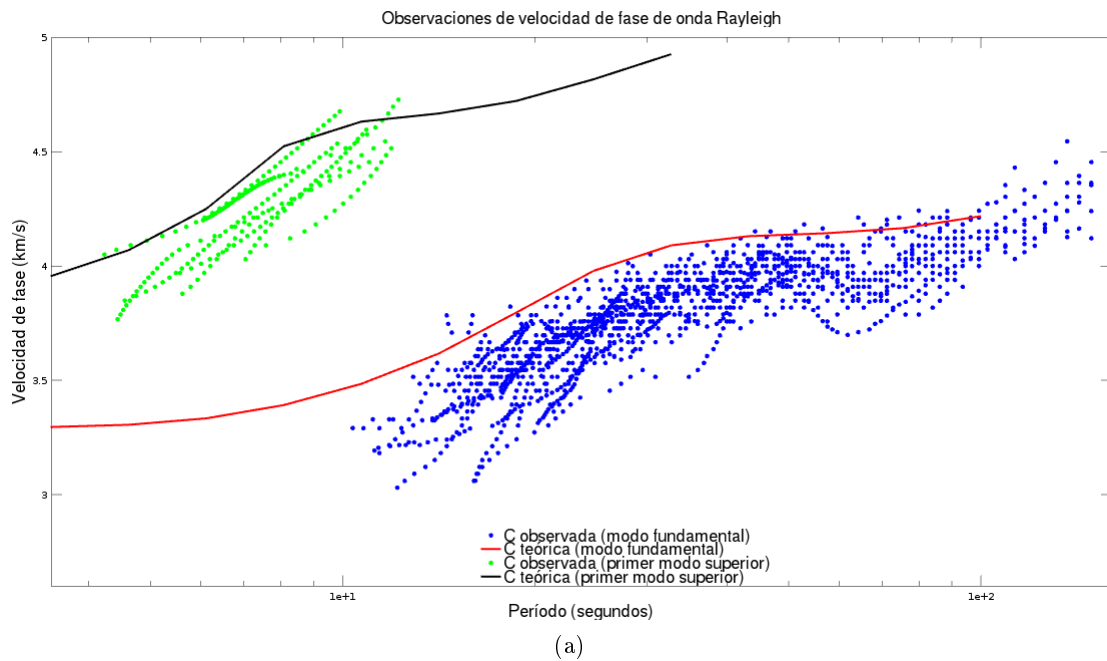


Figura 4.1: Valores de velocidad de fase observados y curvas de dispersión teóricas para (a) ondas Rayleigh, (b) ondas Love. El eje horizontal está en escala logarítmica.

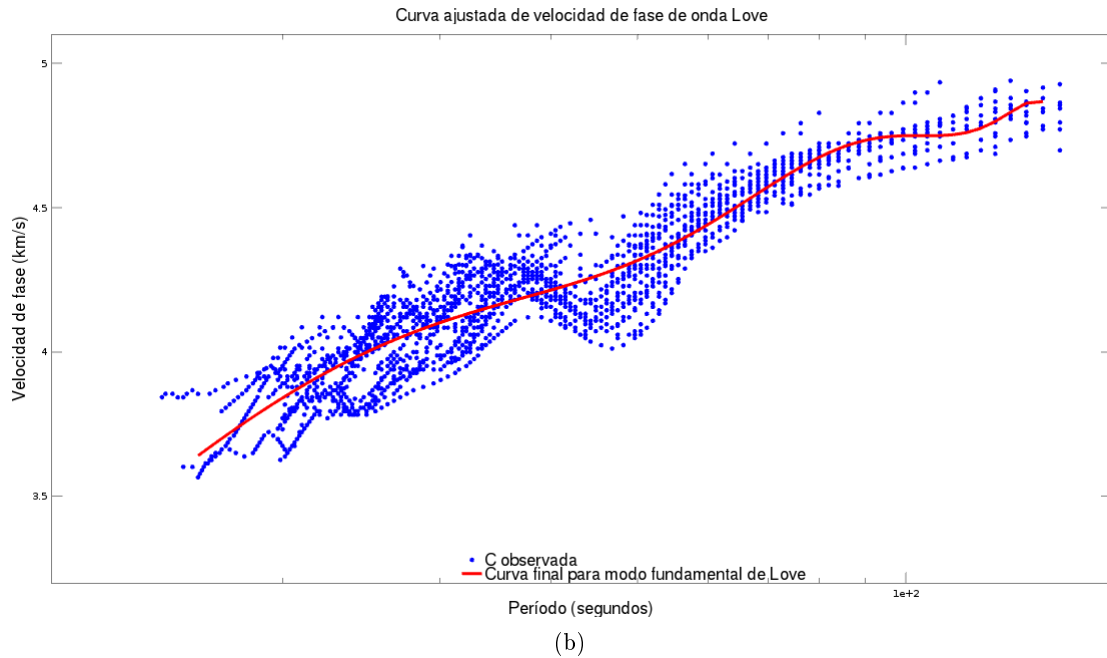
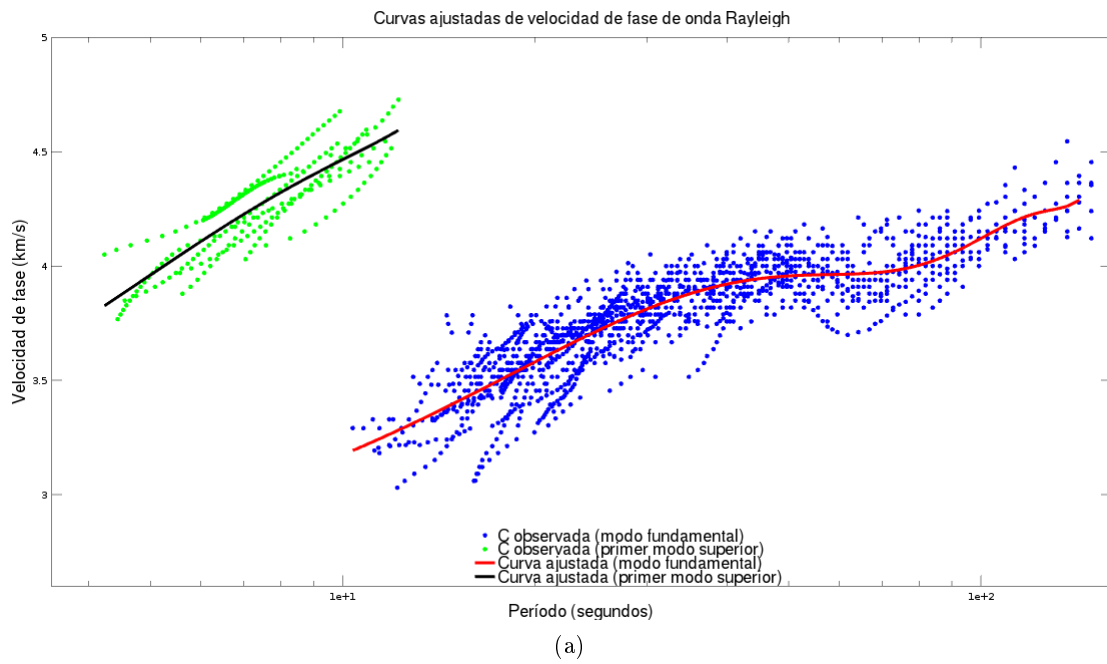


Figura 4.2: Curvas de dispersión ajustadas a partir de las observaciones para (a) ondas Rayleigh, (b) ondas Love.

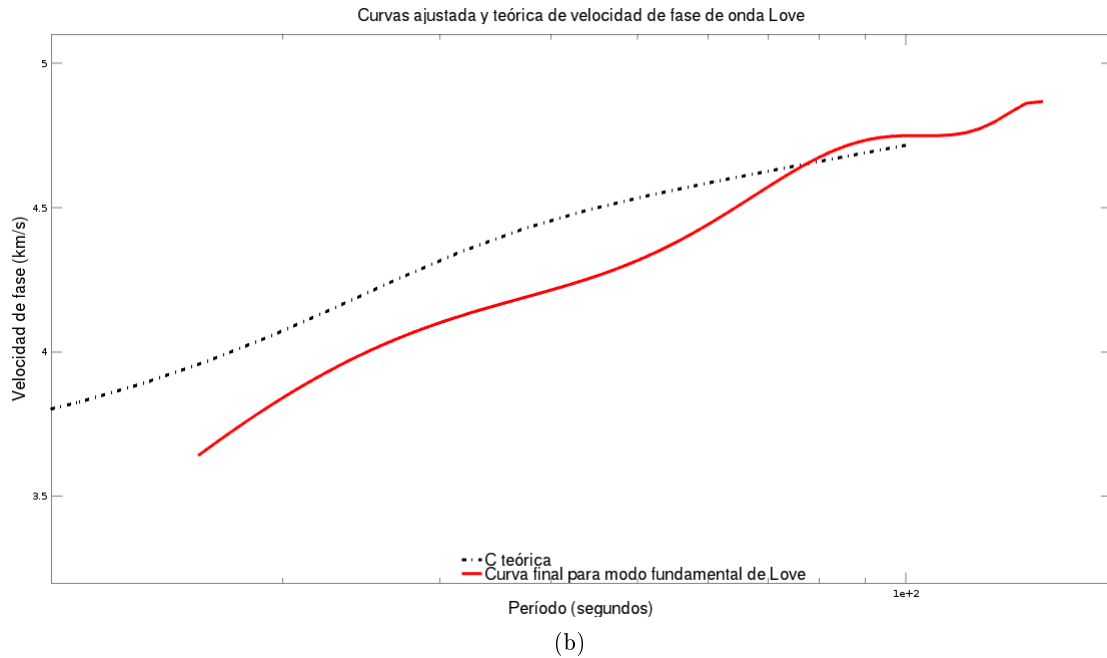
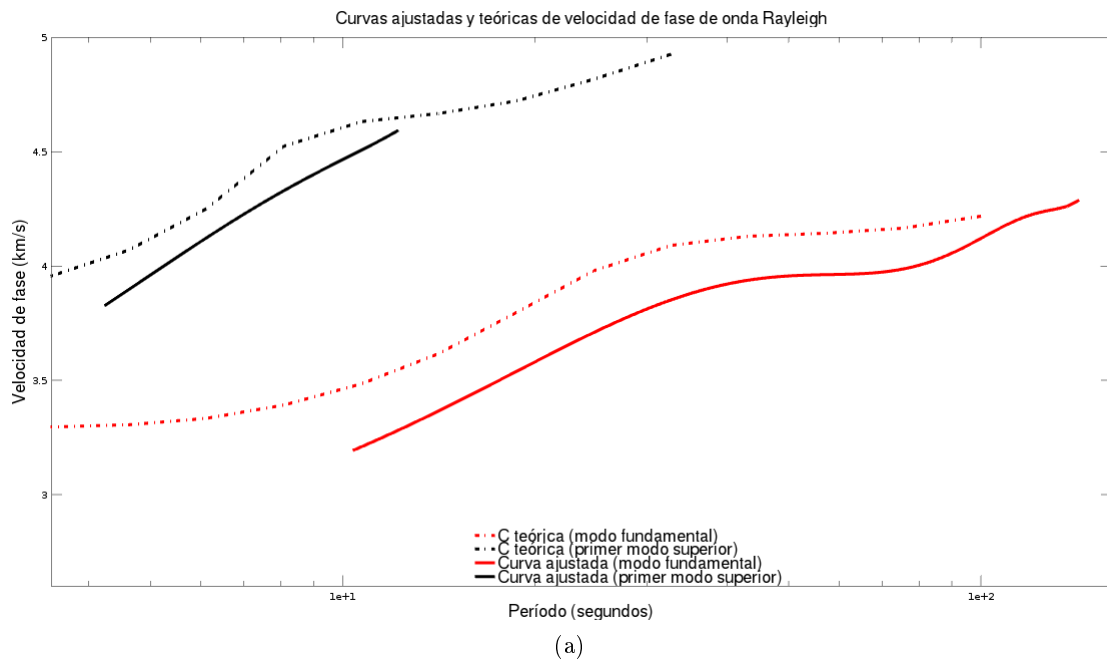


Figura 4.3: Curvas de dispersión ajustadas y curvas de dispersión teóricas para (a) ondas Rayleigh, (b) ondas Love.

4.2. Modelos calculados

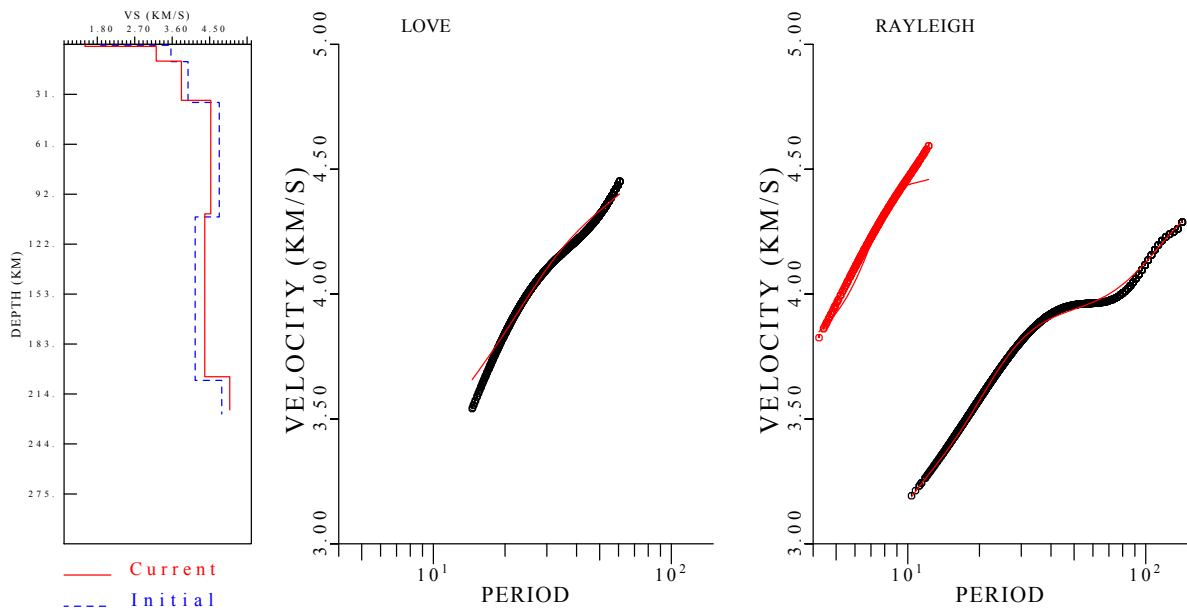
Para realizar el proceso de inversión de los datos se consideraron varios modelos de entrada, dado que se tuvo en cuenta la dependencia que tiene el modelo final con el modelo inicial propuesto, llegando así a distintos espesores litosféricos cuando se ingresan distintos modelos de entrada cuyas profundidades de LAB son diferentes. Por consiguiente se compararon los distintos errores estándar entre las curvas observadas y las curvas calculadas a partir de estos modelos finales, seleccionando como modelo representativo de la región de estudio a aquel cuyo error estándar es mínimo. Se realizaron 60 iteraciones en total, de las cuales 30 generan cambios en la velocidad de las capas y las 30 restantes generan cambios en los espesores.

A continuación se muestran cuatro de las varias pruebas realizadas, en las que el espesor litosférico del modelo de entrada se fue modificando a fin de hallar aquella que genera el mejor ajuste. El espesor cortical inicial de estas cuatro pruebas presentan el mismo valor ya que, para todas las pruebas, el valor final de la profundidad de la Moho era idéntico. Para las ondas Love se seleccionó un rango de períodos menor, de hasta 60 *seg*, ya que mayores períodos generaban complicaciones en las inversiones, debido a la inestabilidad que presentaban. Las características de los modelos inicial y final de cada prueba, junto con los correspondientes errores estándar están dispuestos en la tabla 4.1.

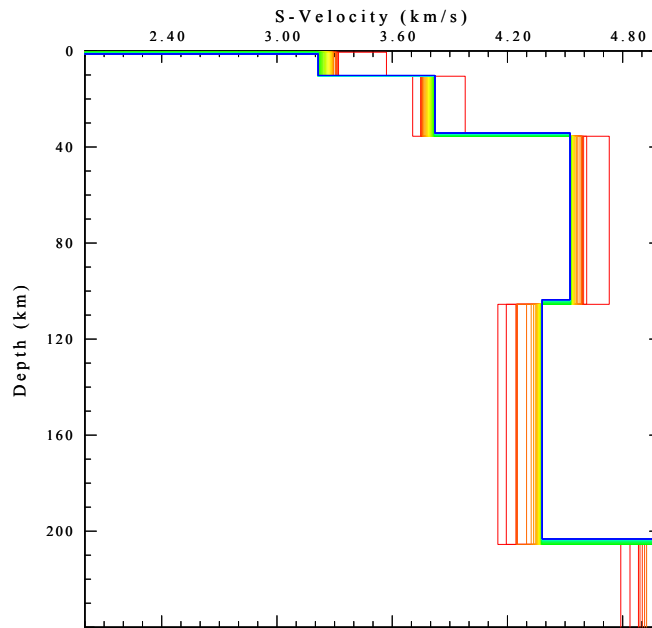
| Prueba | Espesor cortical inicial (<i>km</i>) | Espesor litosférico inicial (<i>km</i>) | Espesor cortical final (<i>km</i>) | Espesor litosférico final (<i>km</i>) | Error standard (<i>km/s</i>) |
|--------|--|---|--------------------------------------|---|--------------------------------|
| 1 | 35 | 105 | 34.1914 | 103.5807 | 0.0216 |
| 2 | 35 | 115 | 34.3675 | 113.7271 | 0.0211 |
| 3 | 35 | 120 | 34.1029 | 118.3871 | 0.0207 |
| 4 | 35 | 135 | 33.9894 | 133.098 | 0.0208 |

Cuadro 4.1: Pruebas de inversiones efectuadas.

Los resultados de las inversiones son ilustrados en las figuras 4.4, 4.5, 4.6 y 4.7, donde se disponen las observaciones de velocidad de fase, el modelo inicial, el modelo final y las curvas de dispersión correspondientes al modelo final. Además se cuenta con todos los modelos generados en cada iteración, observándose así la convergencia al modelo final.

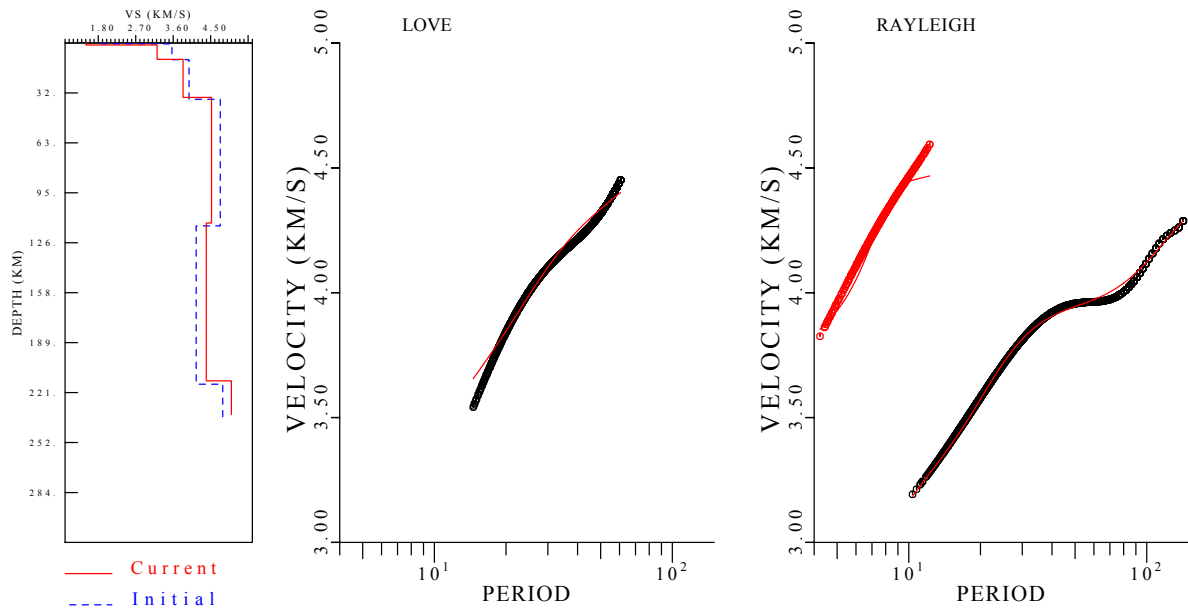


(a)

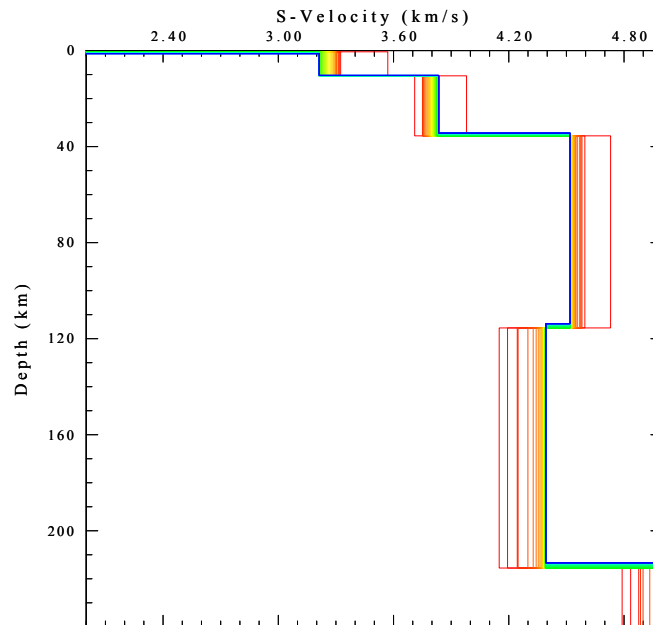


(b)

Figura 4.4: Primer prueba de inversión. Error standard final: 0.0216 km/s . (a) Curvas de dispersión observadas (puntos) y ajustadas (líneas continuas) para, derecha: modos fundamental y superior de onda Rayleigh, centro: ondas Love. Izquierda: Modelo inicial (línea punteada) y modelo final (línea continua). (b) Modelos ajustados en las distintas iteraciones. La línea roja indica el modelo inicial y la línea azul indica el modelo final.

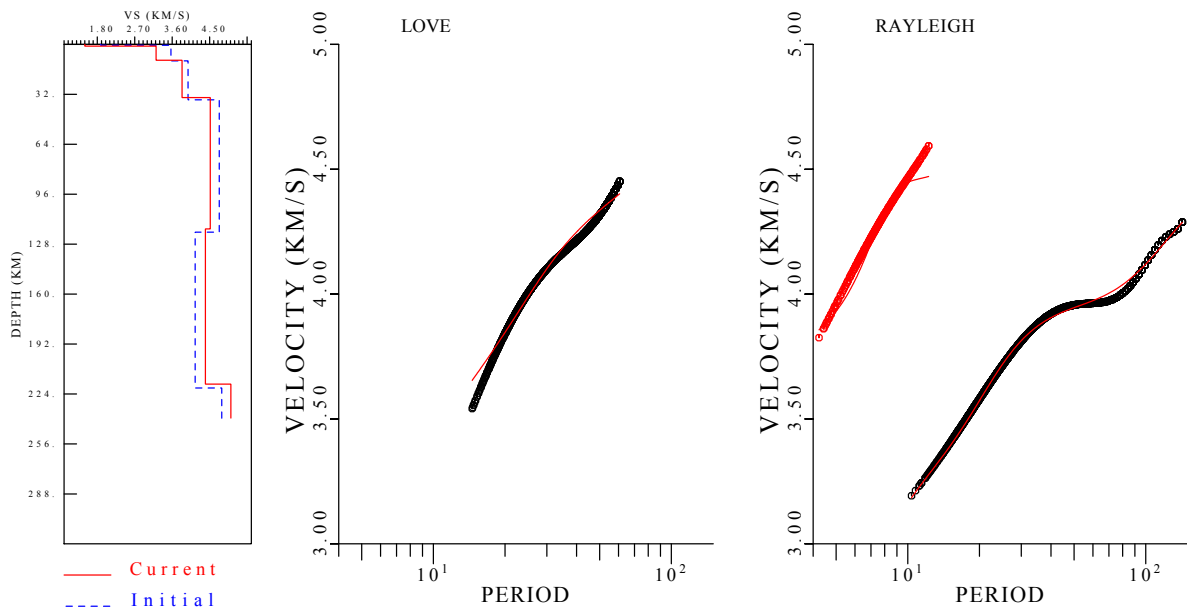


(a)

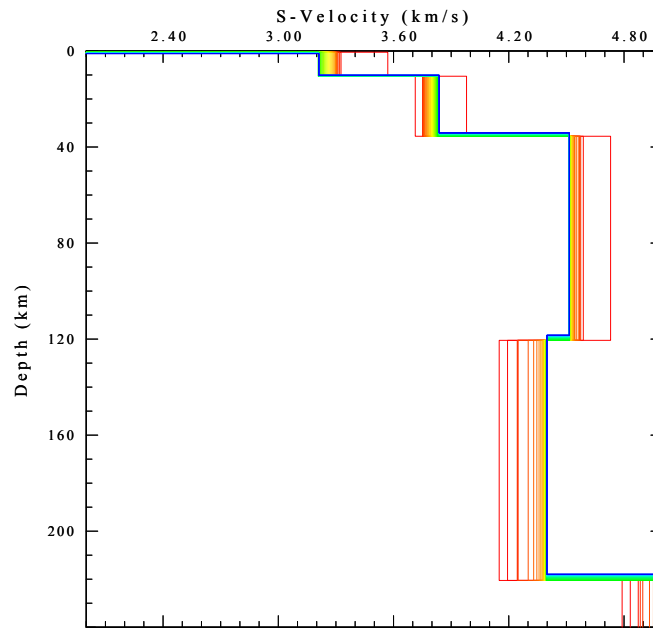


(b)

Figura 4.5: Segunda prueba de inversión. Error standard final: 0.0211 km/s . (a) Curvas de dispersión observadas (puntos) y ajustadas (líneas continuas) para, derecha: modos fundamental y superior de onda Rayleigh, centro: ondas Love. Izquierda: Modelo inicial (línea punteada) y modelo final (línea continua). (b) Modelos ajustados en las distintas iteraciones. La línea roja indica el modelo inicial y la línea azul indica el modelo final.

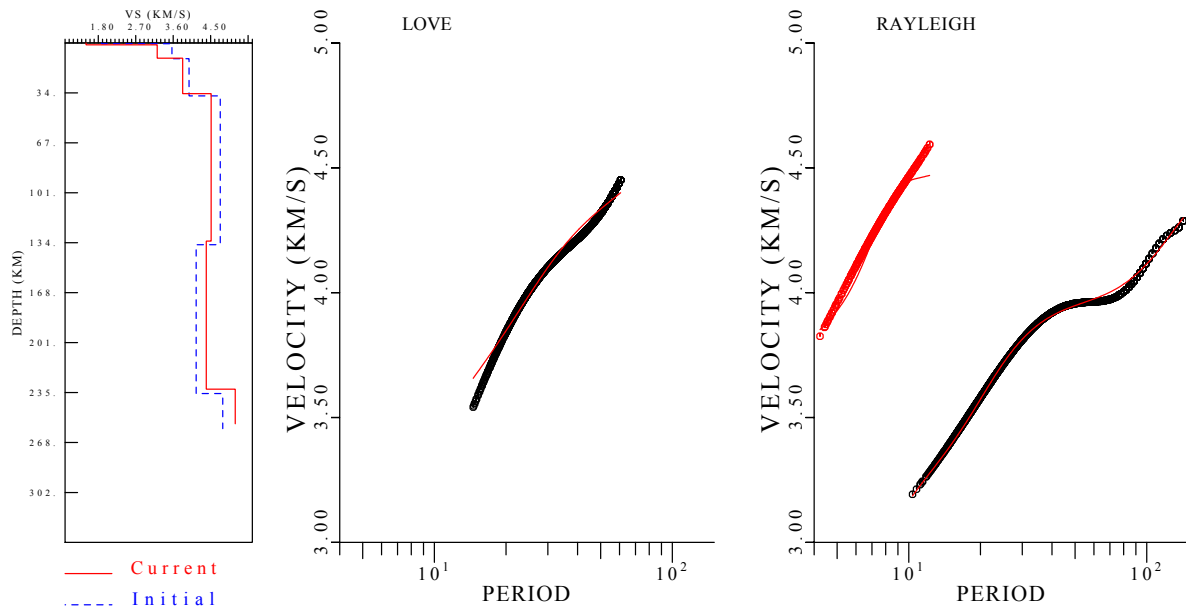


(a)

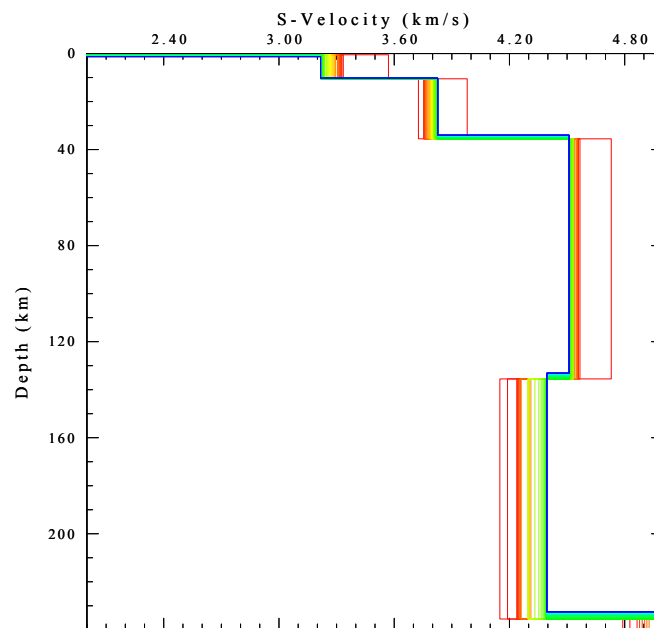


(b)

Figura 4.6: Tercera prueba de inversión. Error standard final: 0.0207 km/s . (a) Curvas de dispersión observadas (puntos) y ajustadas (líneas continuas) para, derecha: modos fundamental y superior de onda Rayleigh, centro: ondas Love. Izquierda: Modelo inicial (línea punteada) y modelo final (línea continua). (b) Modelos ajustados en las distintas iteraciones. La línea roja indica el modelo inicial y la línea azul indica el modelo final.



(a)



(b)

Figura 4.7: Cuarta prueba de inversión. Error standard final: 0.0208 km/s . (a) Curvas de dispersión observadas (puntos) y ajustadas (líneas continuas) para, derecha: modos fundamental y superior de onda Rayleigh, centro: ondas Love. Izquierda: Modelo inicial (línea punteada) y modelo final (línea continua). (b) Modelos ajustados en las distintas iteraciones. La línea roja indica el modelo inicial y la línea azul indica el modelo final.

Del análisis de los 4 modelos generados de las inversiones propuestas, se puede notar que el modelo de la inversión 3 (figura 4.6) genera el mínimo error estándar de ajuste entre las observaciones y la curva calculada, además de que los resultados se condicen con los valores aportados por la bibliografía existente. Este modelo representa una estructura litosférica que consiste en un espesor cortical total de aproximadamente 34 km , evidenciándose una transición entre corteza

superior y corteza inferior a aproximadamente 10 km de profundidad. La profundidad del LAB (Límite Litósfera Astenósfera por sus siglas en inglés) estimada es de aproximadamente 118 *km*. Aunque esta profundidad es generalmente difícil de determinar, el resultado encontrado no difiere con la bibliografía previa en mayor medida, además de que sigue evidenciando una zona de bajo espesor litosférico (*thinspot*) debajo de la cuenca Pantanal. Las velocidades de onda S además, se condicen en profundidad con las obtenidas por Feng et al. (2007).

4.3. Núcleos de sensibilidad

Con el fin de conocer la sensibilidad que tiene cada componente del paquete de ondas superficiales a distintas profundidades, se calcularon los kernels correspondientes para cada tipo de onda, considerando como perfil de velocidades al obtenido de la inversión de las curvas de velocidad de fase (sección 4.2). El cálculo fue realizado con la subrutina `srfer96` del paquete Herrmann (2013), el cual utiliza el modelo de velocidades elegido y valores de velocidad de grupo obtenidos a distintos períodos y calcula las derivadas parciales correspondientes, para cada onda y armónico, de las velocidades de grupo y fase respecto a las velocidades de onda P y S: $\partial U_R/\partial\alpha$, $\partial U_R/\partial\beta$, $\partial C_R/\partial\alpha$, $\partial C_R/\partial\beta$, $\partial U_L/\partial\beta$ y $\partial C_L/\partial\beta$.

Los resultados se ilustran en las figuras 4.8 y 4.9. En estas figuras se muestran las derivadas parciales $\partial C_R/\partial\beta$ para modo fundamental y primer modo superior de onda Rayleigh, y las derivadas parciales $\partial C_L/\partial\beta$ para modo fundamental de onda Love, a partir de curvas de velocidad de grupo obtenidas con la técnica MFT (sección 3.3). Los núcleos se detallan para distintos períodos entre 20 *seg* y 120 *seg* para modo fundamental de onda Rayleigh, entre 6 *seg* y 13 *seg* para primer armónico de onda Rayleigh, y para onda Love se consideraron períodos entre 20 *seg* y 60 *seg*.

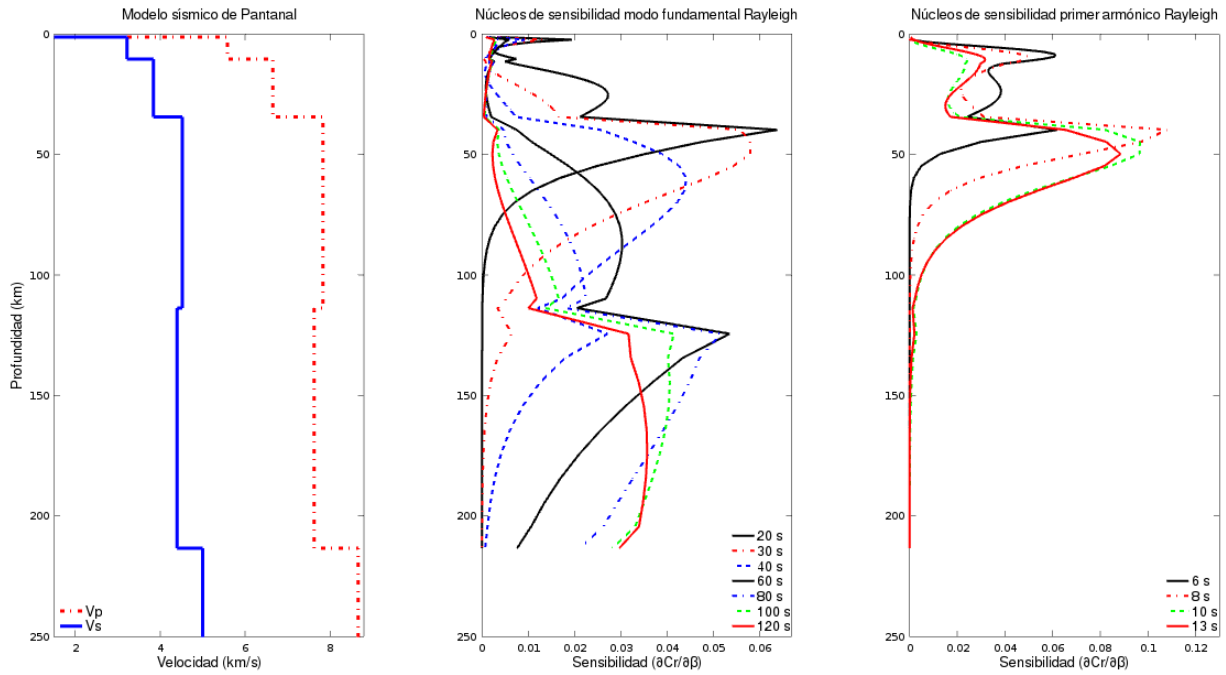


Figura 4.8: Izquierda: perfil de velocidades obtenido de la inversión de curvas de velocidad de fase. Centro: núcleos de sensibilidad ($\partial C_R / \partial \beta$) para modo fundamental de onda Rayleigh para períodos entre 20 y 120 *seg.* Derecha: núcleos de sensibilidad ($\partial C_R / \partial \beta$) para primer modo superior de onda Rayleigh para períodos entre 6 y 13 *seg.*

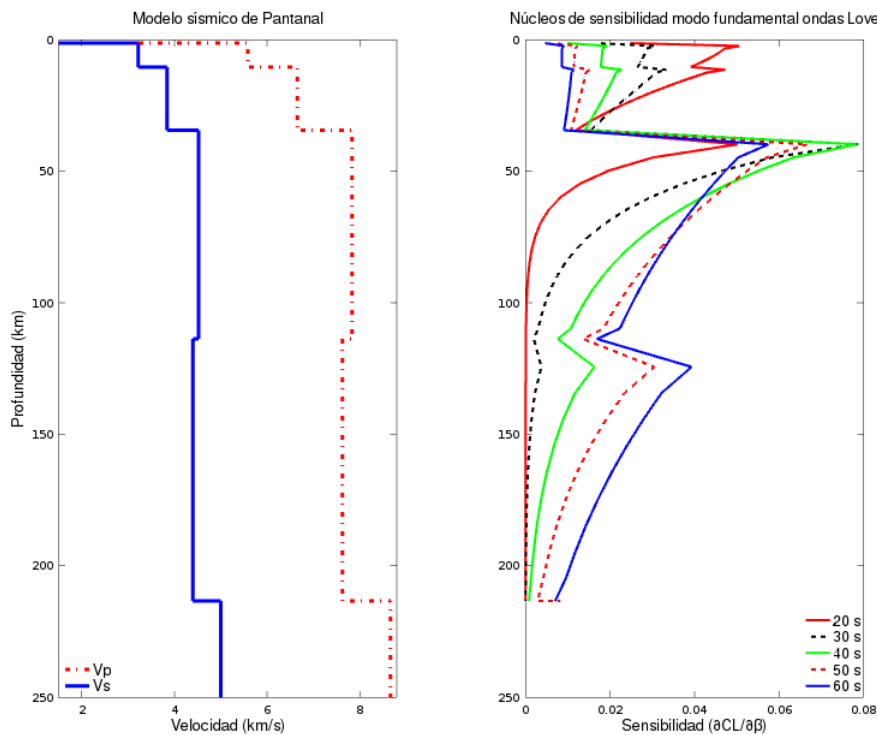


Figura 4.9: Izquierda: perfil de velocidades obtenido de la inversión de curvas de velocidad de fase. Derecha: núcleos de sensibilidad ($\partial C_L / \partial \beta$) para modo fundamental de onda Love para períodos entre 20 y 60 *seg.*

En las figuras 4.8 y 4.9 se puede observar que los períodos mayores son sensibles a cambios en los parámetros del medio a mayores profundidades, además de que sus valores máximos se

ensanchan (ver sección 2.3). Un resultado importante de la inclusión de modos superiores en el análisis es que estos promueven un aumento en la resolución en profundidad, ya que para períodos de 10 a 13 *seg*, los armónicos son sensibles a parámetros físicos localizados a profundidades mayores a los 50 *km*, dando así mayor información de parámetros físicos del manto superior.

Otro análisis a tener en cuenta es la comparación entre la sensibilidad de las velocidades de grupo con las velocidades de fase para cada período, en función de la profundidad. En las figuras 4.10, 4.11 y 4.12, se comparan los núcleos de sensibilidad correspondientes a las velocidades de fase y de grupo, para las ondas Rayleigh, modos fundamental y superior, y ondas Love, respectivamente. En estos casos se ve que las velocidades de grupo son más sensibles a cambios de β para zonas más superficiales que las velocidades de fase. Esto indica que los estudios de estructuras sísmicas a partir de observaciones de velocidad de fase permiten un enfoque más profundo en las investigaciones. Este hecho se puede visualizar con facilidad considerando períodos grandes, por ejemplo 120 *s* para modo fundamental de Rayleigh, 13 *s* para primer modo superior de Rayleigh y 60 *s* para modo fundamental de Love, observando que presentan máximos en la sensibilidad ubicados a mayor profundidad cuando se calculan los núcleos para velocidad de fase respecto de velocidad de grupo.

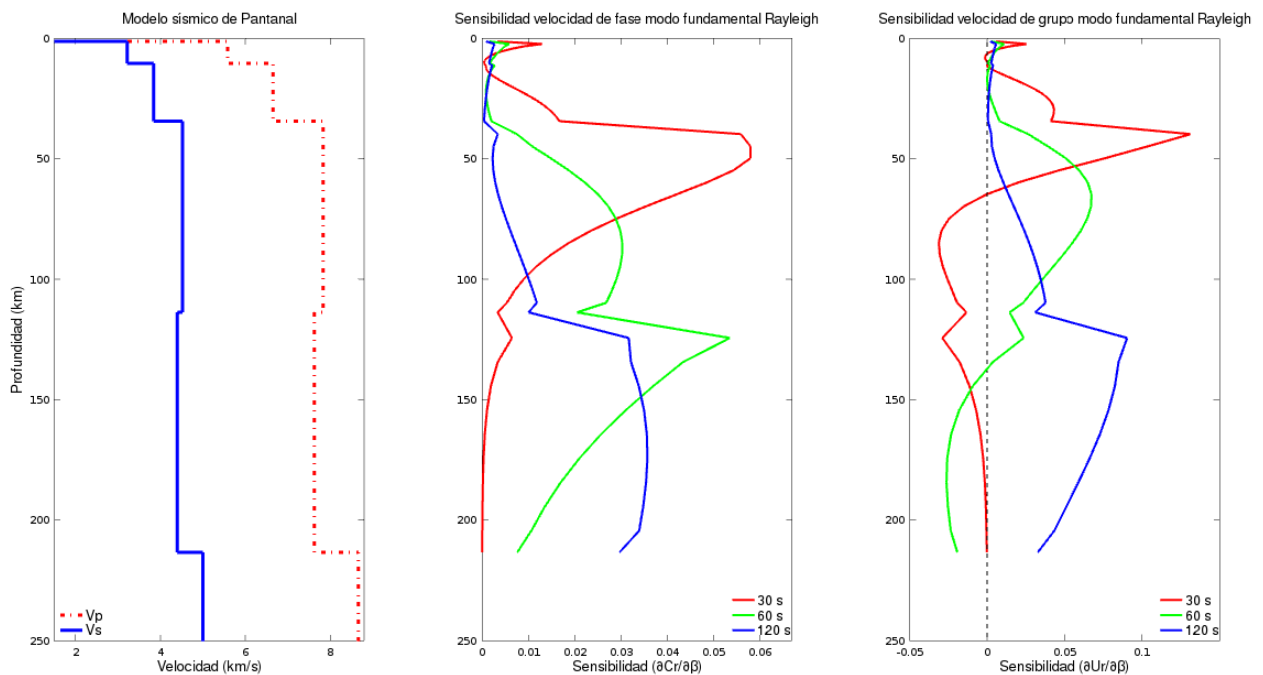


Figura 4.10: Izquierda: perfil 1D de velocidades de la cuenca Pantanal, Centro: núcleos de sensibilidad ($\partial C_R/\partial\beta$) de velocidades de fase, modo fundamental de onda Rayleigh para períodos de 30 *s*, 60 *s* y 120 *s*. Derecha: núcleos de sensibilidad ($\partial U_R/\partial\beta$) de velocidades de grupo, modo fundamental de onda Rayleigh para períodos de 30 *s*, 60 *s* y 120 *s*.

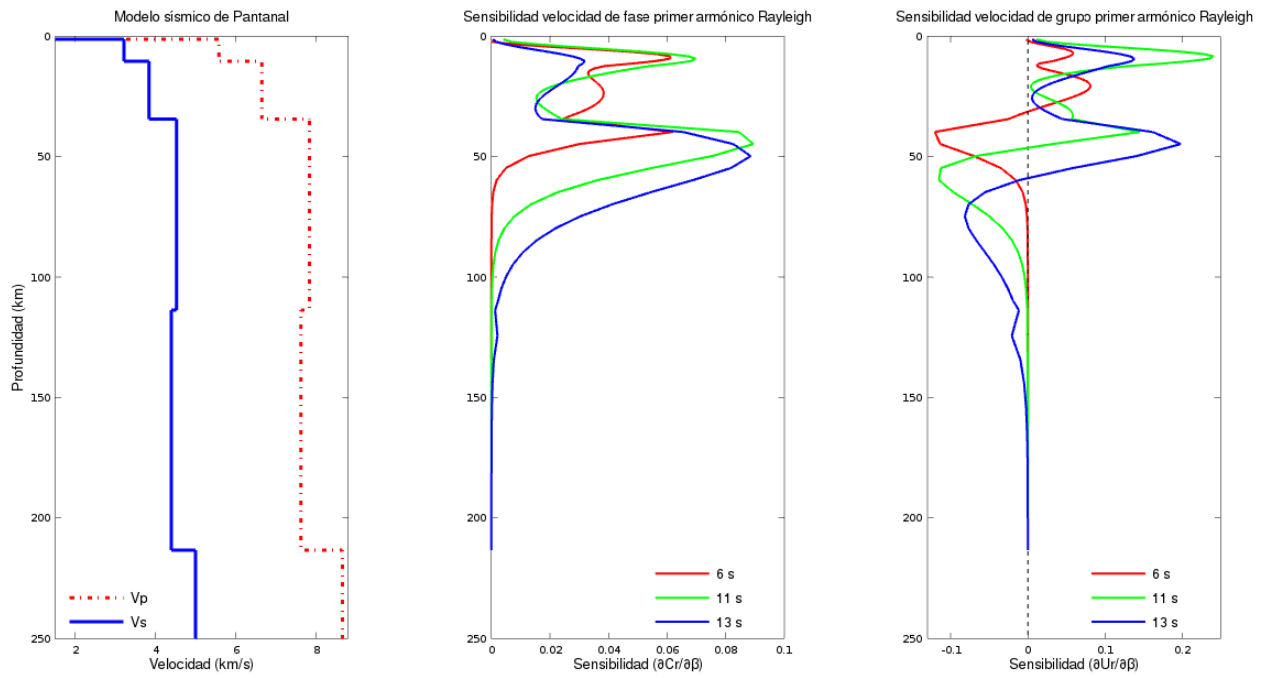


Figura 4.11: Izquierda: perfil 1D de velocidades de la cuenca Pantanal, Centro: núcleos de sensibilidad ($\partial C_R / \partial \beta$) de velocidades de fase, primer modo superior de onda Rayleigh para períodos de 6 s, 11 s y 13 s. Derecha: núcleos de sensibilidad ($\partial U_R / \partial \beta$) de velocidades de grupo, primer modo superior de onda Rayleigh para períodos de 6 s, 11 s y 13 s.

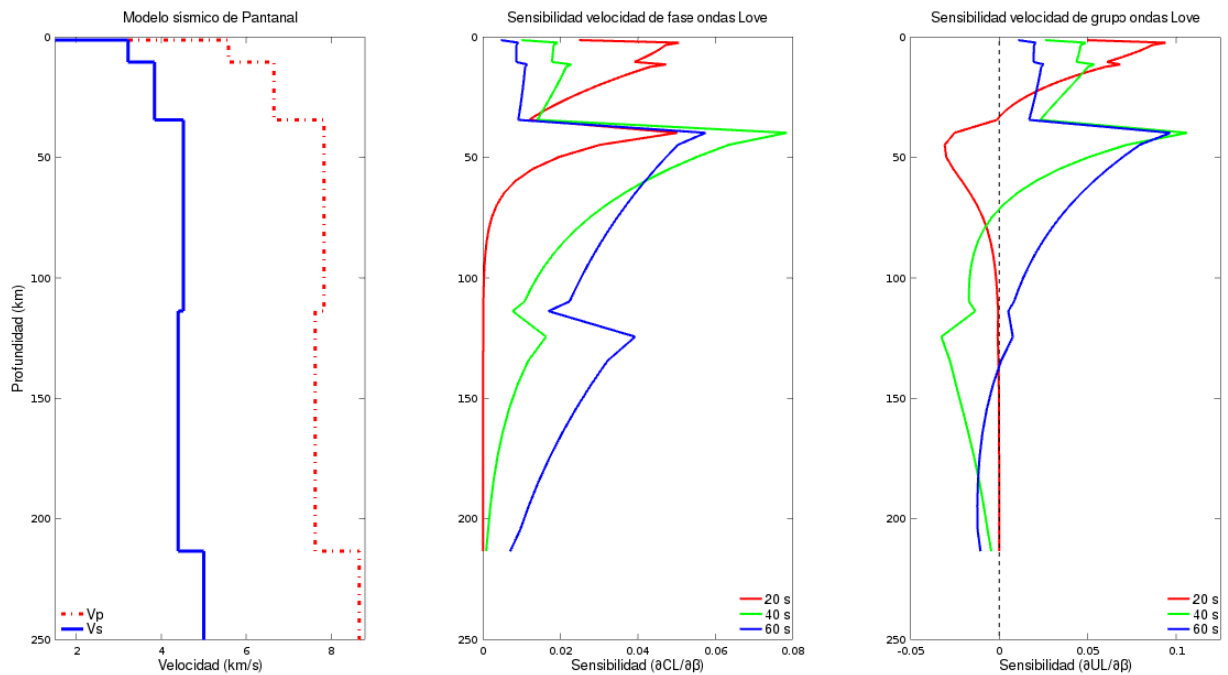


Figura 4.12: Izquierda: perfil 1D de velocidades de la cuenca Pantanal, Centro: núcleos de sensibilidad ($\partial C_L / \partial \beta$) de velocidades de fase, modo fundamental de onda Love para períodos de 20 s, 40 s y 60 s. Derecha: núcleos de sensibilidad ($\partial U_L / \partial \beta$) de velocidades de grupo, modo fundamental de onda Love para períodos de 20 s, 40 s y 60 s.

4.4. Discusión de los resultados

Se determinaron curvas de dispersión representativas de modo fundamental y primer modo superior de onda Rayleigh, y modo fundamental de onda Love (figuras 4.3 (a) y (b)). Estas curvas se obtuvieron luego de haber realizado un ajuste polinomial de todos los valores de velocidad de fase calculados. El comportamiento que estas curvas presentan en general es muy similar, contrastado con las curvas teóricas, con la excepción de los valores del modo fundamental de onda Love mas allá de los 60 *seg* de período, los cuales fueron omitidos en la etapa de la inversión. Se puede observar que las curvas calculadas tienen en general velocidades menores que las curvas teóricas, esto se puede deber al hecho de que se están considerando velocidades de onda S notoriamente elevadas en el modelo de entrada. Igualmente las velocidades de onda S finales en todas las inversiones son más acertadas cuando se comparan con las velocidades de onda S resultantes de los modelos de Feng et al. (2007) y Van der Lee et al. (2001) a 100 *km* de profundidad (figura 1.8). Como el uso de modos superiores en la región es inédito, no se contaba con valores de velocidad de fase previas para estos armónicos a fin de contrastar y controlar los cálculos, sin embargo, el cálculo de las curvas teóricas resultó en un importante recurso a la hora de dar fiabilidad en los valores obtenidos.

El modelo obtenido a partir de la inversión de las curvas de dispersión de ondas Rayleigh y Love de la figura 4.6, fue seleccionado como representativo de la región de la cuenca Pantanal debido a su error estándar mínimo respecto a las demás pruebas con diferentes modelos de entrada y a la coincidencia con modelos existentes en la literatura. En esta figura se puede apreciar que el ajuste entre las curvas observadas y calculadas es muy bueno, observándose pequeñas discrepancias en los bajos períodos de onda Love y altos períodos del primer modo superior de onda Rayleigh, sin embargo, estas no generan grandes complicaciones ya que un error estándar de 0.0207 *km/s* es razonable.

De este modelo representativo se puede distinguir que la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić es de aproximadamente 34 *km*, consistente con los resultados de Assumpção et al. (2013a) para esta zona (figura 1.7), quienes sugieren que este adelgazamiento en la corteza en la región es probablemente una característica heredada de la separación de Rodinia durante el Neo-Proterozoico y el subsecuente cierre de océanos basales conectados con los primeros ciclos orogénicos que formaron el continente de Gondwana del Fanerozoico y luego el continente de Sudamérica moderno. La profundidad del límite Litósfera-Astenósfera resultante es de 118 *km*, la cual es aceptable ya que se esperaban profundidades de menos de 120 *km*. Este resultado evidencia el adelgazamiento litosférico producido en la región respecto de otras zonas estables del continente, como lo puede ser por ejemplo el Cratón Amazónico, el cual posee un espesor litosférico aproximado de 160 *km* (Feng et al., 2007). Este resultado es una evidencia de que la cuenca Pantanal se encuentra en una zona de adelgazamiento litosférico producido por la fusión parcial de elementos del manto, la cual puede ser producida por el ingreso de volátiles, como el agua por ejemplo, de la placa de Nazca subductante (Van der Lee et al., 2001). Además este resultado afirma la explicación brindada por Assumpção et al. (2004b), que asegura que esta es una zona sísmicamente activa por el debilitamiento profundo de la litósfera y la menor resistencia

a los esfuerzos tectónicos en la parte más somera de ella (figura 1.13).

Los núcleos de sensibilidad calculados en la sección 4.3, representan un cálculo inédito en la región y muestran la capacidad de cada componente armónica del paquete de ondas superficiales de destacar ciertos parámetros físicos en profundidad, generando un marco de confianza a la hora de analizar resultados a esas profundidades. Los núcleos de la figura 4.8 muestran la capacidad de períodos de hasta 120 *seg* de ser sensibles a propiedades físicas a profundidades de hasta 200 *km*, para el caso de modo fundamental de onda Rayleigh, y para el caso del primer armónico se alcanzan profundidades de más de 50 *km*, lo que indica que aún teniendo un rango de períodos acotado del primer modo superior, éste puede llegar a destacar propiedades del manto superior. Lo mismo sucede cuando consideramos períodos de hasta 60 *seg* para el modo fundamental de onda Love, el cual es sensible a propiedades físicas de hasta los 100 *km* de profundidad. Además, cuando se comparan los núcleos de sensibilidad de modo fundamental y primer armónico de onda Rayleigh y modo fundamental de onda Love, para velocidad de grupo y velocidad de fase (figuras 4.10, 4.11 y 4.12, respectivamente) se observa que para períodos altos, dentro del rango de períodos determinado en cada uno, la sensibilidad para velocidad de fase es más profunda que para velocidad de grupo.

Capítulo 5

Conclusiones

Se obtuvo un modelo 1D de velocidades de onda P y S para la cuenca Pantanal, a partir de la inversión de modos fundamental y superior de ondas Rayleigh, y modo fundamental de ondas Love, de curvas de dispersión de velocidad de fase.

La inclusión del primer modo superior en el análisis ha resultado ser información de gran utilidad a la hora de determinar un modelo litosférico. Contando solamente con periodos de hasta 13 *seg*, se ha podido destacar información de los parámetros del manto superior. Esto implica que el modo superior es una herramienta que podría seguir siendo explotada para determinar estructuras litosféricas. Con el paso del tiempo, se espera que la cantidad de datos sismológicos en la región siga aumentando, con lo que se contará con un número de datos de modos superiores mayor con el fin de mejorar el ajuste de la curva de velocidad de fase del primer armónico promedio para la cuenca. La capacidad de identificación de estos armónicos es dependiente de varios factores, en particular, la distancia epicentral, estructuras sísmicas, tipo de trayectorias (continental u oceánica), profundidad del hipocentro y magnitud del evento, son algunas características que influyen en la factibilidad de observación de los armónicos. Específicamente, en este trabajo, se ha logrado observar el primer modo superior de onda Rayleigh y determinar sus curvas de dispersión tanto de velocidad de grupo como de velocidad de fase, y consecuentemente se logró determinar sus respectivos núcleos de sensibilidad.

El modelo final encontrado se condice en mayor medida con los trabajos previos existentes. El espesor y velocidad corticales representan un adelgazamiento de la corteza en la región, siendo el espesor de 34 *km*, y 40-45 *km* el promedio en la zona estable continental. Assumpção et al. (2013a) sugiere que este bajo espesor cortical es probablemente una característica heredada de la separación de Rodinia durante el Neo-Proterozoico y el subsecuente cierre de océanos basales conectados con los primeros ciclos orogénicos que formaron el continente de Gondwana del Fanerozoico y luego el continente de Sudamérica moderno. Las velocidades de onda S a partir de los 100 *km* de profundidad se condicen con las calculadas por Feng et al. (2007). La profundidad del LAB es en general difícil de estimar, sin embargo, el valor obtenido de 118 *km* es un valor aceptable. Esto sigue evidenciando un adelgazamiento de la litósfera en la zona probablemente debido al debilitamiento producido por la fusión parcial de elementos en la cuña mantélica generada por la subducción de la placa de Nazca (sugerido por Van der Lee et al.

(2001) y Assumpção et al. (2004a)).

El uso del cálculo de velocidad de fase a partir del método de dos estaciones, da información restringida por la trayectoria contenida entre las estaciones, promoviendo así estimaciones más localizadas de la estructura litosférica. Debido a que la cuenca Pantanal tiene una extensión considerablemente pequeña, el uso de esta metodología resulta óptima a la hora de hallar una estructura litosférica representativa. Además como se observa en las figuras 4.10, 4.11 y 4.12, la implementación del cálculo de velocidad de fase representa una mayor sensibilidad a mayor profundidad respecto a la velocidad de grupo.

A fin de contar con información más precisa, resulta importante realizar estudios de la cuenca usando diversas técnicas, sumando que actualmente se cuenta con un número mayor de estaciones sismológicas. Además sería interesante aplicar otros programas de procesamiento, especialmente algún programa de inversión que presente una menor dependencia con el modelo inicial que se ingresa.

5.1. Presentación de este trabajo

Resultados parciales de este trabajo fueron presentados en un congreso internacional en mayo de 2018:

Lithospheric structure of the Pantanal basin from the analysis of fundamental and higher modes surface waves. D'Onofrio, Andrés, Flores, Gonzalo and Rosa, María Laura. *Seismological Research Letters*, 2018, Vol.89, Number 2B, 717-966. ISSN 0895-0695. EISSN 1938-2057. doi:10.1785/0220180082.

Seismology of the Americas, a joint international conference of the Latin American and Caribbean Seismological Commission (LACSC) and the Seismological Society of America (SSA). Miami, Florida, EEUU, 14 al 17 de mayo de 2018. Modalidad: contribución oral.

Bibliografía

- Assumpção, M., An, M., Bianchi, M., França, G., Rocha, M., Barbosa, J., & Berrocal, J. (2004a). Seismic studies of the Brasília fold belt at the western border of the São Francisco Craton, Central Brazil, using receiver function, surface-wave dispersion and teleseismic tomography. *Tectonophysics*, *388*, 173-185.
- Assumpção, M., Feng, M., Tassara, A., & Julià, J. (2013a). Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. *Tectonophysics*, *609*(1), 82-96.
- Assumpção, M., Schimmel, M., Escalante, C., Barbosa, J., Rocha, M., & Barros, L. (2004b). Interplate seismicity in SE Brazil: stress concentration in lithospheric thin spots. *Geophys. J. Int.*, *159*, 390-399.
- Brune, J., & Dorman, J. (1963). Seismic waves and earth structure in the canadian shield. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *53*(1), 167-210.
- Cara, M. (1979). Lateral variations of S velocity in the upper mantle from higher Rayleigh modes. *Geophys. J. R.*, *57*, 649-670.
- Debayle, E., & Ricard, Y. (2012). A global shear velocity model of the upper mantle from fundamental and higher Rayleigh mode measurements. *Journal of Geophysical Research*, *117*.
- Dziewonski, A., Bloch, S., & Landisman, M. (1969). A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *59*(1).
- Feng, M., van der Lee, S., & Assumpção, M. (2007). Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves. *Journal of Geophysical Research*, *112*.
- Flores, G. (2017). Modelado sísmico de las cuencas de Paraná y Pantanal a partir de velocidad de fase de ondas superficiales. *Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas (FCAGLP)*. (Tesis de grado)
- Herrin, E., & Goforth, T. (1977). Phase-matched filters: Application to the study of Rayleigh waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *67*(5), 1259-1275.
- Herrmann, R. (1973). Some aspects of band-pass filtering of surface waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*(63), 663-671.

- Herrmann, R. (2013). *Computers Programs in Seismology (Version 3.30)*. Department of Earth and Atmospheric Sciences Saint Louis University.
- Kennet, B. L. N. (1991). IASPEI 1991 Seismological Tables. *Terra Nova.*, 3(2), 122-122.
- Lay, T., & Wallace, T. (1995). *Modern Global Seismology*. Academic Press.
- Levshin, A., Ritzwoller, M., & Shapiro, N. (2005). The use of crustal higher modes to constrain crustal structure across Central Asia. *Geophys.J.Int*, 160, 961-972.
- Lomax, A., & Snieder, R. (1995). The contrast in upper mantle shear-wave velocity between the East European Platform and tectonic Europe obtained with genetic algorithm inversion of Rayleigh-wave group dispersion. *Geophys. J. Int.*, 123, 169-182.
- Mioto, C., et al. (2012). Contribuição à caracterização das sub-regiões do Pantanal. *Entre-Lugar*, 6(6), 165-180.
- Panza, G., & Scalera, G. (1978). Higher Mode Dispersion Measurement. *Pageoph*, 116, 1274-1283.
- Pasyanos, M. (2005). A variable resolution surface wave dispersion study of Eurasia, North Africa, and surrounding regions. *Journal of Geophysical Research*, 110.
- Rosa, M. (2015). Tomografía de ondas superficiales en Sudamérica: Estructura listosférica en la cuenca Chaco-Paraná. *Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas (FCAGLP)*. (Tesis de doctorado)
- Snoke, A., & James, D. (1997). Lithospheric structure of the Chaco and Paraná Basins of South America from surface-wave inversion. *Journal of Geophysical Research*, 102, 2939-2951.
- Stein, S., & Wysession, M. (2003). *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. Blackwell.
- Tapley, W., & Tull, J. (2000). Seismic Analysis Code. *SAC2000. Lawrence Livermore National Laboratory*. <http://www-ep.es.lnl.gov/tvp/sac.html>.
- Ussami, N., Shiraiwa, S., & Landim Dominguez, J. (1999). Basement reactivation in a sub-Andean foreland flexural bulge: The Pantanal Wetland, SW Brazil. *Tectonics*, 18(1), 25-39.
- Van der Lee, S., James, D., & Silver, P. (2001). Upper-mantle S-velocity structure of central and western South America. *Journal of Geophysical Research*, 106(12), 30.821-30.835.
- Ólafsdóttir, E. (2014). *Multichannel analysis of surface waves*. University of Iceland.

Anexo A. Códigos usados

En este anexo se muestran algunos códigos generados para: el pre-procesamiento detallado en la sección 3.2, la generación de las curvas promedio para cada tipo de onda (sección 4.1), y la inversión (sección 4.2).

Para el pre-procesamiento se desarrolló un código ejecutable por *bash*, el cual implementa los comandos SAC *decimate*, *rmean*, *transfer*, *freq*, *rtrend* y *rotate to gcp*, que son usados para decimar, quitar la media, remover la respuesta del instrumento, aplicar un filtro pasa-banda, remover la tendencia y rotar las componentes, respectivamente. Esto se ilustra en la figura 5.1.

```
sac <<EOF
r *.SAC
echo on
ppk m
decimate 4
decimate 5
rmean
synchronize
rtrend
transfer from evalresp to none freq 0.005 0.01 0.5 1
rtrend
ppk m
w append .d
r *HHN*.d *HHE*.d
rotate to gcp
w HHR.SAC HHT.SAC
rh HHR*
ch kcmpnm R
wh
rh HHT*
ch kcmpnm T
wh
r *HHZ*.d
ch kcmpnm Z
w HHZ.SAC
q>
EOF
```

Figura 5.1: Parte del código escrito a ejecutar con *bash* para la realización del pre-procesamiento.

Para la realización de la inversión se desarrolló el código de la figura 5.2 a ejecutar con *bash*.

```

surf96 << eof
0.005
0.005
0.005
1
2
2
2
2
2
1
model.d
$dispersion
eof

unset flag1
unset flag2

flag1=$(echo "37 5 1 2 5 0 6")
flag2=$(echo "37 10 1 2 5 1 6")

surf96 $flag1
surf96 $flag2

srfphv96
plotnps -K -W10 -A4 < SRFPHV96.PLT > $dispersion.resultFinal.ps

surf96 28 modl.out

shwmod96 -K 1 -ZMAX 240 -W 0.05 model.true
mv SHWMOD96.PLT T.PLT
shwmod96 -K -1 -ZMAX 240 tmpmod96.???
mv SHWMOD96.PLT I.PLT
cat T.PLT I.PLT > IT.PLT
plotnps -K -A4 -W10 < IT.PLT > $dispersion.compare.ps

```

Figura 5.2: Parte del código a ejecutar con *bash* para la realización de la inversión.

Para el ajuste polinomial de una curva a partir de varios valores de velocidad de fase ingresado, se desarrolló el código de la figura 5.3 en lenguaje *Octave*.

```

clear all
B=load('a_suavizar.tmp');
g=input("Ingrese el grado del polinomio para suavizar");
[A,k]=sort(B(:,1));
A=[A B(k,2)];
x=A(:,1);
Vl=A(:,2);

p=polyfit(x,Vl,g);

if(g==6)
    #grado 6
    polinomio=p(7)+p(6)*x+p(5)*(x.**2)+p(4)*(x.**3)+p(3)*(x.**4)+p(2)*(x.**5)+p(1)*(x.**6);
elseif(g==5)
    #grado 5
    polinomio=p(6)+p(5)*x+p(4)*(x.**2)+p(3)*(x.**3)+p(2)*(x.**4)+p(1)*(x.**5);
elseif(g==4)
    #grado 4
    polinomio=p(5)+p(4)*x+p(3)*(x.**2)+p(2)*(x.**3)+p(1)*(x.**4);
elseif(g==3)
    #grado 3
    polinomio=p(4)+p(3)*x+p(2)*(x.**2)+p(1)*(x.**3);
else
    disp("el número ingresado es incorrecto")
end

C=[x polinomio];

```

Figura 5.3: Parte del código para el ajuste polinomial de curvas en lenguaje *Octave*.

Anexo B. Sismogramas

A continuación se muestran algunos sismogramas registrados por las estaciones disponibles para este trabajo. Además se ilustran los distintos modos filtrados a partir de la técnica de filtrado múltiple y el filtro de fase coincidente (sección 3.3). La ubicación de las estaciones se ilustra en la figura 3.1 y toda la información referente a ellas se dispone en la tabla 3.2. La ubicación de los eventos se puede observar en la figura 3.2 y toda la información correspondiente a ellos se encuentra en la tabla 3.1.

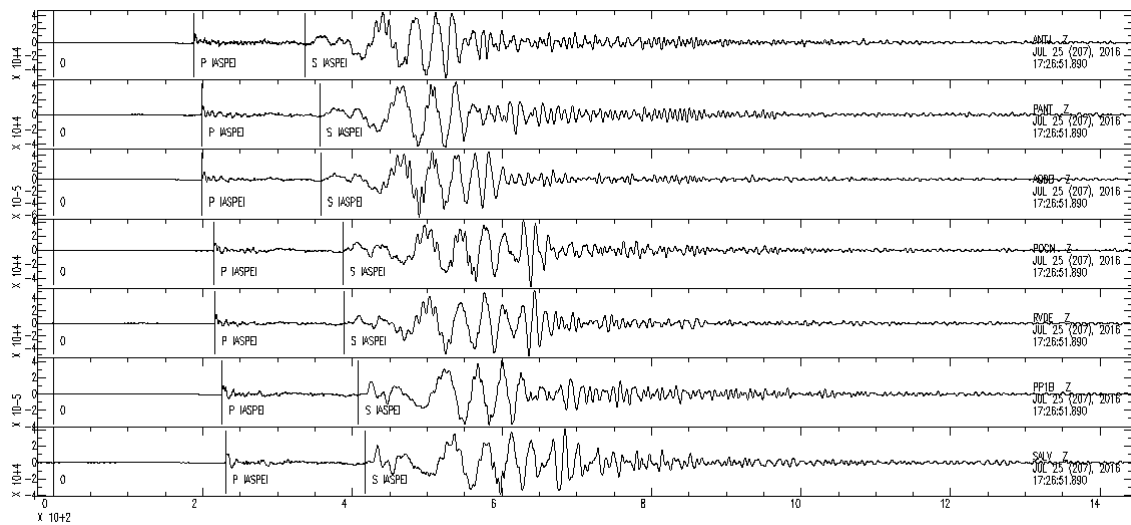


Figura 5.4: Ondas Rayleigh registradas por las estaciones nombradas, para el evento 2016.207.17.21.07, ordenado por distancia epicentral.

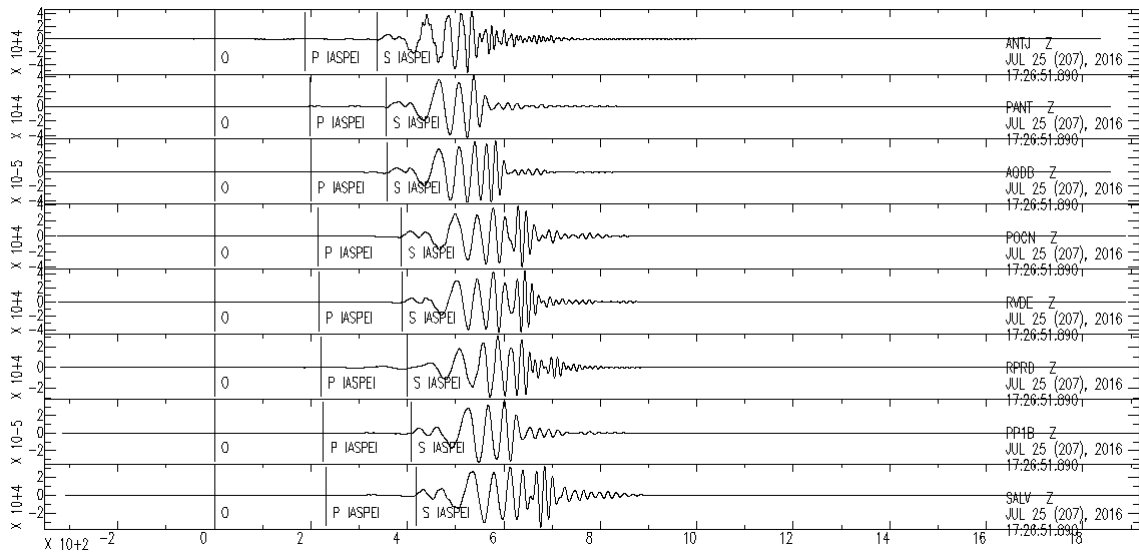


Figura 5.5: Modo fundamental de onda Rayleigh filtrado, para el evento 2016.207.17.21.07, ordenado por distancia epicentral.

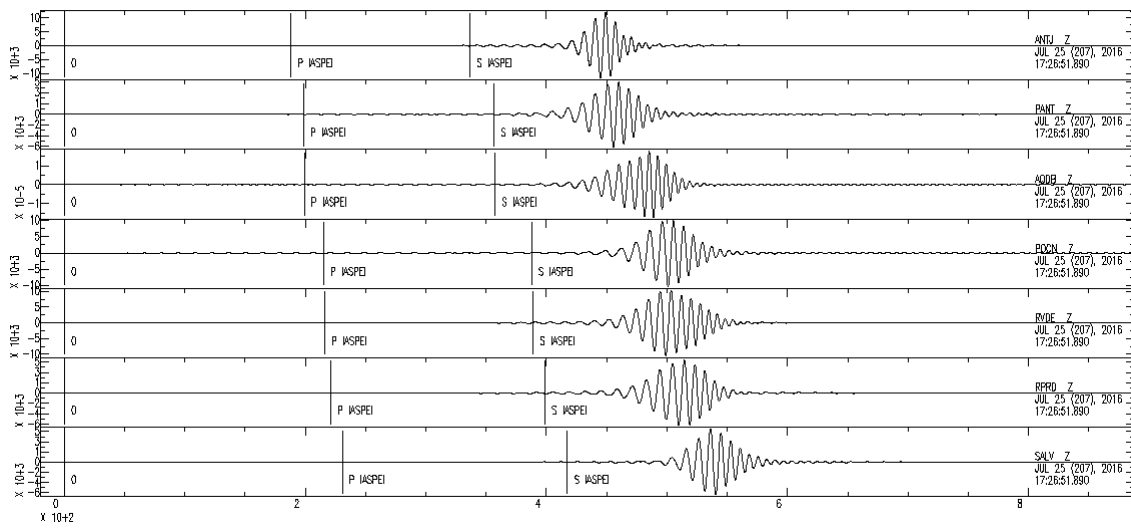


Figura 5.6: Primer modo superior de onda Rayleigh filtrado, para el evento 2016.207.17.21.07, ordenado por distancia epicentral.

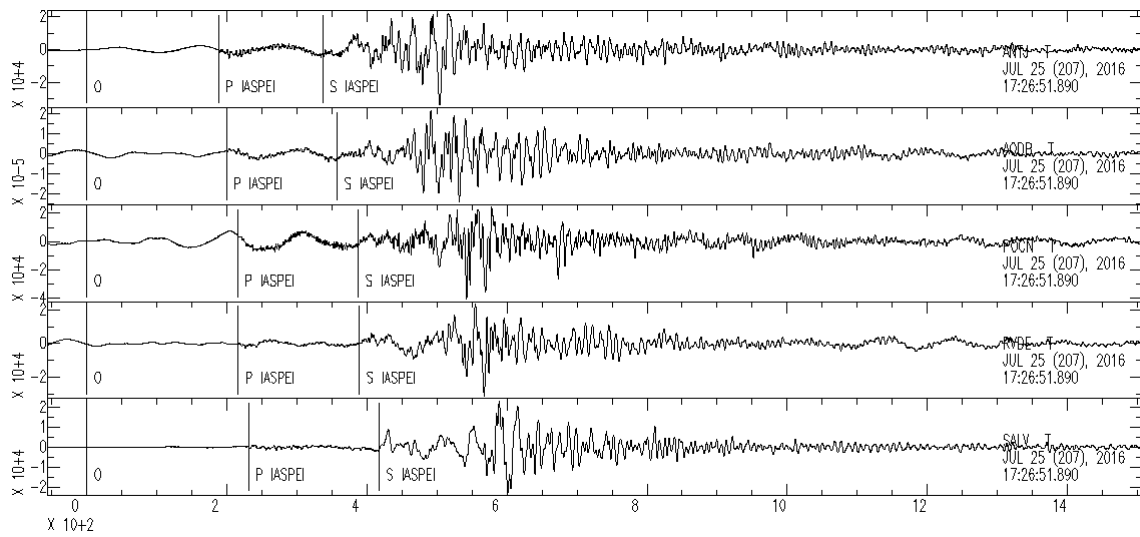


Figura 5.7: Ondas Love registradas por las estaciones nombradas, para el evento 2016.207.17.21.07, ordenado por distancia epicentral.

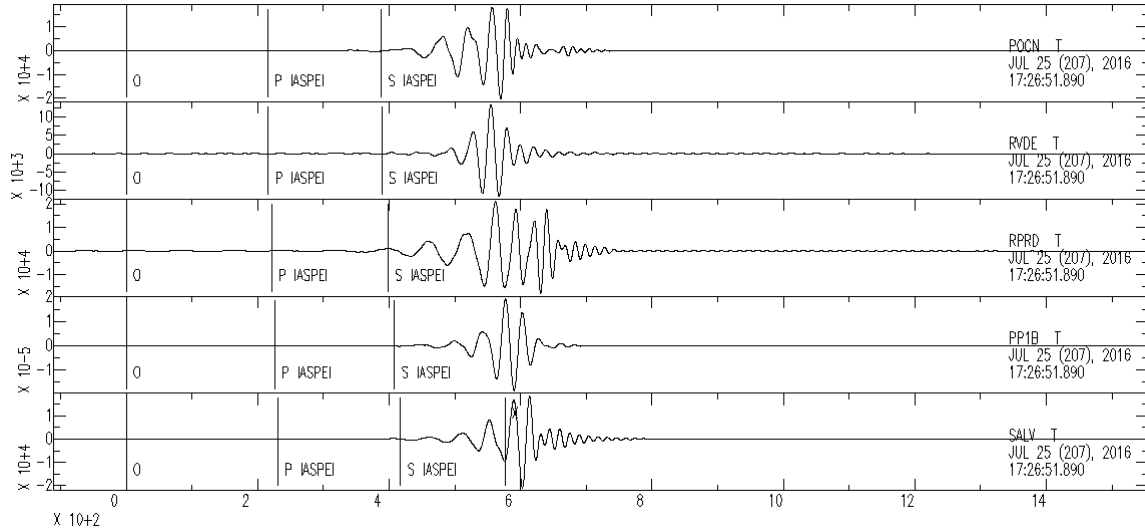


Figura 5.8: Modo fundamental de onda Love filtrado, para el evento 2016.207.17.21.07, ordenado por distancia epicentral.

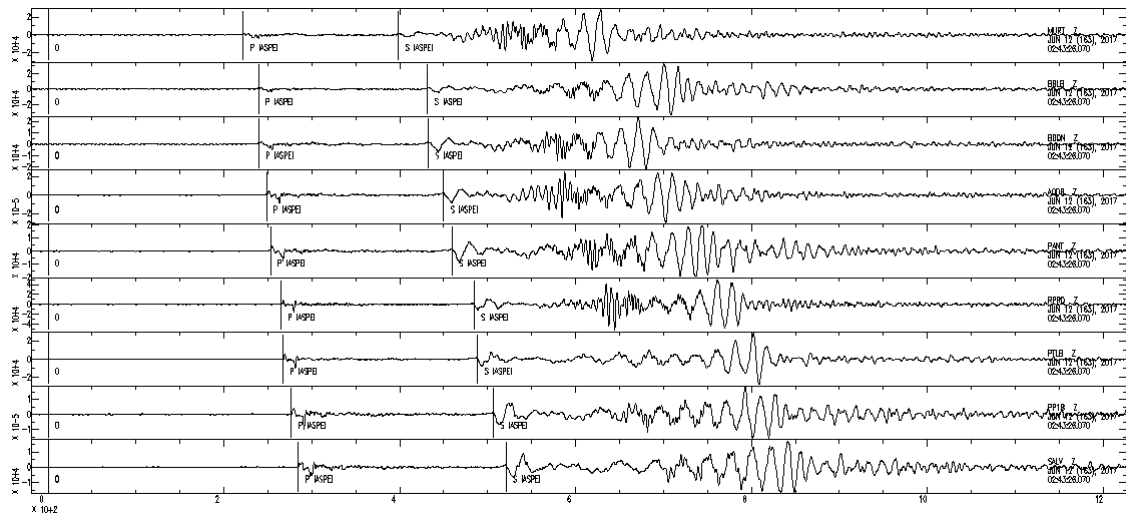


Figura 5.9: Ondas Rayleigh registradas por las estaciones nombradas, para el evento 2017.163.02.38.34, ordenado por distancia epicentral.

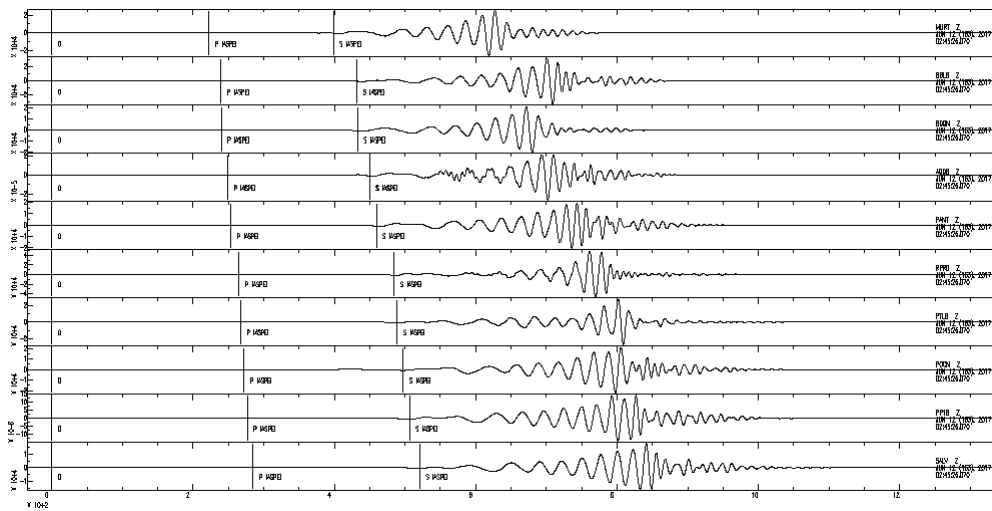


Figura 5.10: Modo fundamental de onda Rayleigh filtrado, para el evento 2017.163.02.38.34, ordenado por distancia epicentral.

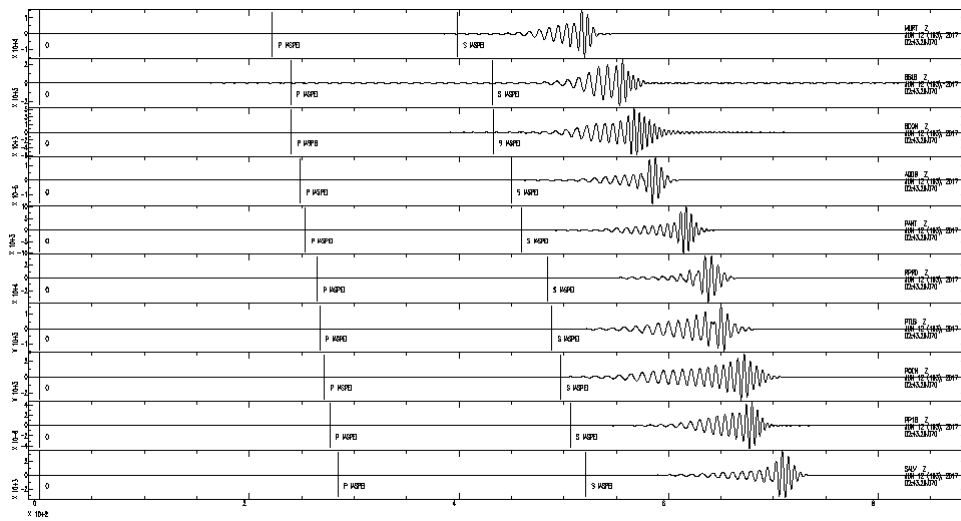


Figura 5.11: Primer modo superior de onda Rayleigh filtrado, para el evento 2017.163.02.38.34, ordenado por distancia epicentral.

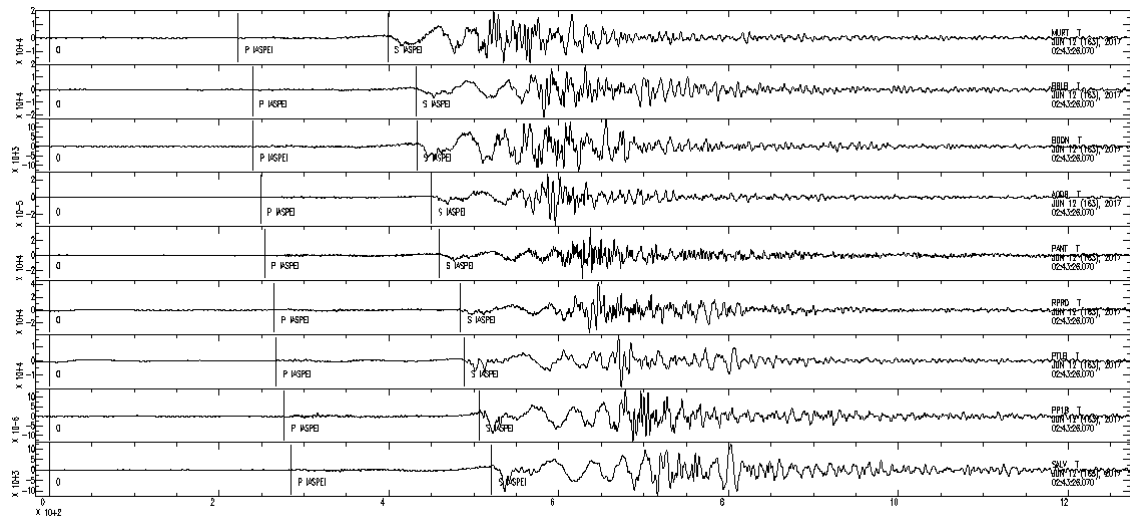


Figura 5.12: Ondas Love registradas por las estaciones nombradas, para el evento 2017.163.02.38.34, ordenado por distancia epicentral.

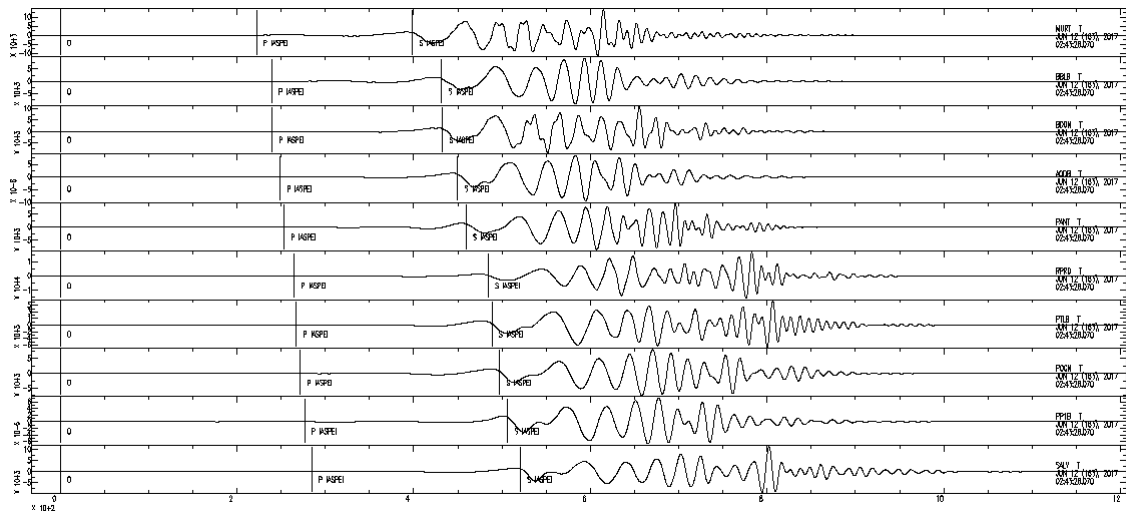


Figura 5.13: Modo fundamental de onda Love filtrado, para el evento 2017.163.02.38.34, ordenado por distancia epicentral.

Anexo C. Curvas de dispersión

A continuación se muestran algunas de las curvas de velocidad de grupo obtenidas a partir de la técnica de filtrado múltiple explicada en la sección 3.3. La ubicación de las estaciones se ilustra en la figura 3.1 y toda la información referente a ellas se dispone en la tabla 3.2. La ubicación de los eventos se puede observar en la figura 3.2 y toda la información correspondiente a ellos se encuentra en la tabla 3.1.

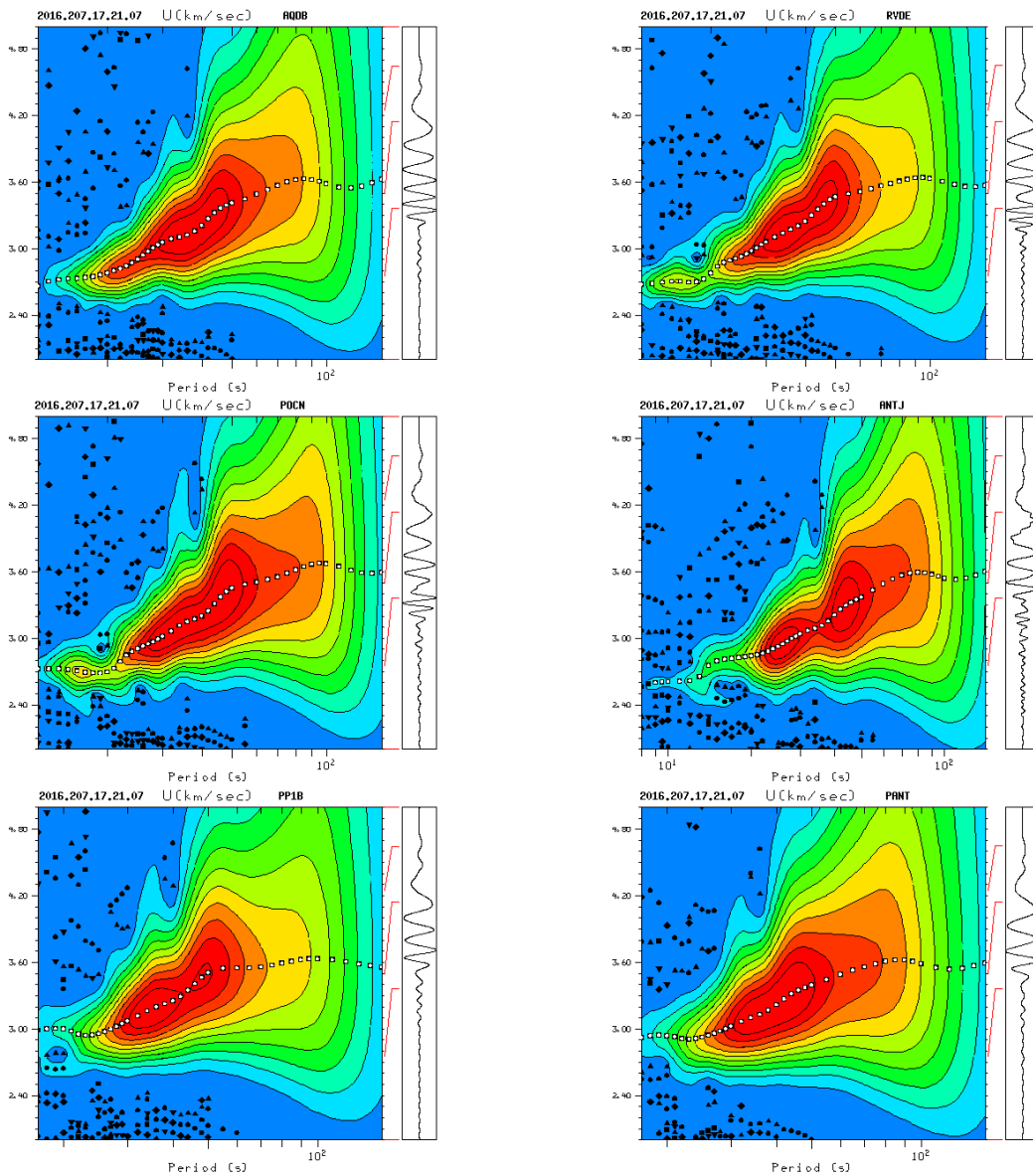


Figura 5.14: Curvas de velocidad de grupo de modo fundamental de onda Rayleigh seleccionadas, para el evento 2016.207.17.21.07 registrado por las estaciones indicadas en la figura.

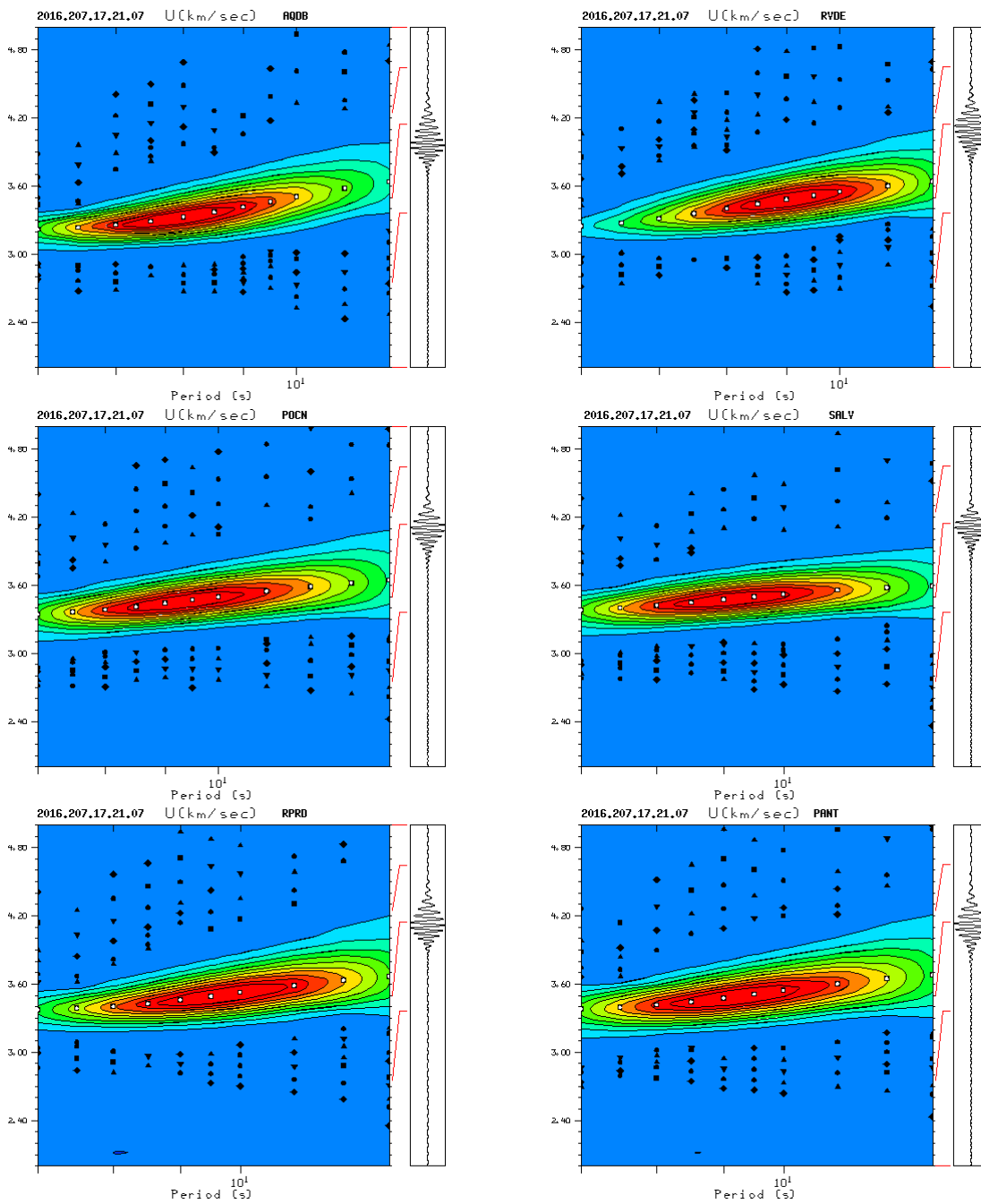


Figura 5.15: Curvas de velocidad de grupo de primer modo superior de onda Rayleigh seleccionadas, para el evento 2016.207.17.21.07 registrado por las estaciones indicadas en la figura.

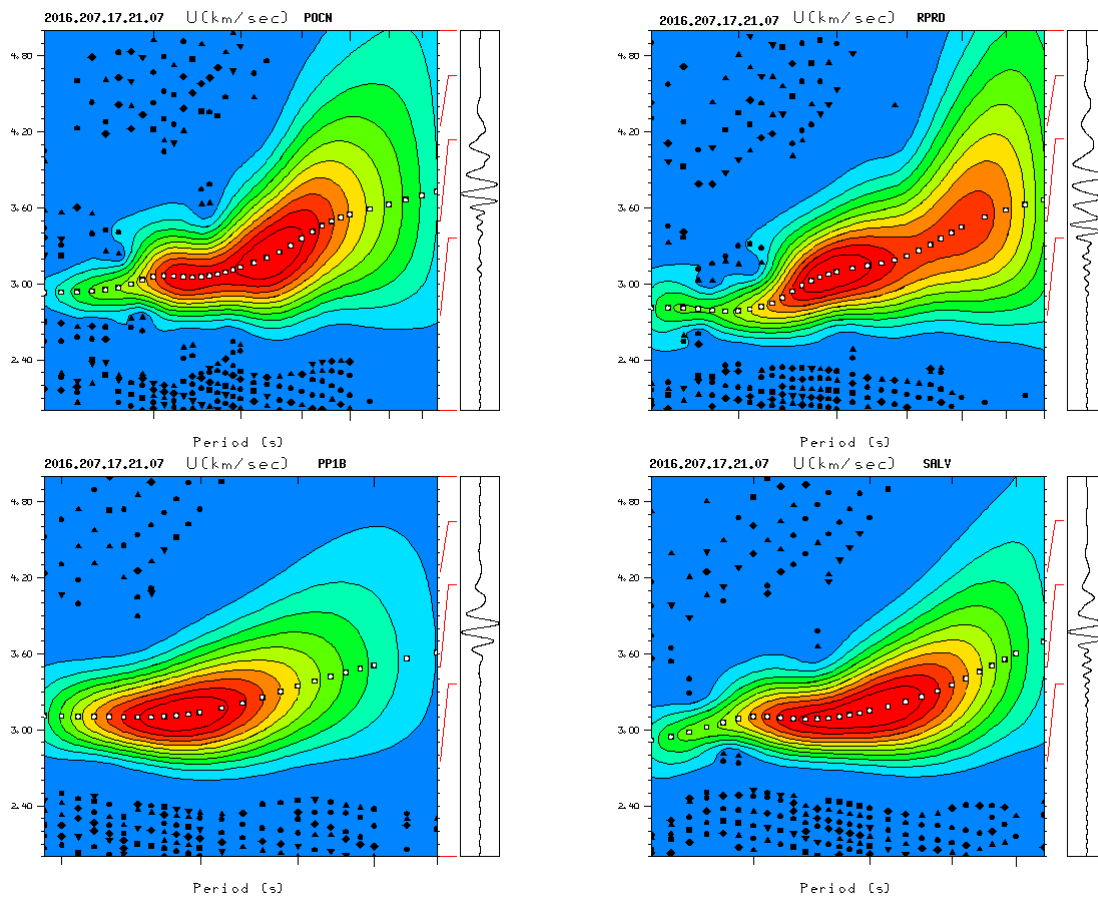


Figura 5.16: Curvas de velocidad de grupo de modo fundamental de onda Love seleccionadas, para el evento 2016.207.17.21.07 registrado por las estaciones indicadas en la figura.

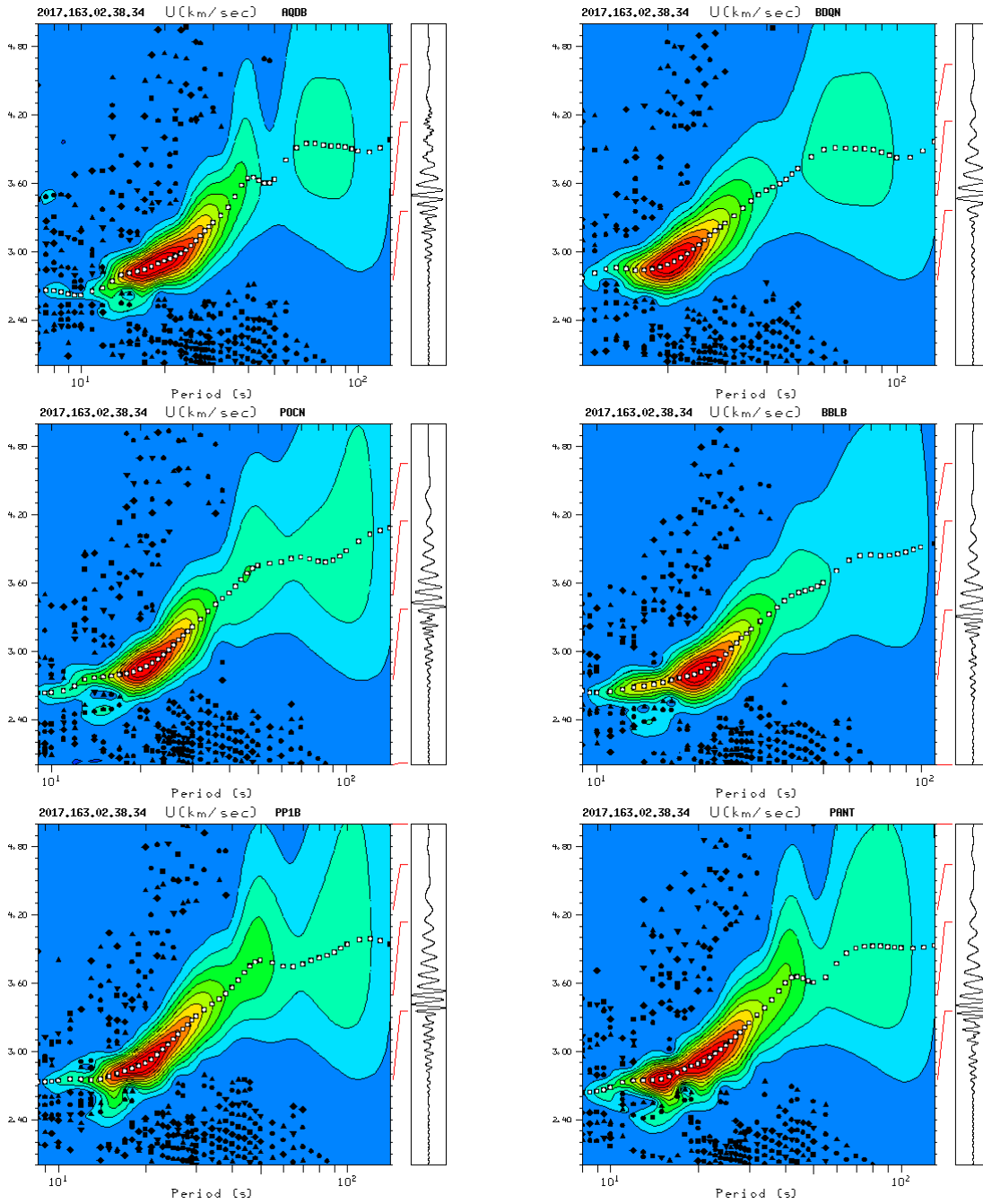


Figura 5.17: Curvas de velocidad de grupo de modo fundamental de onda Rayleigh seleccionadas, para el evento 2017.163.02.38.34 registrado por las estaciones indicadas en la figura.

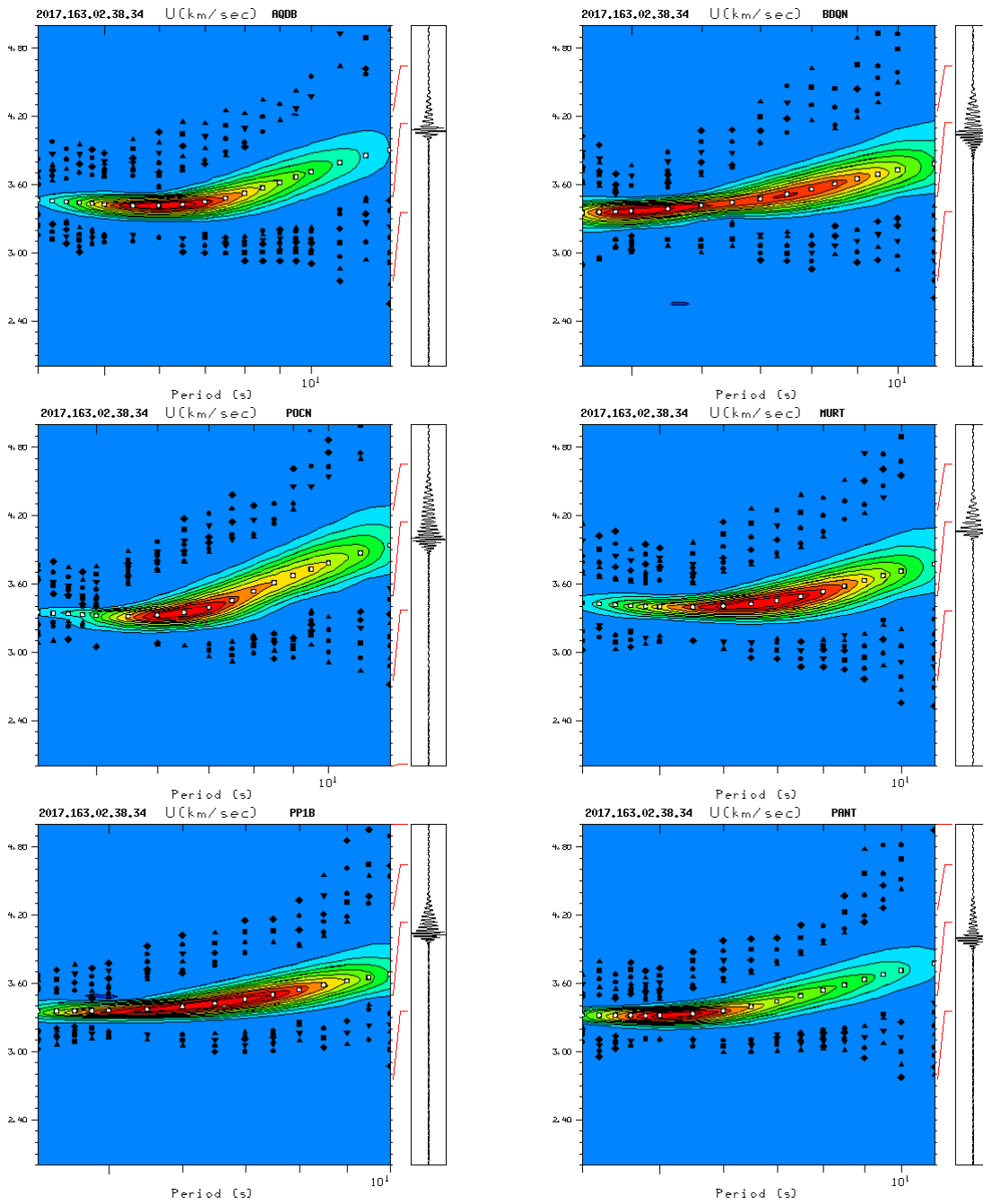


Figura 5.18: Curvas de velocidad de grupo de primer modo superior de onda Rayleigh seleccionadas, para el evento 2017.163.02.38.34 registrado por las estaciones indicadas en la figura.

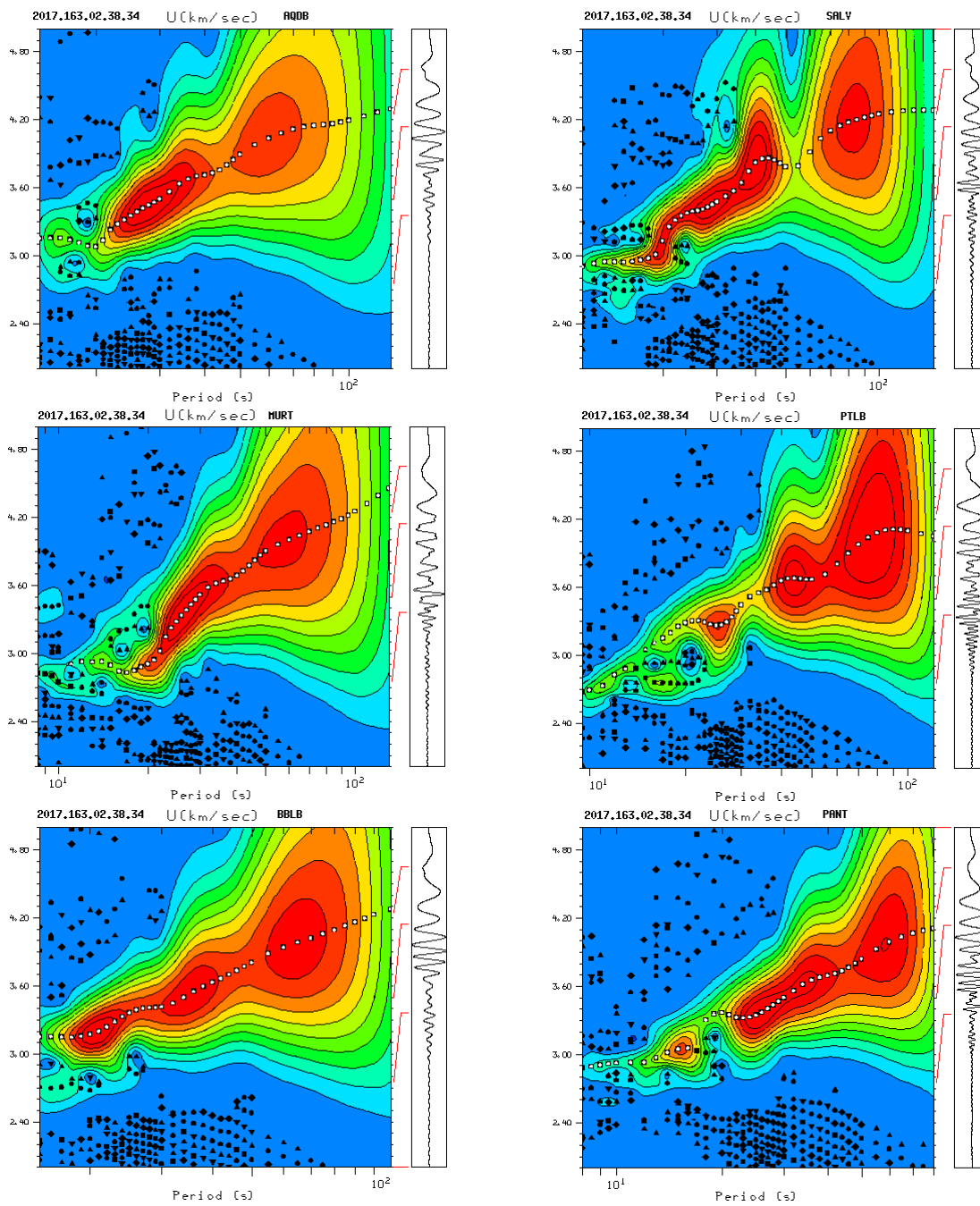


Figura 5.19: Curvas de velocidad de grupo de modo fundamental de onda Love seleccionadas, para el evento 2017.163.02.38.34 registrado por las estaciones indicadas en la figura.

Las curvas de velocidad de fase obtenidas a partir del método de dos estaciones (sección 3.4), se encuentran graficadas en la figura 4.1.