

## ESTUDIO DE FUNCIONES RECEPTORAS DE LA ESTRUCTURA CORTICAL DEL SECTOR MERIDIONAL DE LOS ANDES DE MÉRIDA

MARÍA SAAVEDRA<sup>1,a</sup>, CLAUDIA QUINTEROS<sup>2,b</sup>, MICHAEL SCHMITZ<sup>1,3,c</sup>, HERBERT RENDÓN<sup>1</sup>,  
LEONARDO ALVARADO<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), Caracas, Venezuela

<sup>2</sup>Frankfurt Institute for Advanced Studies, Frankfurt am Main, Alemania

<sup>3</sup>Universidad Central de Venezuela (UCV), Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Caracas, Venezuela  
e-mail: <sup>a</sup>mariajsa1991@gmail.com, <sup>b</sup>quinterosclaudia@gmail.com, <sup>c</sup>schmitzschutt@gmail.com

Recibido: abril de 2021

Aprobado para publicación: julio de 2021

### RESUMEN

Como parte de los proyectos GIAME (Geociencia Integral de Los Andes de Mérida) y CARMA (CARibbean Merida Andes) se instalaron 13 estaciones sismológicas temporales de banda ancha entre 2015-2018, formando un perfil con orientación NO-SE, perpendicular al axial de la cordillera de los Andes de Mérida. Se utilizaron funciones receptoras de ondas P para analizar registros de eventos telesísmicos con distancias epicentrales de 30° a 95°, y magnitudes superiores a 5,5. La base de datos se obtuvo del Catálogo GEM del Centro Sismológico Internacional (ISC, 2019), siendo ésta un total de 228 sismos para el periodo de operatividad de las estaciones. El análisis reveló dos discontinuidades: la discontinuidad de Moho, con profundidades entre 35-50 km, alcanzando sus valores más altos justo al noroeste del eje de la cordillera, y una discontinuidad intracortical en la corteza superior a profundidades de 10-15 km. La profundidad de la discontinuidad de Moho determinada en el presente trabajo (~50 km), es comparable con estudios previos basados en sismica profunda y gravimetría (Rondón, 2016; Medina, 2017).

*Palabras claves:* Funciones receptoras, Andes de Mérida, Corteza, Moho.

## STUDY OF RECEPTOR FUNCTIONS OF THE CORTICAL STRUCTURE OF THE SOUTHERN SECTOR OF THE MERIDA ANDES

### ABSTRACT

13 temporary broadband seismological stations were installed as part of the GIAME (Integral Geoscience of the Merida Andes) and CARMA (CARibbean Merida Andes) projects (2015-2018) along a NW-SE profile, perpendicular to the axis of the Mérida Andes mountain range. P-wave receiver functions analyses were conducted on teleseismic events recordings with epicentral distances of 30° to 95° and magnitudes greater than 5.5. The data was sourced from the GEM Catalog of the International Seismological Center (ISC, 2019), encompassing 228 earthquakes recorded during the operational period of the stations. These analyses identified two prominent discontinuities: the Moho discontinuity, exhibiting depths between 35-50 km, with its greatest depth located northwest of the mountain range axis; and an intracortical discontinuity within the upper crust at depths ranging from 10-15 km. The Moho depth determined in this study (~50 km) is consistent with previous studies based on deep seismic and gravimetric data (Rondón, 2016; Medina, 2017).

*Keywords:* Receiver functions, Merida Andes, Crust, Moho.

## INTRODUCCIÓN

La caracterización de la corteza ha sido objeto de estudio en numerosas oportunidades y localidades alrededor del mundo en cuanto a la determinación de su estructura, composición y evolución (Zandt y Ammon, 1995; Mooney et al., 1998). En Venezuela, en las últimas cuatro décadas, se han desarrollado diversas investigaciones geodinámicas con la finalidad de comprender los procesos de interacción que ocurren en la zona límite entre las placas del Caribe y América del Sur. Dentro de estas investigaciones se encuentran: el proyecto COLM (estudio cortical de

la Costa Oriental del Lago de Maracaibo), primeras mediciones sísmicas de refracción profunda realizadas en la zona noroccidental de Venezuela (Castejón et al., 1986; Gajardo et al., 1986; Guédez et al., 2003), y tres proyectos de sismica profunda con fuentes activas, ECOGUAY (Estructura Cortical del Escudo de Guayana) (Schmitz et al., 2002), MAR Y TIERRA en la zona centro-norte de Venezuela (Guédez et al., 2003), y ECCO (Estudio Cortical de la Cuenca Oriental) (Schmitz et al., 2005). Posteriormente, se realizaron investigaciones sismológicas utilizando fuentes activas y pasivas, con el propósito de caracterizar las principales estructuras litosféricas (espesores y velocidades), así como su dinámica

en la zona de interacción de las placas, esto bajo el marco de los proyectos BOLIVAR (Broadband Ocean-Land Investigations of Venezuela and the Antilles arc Region) y GEODINOS (Geodinámica Reciente del Límite Norte de la Placa Sudamericana) (Schmitz et al., 2014).

Dentro de las estructuras más importantes de Venezuela se encuentran Los Andes de Mérida, donde se han realizado diversos trabajos, principalmente gravimétricos, que han permitido la elaboración de modelos estructurales de la cordillera (Hospers y VanWijnen, 1959; Kellogg y Bonini, 1982; Escobar y Rodríguez, 1995; Chacín et al., 2005; Arnaíz, 2009). Sin embargo, la información que permitía tener una idea clara y precisa sobre las características estructurales, y en lo particular, utilizando métodos sísmicos, estaba limitada esencialmente a los primeros 8-10 km (Schmitz et al., 2015). Por esta razón en el año 2014 se planteó la realización del proyecto denominado Geociencia Integral de Los Andes de Mérida (GIAME), con la finalidad de investigar la estructura profunda, y dinámica interna y externa del orógeno.

Los resultados obtenidos de la gravimetría y de la sísmica del proyecto GIAME indican que la anomalía de gravedad observada en el occidente de Venezuela se debe a la raíz cortical de los Andes de Mérida y que la misma alcanza profundidades superiores a los 50 km y se encuentra desplazada unos 40-50 km hacia el noroeste respecto a su eje axial (Jiménez R., 2015; Saavedra, 2015; Schmitz et al., 2015).

Otra gran interrogante son las estructuras de subducción en la región occidental, y para resolverla se planteó el desarrollo del proyecto CARMA (Caribbean and Merida Andes Lithospheric Investigations), con la instalación de 65 estaciones sísmológicas temporales de banda ancha durante los años 2016-2018, distribuidas en un arreglo que se extiende desde el Mar Caribe en el norte de Colombia y Venezuela hasta las llanuras interiores del norte de Sudamérica, con la finalidad de obtener imágenes de la subducción de la placa del Caribe. Dichas estaciones estuvieron operativas en conjunto con las estaciones permanentes de las redes nacionales de Colombia y Venezuela, además de 13 estaciones que pertenecen al proyecto GIAME, distribuidas a lo largo de un perfil con orientación NO-SE, atravesando perpendicularmente el de la cordillera de los Andes de Mérida.

En este estudio, se analizaron los datos de las 13 estaciones de GIAME (Figura 1) con la metodología de funciones receptoras de onda P. Si bien el análisis de funciones receptoras es también un método sísmico, éste está basado en sísmica pasiva. Es decir, las funciones receptoras utilizan fuentes naturales, a diferencia de los métodos sísmicos activos usados en Jiménez R. (2015), Saavedra (2015) y Schmitz et al. (2015). Por tanto, se espera obtener un modelo estructural que complemente los resultados de la sísmica activa y la gravimetría, permitiendo otra vista de las estructuras en la región, además de alcanzar una mayor profundidad para visualizar estructuras de subducción.

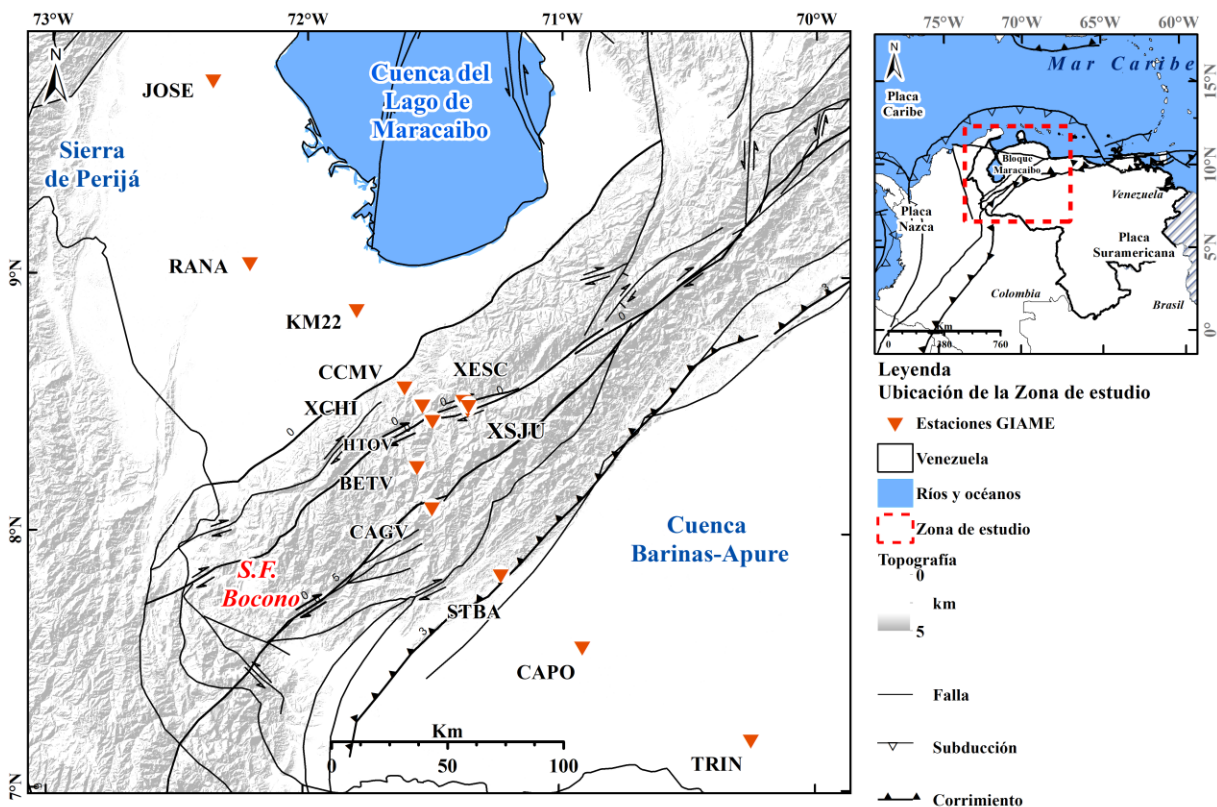
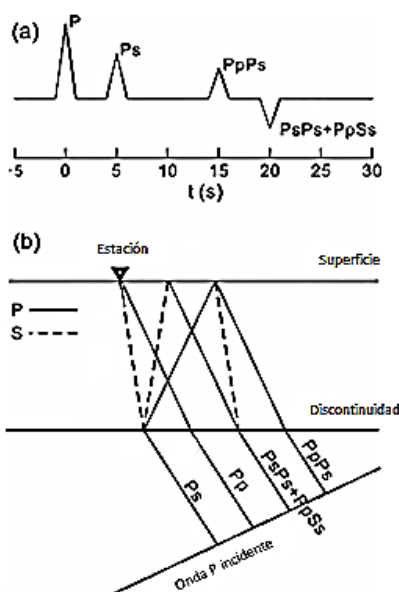


Figura 1. Ubicación de las estaciones sísmológicas en los Andes de Mérida. Fallas: Audemard et al. (2000)

## FUNCIONES RECEPTORAS

El análisis de funciones receptoras se ha convertido en un método rutinario para detectar las discontinuidades de la corteza y el manto superior (Li y Yuan, 2003). El término función receptora fue introducido por Langston (1979), quien utilizó las fases convertidas de las ondas P como herramienta de imagen, aumentando la relación señal/ruido al apilar registros de múltiples fuentes (Rondenay, 2009). Esta técnica está diseñada para identificar y aislar las ondas convertidas en la cola de una onda telúrica (evento distante). Cuando la onda incidente en la discontinuidad es compresional (P) se generará otra onda, que sigue a la onda P directa con velocidad de onda S (comúnmente denominada fase Ps). De manera similar, una onda incidente de cizalla (S) generará otra onda que se transmite con una velocidad de onda P (comúnmente denominada fase Sp) y se adelanta a la onda S incidente. Todas las fases se registran en la misma estación (Hu et al., 2015). La diferencia entre los tiempos de viaje de la primera llegada y la onda convertida permite determinar la profundidad de la discontinuidad y la relación de velocidad entre las ondas P y S de la estructura superpuesta (Eulenfeld, 2020).

Además de las conversiones primarias (Ps o Sp), con frecuencia se pueden observar fases múltiples (PpPs y PsPs+PpSs) que reverberan entre la discontinuidad y la superficie de la Tierra (Figura 2). Los múltiples son más débiles que la fase principal debido a la dispersión que padece la onda por viajar una trayectoria más larga y en consecuencia, a veces son difíciles de identificar (Li y Yuan, 2003).



**Figura 2.** a) Esquema de una función receptora; b) trayectoria de los rayos (Hu et al., 2015).

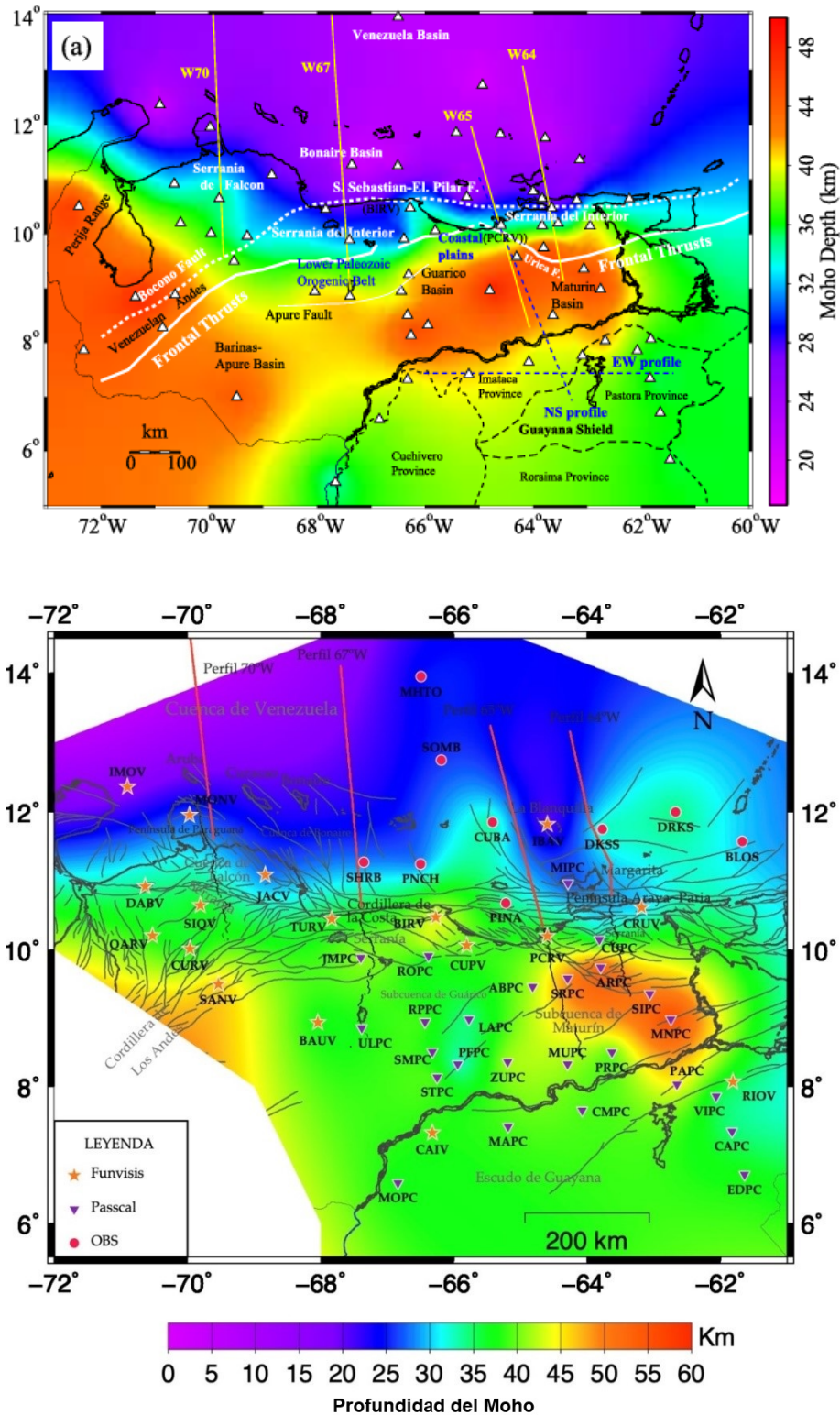
La onda convertida que proviene del Moho es la fase dominante observada con funciones receptoras, por lo que inicialmente esta técnica se usó para determinar la profundidad del Moho, asumiendo un modelo de velocidades (Niu et al., 2007).

Esta metodología ha sido aplicada en Venezuela anteriormente por Bezada et al. (2007), Niu et al. (2007) y Quinteros et al. (2009) bajo el marco del proyecto BOLIVAR, y por Masy et al. (2015). Sin embargo, en estos casos solo se determinaron profundidades individuales del Moho debajo de una estación específica. En el caso del proyecto BOLIVAR se hizo uso de la red sísmológica nacional del año 2003 (35 estaciones), complementada con 27 estaciones instaladas principalmente en el centro-oriente del país. El mapa de espesores corticales resultante muestra gran variación en la profundidad de Moho, desde 16 km bajo la Cuenca de Bonaire hasta más de 50 km en los Andes venezolanos así como hacia el noreste. En el caso de los Andes de Mérida solo había cinco estaciones, por lo que esa región no poseía una gran cobertura (Figura 3) (Niu et al., 2007; Quinteros et al., 2010).

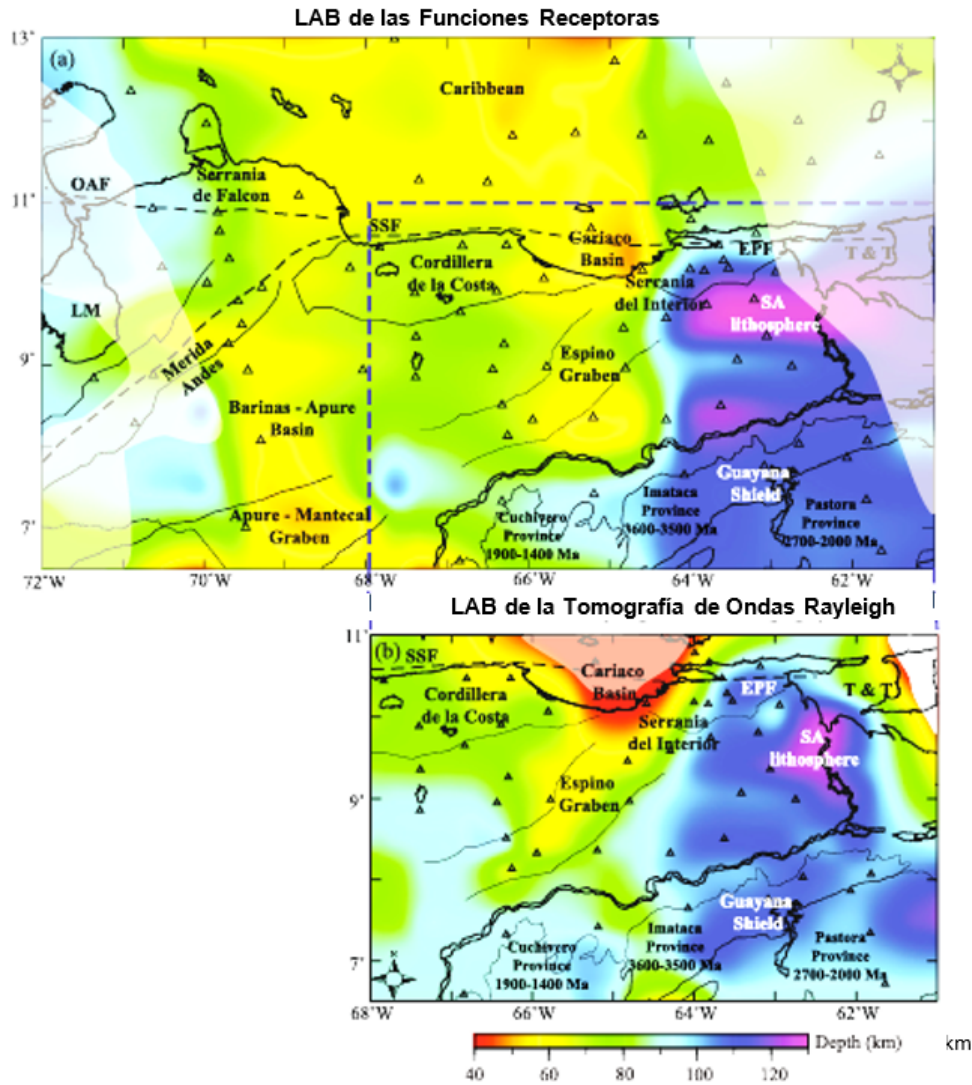
Masy et al. (2015) combinaron tomografía de ondas superficiales con imágenes de funciones receptoras Ps y Sp para estudiar la estructura de velocidades del manto superior, en particular el límite litósfera-asténosfera (LAB) bajo el este y centro de Venezuela. La profundidad del LAB varió significativamente en la región: 110 km bajo el Escudo de Guayana, 130 km bajo el norte de la cuenca de Maturín; 50 a 60 km a lo largo del Graben de Espino, profundizándose hasta 80 km al oeste, debajo de la cuenca Barinas-Apure. A pesar de que la tomografía se desarrolló en el oriente, las imágenes de funciones receptoras en el occidente revelaron profundidades de hasta 90 km bajo los Andes de Mérida y el bloque de Maracaibo. Sin embargo, la cobertura de estaciones en la región occidental sigue siendo baja. (Figura 4).

## CONTEXTO TECTÓNICO

Los Andes de Mérida representan una de las estructuras geológicas más importantes de nuestro país; es una cadena montañosa con orientación NE-SO ubicada en la región occidental de Venezuela. Se extienden por 350 km desde la frontera colombo-venezolana hasta la ciudad de Barquisimeto y se caracterizan por poseer una elevación máxima del orden de 5000 msnm. Esta cadena está relacionada con la compleja interacción entre las placas del Caribe, Sudamérica y Nazca. Como consenso general, la placa del Caribe se mueve aproximadamente hacia el este en relación con América del Sur, pero este límite de placa activo no es del tipo dextral simple, ya que se presenta cierta componente oblicua a lo largo de una zona transpresional activa de más de 100 km. En el suroeste de Venezuela, donde se encuentran los Andes de Mérida, los esfuerzos generados por este margen tectónico han contribuido a la formación de la falla de Boconó, que corre aproximadamente a lo largo del eje de la cadena, y los corrimientos que limitan la cadena en ambos flancos. De hecho, el límite de placas en el oeste de Venezuela tiene hasta 600 km de ancho y comprende un conjunto de bloques tectónicos discretos (entre los cuales destaca el bloque triangular Maracaibo), que se mueven independientemente entre las placas más grandes circundantes (Caribe, América del Sur y Nazca) (Audemard y Audemard, 2002).



**Figura 3.** Mapa del espesor cortical en el norte de Venezuela producto de los resultados del análisis de funciones receptoras por Niu *et al.* (2007) (arriba) y (Quinteros *et al.*, 2010) (abajo); Venezuelan Andes = Andes de Mérida; Lower Paleozoic Orogenic Belt = Cinturón Orogénico del Paleozoico Inferior; Coastal plains = Planicies costeras; profile = perfiles; Guayana Shield = Escudo de Guayana; Basin = Cuenca; Fault = Falla.



**Figura 4.** Variaciones de la profundidad del LAB estimadas a partir de imágenes de funciones receptoras (a) y tomografía de ondas superficiales (b). SA: América del Sur; OAF: Falla de Oca-Ancón; EPF: Falla El Pilar; SSF: Falla de San Sebastián; T&T: Trinidad y Tobago. El recuadro azul de (a) indica la región de estudio de la tomografía de ondas Rayleigh. La marca blanca translúcida muestra las zonas en las que el LAB no está definido (Masy et al., 2015).

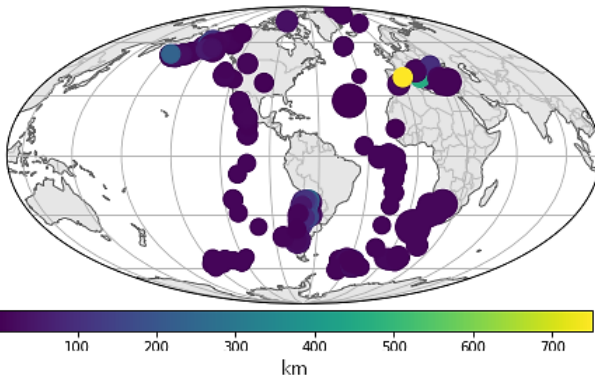
La falla de Boconó es la característica estructural principal en esta región y está definida como un accidente transcurrente dextral. Se extiende por más de 500 km en el occidente venezolano en dirección NE-SO entre la frontera con Colombia y Morón (costa caribeña venezolana) y más de 400 km de longitud de esta falla surcan los Andes de Mérida de forma oblicua (Audemard y Audemard, 2002).

## DATOS Y METODOLOGÍA

Se trabajó con registros de 228 eventos telúsmicos (Figura 5) obtenidos en 13 estaciones sismológicas de banda ancha (Tabla 1), las cuales estuvieron operativas entre Noviembre de 2015 y Abril de 2018. Se seleccionaron eventos con distancias epicentrales entre 30°-95° con respecto a un punto de referencia con las coordenadas de la estación HTOV (El Hato), escogida como centro del perfil

estratégicamente por su ubicación (Figura 1). Se trabajó con dicho rango de distancias epicentrales porque el tiempo de viaje y las distancias recorridas por las ondas son suficientemente grandes para que un tren de ondas P, de varios minutos, se registre antes que la primera onda S y se observen mejor las reverberaciones (Schmitz et al., 2015).

La base de datos se obtuvo del Catálogo GEM del Centro Sismológico Internacional (ISC, 2019) y se limitó a eventos con magnitudes iguales y superiores a 5,5, ya que es ventajoso utilizar observaciones de terremotos profundos y de magnitud intermedia porque presentan buenos niveles de señal-ruido (Ligorria y Ammon, 1999). De este modo se puede evitar las dificultades en la diferenciación de las fases convertidas con respecto a múltiples de larga duración, interacción de una fuente poco profunda con la superficie libre o una llegada secundaria de una discontinuidad cerca del punto de conversión de la fase (Burdick y Langston, 1977).



**Figura 5.** Eventos del 2015-11-01 al 2018-03-17 (ISC, 2019). El tamaño de los círculos hace referencia a la magnitud del evento.

**Tabla 1.** Coordenadas de las estaciones sismológicas.

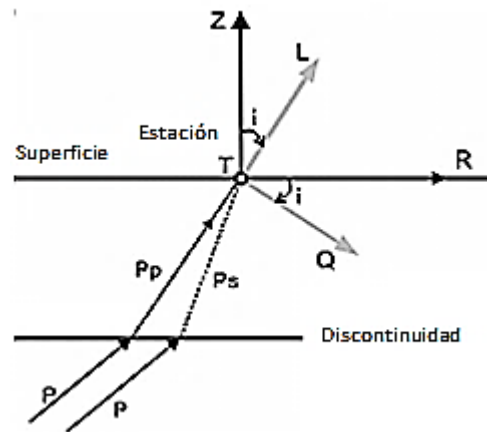
| Nombre         | ID   | Latitud (°) | Longitud (°) |
|----------------|------|-------------|--------------|
| Betania        | BETV | 8,26        | -71,56       |
| Canagua        | CAGV | 8,10        | -71,50       |
| Caparo         | CAPO | 7,56        | -70,91       |
| Cerro Coromoto | CCMV | 8,57        | -71,61       |
| El Hato        | HTOV | 8,44        | -71,50       |
| San José       | JOSE | 9,76        | -72,37       |
| Km 22          | KM22 | 8,87        | -71,80       |
| Rio Santa Ana  | RANA | 9,05        | -72,22       |
| Santa Bárbara  | STBA | 7,84        | -71,23       |
| Triunfo        | TRIN | 7,20        | -70,25       |
| Chiguara       | XCHI | 8,50        | -71,54       |
| La Escalera    | XESC | 8,52        | -71,38       |
| San Juan       | XSJU | 8,50        | -71,36       |

Para el cálculo de las funciones receptoras de onda P se utilizó un paquete de Python denominado *rf* (Eulenfeld, 2020), pensado para usarse en la mayoría de los casos como biblioteca en el código de otros investigadores. Dentro de sus funcionalidades se encuentran: entrada/salida de formas de onda con preservación de metadatos, cálculo de ángulos de incidencia para la rotación de las componentes en las coordenadas ZRT o LQT, técnicas de deconvolución en el dominio de frecuencia o tiempo, corrección por distancia y cálculo y apilamiento por puntos de conversión de fase.

Los primeros pasos del procesamiento de los datos incluyeron la aplicación de un filtro paso banda, entre 0,5 y 2 Hz, para resaltar la señal de bajas frecuencias. Luego se procedió a la reducción del tiempo de la señal a 25 y 90 segundos antes y después de la primera llegada respectivamente, para reducir el tiempo de procesamiento, tomando como referencia que las conversiones primarias y los múltiples asociados al Moho están contenidos en los primeros 25 segundos de las funciones receptoras, para estaciones ubicadas en una región continental normal (Li y Yuan, 2003).

Posteriormente, se aplicó la metodología de funciones receptoras, que consta de una serie de pasos descritos a continuación:

**Rotación de Componentes.** La dirección de la fase convertida incidente depende del ángulo de incidencia y del back azimuth del rayo, así que no necesariamente coincide con la dirección de alguna de las componentes Z, E o N. Por esta razón se realizó una rotación de las componentes vertical, este-oeste y norte-sur del movimiento del suelo (ZEN) en un nuevo sistema de coordenadas coincidente con el rayo (denominadas LQT) (Figura 6). En el caso de una onda P incidente, la componente L está dominada por la misma onda P, mientras que las componentes Q y T contienen principalmente la energía de la fase convertida Ps. Para medios homogéneos en capas horizontales, la energía de la onda convertida está contenida exclusivamente en la componente Q. La presencia de energía significativa en la componente T indica una estructura con un comportamiento anisotrópico, capas de inmersión o dispersores 2D o 3D (Li y Yuan, 2003; Rondenay, 2009).



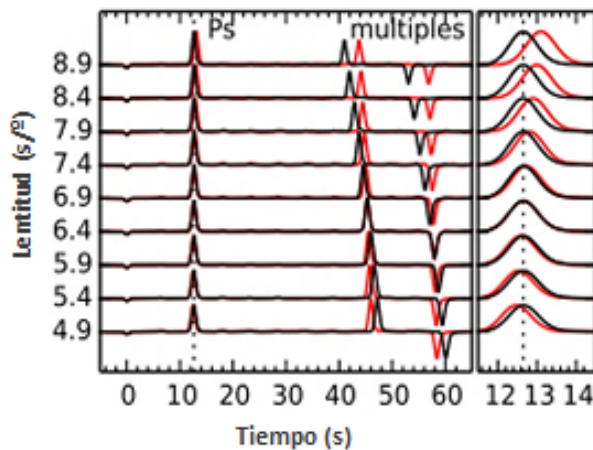
**Figura 6.** Sistemas de coordenadas en el procesamiento de las funciones receptoras. El ángulo  $i$  es el ángulo de incidencia de la onda P (Hu et al., 2015).

**Deconvolución.** Las técnicas de deconvolución forman parte de los problemas de inversión, en los cuales se trata de ajustar los datos observados a un modelo matemático, ambos conocidos. En el análisis de funciones receptoras, el objetivo de resolver un problema inverso es caracterizar el medio a través del cual viajan las fases de la onda sísmica en términos de discontinuidades, cambios en las propiedades del material y contrastes de velocidad. La deconvolución recupera la función receptora de la traza sísmica al eliminar los efectos de la fuente, la respuesta del instrumento y el ruido residual, por lo tanto es indicativa de la estructura de la Tierra en las proximidades del sismómetro (Rondenay, 2009; Hu et al., 2015).

En este trabajo se ejecutó una deconvolución en el dominio del tiempo, que se basa en la minimización por mínimos cuadrados de la diferencia entre el sismograma horizontal observado y una señal generada por la convolución de un tren de picos actualizado iterativamente con el sismograma de componente vertical. En primer lugar, el componente vertical se correlaciona con el componente radial para estimar el retardo del primer y mayor pico en la función receptora, luego se calcula la diferencia entre el sismograma radial y la convolución de la función receptora recién

obtenida con el sismograma vertical para hallar otro pico. El procedimiento se repite hasta que dicha diferencia se vuelva insignificante (Ligorria y Ammon, 1999). Esta técnica de deconvolución tiene un tiempo de ejecución alto, sin embargo, también tiene mayor flexibilidad, adaptabilidad (Pesce, 2010) y estabilidad a largo plazo, ya que los espectros de amplitud son bastante coherentes (Ligorria y Ammon, 1999). Para más detalles, ver (Kikuchi y Kanamori, 1982).

**Corrección por moveout.** Para que una función receptora sea indicativa de la estructura debajo de la estación, se deben comparar las fases convertidas de diferentes eventos que inciden en una misma discontinuidad (profundidad). Sin embargo, los tiempos de retraso entre dichas fases convertidas y la directa tienden a aumentar a medida que la distancia epicentral se incrementa (señal en rojo - Figura 7). Corregir esta dependencia del tiempo con la lentitud (o distancia) se llama moveout, y consiste en hacer coincidir dichos tiempos (Hu et al., 2015). Para esto es necesario mover los eventos a una distancia de referencia, la cual, para eventos de distancias epicentrales entre 30° y 90° (correspondientes a lentitudes  $\rho$  de 8,98 y 4,70 s/grad respectivamente), se tomó de 67° (lentitud  $\rho$  de 6,40 s/grad) por ser una distancia intermedia dentro de los parámetros establecidos para de la base de datos. Con esta técnica, las funciones receptoras de menor lentitud que la lentitud de referencia se ensanchan y las funciones receptoras de mayor lentitud se comprimen (señal en negro - Figura 7) (Richter, 2014).

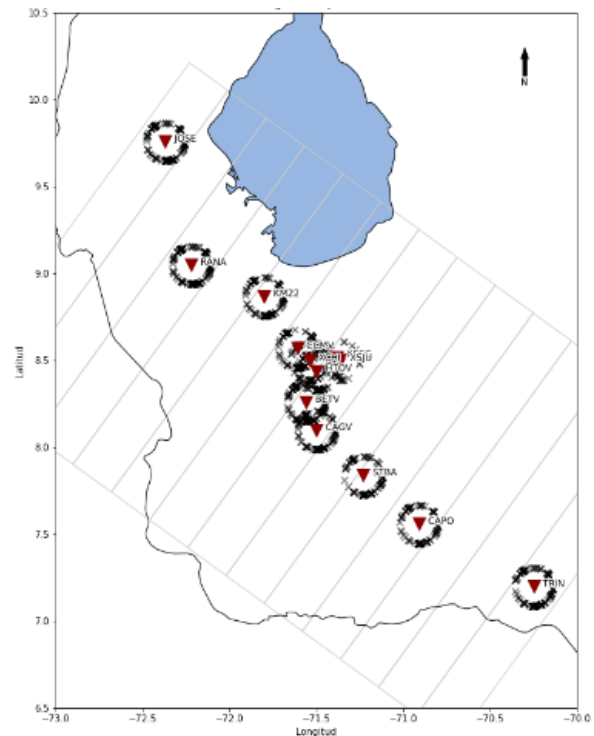


**Figura 7.** Corrección por moveout para la fase de Ps aplicada a funciones receptoras sintéticas de distinta lentitud en un modelo de dos capas. La fase de Ps está alineada por la corrección por moveout (línea negra del panel derecho). Se debe aplicar una corrección por moveout diferente para diferentes fases (múltiples). Rojo: antes, negro: después de la corrección por moveout (Richter, 2014).

**Apilado.** Debido a que se eliminan los efectos de la fuente y el instrumento, los datos deconvolucionados de varias fuentes se pueden comparar directamente (Pesce, 2010). Para ello, se aplica la técnica de apilamiento que consiste en la sumatoria de las amplitudes de todas las funciones

receptoras en una misma región. Con esta técnica se detectan las señales de coherencia débil, es decir, se mejora la amplitud de las fases convertidas en la misma discontinuidad y la relación señal-ruido. Se debe aplicar luego de la corrección por distancia (moveout), ya que todas las fases convertidas a una misma profundidad tendrán el mismo tiempo de llegada (Hu et al., 2015).

Una de las limitaciones del paquete en Python es que no permite la sumatoria de las trazas por estación, sino por regiones. Por lo tanto, en este estudio, la región de apilado se definió en 13 espacios equidistantes, de manera de obtener el mayor número posible de trazas apiladas para cada estación (Figura 8).



**Figura 8.** Región de apilado. Los triángulos rojos representan la ubicación de las estaciones y los signos -"la ubicación de los puntos de conversión de cada evento.

**Conversión de tiempo a profundidad.** La profundidad de una discontinuidad,  $H$ , puede expresarse por medio de la diferencia entre el tiempo de llegada entre la fase convertida y la directa ( $t_{Ps} - t_p$ ) de la siguiente manera:

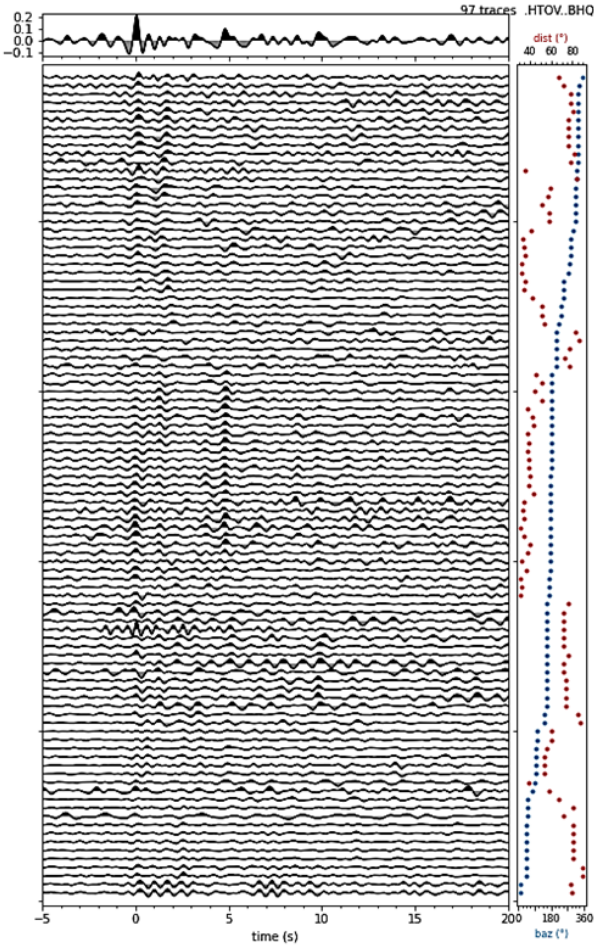
$$H = \frac{t_{Ps} - t_p}{\sqrt{V_s^{-2} - p^2} - \sqrt{V_p^{-2} - p^2}} \quad (1)$$

donde  $p$  es el parámetro del rayo, y  $V_p$  y  $V_s$  son las velocidades de las ondas P y S, respectivamente (Zandt et al., 1995).

Tanto para la corrección por distancia como para la conversión de tiempo a profundidad se utilizó el modelo de referencia IASP91 (Kennett y Engdahl, 1991).

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la [Figura 9](#) se observan las trazas individuales, ordenadas por back azimuth, para la estación HTOV, que se encuentra en el centro del perfil.



**Figura 9.** Funciones receptoras de onda P en la estación HTOV ordenadas por back azimuth. Los puntos rojos indican las distancias epicentrales. Las zonas sombreadas en amarillo indican las fases convertidas identificadas. En el panel superior se muestra la traza apilada.

Se pueden observar dos fases, la primera a los 5 segundos y la segunda a los 10 segundos.

La fase positiva más fuerte (5 segundos) puede estar relacionada a la discontinuidad de Moho, por ser la más prominente tanto en la mayoría de las trazas individuales como en la traza apilada, sin tomar en cuenta la fase en el tiempo cero que indica la llegada de la onda P. Se observa otra fase positiva entre 1 y 2 segundos, pudiendo estar relacionada a una discontinuidad intracortical.

La fase a 10 segundos puede indicar la presencia del límite litósfera-astenósfera. Sin embargo, no se observa con buena resolución en la mayoría de las trazas y tampoco se observa con regularidad en las demás estaciones, por lo que también

podría tratarse de un múltiple. Según [Kumar et al. \(2005\)](#) las observaciones de ondas sísmicas de alta resolución del LAB son muy raras, pero pueden ser obtenidas con más detalle usando funciones receptoras de onda S. Como es el caso de [Masy et al. \(2015\)](#), donde interpretan dicha discontinuidad a 90 km por debajo de los Andes de Mérida.

En la [Figura 10](#) se presentan dos ejemplos de funciones receptoras en dos estaciones ubicadas a ambos flancos de la cordillera. La imagen de la izquierda en la figura 10 representa las trazas individuales ordenadas por back azimuth para la estación KM22, ubicada en el flanco norandino, mientras que la imagen de la derecha en la figura 10 representa las trazas individuales ordenadas por back azimuth para la estación CAPO (Caparo), ubicada en el flanco surandino.

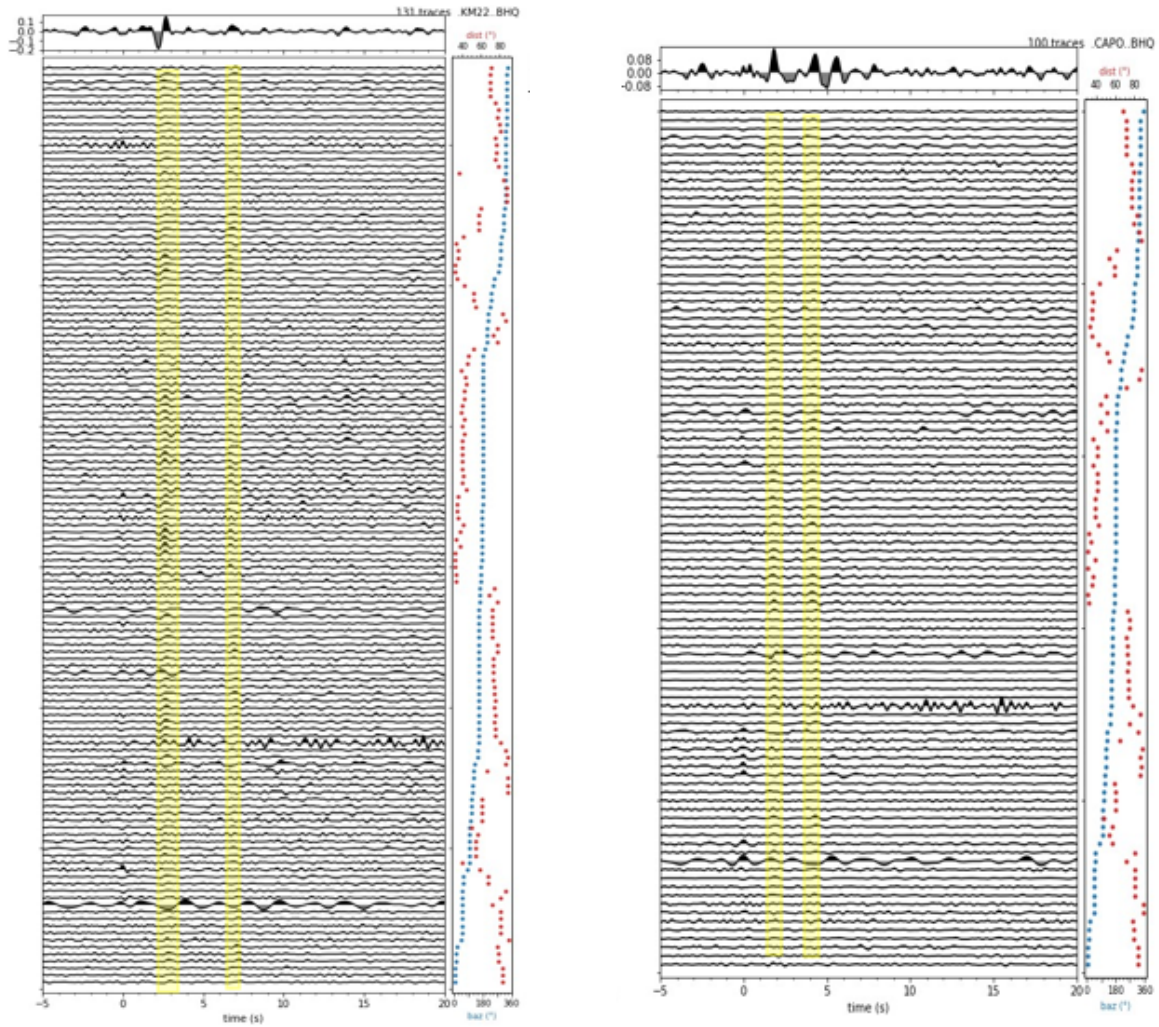
En la estación KM22 se identificaron dos fases, la primera entre 3-4 segundos, y la segunda a los 7 segundos aproximadamente. En la estación CAPO también se identificaron dos fases, la primera entre 1-2 segundos, y la segunda a los 4 segundos aproximadamente. Los tiempos de retraso de ambas fases en la estación KM22 son mayores a los tiempos de retraso de la estación CAPO, lo que indica una geometría asimétrica con respecto al eje axial de la cordillera, con las mayores profundidades desplazadas hacia el noroeste. Al igual que en la estación HTOV, se cree que la primera fase corresponde a una discontinuidad intracortical, mientras que la segunda fase está relacionada con la discontinuidad de Moho.

Las funciones receptoras de las demás estaciones fueron analizadas de la misma manera, observándose un comportamiento similar con las estaciones colindantes, con diferencias no mayores a 1 segundo.

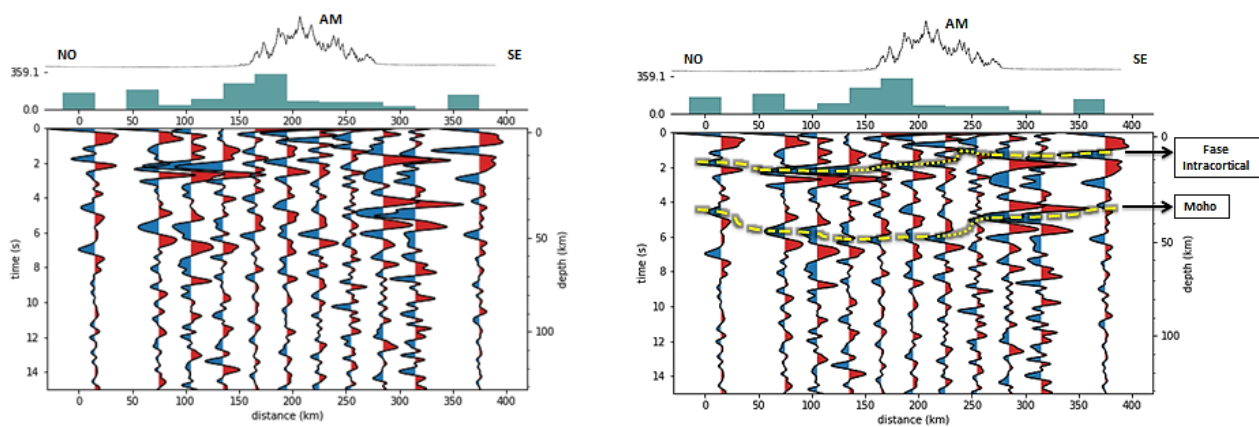
Art6:Fig11 A partir de las trazas apiladas de cada estación, se realizó un perfil en profundidad ([Figura 11a](#)) que permitió identificar principalmente dos interfaces ([Figura 11b](#)), la discontinuidad de Moho y una fase intracortical. En la [Figura 11b](#), las líneas puntadas representan incertidumbre en la interpretación de la continuidad de la fase, ya que no se observa una tendencia similar de la señal en esa región en comparación con las trazas contiguas.

La discontinuidad de Moho presenta una tendencia convexa, con profundidades entre 35 y 50 km, con los mayores valores en el centro de la cordillera, desplazados hacia el noroeste de su eje axial. La fase intracortical se encuentra entre 7 y 15 km de profundidad con una tendencia similar a la discontinuidad de Moho.

En la parte central de la cordillera de Los Andes de Mérida hay mayor incertidumbre en la interpretación de las discontinuidades. La señal se debilita y el apilado no realza las fases convertidas, en especial en la traza ubicada a 250 km de distancia, cuyas trazas individuales no contaban con buena energía. Esto podría deberse a una disminución en el contraste de velocidad entre la Corteza y el Manto superior en ese sector, en comparación a lo observado en las demás trazas.



**Figura 10.** Funciones receptoras de onda P en la estación KM22 (izquierda) y CAPO (derecha) ordenadas por back azimuth. Los puntos rojos indican las distancias epicentrales. Las zonas sombreadas en amarillo indican las fases convertidas identificadas. En el panel superior se muestra la traza apilada.



**Figura 11.** Funciones receptoras de onda P en el sector sur de los Andes de Mérida, apiladas por punto de conversión común (CCP). Panel superior: histograma de trazas apiladas y perfil topográfico. a) Perfil sin interpretar; b) Perfil interpretado. Línea amarilla segmentada: estructuras interpretadas. Línea amarilla punteada: incertidumbre en la interpretación. Las medidas de distancia delimitan la región del perfil, y cada bloque del histograma representa la región de apilado de las estaciones. AM: Andes de Mérida.

Rondón (2016) muestra los resultados de un estudio gravimétrico sobre la región de estudio (Figura 12), donde los valores para la discontinuidad de Moho oscilan entre 35 km y 50 Km de profundidad. Este modelado muestra la raíz cortical de los Andes de Mérida desplazada hacia el noroeste del eje axial de la cordillera y se basa en el modelo de orógeno flotante de Audemard y Audemard (2002).

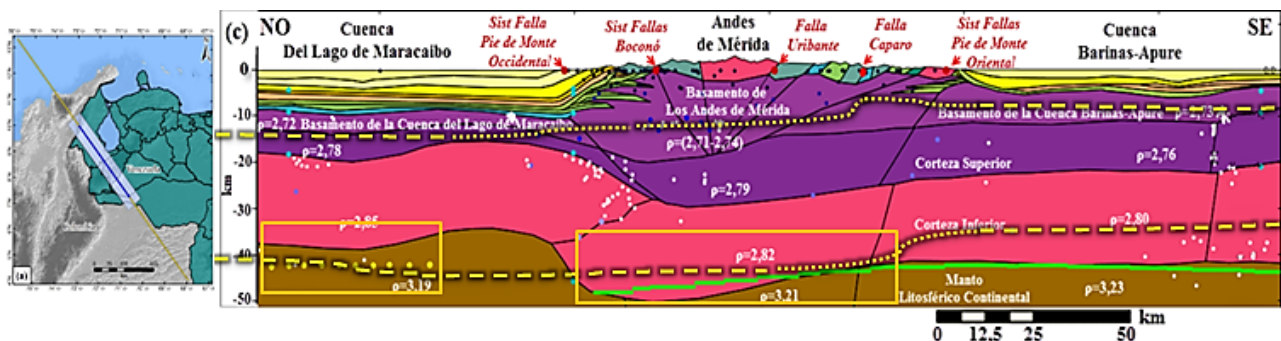
Dicho modelo sugiere una subducción con dirección NO de la Placa Suramericana por debajo del Bloque de Maracaibo (subducción tipo A), por ser más densa, mientras que la Placa del Caribe subduce en dirección SE por debajo del Bloque de Maracaibo y la Placa Suramericana (subducción tipo B). Estos tipos de subducción son responsables de la geometría cortical descrita en Rondón (2016), la cual parece indicar los inicios del proceso de subducción en el flanco oriental de la cordillera (aunque todavía no es posible observar una losa de subducción completamente desarrollada). Dicha geometría coincide parcialmente con la geometría observada mediante el análisis de funciones receptoras y de estudios de sismica profunda (Schmitz et al., 2008) (ver rectángulos naranja en la Figura 12).

Rondón (2016) también interpreta una fase intracortical a 15 km de profundidad como un cambio de densidades en la

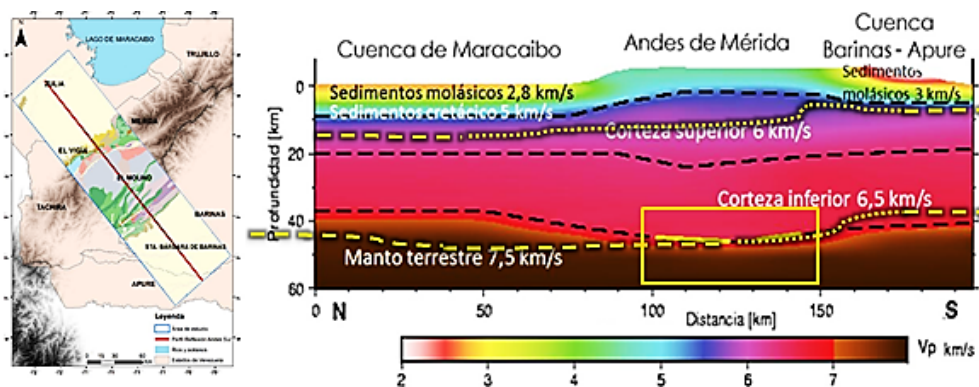
corteza superior, la cual también coincide parcialmente con la discontinuidad encontrada mediante funciones receptoras debajo del basamento de la cuenca de Maracaibo. Las zonas con mayor incertidumbre en la interpretación de las fases en el análisis de funciones receptoras están justamente debajo de la cordillera (ver líneas amarillas punteadas en la Figura 12), evidenciando la complejidad estructural antes descrita.

Medina (2017), mediante datos de sismica profunda, logró estimar la profundidad de la discontinuidad de Moho limitando la confiabilidad de sus resultados a las primeras capas sobre las cuencas adyacentes a Los Andes de Mérida, el modelado donde aflora el basamento y en la parte central del Moho (Figura 13). En ese caso de estudio, la mayor profundidad de la discontinuidad es de 45 km aproximadamente, y se puede observar que la zona iluminada por los rayos de las fuentes explosivas (ver líneas amarillas sólidas en la Figura 13) coincide con la discontinuidad hallada mediante funciones receptoras (ver líneas amarillas segmentadas en la Figura 13).

En ese estudio se modeló una discontinuidad a 10 km de profundidad en el flanco norandino y es interpretada como el basamento de la cuenca de Maracaibo. Podría pensarse que la fase observada con funciones receptoras entre 3 y 4



**Figura 12.** Modelo gravimétrico cortical 2D del Perfil Sur del Proyecto GIAME ubicado en la región noroccidental de Venezuela (Rondón, 2016). Puntos amarillos: Moho en Schmitz et al. (2008). Línea verde sólida: Moho en Niu et al. (2007). Líneas amarillas segmentadas: Funciones receptoras. Los rectángulos naranja enmarcan las zonas donde las profundidades del Moho de los diferentes estudios coinciden.



**Figura 13.** Modelo de velocidades de los Andes de Mérida integrando fuentes explosivas. Líneas amarillas sólidas: zona iluminada por los rayos de las fuentes sísmicas. Líneas amarillas segmentadas: Funciones receptoras. El rectángulo naranja delimita la zona de coincidencia entre ambos estudios. (Medina, 2017).

segundos para el flanco norandino corresponde a la profundidad de este basamento, sin embargo, hay una diferencia de aproximadamente 5 km de profundidad entre las discontinuidades de ambos estudios. En el caso del flanco surandino, la fase entre 1 y 2 segundos pareciera coincidir con la fase sedimentaria interpretada en la sísmica como el basamento de la cuenca Barinas-Apure, pero hay una pequeña diferencia entre ellas, de aproximadamente 1-2 km. Debido a esto y a la concordancia mostrada con el estudio gravimétrico, podemos concluir que la fase interpretada mediante funciones receptoras entre 7 y 15 km de profundidad es de hecho un contraste de impedancia en la corteza superior.

## CONCLUSIONES

Las estructuras interpretadas con diferentes metodologías no siempre son totalmente consistentes entre sí, lo cual implica que los modelos obtenidos por métodos de inversión no son únicos. Cada solución a una inversión tiene un equilibrio entre resolución y estabilidad, por lo que los resultados dependerán del método y de los parámetros utilizados para resolver el problema (especialmente el modelo de velocidades).

Sin embargo, tanto los valores de profundidad como la geometría cortical muestran apenas pequeñas variaciones entre los diferentes estudios y metodologías aplicadas en la región, obteniendo valores alrededor de los 50 km para la raíz cortical de la cadena, mostrándose ligeramente desplazada hacia el NO del eje axial, producto de la posible subducción tipo A de la placa suramericana por debajo del Bloque de Maracaibo.

La discontinuidad intracortical con comportamiento similar al Moho se interpreta como una interfaz bastante marcada que puede representar un cambio en las propiedades de la corteza en esta zona, sin embargo hay bastante incertidumbre con respecto a la ubicación de esta interfaz, especialmente desde el flanco oriental de la cadena montañosa hacia el SE.

Las fases son un poco más débiles hacia el centro de la cadena montañosa, lo cual puede ser producto de la complejidad estructural presente en la región, que se traduce en mayor cantidad de ruido y menor realce de la señal, particularmente en el flanco sureste de la cadena.

No fue posible la interpretación de estructuras adicionales como el límite entre la Litósfera y Astenósfera (LAB).

## AGRADECIMIENTOS

Contribución al proyecto GIAME (Geociencia Integral de los Andes de Mérida - FONACIT 2012002202). Se agradece al proyecto CARMA (Investigación de subducción Flat Slab el uso de los datos y de la tectónica de Borde de Placas en el norte de América del Sur - Rice University) el apoyo en el mantenimiento de las estaciones sismológicas.

## Referencias

- ARNAÍZ, M. (2009). *Modelado gravimétrico y flexural en los Andes de Mérida* [Trabajo especial de grado]. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela.
- AUDEMARD, F. A., MACHETTE, M., COX, J., DART, R., & HALLER, K. (2000). Map and database of quaternary faults and folds in Venezuela and its offshore regions. U.S. Geological Survey, Open-File Report 00-18, 78 pp.
- AUDEMARD, F. E., & AUDEMARD, F. A. (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*, 345(1-4), 1-26. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00218-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00218-9)
- BEZADA, M. J., MILLER, M., NIU, F., PAVLIS, G., ZELT, C., SCHMITZ, M., RENDÓN, H., LEVANDER, A., & GROUP, E. B. W. (2007). Estructura sísmica de la corteza y manto superior en el límite de placas Caribe-Suramérica: Un enfoque integrado [paper presentation]. *IX Congreso Geológico Venezolano*. Caracas, Venezuela.
- BURDICK, L. J., & LANGSTON, C. A. (1977). Modeling crustal structure through the use of converted phases in teleseismic body-wave forms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 67(3), 677-691. <https://doi.org/10.1785/BSSA0670030677>
- CASTEJÓN, B., MARQUÉZ, C., & URBÁEZ, M. (1986). *Modelo de corteza en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo* [Trabajo especial de grado]. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela.
- CHACÍN, L., JÁCOME, M., & IZARRA, C. (2005). Flexural and gravity modelling of the Mérida Andes and Barinas-Apure Basin, Western Venezuela. *Tectonophysics*, 405(1-4), 155-167. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.06.004>
- ESCOBAR, I. A., & RODRÍGUEZ, I. (1995). Interpretación geofísica integrada de un transecto NW-SE a través de Los Andes venezolanos [paper presentation]. *I Latinoamerican Geophysical Congress*, Rio de Janeiro, Brazil.
- EULENFELD, T. (2020). rf: Receiver function calculation in seismology. *Journal of Open Source Software*, 5(48), 1808. <https://doi.org/10.21105/joss.01808>
- GAJARDO, E., NICOLLE, J. L., CASTEJÓN, B., MARQUÉZ, C., & URBÁEZ, M. (1986). Modelo de corteza en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo [Paper presentation]. *III Congreso Venezolano de Geofísica*, Caracas, Venezuela.

- GUÉDEZ, R., SCHMITZ, M., CAVADA, J., & SÁNCHEZ, J. (2003). Determinación del espesor cortical y velocidades sísmicas en el área centro-norte y noroccidental de Venezuela [Paper presentation]. *VII Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica*, Barquisimeto, Venezuela.
- HOSPERS, J., & VANWIJNEN, J. (1959). The gravity field of the Venezuelan Andes and adjacent basins. *Versl. Gewone Vergad. Afd. Natuurkd. K. Ned. Akad. Wet.*, 23, 1-95.
- HU, J., YANG, H., LI, G., & PENG, H. (2015). A review on the analysis of the crustal and upper mantle structure using receiver functions. *Journal of Asian Earth Sciences*, 111, 589-603. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2015.06.007>
- ISC (INTERNATIONAL SEISMOLOGICAL CENTRE), (2019). *ISC-GEM Earthquake Catalogue*. <https://doi.org/10.31905/d808b825>
- JIMÉNEZ, R., C. A. (2015). *Estudio de sismica de gran ángulo a lo largo del perfil Sur del Lago, segmentos Valera - El Vigía* [Trabajo especial de grado]. Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela.
- KELLOGG, J. N., & BONINI, W. E. (1982). Subduction of the Caribbean Plate and basement uplifts in the overriding South American Plate. *Tectonics*, 1(3), 251-276. <https://doi.org/10.1029/TC001i003p00251>
- KENNETT, B. L. N., & ENGDAHL, E. R. (1991). Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International*, 105(2), 429-465. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x>
- KIKUCHI, M., & KANAMORI, H. (1982). Inversion of complex body waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(2), 491-506. <https://doi.org/10.1785/BSSA0720020491>
- KUMAR, P., KIND, R., HANKA, W., WYLEGALLA, K., REIGBER, C., YUAN, X., WOELBERN, I., SCHWINTZER, P., FLEMING, K., DAHL-JENSEN, T., LARSEN, T. B., SCHWEITZER, J., PRIESTLEY, K., GUDMUNDSSON, O., & WOLF, D. (2005). The lithosphere-asthenosphere boundary in the North-West Atlantic region. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1), 249-257. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.05.029>
- LANGSTON, C. A. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B9), 4749-4762. <https://doi.org/10.1029/JB084iB09p04749>
- LI, X., & YUAN, X. (2003). Receiver functions in northeast China - implications for slab penetration into the lower mantle in northwest Pacific subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 216(4), 679-691. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00555-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00555-7)
- LIGORRÍA, J. P., & AMMON, C. J. (1999). Iterative deconvolution and receiver-function estimation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(5), 1395-1400. <https://doi.org/10.1785/BSSA0890051395>
- MASY, J., NIU, F., LEVANDER, A., & SCHMITZ, M. (2015). Lithospheric expression of cenozoic subduction, mesozoic rifting and the Precambrian Shield in Venezuela. *Earth and Planetary Science Letters*, 410, 12-24. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.08.041>
- MEDINA, P. (2017). *Modelado bidimensional de la corteza de los Andes de Mérida en el perfil de reflexión Andes Sur, a partir de sismica de refracción profunda* [Tesis M.Sc.]. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela.
- MOONEY, W. D., LASKE, G., & MASTERS, T. G. (1998). CRUST 5.1: A global crustal model at 5° × 5°. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B1), 727-747. <https://doi.org/10.1029/97JB02122> doi:10.1029/97jb02122
- NIU, F., BRAVO, T., PAVLIS, G., VERNON, F., RENDÓN, H., BEZADA, M., & LEVANDER, A. (2007). Receiver function study of the crustal structure of the southeastern Caribbean plate boundary and Venezuela. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B11308). <https://doi.org/10.1029/2006jb004802>
- PESCE, K. A. (2010). *Comparison of receiver function deconvolution techniques* [Bachelor's thesis, Massachusetts Institute of Technology]. Massachusetts, USA. <http://dspace.mit.edu/handle/1721.1/7582>
- QUINTEROS, C., ROJAS, K., AMAIZ, R., PIÑERO-FELICIANGELI, L. T., SCHMITZ, M., & RENDÓN, H. (2009). Análisis de funciones receptoras para la estimación del espesor de corteza en Venezuela [paper presentation], *IX Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica*, Caracas, Venezuela.
- QUINTEROS, C., SCHMITZ, M., NIU, F., BEZADA, M. J., LEVANDER, A., & GROUP, T. B. A. S. W. (2010). Crustal thickness in Venezuela from passive and active seismological methods [paper presentation]. *AGU Joint Assembly "The Meeting of the Americas"*, Foz do Iguassu, Brazil.

- RICHTER, T. (2014). *Temporal Variations of Crustal Properties in Northern Chile Analyzed with Receiver Functions and Passive Image Interferometry [PhD thesis]*. Freie Universität Berlin. Berlin, Alemania.
- RONDENAY, S. (2009). Upper Mantle Imaging with Array Recordings of Converted and Scattered Teleseismic Waves. *Surveys in Geophysics*, 30, 377-405. <https://doi.org/10.1007/s10712-009-9071-5>
- RONDÓN, F. (2016). *Modelo gravimétrico cortical 2D del perfil Sur proyecto GLAME, ubicado en la región andina de Venezuela* [Trabajo Especial de Grado]. Universidad Simón Bolívar. Caracas, Venezuela.
- SAAVEDRA, M. J. (2015). *Modelos corticales de velocidades en la región occidental de Venezuela, zona centro-sur de Los Andes* [Trabajo Especial de Grado]. Universidad Simón Bolívar. Caracas, Venezuela.
- SCHMITZ, M., CHALBAUD, D., CASTILLO, J., & IZARRA, C. (2002). The crustal structure of the Guayana Shield, Venezuela, from seismic refraction and gravity data. *Tectonophysics*, 345, [https://doi.org/103-118.10.1016/S0040-1951\(01\)00208-6](https://doi.org/103-118.10.1016/S0040-1951(01)00208-6)
- SCHMITZ, M., JESUS, A., BEZADA, M., VIEIRA, E., YÁÑEZ, M., LEVANDER, A., ZELT, C. A., JÁCOME, M., & MAGNANI, M. B. (2008). Crustal thickness variations in Venezuela from deep seismic observations. *Tectonophysics*, 459, 14-26. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.072>
- SCHMITZ, M., LEVANDER, A., NIU, F., BEZADA, M. J., QUINTEROS, C., ZELT, C. A., ÁVILA, J., & BOLIVAR, E. G. D. T. D. S. A. D. P. (2014). *Características geofísicas de la corteza a lo largo del límite de placas*. In Schmitz, M., Audemard, F. & Urbani F. (Eds.), *El Límite noreste de la Placa Suramericana - Estructuras litosféricas de la superficie al manto* (Primera Edición ed., pp. 3-27). Caracas: Comité Editor Libros y Monografías, Fac. Ing. UCV.
- SCHMITZ, M., MARTINS, A., IZARRA, C., JÁCOME, M. I., SÁNCHEZ, J., & ROCABADO, V. (2005). The major features of the crustal structure in north-eastern Venezuela from deep wide-angle seismic observations and gravity modelling. *Tectonophysics*, 399(1-4), 109-124. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.018>
- SCHMITZ, M., ORIHUELA, N., CHOY, J., GIL, E., MAZUERA-RICO, F., SANCHEZ-ROJAS, J., AUDEMARD, F., ARNAIZ-RODRÍGUEZ, M., REINOZA, C., ARAUJO, F., RITTER, O., LEVANDER, A., NIU, F., JESUS, A., GARCIA, K., YEGRES, L., CRUCES, J., WECKMANN, U., TIETZE, K., & LARA, J. (2015). Investigaciones geofísicas integradas para estudiar la estructura litosférica de los Andes de Mérida [Paper presentation]. X CONVESIS. Cumaná, Venezuela.
- 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/doi:10.1038/374152a0>
- 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: Solid Earth*, 100(B6), 10529-10548. <https://doi.org/10.1029/94JB03063>