

*Facultad de Ciencias
Universidad de la República*

*Determinación del espesor
cortical y la relación V_p/V_s
debajo de tres estaciones
sismológicas de banda ancha
en Uruguay mediante el
análisis de funciones
receptoras*

*Estudiante: Bach. Martín Rodríguez
Orientadora: Dra. Leda Sánchez Bettucci
Co-orientador: Dr. Marcelo Assumpção*

Montevideo

2021

Agradecimientos

Este trabajo de grado es el producto de varios años de esfuerzo durante los cuales numerosas personas me acompañaron y ayudaron a las cuales me gustaría agradecer.

En primer lugar, quiero agradecer a mi orientadora, Dra. Leda Sánchez Bettucci por la amistad, confianza y apoyo en todos estos años, además de las discusiones fructíferas que hemos tenido durante el desarrollo de este trabajo donde me aportó todo su conocimiento.

En segundo lugar, me gustaría agradecer a mi co-orientador Dr. Marcelo Assumpção de la Universidad de São Paulo, cuya disposición, conocimiento y claridad conceptual para explicar Sismología fueron claves para guiarme en el proceso de realización de esta tesis.

Especialmente quisiera agradecer a Hernán, Anahí, Damián, Enrique y todos los que en algún momento fueron compañeros del observatorio, junto a los cuales comencé a aprender acerca de la Sismología, y cuyo apoyo, conocimiento y discusiones fueron muy importantes para motivarme a seguir por este camino.

Agradezco al Instituto de Ciencias Geológicas y la Facultad de Ciencias de la Universidad de la República por brindar el ámbito para realizar este trabajo.

Agradezco al Dr. Jordi Julià por brindarme el programa *HK Stack* para realizar los cálculos de espesor cortical.

Por último, quería agradecer a los que siempre están, a Papá, Mamá, mis hermanas Flor y Jime y mi novia Isa por su amor, apoyo, contención y porque siempre creyeron en mí en todo momento, esta tesis no hubiera sido posible sin ustedes.

Resumen

El método de función receptora es una técnica muy utilizada para conocer información acerca de la estructura cortical bajo una estación sismológica. En este trabajo, empleando esta metodología, se estudió la estructura cortical debajo de tres estaciones sismológicas de banda ancha ubicadas al noroeste, suroeste y centro norte de Uruguay. Los espesores fueron calculados utilizando el método de apilamiento *H-k Stack*. Dichos resultados muestran que las estaciones ubicadas al norte, sobre la porción sur de la cuenca de Paraná, presentan un espesor cortical debajo de ellas comprendido entre 41 y 42 km. Por su parte, la estación localizada al suroeste sobre el cratón del Río de la Plata, exhibió una profundidad de Moho de 40 km, cercana al promedio mundial para plataformas continentales de 40.5 km. A su vez, a partir de los valores de V_p/V_s calculados, se pudo inferir que la corteza inferior tiene una composición intermedia ($0.26 < \sigma < 0.28$) con ligeras diferencias entre las distintas estaciones. Por otra parte, mediante el análisis de polaridades de la onda P directa en las funciones receptoras tangenciales de la estación TBOT, se constató la presencia de una inclinación en el Moho cuya dirección de buzamiento se encuentra entre el azimut 220° y 240° . Finalmente, es importante destacar que estos resultados tienen un alcance lateral de aproximadamente 15 km alrededor de cada estación.

Índice

Agradecimientos	2
Resumen	3
Índice	4
1 Introducción	6
1.1 Objetivos	6
1.2 Estaciones	6
1.3 Marco Geológico	8
1.4 Antecedentes	10
2 Marco Teórico	12
2.1 Teoría básica de Sismología	12
2.2 Método de Función Receptora de Onda P	15
2.3 Análisis H-k	17
3 Selección y preparación de los datos	20
3.1 Selección de los eventos telesísmicos	20
3.2 Preparación y pre-procesamiento de los datos	20
3.3 Rotación	23
4 Procesamiento	25
4.1 Deconvolución	25
4.2 Apilamiento de las Funciones Receptoras	26
4.3 HK Stacking (Apilamiento)	27
4.4 Estructura Inclinada en las Funciones Receptoras	28
5 Resultados	31
5.1 Estación ANCO	31
5.2 Estación PSAL	39
5.3 Estación TBOT	46
5.4 Relación de Poisson	52
6 Discusión y Conclusiones	54
6.1 Espesor Cortical	54
6.2 VP/VS y composición de la corteza	57
6.3 Interpretación con gravimetría y geología	57
6.4 Estructura Inclinada	61
7 Bibliografía	63

1 Introducción

El estudio de la estructura cortical es de vital importancia para conocer la evolución tectónica de cualquier región continental. En los últimos años se han realizado algunos estudios que han permitido generar un mejor entendimiento de la estructura de la corteza bajo nuestro territorio. El estudio de eventos telesísmicos (sismos generados en regiones distantes a nuestro territorio) mediante el método de función receptora provee información veraz acerca de la estructura cortical debajo de una estación sismológica de banda ancha. Este método permite conocer la profundidad de la discontinuidad más conspicua presente bajo la estación (generalmente el Moho) así como, el cociente entre las velocidades de las ondas sísmicas de cuerpo [ondas compresionales (ondas P) y las ondas de cizalla (ondas S)], V_p/V_s cortical promedio. El conocimiento de dichos parámetros físicos brindará un primer acercamiento hacia una mejor comprensión de los procesos que determinaron la estructuración cortical de nuestro territorio.

1.1 Objetivos

1. Realizar las funciones receptoras para las estaciones de banda ancha ANCO, PSAL y TBOT.
2. Hallar la profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic, así como la relación V_p/V_s por debajo de las estaciones ANCO, PSAL y TBOT.
3. Interpretación geofísica regional de los resultados obtenidos mediante la comparación con mapas geológicos y gravimétricos.

1.2 Estaciones

Tres estaciones sismológicas de banda ancha fueron utilizadas para este trabajo, las cuales se muestran en la Figura 1. Dos de ellas fueron instaladas en el marco del proyecto “Tres Cuencas” [*Pantanal-Chaco-Paraná Basins (PCPB): Crust and Upper Mantle Seismic Structure and Evolution (“3-Basins Project”)*], financiado por FAPESP y llevado a cabo por investigadores del Centro de Sismología del IAG/ USP (Instituto de Astronomía y Geofísica / Universidad de São Paulo) con la colaboración de instituciones de Argentina, Bolivia, Paraguay y Uruguay (OGU - FCIEN - UDELAR). Las estaciones TBOT y PSAL pertenecientes a la

red XC (red del proyecto “Tres Cuencas”) están ubicadas en las cercanías de la ciudad de Tacuarembó y la localidad de Palomas, Salto, respectivamente. Las mismas fueron equipadas con sismómetros de banda ancha *Nanometrics Trillium 120QA* (Figura 2a) con digitalizador *Nanometrics Centaur* (Figura 2b). Finalmente, la tercera estación utilizada en este trabajo final, llamada ANCO, pertenece a la red UY, fue instalada en noviembre de 2018 y se encuentra ubicada en el Parque (presidencial) Nacional Aarón de Anchorena, Colonia. El equipo instalado en esta estación es un *Nanometrics Trillium Compact 120s* (Figura 2c) con un digitalizador *Nanometrics Centaur*. Las coordenadas de las estaciones se presentan en la Tabla 1.

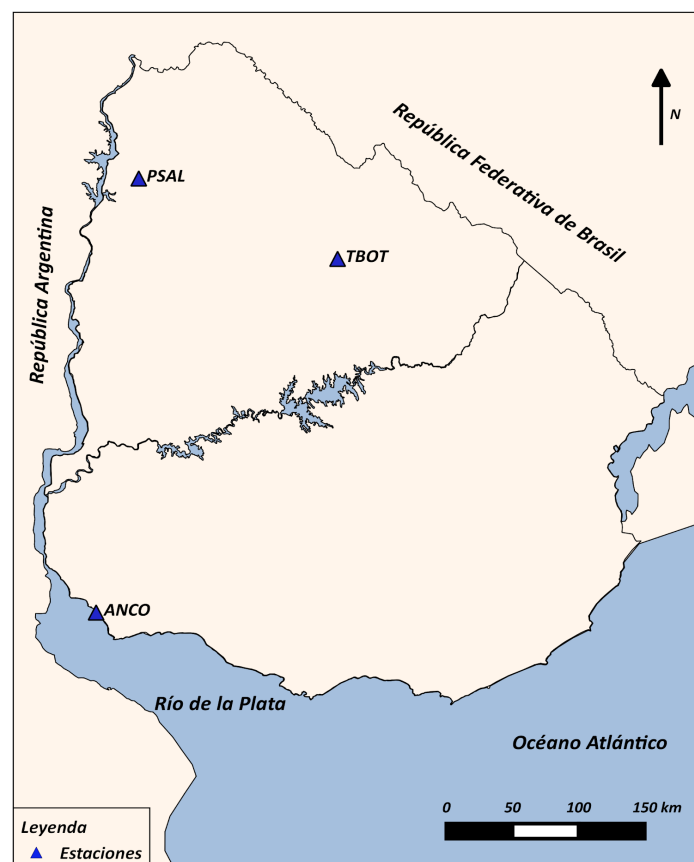


Figura 1. Mapa de ubicación de las estaciones de banda ancha utilizadas en este trabajo.



Figura 2. Equipamiento instalado en las estaciones de este trabajo. a) Sismómetro Nanometrics Trillium 120QA, b) Digitalizador Nanometrics Centaur, c) Sismómetro Nanometrics Trillium Compact 120s.

Estación	Latitud	Longitud
ANCO	-34.275	-57.965
PSAL	-31.082	-57.607
TBOT	-31.682	-55.937

Tabla 1: Ubicación de las estaciones con coordenadas geográficas decimales.

1.3 Marco Geológico

Nuestro país presenta una interesante heterogeneidad desde el punto de vista geológico (Figura 3a), encontrándose rocas de edades Arqueanas hasta Cuaternarias. La porción al sur del Río Negro se encuentra fundamentalmente dividida en tres grandes unidades: al suroeste se encuentra el Terreno Piedra Alta (TPA) de edad Paleoproterozoica compuesto de una amplia área granítica - gnéissica separada por cinturones metamórficos supracorticales (Oyhantçabal *et al.* 2010). En el sector centro-sur se encuentra el Terreno Nico Pérez (TNP) (Bossi y Campal, 1992). El mismo está constituido por secuencias metamórficas de alto grado paleoproterozoicas, granitos, milonitas y magmatismo vinculado al ciclo orogénico Brasileiro (Sánchez Bettucci *et al.* 2010). Al este de dicho terreno se encuentran las rocas correspondientes al Cinturón Dom Feliciano (CDF) definido originalmente por Fragoso Cesar (1980) de edad Neoproterozoica, que afectó fuertemente dicha porción así como buena parte del TNP. Adicionalmente, al Este de dicho cinturón, separado por la Zona de Cizalla San

Carlos-Cordillera, se encuentra el Terreno Punta del Este (Preciozzi *et al.* 1999) que cuenta con rocas de edades paleoproterozoicas y otras cuyas edades corresponden a la orogenia Brasiliana-Pan-Africana.

La porción sur de nuestro territorio fue afectada fuertemente durante la apertura del océano Atlántico, lo cual generó una estructuración de edad Mesozoica cuya dirección general es N70 y está representada por el lineamiento Santa Lucía - Aiguá - Merín (SaLAM) (Rossello *et al.* 2000).

Por otro lado, el norte de nuestro país está caracterizado por una importante cuenca sedimentaria (denominada Cuenca Norte), y que constituye la porción sur de la Cuenca del Paraná. Esta cuenca abarca la porción noreste de Argentina, sur de Brasil, sureste de Paraguay y norte de Uruguay. En nuestro territorio dicha cuenca se caracteriza principalmente por depósitos sedimentarios del Paleozoico medio a superior cubiertos por importantes derrames basálticos de edad Mesozoica pertenecientes a la Formación Arapey (Bossi, 1966), intercalados con areniscas de la Formación Tacuarembó (Bossi, 1966), de edad Jurásica - Cretácica.

La estación TBOT fue instalada sobre areniscas de la Formación Tacuarembó. En la Figura 3b se presenta el perfil correspondiente al pozo Tacuarembó, ubicado en las cercanías de la ciudad de Tacuarembó. En el mismo se constata la presencia de formaciones sedimentarias paleozoicas y mesozoicas suprayacentes al basamento, el cual se encuentra en esta zona a unos 350 m de profundidad.

Por otro lado, la estación PSAL fue instalada sobre basaltos de la Formación Arapey. En la Figura 3c se presenta el perfil del Pozo Belén, en el cual se observa la distribución de las formaciones mesozoicas y paleozoicas suprayacentes al basamento, que en esta porción de la cuenca se encuentra a unos 2330 m de profundidad.

Por último, la estación ANCO se encuentra sobre unos 60 cm de suelo suprayacente a rocas sedimentarias de las formaciones Camacho (Bossi, 1966) y Fray Bentos (Goso, 1965, informe interno IGU en Preciozzi *et al.* 1985) (Pozo N° 1061 - Anchorena - 34 metros de profundidad).

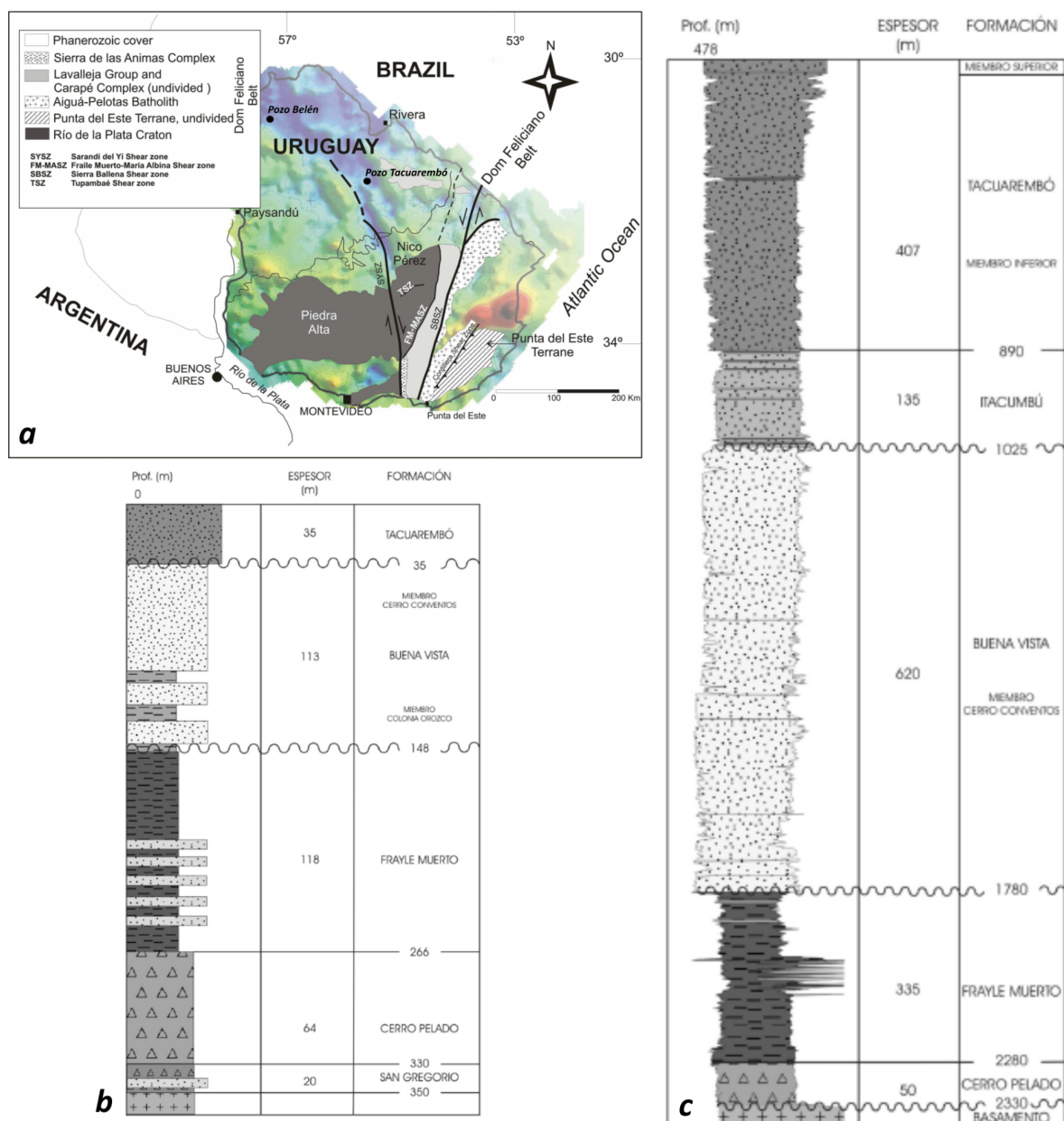


Figura 3. a) Mapa geológico presentando las principales divisiones geológicas de Uruguay (tomado de Sánchez Bettucci et al. 2010), b) Perfil correspondiente al Pozo Tacuarembó (Tomado de Santa Ana et al. 2006), c) Perfil correspondiente al pozo Belén (Tomado de Santa Ana et al. 2006).

1.4 Antecedentes

Los antecedentes de cálculo de la profundidad del Moho en nuestro país son escasos y se remontan a los últimos años. Rodríguez et al. (2015) separaron nuestro territorio en

dominios de espesores corticales (Ver Figura 32) en base al análisis de rasgos y patrones gravimétricos del mapa de anomalía de Bouguer de Uruguay en conjunto con el modelo de corteza CRUST1.0 (Laske *et al.* 2013). Posteriormente, estudios basados en la metodología de función receptora de onda P permitieron calcular valores de espesores corticales y relaciones V_p/V_s preliminares para la estación OGAUY (Rodríguez *et al.* 2017) y las estaciones ANCO, PSAL y TBOT (Rodríguez *et al.* 2019; Rivadeneyra-Vera *et al.* 2019). Los valores obtenidos para dichas estaciones se presentan en la siguiente tabla:

Estación	H (km)	V_p/V_s
OGAUY (Rodríguez <i>et al.</i> 2017)	39	1.715
ANCO (Rodríguez <i>et al.</i> 2019)	40.7 ± 2.9	1.75 ± 0.05
PSAL (Rodríguez <i>et al.</i> 2019)	42.7 ± 5.2	1.73 ± 0.1
TBOT (Rodríguez <i>et al.</i> 2019)	40.7 ± 3.9	1.78 ± 0.08
PSAL (Rivadeneyra-Vera <i>et al.</i> 2019)	44.4 ± 2.1	1.71 ± 0.05
TBOT (Rivadeneyra-Vera <i>et al.</i> 2019)	45.4 ± 2.7	1.70 ± 0.04

Tabla 2: Resumen de espesores corticales y V_p/V_s en trabajos anteriores en Uruguay.

2 Marco Teórico

2.1 Teoría básica de Sismología

Cuando ocurre un terremoto se libera energía abruptamente en forma de ondas sísmicas. Estas ondas son generadas en la fuente o hipocentro y se propagan a través de la Tierra, siendo registradas por un receptor (sismómetro) en un sismograma. El sismograma registra el movimiento del suelo y almacena información tanto de la fuente como del medio. Un sismograma puede expresarse de la siguiente manera:

$$u(t) = x(t) * g(t) * i(t)$$

donde $x(t)$ es la señal de la fuente, $g(t)$ es una señal que representa los efectos de la estructura de la Tierra a lo largo del camino recorrido por las ondas, $i(t)$ es la respuesta del instrumento y $*$ es el operador de convolución.

Existen dos tipos de ondas sísmicas: las ondas de cuerpo que viajan a través del interior terrestre y las ondas superficiales que viajan por la superficie terrestre o cerca de ella. En el caso de la técnica de función receptor sólo interesan las ondas de cuerpo. Estas se dividen en dos tipos: las ondas Primarias (Ondas P), también llamadas longitudinales o compresivas, que comprimen y dilatan el medio en la dirección de propagación, y las ondas Secundarias (Ondas S), también llamadas ondas de cizalla, que producen un movimiento transversal del medio, perpendicular a su dirección de propagación (Figura 4). Cabe destacar que estas son ondas elásticas, por lo que luego del pasaje de las ondas el medio vuelve a su estado original. Una consecuencia importante del tipo de desplazamiento de las ondas S, es que no pueden propagarse en materiales líquidos, mientras que las ondas P pueden hacerlo tanto en sólidos como líquidos. A su vez, las ondas P viajan más rápido que las ondas S para un medio dado, por lo que la onda P será la primera en arribar en un sismograma. En la Figura 5 se presenta un sismograma con los principales tipos de ondas presentes. En el mismo, se observan las ondas registradas en el sistema de coordenadas ZNE que registra el movimiento en la componente vertical (Z), las componentes horizontales, norte-sur (N) y este-oeste (E). A su vez, dichas componentes horizontales pueden rotarse para obtener la componente

radial (R), que es aquella que apunta en la dirección del evento hacia la estación, y la componente transversal (T) que es perpendicular a R y Z, ver sección 3.3.

También es importante mencionar que los eventos sísmicos pueden clasificarse en función de la distancia entre el epicentro y la estación que registra dicho sismo:

- a) eventos locales, hasta 200 km.
- b) eventos regionales, a una distancia de 200 - 2000 km.
- c) eventos telesísmicos, a una distancia de más de 2000 km.

Una propiedad importante de estas ondas es lo que se conoce como conversión de modos. Consiste en que al incidir una onda de cuerpo, ya sea P o S, en una interfaz, se generarán dos ondas reflejadas (P y S) y dos ondas convertidas (P y S) (Figura 6). Esta propiedad es de suma importancia, ya que el método de función receptora se basa en tres grandes pilares: la conversión de onda P a onda S en el límite corteza - manto, la diferencia de velocidad entre ondas P y S, y el concepto de múltiplos o reverberaciones.

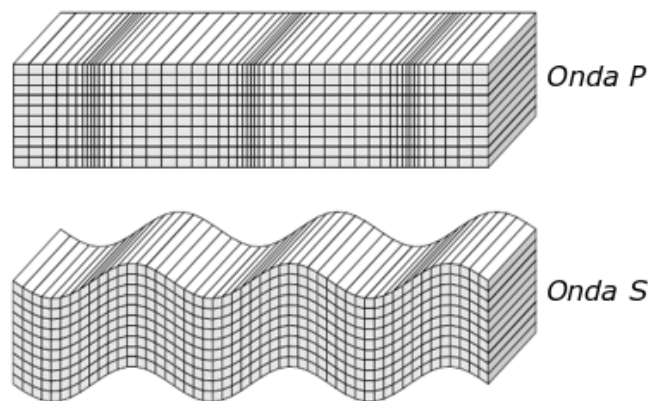


Figura 4. Desplazamientos producidos por ondas P y S planas. Las ondas P producen un desplazamiento en la dirección de propagación de la onda y un cambio de volumen, mientras que las ondas S generan un desplazamiento perpendicular a la dirección de propagación de la onda, pero no generan un cambio de volumen en el material al perturbarlo (tomado de Shearer, 1999).

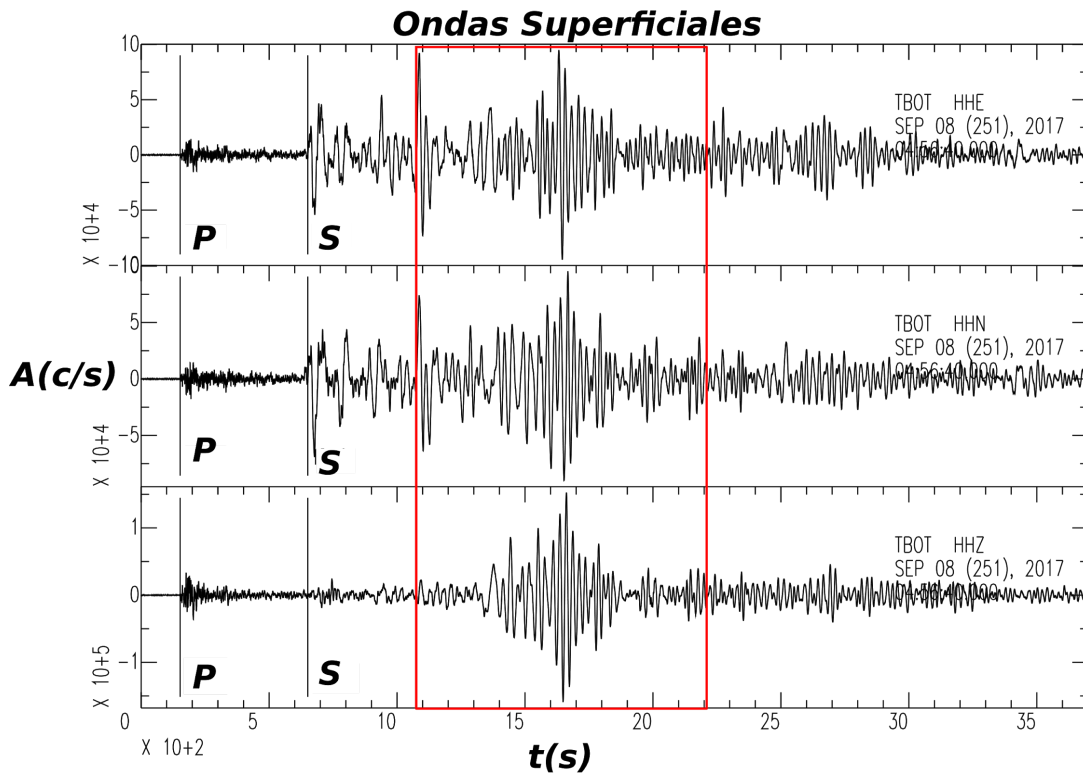


Figura 5. Sismograma correspondiente al sismo con epicentro en Oaxaca y magnitud 8.1 del 8 de septiembre de 2017. Se observan las fases P y S y las ondas superficiales marcadas.

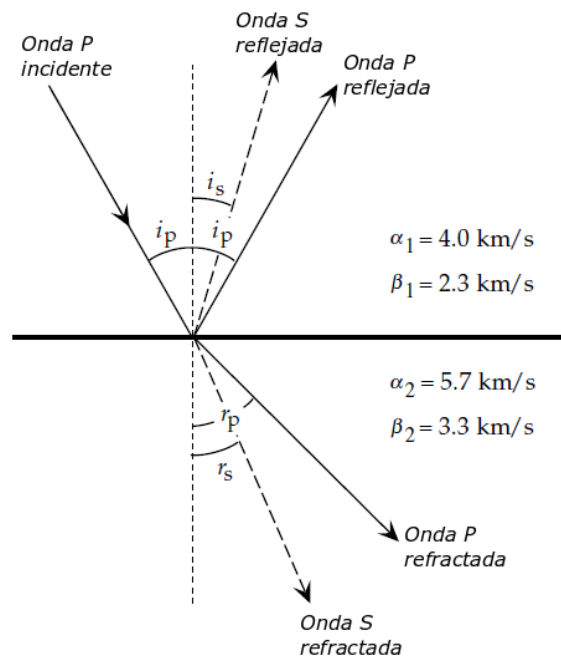


Figura 6. Generación de ondas P y S reflejadas y refractadas por conversión de modos (modificado de Lowrie, 2007).

2.2 Método de Función Receptora de Onda P

El método de función receptora es una técnica muy utilizada para conocer información acerca de la estructura cortical bajo una estación sismológica. Si una onda P telesísmica incide casi vertical sobre una interfaz que separa dos medios con propiedades marcadamente diferentes (ejemplo: límite corteza-manto) debajo de una estación, se genera una onda S convertida, llamada P_s y que viajará al receptor arribando algunos segundos después de la onda P directa en el sismograma. La diferencia de tiempo de arribo entre la onda P y la P_s puede servir para estimar la profundidad de la discontinuidad que generó la fase P_s . Sin embargo, es muy complicado reconocer la P_s en sismogramas ya que esta queda enmascarada en la coda de la onda P directa. El hecho de que se usen ondas P telesísmicas que inciden casi verticalmente en la interfaz implica que prácticamente toda la energía de onda P quedará registrada en la componente vertical del sismograma, mientras que las conversiones de P a S predominarán en la componente radial más que en la componente vertical (Langston, 1977).

Este método utiliza los conceptos antes descritos y proporciona una técnica que permite reconocer la fase P_s y los múltiplos o reverberaciones. Una función receptora es una serie de tiempo que convolucionada con la componente vertical de un sismograma reproduce las componentes horizontales del sismograma, es decir, la convolución de la función receptora radial con la componente vertical reproduce la componente radial y la convolución de la función receptora tangencial con la componente vertical reproduce la componente tangencial (Langston, 1977; Ligorria y Ammon, 1999).

Langston (1979) propuso un método para aislar la respuesta de la estructura de la Tierra bajo la estación de los efectos de la fuente y el instrumento. Expresó las componentes de un sismograma como:

$$D_V(t) = I(t) * S(t) * E_V(t)$$

$$D_R(t) = I(t) * S(t) * E_R(t)$$

$$D_T(t) = I(t) * S(t) * E_T(t)$$

donde $S(t)$ es la función de tiempo de la fuente efectiva de la onda incidente, $I(t)$ es la respuesta instrumental impulsiva (que suponemos es igual para las tres componentes), y $E_V(t)$, $E_R(t)$ y $E_T(t)$ son las respuestas al impulso vertical, radial y tangencial de la estructura local (o las funciones de transferencia de la estructura local), respectivamente. Luego supuso que $E_V(t) \approx \delta(t)$, siendo $\delta(t)$ la función delta de Dirac. Por lo tanto tenemos que:

$$I(t) * S(t) \simeq D_V(t)$$

Entonces en el dominio de la frecuencia (w) podemos hallar $E_R(w)$ y $E_T(w)$ mediante la siguiente deconvolución (división espectral):

$$E_R(w) = \frac{D_R(w)}{I(w)S(w)} \simeq \frac{D_R(w)}{D_V(w)}$$

$$E_T(w) = \frac{D_T(w)}{I(w)S(w)} \simeq \frac{D_T(w)}{D_V(w)}$$

para luego retransformar $E_R(w)$ y $E_T(w)$ al dominio del tiempo y hallar la función receptora radial y transversal.

La información de primer orden sobre la estructura cortical puede ser obtenida de la función receptora radial que es dominada por la energía de las ondas que fueron convertidas de P a S a partir de una serie de discontinuidades de velocidad en la corteza y el manto superior. En general, la onda P convertida a S en el Moho (Ps), tiene la señal de mayor amplitud siguiendo a la P directa (Zhu y Kanamori, 2000). A su vez, ya que el arribo de la P directa es usado como tiempo de referencia, se puede mostrar que el resultado no es muy sensible a la velocidad de las ondas P en la corteza (Zhu y Kanamori, 2000), y la función receptora es más sensible a la estructura de velocidades de la onda S en la corteza bajo la estación.

Una ventaja importante de las funciones receptoras es que la información de fase es conservada. Además, puede ser interpretada directamente como un sismograma, permitiendo que los tiempos y amplitudes de los arribos sean examinados sin ambigüedades (Langston, 1979). En la Figura 7 (arriba) se observa un modelo de capa sobre un semiespacio

con la conversión de P a S y las reverberaciones, mientras que la Figura 7 (abajo) muestra una función receptora típica con los “arribos” de la P directa, Ps y los múltiplos.

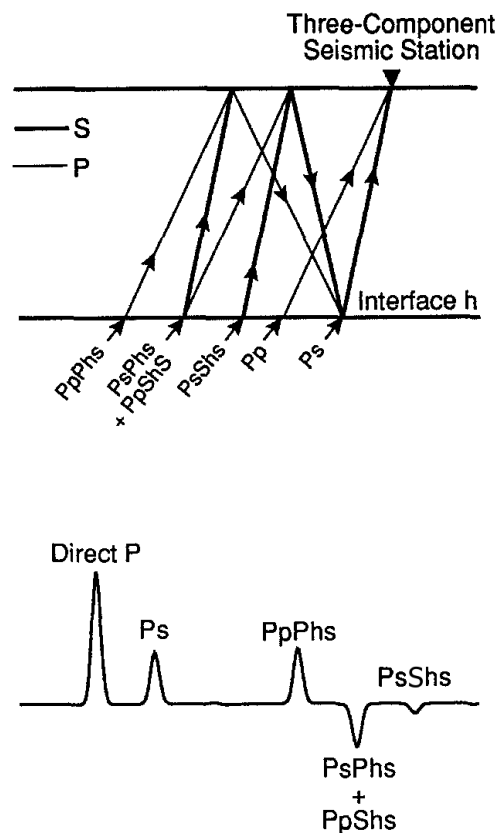


Figura 7. Diagrama de una función receptora. (Arriba) Modelo de capa sobre un semiespacio con las principales fases convertidas en la interfaz h y las reverberaciones. (Abajo) Función receptora típica mostrando las principales fases presentes para el modelo de capa sobre un semiespacio (modificado de Ammon, 1991).

2.3 Análisis H - k

Zhu y Kanamori (2000) implementaron un algoritmo de apilamiento (stacking) de las funciones receptoras para calcular el espesor cortical (H) y la relación V_p/V_s . Además, señalaron que el espesor de la corteza estimado solo a partir del tiempo de retraso de la fase Ps convertida en el Moho “intercambia o compensa” fuertemente con la relación $V_p/V_s(k)$ en la corteza. Esta ambigüedad puede ser reducida significativamente mediante la incorporación de las fases convertidas tardías (múltiplos o reverberaciones), llamadas,

$PpPs$ y $PpSs + PsPs$ (Figura 7). El algoritmo propuesto por Zhu y Kanamori (2000) propone la suma de las amplitudes de las funciones receptoras en los tiempos de arribo teóricos de estas fases (Ps y múltiplos) para diferentes espesores corticales H y tasas $V_p/V_s(k)$. Esto convierte las funciones receptoras calculadas en el dominio del tiempo directamente a un dominio $H - k$ (Figura 8) sin necesidad de identificar dichas fases ni de marcar sus tiempos de arribo.

Esta técnica de apilamiento hace una búsqueda de cuadrícula (*grid search*) para hallar los valores de $H - k$ que producen la mayor amplitud apilada de las fases Ps , $PpPs$ y $PpSs + PsPs$, utilizando la siguiente ecuación:

$$s(H, k) = \sum_{i=1}^n w_1 A_1^i + w_2 A_2^i - w_3 A_3^i = \sum_{i=1}^n w_1 r_i(t_1) + w_2 r_i(t_2) - w_3 r_i(t_3)$$

En la ecuación anterior, w_1 , w_2 y w_3 son pesos que varían entre 0 y 1 tal que $w_1 + w_2 + w_3 = 1$ y se toman de acuerdo a las contribuciones de las fases Ps , $PpPs$ y $PpSs + PsPs$; usualmente se emplean los siguientes valores: $w_1 = 0.7$, $w_2 = 0.2$, $w_3 = 0.1$. Además, tenemos que $A_1^i = r_i(t_1)$, $A_2^i = r_i(t_2)$, $A_3^i = r_i(t_3)$ son los valores de amplitud correspondiente a i -ésima traza de función receptora radial para los tiempos correspondientes a las fases Ps , $PpPs$ y $PpSs+PsPs$, estos tiempos t_1 , t_2 y t_3 , son los tiempos de arribo predichos para dichas fases y son calculados mediante las siguientes tres ecuaciones:

$$t_1 = H \left(\sqrt{\frac{k^2}{V_p^2} - p^2} - \sqrt{\frac{1}{V_p^2} - p^2} \right)$$

$$t_2 = H \left(\sqrt{\frac{k^2}{V_p^2} - p^2} + \sqrt{\frac{1}{V_p^2} - p^2} \right)$$

$$t_3 = 2H \sqrt{\frac{k^2}{V_p^2} - p^2}$$

En estas ecuaciones se asume que V_p es la velocidad promedio de las ondas P en la corteza y p es el parámetro de rayo en s/km o s/°.

La función $s(H, k)$ alcanza un máximo cuando las tres fases son apiladas coherentemente con los valores correctos de H y k (Zhu y Kanamori, 2000).

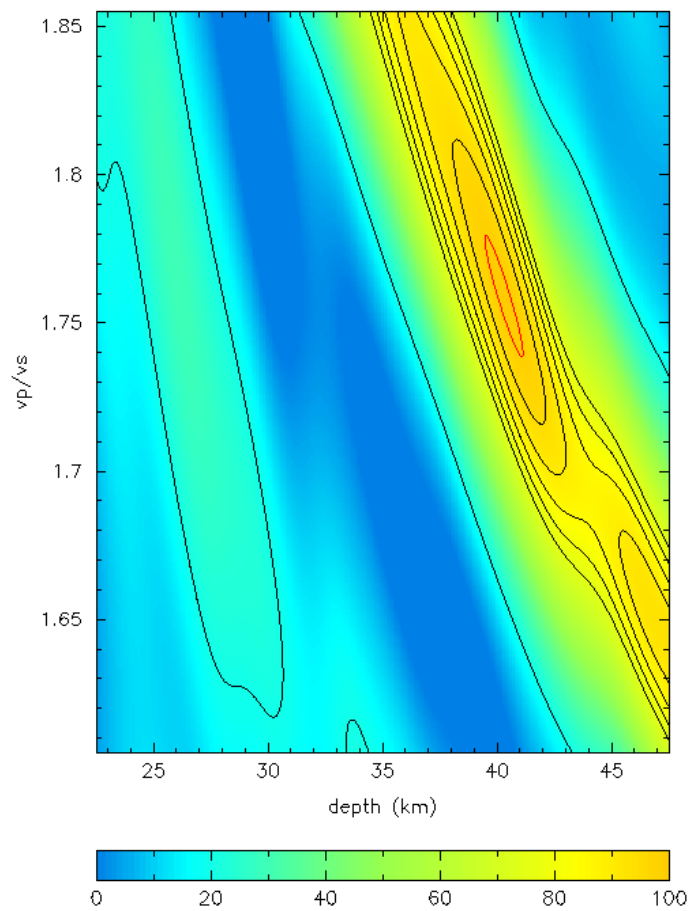


Figura 8. Salida del software H-k Stack indicando los valores de espesor cortical y V_p/V_s con mayor correlación para las funciones receptoras apiladas.

3 Selección y preparación de los datos

3.1 Selección de los eventos telesísmicos

La selección de los eventos telesísmicos registrados por las estaciones de este trabajo es una tarea esencial para poder desarrollar correctamente el método de función receptora. Tomando en cuenta esto se siguieron los siguientes criterios de selección. En primer lugar, se utilizaron dos criterios que cumplen los requisitos del método, estos son la selección de eventos telesísmicos que se encuentren a distancias epicentrales de entre 30° y 95° de la estación en cuestión, o la selección de eventos que se encuentren a distancias menores a 30° pero cuyos hipocentros se encuentren a más de 500 km de profundidad. Con estas dos pautas, nos aseguramos que la mayor parte de la energía convertida de P a S predomine en la componente radial (Langston, 1977).

Para cada estación se realizaron dos búsquedas de eventos utilizando el *FDSNWS-event web service* (<http://service.iris.edu/fdsnws/event/docs/1/builder/>) de IRIS (*Incorporated Research Institutions for Seismology*) que se nutre de los catálogos de NEIC (*National Earthquake Information Center*) perteneciente al USGS (*United States Geological Survey*) y del ISC (*International Seismological Centre*). La primera fue una búsqueda centrada en la estación (con su latitud y longitud en grados decimales), radio mínimo de 30°, radio máximo de 95° y para magnitudes mayores a 6.0. A su vez, la segunda consistió en una búsqueda centrada nuevamente en la estación, con radio mínimo 0°, radio máximo 30°, profundidad mínima del hipocentro (h) de 500 km y magnitudes mayores a 5.0 (Ver figuras 13, 19 y 25).

3.2 Preparación y pre-procesamiento de los datos

Luego de realizar las búsquedas en los catálogos, cada registro fue convertido del formato miniSEED (es un subconjunto del formato SEED ("*Standard for the Exchange of Earthquake Data*") que es el formato estándar de internacional para el intercambio de datos sismológicos digitales), al formato SAC, para que luego el evento sea cortado en SAC (*Seismic Analysis Code*, es un software de procesamiento y análisis de series de tiempo, en especial aquellas relacionadas con la sismología, que se ejecuta desde línea de comando)

automáticamente desde unos 10 segundos antes del tiempo de origen hasta unos 1200 segundos después de dicho tiempo.

Seguidamente, se realizó una inspección visual de cada evento, constatando que la forma de onda del evento fuera nítida y se encontrara claramente por encima del nivel de ruido de la estación. Luego de esta inspección numerosos eventos fueron descartados por el nivel de ruido en los registros. En la Figura 9a se presenta un ejemplo de un evento sísmico incluido en este trabajo, mientras que en la Figura 9b se muestra un evento sísmico descartado por la relación señal/ruido mala en las componentes horizontales. Cabe destacar que inmediatamente antes de ser cortados los eventos, los registros son pre-procesados modificando los *headers* (encabezados) de SAC necesarios para realizar el corte de los mismos y las funciones receptoras. Estos *headers* son O (ingresa tiempo origen del evento), STLA (latitud de la estación), STLO (longitud de la estación), EVLA (latitud del sismo), EVLO (longitud del sismo), EVDP (profundidad del hipocentro) y LCALDA [permite el cálculo automático de la distancia, el azimut (AZ), el *backazimuth* (BAZ) y la distancia epicentral (Δ) a partir de las coordenadas de la estación y el evento sísmico].

Luego de estas acciones, a la señal del evento sísmico se le remueve la tendencia lineal y se aplica un *taper* (tipo *Hanning*) con los comandos *rtr* y *taper*, respectivamente, para luego quitar la respuesta del instrumento mediante una deconvolución utilizando el comando *transfer* de SAC con las opciones *evalresp to vel* [utiliza los archivos de respuesta del equipo (*RESP files*)].

Posteriormente, utilizando SAC, se sincronizan las tres componentes (Z, N y E) con el comando *synch* y se marca “manualmente” la llegada de la onda P para cada evento, guardando el tiempo de arribo de dicha fase en el *header* A, siendo ésta una nueva ocasión en la que se realizó una inspección visual del evento. Luego de marcar la llegada de la onda P, se vuelve a cortar el evento desde unos 10 segundos antes de la llegada de la onda P hasta 30 segundos después de dicho arribo.

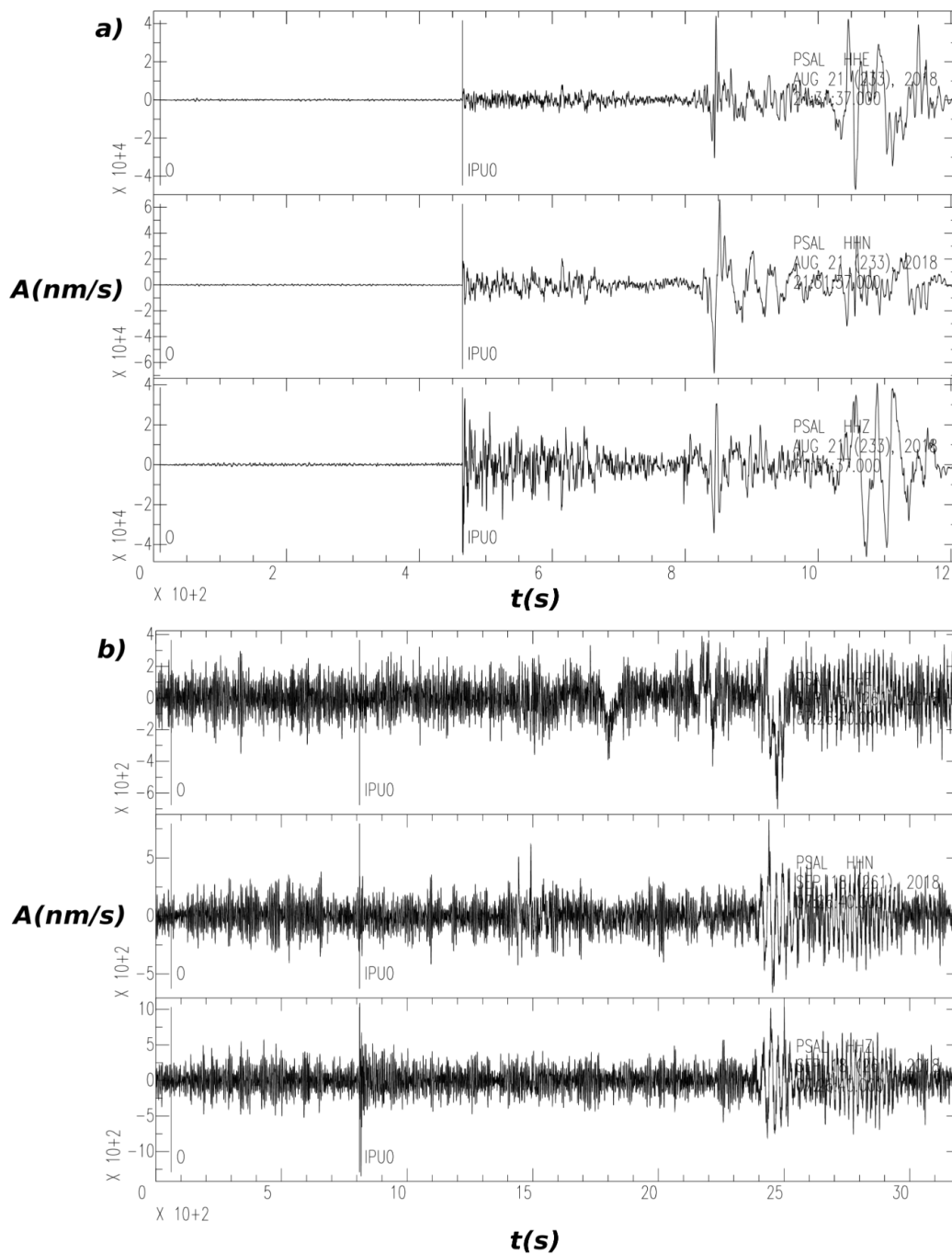


Figura 9. a) Sismo de magnitud $M_{\text{ww}}=7.3$ con epicentro cercano a la costa de Venezuela, registrado por la estación PSAL. Se puede apreciar que este evento tiene una muy buena relación señal/ruido. b) Sismo de magnitud $M_{\text{ww}}=6.0$ con epicentro al Suroeste del Ridge Índico registrado por la estación PSAL, puede notarse que la amplitud de la onda P en las componentes horizontales es similar a la amplitud del ruido, por lo cual la relación señal/ruido no es buena.

3.3 Rotación

Hasta este momento los sismogramas de los eventos se encuentran registrados en las tres componentes correspondientes al sistema de coordenadas ZNE (vertical, norte-sur y este-oeste). Sin embargo, para aplicar la técnica de Función Receptor es necesario que los registros se encuentren en el sistema ZRT (vertical, radial y transversal), por lo cual las componentes N y E deben ser rotadas de manera que estas “se transformen” en R y T. Dicha rotación puede ser expresada mediante la siguiente matriz de rotación:

$$\begin{pmatrix} R \\ T \\ Z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -\cos\varphi & -\sin\varphi & 0 \\ -\sin\varphi & -\cos\varphi & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} N \\ E \\ Z \end{pmatrix}$$

donde N, E y Z son las componentes Norte-Sur, Este-Oeste y vertical, respectivamente, R y T son las componentes radial y transversal, y φ es el *backazimuth* de la onda incidente (Rondenay, 2009). Para llevar a cabo la rotación en SAC, utilizamos el comando *rotate* con la instrucción *to gcp* (*great circle path*). Es importante notar que el ángulo φ es aquel definido entre las componentes N y R hacia la fuente, tomando en cuenta que la componente radial es aquella que apunta en la dirección del evento hacia la estación. La componente tangencial es aquella perpendicular a R y Z (ver Figura 10).

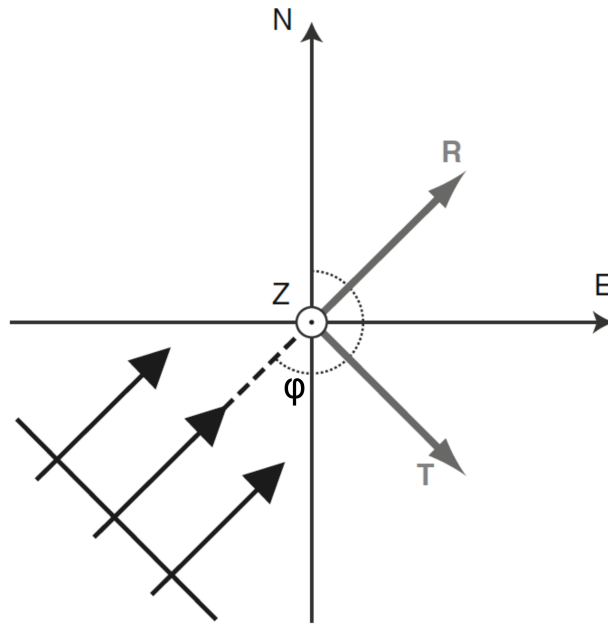


Figura 10. Esquema en planta, mostrando una onda telesísmica incidiendo desde el SO. Se observan los ejes N, E, Z, R y T, cuya intersección es la estación sismológica. El ángulo φ es el backazimuth de la onda incidente. Notar la rotación de los ejes N y E hacia los ejes R y T en el plano horizontal, y que la componente vertical Z es ortogonal al mismo y saliente (modificado de Rondenay, 2009).

4 Procesamiento

4.1 Deconvolución

Como fue mencionado en la sección 2.2 para computar las funciones receptoras, ya sean radiales o transversales, es necesario realizar una deconvolución. En este caso se eligió la deconvolución iterativa en el dominio del tiempo. Esta técnica, implementada por Ligorria y Ammon (1999), se basa en una minimización por mínimos cuadrados de la diferencia entre el sismograma horizontal observado (componente R o T) y una señal predicha generada mediante la convolución de un tren de pulsos (*spikes*) actualizados iterativamente con la componente vertical del sismograma.

La técnica es descrita por Ligorria y Ammon (1999) de la siguiente manera:

- En primer lugar, se realiza una correlación cruzada (básicamente mide cuánto se parecen dos series de tiempo entre sí, es una medida de la similitud entre ellas, y su notación es: $Z \star R$) entre las componentes vertical y radial para estimar el retraso (*lag*) del primer y mayor pulso en la función receptora. Por lo tanto, se tiene una primera estimación de la función receptora de onda P (FRP_1).
- Luego, se convoluciona la estimación actual de la función receptora con la componente vertical ($FRP_1 \star Z$), lo que da una primera estimación de la componente radial (R_1)
- Esta R_1 es restada de la componente radial del sismograma R y se calcula el desajuste entre ambas (mínimos cuadrados).
- El procedimiento es repetido (iteración), se genera un nuevo ciclo de correlación cruzada ($Z \star R_j = FRP_j$) (R_j es la componente radial generada luego de j iteraciones) para estimar los retrasos y amplitudes de otros pulsos. Con cada pulso adicional en la función receptora, el desajuste entre la convolución de la vertical con la función receptora ($FRP_j \star Z$ que es la componente radial actualizada) y la componente radial (R) del sismograma es reducido.

- La iteración se detiene cuando la reducción del desajuste es insignificante al seguir agregando pulsos. De esta forma, al finalizar las iteraciones se tendrá la función receptora calculada (*FRP*).

Este procedimiento es llevado a cabo mediante el programa *saciterd* de los *CPS* [*Computer Programs in Seismology* (Herrmann, 2013)]. Este programa necesita que se le ingresen los siguientes parámetros:

- El parámetro de rayo (p) que es calculado usando la distancia epicentral en grados ($^{\circ}$) entre el evento y la estación y la profundidad del evento, mediante el programa *udtdd* de *CPS*.
- El número de iteraciones N , que en este trabajo fue fijado en 500.
- El error o desajuste o criterio de convergencia E , fijado en 0.0001
- El valor de ancho del filtro Gaussiano, conocido como *Alpha* (A). El valor fijado fue 2 para las estaciones ANCO y PSAL, y 5 para la estación TBOT, debido a que esta se encuentra por encima de capas sedimentarias de la Cuenca Norte (porción Sur de la Cuenca del Paraná), siguiendo el criterio de Assumpção *et al.* (2002).

Posteriormente, el programa indica qué porcentaje de la señal original es reproducido luego de la deconvolución final. Si dicho porcentaje supera el 90% la función receptora es almacenada para luego ser inspeccionada visualmente, si este porcentaje no es alcanzado la función receptora es descartada, ya que se considera que la misma no representaría de manera adecuada la estructura cortical debajo de la estación.

Todo el procedimiento descrito anteriormente permite generar funciones receptoras radiales. En el caso de querer generar las funciones receptoras tangenciales, solo hay que repetir la metodología sustituyendo la componente R por la T .

4.2 Apilamiento de las Funciones Receptoras

Previamente a realizar el apilamiento se realizó una corrección de *moveout* a cada función receptora radial, correspondiente a un parámetro de rayo de referencia de 0.060 s/km, para la fase P_s y las reverberaciones, por lo que se generaron tres apilamientos uno para la P_s y uno para cada una de las reverberaciones $PpPs$ y $PpSs$ (que representa la reverberación negativa $PpSs+PsPs$). Es necesario efectuar esta corrección debido a que los eventos

telesísmicos tienen distintos parámetros de rayo y por lo tanto la diferencia de tiempo de arribo entre la fase que queremos apilar (ya sea Ps, PpPs o PpSs) y la P directa es diferente para cada evento. Esta diferencia de tiempo genera que el apilamiento no sea lo suficientemente efectivo, ya que al realizarlo la fase en cuestión no va a estar alineada en todas las funciones. Por lo tanto, la aplicación de dicha corrección soluciona este problema y genera que la fase a apilar se encuentre alineada para todas las funciones receptoras (para el parámetro de rayo de referencia, 0.060 km/s en nuestro caso), por lo cual la relación señal/ruido para dicha fase se ve mejorada. Como fue mencionado este proceso de corrección se puede aplicar para una fase a la vez.

Luego de efectuada la corrección se llevó a cabo el apilamiento de las funciones receptoras mediante el paquete llamado subproceso de apilamiento de señales de SAC, en inglés SSS (*Signal Stacking Subprocess*). Para cada estación se agregan las funciones receptoras radiales corregidas para cada fase en este subproceso (utilizando el comando *addstack*) y luego con el comando *sumstack* se suman dichas funciones receptoras, previamente siendo inspeccionadas visualmente cada una de ellas. De esta forma se apilan las funciones receptoras radiales de cada estación mejorando la relación señal/ruido (*signal to noise ratio*), permitiendo identificar con mayor claridad las “fases” presentes, que responden a la estructura debajo de la estación (Ver secciones 5.1, 5.2 y 5.3).

4.3 HK Stacking (Apilamiento)

Utilizando el programa *HK Stack* (Julià, 2003) que implementa el método de Zhu y Kanamori (2000) descrito en la sección 2.3, se calculó el valor de espesor cortical H y la relación $V_p/V_s(k)$. Para utilizar este programa, se ingresan las funciones receptoras generadas para una estación. Es necesario ingresar el valor de velocidad de onda P promedio de la corteza, que asumimos en 6.4 km/s, ya que no hay un modelo de velocidades para la corteza en nuestro país y el valor de V_p tomado es uno que habitualmente se usa cuando se carece de dichos modelos, de hecho un valor de V_p 6.42 ± 0.23 km/s para áreas continentales estables como la nuestra fue compilado por Christensen and Mooney (1995). A su vez, como fue explicado en la sección 2.3 es necesario darle pesos a la fase d , por lo tanto se eligieron

los siguientes valores $w_1 = 0.7$, $w_2 = 0.2$, $w_3 = 0.1$, siendo estos también pesos usualmente empleados en trabajos de función receptor.

El error en los valores de espesor cortical (H) y $V_p/V_s(k)$ es calculado mediante el método *bootstrap* (Efron y Tibshirani, 1991). Como describe Bianchi (2008), el método toma subconjuntos aleatorios del total de funciones receptoras radiales y repite el método *HK Stack* para cada subconjunto. De esta manera se genera un conjunto de parámetros H y k . La desviación estándar y la media de estos valores proveen una estimación del error del método (intervalo de confianza 95% - 2σ) y un valor medio. En este caso, se usaron 200 repeticiones, es decir, 200 subconjuntos aleatorios fueron utilizados para calcular los errores en los cálculos de H y k .

4.4 Estructura Inclinada en las Funciones Receptoras

La presencia de una estructura inclinada puede volver compleja la forma de onda de las funciones receptora de onda P, tanto radiales como tangenciales. Cassidy (1992) realizó una serie de experimentos numéricos en funciones receptoras de banda ancha para tratar esta temática. Este autor concluyó que las capas inclinadas debajo de una estación afectan de tres maneras las funciones receptoras, estas son:

- 1) Las amplitudes de las ondas P_s y los tiempos de arribo varían en función del *backazimuth* y la distancia epicentral. Las ondas P incidentes que viajan “buzamiento arriba” (*updip*) de la capa, generan los arribos de P_s más tardíos y de mayor amplitud, mientras que las ondas que viajan “buzamiento abajo” (*downdip*) generan los arribos de P_s más tempranos y de menor amplitud (Ver Figura 11).
- 2) La amplitud de la P directa en la función receptora radial varía en función del azimut. Esta fase tiene la menor amplitud para las ondas que viajan *updip* y su mayor amplitud se da para las ondas viajando *downdip* (Figura 11).
- 3) Las capas buzantes desvían las ondas P y S del plano R-Z, generando una componente transversal del movimiento del suelo (Langston, 1977). La amplitud en la función receptora transversal es cero para los arribos desde las direcciones de *updip* y *downdip* y es máxima para los arribos que se dan en la dirección del rumbo de la interfaz de la capa inclinada.

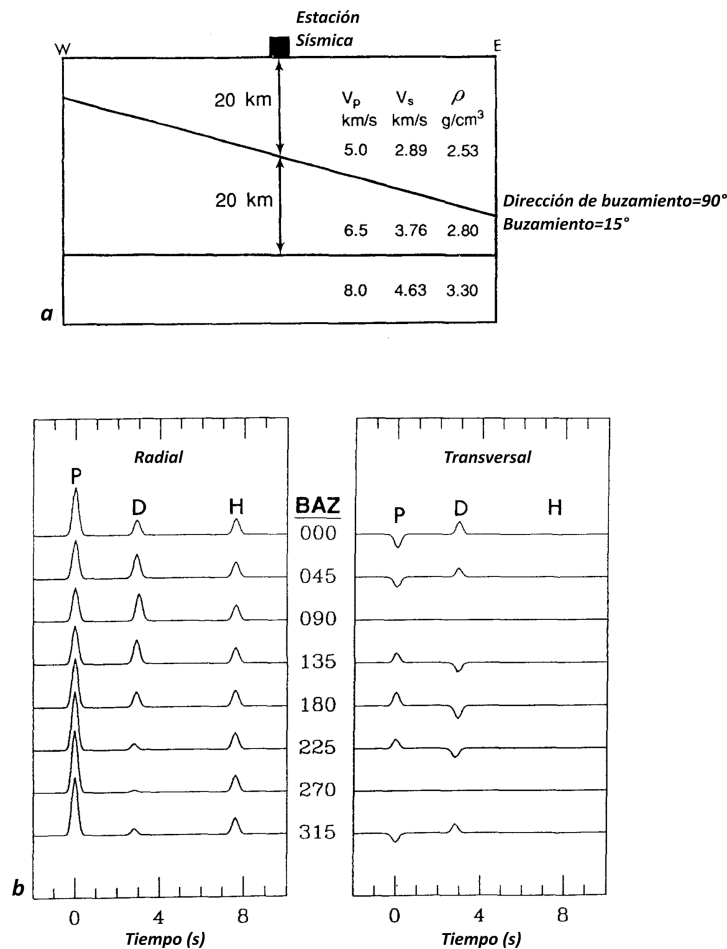


Figura 11. Ejemplo de modelo cortical con sus correspondientes funciones receptoras. a) modelo cortical con una capa D cuyo buzamiento es 15° y su dirección de buzamiento 90° o N90E, y una capa inferior H horizontal a 40 km de profundidad. b) funciones receptoras radiales y transversales en función del BAZ, correspondientes a este modelo. Modificado de Cassidy (1992).

Es importante destacar que la presencia de varias interfaces buzando en diferentes direcciones puede provocar un patrón de amplitudes en función del azimut de mayor complejidad (Cassidy, 1992). Además, este autor señaló la importancia de utilizar funciones receptoras con amplitudes absolutas en lugar de aquellas normalizadas a amplitud unitaria, ya que estas permiten evitar posibles errores en los modelos de la corteza cuando estamos en un contexto donde sospechamos que hay estructuras inclinadas o someras.

Por otro lado, otro aspecto importante a estudiar es el muestreo lateral de las fases Ps y las reverberaciones y su vínculo con la estructura bajo la estación. A modo de ejemplo, para una interfaz horizontal y valores de Δ entre 45° y 80° la fase Ps proveerá un muestreo lateral de

entre 0.7 y 0.4 veces, respectivamente, la profundidad de la interfaz que generó esa fase, mientras que los múltiplos muestrean una distancia lateral de entre 2 y 3 veces la profundidad de dicha interfaz (Cassidy, 1992). Si dicha interfaz estuviera buzando unos 20° , el muestreo lateral de la Ps sería entre 0.3 y 0.5 veces la profundidad de la interfaz y por su lado los múltiplos o reverberaciones tendrían un muestreo lateral de 1.5 a 3 veces dicha profundidad (Cassidy, 1992). Vale aclarar que en el caso de interfaz horizontal, el área muestreada es circular centrada en la estación, mientras que cuando la interfaz está inclinada el área de muestreo de estas fases se encuentra desplazada hacia el lado de *updip* de la interfaz respecto de la estación (Figura 12).

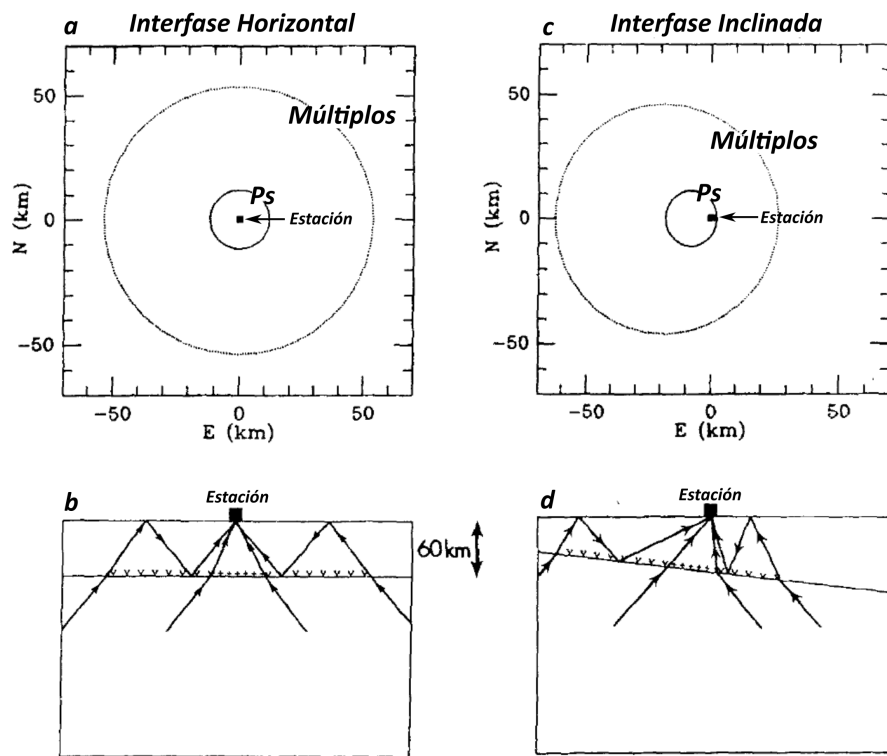


Figura 12. Ejemplos del muestreo lateral de las fase Ps y los múltiplos para el caso de interfaz horizontal (a,b) y de interfaz inclinada (c,d) para una interfaz a 60 km de profundidad y cuyos arribos provienen de una distancia epicentral de 80° . Modificado de Cassidy (1992).

5 Resultados

En esta sección se presentan los resultados para cada estación del procesamiento presentado en la sección anterior. Las figuras donde se muestra la distribución de los eventos sísmicos fueron realizadas en QGIS mediante el *kit* de herramientas *QGIS Equidistant Azimuthal Map* (Laughlin, 2014).

5.1 Estación ANCO

La estación ANCO se encuentra activa desde Noviembre de 2018 hasta el presente, con algunos pequeños *gaps* (tiempo sin registrar) en el registro. Se realizaron dos búsquedas de sismos ocurridos entre Noviembre de 2018 y Julio de 2020, la primera de eventos “profundos” ($\Delta < 30^\circ$, $h > 500 \text{ km}$ y $M > 5.0$) que dio como resultado 7 eventos y la segunda de eventos “normales” ($30^\circ < \Delta < 95^\circ$ y $M > 6.0$), hallándose 55 eventos dando un total de 62 sismos candidatos. Estos eventos fueron sometidos al preprocesamiento y procesamiento anteriormente descrito y se realizaron sus correspondientes funciones receptoras radiales de onda P. Solamente 18 funciones receptoras radiales lograron pasar las etapas de inspección visual y que el porcentaje de reproducción de la señal luego de la deconvolución final sea mayor a 90% (ver distribución de eventos sísmicos de ANCO en la Figura 13 y los parámetros de los mismos en el Anexo 1: tablas 4 y 5).

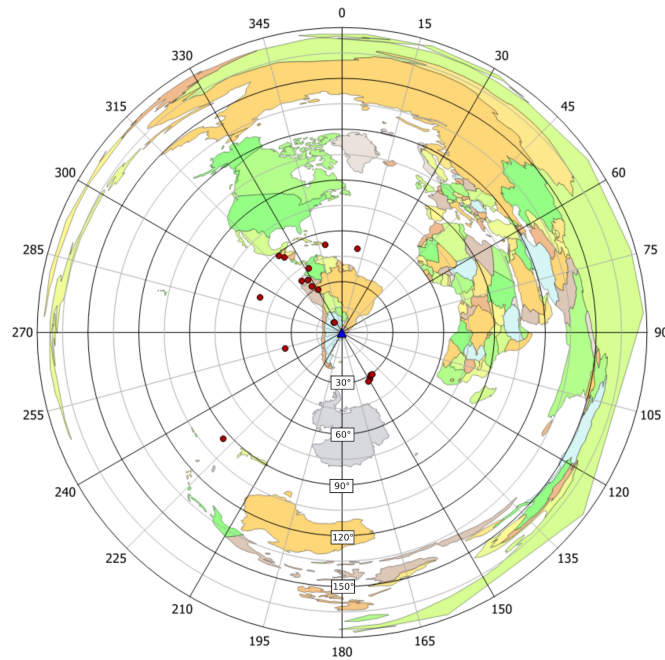


Figura 13. Distribución de sismos (círculos rojos) detectados por la estación ANCO (triángulo azul). Las circunferencias concéntricas en las estación tienen una separación de 30° (circunferencias de color negro) con subdivisiones 15° (circunferencias de color gris), en cuanto a la distancia epicentral (evento-estación).

Las figuras 14 y 15 muestran las funciones receptoras radiales en función del *backazimuth* y del parámetro de rayo, respectivamente, mientras que la Figura 16 muestra un apilamiento (*stack*) de las funciones receptoras radiales de ANCO. En estas figuras se observa con claridad la onda P en el tiempo 0 y la fase *Ps* aproximadamente unos 5 segundos después de la onda P. Además, se observa la fase *PpPs* para el rango de *backazimuth* de 140° a 160° y aquel entre 320° y 340° , y también para valores de parámetro de rayo entre 0.075 y 0.080. En cuanto a la reverberación *PpSs + PsPs*, se observan pocos picos negativos que podrían representar dicha fase, en base al tiempo de arribo de las mismas, unos 22 o 23 segundos después de la P directa (Figura 14 y 15). Quizás aumentando el número de funciones receptoras se pueda dilucidar si estos picos corresponden a este múltiplo.

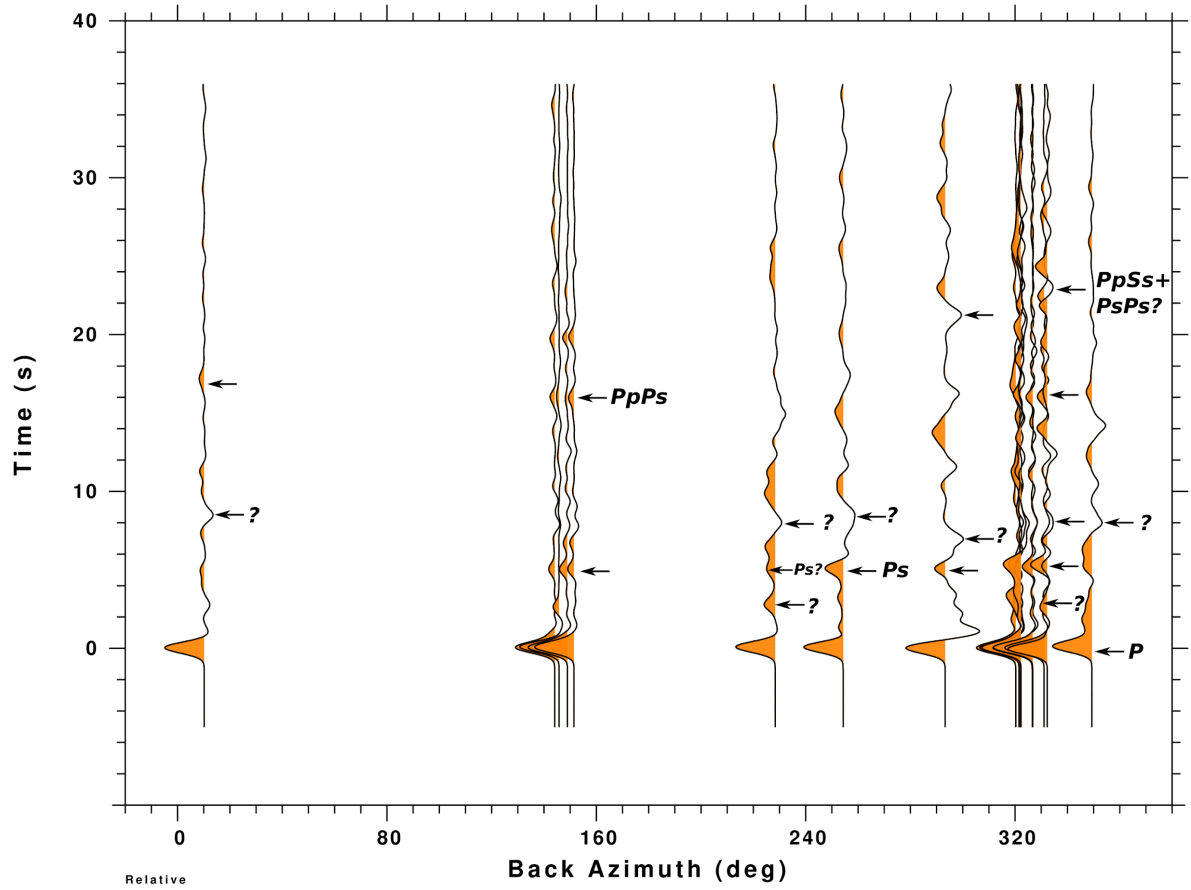


Figura 14. Funciones receptoras radiales de onda P que superaron los criterios de selección, correspondientes a la estación ANCO, ordenadas según el backazimuth de las mismas. Las flechas indican algunas fases identificadas en las funciones receptoras.

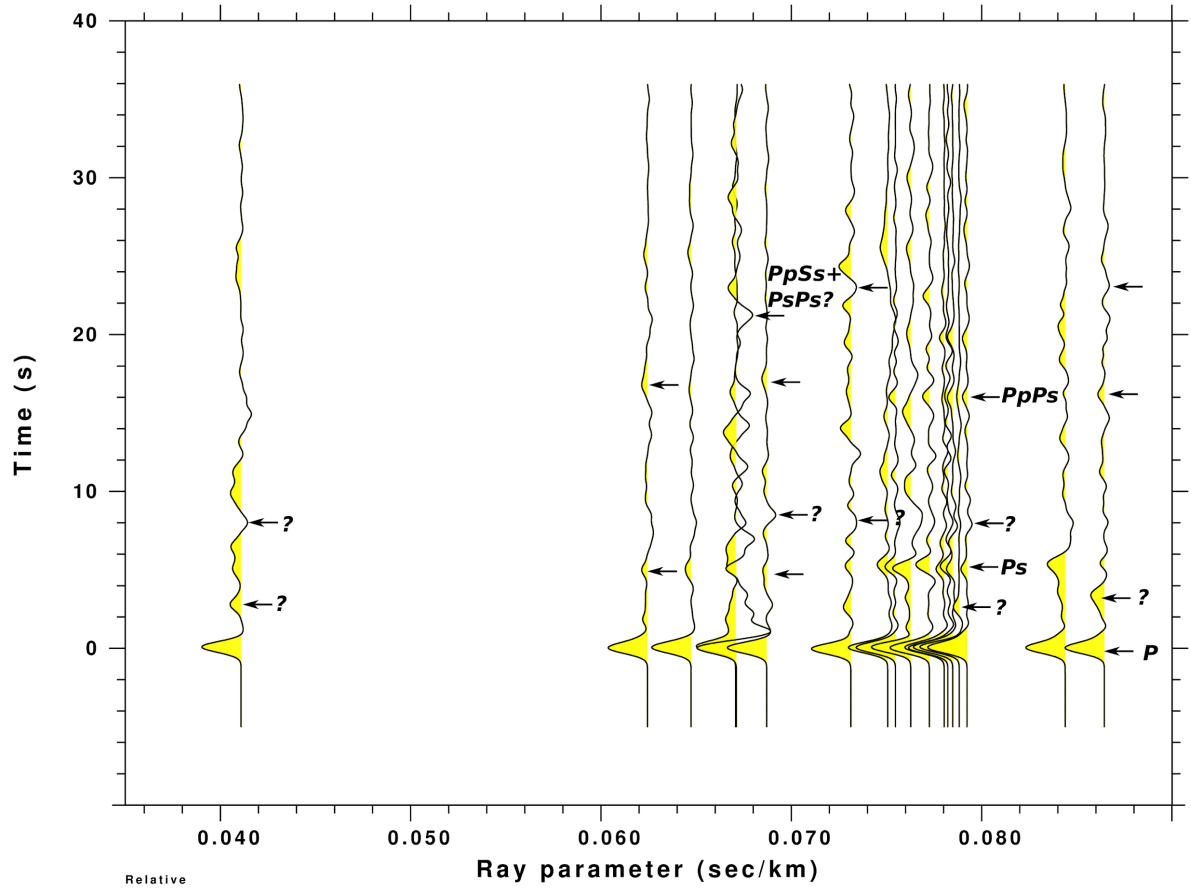


Figura 15. Funciones receptoras radiales de onda P correspondientes a la estación ANCO, ordenadas según su parámetro de rayo. Las flechas indican algunas fases identificadas en las funciones receptoras.

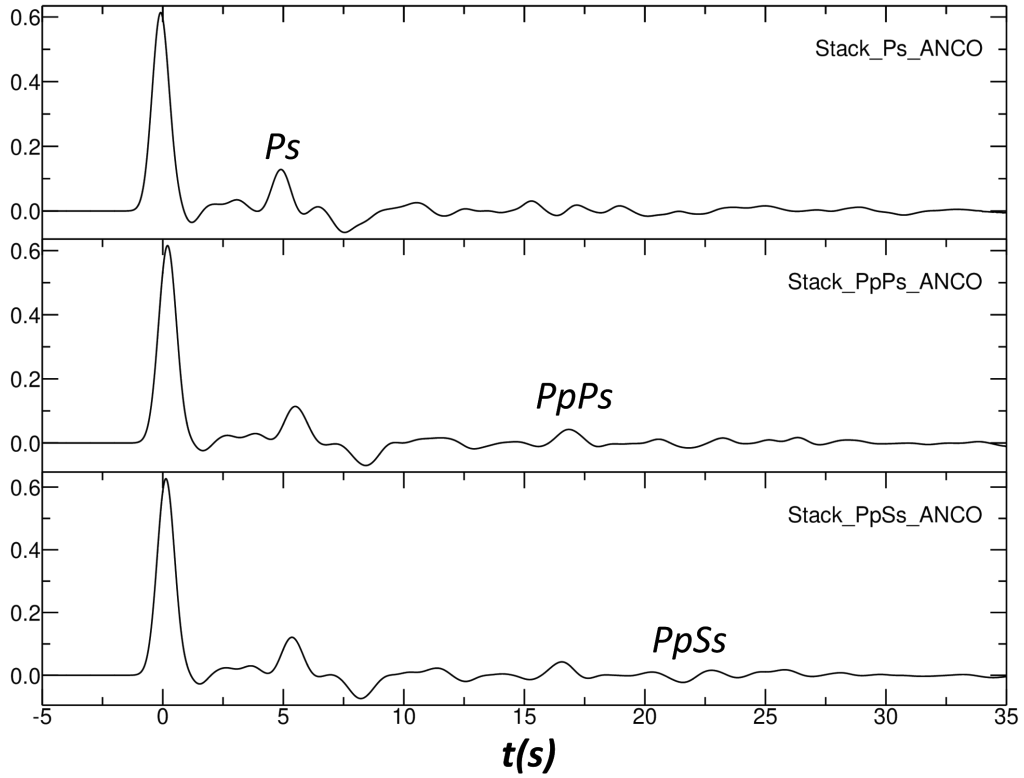


Figura 16. Apilamiento (stack) de las funciones receptoras radiales de ANCO luego de aplicar una corrección de moveout correspondiente a un parámetro de rayo de referencia de 0.060 s/km para cada fase (P_s , $PpPs$ y $PpSs$). Se observa a los 5 segundos la fase P_s , a los 16 segundos la que parece ser la fase $PpPs$ y cercano a los 22 segundos se observa un pico que es otra de las reverberaciones, $PpSs+PsPs$.

Posteriormente, se ingresaron estas funciones receptoras al programa *HK Stack*, asumiendo una V_p de 6.4 km/s y los siguientes pesos para las fases P_s , $PpPs$ y $PpSs + PsPs$, respectivamente: $w_1 = 0.7$, $w_2 = 0.2$, $w_3 = 0.1$, obteniéndose un espesor cortical H de 40.1 ± 0.6 km y un valor de V_p/V_s de 1.77 ± 0.02 (Figura 17).

$$v_p = 6.400 \text{ km/s} \quad h = 40.1 \pm 0.6 \text{ km} \quad v_p/v_s = 1.77 \pm 0.02$$

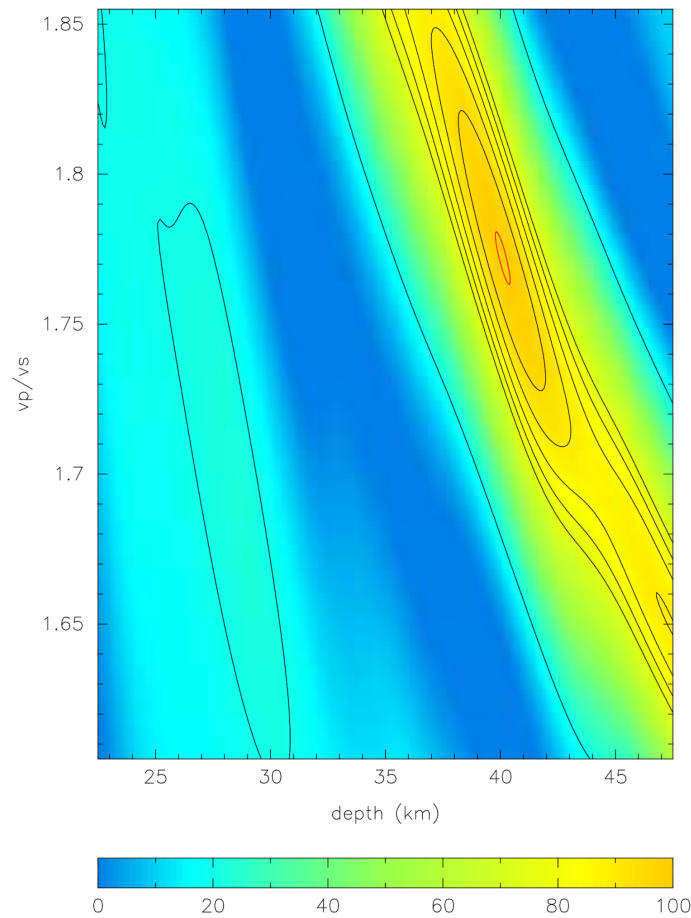


Figura 17. Salida del programa HK Stack, con los valores de H y V_p/V_s hallados para la estación ANCO, con su error correspondiente.

Finalmente, se realizaron las funciones receptoras tangenciales tomando en cuenta el criterio de que el porcentaje de reproducción de la señal luego de la deconvolución final sea mayor a 90% y las mismas se muestran en la Figura 18. Se puede notar que solo 10 funciones receptoras tangenciales fueron recuperadas y que la distribución azimutal no es buena para sacar conclusiones definitivas acerca de si el Moho u otras interfaces se encuentran inclinadas. De hecho solo los rangos de 130° a 150° y 320° a 340° de *backazimuth* poseen funciones receptoras y todas ellas poseen polaridad de la onda P directa positiva (en $t=0$). El hecho de que las funciones receptoras tangenciales tengan onda P con polaridad positiva en rangos de *backazimuth* opuestos permite plantear las siguientes posibilidades. Una posibilidad es que esto indique que el Moho no tiene un buzamiento

constante, es decir no es un plano. Otra conjetura sería que el Moho tiene una superficie irregular con buzamientos distintos en direcciones diferentes. Finalmente, una opción adicional sería que el sensor tuviera un problema de orientación, es decir que la componente N esté orientada levemente hacia el NO. Esto se puede constatar calculando el azimut de telesismos de magnitudes altas (>7.5) a partir de su epicentro y la ubicación de la estación que registra y comparándolo con el azimut calculado en base al análisis del movimiento de partícula de las ondas P directas de dichos telesismos registrados en la estación, ya que las ondas P se encuentran linealmente polarizadas, y graficando la componente N respecto a la E se puede calcular dicho azimut. El sensor tendrá un problema de orientación si la diferencia entre los azimuts calculados es distinta de cero, aunque hasta 10° o 15° de diferencia son considerados aceptables.

Por otro lado, en cuanto a las amplitudes absolutas, 15 de las 18 funciones receptoras radiales tienen una amplitud de 0.6, otras 2 tienen amplitud 0.4 y la restante 0.3, lo cual no hace suponer que haya una estructura inclinada bajo esta estación, aunque habría que considerar también que las amplitudes también varían con el *slowness* y la distancia epicentral.

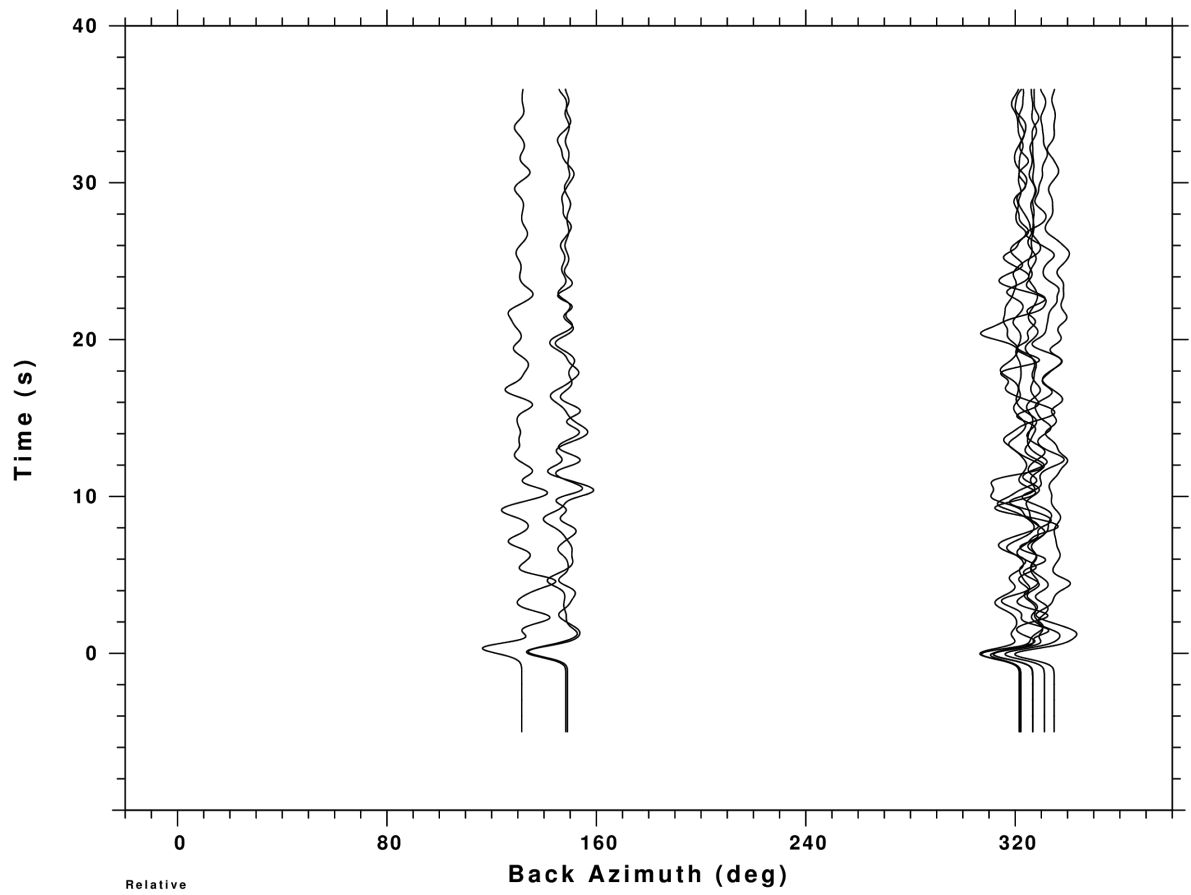


Figura 18. Funciones receptoras tangenciales de la estación ANCO. Se puede notar la poca cobertura azimuthal con solo dos rangos de backazimuth disponibles: 130° a 150° y 320° a 340°.

5.2 Estación PSAL

La estación PSAL se encuentra activa desde Febrero de 2018 hasta el presente. Tuvo un *gap* importante durante parte del primer semestre de 2019. Al igual que para la estación ANCO se efectuaron dos búsquedas de eventos sísmicos, con el mismo criterio de eventos “profundos” y “normales”, ocurridos entre Febrero de 2018 y Agosto de 2020, dando como resultado 12 eventos “profundos” y 60 eventos “normales” para totalizar 72 eventos candidatos. De igual forma que para ANCO, estos eventos fueron sometidos al preprocesamiento y procesamiento, para luego generar las correspondientes funciones receptoras radiales de onda P. Fueron 23 las funciones receptoras radiales que lograron pasar las etapas de inspección visual y cuyo porcentaje de reproducción de la señal luego de la deconvolución final sea mayor a 90% (ver distribución de eventos sísmicos de PSAL en la Figura 19 y los parámetros de los mismos en el Anexo 1: tablas 6 y 7).

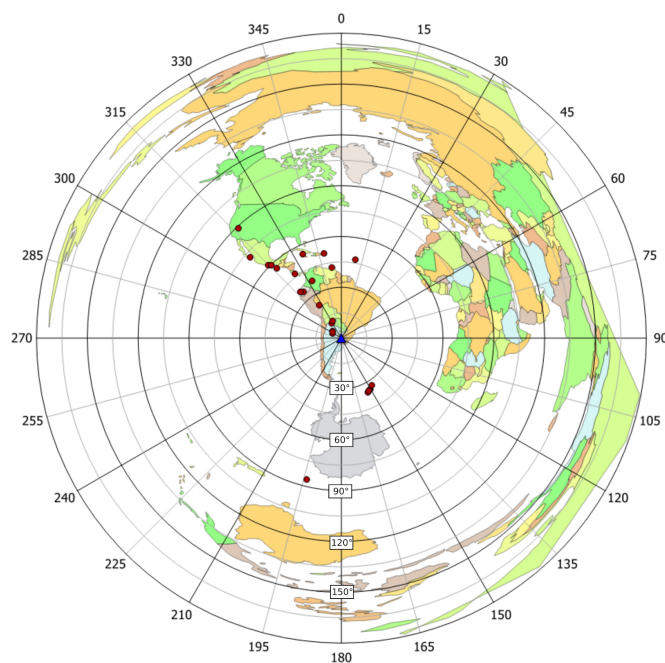


Figura 19. Distribución de sismos (círculos rojos) de la estación PSAL (triángulo azul). Las circunferencias concéntricas en la estación tienen una separación de 30° (circunferencias mayores - color negro) y de 15° (circunferencias menores - color gris), en cuanto a la distancia epicentral (evento-estación).

Las figuras 20 y 21 muestran las funciones receptoras radiales en función del *backazimuth* y del parámetro de rayo, respectivamente. En ambas figuras se ven claramente, la onda P en el tiempo 0 y la fase *Ps* a aproximadamente unos 5 segundos posteriores a la onda P. Además, un segundo después de la onda P se observa una fase conspicua marcada con un **1**, que seguramente se deba a una capa somera o sea una fase *Ps* generada debido a una capa de sedimentos. También se advierte la presencia de un pico después de la *Ps*, entre 6 y 7 segundos después del arribo de la onda P (dicho pico se observa también en los apilamientos, ver Figura 22), el cual podría deberse a una reflexión de una capa más somera (tal vez aquella que genera el pico **1**) o del basamento o tal vez a una interfaz más profunda correspondiente a una capa de mayor velocidad por debajo del Moho. Para saber con certeza a que se deben esos picos habría que realizar una inversión conjunta de función receptor con datos de dispersión de ondas superficiales como lo sugiere Julià *et al.* (2000).

En la figura 22 se muestran los apilamientos (*stacks*) de las funciones receptoras radiales de PSAL. Previamente a sumar las funciones receptoras y apilarlas se les aplicó una corrección de *moveout*, correspondiente a un parámetro de rayo de referencia de 0.060 s/km, para cada fase (*Ps*, *PpPs* y *PpSs*) con el objetivo de acentuarlas. La única fase que se observa con claridad en los apilamientos es la *Ps*, mientras que las reverberaciones *PpPs* (podría ser uno de los picos positivos que se ven 14 o 17 segundos después de la P directa) y *PpSs* no se ven claras en sus *stacks*. Adicionalmente, a los 8 segundos se aprecia un pico negativo (pico **2**) que podría deberse a una capa de baja velocidad debajo del Moho, o quizás este pico sea la reverberación negativa de alguna discontinuidad dentro de la corteza. Finalmente, aproximadamente 10 segundos después de la onda P se ve un pico positivo muy claro del cual se desconoce su origen, tal vez una zona de alta velocidad debajo del Moho o a una reflexión en una interfaz más somera.

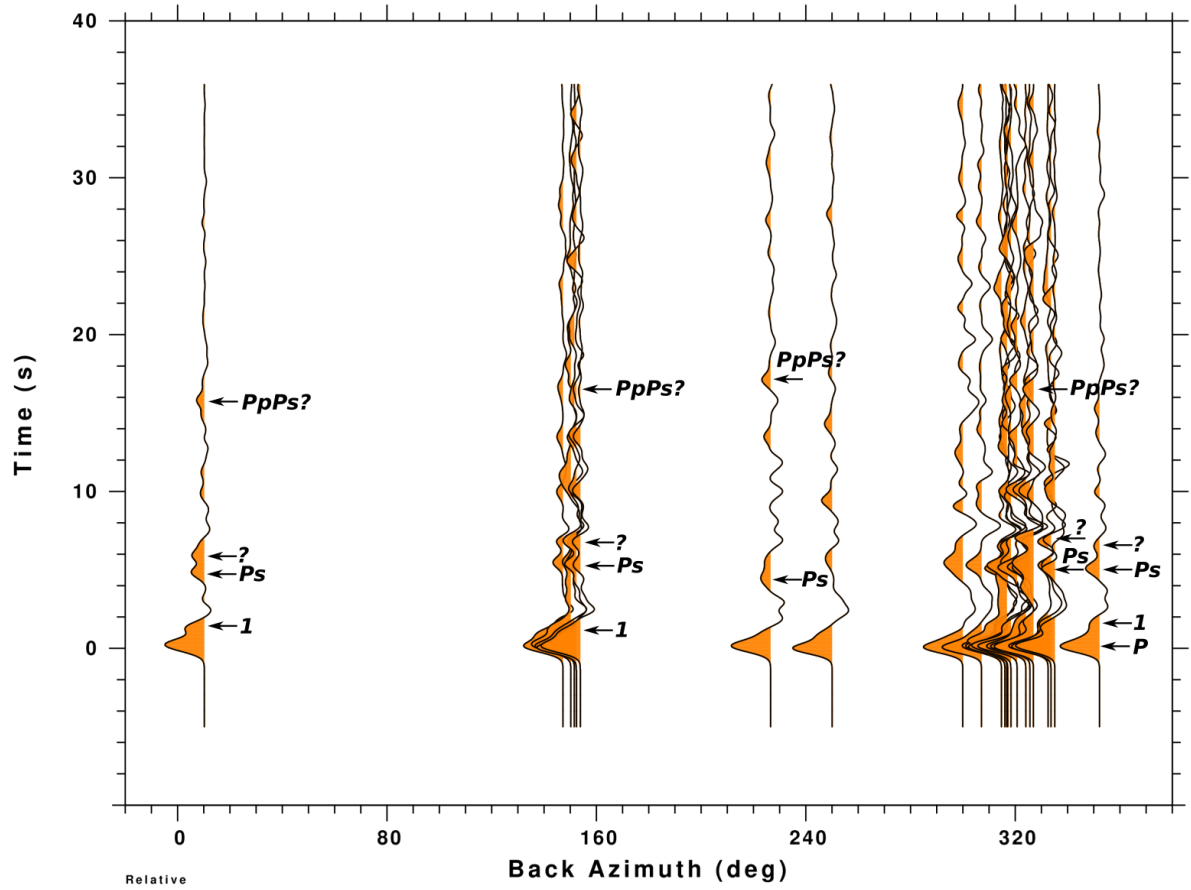


Figura 20. Funciones receptoras radiales de onda P correspondientes a la estación PSAL, ordenadas según el backazimuth de las mismas. Las flechas indican algunas fases identificadas en las funciones receptoras.

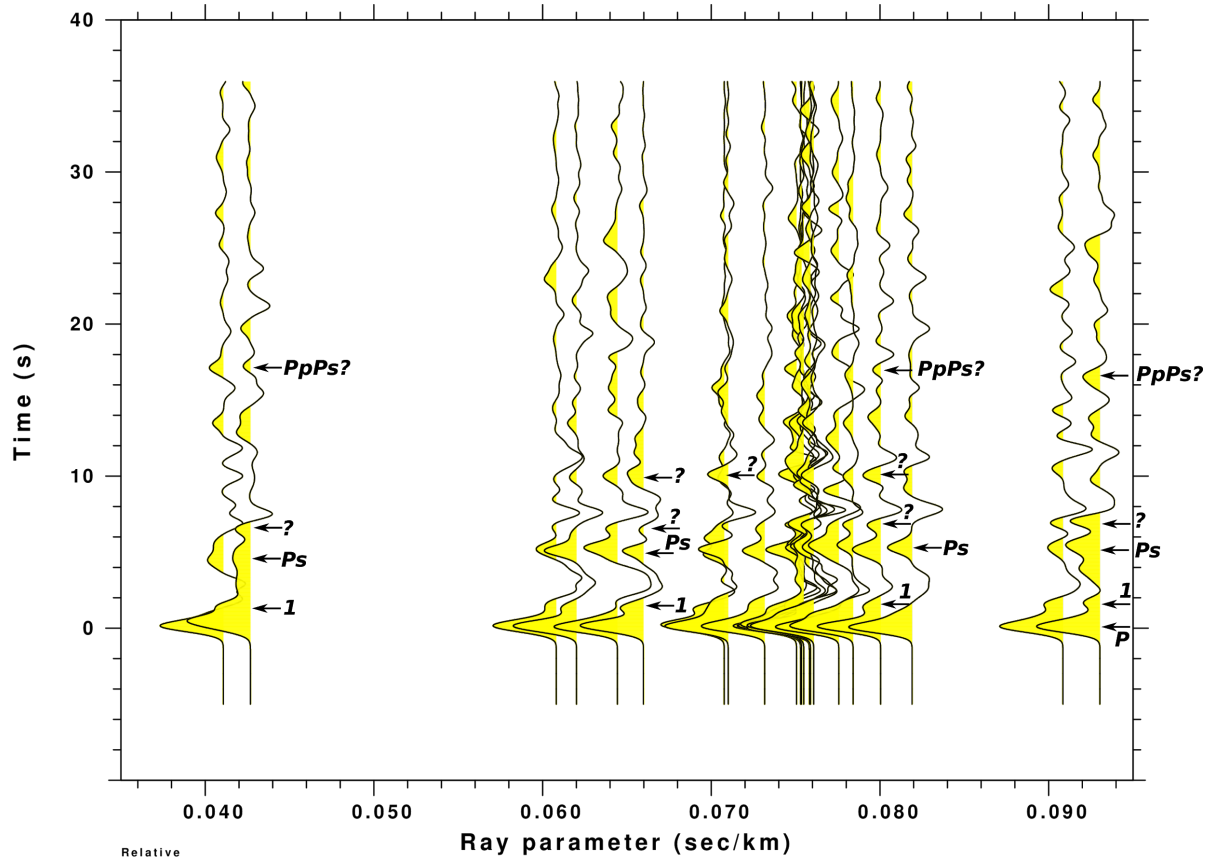


Figura 21. Funciones receptoras radiales de onda P correspondientes a la estación PSAL, ordenadas según su parámetro de rayo. Las flechas indican algunas fases identificadas en las funciones receptoras.

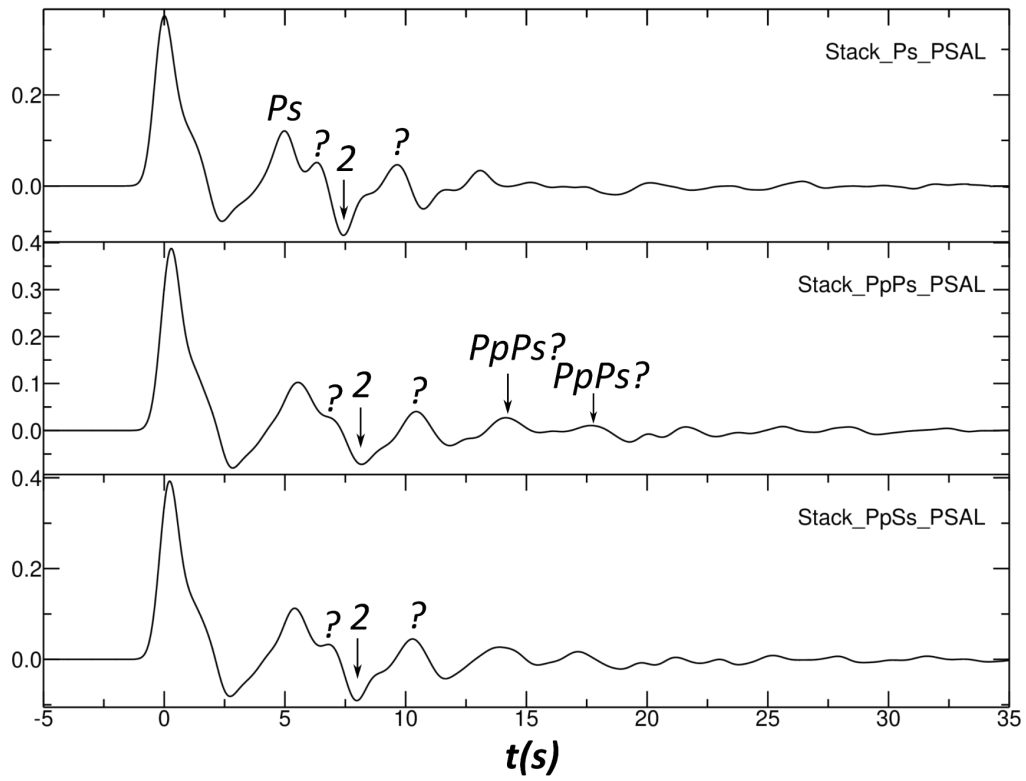


Figura 22. Apilamiento (stack) de las funciones receptoras radiales de PSAL luego de aplicar una corrección de moveout correspondiente a un parámetro de rayo de referencia de 0.060 s/km para cada fase (P_s , P_pP_s y P_pS_s).

Luego, se ingresaron las funciones al programa *HK Stack*, asumiendo una V_p de 6.4 km/s y los siguientes pesos para las fases P_s , P_pP_s y $P_pS_s + P_sP_s$, respectivamente: $w_1 = 0.7$, $w_2 = 0.2$, $w_3 = 0.1$, obteniéndose un espesor cortical H de 41.9 ± 2.6 km y un valor de V_p/V_s de 1.75 ± 0.05 (Figura 23).

$$v_p = 6.400 \text{ km/s} \quad h = 41.9 \pm 2.6 \text{ km} \quad v_p/v_s = 1.75 \pm 0.05$$

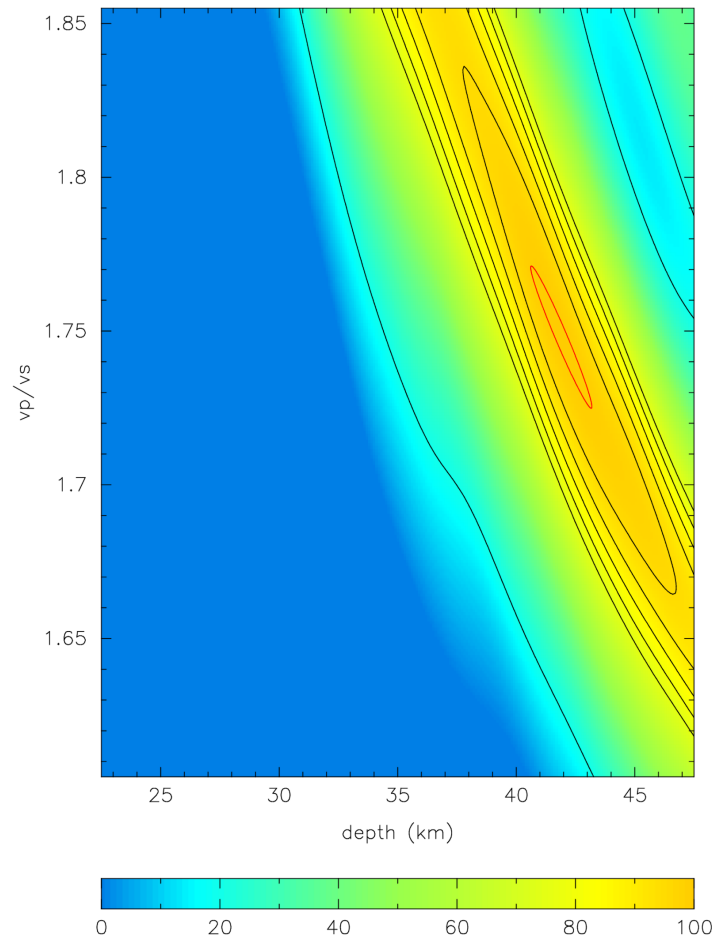


Figura 23. Salida del programa HK Stack, con los valores de H y V_p/V_s hallados para la estación PSAL, con su error correspondiente.

Por último, en la Figura 24, se muestran 25 funciones receptoras tangenciales generadas para la estación PSAL. Nuevamente la cobertura azimutal es limitada, viéndose representado principalmente el rango de *backazimuth* entre 140° y 160° , y aquel entre 300° y 350° . Se observa que la polaridad de la P directa es positiva para todas las funciones receptoras tangenciales disponibles y también se aprecia una segunda fase que arriba inmediatamente después de la P directa, cuya polaridad es también positiva.

Los elementos disponibles hasta el momento hacen suponer que no hay una estructura inclinada bajo la estación. De mejorar la cobertura azimutal en el futuro con nuevas

funciones receptoras tangenciales podría llegarse a una conclusión más certera en cuanto a la posibilidad de que exista una estructura inclinada.

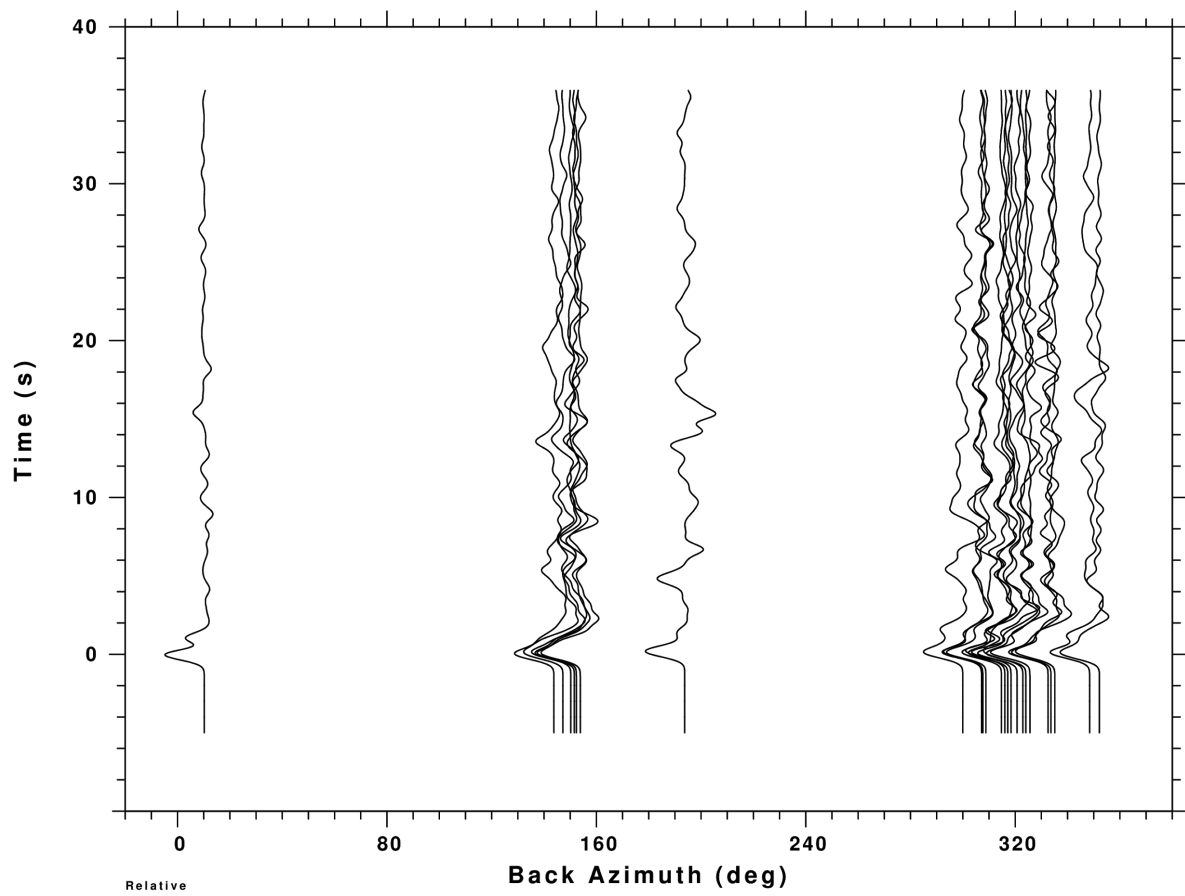


Figura 24. Funciones receptoras tangenciales de la estación PSAL. Se aprecia la escasa cobertura azimuthal con solo dos rangos de backazimuth disponibles: 140° a 160° y 300° a 350° aproximadamente.

5.3 Estación TBOT

La estación TBOT estuvo activa, con un sismómetro *Nanometrics Trillium 120QA*, desde Enero de 2017 hasta Septiembre de 2019, que será el período de registro analizado en este estudio. En este intervalo de tiempo se reconocieron 9 eventos “profundos” y 64 eventos “normales”, obteniéndose 73 eventos candidatos. Del mismo modo que para las otras estaciones, estos eventos fueron sujetos al preprocesamiento y procesamiento reseñado en los capítulos 3 y 4, para posteriormente dar con sus correspondientes funciones receptoras radiales de onda P. Luego de las etapas de inspección visual y de constatar que el porcentaje de reproducción de la señal luego de la deconvolución final sea mayor a 90%, se recuperaron 36 funciones receptoras radiales (ver la distribución de los eventos sísmicos de TBOT en la Figura 25 y los parámetros de los mismos en el Anexo 1: tablas 8 y 9).

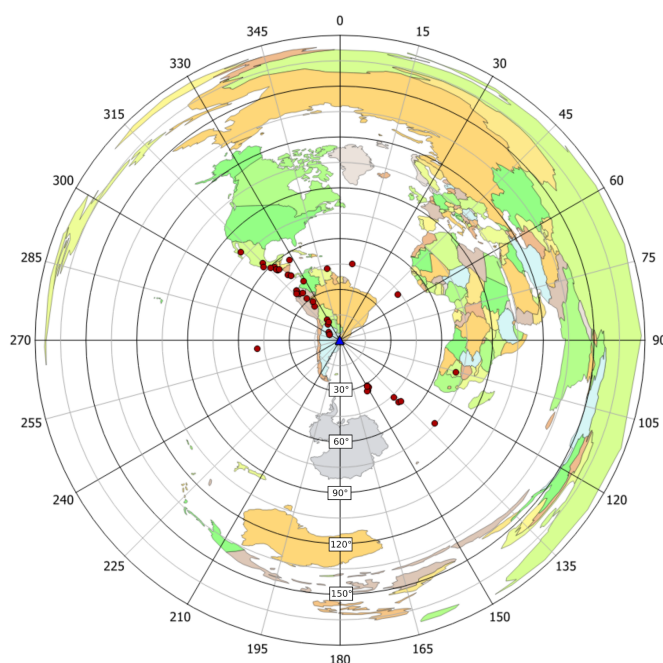


Figura 25. Distribución de sismos (círculos rojos) de la estación PSAL (triángulo azul). Las circunferencias concéntricas en las estación tienen una separación de 30° (circunferencias mayores - color negro) y de 15° (circunferencias menores - color gris), en cuanto a la distancia epicentral (evento-estación).

Las figuras 26 y 27 muestran las funciones receptoras radiales de TBOT en función del *backazimuth* y del parámetro de rayo, respectivamente, mientras que la Figura 28 muestra el

apilamiento (*stack*) de las funciones receptoras radiales de TBOT. En las figuras 26 y 27 se ve claramente la onda P en tiempo 0 para todos los *backazimuths* y un segundo después se aprecia una fase marcada con un **1** que podría ser una *Ps* generada en una capa de sedimentos somera. La fase *Ps* se observa 5 segundos después de la P con mayor claridad para las funciones receptoras radiales con *backazimuths* entre 0 y 60°, y para aquellos en el entorno de entre 300° y 350°. Para casi todos los *backazimuths* se observa un pico a los 2 segundos, el cual puede deberse a una interfaz somera, o energía reverberada que quedó atrapada entre las capas sedimentarias de la cuenca. A su vez después de los 5 segundos se ven varios picos, que posiblemente se deban al efecto de diversas capas sedimentarias, ya sea por refracciones, reflexiones o energía que quede atrapada reverberando entre las capas. Al igual que con las otras dos estaciones, se aplicó con anterioridad al apilamiento una corrección de *moveout*, correspondiente a un parámetro de rayo de referencia de 0.060 s/km, para cada fase (*Ps*, *PpPs* y *PpSs*) a cada función receptora radial con el objetivo de realzar dichas fases.

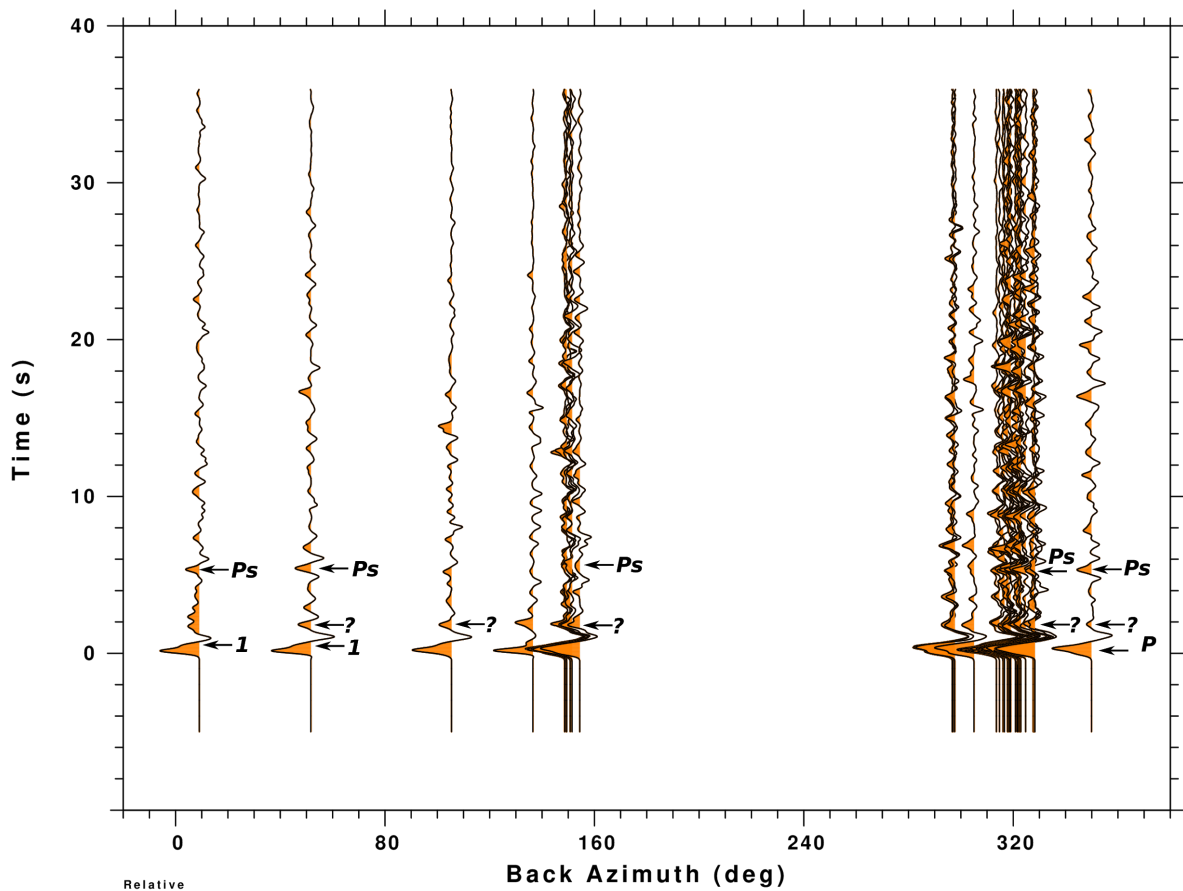


Figura 26. Funciones receptoras radiales de onda P correspondientes a la estación TBOT, ordenadas según el backazimuth de las mismas. Las flechas indican algunas fases identificadas en las funciones receptoras.

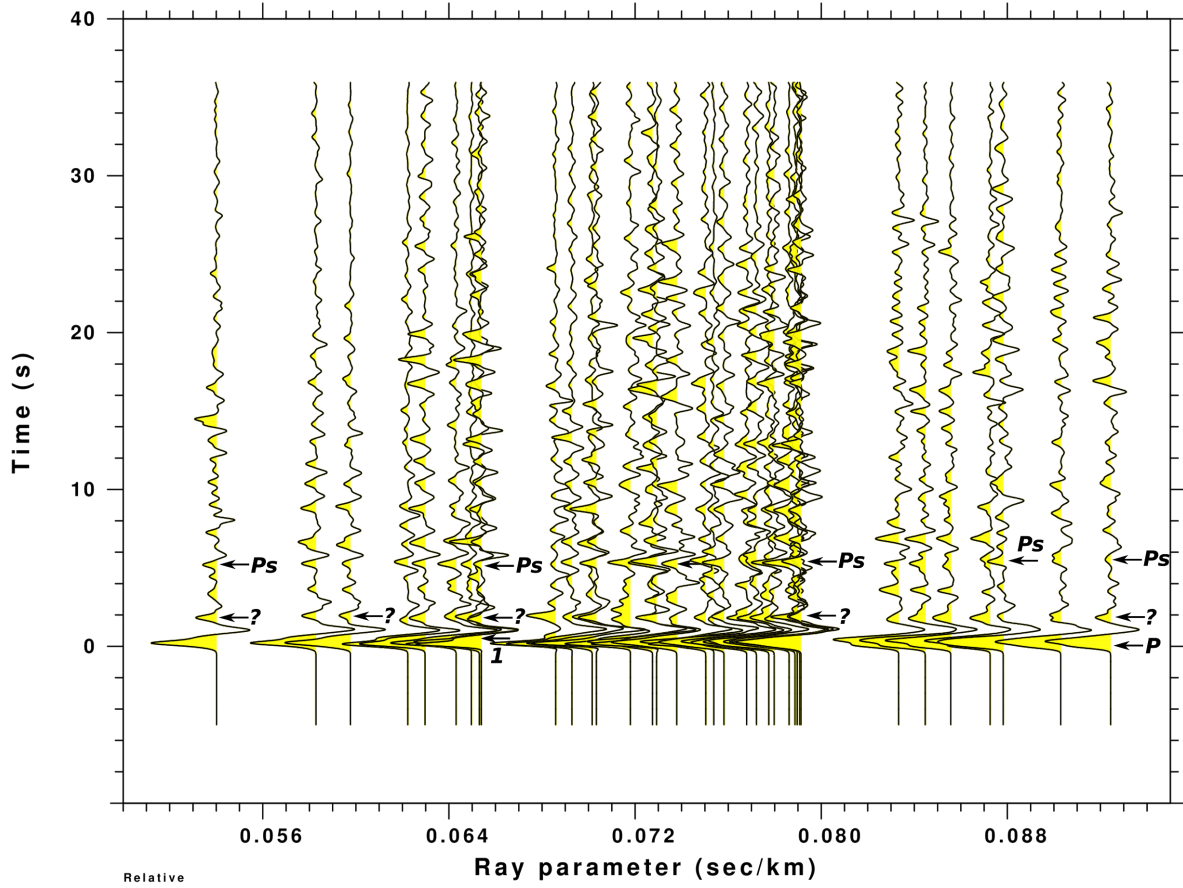


Figura 27. Funciones receptoras radiales de onda P correspondientes a la estación TBOT, ordenadas según su parámetro de rayo. Las flechas indican algunas fases identificadas en las funciones receptoras.

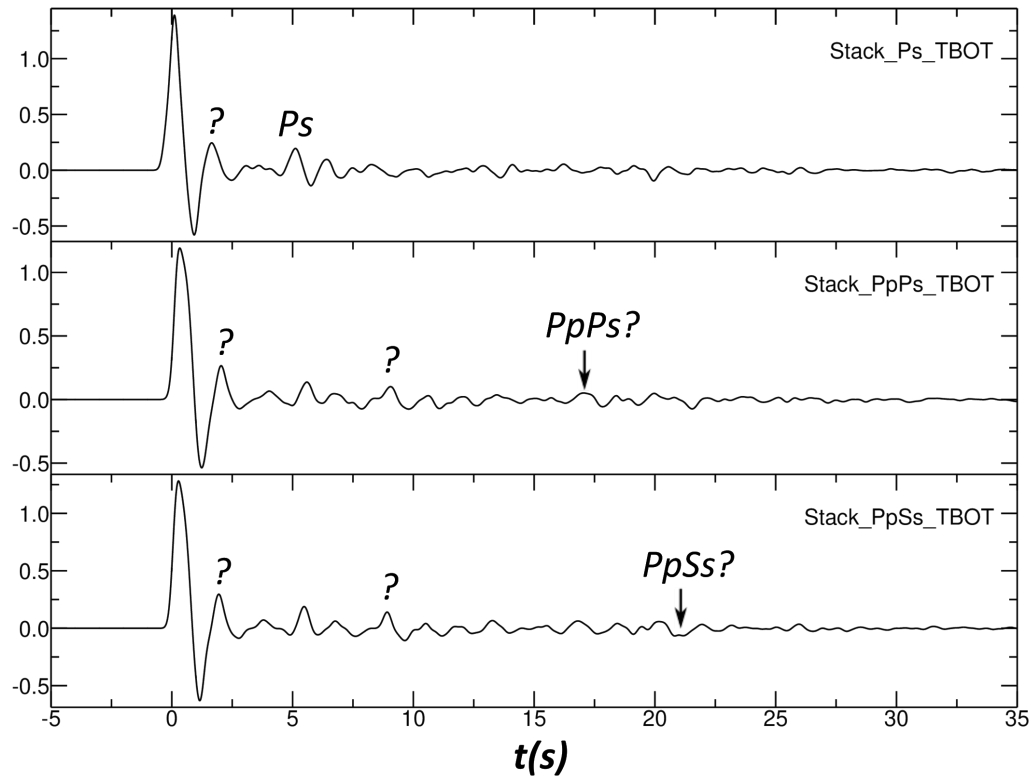


Figura 28. Apilamiento (stack) de las funciones receptoras radiales de TBOT luego de aplicar una corrección de moveout correspondiente a un parámetro de rayo de referencia de 0.060 s/km para cada fase (P_s , $PpPs$ y $PpSs$).

Luego, se ingresaron las funciones al programa *HK Stack*, asumiendo una V_p de 6.4 km/s y los siguientes pesos para las fases P_s , $PpPs$ y $PpSs + PsPs$, respectivamente: $w_1 = 0.7$, $w_2 = 0.2$ y $w_3 = 0.1$, obteniéndose un espesor cortical H de 41.0 ± 1.7 km y un valor de V_p/V_s de 1.78 ± 0.03 (Figura 29).

$$v_p = 6.400 \text{ km/s} \quad h = 41.0 \pm 1.7 \text{ km} \quad v_p/v_s = 1.78 \pm 0.03$$

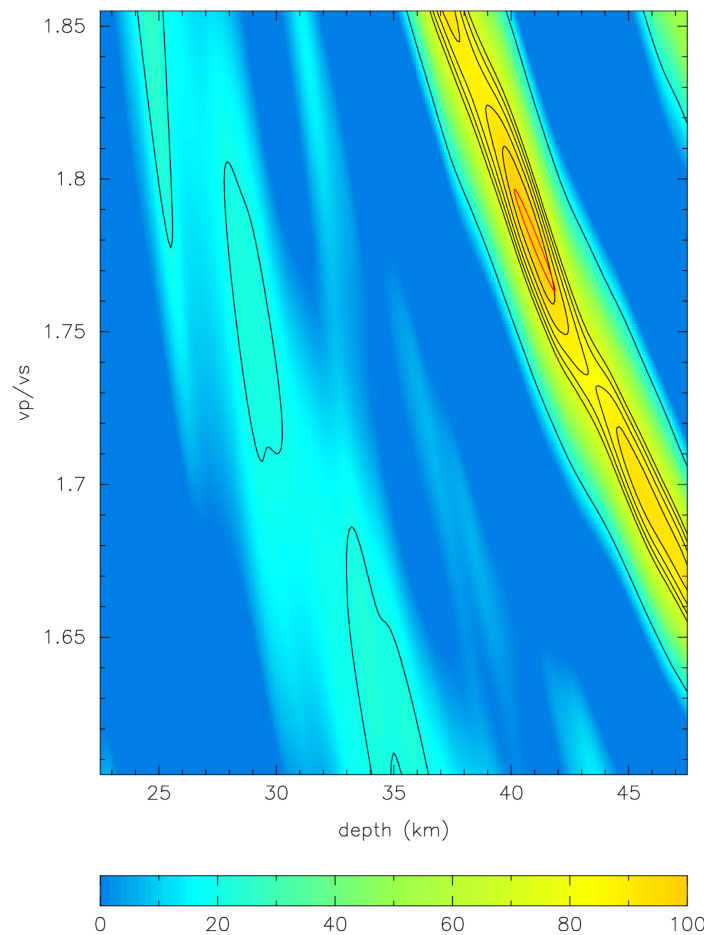


Figura 29. Salida del programa HK Stack, con los valores de H y V_p/V_s hallados para la estación TBOT, con su error correspondiente.

Para finalizar, se presentan 27 funciones receptoras tangenciales de la estación TBOT (Figura 30). En este caso la distribución azimuthal es un poco mejor que para las dos estaciones anteriores. Los rangos de *backazimuth* de 100° a 160° y de 290° a 350° se encuentran cubiertos y ello permite observar un cambio de polaridad de la P directa. Esta fase para las funciones receptoras tangenciales cuyo rango de *backazimuth* se encuentra entre 130° y 160° tiene una polaridad negativa, mientras que para aquellas comprendidas entre los *backazimuths* de 290° y 330° tiene polaridad positiva. Esto permite inferir, siguiendo los criterios de Cassidy (1992) y Zhang y Langston (1995), que hay una estructura inclinada buzando hacia el Suroeste, cuya dirección de buzamiento se encuentra entre los azimuths 220° y 240° aproximadamente, ya que viendo las amplitudes de las ondas P en los rangos

mencionados la P directa debería tener amplitud cercana a cero a 90° de estos rangos. Quizás siendo más prudente se puede estirar el rango a $200^\circ - 250^\circ$, manteniéndose igualmente el buzamiento hacia el Suroeste. Esta es simplemente una estimación, por lo cual para obtener un resultado más preciso sería necesario realizar una inversión. Asimismo, observando las fases P_s en las funciones receptoras tangenciales podemos notar que las mismas se encuentran contaminadas por el nivel de ruido, lo cual no permite utilizarlas con certeza para este análisis. Teniendo en cuenta que la interfaz que más contribuya para la obtención del patrón de polaridades de la onda P directa en las funciones receptoras tangenciales sea aquella que genere un mayor contraste de velocidades, podemos asumir que dicho patrón responde en gran medida al Moho y que por lo tanto su dirección de buzamiento se encuentra entre 220° y 240° .

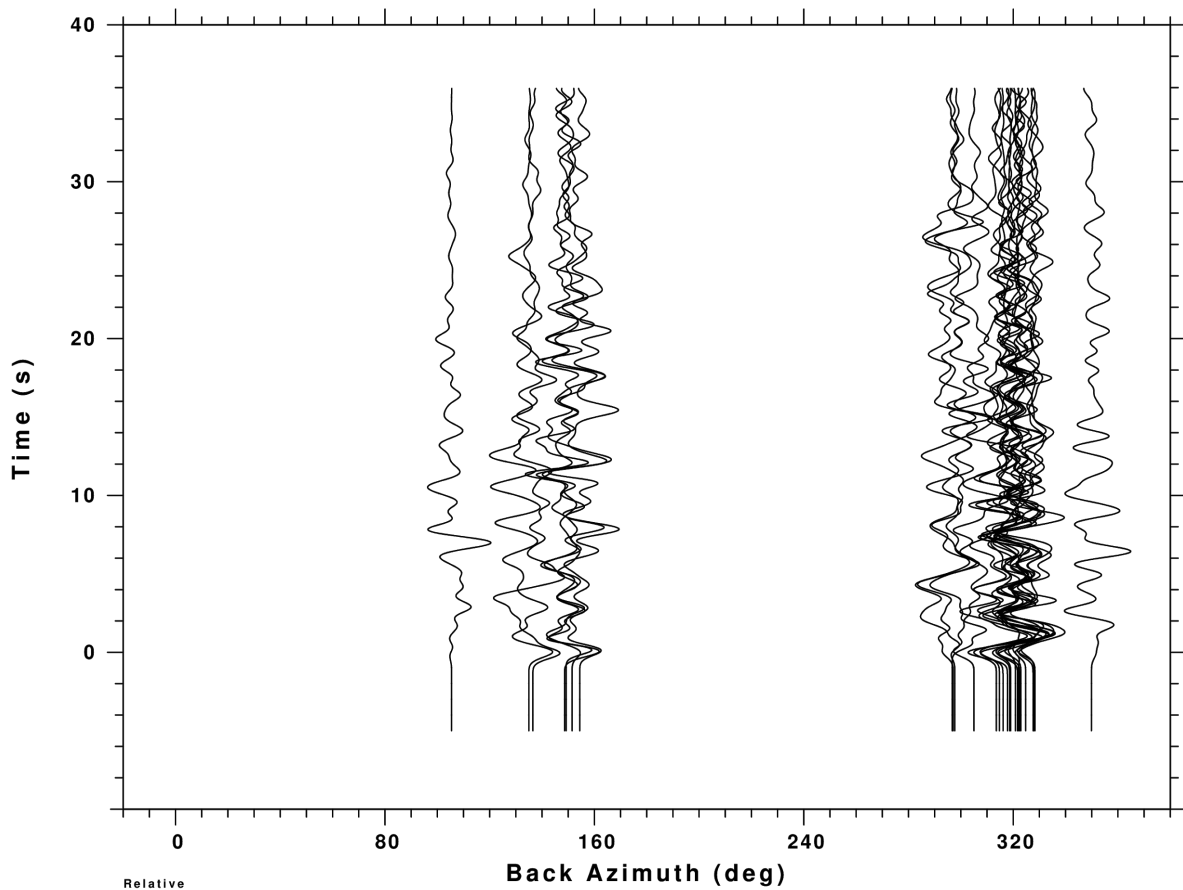


Figura 30. Funciones receptoras tangenciales correspondientes a la estación TBOT.

5.4 Relación de Poisson

La sismología es la disciplina que posee la metodología más directa para conocer la composición de la corteza. Sin embargo, no alcanza con medir únicamente las velocidades de las ondas compresivas (V_p) para la corteza inferior, donde tanto el aumento del grado metamórfico como el incremento de máficos pueden tener efectos similares en V_p (Zandt y Ammon, 1995). Es decir, distintos tipos de roca pueden tener las mismas V_p al ser afectados por los factores mencionados. Este problema se ve parcialmente aplacado usando la tasa V_p/V_s , a partir de la cual puede calcularse la relación de Poisson. Este coeficiente provee restricciones mucho más estrictas en cuanto a qué composición tiene la corteza, que las que puede brindar la velocidad compresional (V_p) o la velocidad de cizalla (V_s) por si solas (Chevrot y Van der Hilst, 2000). Por ese motivo, se calculó la relación de Poisson (σ), para cada una de las estaciones de este trabajo, a partir de la siguiente ecuación (Zandt *et al.* 1995):

$$\sigma = \frac{1 - 0.5(V_p/V_s)^2}{1 - (V_p/V_s)^2}$$

Para los tipos comunes de rocas σ varía entre 0.20 y 0.35, y dichos valores se encuentran fuertemente vinculado a la composición de las rocas, descendiendo el valor de σ cuando aumenta el contenido de sílice y por otro lado aumentando σ cuando la cantidad de máficos crece (Zandt y Ammon, 1995). Para rocas de la corteza inferior se tiene que (Holbrook *et al.* 1992; Zandt y Ammon, 1995):

- $\sigma < 0.26$ composiciones félsicas
- $0.26 < \sigma < 0.28$ composiciones intermedias
- $\sigma > 0.28$ composiciones máficas

Es importante señalar, que estas relaciones sirven como una primera aproximación, pero son promedios estadísticos. Algunos tipos de roca pueden no obedecer estas relaciones.

En la tabla 3 se sintetizan los resultados de relación de Poisson (σ), espesor cortical (H) y tasa V_p/V_s para cada estación de este trabajo.

Estación	H (km)	V_p/V_s	σ
ANCO	40.1 ± 0.6	1.77 ± 0.02	0.266
PSAL	41.9 ± 2.6	1.75 ± 0.05	0.258
TBOT	41.0 ± 1.7	1.78 ± 0.03	0.269

Tabla 3: Resumen de los parámetros calculados en este trabajo.

6 Discusión y Conclusiones

6.1 Espesor Cortical

Las estaciones TBOT, PSAL y ANCO han estado operando desde 2017, principios de 2018 y finales de 2018, respectivamente, lo cual permite tener aproximadamente entre dos y tres años de registros sismológicos para analizar. Por otro lado, debido a la ubicación de nuestro país, el número de eventos candidatos es relativamente bajo, ya que las principales zonas de subducción (donde se generan la mayoría de los sismos con magnitudes mayores a 6.0) quedan fuera del rango de 30° a 95° de distancia epicentral, necesario para la aplicación del método de función receptor. La combinación de estos dos hechos genera que el número de funciones receptoras para estas estaciones sea bajo lo cual puede afectar la incertidumbre de los resultados y por lo tanto más años de registro incrementará el número de funciones receptoras mejorando los cálculos de espesor cortical y de la relación V_p/V_s .

Los primeros cálculos de espesor cortical y V_p/V_s en nuestro territorio fueron aquellos de la estación OGAUY, ubicada unos 15 km al sur de Aiguá, dando como resultados preliminares una profundidad de Moho de 39 km y un cociente V_p/V_s de 1.715 (Rodríguez *et al.* 2017).

Luego, Rodríguez *et al.* (2019) presentaron cálculos preliminares para las estaciones ANCO, PSAL y TBOT. Los espesores corticales hallados para estas estaciones fueron $40.7 \pm 2.9 \text{ km}$, $42.7 \pm 5.2 \text{ km}$, $40.7 \pm 3.9 \text{ km}$, respectivamente, mientras que los valores de V_p/V_s calculados fueron 1.75 ± 0.05 , 1.73 ± 0.1 , 1.78 ± 0.08 . Cabe destacar que para realizar dichos cálculos se apilaron solo 13 funciones receptoras radiales para ANCO, 14 funciones para PSAL y 27 para TBOT.

Rivadeneyra-Vera *et al.* (2019) calcularon espesores corticales y la relación V_p/V_s para las estaciones PSAL y TBOT de diferentes formas. Para la estación PSAL utilizaron una velocidad de onda P fija de 6.4 km/s con un set de datos de telesismos lejanos y obtuvieron un valor de $V_p/V_s = 1.71 \pm 0.01$ y $H = 44.5 \pm 0.9 \text{ km}$. Luego, utilizando un set de datos compuesto por un conjunto de sismos profundos y con la misma V_p fija, hallaron un valor de $V_p/V_s = 1.71 \pm 0.05$ y otro de $H = 44.4 \pm 2.1 \text{ km}$. A su vez, estos autores reportaron

un espesor cortical promedio $46.3 \pm 1.1 \text{ km}$ y una relación V_p/V_s de 1.71 ± 0.02 para PSAL, que calcularon a partir de telesismos lejanos, sismos profundos y una velocidad de onda S promedio en la corteza hallada a partir de un modelo de tomografía de ruido ambiente (*ANT: Ambient noise tomography*) presentado por Shirzad *et al.* (2019). Para la estación TBOT, utilizando telesismos lejanos y una V_s hallada a partir de *ANT* obtuvieron valores promedio de $H = 47.0 \pm 2.5 \text{ km}$ y una $V_p/V_s = 1.70 \pm 0.06$. Adicionalmente, una profundidad del Moho de $45.4 \pm 2.7 \text{ km}$ y la relación V_p/V_s de 1.70 ± 0.04 fueron halladas empleando telesismos y una V_p fija de 6.4 km/s . Finalmente, también se mencionan una profundidad de Moho de $49.3 \pm 2.6 \text{ km}$ y una V_p/V_s de 1.74 ± 0.07 para la estación ARAP ubicada unos 17 km al noreste de PSAL, calculadas a partir de telesismos y una V_s hallada a partir de *ANT*.

En este trabajo, se logró disminuir sustancialmente el error de los resultados, en gran medida gracias a que se aumentó el número de funciones receptoras radiales apiladas. Se apilaron 18 funciones receptoras radiales para la estación ANCO, lo cual permitió calcular una profundidad de Moho de $40.1 \pm 0.6 \text{ km}$ y una relación $V_p/V_s = 1.77 \pm 0.02$ bajo dicha estación. Para la estación PSAL, se apilaron 23 funciones receptoras radiales, calculándose un espesor cortical de $41.9 \pm 2.6 \text{ km}$ y una $V_p/V_s = 1.75 \pm 0.05$. La profundidad de la Discontinuidad de Mohorovičić, calculada para la estación TBOT a partir de 36 funciones receptoras, dió $41.0 \pm 1.7 \text{ km}$, mientras que la relación V_p/V_s hallada fue 1.78 ± 0.03 .

Varios comentarios surgen al comparar las diferencias entre los resultados de espesores corticales de este trabajo con los mencionados anteriormente. En primer lugar, comparando los resultados de Rodríguez *et al.* (2019) con los de este trabajo se observa una disminución leve de los espesores corticales calculados y una reducción de los errores asociados a dichos resultados en términos generales. Esto se debe al incremento del número de funciones receptoras radiales incluidas en los cálculos ya que los criterios de selección de eventos y procesamiento de los eventos fueron los mismos. Por otro lado, una particularidad interesante surge al comparar con los espesores corticales hallados por Rivadeneyra-Vera *et*

al. (2019). Para la estación PSAL, las profundidades del Moho reportada por dichos autores fueron $46.3 \pm 1.1 \text{ km}$ (usando V_s hallada mediante *ANT*), $44.5 \pm 0.9 \text{ km}$ (usando V_p fija y telesismos) y $44.4 \pm 2.1 \text{ km}$ (usando V_p fija y sismos profundos), mientras que la calculada en este trabajo es de $41.9 \pm 2.6 \text{ km}$ (usando V_p fija, telesismos y sismos profundos) lo cual muestra una diferencia entre ambos resultados, aunque hay una superposición de sus intervalos de error. Por su lado, en la estación TBOT hallaron espesores corticales de $47.0 \pm 2.5 \text{ km}$ (usando V_s hallada mediante *ANT*) y $45.4 \pm 2.7 \text{ km}$ (usando V_p fija y telesismos). Tal vez el factor más claro que explique una de las diferencias entre los valores de V_p/V_s y H hallados en ambos trabajos es el uso de una V_s hallada mediante *ANT*, en uno de los cálculos de Rivadeneyra-Vera et al. (2019) y la utilización de una V_p fija en este trabajo. Por otro lado, en otro de los cálculos del trabajo mencionado se empleó la misma V_p fija de 6.4 km/s que en este trabajo, por lo cual el factor que pudo influir en la diferencia encontrada es el *set* de datos utilizado. Si bien la estación es la misma, el criterio de selección de eventos fue distinto. Este trabajo utilizó sismos que cumplieran con una de las siguientes dos condiciones: eventos “normales” ($30^\circ < \Delta < 95^\circ$ y $M > 6.0$) y “profundos” ($\Delta < 30^\circ$, $h > 500 \text{ km}$ y $M > 5.0$), lo cual provocó que se generaran una menor cantidad de funciones receptoras pero de mayor “calidad”. Por su parte, Rivadeneyra-Vera et al. (2019) optaron por utilizar eventos que cumplan los siguientes requisitos: eventos telúsmicos ($35^\circ < \Delta < 90^\circ$ y $mb > 5.5$) y eventos regionales profundos ($\Delta < 30^\circ$, $h > 300 \text{ km}$ y $mb > 4.5$) lo cual les suministró un número sustancialmente mayor de funciones receptoras pero tal vez la relación señal/ruido de los eventos de menor magnitud no sea muy buena. Finalmente, una hipótesis adicional posible es que la interfaz principal que esté “muestreando” cada trabajo sea distinta, esto es, que haya un *magmatic underplating* bajo la estación PSAL y que en este trabajo se esté “muestreando”, como generadora de la *Ps* del Moho, a la interfaz superior del *magmatic underplating* y que en el trabajo de Rivadeneyra-Vera et al. (2019) se esté “muestreando” como límite corteza-manto a la interfaz inferior. Para comprobar esta hipótesis es necesario realizar un modelado de las funciones receptoras. Una situación análoga se podría estar dando bajo la estación TBOT, quizás algunos de estos dos factores estén generando la diferencia de más de 6 km de espesor cortical entre los cálculos de ambos trabajos. Otro

aspecto importante, es que estas estaciones se encuentran sobre la porción Sur de la Cuenca de Paraná, lo cual genera que las funciones receptoras generadas pueden tener patrones complejos en ocasiones, debido a la estructura que generan las rocas sedimentarias. Julià *et al.* (2008) estudiaron la estructura cortical profunda de la Cuenca de Paraná y señalan que es posible que energía reverberada quede atrapada en dicha estructura e interfiera con la fase P_s refractada en el Moho y pueda cambiar ligeramente el tiempo de arribo del pico de mayor amplitud.

Parece más plausible que los valores de espesor cortical calculados en este trabajo correspondan al límite corteza-manto puesto que se correlacionan mejor con los resultados de la estación ANCO y de la estación OGAUY (Rodríguez *et al.* 2017), y que de esta forma no se generen saltos bruscos en la superficie del Moho, lo cual parece más razonable en una zona cratónica.

6.2 V_p/V_s y composición de la corteza

Como fue mencionado en la sección 5.4, a partir de la tasa V_p/V_s se puede calcular la relación de Poisson (σ). El valor obtenido de V_p/V_s es un promedio de toda la corteza bajo la estación en cuestión. Las inferencias que se hacen a continuación acerca de la composición de la corteza inferior suponen que la corteza superior es granítica ($V_p/V_s = 1.71 - 1.73$).

Para la estación ANCO, ubicada desde el punto de vista tectónico sobre el Cratón del Río de la Plata, se halló un valor de V_p/V_s de 1.77 ± 0.02 permite calcular un $\sigma \approx 0.27$, lo cual, según Zandt y Ammon (1995), permite inferir una corteza inferior de composición intermedia bajo dicha estación.

Las estaciones PSAL y TBOT se encuentran ambas ubicadas en la porción Sur de la Cuenca del Paraná. Los valores de V_p/V_s calculados para ambas son: 1.75 ± 0.05 para PSAL y 1.78 ± 0.03 para TBOT. Estos valores producen un $\sigma \approx 0.26$ debajo de PSAL y $\sigma \approx 0.27$ en TBOT, lo cual permite señalar que si bien la corteza inferior bajo ambas estaciones es de composición intermedia, tiende a ser ligeramente más máfica debajo de TBOT.

6.3 Interpretación con gravimetría y geología

En la Figura 31 se muestra el mapa gravimétrico de Uruguay (Rodríguez *et al.* 2015) con las estaciones ANCO, PSAL, TBOT y OGAUY sobreimpuestas.

La estación ANCO como fue mencionado se encuentra ubicada en una zona estable sobre el Terreno Piedra Alta perteneciente al Cratón del Río de la Plata. Los valores de anomalía de *Bouguer* en esa área tienden a estar cerca de cero, particularmente la medición más cercana a dicha estación marca una anomalía de $+1.9 \text{ mGal}$ y el espesor cortical promedio calculado de $40.1 \pm 0.6 \text{ km}$. Por otro lado, la estación PSAL, ubicada en la porción Sur de la Cuenca de Paraná se encuentra en una zona de valores gravimétricos cercanos a entre -5 mGal y -10 mGal y su corteza tiene un mayor espesor, correspondiente a $41.9 \pm 2.6 \text{ km}$. Por su parte, la profundidad de Moho en la estación TBOT es de $41.0 \pm 1.7 \text{ km}$ y los valores de anomalía de *Bouguer* se encuentran cercanos a -5 mGal . Adicionalmente, para la estación OGAUY se obtuvo un espesor cortical fue de 39 km (Rodríguez *et al.* 2017) y el valor de anomalía de *Bouguer* más contiguo es de $+1.9 \text{ mGal}$.

A partir de una compilación de datos de espesores corticales de Brasil, Assumpção *et al.* (2013) muestran que existe una correlación entre espesor cortical y los valores de anomalía de *Bouguer* (coeficiente de correlación de -0.92). Analizando la Figura 32, observamos que para obtener cambios en el espesor cortical de 5 o 6 km se necesitan diferencias de valores de anomalía de *Bouguer* de entre 30 y 40 mGal .

Por otro lado, observando los resultados obtenidos para las estaciones PSAL, TBOT, ANCO y OGAUY, notamos que la mayor diferencia observada en valores de anomalía de *Bouguer* es de unos 10 mGal aproximadamente. A su vez, la mayor diferencia entre los valores de espesor cortical calculados en este trabajo ronda los 2 km entre la estación ANCO y PSAL, con una diferencia de aproximadamente 12 mGal de anomalía de *Bouguer* entre ambas. Estas diferencias son coherentes con los resultados de Assumpção *et al.* (2013) (ver Figura 32). En cambio, algunos de los resultados reportados por Rivadeneyra-Vera *et al.* (2019) para PSAL y TBOT, $46.3 \pm 1.1 \text{ km}$ (utilizando V_s calculada a partir de *ANT*) y $47.0 \pm 2.5 \text{ km}$ (utilizando V_s calculada a partir de *ANT*) respectivamente, marcan diferencias de entre 6 y 7 km de espesor cortical respecto al resultado de ANCO, pero como fue mencionado

anteriormente dichas diferencias deberían corresponder a cambios de entre 30 y 40 *mGal* de anomalía de *Bouguer*. Por lo tanto, no parece que haya diferencias significativas de anomalía de *Bouguer* que permitan justificar los altos espesores reportados por Rivadeneyra-Vera *et al.* (2019) para las estaciones PSAL y TBOT.

Finalmente, Rodríguez *et al.* (2015) presentaron un mapa de espesores corticales (Figura 33), en el cual separaron dominios en base al análisis de rasgos y patrones gravimétricos del mapa de anomalía de Bouguer de Uruguay en conjunto con el modelo de corteza CRUST1.0 (Laske *et al.* 2013). Como podemos observar, los espesores presentados en donde se encuentran localizadas nuestras estaciones son menores a los calculados en este trabajo. A pesar de que se mantiene la tendencia esperable de una disminución de espesores corticales a medida que nos acercamos a la plataforma, la diferencia entre las profundidades de Moho calculadas en este trabajo y el presentado por Rodríguez *et al.* (2015) aumenta para las estaciones del Sur (~ 6 km de diferencia en ANCO y OGAUY). Para las estaciones del Norte (TBOT y PSAL) esta diferencia es menor ($\sim 3.5 - 4.5$ km).

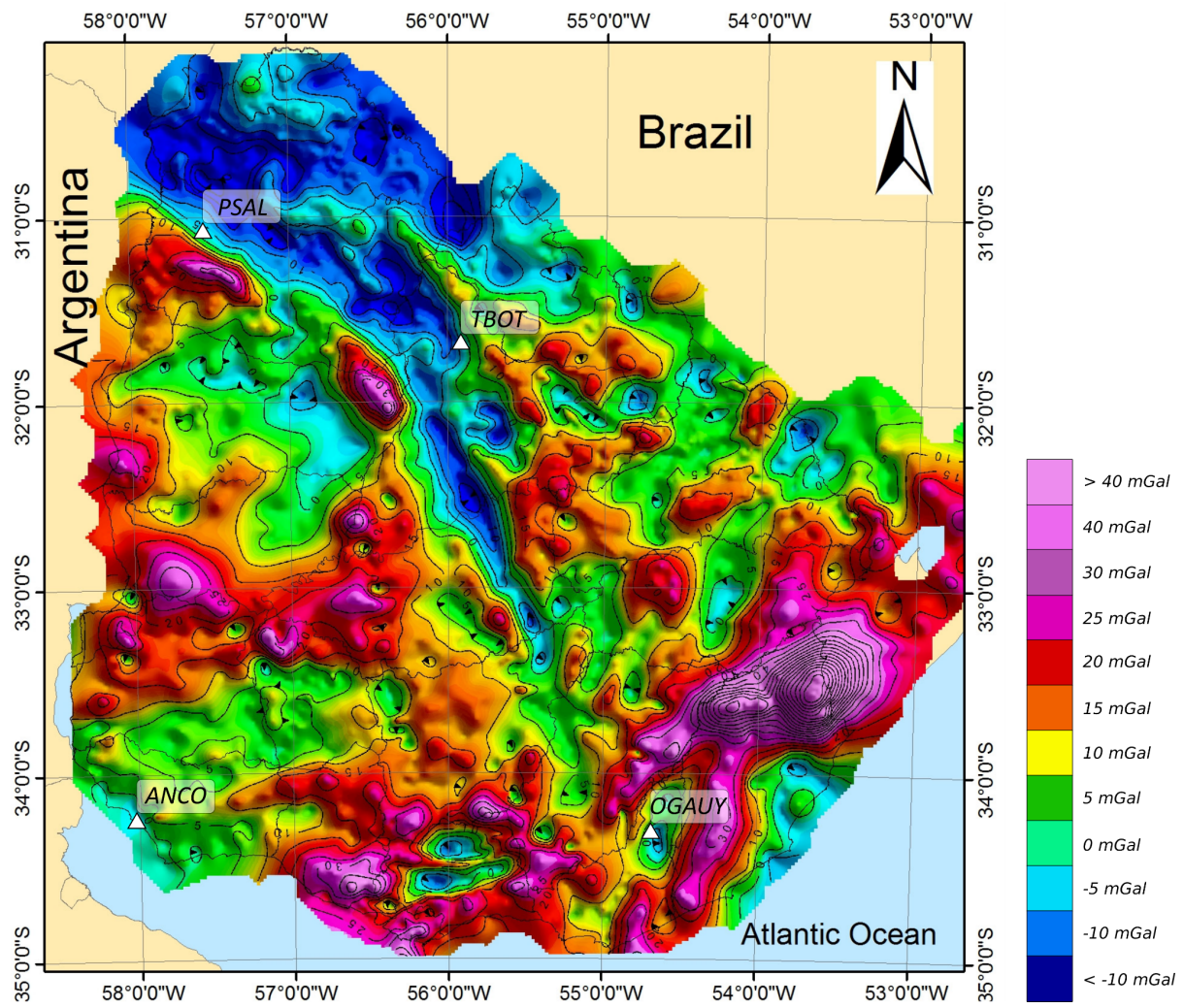


Figura 31. Mapa de Anomalía Gravimétrica de Bouguer. Los triángulos blancos marcan la ubicación de las estaciones utilizadas en este trabajo. Modificado de Rodríguez et al. (2015).

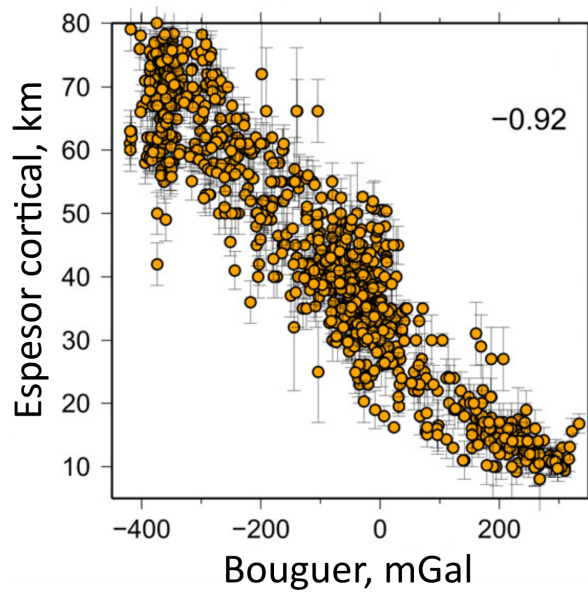


Figura 32. Relación entre espesor cortical y anomalía de Bouguer para un conjunto de datos compilados de Brasil. Se indica el coeficiente de correlación de -0.92. Tomado de Assumpção et al. (2013).

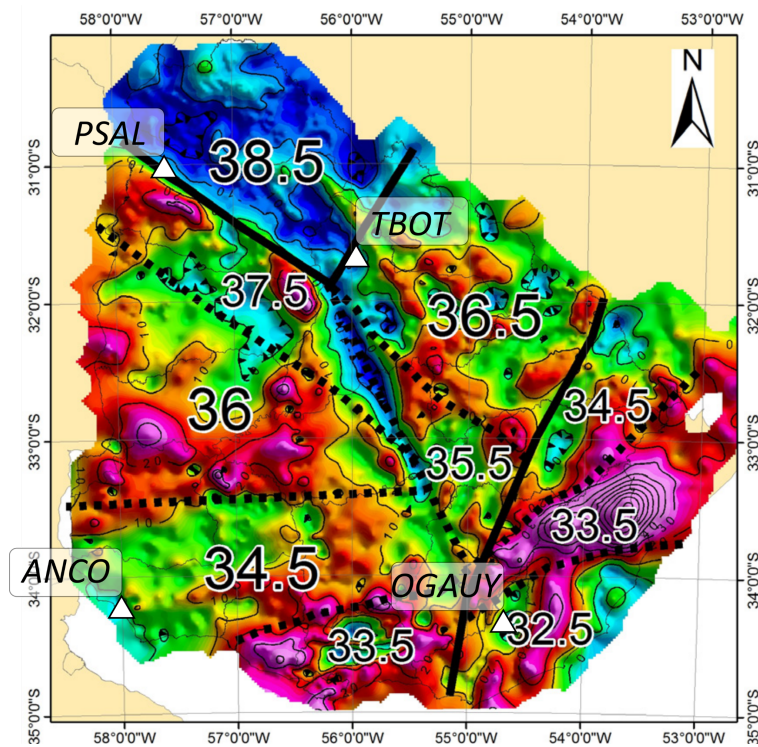


Figura 33: Mapa de anomalía de Bouguer de Uruguay con división en dominios según espesores corticales (Modificado de Rodríguez et al. 2015).

6.4 Estructura Inclinada

El estudio de funciones receptoras tangenciales combinado con el análisis de las amplitudes absolutas de las funciones receptoras radiales permite estudiar la posibilidad de que haya una estructura inclinada bajo las estaciones de banda ancha.

Para la estación ANCO, no surgen elementos en las funciones receptoras que hagan pensar que debajo de esta estación hay una estructura inclinada. Por lo cual, con las evidencias disponibles se supone que la discontinuidad de Mohorovičić debajo de ANCO presenta una estructura horizontal. Además, tomando en cuenta lo señalado por Cassidy (1992) (ver sección 4.4) podemos estimar que la fase *Ps* muestrea lateralmente de forma circular en un radio de 16 km, mientras que ya que algunos múltiplos se observan en las funciones receptoras radiales podemos estimar que estas fases muestrean de manera circular tal vez un radio de 40 km. Por lo tanto, el alcance lateral del resultado de espesor cortical de 40.1 km bajo ANCO, es confiable al menos en un área circular de centro en la estación y radio 16 km.

En el caso de la estación PSAL, al igual que en ANCO, no hay elementos que hagan suponer una estructura inclinada debajo de ella, y también se tiene una escasa cobertura azimutal, tanto de funciones receptoras radiales como tangenciales, por lo tanto es importante aumentar el número de eventos para mejorar la distribución de eventos y obtener resultados certeros acerca del tipo de estructura que hay bajo la estación. En cuanto a la extensión lateral del muestreo de las fases, solo se tomó en cuenta la *Ps* debido a que es la que se observa con mayor claridad. Por lo tanto, el valor de espesor cortical de 41.9 km tiene un alcance lateral estimado de 17 km aproximadamente.

Finalmente, bajo la estación TBOT, se hallaron evidencias de una estructura inclinada bajo la misma. Los cambios en las polaridades de la *P* directa según el BAZ observado en las funciones receptoras tangenciales sostiene la idea de una estructura inclinada. La dirección de buzamiento sugerida para esta estructura estaría entre el azimut 220° y 240°, lo cual indica una estructura buzante hacia el SO. Esta interpretación de buzamiento al SO puede ser compatible con las anomalías gravimétricas de la Figura 31. El bajo gravimétrico NO-SE entre PSAL y TBOT puede indicar una zona de corteza más espesa, de forma que bajo TBOT

el Moho inclina hacia SO. No ocurre lo mismo bajo PSAL, donde el Moho de estar inclinado lo estaría en otra dirección. Adicionalmente, para hallar el ángulo de buzamiento bajo TBOT sería necesario realizar una inversión. En cuanto, al área estimada que muestrea lateralmente la fase *Ps*, sería un círculo de radio de aproximadamente 16.5 km que se encuentra desplazado hacia el lado de *updip* de la estación.

7 Bibliografía

Ammon, C.J. (1991). The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms, *Bull. Seism.Soc. Am.* 81, 2504-2510.

Assumpção, M., James, D., and Snoke, A. (2002). Crustal thicknesses in SE Brazilian Shield by receiver function analysis: Implications for isostatic compensation, *J. Geophys. Res.*, 107 (B1), doi:10.1029/2001JB000422.

Assumpção, M., Bianchi, M. B., Julià, J., Dias, F. L., França, G. S., Nascimento, R. M., Drouet, S., Garcia Pavão, C., Farrapo Albuquerque, D., Lopes, A. E. V. (2013). Crustal thickness map of Brazil: Data compilation and main features. *Journal of South American Earth Sciences*, 43, 74–85. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.12.009>.

Bianchi, M. B. (2008). Variações da estrutura da crosta, litosfera e manto para a plataforma Sul Americana através de funções do receptor para ondas P e S. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo. doi:10.11606/T.14.2008.tde-22092008-121708.

Bossi, J. (1966). *Geología del Uruguay*. Departamento de publicaciones de la Universidad de la República. Montevideo, Uruguay.

Bossi, J. & Campal, N. (1992). Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico inferior del Uruguay, in Gutiérrez, J., Saavedra, J., and Rábano, I., eds., *Paleozoico Inferior de Ibero-América*: Alicante, Universidad de Extremadura, p. 343–356.

Cassidy, J. F. (1992). Numerical experiments in broadband receiver function analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*; 82 (3): 1453–1474.

Chevrot, Sébastien & van der Hilst, Robert. (2000). The Poisson ratio of the Australian crust: Geological and geophysical implications. *Earth and Planetary Science Letters*. 183. 10.1016/S0012-821X(00)00264-8.

Christensen, I., and W. D. Mooney, Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view, *J. Geophys. Res.*, 100, 9761–9788, 1995.

de Santa Ana *et al.* 2006 en: Veroslavsky Barbe, G, Ubilla Gutiérrez, M y Martínez Chiappara, S (ed.). (2006.). Cuencas sedimentarias de Uruguay : geología, paleontología y recursos naturales. Paleozoico. UR. FC. DIRAC.

Efron, B., & Tibshirani, R. (1991). Statistical Data Analysis in the Computer Age. *Science*, 253(5018), 390-395.

Fragoso Cesar, A.R.S. (1980). O Cráton do rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia: Camboriú, v. 5, p. 2879–2892.

Herrmann, R. B. (2013). Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research, *Seism. Res. Lettr.* 84, 1081-1088, doi:10.1785/0220110096.

Holbrook, W. S., Mooney, W. D. & Christensen, N. I. (1992) in *Continental Lower Crust* (eds. Fountain, D. M., Arculus, R. & Kay, R.). 1-43 (El Sevier, Amsterdam).

Julià, J., Ammon, C.J., Herrmann, R.B. and Correig, A.M. (2000). Joint inversion of receiver function and surface wave dispersion observations. *Geophysical Journal International*, 143: 99-112. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00217.x>.

Julià, J., Assumpção, M., and Rocha, M. P. (2008). Deep crustal structure of the Paraná Basin from receiver functions and Rayleigh-wave dispersion: Evidence for a fragmented cratonic root, *J. Geophys. Res.*, 113, B08318, doi:10.1029/2007JB005374.

Langston, C.A. (1977). Corvallis, Oregon, crustal and upper mantle structure from teleseismic P and S waves, *Bull. Seism. Soc. Am.* 67, 713-724.

Langston, C.A. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.*, 84, 4749 – 4762.

Laske, G., Masters., G., Ma, Z. and Pasyanos, M., Update on CRUST1.0 – A 1-degree Global Model of Earth's Crust, *Geophys. Res. Abstracts*, 15, Abstract EGU2013-2658, 2013.

Ligorria, J.P., & Ammon, C.J. (1999). Iterative deconvolution and receiver-function estimation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89, 1395-1400.

Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9780511807107.

Oyhantçabal, P., Siegesmund, S. & Wemmer, K. (2010). The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences*, 100: 20-35.

Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W., Rossi, P. (1985). *Carta Geológica de la República Oriental del Uruguay a escala 1:500.000*. DINAMIGE. Montevideo.

Preciozzi F., Masquelin H., & Basei M. A. S. (1999). The Namaqua/Grenville Terrane of eastern Uruguay. In *II South American Symposium on Isotope Geology*, Carlos Paz.

Rivadeneira-Vera, C., Bianchi, M., Assumpção, M., Cedraz, V., Julià, J., Rodríguez, M., Sánchez, L., Sánchez, G., Lopez-Murua, L., Fernandez, G., Fugarazzo, R. & The “3-Basins” Project Team (2019). An updated crustal thickness map of central South America based on receiver function measurements in the region of the Chaco, Pantanal, and Paraná Basins, southwestern Brazil. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124, 8491– 8505. <https://doi.org/10.1029/2018JB016811>.

Rodríguez, M., Castro, H., Curbelo, A., Latorres, E., Castro Artola, O., Assumpção, M. y Sánchez Bettucci, L. (2017). Modelización 1D de la estructura de velocidades para la corteza en las cercanías a la localidad de Aiguá – Uruguay mediante inversión de función receptora. XXVIII Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísica y Geodestas. Libro de Resúmenes, p. 246.

Rodríguez, M., Curbelo, A., Castro, H., Dell’Acqua, D., Latorres, E., Sánchez Bettucci, L. y Assumpção, M. (2019). Crustal thickness and Vp/Vs ratio for three stations in Uruguay using receiver function analysis: preliminary results. III Simpósio Brasileiro de Sismologia.

Rodríguez, P., Veroslavsky, G., Soto, M., Marmisolle, J., Gristo, P., de Santa Ana, H., & Benvenuto, A. (2015). New integrated Bouguer gravity anomaly map onshore Uruguay: preliminary implications for the recognition of crustal domains. *Society of Exploration Geophysicists*. 10.1190/segam2015-5821993.1.

Rondenay, S. (2009). Upper mantle imaging with array recordings of converted and scattered teleseismic waves. *Surveys in Geophysics* 30, 377–405.

Rossello E., de Santa Ana H. & Veroslavsky G. (2000). El Lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín (Uruguay): un corredor tectónico extensivo y transcurrente dextral precursor de la apertura atlántica. *Revista Brasileira de Geociências* 30(4): 749-756.

Sánchez Bettucci, L., Peel, E. & Oyhantçabal, P. (2010). Precambrian geotectonic units of the Río de La Plata craton. *International Geology Review*, 52: 1, 32 - 50.

Shearer, P. (2009). *Introduction to Seismology*. Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9780511841552.

Shirzad, T., Assumpção, M., Bianchi, M., & Collaço, B. (2019). Crustal structure using ambient seismic noise in west-central Brazil. In Bianchi, M., Assumpção, M. & Chaves, C. (Orgs.), *Reports from the 3rd Brazilian Seismology Symposium* (78 pp.), Vinhedo, SP: IAG-USP. ISBN: 978-85-85047-21-4. <https://doi.org/10.5281/zenodo.2656790>

Zandt, G., Myers, S. C., & Wallace, T. C. (1995). Crust and mantle structure across the Basin and Range-Colorado Plateau boundary at 37°N latitude and implications for Cenozoic extensional mechanism. *Journal of Geophysical Research*, 100(B6), 10,529–10,548. <https://doi.org/10.1029/94jb03063>.

Zandt, G. & Ammon, C. J. (1995). Continental crust composition constrained by measurements of crustal Poisson's ratio. *Nature*, 374(6518), 152-154. <https://doi.org/10.1038/374152a0>.

Zhang, J., & Langston, C.A. (1995). Dipping structure under Dourbes, Belgium, determined by receiver function modeling and inversion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85, 254-268.

Zhu, L., & H. Kanamori (2000). Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions, *J. Geophys. Res.*, 105, 2969 – 2980.

Anexo 1: Tablas de Eventos

Tiempo de Origen	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	Catálogo	Tipo de Magnitud	Magnitud	Localización del Evento
2018-11-11 T14:03:59	15.5653	-49.8719	10.0	NEIC PDE	Mww	6.3	NORTH ATLANTIC OCEAN
2018-12-11 T02:26:32	-58.5981	-26.4656	164.66	NEIC PDE	mww	7.1	SOUTH SANDWICH ISLANDS REGION
2018-12-19 T01:37:40	-36.1378	-101.0723	10.0	NEIC PDE	Mww	6.3	SOUTHEAST OF EASTER ISLAND
2019-02-01 T16:14:13	14.7628	-92.2981	67.93	NEIC PDE	Mww	6.6	NEAR COAST OF CHIAPAS, MEXICO
2019-02-22 T10:17:22	-2.199	-77.0231	132.36	NEIC PDE	mww	7.5	PERU - ECUADOR BORDER REGION
2019-03-23 T19:21:18	4.5629	-76.2231	122.0	NEIC PDE	Mww	6.1	COLOMBIA
2019-03-31 T07:04:04	-1.944	-80.8089	18.0	NEIC PDE	Mww	6.2	NEAR COAST OF ECUADOR
2019-04-22 T14:49:05	-56.2633	-27.3509	79.0	NEIC PDE	Mww	6.0	SOUTH SANDWICH ISLANDS REGION
2019-05-26 T07:41:15	-5.8132	-75.2775	122.4	NEIC PDE	Mww	8.0	NORTHERN PERU
2019-05-30 T09:03:28	13.1462	-89.3663	25.0	NEIC PDE	Mww	6.6	EL SALVADOR
2019-06-15 T22:55:04	-30.644	-178.106	46.0	NEIC PDE	Mww	7.3	KERMADEC ISLANDS, NEW ZEALAND
2019-08-27 T23:55:19	-60.2152	-26.5801	16.0	NEIC PDE	mww	6.6	SOUTH SANDWICH ISLANDS REGION
2019-11-02 T18:08:41	-55.6659	-26.2338	8.0	NEIC PDE	Mww	6.1	SOUTH SANDWICH ISLANDS REGION

2020-01-07 T08:24:25	17.8672	-66.828	8.07	NEIC PDE	mww	6.4	PUERTO RICO REGION
2020-03-22 T22:38:04	-4.6744	-104.9519	10.0	NEIC PDE	mww	6.1	CENTRAL EAST PACIFIC RISE

Tabla 4: Eventos sísmicos de la estación ANCO cuyo delta se encuentra entre 30° y 95°.

Tiempo de Origen	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	Catálogo	Tipo de Magnitud	Magnitud	Localización del Evento
2019-01-05 T19:25:38	-8.1486	-71.5834	571.18	NEIC PDE	Mww	6.8	WESTERN BRAZIL
2019-03-01 T00:13:28	-28.2256	-63.2279	573.63	NEIC PDE	Mww	5.5	SANTIAGO DEL ESTERO PROV., ARG.
2019-04-16 T17:01:00	-28.2268	-63.1375	593.82	NEIC PDE	mb	5.0	SANTIAGO DEL ESTERO PROV., ARG.

Tabla 5: Eventos sísmicos de la estación ANCO cuyo hipocentro se encuentra a más de 500 km de profundidad y su delta entre 0° y 30°.

Tiempo de Origen	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	Catálogo	Tipo de Magnitud	Magnitud	Localización del Evento
2018-02-16 T23:39:39	16.3887	-97.9789	25.98	NEIC PDE	mww	7.2	OAXACA, MÉXICO
2018-08-14 T03:29:53	-58.1107	-25.2588	35.0	NEIC PDE	Mww	6.1	SOUTH SANDWICH ISLANDS REGION
2018-08-17 T23:22:24	8.7694	-83.1531	15.0	NEIC PDE	Mww	6.1	COSTA RICA
2018-08-21 T21:31:47	10.7791	-62.907	146.18	NEIC PDE	Mww	7.3	NEAR COAST OF VENEZUELA
2018-09-07 T02:12:04	-2.3453	-78.8955	93.53	NEIC PDE	Mww	6.2	ECUADOR

2018-11-11 T14:03:59	15.5653	-49.8719	10.0	NEIC PDE	Mww	6.3	NORTH ATLANTIC OCEAN
2018-12-11 T02:26:32	-58.5981	-26.4656	164.66	NEIC PDE	mww	7.1	SOUTH SANDWICH ISLANDS REGION
2018-12-19 T01:37:40	-36.1378	-101.0723	10.0	NEIC PDE	Mww	6.3	SOUTHEAST OF EASTER ISLAND
2019-03-31 T07:04:04	-1.944	-80.8089	18.0	NEIC PDE	Mww	6.2	NEAR COAST OF ECUADOR
2019-08-27 T23:55:19	-60.2152	-26.5801	16.0	NEIC PDE	mww	6.6	SOUTH SANDWICH ISLANDS REGION
2019-11-02 T18:08:41	-55.6659	-26.2338	8.0	NEIC PDE	Mww	6.1	SOUTH SANDWICH ISLANDS REGION
2019-11-20 T04:27:05	13.8855	-93.2133	14.16	NEIC PDE	Mww	6.3	OFF COAST OF CHIAPAS, MEXICO
2019-12-24 T19:03:52	3.5273	-74.0501	11.0	NEIC PDE	Mww	6.0	COLOMBIA
2020-01-20 T06:51:37	-59.2287	-26.2889	93.0	NEIC PDE	Mww	6.1	SOUTH SANDWICH ISLANDS REGION
2020-01-28 T19:10:24	19.418	-78.7582	15.18	NEIC PDE	mww	7.7	CUBA REGIÓN
2020-05-15 T11:03:27	38.1689	-117.8497	2.7	NEIC PDE	Mww	6.5	NEVADA
2020-06-18 T12:49:53	-33.2938	-177.8383	10.0	NEIC PDE	Mww	7.4	SOUTH OF KERMADEC ISLANDS
2020-06-23 T15:29:04	15.8829	-96.0101	20.0	NEIC PDE	mww	7.4	NEAR COAST OF OAXACA, MEXICO

Tabla 6: Eventos sísmicos de la estación PSAL cuyo delta se encuentra entre 30° y 95°.

Tiempo de Origen	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	Catálogo	Tipo de Magnitud	Magnitud	Localización del Evento
2018-03-02 T04:42:14	-22.079	-63.7628	526.27	NEIC PDE	Mww	5.4	SALTA PROVINCE, ARGENTINA
2018-04-02 T13:40:34	-20.6588	-63.0058	559.0	NEIC PDE	Mww	6.8	SOUTHERN BOLIVIA
2018-07-20 T10:24:57	-28.0684	-63.2543	587.8	NEIC PDE	Mww	5.6	SANTIAGO DEL ESTERO PROV., ARG.
2018-08-24 T09:04:06	-11.0424	-70.8169	609.48	NEIC PDE	Mww	7.1	PERU-BRAZIL BORDER REGION
2019-12-24 T16:43:33	-26.9915	-63.3748	581.63	NEIC PDE	Mww	6.0	SANTIAGO DEL ESTERO PROV., ARG.

Tabla 7: Eventos sísmicos de la estación PSAL cuyo hipocentro se encuentra a más de 500 km de profundidad y su delta entre 0° y 30°.

Tiempo de Origen	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	Catálogo	Tipo de Magnitud	Magnitud	Localización del Evento
2017-04-03 T17:40:18	-22.6784	25.1558	29.0	NEIC PDE	Mww	6.5	BOTSWANA
2017-05-10 T23:23:37	-56.4277	-25.7827	17.39	NEIC PDE	Mww	6.5	SOUTH SANDWICH ISLANDS REGION
2017-05-12 T10:41:26	12.9108	-90.0562	10.0	NEIC PDE	Mww	6.2	OFF COAST OF CENTRAL AMERICA
2017-06-14 T07:29:05	14.9823	-91.9882	94.0	NEIC PDE	mww	6.9	GUATEMALA
2017-06-22 T12:31:04	13.7527	-90.9488	46.82	NEIC PDE	mww	6.8	NEAR COAST OF GUATEMALA
2017-07-27 T17:53:24	13.396	-49.3259	10.0	NEIC PDE	Mww	6.0	NORTH ATLANTIC OCEAN
2017-09-08 T04:49:20	15.0356	-93.9067	56.67	NEIC PDE	Mww	8.1	NEAR COAST OF CHIAPAS, MEXICO
2017-09-19 T18:14:38	18.5678	-98.4808	51.0	NEIC PDE	Mww	7.1	CENTRAL MEXICO
2017-10-10 T18:53:27	-54.2584	8.6055	9.0	NEIC PDE	mww	6.7	BOUVET ISLAND REGION
2017-11-13 T02:28:23	9.5147	-84.4865	19.36	NEIC PDE	mww	6.5	COSTA RICA
2017-11-30 T06:32:50	-1.0802	-23.4323	10.0	NEIC PDE	mww	6.5	CENTRAL MID-ATLANTIC RIDGE
2017-12-03 T11:19:05	-0.4895	-80.3107	16.0	NEIC PDE	Mww	6.2	NEAR COAST OF ECUADOR
2018-01-10 T02:51:31	17.4743	-83.5193	10.0	NEIC PDE	mww	7.5	NORTH OF HONDURAS

2018-02-16 T23:39:39	16.3887	-97.9789	25.98	NEIC PDE	mww	7.2	OAXACA, MÉXICO
2018-08-14 T03:29:53	-58.1107	-25.2588	35.0	NEIC PDE	Mww	6.1	SOUTH SANDWICH ISLANDS REGION
2018-08-17 T23:22:24	8.7694	-83.1531	15.0	NEIC PDE	Mww	6.1	COSTA RICA
2018-08-21 T21:31:47	10.7791	-62.907	146.18	NEIC PDE	Mww	7.3	NEAR COAST OF VENEZUELA
2019-02-22 T10:17:22	-2.199	-77.0231	132.36	NEIC PDE	mww	7.5	PERU-ECUADOR BORDER REGION
2019-03-23 T19:21:18	4.5629	-76.2231	122.0	NEIC PDE	Mww	6.1	COLOMBIA
2019-03-31 T07:04:04	-1.944	-80.8089	18.0	NEIC PDE	Mww	6.2	NEAR COAST OF ECUADOR
2019-04-05 T16:14:16	-55.9206	-27.856	58.6	NEIC PDE	mww	6.4	SOUTH SANDWICH ISLANDS REGION
2019-04-09 T17:53:59	-58.6064	-25.2559	44.83	NEIC PDE	Mww	6.5	SOUTH SANDWICH ISLANDS REGION
2019-04-22 T14:49:05	-56.2633	-27.3509	79.0	NEIC PDE	Mww	6.0	SOUTH SANDWICH ISLANDS REGION
2019-05-12 T19:24:50	8.6227	-82.8326	19.0	NEIC PDE	Mww	6.0	PANAMÁ-COSTA RICA BORDER REGION
2019-05-26 T07:41:15	-5.8132	-75.2775	122.4	NEIC PDE	Mww	8.0	NORTHERN PERU
2019-05-30 T09:03:28	13.1462	-89.3663	25.0	NEIC PDE	Mww	6.6	EL SALVADOR
2019-08-27 T23:55:19	-60.2152	-26.5801	16.0	NEIC PDE	mww	6.6	SOUTH SANDWICH ISLANDS REGION

Tabla 8: Eventos sísmicos de la estación TBOT cuyo delta se encuentra entre 30° y 95°.

Tiempo de Origen	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	Catálogo	Tipo de Magnitud	Magnitud	Localización del Evento
2017-02-21 T14:09:04	-19.2814	-63.9047	595.98	NEIC PDE	Mww	6.5	SOUTHERN BOLIVIA
2018-03-02 T04:42:14	-22.079	-63.7628	526.27	NEIC PDE	Mww	5.4	SALTA PROVINCE, ARGENTINA
2018-03-25 T14:28:35	-26.7926	-63.3697	577.24	NEIC PDE	Mww	5.6	SANTIAGO DEL ESTERO PROV., ARG.
2018-04-02 T13:40:34	-20.6588	-63.0058	559.0	NEIC PDE	Mww	6.8	SOUTHERN BOLIVIA
2018-07-20 T10:24:57	-28.0684	-63.2543	587.8	NEIC PDE	Mww	5.6	SANTIAGO DEL ESTERO PROV., ARG.
2018-08-24 T09:04:06	-11.0424	-70.8169	609.48	NEIC PDE	Mww	7.1	PERU-BRAZIL BORDER REGION
2019-01-05 T19:25:38	-8.1486	-71.5834	571.18	NEIC PDE	Mww	6.8	WESTERN BRAZIL
2019-03-01 T00:13:28	-28.2256	-63.2279	573.63	NEIC PDE	Mww	5.5	SANTIAGO DEL ESTERO PROV., ARG.
2019-04-16 T17:01:00	-28.2268	-63.1375	593.82	NEIC PDE	mb	5.0	SANTIAGO DEL ESTERO PROV., ARG.

Tabla 9: Eventos sísmicos de la estación TBOT cuyo hipocentro se encuentra a más de 500 km de profundidad y su delta entre 0° y 30°.