

TOMOGRFÍA SÍSMICA DE LA CUENCA CHACO-PARANÁ MEDIANTE ONDAS SUPERFICIALES SEISMIC TOMOGRAPHY OF THE CHACO-PARANÁ BASIN USING SURFACE WAVES

Rosa, María Laura ^{1(*)}; Collaço, Bruno²; Assumpção, Marcelo²; Sabbione, Nora C.¹

¹ Dpto. de Sismología. Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas. Universidad Nacional de La Plata. Argentina

² Dpto. de Geofísica. Instituto de Astronomía, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo. Brasil.

(*) E-mail: mlrosa@fcaglp.unlp.edu.ar

RESUMEN

En este trabajo se presentan los resultados de la tomografía de velocidad de grupo de las ondas superficiales, para la región de la cuenca Chaco-Paraná. Estudios previos mediante ondas superficiales en la región de la cuenca de Chaco (e.g., Snokes and James, 1997; Feng et al., 2004, 2007) estimaron la profundidad del Moho y obtuvieron una anomalía de baja velocidad en el manto litosférico. Sin embargo la estructura sísmica de la corteza y el manto superior está poco caracterizada en toda la región debido a la resolución bastante limitada, especialmente en la zona sur.

El objetivo de este análisis es mejorar la resolución para la región de la cuenca Chaco-Paraná utilizando curvas de dispersión de terremotos regionales registrados en estaciones portátiles y permanentes, y curvas de dispersión inter-estación obtenidas mediante la correlación de ruido ambiente para registros de ruidos sísmicos de estaciones permanentes y de redes locales (BRASIS, INPRES), logrando una mejor cobertura de las trayectorias y una distribución acimutal más uniforme. Se realizó una inversión tomográfica 2D de la velocidad de grupo obteniéndose mapas que presentan mejor resolución en la región norte de Argentina y sur de Brasil. Se aplicó un programa de inversión basado en el método de búsqueda de grilla que produjo un modelo del espesor de la corteza para la cuenca Chaco-Paraná. El espesor estimado es congruente con los 34 km encontrados para la estación CPUP, con la corteza delgada (menor a 35 km) sugerida por Assumpção et al., 2013 y con el espesor cortical promedio (32-35 km) sugerido por Snoke and James, 1997, Prezzi et al., 2009 y Dragone et al., 2012. Se observa además, una gran variación del espesor cortical entre la región andina y la cuenca Chaco-Paraná y la presencia de corteza más profunda en la cuenca de Paraná, comparada con la cuenca Chaco-Paraná.

Palabras claves: tomografía de ondas superficiales; velocidad de grupo; corteza; cuenca Chaco-Paraná

ABSTRACT

We present the results of a study of surface-wave group velocity tomography, for the Chaco-Parana basin region. Previous surface waves analysis (e.g., Snokes and James; 1997, Feng et al., 2004, 2007) estimated Moho depth in the central Chaco basin and a low-velocity anomaly in the lithospheric mantle. However the seismic structure of the crust and upper mantle remains little characterized across the region due to the rather poor resolution, especially for the south region.

The aim of this work is to improve the resolution for the Chaco-Paraná basin region using dispersion curves from regional earthquakes recorded at permanent and portable stations and inter-station dispersion curves derived from correlation of ambient noise, for a dataset of seismic noise recordings from permanent and local networks (BRASIS, INPRES) stations, achieving a better path coverage and a more uniform azimuthally distribution. A 2D group velocity tomographic inversion was performed obtaining maps that display improved resolution in northern Argentina and southern Brazil. A grid-search method was applied to estimate a crustal thickness model for the Chaco-Paraná basin. Estimates of the crustal thickness agree with the ~34 km found for CPUP station, the observed thin crust (less than 35 km) suggested by Assumpção et al., 2013 and the average crustal thickness (32–35 km) suggested by Snoke and James, 1997, Prezzi et al., 2009 and Dragone et al., 2012. Large crustal thickness variation is also observed between the Andean region and the Chaco-Parana basin and a deeper crust is found in the Paraná basin region compared with the Chaco-Paraná basin.

Keywords: surface wave tomography; group velocity; crust; Chaco-Paraná basin

INTRODUCCIÓN

Para comprender la evolución geológica y geodinámica de una región es fundamental conocer las características de la estructura sísmica de la corteza y el manto superior. Estas características pueden ser estudiadas mediante el análisis de ondas superficiales, siendo la tomografía una herramienta eficaz para investigar el perfil de velocidades sísmicas.

En estudios previos realizados en Sudamérica, se estimó la profundidad del Moho en la región central de la cuenca del Chaco mediante el análisis de ondas superficiales (e.g., Snokes and James, 1997; Feng et al., 2004, 2007). Sin embargo, la estructura sísmica de la corteza y el manto superior permanece poco caracterizada a lo largo de la región, debido a la baja resolución, especialmente en la región sur del continente. El aumento del número de estaciones banda ancha instaladas en Sudamérica generó la oportunidad de evitar esas limitaciones. El objetivo de este trabajo es mejorar la resolución y fiabilidad de las imágenes de la corteza obtenidas mediante mediciones tradicionales basadas en terremotos. Para ello, presentamos los resultados de la tomografía de ondas superficiales utilizando curvas de dispersión de velocidad de grupo a partir de datos de terremotos regionales registrados en la estación LPA (La Plata, Bs As, Argentina), estaciones de la red BRASIS (BRAZILIAN Seismographic Integrated Systems, USP), estaciones permanentes GSN (Global Seismographic Network) y estaciones portátiles BLSP (Brazilian Lithosphere Seismic Project) para un período entre 1988 y 2013. La Figura 1 muestra la distribución de los sismos y las estaciones sísmicas.

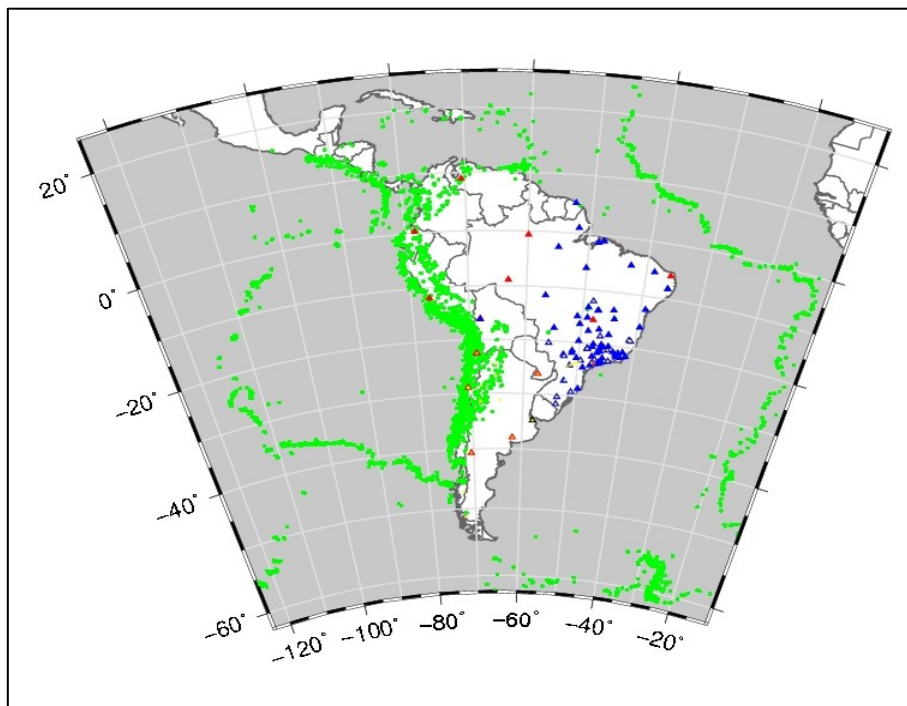


Figura 1. Mapa con la ubicación de los sismos (puntos verdes), estaciones de la red BRASIS y BLSP (triángulos azules), estaciones permanentes GSN (triángulos rojos) y la estación LPA (triángulo negro y amarillo).

Figure 1. Locations of earthquakes (green circle), BRASIS and BLSP stations (blue triangles), GSN stations (red triangles) and LPA station (black and yellow triangle).

También añadimos curvas de dispersión inter-estación obtenidas mediante la correlación de ruido ambiente, para un conjunto de registros de ruidos sísmicos para las estaciones LPA, CPUP (Villa Florida, Paraguay) y TRQA (Bs As, Argentina) y estaciones de las redes BRASIS e INPRES que corresponden a las estaciones con centro amarillo en la figura 1. La tomografía de ruido ambiente ANT (Ambient Noise Tomography) es un método novedoso para estimar las velocidades de ondas superficiales en el rango de período de 5 a 60 segundos.

Este trabajo es parte de un gran proyecto cuyo objetivo es mejorar la comprensión de la estructura de la corteza en la región sur de Brasil y este de Argentina y está siendo llevado a cabo por IAG-USP (Universidad de São Paulo, Brasil) en colaboración con FCAG-UNLP (Universidad Nacional de La Plata, Argentina) e INPRES (Instituto Nacional de Prevención Sísmica, Argentina).

MARCO GEOLÓGICO

La cuenca Chaco-Paraná está ubicada en la región sur suroeste de la plataforma sudamericana, desarrollándose principalmente en el noreste de Argentina. Es una cuenca elíptica, cuyo eje está orientado al ENE-OSO, con depocentros semicirculares (Barredo y Stinco, 2010). Se extiende hacia el oeste de la parte sur de la cuenca de Paraná y está separada de ella mediante los arcos de Asunción y Río Grande. Limita al oeste con la cordillera de los Andes, al este y noreste con el escudo brasileño y al sur con el cratón Río de La Plata (Fig. 2). La evolución geológica de la cuenca Chaco-Paraná fue compleja. Una multitud de secuencias deposicionales, con componentes marinos y/o continentales se establecieron sucesivamente en una cuenca cuyos contornos fueron constantemente reconfigurados por la actividad tectónica. Esta cuenca, está sustentada aparentemente por basamento cratónico Precámbrico a Paleozoico, además contiene estratos paleozoicos siendo los más antiguos probablemente del principio del Silúrico o Devónico (De Souza and Mitchell, 1998), una gruesa sección volcánica y clástica, mesozoica a terciaria y una cubierta de sedimentos cenozoicos cuaternarios. Este paquete sedimentario se emplazó en una cuenca que para algunos autores es de antepaís, mientras que para otros es un sag de margen pasivo o cuenca intracratónica. La cuenca sufrió varios episodios de subsidencia. Se sometió a una extensión de retroarco durante el Paleozoico medio junto con la cuenca del Paraná y se hundió de nuevo como parte de una cuenca de antepaís. Comparte una historia común con la sedimentación de la cuenca de Paraná desde el Carbonífero Tardío del Paleozoico al Cretácico Inferior del Mesozoico, (Dragone et al., 2012), difiriendo ampliamente en las secuencias Cambro-ordovícicas del Paleozoico y las Cenozoicas. Una nueva actividad de subsidencia extensional se produjo a partir del Jurásico superior - Cretácico inferior del Mesozoico. Otra diferencia notable con la cuenca de Paraná es su importante subsidencia Cenozoica. La cuenca culmina con la sedimentación cenozoica, correspondiente a depósitos distales de cuencas de antepaís (Ramos, 1999).

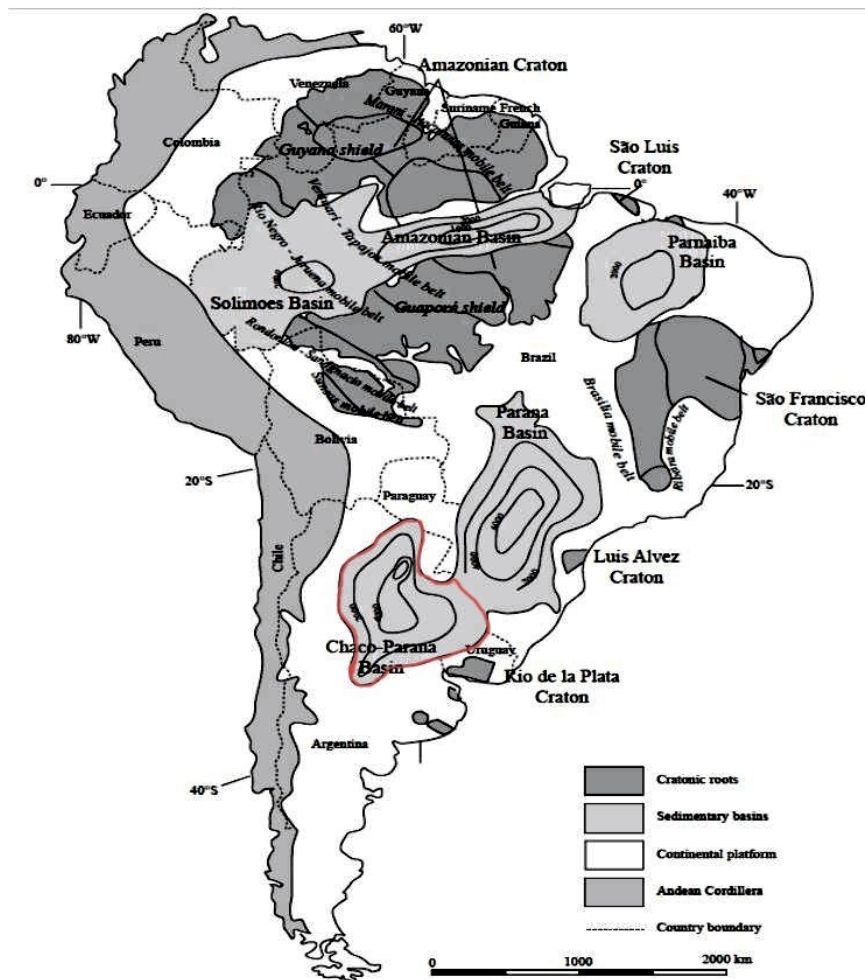


Figura 2. Mapa geotectónico de Sudamérica (de Heintz et al., 2005). La línea roja delimita la cuenca Chaco-Paraná
Figure 2. Geotectonic map of South America (from Heintz et al., 2005). Chaco-Paraná borders in red line.

METODOLOGÍA

Curvas de dispersión

A partir de los catálogos de NEIC e ISC, se seleccionaron sismos de magnitud mayor a 4.5 ubicados en y alrededor del continente Sudamericano. Para el análisis de ondas superficiales se eligieron las componentes vertical y transversal de registros en estaciones equipadas con sensores banda ancha. Se corrigieron los datos por valor medio e inclinación lineal para eliminar efectos de registración, se removió la respuesta de instrumento y se rotaron las componentes horizontales a radial y transversal. Se obtuvieron las curvas de dispersión para el modo fundamental de las ondas Rayleigh y Love aplicando la técnica de filtrado múltiple MFT (Multiple Filter Technique) (Dziewonski et al., 1969), combinando con un filtro de fase coincidente para aislar el modo fundamental (Herrin and Goforth, 1977). Para implementar MFT se aplicó el software Computer programs in seismology (Herrmann, 2013). La Figura 3 muestra un ejemplo de un sismo andino registrado en la estación LPA (cuya trayectoria cruza la cuenca Chaco-Paraná) y su curva de dispersión para la onda Rayleigh. Además se incluyeron curvas de dispersión inter-estación a partir de la correlación de ruido ambiente entre estaciones de la red INPRES, estaciones de la red BRASIS (USP), la estación LPA y estaciones permanentes CPUP y TRQA. Para ello, se cortaron los datos continuos en segmentos de un día, se eliminaron la media y la tendencia, se removió la respuesta del instrumento y se filtraron con un filtro pasa-banda. Entonces se aplicó un procedimiento de normalización de la señal. Finalmente se llevó a cabo la correlación cruzada entre todos los pares de estaciones. La correlación cruzada resultante es una función de Green estimada y se denomina sismograma simétrico o correlación cruzada simétrica. En la Figura 4 se observa un ejemplo de un registro para una trayectoria estación-estación para las estaciones LPA y TRQA con su correspondiente curva de dispersión de onda Rayleigh.

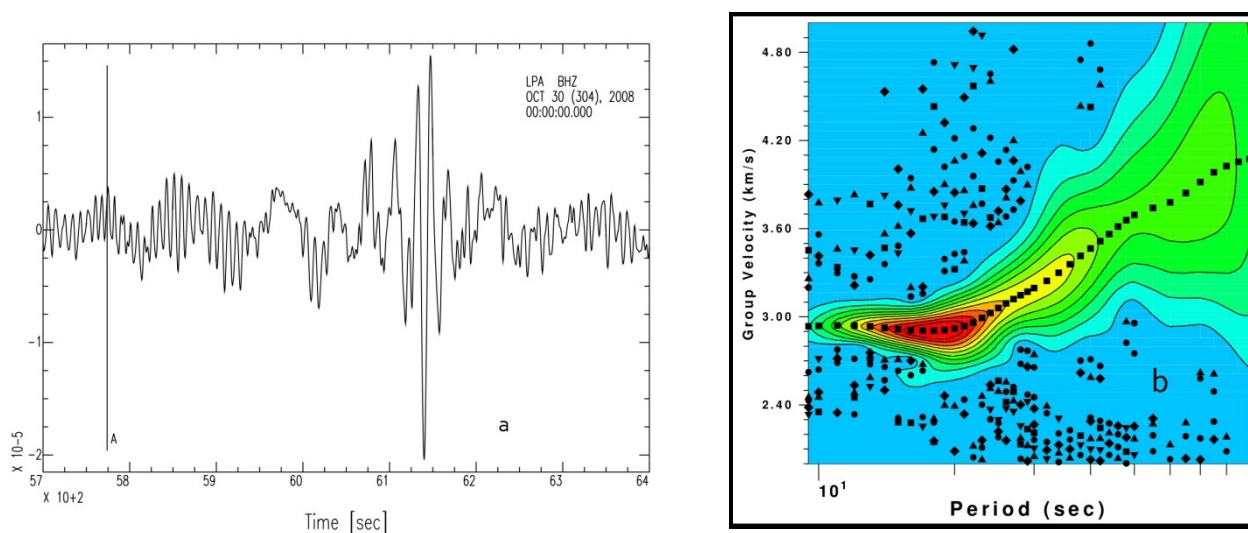


Figura 3. Registro de un sismo andino en la estación LPA (a) y su curva de dispersión de onda Rayleigh (b). Los colores representan los valores de la envolvente filtrada en función de la velocidad y el período. El color rojo representa las mayores amplitudes.

Figure 3. Observed seismogram from an Andean earthquake recorded at LPA station (a) and its Rayleigh wave dispersion curve (b). Colors represent the filtered envelope values as a function of velocity and the period. The red color represents the largest amplitudes.

Tomografía de ondas superficiales

Para estimar las variaciones laterales de la velocidad de grupo de las ondas superficiales, se realizó una inversión tomográfica de las curvas de dispersión. Este método implementado por Feng et al., 2004, permite obtener un porcentaje de la variación de la velocidad de grupo con respecto al promedio de dicha velocidad calculado para determinados períodos. Para aplicar esta técnica, la región analizada se dividió en una grilla con celdas de $1^\circ \times 1^\circ$. Para cada celda se determinó la velocidad de grupo minimizando la función (1):

$$||Ls-t||^2 + \lambda ||\Delta s||^2 \quad (1)$$

Donde L es la matriz de la longitud del segmento de la trayectoria en cada celda, s es el vector lentitud (inversa de la velocidad de grupo), y t es el vector tiempo de viaje observado. Δs representa el primer gradiente espacial del modelo, que sirve de suavización para los mapas finales de velocidad de grupo y λ es un factor de peso para compensar entre el ajuste de los tiempos de viaje y el suavizado del modelo.

La ec. (1) se resolvió por un método de gradiente conjugado (Paige y Saunders, 1982a, b). Para cada período se eligió un factor λ apropiado para obtener mapas de velocidad de grupo suavizados con resolución lateral compatible con el ancho medio de las zonas de influencia del rayo (Feng et al., 2004). El λ se consideró variable entre 2 y 8, en donde los mayores valores se aplicaron para períodos menores (10 s) y períodos mayores (> 90s).

Se implementó un software de inversión tomográfica desarrollado por Feng y Assumpção (2007). Para el cálculo se utilizaron todas las curvas de dispersión de la base de datos mencionada anteriormente (4170 curvas para la onda Rayleigh y 2760 para la onda Love) y se incluyeron, a través de un proyecto, curvas de dispersión obtenidas en estaciones internacionales de América del Sur y estaciones telesísmicas, calculadas por Mei Feng (Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, China). Esto fue realizado con el objetivo de mejorar la densidad de cobertura de las trayectorias que resultará en un modelo mejorado de velocidades sísmicas para la corteza y litósfera. La inversión tomográfica se realizó para distintos períodos para la onda Rayleigh y la onda Love. Para una evaluación más cualitativa, primero se realizó una inversión tomográfica preliminar se calcularon los desajustes de los tiempos de viaje para distintos períodos y se descartaron las mediciones de velocidad de grupo con residuos de tiempo de viaje mayores a 50s.

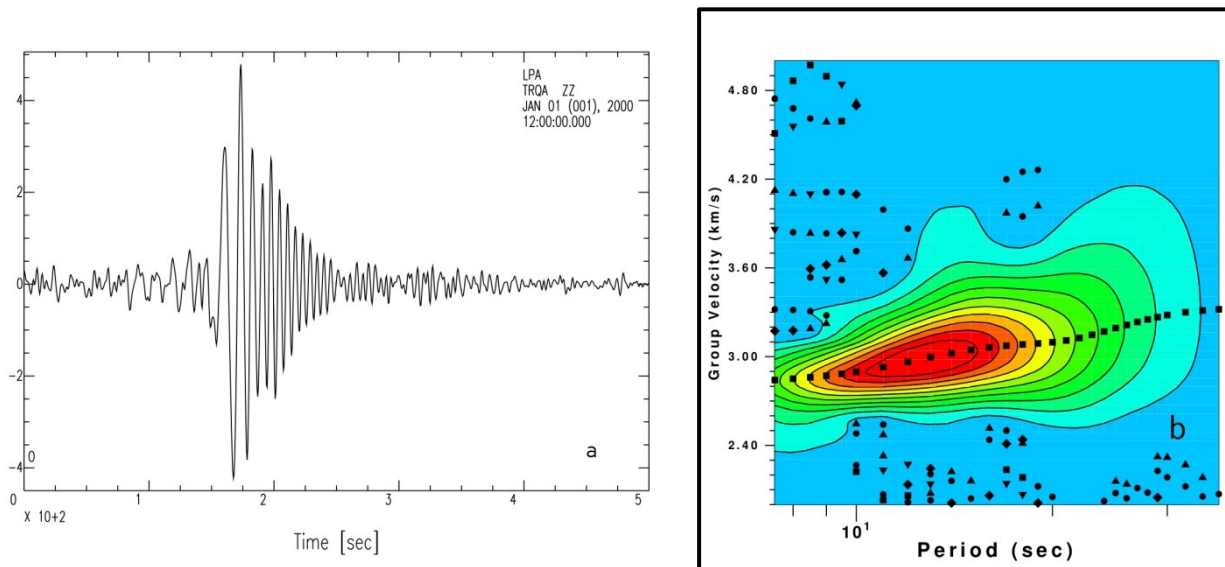


Figura 4. Registro inter-estación para las estaciones LPA y TRQA a partir de la correlación de ruido ambiente (a) y su curva de dispersión de onda Rayleigh (b). Los colores representan los valores de la envolvente filtrada en función de la velocidad y el período. El color rojo representa las mayores amplitudes.

Figure 4. Inter-station (LPA -TRQA) path from ambient noise cross-correlation (a) and its Rayleigh wave dispersion curve (b). Colors represent the filtered envelope values as a function of velocity and the period. The red color represents the largest amplitudes.

Espesor cortical

A partir de la obtención de los mapas tomográficos, se aplicó un programa de inversión 1D de las curvas de dispersión regionalizadas, implementado por Pasyanos et al. (2001), con el fin de obtener el espesor cortical para diferentes puntos de la región de la cuenca Chaco-Paraná. La inversión se basa en el método de búsqueda de grilla. A partir de un conjunto de modelos se efectúa una búsqueda sistemática para cada punto de una grilla definida, localizando los mejores ajustes entre las curvas de dispersión regionalizadas y las curvas de dispersión modeladas. Para confeccionar los modelos se utilizaron tres capas (sedimentos, corteza y manto superior) sobre un manto, donde el espesor de los sedimentos varió entre 0 y 6 km, el espesor de la corteza entre 25 y 50 km, la velocidad promedio en la corteza entre 6,2 y 6,7 km/s y la velocidad en el manto superior entre 7,7 y 8,3 km/s. El rango de variación de los parámetros de velocidad se seleccionó de acuerdo a los valores sugeridos por Christensen y Mooney (1995).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Se obtuvieron los mapas de velocidad de grupo para el intervalo de períodos entre 10 y 150 segundos para la onda Rayleigh y entre 10 y 100 segundos para la onda Love. Las ondas superficiales se tornan más sensibles a estructuras más profundas a medida que aumentan su período. La estructura vertical de velocidad en cualquier punto de la región se interpreta a partir de la dependencia en frecuencia y/o período de la velocidad de grupo, permitiendo resolver heterogeneidades de distinta dimensión. Los mapas de velocidad de grupo revelan las variaciones laterales significativas, debido a la variación de los rasgos tectónicos y geológicos. Según el rango de períodos considerado, permiten resolver heterogeneidades de distinta dimensión. Para períodos de hasta 20 segundos se pueden muestrear estructuras corticales superficiales como los sedimentos, para períodos mayores entre 30 y 60 segundos se pueden obtener las características de la corteza como la velocidad promedio y su espesor y a partir de los 70 segundos se manifiestan las características del manto superior. En las Figuras 5, 7 y 8 se presentan los mapas tomográficos de 15, 40 y 100 segundos de período respectivamente, para las ondas Rayleigh y Love.

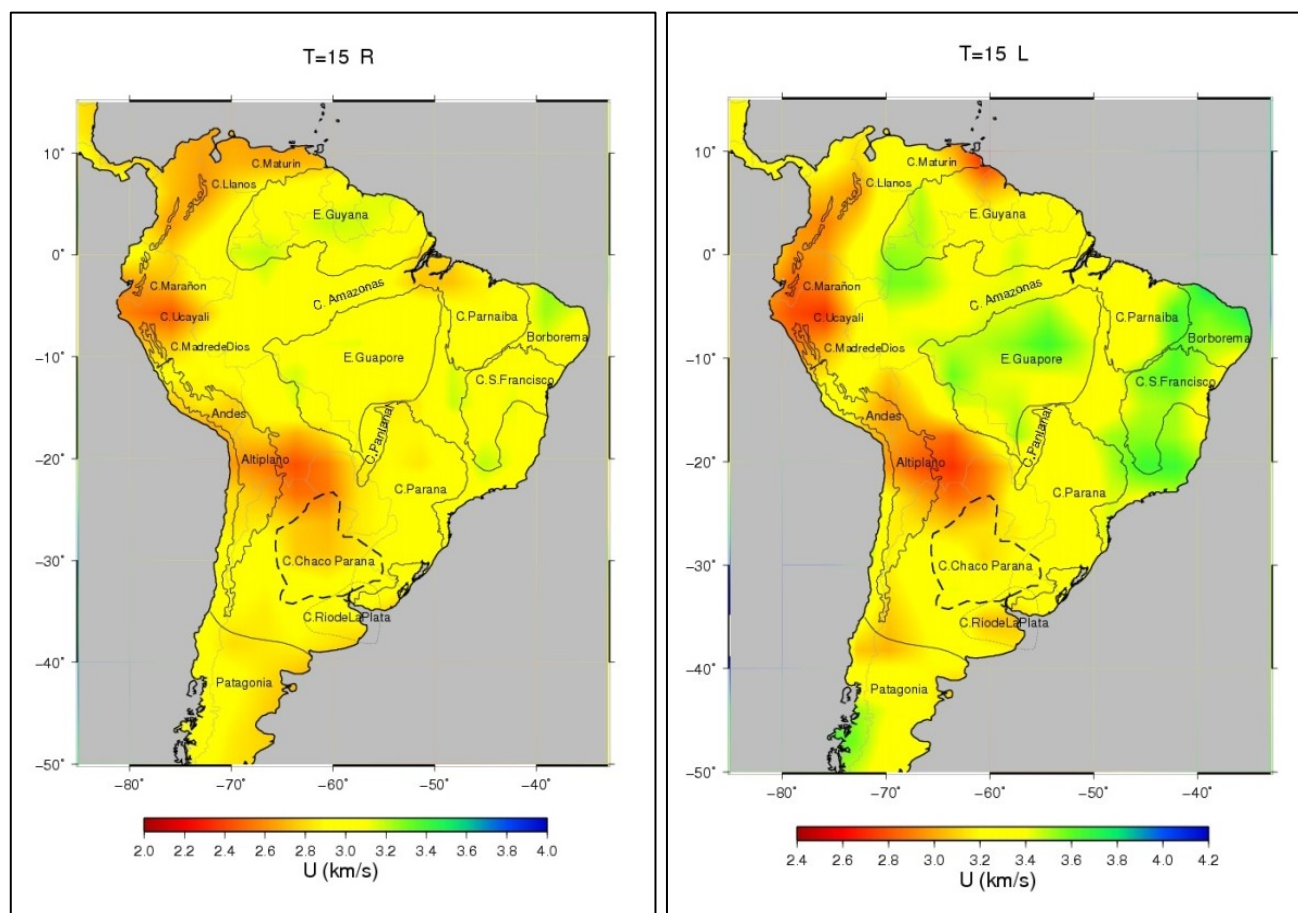


Figura 5. Mapas de velocidad de grupo para 15 s de período para la onda Rayleigh (a) y para la onda Love (b).
Figure 5. Group velocity maps for 15 s for Rayleigh waves (a) and Love waves (b).

En los mapas de velocidad de grupo para 15 segundos de período, se observan anomalías de baja velocidad en la región de las cuencas subandinas: cuenca de Llanos y cuenca de Maturin, ubicadas al norte del escudo de Guyana y complejo de cuenca Marañon-Ucayali-Madre de Dios en el oeste de Bolivia, Perú y Ecuador, y velocidades altas en la región del escudo del Atlántico (Fig. 5b). Además se observan velocidades relativamente bajas asociadas a las grandes cuencas sedimentarias como las cuencas de Amazonas, Parnaíba, Paraná y Chaco-Paraná para las ondas Rayleigh (Fig. 5a), mientras que para las ondas Love solo se observan velocidades bajas en algunas zonas de la cuenca Chaco-Paraná y de Paraná que es la más profunda de todas las cuencas intracratónicas. La cuenca de Parnaíba es menos profunda, aproximadamente 3,5 km de espesor, y no afecta notoriamente a las ondas Love. Por otro lado la cuenca de Pantanal presenta velocidades levemente altas comparadas con las cuencas circundantes de Paraná y Chaco-Paraná, en particular para las ondas Love, que pueden interpretarse como causadas por una corteza de mayor densidad (Feng et al., 2004). En la región más

oriental del continente correspondiente a la provincia de Borborema, una de las provincias estructurales del escudo del Atlántico, se observan velocidades altas al norte en especial para la onda Love. Si se analizan los tests de resolución espacial de ambas ondas (Fig. 6a y b), usando el método conocido como checkerboard test, que se aplicó utilizando celdas de 5°, se observa una buena resolución en la parte central y oriental del continente, en particular para las cuencas de Paraná y Chaco-Paraná, mientras que en las regiones norte y sur del continente la resolución es mucho menor.

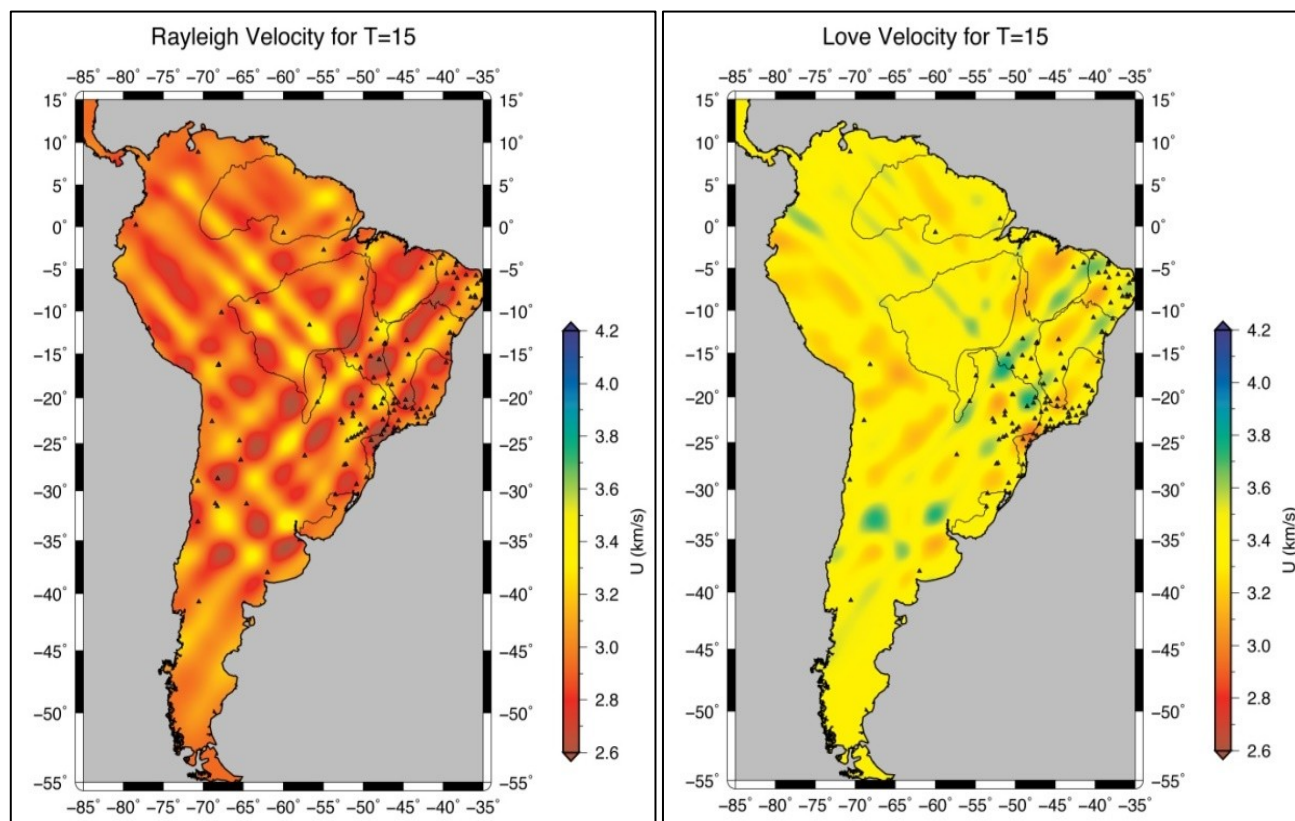


Figura 6. Resultado de los tests de resolución usando celdas de 5° para a) la onda Rayleigh de 15 s, b) la onda Love de 15 s.
Figure 6. Resolution tests using 5° cells for a) 15 s Rayleigh wave b) 15s Love wave.

En los mapas de 40 segundos se observa que la velocidad para la región de la cuenca de Paraná es menor que para la cuenca Chaco-Paraná (Fig. 7a), congruente con una corteza más profunda para la primera. Se distinguen velocidades muy bajas en la región andina, compatibles con una corteza mucha más profunda respecto a la plataforma sudamericana. La anomalía de baja velocidad más destacada en todos los mapas, coincide con la región del Altiplano donde la corteza es más espesa, alcanzando los 70 km (Schmitz et al., 1999). En la región del escudo de Guyana y en la cuenca de Pantanal se observan regiones con velocidades altas que podrían ser compatibles con corteza más delgada. Los tests de resolución presentan una buena respuesta excepto para la plataforma patagónica y la región norte del continente.

En los mapas de 100 segundos de período se observan velocidades de grupo más altas en el cratón amazónico al noreste del continente y alrededor del cratón de São Francisco. Estas pequeñas anomalías de alta velocidad parecen concentrarse en un área pequeña del escudo de Guaporé, en la cuenca de Amazonas y la región sur del cratón São Francisco, indicando probablemente una litósfera más espesa comparada con otras áreas del cratón precámbrico (Fig. 8a). Sin embargo las velocidades halladas para estas regiones cratónicas no indican anomalías importantes de alta velocidad como las encontradas en esa región por Vdovin et al. (1999). Esto puede deberse a la menor cobertura de trayectorias, en particular para el cratón amazónico. La región andina presenta velocidades de onda Rayleigh bajas debido probablemente a la presencia de astenósfera húmeda cerca de la subducción. Estas anomalías de baja velocidad no se continúan en las regiones de subducción plana (Fig. 8a). La anomalía de baja velocidad bajo la cuenca Chaco-Paraná (Fig. 8a) confirma los resultados hallados en estudios previos de dispersión (Feng et al., 2004). En la provincia de Borborema también se observan bajas velocidades (Fig. 8b), compatibles con una litósfera más fina. Los tests presentan mejor resolución en la región central donde existen

muchas trayectorias entrecruzadas, sin embargo para la onda Love no se obtuvo un buen resultado quizás debido a la menor cantidad de trayectorias existentes.

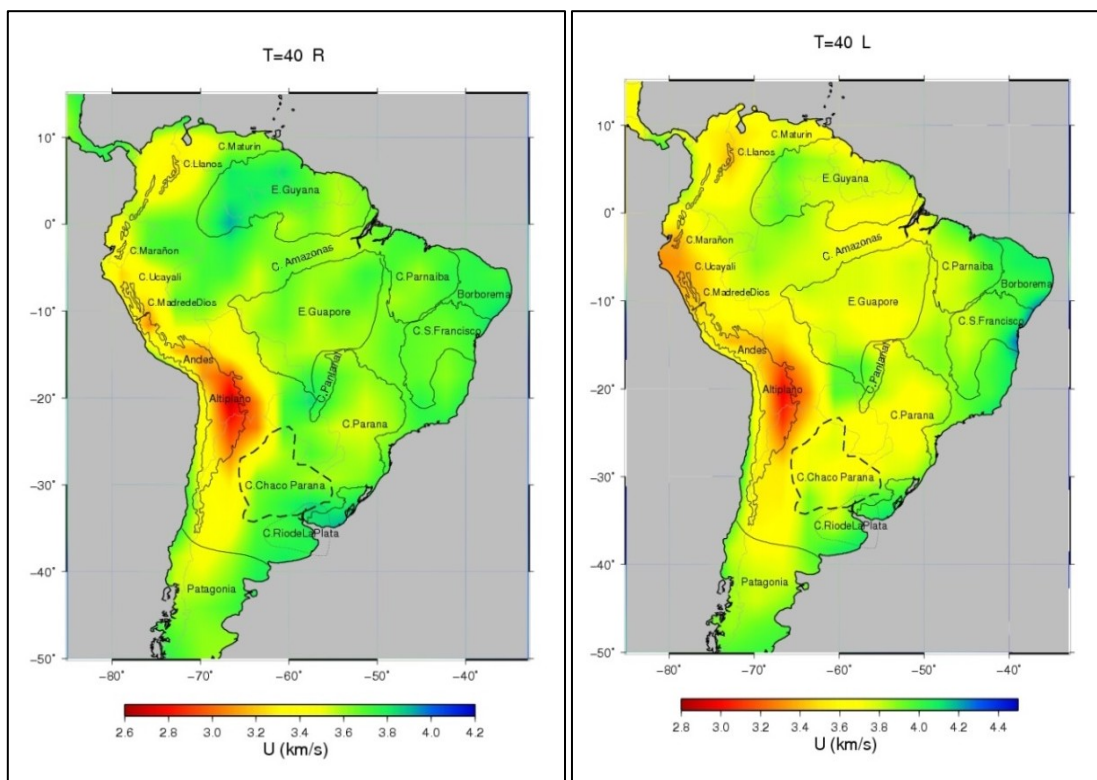


Figura 7. Mapas de velocidad de grupo para 40 s de período para la onda Rayleigh (a) y para la onda Love (b).
Figure 7. Group velocity maps for 40 s for Rayleigh waves (a) and Love waves (b).

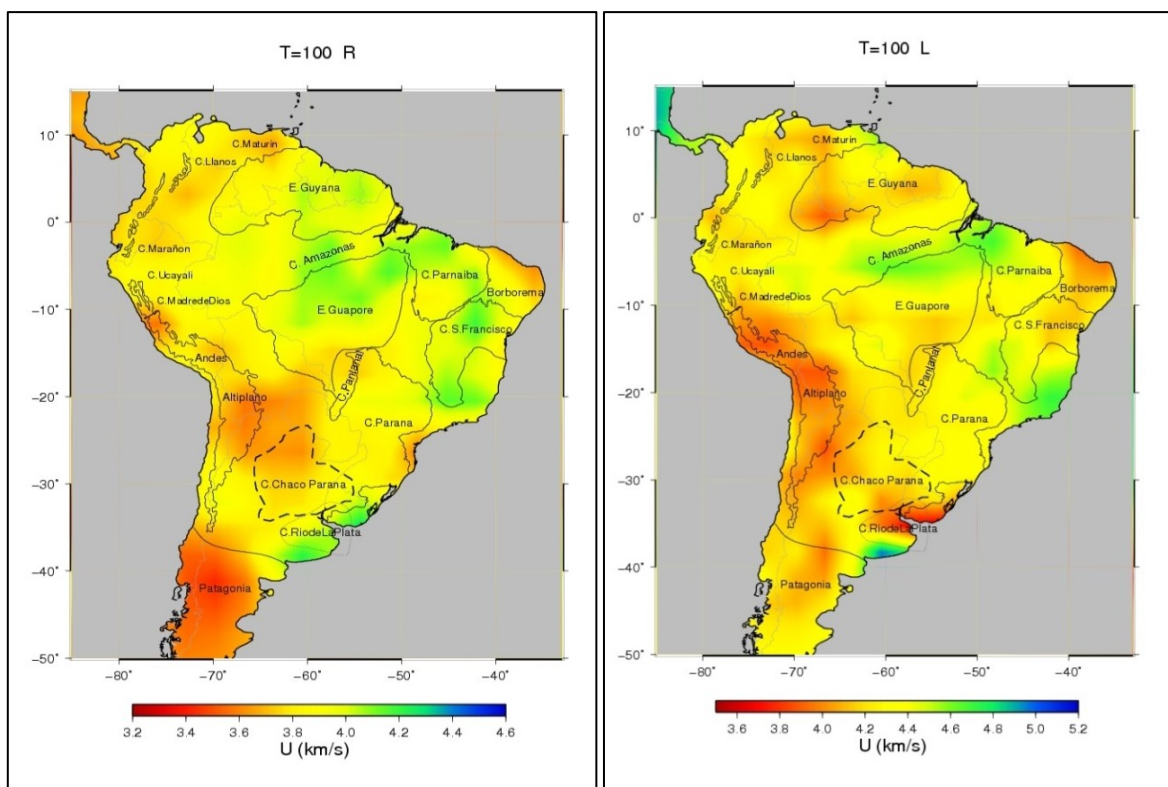


Figura 8. Mapas de velocidad de grupo para 100 s de período para la onda Rayleigh (a) y para la onda Love (b).
Figure 8. Group velocity maps for 100 s for Rayleigh waves (a) and Love waves (b).

En los mapas analizados, la región central del continente sudamericano (en particular el área de las cuencas de Paraná y Chaco-Paraná) presenta mayor resolución, donde se cuenta con una gran cantidad de trayectorias y la distribución acimutal de las mismas es óptima, dada la configuración de datos disponibles. En zonas donde la distribución acimutal disminuye, la resolución es menor como por ejemplo en los bordes del continente. También es importante mencionar que la resolución obtenida para las ondas Rayleigh es superior, teniendo en cuenta que las trayectorias usadas duplican en número a las correspondientes para las ondas Love.

El método de inversión de velocidad en capas produjo un conjunto de aproximadamente 1700 modelos con sus respectivas curvas de dispersión, para ajustar a los datos. El mapa del espesor cortical para la región de la cuenca Chaco-Paraná que se muestra en la Figura 9 corresponde al mejor ajuste, a partir de los mapas tomográficos calculados.

El espesor cortical obtenido para la cuenca Chaco-Paraná concuerda con los ~34 km encontrados para la estación CPUP mediante funciones receptoras (Crotwell and Owens, 2005), con la corteza delgada observada menor a 35 km, sugerida por Assumpção et al. (2013) y el espesor cortical medio (32–35 km) sugerido por Snoke y James (1997); Prezzi et al. (2009) y Dragone et al. (2012). El espesor estimado presenta valores bajos hacia el norte de la cuenca. Este resultado surge de una mejora significativa en la cobertura y resolución de datos en comparación con estudios previos de la zona. Una de las limitaciones que presenta este método es la suposición de una única capa de sedimentos con velocidades de P y S únicas, dado que en la práctica existe una variación significativa en las velocidades sedimentarias. Estas estimaciones pueden ser mejoradas con el aumento de datos de corto período para la onda Love. También se pueden mejorar las estimaciones de los espesores litosféricos incorporando más datos de largo período ($T > 120-150$ s).

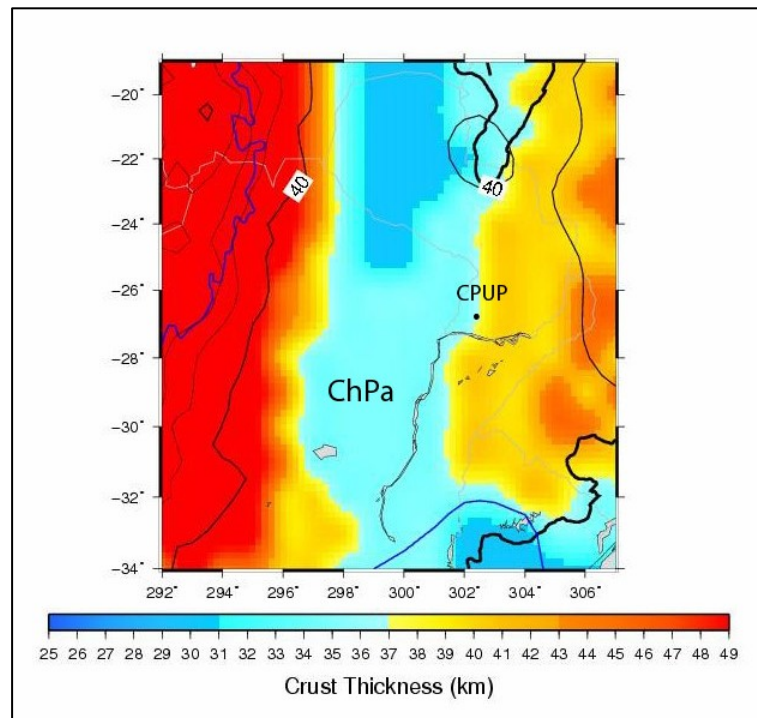


Figura 9. Mapa del espesor cortical para la cuenca Chaco-Paraná.
Figure 9. Crustal thickness map for the Chaco-Paraná basin.

CONCLUSIONES

Presentamos los resultados de un estudio de tomografía de velocidad de grupo de ondas superficiales, usando datos de dispersión de terremotos regionales registrados en estaciones en y alrededor del continente sudamericano y datos de dispersión inter-estación obtenidos mediante la correlación de ruido ambiente para un conjunto de registros de ruidos sísmicos. La cobertura resultante de las trayectorias es más densa y muestra una distribución acimutal más uniforme, produciendo mejores imágenes tomográficas para la región de la cuenca Chaco-Paraná. El espesor cortical obtenido para esta cuenca concuerda con los valores obtenidos por otros autores, presentando valores bajos hacia el norte de la cuenca. Los valores de velocidad de grupo para 100 segundos de período son compatibles con la anomalía de baja velocidad en el manto superior obtenida por Feng

et al. (2004). Se observa además una gran variación del espesor cortical entre la región andina y la cuenca Chaco-Paraná y la presencia de corteza más profunda en la cuenca de Paraná, comparada con la cuenca Chaco-Paraná.

BIBLIOGRAFÍA

- Assumpção, M., Feng, M., Tassara A. y Julia, J., (2013). Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. *Tectonophysics*, 609: 82-96, doi:10.1016/j.tecto.2012.11.014.
- Barredo, S. y Stinco, L., (2010). Geodinámica de las cuencas sedimentarias: su importancia en la localización de sistemas petroleros en la Argentina. *Petrotecnia*, 48-68.
- Christensen, N. y Mooney, W. (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research*, 100: 9761-9788, doi:10.1029/95JB00259.
- Crotwell, H. P. y Owens, T. J., (2005). Automated receiver function processing. *Seismic Research Letter*, 76: 702-708.
- De Souza, J. y Mitchell, B., (1998). Lg Coda Q variations across South America and their relation to crustal evolution. *Pure and Applied Geophysics*, 153, 587-612.
- Dragone, G., Ussami, N. y Chaves, C., (2012). The Chaco-Paraná Basin from GOCE and Integrated Terrestrial/Satellite Gravity Data: Unraveling Major Lithosphere Discontinuities. *International Symposium on Gravity, Geoid and Height Systems GGHS*, S7-150. <http://www.iag-commission2.ch/GGHS2012/Session%207/Gabriel%20Dragone%20%5BP7-01%5D.pdf>.
- Dziewonski, A., Bloch, S. y Landisman, M., (1969). A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 59, 427-444.
- Feng, M., Assumpção, M. y Van der Lee, S., (2004). Group-velocity tomography and lithospheric S-velocity structure of the South American continent. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 147: 315-331, doi:10.1016/j.pepi.2004.07.008.
- Feng, M., Van der Lee, S. y Assumpção, M., (2007). Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental-mode group velocities of Rayleigh waves. *Journal of Geophysical Research*, 112, B04312, doi:10.1029/2006JB004449.
- Heintz, M., Debayle, E. y Vauchez, A., (2005). Upper mantle structure of the South American continent and neighboring oceans from surface wave tomography. *Tectonophysics*, 406: 115-139, doi:10.1016/j.tecto.2005.05.006
- Herrin, E. y Goforth, T., (1977). Phase-matched filters: application to the study of Rayleigh waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 67, 1259-1275.
- Herrmann, R., (2013). Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research. *Seismological Research Letters*, 84, 1081-1088, doi:10.1785/0220110096.
- Paige, C. y Saunders, M., (1982a). LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares. *ACM Transactions on Mathematical Software*, 8, 43-71.
- Paige, C. y Saunders, M., (1982b). Algorithm 583, LSQR: Sparse linear equations and least-squares problems. *ACM Transactions on Mathematical Software*, 8, 195-209.
- Pasyanos, M., Walter, W. y Hazler, S., (2001). A surface wave dispersion study of the Middle East and North Africa for monitoring the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty. *Pure and Applied Geophysics*, 158, 1445-1474.
- Prezzi C., Uba, C. y Götze, H., (2009). Flexural isostasy in the Bolivian Andes: Chaco foreland basin development. *Tectonophysics*, 474, 526-543.
- Ramos, V., (1999). Las provincias geológicas del territorio Argentino. *Geología Argentina*. Editor R. Caminos. *Anales* 29, 41-96, ISSN 0328-2325.
- Schmitz, M., Lessel, K., Giese, P., Wigger, P., Araneda, M., Bribach, J., Graeber, F., Grunewald, S., Haberland, C., Lüth, S., Röwer, P., Ryberg, T. y Schulze, A. (1999). The crustal structure beneath the Central Andean forearc and magmatic arc as derived from seismic studies - the PISCO 94 experiment in northern Chile (21°- 23°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 237-260, doi:10.1016/S0895-9811(99)00017-6.
- Snoke, A. y James, D., (1997). Lithospheric structure of the Chaco and Paraná Basins of South America from surface-wave inversion. *Journal of Geophysical Research*, 102 (B2), 2939-2951, doi:10.1029/96JB03180.
- Vdovin, O., Rial, J., Levshin, A. y Ritzwoller, M., (1999). Group velocity tomography of South America and the surrounding oceans. *Geophysical Journal International*, 136, 324-340, doi:10.1046/j.1365-246X.1999.00727.x.

Recibido: 30-10-2014

Aceptado: 11-12-2015