

ESTIMACIÓN DE LA ESTRUCTURA CORTICAL DE VELOCIDADES SÍSMICAS EN EL SUROESTE DE LA SIERRA DE PIE DE PALO, PROVINCIA DE SAN JUAN

Marcelo PERARNAU^{1,2}, Patricia ALVARADO^{1,3} y Mauro SAEZ¹

¹ 1 Departamento de Geofísica y Astronomía, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, San Juan. E-mails: marceloperarnau@unsj-cuim.edu.ar; alvarado@unsj.edu.ar; msaez@unsj-cuim.edu.ar

² Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (ANPCyT-FONCyT)

³ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

RESUMEN

En este trabajo se muestran resultados relacionados con la estructura de corteza en la región de la sierra de Pie de Palo perteneciente a las Sierras Pampeanas Occidentales a partir de funciones del receptor telesísmicas para la estación sismológica Coronel Fontana (31,605°S y 68,238°O). Estos resultados ponen de manifiesto evidencias de dos discontinuidades intracorticales a profundidades de 13 y 28 km aproximadamente y una discontinuidad más profunda cerca de 47 km de profundidad que correspondería al Moho. Los valores de contraste entre las velocidades de ondas P y S (V_p/V_s) para estas discontinuidades son en general elevados. En particular, la región comprendida entre 13 y 28 km de profundidad muestra los valores más altos de V_p/V_s lo cual indicaría un mayor grado de fracturación o fallamiento para esta zona de la corteza. Los resultados indican una densificación de la corteza inferior.

Palabras clave: *Estructura cortical, sierra Pie de Palo, Moho, subducción horizontal.*

ABSTRACT: *Estimation of the seismic velocity crustal structure in the southwest region of the Sierra de Pie de Palo southwest San Juan.* In this paper receiver function results beneath the seismic station Coronel Fontana (31,605°S and 68,238°W), in the western Sierras Pampeanas are shown. These results provide evidence for two intracrustal discontinuities at depths of 13 km and 28 km approximately and a deeper discontinuity near 47 km depth, which correlates with the Moho. Overall the ratio between the seismic velocities of P and S waves (V_p/V_s) for these discontinuities are high. In particular, the region between 13 and 28 km depth shows the higher values of V_p/V_s , which is consistent with a higher degree of fracturing and faulting. The results also indicate a denser composition of the lower crust.

Keywords: *Crustal structure, Pie de Palo range, Moho, flat-slab subduction.*

INTRODUCCIÓN

La sierra de Pie de Palo se ubica aproximadamente a 31,5°S y 68°O. Este levantamiento es parte de las Sierras Pampeanas Occidentales y presenta intensa actividad sísmica a profundidades de corteza continental y placa subducida (Regnier *et al.* 1992). La sismicidad resulta de la convergencia entre la placa oceánica de Nazca y la placa continental de Sudamérica con una velocidad de 6,7 cm/año en la dirección acimutal de 78° (Fig. 1) (Vigny *et al.* 2009). En esta región, la placa de Nazca subduce en forma horizontal bajo Sudamérica (Cahill y Isacks 1992, Anderson *et al.* 2007).

La estructura de la sierra de Pie de Palo se caracteriza por el levantamiento de blo-

ques de basamento precámbrico y la presencia de rocas máficas y ultramáficas con características de secuencias ofiolíticas en su borde occidental (Caminos *et al.* 1982, Galindo *et al.* 2004, Vujovich *et al.* 2004). Estos bloques han sido levantados probablemente por fallas inversas en dirección aproximada norte-sur, aunque su observación en superficie, a diferencia de otras estructuras de Sierras Pampeanas que rodean la región, es para este caso difícil (Jordan y Allmendinger 1986, Ramos *et al.* 2002, Martínez *et al.* 2008). Hacia el oeste de la Sierra se encuentra el valle de Tulum que presenta sedimentos cuaternarios y carboníferos relativamente deformados (Salfity y Gorustovich 1983, Zambrano y Suvires 2008). Este valle separa la sierra de Pie de Palo de la Precor-

dillera la cual presenta un estilo de deformación del tipo faja plegada y corrida (Ramos *et al.* 2002) (Fig. 2).

Uno de los interrogantes en la región de la sierra de Pie de Palo se relaciona con el espesor y la estructura de velocidades sísmicas de la corteza. Estudios sismológicos regionales previos (ej., Alvarado *et al.* 2005a y b) han mostrado profundidades del Moho que señalan una corteza engrosada (espesor del orden de 50 km) con respecto a las observaciones para la corteza a escala global cuyo valor medio es de 41 km (Christensen y Money 1995). También se ha señalado la existencia probable de interfases y/o discontinuidades dentro de la corteza aunque sus propiedades no han sido ampliamente exploradas (Calkins *et al.* 2006).

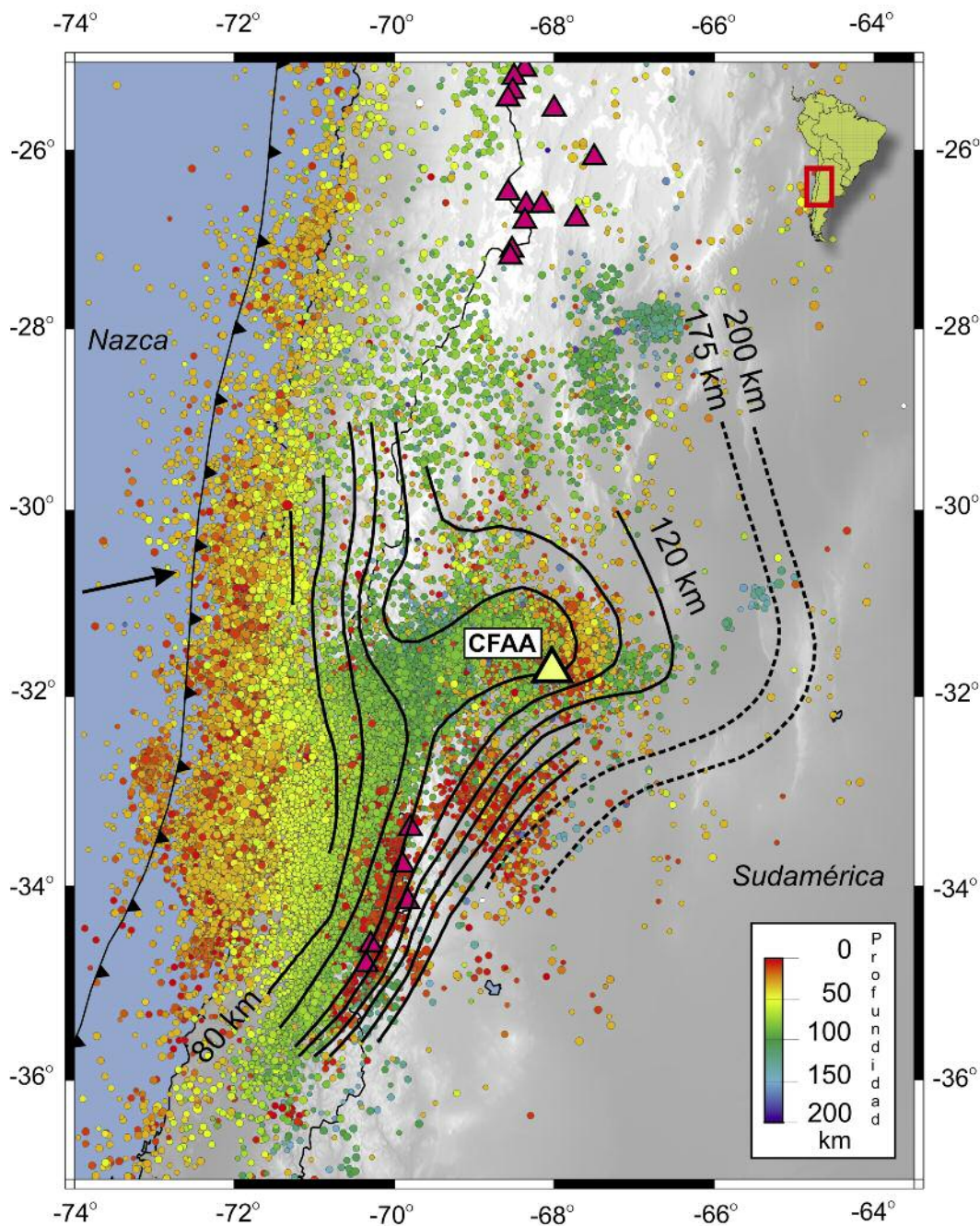


Figura 1: Sismicidad en los últimos 30 años reportada por USGS (*United States Geological Survey*) de EEUU. CFAA denota la localización de la estación Coronel Fontana perteneciente a CTBTO (*Preparative Commission for the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization*) utilizada en este trabajo para estimar la estructura de velocidades sísmicas bajo la misma. La flecha representa la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana a una velocidad de 6,7 cm/año (Vigny *et al.* 2009). Los contornos sólidos muestran la parte superior de la placa de Nazca subducida (Anderson *et al.* 2007); aquellos obtenidos por Cahill y Isacks (1992) se muestran en líneas de puntos. También se muestran los volcanes activos (Stern 2004) con triángulos de menor tamaño.

En este trabajo se presentan nuevas evidencias para la estructura de la corteza continental y profundidad del Moho bajo la estación sísmológica Coronel Fontana conocida por sus siglas CFAA, la cual está situada en el flanco suroeste de la sierra de Pie de Palo (Figs. 1 y 2). Estas determinaciones se basan en una gran cantidad de observaciones utilizando el análisis de función del receptor que permite obtener información sobre las profundi-

dades a las que se producen los cambios de velocidades sísmicas, y de esta manera, mejorar la determinación de interfases y/o discontinuidades para esta región. Cabe destacar que las funciones del receptor han sido utilizadas en otras zonas para estimar la profundidad del Moho y estructura de velocidades sísmicas con gran éxito. Algunos ejemplos de investigaciones a niveles de corteza y manto superior para una gran variedad de ambien-

tes geológicos pueden obtenerse de los trabajos de Owens *et al.* (1984), Gilbert *et al.* (2003, 2006) y Linkimer *et al.* (2010).

METODOLOGÍA Y DATOS

La técnica de función del receptor se utiliza para encontrar discontinuidades o cambios con la profundidad en los valores de las velocidades sísmicas a partir de la diferencia en los tiempos de llegada de

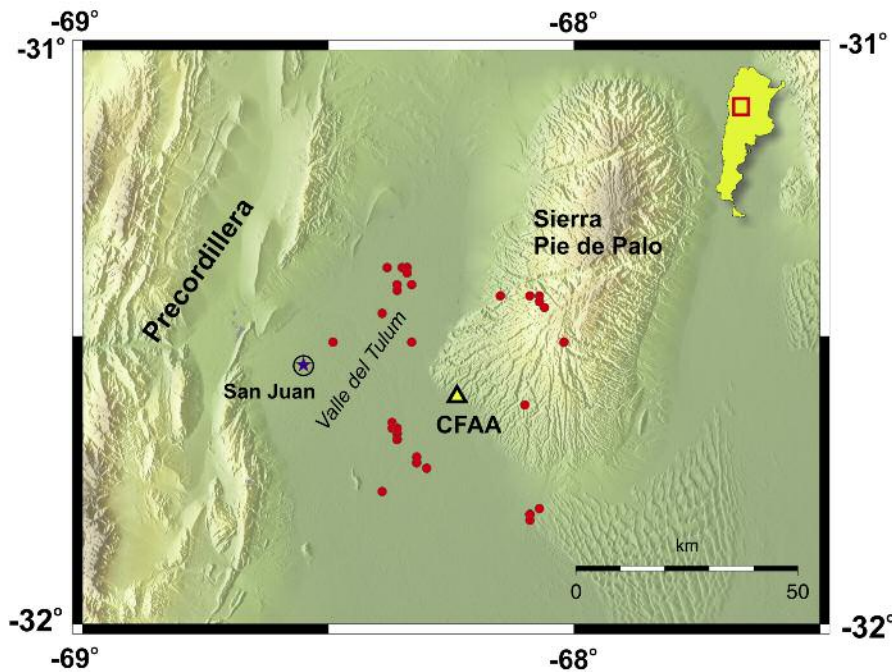


Figura 2: Terremotos detectados por la estación CFAA. Los puntos (*piercing points*) denotan la ubicación hipotética del pasaje de las ondas sísmicas hacia la superficie a una profundidad de 50 km para cada terremoto.

una onda directa P y la fase convertida de onda P a onda S (P_s) producida en una interfase debajo de un receptor de tres componentes (Langston 1977). En la práctica, el procedimiento consiste en la identificación de varias conversiones de ondas sísmicas que se generan a partir de la onda P originalmente producida por un terremoto al atravesar una discontinuidad bajo la estación que lo registra. Así, una onda P produce conversiones a ondas S en esa discontinuidad que quiere estudiarse, lo cual se traduce en una diferencia de tiempo entre la onda P que viaja más rápido y la onda S que viaja más lento hasta arribar a la estación. Esta diferencia de tiempo contiene información de la profundidad de la interfase donde se produjo la conversión de onda P a S , es decir de la profundidad a la cual se produce un cambio en las velocidades sísmicas, como se muestra en la figura 3. Si además se utilizan otras ondas provenientes de reflexiones y conversiones de fases adicionales que se producen en la misma discontinuidad (fases múltiples $PpPs$, $PsPs+PpSs$, etc. véase figura 3), se puede resolver la misma estructura con

mayor resolución. La metodología descrita se realiza mediante la deconvolución de la componente vertical (sensible principalmente a la energía de la onda P) de las componentes horizontales (radial: en la dirección sismo-estación y tangencial: a 90° de la anterior), bajo la suposición de que no existe energía convertida en la componente vertical debido a que los rayos inciden casi verticalmente desde focos localizados a distancias epicentrales mayores que 30° , es decir a más de 3.300 km. El método de deconvolución elimina los efectos de la fuente sísmica y la respuesta instrumental, resultando en una serie de tiempo que se interpreta como la respuesta a las conversiones y reverberaciones en las interfases de la litosfera bajo la estación sísmica.

Los datos utilizados en este estudio para el cálculo de las funciones del receptor de ondas P fueron registrados por la estación CFAA perteneciente a la red mundial CTBTO (*Preparative Commission for the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization*) equipada con un sismómetro de banda ancha *Streckeisen STS-2* instalado a 32 metros bajo la superficie, la cual re-

porta al INPRES (Instituto Nacional de Prevención Sísmica). Durante el periodo comprendido entre marzo de 2005 y diciembre de 2009, se registraron aproximadamente 120 terremotos a distancias epicentrales comprendidas entre 30° y 95° con magnitudes $M_w \geq 6.0$.

Uno de los primeros pasos consistió en establecer criterios de calidad para la selección de los registros sísmicos digitales, visualizando evento por evento. Para cada sismo se observó si cumplía con los criterios adoptados eliminando aquellas trazas con señales ruidosas o con arribos de ondas P poco definidos que pudiesen reducir la calidad en la identificación de las fases sísmicas de interés.

El cálculo de la función del receptor de onda P para la componente radial se llevó a cabo en un proceso iterativo en el dominio del tiempo (Ligorria y Ammon 1999), utilizando una serie de pulsos *Gauss* en la deconvolución de las señales de entrada para controlar el contenido en frecuencia de la función del receptor resultante relacionada con el ancho y la nitidez en la visualización de cada pulso. Para el presente trabajo se utilizó un ancho de pulso Gaussiano correspondiente a un filtro pasabajo con frecuencia de corte de 2,5 hz con el objeto de limpiar ruidos de alta frecuencia. Es importante destacar que este valor de frecuencia de corte se relaciona directamente con la resolución vertical la cual corresponde en este caso (2,5 hz) a una longitud de onda de 2,6 km, aproximadamente. De las trazas resultantes, solamente 40 fueron consideradas como aceptables, es decir que presentan una amplitud máxima de la función del receptor en el comienzo de la traza, una reducción de varianza mínima de 80% en la deconvolución y no contienen señales de periodo largo u oscilaciones armónicas.

Las funciones del receptor radial observadas se apilaron y se graficaron en función del parámetro de rayo (Fig. 4a), siendo este parámetro un valor que identifica a cada rayo y que varía para distintos rayos de acuerdo con la variación de la distancia de los mismos. Así, es posible te-

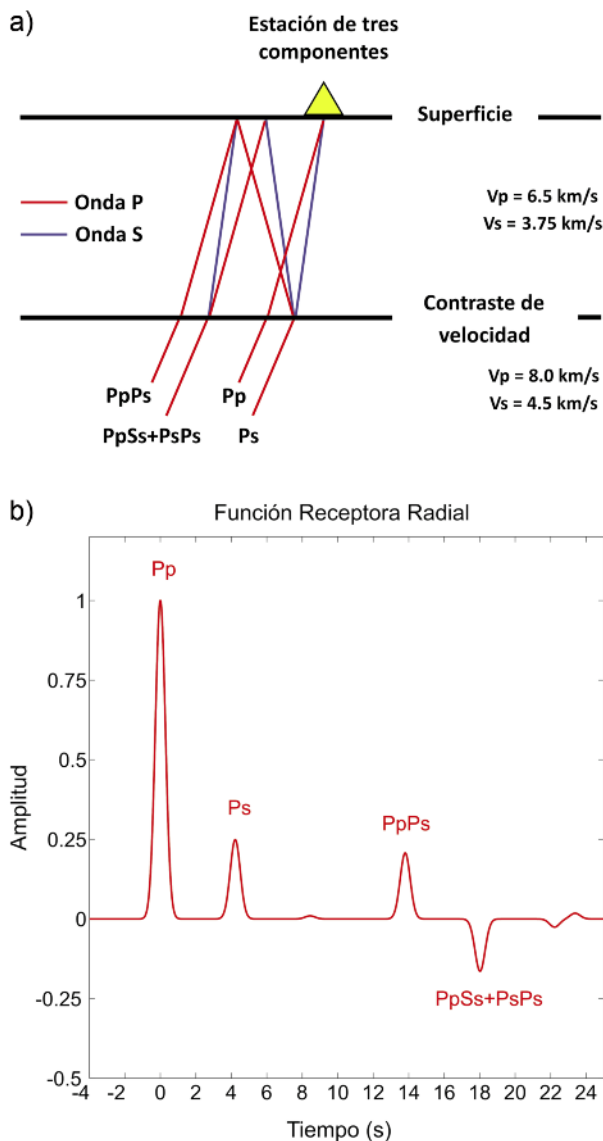


Figura 3: a) Geometría del camino de rayos sísmicos y sus nomenclaturas para las conversiones de ondas correspondientes a las funciones del receptor para un modelo de una capa (corteza) sobre un semiespacio (manto); b) cálculo de la función del receptor en la componente radial para las ondas indicadas en (a).

ner una mejor visualización de los arribos de las fases P_s coherentes y distinguirlos de los arribos de las fases múltiples $PpPs$ y $PsPs+PpPs$ al calcular las curvas correspondientes permitiendo estimar la coherencia máxima de la amplitud observada. Estas curvas son conocidas como curvas de *moveout* observadas ya que muestran una variación indirecta con la distancia. Otro procesamiento posible consiste en calcular las curvas *moveout* sintéticas utilizando un modelo velocidad-profundidad para el cual se asumen valores de profundidad (H) y de la relación entre las velocidades de ondas P y ondas S (V_p/V_s) (Fig. 4b). Este procedimiento fue utilizado con

el objeto de comparar las curvas “*moveout*” observadas y calculadas distinguiendo el mejor ajuste correspondiente a un modelo de estructura de velocidades sísmicas determinado (Fig. 4). Un tercer procedimiento de análisis consistió en estimar las profundidades (H) y promedios de la relación entre las velocidades de ondas P y S (V_p/V_s) para diferentes discontinuidades corticales utilizando un algoritmo de apilamiento (*stacking*) que mapea en el espacio de H y V_p/V_s la suma ponderada de las amplitudes de las funciones del receptor radiales de cada una de las fases Ps , $PpPs$ y $PsPs+PpPs$ (Zhu y Kanamori 2000). Una onda $PpPs$ es una

onda que viaja desde el telesismo hacia la estación como P , no se convierte en la discontinuidad que se está estudiando y sigue su viaje hacia la superficie como p , se refleja en la superficie como P y viaja hacia el interior de la tierra para finalmente incidir en la discontinuidad y convertirse a onda S viajando hacia la estación como fase s . Cabe destacar que la velocidad de onda P (V_p) debe asumirse y por ello es importante calcular qué variación presentan los resultados ante un rango de valores posibles de V_p . Esto no ha sido ampliamente explorado en los estudios existentes con funciones del receptor con datos obtenidos por experimentos sísmológicos temporales (ej., Gilbert *et al.* 2006, Calkins *et al.* 2006, Heit *et al.* 2008). En el presente estudio es posible realizar esta investigación más detallada debido a que las fuentes sísmicas abarcan un periodo de tiempo mayor que el correspondiente a los experimentos temporales lo que permite seleccionar mayor cantidad de terremotos de mayor energía para otras regiones del mundo para su análisis.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En el análisis de los datos se distinguen tres señales positivas muy claras de la fase P_s con retardos cercanos a los 2,3, 4,5 y 6 segundos en las funciones del receptor radiales probablemente asociadas a diferentes discontinuidades de velocidades sísmicas (Fig. 4). Para cada una de estas discontinuidades se procedió al análisis que se describe a continuación.

Las funciones del receptor para los distintos parámetros del rayo (distancias) observados, fueron ajustados por curvas *moveout* obteniendo los mejores ajustes entre datos observados y sintéticos para valores de V_p de 5,9, 6,3 y 6,7 km/s, profundidades H de 13, 28 y 47 km y V_s de 3,0, 3,4 y 3,7 km/s, respectivamente para cada una de las discontinuidades mencionadas. Para las mismas, es posible distinguir claramente los máximos correspondientes a las fases P_s que determinan las tres discontinuidades de velocidades sísmi-

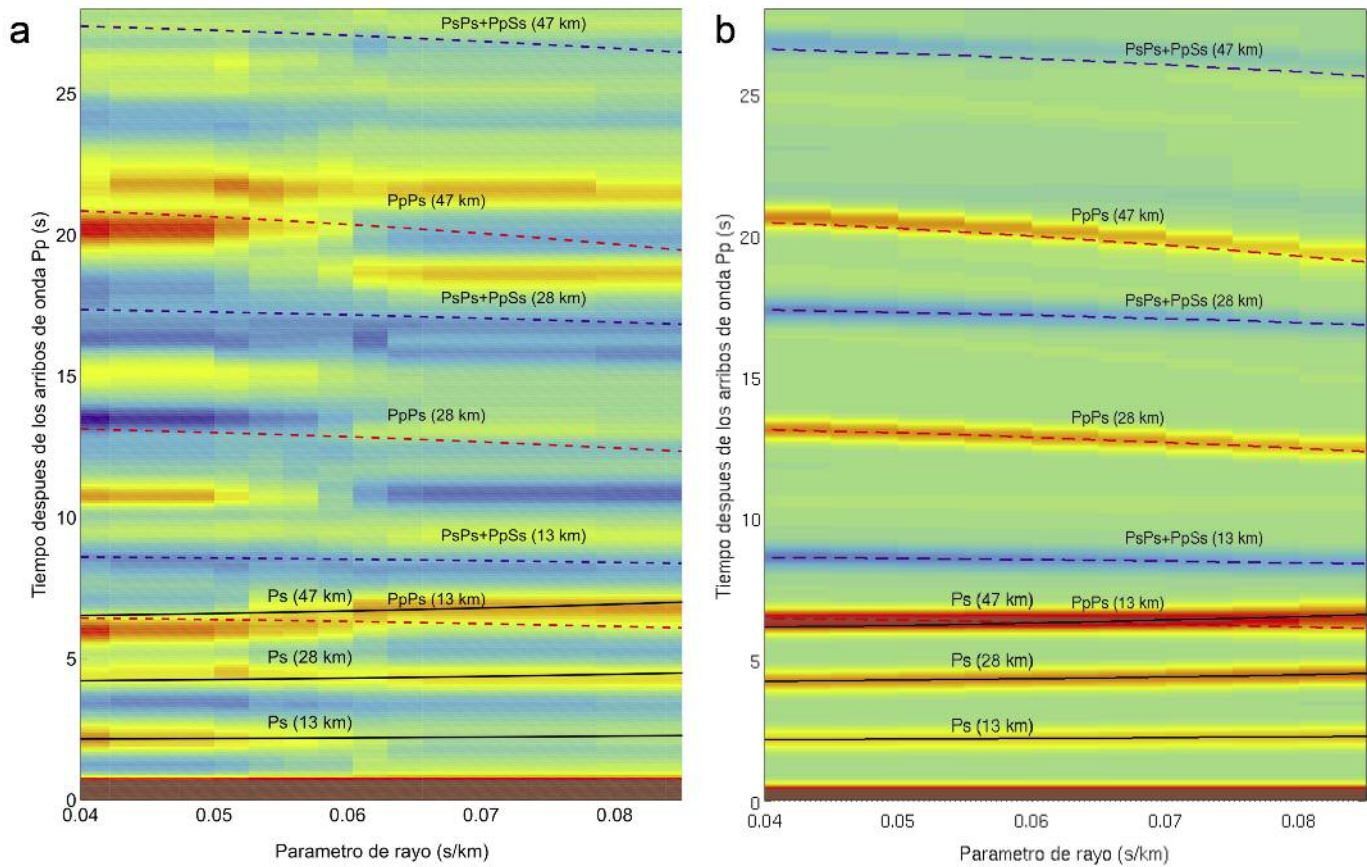


Figura 4: a) Funciones del receptor con los tiempos de arribo para las distintas fases en función del parámetro del rayo. Los colores más intensos representan amplitudes positivas (línea sólida) y negativas (línea entrecortada). Las curvas superpuestas muestran los valores predichos para cada discontinuidad y sus correspondientes fases múltiples calculadas en función de los valores de H , V_p y V_p/V_s determinados en este trabajo; b) funciones del receptor en función del parámetro del rayo de sismogramas sintéticos generadas para el modelo de velocidades que se muestra en el cuadro 1.

cas a profundidades de corteza y sus máximos correspondientes a las fases múltiples ($PpPs$ y $PsPs+PpSs$).

Además las funciones del receptor fueron apiladas para un rango de V_p/V_s con intervalos de 0,001, para los mismos valores de V_p considerados y utilizando un rango de búsqueda para la estimación de profundidad H de 10 km a 70 km, con intervalos de 0,1 km (600 iteraciones). Cuando las tres fases (Ps , $PpPs$ y $PsPs+PpSs$) interfieren de manera coherente aparecen regiones de máxima amplitud que denotan las soluciones más probables de la profundidad H y la relación V_p/V_s para una determinada discontinuidad. Los valores encontrados corresponden al máximo de interferencia constructiva, reportando a su vez un rango de hasta 90%. El Cuadro 1 resume los resultados obtenidos.

CUADRO 1: Resultados de las curvas *moveout* observadas y sintéticas y el apilamiento de las funciones del receptor *stacking* que permitieron estimar la profundidad (H) y la relación entre las velocidades (V_p/V_s) para cada discontinuidad sísmica encontrada asumiendo un valor de velocidad de onda P (V_p).

Discontinuidad	Profundidad (km)	V_p (km/s)	V_s (km/s)	V_p/V_s
1	13 (+2)	5,9	3,0	1,97
2	28 (-2)	6,3	3,4	1,85
3	47 (+2)	6,7	3,7	1,81

En general se observa que la aplicación de la técnica de función del receptor realiza una mejor aproximación de la profundidad de las distintas capas o discontinuidades pudiendo variar los valores de velocidades escogidos; luego, se determina mejor la relación de V_p/V_s y con menor aproximación V_p . Las tres discontinuidades encontradas se

localizan a profundidades menores que 50 km (Fig. 4). Las dos primeras discontinuidades localizadas a aproximadamente 13 y 28 km de profundidad, respectivamente pueden ser interpretadas como niveles de despegue (*decollement*) para las estructuras de fallamiento presentes en la zona o bien diferente composición. La discontinuidad identificada a mayor pro-

fundidad (47 km aproximadamente) correspondería al Moho. Esta estimación está de acuerdo con estimaciones para el espesor de corteza en el terreno Cuyania estimado por Ramos (2004) y por otros autores en base a técnicas geofísicas (Introcaso *et al.* 1992, Fromm *et al.* 2004, Gilbert *et al.* 2006, McGlashan *et al.* 2009, Alvarado *et al.* 2009).

El estudio de *moveout* sintético (Fig. 4b) permitió confirmar varias de las discontinuidades visualizadas en los datos observados (Fig. 4a). Esta última predice la existencia de otras discontinuidades situadas a mayor profundidad relacionadas con la estructura litosférica más profunda y presencia de la placa subducida.

Los resultados obtenidos han permitido diagnosticar estructuras corticales de mayor robustez utilizando una alta relación señal-ruido de los datos y frecuencias de corte de 2,5 Hz. Esto mejora los modelos propuestos por otros autores (ej. Calkins *et al.* 2006) y las estimaciones de sus parámetros ya que al poder acceder a un registro de datos continuo de casi 5 años se pudo seleccionar eventos con magnitudes mayores ($M_w \geq 6$) que las utilizadas en trabajos previos.

La figura 5 presenta el modelo de velocidades obtenido (Cuadro 1) en comparación con otros modelos basados en técnicas sismológicas de banda ancha para esta región (Gilbert *et al.* 2006, Calkins *et al.* 2006, Alvarado *et al.* 2007). En general todos los modelos predicen un aumento de las velocidades de ondas *P* y *S* con la profundidad y una corteza engrosada. Se observa que las nuevas determinaciones delimitan mejor la corteza superior sugiriendo una estructura más liviana (V_p 5,9 km/s) para los primeros 13 km. También se han refinado las observaciones para la corteza inferior, las cuales predicen una densificación para la composición de la corteza profunda. Estos modelos merecen una exploración de modelos petrológicos de mayor detalle tal como propone (Perarnau *et al.* 2010).

Los resultados encontrados en este estudio en el borde occidental de las Sierras Pampeanas Occidentales son consis-

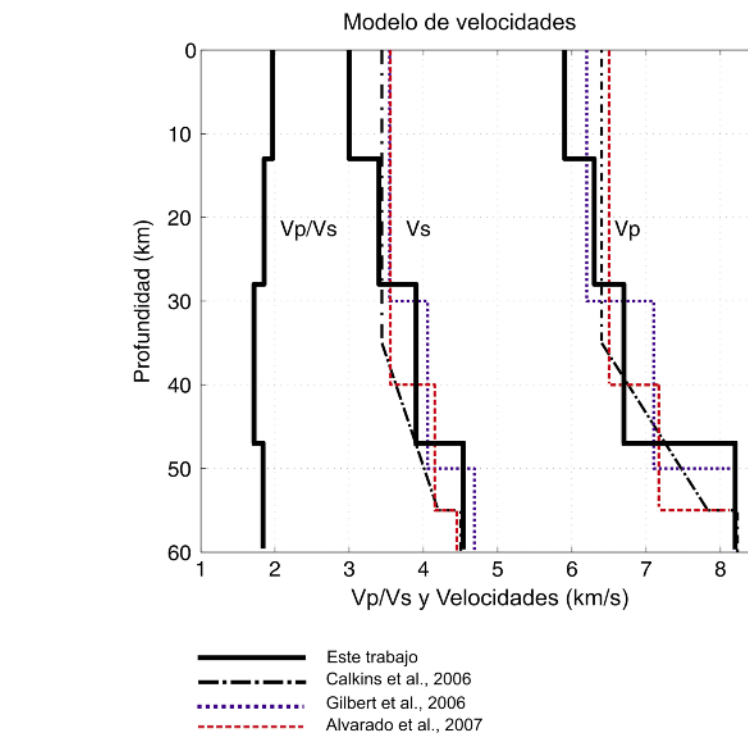


Figura 5: Modelo de velocidades obtenido (véase Cuadro 1) comparado con otros modelos previos.

tes con aquellos obtenidos para el frente de Cordillera Oriental por Cominquez y Ramos (1991). En aquél trabajo se utilizaron datos de reflexión sísmica profunda con fuente controlada de *vibroseis* a lo largo de una línea de 60 km con orientación este-oeste a la latitud $32^{\circ}15'S$ al sur del cerro Salinas. La sección sísmica obtenida hasta unos 12 segundos incluyendo frecuencias de entre 12 y 34 Hz permitieron visualizar horizontes acústicos hasta profundidades de aproximadamente 40 km con buena resolución. En este rango de profundidades estos autores encontraron dos discontinuidades principales: una interfase acústica de gran amplitud situada a 14 km aproximadamente donde las fallas se horizontalizan indicando la existencia de una posible transición frágil-plástica como nivel de despegue (*decollement*). Otra interfase acústica fue encontrada a aproximadamente 30 km de profundidad relacionada con el basamento de las Sierras Pampeanas.

Si bien ambas velocidades V_p y V_s aumentan con la profundidad, los resultados obtenidos permiten apreciar un valor

relativamente alto de V_p/V_s en la región intermedia de la corteza con valores que podrían alcanzar 1,85 (Fig. 4a y Cuadro 1). Esto indicaría una zona con un mayor grado de fracturación y fallamiento consistente con lo observado en la sección sísmica resultante al sur del cerro Salinas por Cominquez y Ramos (1991). Esta interpretación también está de acuerdo con una mayor actividad sísmica cortical observada en el terreno Cuyania hasta profundidades de 30 km en comparación con otros terrenos adyacentes (Alvarado *et al.* 2010).

CONCLUSIONES

La estructura de corteza determinada bajo la estación sismológica Coronel Fontana localizada al suroeste ($31,605^{\circ}S$ y $68,238^{\circ}O$) de la sierra de Pie de Palo es consistente con otros estudios realizados en la región que incluyen observaciones a partir de otros métodos geofísicos para el terreno Cuyania. Las discontinuidades obtenidas a 13 y 28 km de profundidad aproximadamente se podrían interpretar

como zonas de *decollements*. La discontinuidad más profunda observada por este estudio localizada a 47 km de profundidad, aproximadamente correspondería al Moho, y se correlaciona con lo visualizado por estudios previos aunque es más notoria en el presente trabajo debido probablemente a una mejor calidad de los datos telesísmicos de entrada. Este valor indicaría una corteza engrosada hasta una profundidad ligeramente menor a aquella estimada anteriormente (de 55 ó 65 km) con técnicas de menor resolución.

Los altos valores de la relación V_p/V_s que se observan para la corteza superior (< 28 km de profundidad aproximadamente), estarían de acuerdo con una baja velocidad sísmica de ondas de corte para la zona aparentemente provocada por un mayor grado de fracturación y/o fallamiento para esta zona. Esta zona se corresponde con una región de mayor actividad sísmica cortical en el ambiente de Sierras Pampeanas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido posible gracias al apoyo del INPRES, el Dr. Hersh Gilbert y financiamiento obtenido desde del Fondo Nacional de Ciencia y Tecnología (FONCyT, PICT06 -0122) y la Universidad Nacional de San Juan (CICITCA21E /814). Los autores agradecen al Dr. José Kostadinoff y un árbitro anónimo por sus comentarios a la versión original de este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Alvarado, P., Castro de Machuca, B. y Beck, S. 2005 a. Comparative seismic and petrographic crustal study between the Western and Eastern Sierras Pampeanas region (31°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(4): 787-796.
- Alvarado, P., Beck, S., Zandt, G., Araujo, M. y Triep, E. 2005b. Crustal deformation in the south central Andes backarc terranes as viewed from regional broadband seismic waveform modeling. *Geophysical Journal International* 60(2): 580-598.
- Alvarado, P., Beck, S. y Zandt, G. 2007. Crustal structure of the south-central Andes Cordillera and backarc region from regional waveform modeling. *Geophysical Journal International* 170(2): 858-875.
- Alvarado, P., Pardo, M., Gilbert, H., Miranda, S., Anderson, M., Saez, M. y Beck, S. 2009. Flat-slab subduction and crustal models for the seismically active Sierras Pampeanas region of Argentina. En Kay, S.M., Ramos, V.A. y Dickinson, W. (eds.) *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*, Geological Society of America, Memoir 204: 261-278.
- Alvarado, P., Sanchez, G., Saez, M. y Castro de Machuca, B. 2010. Nuevas evidencias de la actividad sísmica del terreno Cuyania en la región de subducción de placa horizontal de Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 27(2): 278-291.
- Anderson, M., Alvarado, P., Zandt, G. y Beck, S. 2007. Geometry and brittle deformation of the subducting Nazca plate, central Chile and Argentina. *Geophysical Journal International* 171(1): 419-434.
- Cahill, T. y Isacks, B.L. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research* 97(B12): 17.503-17.529.
- Calkins, J.A., Zandt, G., Gilbert, H.J. y Beck, S.L. 2006. Crustal images from San Juan, Argentina, obtained using high frequency local event receiver functions. *Geophysical Research Letters* 33(7): L07309.1-L07309.4.
- Caminos, R., Cingolani, C.A., Hervé, F. y Linares, E. 1982. Geochronology of the pre Andean metamorphism and magmatism in the Andean Cordillera between latitudes 30° and 36°S. *Earth-Science Reviews* 18(3-4): 333-352.
- Christensen N.I. y Mooney, W.D. 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research* 100(B7): 9761-9788.
- Cominquez, A.H. y Ramos, V.A. 1991. La estructura profunda entre Precordillera y Sierras Pampeanas de la Argentina: Evidencias de la sísmica de reflexión profunda. *Revista Geológica de Chile* 18: 3-14.
- Fromm, R., Zandt, G. y Beck, S.L. 2004. Crustal thickness beneath the Andes and Sierras Pampeanas at 30°S inferred from Pn apparent phase velocities. *Geophysical Research Letters* 31, L006625, doi:10.1029/2003GL019231.
- Galindo, C., Casquet, C., Rapela, C., Pankhurst, R.J., Baldo, E. y Saavedra, J. 2004. Sr, C and O isotope geochemistry and stratigraphy of Precambrian and lower Paleozoic carbonate sequences from the Western Sierras Pampeanas of Argentina: tectonic implications. *Precambrian Research* 131(1-2): 55-71.
- Gilbert, H., Beck, S. y Zandt, G. 2006. Lithospheric and upper mantle structure of Central Chile and Argentina. *Geophysical Journal International* 165: 383-398.
- Gilbert, H.J., Sheehan, A.F., Dueker, K.G. y Molnar, P. 2003. Receiver functions in the western United States with implications for upper mantle structure and dynamics. *Journal of Geophysical Research* 108(B5), 2229, doi:10.1029/2001JB001194.
- Heit, B., Yuan, X., Bianchi, M., Sodoudi, F., Kind, R. 2008. Crustal thickness estimation beneath the southern Central Andes at 30 degrees S and 36 degrees S from S wave receiver function analysis. *Geophysical Journal International* 174(1): 249-254.
- Introcaso, A., Pacino, M.C. y Fraga, H. 1992. Gravity, isostasy and Andean crustal shortening between latitudes 30°S and 35°S. *Tectonophysics* 205: 31-48.
- Jordan, T.E. y Allmendinger, R.W. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science* 286(10): 737-764.
- Langston, C.A. 1977. The effect of planar dipping structure on source and receiver response for constant ray parameter. *Bulletin of the Seismological Society of America* 67: 1029-1050.
- Ligorria, J. P. y Ammon, C. J. 1999. Iterative deconvolution and receiver function estimation. *Bulletin of the Seismological Society of America* 89: 1395-1400.
- Linkimer, L., Beck, S., Schwartz, S.Y., Zandt, G. y Levin, V. 2010. Nature of crustal terranes and the Moho in northern Costa Rica from receiver function analysis. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 11: Q01S19, 24 p.
- McGlashan, N.A., Brown, L.D., y Kay, S., 2008. Crustal thicknesses in the Central Andes from teleseismically recorded depth phase precursors. *Geophysical Journal International* 175: 1013-1022.

- Martínez, M.P., Perucca, L.P., Giménez, M.E. y Ruiz, F. 2008. Manifestaciones geomorfológicas y geofísicas de una estructura geológica profunda al sur de la sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(2): 264-271.
- Owens, T.J., Zandt, G. y Taylor, S.R. 1984. Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: a detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms. *Journal of Geophysical Research* 89: 7783-7795.
- Perarnau, M., Castro, B., Alvarado, P., Lopez, G., Saez, M., Gilbert, H. y Linkimer, L. 2010. Seismological and Petrological Crustal Structure in the Southwest of the Sierra de Pie de Palo, San Juan (Argentina). Joint Assembly, American Geophysical Union, Abstract: S23B-15, Foz de Iguazu.
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O. y Pérez, D.J. 2002. The Pampean flat-slab of the central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 59-78.
- Ramos, V.A. 2004. Cuyania, an exotic block to Gondwana: Review of a historical success and the present problems. *Gondwana Research* 7(4): 1009-1026.
- Regnier M., Chatelain, J.L., Smalley, R., Jr., Chiu, J.M., Isacks, B. y Araujo, M. 1992. Seismotectonics of Sierra Pie de Palo, a basement block uplift in the Andean foreland of Argentina. *Bulletin of the Seismological Society of America* 82: 2549-2571.
- Salftý, J.A. y Gorustovich, S. 1983. Paleogeografía de la cuenca del grupo Paganzo (Paleozoico Superior). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 38: 437-453.
- Stern, C.R. 2004. Active Andean volcanism; its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile* 31(2): 161-206.
- Vigny, C., Rudloff, A., Ruegg, J.C., Madariaga, R., Campos, J. y Alvarez, M. 2009. Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo gap, Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 175(1-2): 86-95.
- Vujovich, G.I., van Staal, C.R. y Davis, W. 2004. Age constraints on the tectonic evolution and provenance of the Pie de Palo Complex, Cuyania composite terrane, and the Famatinian orogeny in the Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. En Vujovich, G.I., Fernandes, L.A. D. y Ramos, V.A. (eds.) *Cuyania, an Exotic Block to Gondwana*, *Gondwana Research* 7(4): 1041-1056.
- Zambrano, J.J. y Suvires, G.M. 2008. Actualización en el límite entre Sierras Pampeanas occidentales y Precordillera Oriental, en la provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(1): 110-116.
- Zhu, L. y Kanamori, H. 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research* 105(B2): 2969-2980.

Recibido: 25 de febrero, 2010
 Aceptado: 3 de diciembre, 2010