

Estudio litosférico del Margen Continental Argentino: comportamiento isostático y derivaciones tectónicas

Guillermo Domingo Pizarro^{1,2,*}, Francisco Ruiz¹, María Alejandra Arecco^{3,4} y Marta Ghidella⁵

¹ Universidad Nacional de San Juan (UNSJ), Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Instituto Geofísico-Sismológico Ing. F. Volponi (IGSV), Ruta 12, km 17, Jardín de los poetas, C.P. 5407, Marquesado, Rivadavia, San Juan, Argentina.

² Universidad Nacional de San Juan (UNSJ), Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Departamento de Biología, Av. José Ignacio de la Roza Oeste 590, J5402DCS Rivadavia, San Juan, Argentina.

³ Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ingeniería, Instituto de Geodesia y Geofísica Aplicadas, Av. Paseo Colón 850 - C1063ACV, Buenos Aires, Argentina.

⁴ Universidad de la Defensa Nacional, Facultad de la Armada, Escuela de Ciencias del Mar, Av. Antártida Argentina 425, C1104AAD, Buenos Aires, Argentina.

⁵ Ministerio de Relaciones Exteriores, Comercio Internacional y Culto, Cancillería Argentina, Instituto Antártico Argentino, 25 de mayo 1143, San Martín, Buenos Aires, Argentina.

*guillepizarro@hotmail.com

RESUMEN

El presente trabajo es un estudio de la litosfera continental y oceánica en el Margen Continental Argentino. Estas investigaciones están basadas en datos geofísicos existentes en la zona correspondiente a la plataforma, talud, emersión y llanura abisal de Argentina, comprendida entre los 50° a 66° de longitud oeste y 36° a 50° de latitud sur. El mismo consiste en la obtención de un modelo de compensación isostática de la zona y su correlación con modelos existentes. Con el doble objetivo de evaluar el comportamiento isostático de la región y buscar mecanismos que permitan explicar su desarrollo, se consideran modelos de compensación local (mecanismo de Airy) y compensación regional (mecanismo Flexural). Siendo correlacionados con los modelos de a) Profundidad del Basamento y Espesores Sedimentarios, b) Profundidad de la Discontinuidad corteza-manto superior y c) Profundidad del Punto de Curie (CPD, *Curie Point Depth*), para analizar el estado isostático de la zona de cuencas *offshore*, adelgazamiento cortical y niveles astenosféricos, entre otras cosas.

El análisis comparativo de estos elementos permite determinar el grado de compensación isostática de esta zona, la geometría de las cuencas *offshore* en su relación con el adelgazamiento cortical y ascenso astenosférico, ubicar los sectores donde el manto superior estaría magnetizado, modelar la asimetría listrica de la cuenca del Colorado, determinar por primera vez los límites y geometría de los altos estructurales de Belén y San Javier y discutir las causas que dan origen a la gran profundidad del basamento en la Cuenca Argentina, entre otras como zonas de sepentinización y la zona de falla de transformación de Belén. De la misma manera se abren interrogantes que requieren nuevos análisis y estudios, como los relacionados al CPD en las cuencas

de Valdés, sectorizar la zona modelada para buscar un mejor ajuste de densidades, profundizar las causas de la gran batimetría de la Cuenca Argentina, entre otros.

Palabras clave: descompensación isostática; cuencas *offshore*; Profundidad del Punto de Curie; Moho gravimétrico.

ABSTRACT

This work is a study of the continental and oceanic lithosphere in the Argentine Continental Margin. These investigations are based on existing geophysical data in the area corresponding to the platform, slope, emersion and abyssal plain of Argentina, between 50° to 66° west longitude and 36° to 50° south latitude. It consists of obtaining a model of isostatic compensation of the area and its correlation with existing models. With the dual objective of evaluating the isostatic behavior of the region and searching for mechanisms to explain its development, models of local compensation (Airy mechanism) and regional compensation (flexural mechanism) are considered. In this study we use the models of a) Sedimentary Thickness and Basement Depth, b) Depth of the upper crust-mantle discontinuity and c) Curie Point Depth (CPD) in order to analyse the isostatic state of the offshore basin zone, crustal thinning and asthenospheric levels, among other things.

The correlation of these elements allows to determine the degree of isostatic compensation in this zone, geometry of the offshore basins in relation to crustal thinning and asthenospheric ascent, locate the sectors where the upper mantle would be magnetized, model the listric asymmetry of the Colorado basin, determine for the first time the limits and

geometry of the structural highs of Belén and San Javier and discuss the causes that give rise to the great depth of the basement in the Argentine Basin, among others like serpentinization zones and Belen transform zone. In the same way, questions arise that require new analyses and studies, such as those related to the CPD in the Valdés basins, sectorize the modelled area to seek a better density adjustment, deepen the causes of the great bathymetry of the Argentine Basin, among others.

Key words: isostatic decompensation; offshore basins; Curie Point Depth; gravimetric Moho.

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo es un estudio de la litosfera continental y oceánica en el Margen Continental Argentino. (MCA), entre los 50° a 66° (A – A') de longitud oeste y 36° a 50° (B – B') de latitud sur (Figura 1), en la zona correspondiente a la plataforma, talud, emersión y llanura abisal de Argentina (Figura 2). El mismo consiste en la obtención de un modelo de compensación isostática de la zona y su correlación con modelos existentes, con el doble objetivo de evaluar el comportamiento isostático de la región y buscar mecanismos que permitan explicar su desarrollo. Se considerarán modelos de compensación local (mecanismo de Airy) y compensación regional (mecanismo Flexural) y, a través del análisis comparativo con otros modelos, se analizará el estado isostático de la zona de cuencas *offshore*, adelgazamiento cortical y niveles astenosféricos.

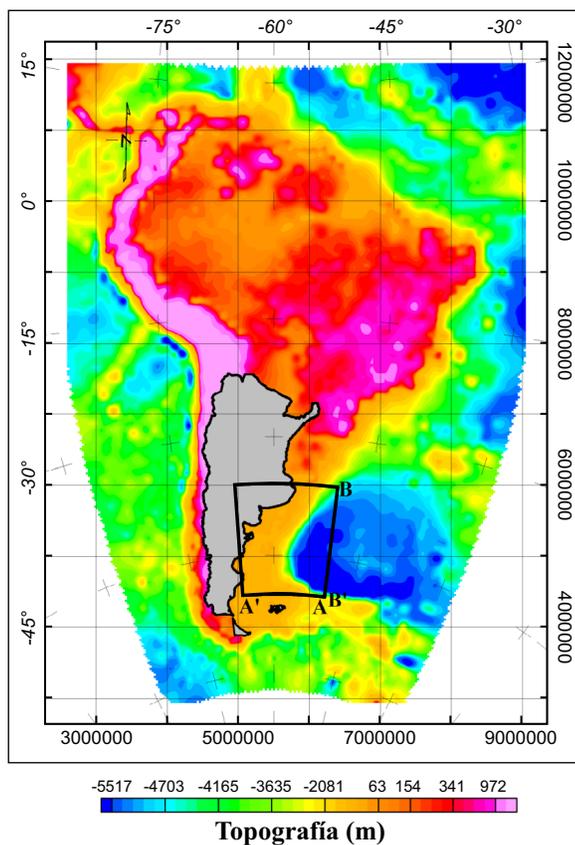


Figura 1. Topografía América del Sur (escala de colores), zona de estudio (línea negra gruesa). Figura en sistema de coordenadas Gauss-Krüger Faja 5, utilizado por el Instituto Geográfico Nacional de Argentina.

ANTECEDENTES

La Comisión Nacional del Límite Exterior de la Plataforma Continental (COPLA) realizó campañas geofísicas de adquisición de datos con sísmica 2D, gravimetría y magnetometría a fines del año 2001 y comienzos del 2002. Contando también con los estudios realizados por el Instituto Federal para Geociencias y Recursos Naturales de Hannover (BGR) de 1998 y 2004 y resultados de espesor sedimentario desde derrotas de cruceros geofísicos (Neben *et al.*, 2002).

Müller *et al.* (2008) elaboraron modelos digitales de edad, tasas de expansión y asimetrías de expansión de la corteza oceánica mundial. Celli *et al.* (2020) presentan un modelo tomográfico (SA2019) de la corteza, el manto superior y la zona de transición debajo del Atlántico Sur, América del Sur y África.

El estudio de la litosfera en el MCA, en cuanto a su geometría y estructuras tectónicas, ha sido el objetivo de diferentes trabajos, entre los que podemos citar los estudios sísmicos que aportan zonas estructurales regionales (Hinz *et al.*, 1999), segmentación del margen (Frankel *et al.*, 2007), profundidad del basamento y espesores sedimentarios (Figuras 3 y 4) (Pizarro *et al.*, 2016; Pizarro, 2020), límite de las cortezas continental-oceánica (Arecco *et al.*, 2016a, 2016b, 2018 y 2023; Arecco, 2018), profundidad de la discontinuidad corteza-manto superior (Figura 5) (Pizarro *et al.*, 2012; Arecco *et al.*, 2016b; Pizarro, 2020), interpretaciones de anomalías magnéticas en el margen argentino (Ghidella *et al.*, 1995 y 2017; Arecco *et al.*, 2018), profundidad del punto de Curie (Figura 6) y flujo térmico (Pizarro *et al.*, 2020; Pizarro, 2020).

MARCO GEOLÓGICO

La configuración estructural regional de la plataforma continental argentina se desarrolla en el sector suroriental del cratón del Río de la Plata y la parte oriental de la microplaca de la Patagonia, que fuera independiente del paleocontinente Gondwana en el Paleozoico temprano a medio (Ramos, 1988 y 2008; Rapallini, 2005). La tectónica de compresión asociada con la acreción cesó sólo durante la orogenia gondwaniana tardía, cerca del Paleozoico tardío (Ramos, 1996). El sector de la plataforma que se extiende al sur del río Colorado es una de las mesetas riolíticas mejor desarrolladas del mundo (Ramos, 1996).

La apertura del Océano Atlántico Sur, entre 126 a 137 Ma, se desarrolló a lo largo de una dorsal de dirección aproximadamente Norte – Sur. Fue la consecuencia de una progresiva extensión litosférica, que produjo en forma sucesiva la separación del supercontinente Gondwana y la generación de corteza oceánica (Rabinowitz y LaBrecque, 1979; Unternehr *et al.*, 1988; Nuernberg y Müller, 1991; Gladczenko *et al.*, 1997; Yrigoyen, 1999). Ocurrió el emplazamiento ígneo de Paraná-Etendeka, en el Cretácico Temprano (129 a 134 Ma) (Peate, 1997). Se produjeron en la corteza procesos de extensión y rupturas, algunas no alcanzaron la etapa de expansión oceánica y evolucionaron como cuencas aulacogénicas, como las cuencas del Salado y Colorado (Ramos, 1996 y 1999; Ramos y Turic, 1996; Introcaso *et al.*, 2002; Introcaso, 2003). Este mecanismo de extensión y flexohundimiento también dio origen al resto de las cuencas *offshore* de Argentina, Rawson, Valdés, San Jorge, San Julián, Austral, Malvinas Norte y Argentina (Barredo y Stinco, 2010; Baristead *et al.*, 2013; Pizarro *et al.*, 2016; Lovecchio *et al.*, 2019; Folguera *et al.*, 2020).

El Margen Continental Argentino posee más de 3000000 km² de superficie considerando la emersión continental (*continental rise*), es el producto de una compleja interacción de placas corticales. En este marco, se desarrollan cuatro tipos de márgenes (Violante *et al.*, 2017). Al norte de 55° de latitud sur (Violante *et al.*, 2017; fig. 3.4): A- el margen de extensión pasivo de tipo volcánico, típicamente divergente (Urien

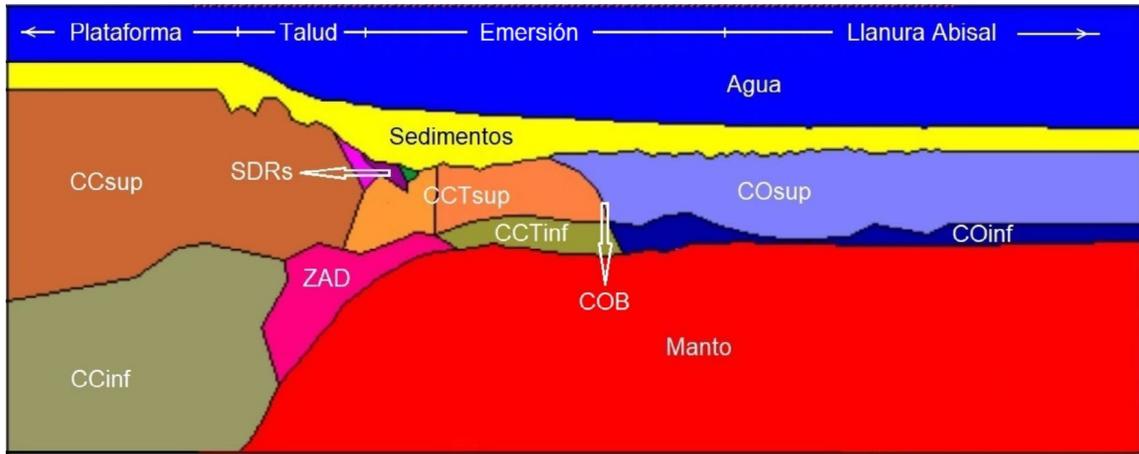


Figura 2. Modelo 2D de las principales características del MCA (sin escala), modificado de Arecco *et al.* (2016b). En él se observa la corteza continental superior (CCsup), corteza continental inferior (CCinf), zona de SDRs, zona de alta densidad (ZAD), transición corteza continental-oceánica superior (COTsup), transición corteza continental-oceánica inferior (COTinf), borde oceánico continental (COB), manto, corteza oceánica superior (COsup), corteza oceánica inferior (COinf), zona de sedimentos y agua.

y Zambrano, 1996; Hinz *et al.*, 1999; Esteban *et al.*, 2020), entre los 35° y 48° de latitud sur y B- el margen transcurrente-cizallado, activo y traslativo, a los 48° y 49° de latitud sur, al norte de las islas Malvinas y en dirección este-oeste, constituyendo el borde norte del Plateau de Malvinas. Al sur de 55° de latitud sur (Violante *et al.*, 2017; fig. 3.4), fuera de la zona de este estudio, los del tipo: C- el margen mixto, del tipo traslativo y convergente, un poco al norte del canal de Beagle (Turic *et al.*, 1996; fig. 2) (Marinelli *et al.*, 1996; fig. 2) y D- el margen

activo convergente, donde existen procesos de subducción, es el caso de las Antillas Menores y las islas Sandwich del Sur (Turic *et al.*, 1996).

El margen de tipo pasivo volcánico (MPV) está caracterizado por: *i*) ser estrecho, entre 60 y 120 km, *ii*) presentar cuñas basálticas inclinadas hacia el mar (Hinz *et al.*, 1999, *iii*) poseer cuerpos subplacados de alta velocidad (7.8–8 km/s) (Schnabel *et al.*, 2008), cuencas de rift y aulacogénicas (Ramos, 1996) y *iv*) presentar fallas de transformación (Franke *et al.*, 2007). El margen de tipo cizallado

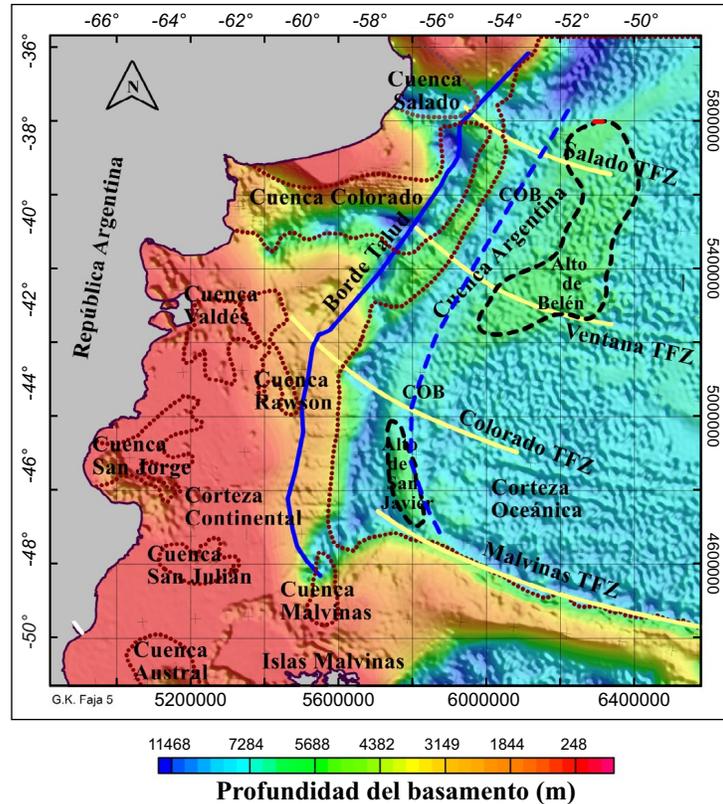


Figura 3. Profundidad del basamento (escala de colores), TFZs (líneas amarillas), altos estructurales (líneas de trazos negros), cuencas *offshore* (líneas de puntos marrones), COB (línea de trazos azul) y borde de talud (línea azul). Figura en sistema de coordenadas Gauss-Krüger Faja 5, utilizado por el Instituto Geográfico Nacional de Argentina.

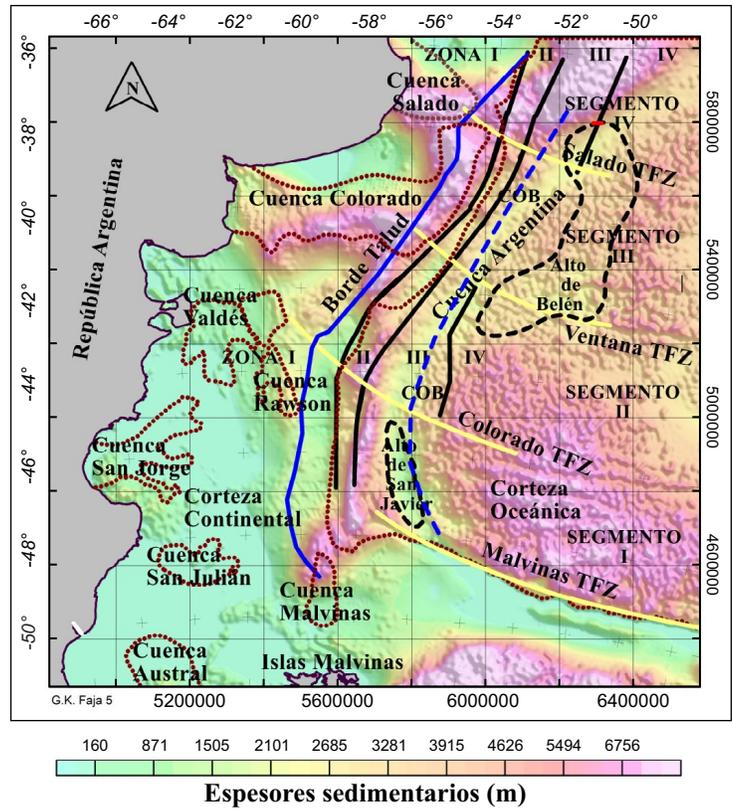


Figura 4. Espesores Sedimentarios (escala de colores), zonas estructurales regionales (Hinz *et al.*, 1999) (líneas negras), segmentación entre TFZs (Franke *et al.*, 2007) (líneas amarillas), alto estructural (líneas de trazos negras), cuencas *offshore* (líneas de puntos marrones), COB (línea de trazos azul) y borde de talud (línea azul). Figura en sistema de coordenadas Gauss-Krüger Faja 5, utilizado por el Instituto Geográfico Nacional de Argentina.

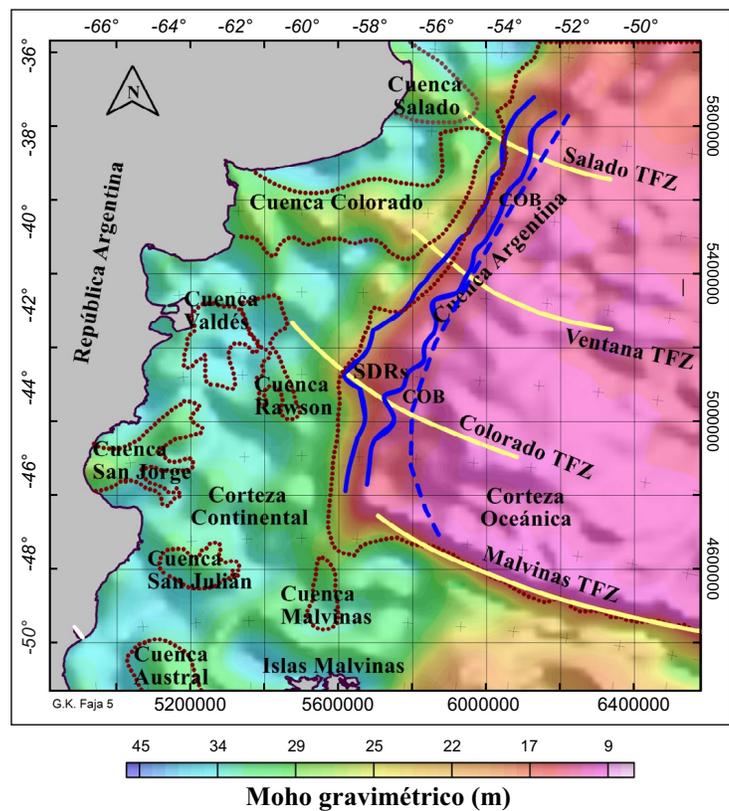


Figura 5. Moho gravimétrico (escala de colores), TFZs (líneas amarillas), COB (línea azul a trazos), SDRs (líneas azules) y cuencas *offshore* (líneas de puntos marrones). Figura en sistema de coordenadas Gauss-Krüger Faja 5, utilizado por el Instituto Geográfico Nacional de Argentina.

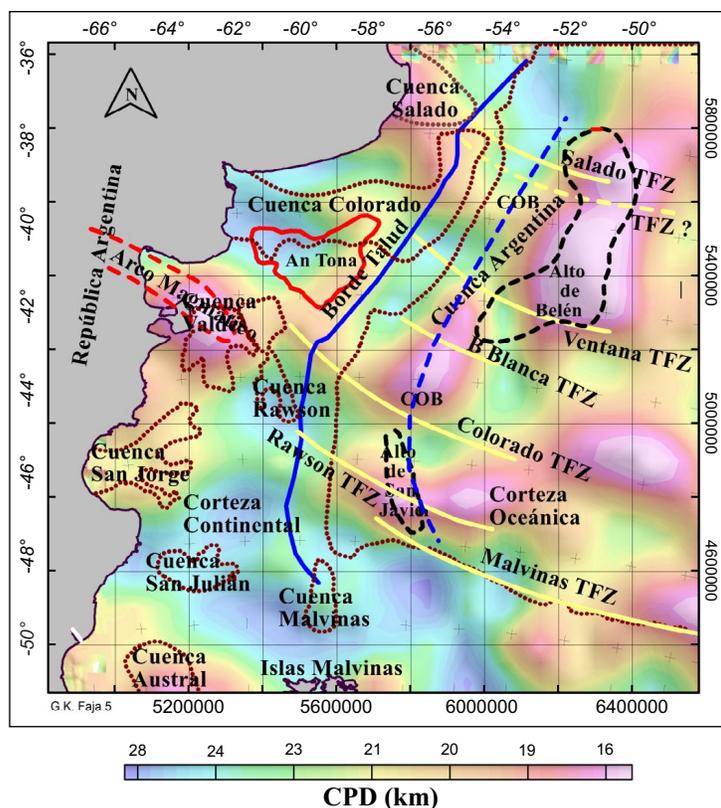


Figura 6. Mapa de CPD (escala de colores), borde de talud (línea azul), anomalía magnética Tona (línea roja), arco magmático (línea de trazos roja), altos estructurales (líneas de trazos negras), cuencas offshore (líneas de puntos marrones), TFZs (líneas amarillas) y TFZ propuesta (línea de trazos amarilla). Figura en sistema de coordenadas Gauss-Krüger Faja 5, utilizado por el Instituto Geográfico Nacional de Argentina.

(MCZ) está caracterizado por: *i*) una extensa escarpa (1100 km) correspondiente a la zona de falla de Malvinas-Agulhas (Ramos, 1996) con un rechazo de aproximadamente 2000 m, *ii*) una zona de falla de transformación (TFZ, *Transform Fracture Zone*) que separa dos basamentos, uno alto y liso hacia el sur y el otro bajo y rugoso hacia el norte, en coincidencia con máximas profundidades al lecho marino y *iii*) el extremo sur de la cuenca Argentina.

El sector del MCA que se ubica en el borde de extensión pasivo de tipo volcánico (Urien y Zambrano, 1996; Hinz *et al.*, 1999; Esteban *et al.*, 2020), se caracteriza por una significativa reducción del espesor de la corteza continental, de 29 a 6 km aproximadamente (Pizarro *et al.*, 2012; Arecco *et al.*, 2014 y 2023; Pizarro, 2020), a partir del talud (Figura 2). Se han detectado reflectores sísmicos intrabasamentales que inclinan hacia el mar (SDRs, *Seawards Dipping Reflectors*) característicos de los márgenes pasivos de tipo volcánico (Figura 2), formados por flujos basálticos, cuyo emplazamiento habría sido episódico en coincidencia con la segmentación producida por las zonas de fallas de transformación (TFZs, *Transform Fracture Zones*) del Salado, Colorado, Ventana y Malvinas (Franke *et al.*, 2007) (Figura 3).

Los SDRs se encuentran asociados a anomalías isostáticas y relacionados con la anomalía magnética mesozoica G (Rabinowitz y LaBrecque, 1979) (Figuras 2 y 5) que marcaría el inicio de la transición corteza continental-oceánica (COT, *Continental-Oceanic Transition*) (Blaich *et al.*, 2011; Arecco *et al.*, 2016a). El borde oceánico-continental (COB, *Continental-Oceanic Boundary*) (Figuras 2 a 6), es el límite entre el COT y la corteza oceánica, se encuentra sobre el margen oriental de la anomalía magnética G, su existencia y ubicación ha sido determinada a través de estudios sísmicos y gravimétricos (Arecco *et al.*, 2014, 2016a, 2016b y 2023).

FUENTES DE DATOS

Este estudio está basado en información gravimétrica de excelente cobertura y calidad en el área oceánica, proporcionada por el método geodésico "altimetría satelital" (Sandwell y Smith, 1997 y 2009; Smith y Sandwell, 1997; Sandwell *et al.*, 2014). Las derrotas de buques de exploración geofísica son escasas, se restringen a la región del talud (Franke *et al.*, 2007) y a las cuencas sedimentarias cercanas a la costa (Figuroa *et al.*, 2005). El producto de la combinación de resultados obtenidos de los sondeos de buques y datos de satélites, es una retícula topográfica de alta calidad. Se obtuvo una ventana cuadrículada de topografía (altimetría en continente y batimetría en océano), con resolución de $1' \times 1'$ (Sandwell y Smith, 2009) y otra de topografía del fondo oceánico (batimetría) con una resolución de $15''$ (Sandwell *et al.*, 2014; Tozer *et al.*, 2019) disponibles en <http://topex.ucsd.edu/marine_grav/mar_grav.html>. Esta última, representa una resolución promedio para el área de estudio de 460 m en la dirección N-S y 390 m en la dirección E-W, cuatro veces mayor que el anterior.

ESTUDIO ISOSTÁTICO

La isostasia es la condición de equilibrio gravitacional a la que tiende la litosfera y se fundamenta en el principio de Arquímedes, de manera que las masas topográficas se compensan por diferencias de densidades, principalmente, en niveles de corteza inferior-manto superior. Por este proceso la elevación de la superficie terrestre varía en respuesta a cambios de densidad en profundidad y/o cargas superficiales, con el fin de homogeneizar la presión de un área

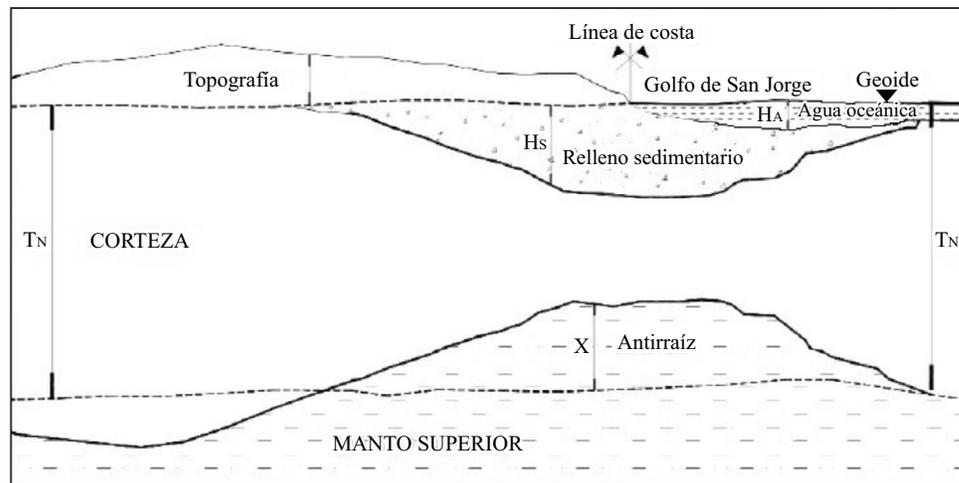


Figura 7. Esquema del comportamiento isostático local, bajo la hipótesis de Airy. Figura sin escala, tomada de Cornaglia *et al.* (2009, fig. 5).

considerada (Hernández Moraleda, 2012), es la manera en que la superficie topográfica está compensada en profundidad (Pedraza, 2015).

Con el doble objetivo de evaluar el comportamiento isostático de la región y buscar mecanismos que permitan explicar su desarrollo, se consideran modelos de compensación local (modelo de Airy) y compensación regional (modelo Flexural). Se consideraron las siguientes densidades.

Agua de mar = 1.03 g/cm ³ .	Corteza continental = 2.9 g/cm ³ .
Sedimentos = 2.45 g/cm ³ .	Manto = 3.30 g/cm ³ .

Modelo de Airy

El modelo de Airy explica satisfactoriamente variaciones en la estructura de la corteza asociadas con montañas y márgenes continentales. Es una hipótesis de compensación local, la columna de masas está compensada directamente por debajo, con densidades de corteza y manto constantes, donde se adopta un espesor normal de corteza (Airy, 1855), entre 30 y 40 km como valores más probables (Introcaso, 2006) (Introcaso, 2006; fig. 4.25). En este modelo, cuando la compensación isostática está completa, la deficiencia de masas de la raíz es igual al exceso de carga en la superficie y viceversa. Así a una montaña le corresponde una raíz, lo que implicaría un engrosamiento cortical, mientras que en los océanos corresponde una raíz negativa (antirraíz), es decir un adelgazamiento cortical. A una cierta profundidad de compensación la presión ejercida por toda la columna cortical, situada por encima, es igual en todos sus puntos. La presión es entonces hidrostática, como si el interior se tratara de un fluido (Airy, 1855).

La evaluación isostática exige construir un modelo de comparación perfectamente compensado (Martínez *et al.*, 1994 y 2000; Ruiz e Introcaso, 1998; Giménez *et al.*, 2009; Cornaglia *et al.*, 2009; Pedraza, 2015). Según el concepto de Airy, esto significa que la columna sedimentaria de una cuenca debería estar compensada por una antirraíz desde la base de la corteza normal (Figura 7) (Cornaglia *et al.*, 2009; fig. 5).

En este trabajo se elaboró un modelo 3D de corteza en equilibrio isostático, a partir de la batimetría y de los valores de isobatas de basamento del modelo de espesores sedimentarios (Pizarro *et al.*, 2016; Pizarro, 2020). Se tomaron bloques cuadrados de 30×30 km, con el objeto de promediar la carga y acercar el modelo al proceso de flotación, ya que la flotación no debe considerarse en sentido ordinario

sino entenderse como un proceso plástico que necesita miles de años (10000 a 15000 años, por ejemplo) (Introcaso, 2006). Se obtuvieron las antirraíces compensadoras mediante la ecuación 1 (Cornaglia *et al.*, 2009):

$$TN r_C = H_W r_W + H_S r_S + (TN - H_W - H_S - X) r_C + X r_M \quad (1)$$

$$X = [TN r_C - H_W r_W - H_S r_S - (TN - H_W - H_S) r_C] / (r_M - r_C)$$

donde:

X es espesor de antirraíz.

TN es espesor de la corteza normal.

H_W es espesor de agua, H_S es espesor de sedimentos.

r_W es densidad del agua, r_S es densidad de los sedimentos.

r_M es densidad del manto y r_C es densidad de la corteza.

Los contrastes de densidades y espesores de sedimentos fueron obtenidos del modelo gravimétrico de espesores sedimentarios (Pizarro *et al.*, 2016; Pizarro, 2020) y profundidad de la discontinuidad corteza-manto superior (Pizarro *et al.*, 2012; Arecco *et al.*, 2016b; Pizarro, 2020). Se adoptó un espesor de corteza estandarizada o normal de 35 km en función de los valores obtenidos (Introcaso, 2003; Arecco *et al.*, 2016b; Pizarro, 2020).

Mapa de profundidad del Modelo de Airy

Se obtuvo un mapa de profundidad del Moho isostático según el modelo de Airy (Figura 8), con los valores obtenidos del modelo isostático de corteza compensada. Los valores de profundidad del Moho disminuyen a partir de la zona de emplazamiento de los SDRs, en la zona de corteza oceánica son más superficiales (entre 10 y 24 km, aproximadamente) que en la continental (entre 20 y 35 km, aproximadamente). En la corteza continental, los sectores de las cuencas *offshore*, tienen menor profundidad que su entorno. Las cuencas del Salado y Colorado exhiben una elevación del manto, que continúa hasta la zona del talud continental. Las cuencas Austral, San Julián, San Jorge y Valdés, en menor medida, presentan escasa elevación del manto, tanto en éste como en el modelo gravimétrico. Pese a que el contraste de densidad adoptado, para estos modelos, ha mostrado una buena correlación con información sísmica (Pizarro *et al.*, 2016; Arecco *et al.*, 2014, 2016a, 2016b y 2023; Franke, *et al.*, 2007; Schnabel, *et al.*, 2008) y ajuste a nivel regional (cuenca del Colorado, Salado y Argentina) (Franke, *et al.*, 2002), podría existir una variación de densidades a nivel local, que requeriría un estudio de estos sectores en

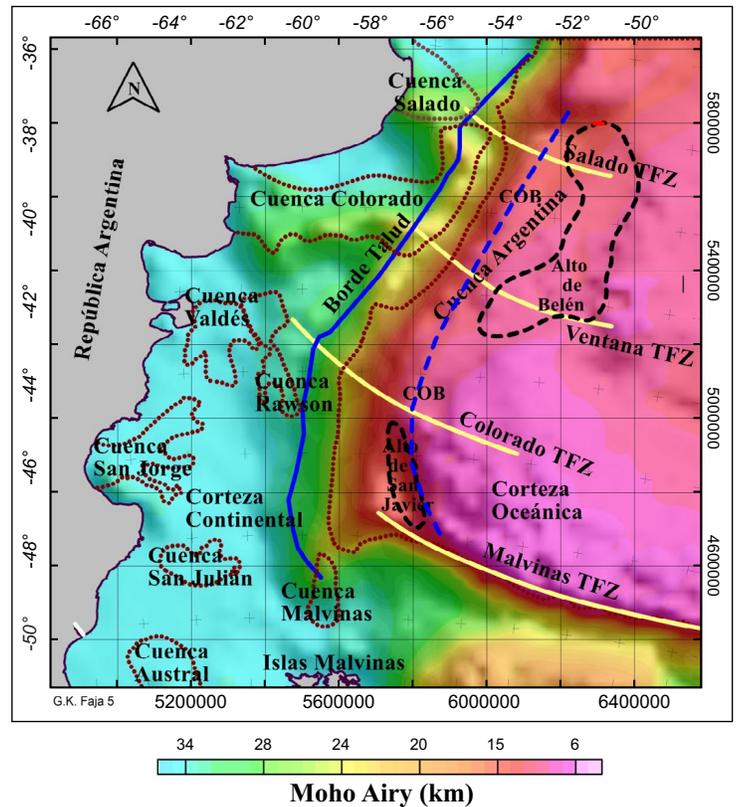


Figura 8. Moho de Airy (escala de colores), borde de talud (línea azul), COB (línea de trazos azul), altos estructurales (líneas de trazos negras), cuencas offshore (líneas de puntos marrones) y TFZs (líneas amarillas). Figura en sistema de coordenadas Gauss-Krüger Faja 5, utilizado por el Instituto Geográfico Nacional de Argentina.

particular. La existencia de una corteza menos densa que la propuesta, en estos sectores, sería una posible causa de estas observaciones.

Estos valores de profundidad fueron comparados con los del modelo gravimétrico (Figura 5) (Pizarro *et al.*, 2012; Arecco *et al.*, 2016b; Pizarro, 2020). Asumiendo que el modelo gravimétrico es una distribución de masas que se aproxima razonablemente a la posición real de la discontinuidad corteza-manto superior y el modelo isostático representa la posición ideal de esa discontinuidad bajo la hipótesis de equilibrio hidrostático, la diferencia entre ellas corresponde al grado de descompensación isostática de la región.

Para la zona de corteza oceánica el Moho isostático local (Airy) es menos profundo que el gravimétrico, mostrando un ajuste que resulta poco satisfactorio. En corteza continental los valores isostáticos son más profundos que los del modelo calculado por inversión gravimétrica en los sectores de cuencas offshore, mostrando una buena correlación entre ellos. La elevación del manto mostrada por el modelo isostático en la cuenca del Colorado se encuentra al sur de la observada en el modelo gravimétrico, mostrando una asimetría en el adelgazamiento cortical a la que nos referiremos más adelante.

Modelo Flexural Elástico

Mientras las hipótesis isostáticas de Airy y Pratt plantean modelos de compensación local, gracias a variaciones del espesor cortical para una litosfera sin rigidez y de la densidad litosférica para una litosfera rígida, respectivamente. El mecanismo de compensación regional (Vening Meinesz, 1931) considera una litosfera elástica con rigidez flexural. Más conocido como modelo de isostasia regional o flexión litosférica, donde la litosfera actúa como una placa elástica y su rigidez flexural inherente distribuye la carga topográfica sobre una región (regional) y no por columnas (local) (Ruiz e Introcaso, 1998; Hernández Moraleda, 2012; García *et al.*, 2018).

El modelo de Vening Meinesz considera a la topografía como

una carga en la superficie de la corteza, que causaría un combamiento de la misma, una raíz más amplia que la calculada por la hipótesis de Airy debido a que la carga sería soportada en parte por la rigidez de la corteza (Vening Meinesz, 1931). Para el caso de litosfera oceánica, la descarga topográfica inherente a la cuenca oceánica genera una deflexión flexural. El espesor elástico de una determinada región de la litosfera, también conocido como espesor elástico equivalente de la litosfera, es el espesor que debería tener una placa ideal (delgada, elástica y homogénea) para reproducir su comportamiento flexural (Pedraza, 2015). La litósfera, como capa externa resistente de la Tierra, es una lámina con cierta rigidez que descansa sobre una capa terrestre que en escalas de tiempo geológicas se comporta como un fluido viscoso (astenosfera) y tiende a alcanzar el equilibrio isostático. La flexión o curvatura depende de las propiedades elásticas (módulo de Young: E) de la litosfera (Watts, 1978; Ruiz e Introcaso, 1998; Hernández Moraleda, 2012) (Figura 9).

Al relacionar la flexión observada o la flexión de la litosfera con las cargas superficiales conocidas, podemos deducir las propiedades elásticas y los espesores de las placas con un modelo numérico flexural. En este análisis la litosfera y astenosfera terrestres son modeladas como una delgada capa elástica y un substrato fluido, respectivamente (Turcotte y Schubert, 1982, 2002 y 2014). La litosfera se flexiona bajo la carga superficial P_t y se obtiene la flexión vertical w (Ruiz e Introcaso, 1998) a través de las expresiones 2 a 8 (Turcotte y Schubert, 2002).

El caso más simple es una placa plana, infinitamente larga, de espesor T y ancho L , fija en sus extremos, que se flexiona bajo la carga de una fuerza lineal P_x [Nm^{-1}] aplicada en su centro. La flexión de la placa se puede determinar planteando la ecuación de equilibrio estático para todas las fuerzas y momentos, donde la simetría de la situación requiere que se apliquen fuerzas verticales iguales $P_x / 2$ en los soportes (Turcotte y Schubert, 2002; fig. 3.9). Se supone que la placa es delgada en comparación con su ancho, $T \ll L$, y la deflexión vertical de la placa

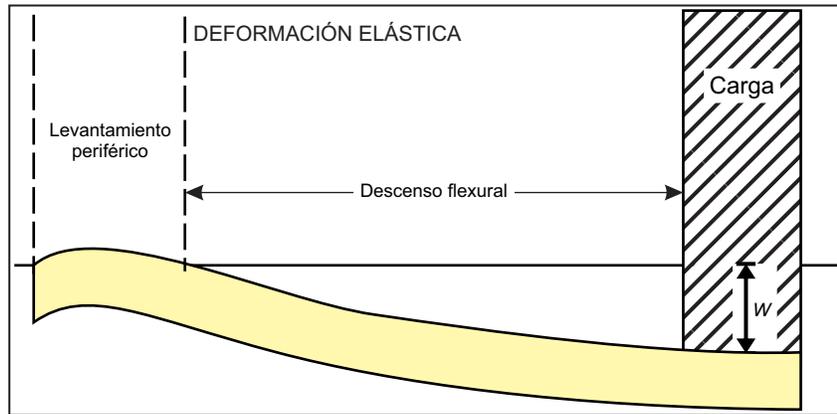


Figura 9. Esquema del comportamiento flexural de la litosfera. Figura sin escala, tomada de Ruiz e Introcaso (1998).

w se considera pequeña, $w \ll L$. Esta última suposición es necesaria para justificar el uso de la teoría elástica lineal. La deflexión de la placa se puede determinar por la expresión 2:

$$D \frac{d^4 w}{dx^4} = P(x) + F \frac{d^2 w}{dx^2} \quad (2)$$

donde:

D es la constante de rigidez flexural de la placa.

F es la resultante de las fuerzas horizontales.

D tiene dimensiones de momento y caracteriza la flexión de la placa, manteniendo la relación proporcional con E (módulo de Young) y Te (espesor elástico), ν es el coeficiente de Poisson, según la expresión 3:

$$D = \frac{ETe^3}{12(1-\nu^2)} \quad (3)$$

La rigidez flexural D determina tanto la máxima longitud de onda como la máxima amplitud de la flexión de la placa que produce una carga aplicada. En términos generales, D se encuentra entre 10^{21} y 10^{24} N × m para litosferas oceánicas y para litosferas continentales entre 10^{22} y 10^{24} N × m.

En el marco de la tectónica de placas, a escalas de tiempo geológicas, la litosfera se comporta como una viga elástica que flota sobre una astenosfera débil que puede fluir lateralmente. Así la carga P(x) debe computarse agregando términos que tengan en cuenta la flotación o empuje del fluido desplazado, debido al hundimiento de la corteza en el manto. La ecuación para la flexión de la capa litosférica, considerando que no existen fuerzas horizontales ($F=0$) aplicadas, queda de la forma 4:

$$D \frac{d^4 w}{dx^4} + (\sigma_m + \sigma_c)gw = Pt(x) \quad (4)$$

Así, para una rigidez flexural D constante, en una placa bidimensional ($-\infty < y < \infty$) y para una carga lineal Pt aplicada en $x=0$, la solución general está dada por expresión 5:

$$w = e^{x/a} \left(c_1 \cos \frac{x}{a} + c_2 \sen \frac{x}{a} \right) + e^{-x/a} \left(c_3 \cos \frac{x}{a} + c_4 \sen \frac{x}{a} \right) \quad (5)$$

donde:

c_1, c_2, c_3 y c_4 , son constantes a determinar por las condiciones de borde.

α es el parámetro flexural.

El parámetro a se conoce como parámetro flexural, tiene unidades de longitud y determina la amplitud y longitud de onda de la flexión de la placa. Es función de la rigidez flexural, la gravedad g y las densidades de la placa elástica σ_c y del substrato σ_m , dado por la expresión 6:

$$a = \left[\frac{4D}{(\sigma_m - \sigma_c)g} \right]^{1/4} \quad (6)$$

Debido a las condiciones de simetría sobre $x=0$, sólo hace falta determinar $x \geq 0$ para w. Las condiciones para este caso son que $w \rightarrow 0$ cuando $x \rightarrow \infty$ y $dw/dx = 0$ en $x=0$. Claramente, c_1 y c_2 , deben ser cero y $c_3 = c_4$. Siendo la constante c_3 proporcional a Pt, fórmula 7:

$$c_3 = \frac{Pa^2}{8D} \quad (7)$$

La expresión para w queda de la forma 8:

$$w = \frac{Pa^2}{8D} e^{-x/a} \left(\cos \frac{x}{a} + \sen \frac{x}{a} \right); x \geq 0 \quad (8)$$

Usando este modelo es posible, a partir de realizar estimaciones de la rigidez flexural, obtener las deformaciones regionales elásticas en la vecindad de las cargas y viceversa.

Mapa de Profundidad del Moho Elástico

Utilizando la expresión (8) se calculó la flexión de la litosfera, explorando distintos valores de rigidez flexural, para valores de Te de 1, 5, 10, 15 y 20 km. El contraste de densidad adoptado para corteza continental-manto superior, al igual que en los modelos gravimétricos, fue de -0.40 gr/cm^3 (Pizarro et al., 2012 y 2016; Arecco et al., 2016b; Pizarro, 2020). Se computó la carga del espesor de agua y sedimentos, a partir de la topografía del fondo oceánico y modelo de espesores sedimentarios (Sandwell et al., 2014; Pizarro et al., 2016; Tozer et al., 2019). Adoptando un Te de 5 km por su mejor ajuste al modelo gravimétrico en la zona de corteza oceánica, en coincidencia con los valores mencionados por Tassara et al. (2007), de espesor elástico inferior a 10 km en varias regiones de las placas oceánicas y márgenes continentales.

Se elaboró un modelo 3D de corteza en equilibrio isostático. La carga se computó promediando el espesor de la columna de agua en celdas cuadrados de 50×50 km, para producir una carga suficiente y generar un modelo comparable al proceso de flexión (Introcaso, 2006) (Introcaso, 2006; fig. 4.29) (Figura 9).

El Moho flexural se obtuvo asumiendo:

Módulo de Young: $E = 1 \times 10^{11} \text{ N/m}^2$

Coficiente de Poisson: $\nu = 0.25$

Te = 5 km

Los valores obtenidos indican una marcada disminución en la profundidad del Moho flexural elástico entre la zona del talud continental y el COB, de 30 a 15 km de profundidad, aproximadamente (Figura 10).

Estos valores de profundidad fueron comparados con los del modelo gravimétrico (Pizarro *et al.*, 2012; Arecco *et al.*, 2016b; Pizarro, 2020) mostrando una gran concordancia en las zonas de corteza continental, con adelgazamientos corticales más leves que el modelo de Airy bajo las cuencas *offshore*, y algo más superficial en corteza oceánica, con mejor concordancia que el modelo de Airy.

DISCUSIÓN

Para analizar los resultados se trazaron perfiles de comparación (Figuras 11 y 12). En ellos se muestra la batimetría (Figura 1), profundidad de basamento (Figura 3), Moho gravimétrico (Figura 5), CPD (Figuras 6 y 11), Moho de Airy (Figura 8) y Moho Flexural (Figura 10).

El mapa de profundidad del basamento cristalino, del Modelo de Espesores Sedimentarios (Pizarro *et al.*, 2016; Pizarro, 2020), indica que el basamento oceánico posee una profundidad de entre 5 y 7 km, aproximadamente (Figura 3). Las mayores profundidades se encuentran debajo de la Cuenca Argentina, donde Müller *et al.* (2008) determinan una anomalía residual negativa en la profundidad del basamento (Müller *et al.*, 2008; fig. 11), la que sería producida por un flujo astenosférico descendente de origen profundo (Steinberger, 2007; Müller *et al.*, 2008). Celli *et al.* (2020) identifican una litosfera inusualmente gruesa y con alta velocidad de ondas sísmicas, debajo de la mayor parte de la Cuenca Argentina (Celli *et al.*, 2020; fig. 21c), sugiriendo que su profundidad anormalmente elevada puede explicarse, en gran medida, por la flotabilidad litosférica isostática negativa.

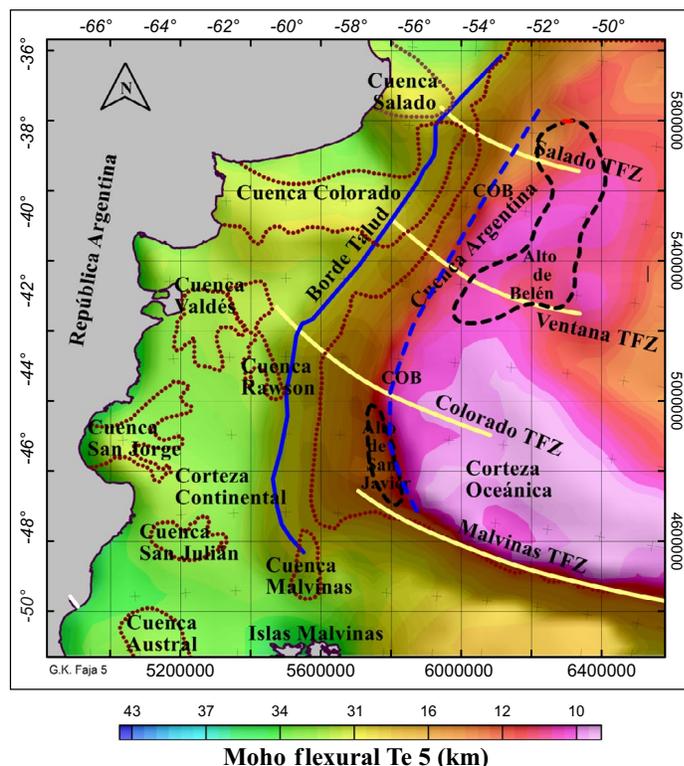
También se observa la presencia de dos elevaciones del basamento (Figura 3). La primera está ubicada entre la zona de emplazamiento de los SDRs y el COB, de E-W, y las zonas de transformación del Colorado y Malvinas, de N-S. Alcanza unos 2000 m de altura respecto del basamento que lo circunda, tiene unos 65 km de ancho y 240 km de

largo (Pizarro *et al.*, 2016; Pizarro, 2020). Es el Alto de San Javier y su existencia ha sido corroborada con información sísmica (Franke *et al.*, 2010), ubicándolo junto a los SDRs exterior, hacia el COB, dentro de la corteza de transición continental-oceánica (COT) (Figuras 3, 4, 6, 8, 10 y 11). Según Franke *et al.* (2007) los SDRs exteriores indicarían la última fase de la actividad volcánica antes del inicio de la expansión normal continua del lecho marino, el Alto de San Javier estaría relacionado con esa fase (Figura 11). La segunda es el Alto de Belén (Pizarro, 2020), una meseta que se alza unos 1200 m sobre su entorno, en dirección S-N, desde un poco más al norte de la TFZ de Bahía Blanca (al sur) hasta más allá de la TFZ del Salado (al norte) (Figuras 3, 4, 6, 8, 10, 11 y 12) (Figura 12; Perfiles AA', BB', CC' y EE'). El Alto de Belén posee espesores corticales mayores que los de su entorno, la batimetría del basamento se aproxima a los 5 km, la profundidad del punto de Curie alcanza el nivel cortical y los modelos isostáticos la muestran como una zona levemente subcompensada. Se habría generado en un proceso normal de formación del fondo oceánico, en la etapa de expansión continua del lecho marino, con buen aporte de material astenosférico.

Las cuencas *offshore*, en corteza continental, se manifiestan como zonas de adelgazamiento cortical, sobrecompensadas y en estado de subsidencia (Introcaso *et al.*, 2002), en concordancia con ascenso de material astenosférico y profundidades someras del punto de Curie (Figuras 6, 11 y 12) (Figura 12; Perfiles AA' a DD'). Las cuencas del Salado y Colorado muestran esta correlación hasta la zona del talud continental (Figuras 3, 5, 6 y 12) (Figura 12; Perfiles AA' y DD'), evidenciando su origen aulacogénico (Ramos, 1996 y 1999; Pizarro *et al.*, 2016). No sucede lo mismo en la cuenca del Golfo San Jorge (Figuras 3, 5, 6 y 12) (Figura 12; Perfil DD'), sustanciando la definición de *rift* continental (Barredo y Stinco, 2010) o cuenca intracratónica vinculada a estructuras extensionales del Neocomiano (Folguera *et al.*, 2020).

Müller *et al.* (2008) mencionan a la Cuenca Argentina como una zona de anomalía residual negativa de profundidad del basamento. Basados en tomografías sísmicas (Steinberger, 2007), atribuyen estas

Figura 10. Moho Flexural Elástico para $T_e = 5$ km (escala de colores), borde de talud (línea azul), COB (línea de trazos azul), altos estructurales (líneas de trazos negras), cuencas *offshore* (líneas de puntos marrones) y TFZs (líneas amarillas). Figura en sistema de coordenadas Gauss-Krüger Faja 5, utilizado por el Instituto Geográfico Nacional de Argentina.



anomalías al flujo astenosférico descendente provocado por el material de placa subductada que se hunde debajo de la región.

Celli et al. (2020) identifican una litosfera rápida y anormalmente gruesa debajo de la mayor parte de la Cuenca Argentina, en coincidencia con la anomalía residual negativa de profundidad del basamento (Müller et al., 2008). Sugieren que su excesiva profundidad puede explicarse por la flotabilidad litosférica negativa debida a la isostasia. También observan el efecto del extremo de la placa de Nazca, subductada desde Chile, que llega hasta la cuenca.

Los modelos isostáticos muestran una corteza oceánica más delgada que la gravimétrica, sobre la Cuenca Argentina, lo que indicaría una litosfera subcompensada (Figuras 5, 8, 10 y 12) (Figura 12; Perfiles AA' a CC'), en coincidencia con la anomalía de profundidad cortical (Müller et al., 2008) o de litosfera gruesa y densa (Celli et al., 2020). Teniendo en cuenta que en los sectores donde CPD se profundiza a niveles del manto (15 a 20 km), la batimetría del basamento es mayor (entre 6 a 8 km) y los niveles del Moho gravimétrico se encuentran por debajo del de los modelos isostáticos (posible subcompensación isostática), ambas teorías (Müller et al., 2008 y Celli et al., 2020) resultan coherentes en la región. La teoría del flujo astenosférico descendente explicaría la anomalía de profundidad del basamento en la Cuenca Argentina y la teoría de la serpentinización del manto, la profundización del punto de Curie (Figuras 3, 5, 6, 8, 10 y 11). Sin poder precisar la razón de la litosfera inusualmente gruesa y con alta velocidad de ondas sísmicas, propuesta por Celli et al. (2020).

El sector correspondiente al Alto de Belén, al contrario de la Cuenca Argentina (Figuras 3, 4, 6, 8, 10, 11 y 12) (Figura 12; Perfiles AA', BB', CC' y EE'), no tendría anomalías de profundidad del basamento, el CPD alcanza el nivel del Moho y estaría isostáticamente subcompensada.

El modelo de CPD (Pizarro et al., 2020; Pizarro, 2020) muestra sectores oceánicos donde ésta se encuentra por debajo de la discontinuidad corteza-manto superior (Figuras 6, 11 y 12). La existencia de un manto

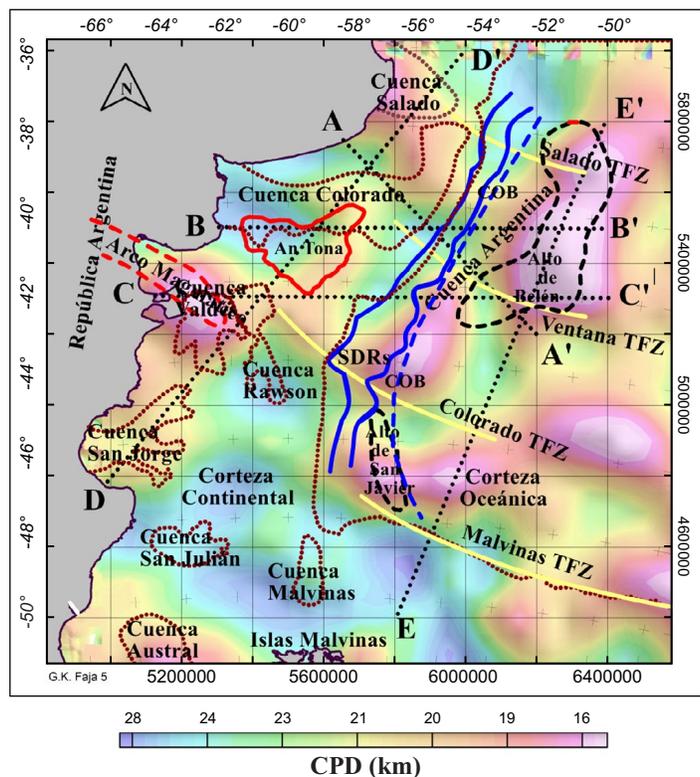
magnetizado plantea la presencia de una composición mineralógica que incide en la profundización del punto de Curie (Rosales-Rodríguez et al., 2014). Las serpentinitas que contienen magnetita generada a partir de la hidratación de los minerales del manto superior son buenas candidatas para producir la magnetización del manto superior (Li et al., 2013; Ranero et al., 2003; Manea and Manea, 2008).

La existencia de tres sectores conspicuos de profundidades someras del punto de Curie (Figuras 6 y 11) demarcados, limitados o controlados por lineamientos de CPD más profundos, en coincidencia con la traza de las TFZs de Malvinas, Colorado y Ventana, se debería a la serpentinización *in situ* del manto superior por la infiltración de agua de mar a través de grandes fallas de transformación (Dyment et al., 1997; Li y Lee, 2006; Delescluse y Chamot-Rooke, 2008; Dziak et al., 2000; Manea and Manea, 2008). De igual manera se explicaría la coincidencia de las TFZs de Bahía Blanca en el tercer sector de someridad (segmento I) y Rawson en el segundo sector de someridad (segmento II) (Franke et al., 2007; Arecco et al., 2018), con lineamientos de profundización de CPD. La observación de un efecto similar en el primer sector (segmento III), al sur de la TFZ del Salado, indicaría la existencia de una TFZ (TFZ de Belén) o falla asociada a la amplia zona de transformación del Salado (Figura 6).

Ambos análisis isostáticos, local y regional, indica una litosfera débil en la región, por lo cual se adopta una corteza normal de 35 km y con T_e de 5 km, respectivamente (Figuras 8 y 10). En corteza continental el modelo de Airy (hipótesis local) define mejor los adelgazamientos corticales de las cuencas y en corteza oceánica el modelo flexural se ajusta mejor al modelo gravimétrico (Figuras 5 y 12). Esto indicaría un cambio de rigidez flexural entre la corteza continental y oceánica de $T_e = 0$, correspondiente al modelo sin rigidez de Airy, a $T_e = 5$ km, correspondiente al modelo flexural.

La cuenca del Colorado no muestra un adelgazamiento cortical simétrico que responda a la hipótesis isostática en el modelo de

Figura 11. Mapa de CPD (escala de colores), traza de perfiles (línea de puntos negras) (Figura 12), anomalía magnética Tona (línea roja), arco magmático (línea de trazos roja), altos estructurales (líneas de trazos negras), zona SDRs (línea azul), COB (línea de trazos azul), cuencas offshore (líneas de puntos marrones) y TFZs (líneas amarillas). Figura en sistema de coordenadas Gauss-Krüger Faja 5, utilizado por el Instituto Geográfico Nacional de Argentina.



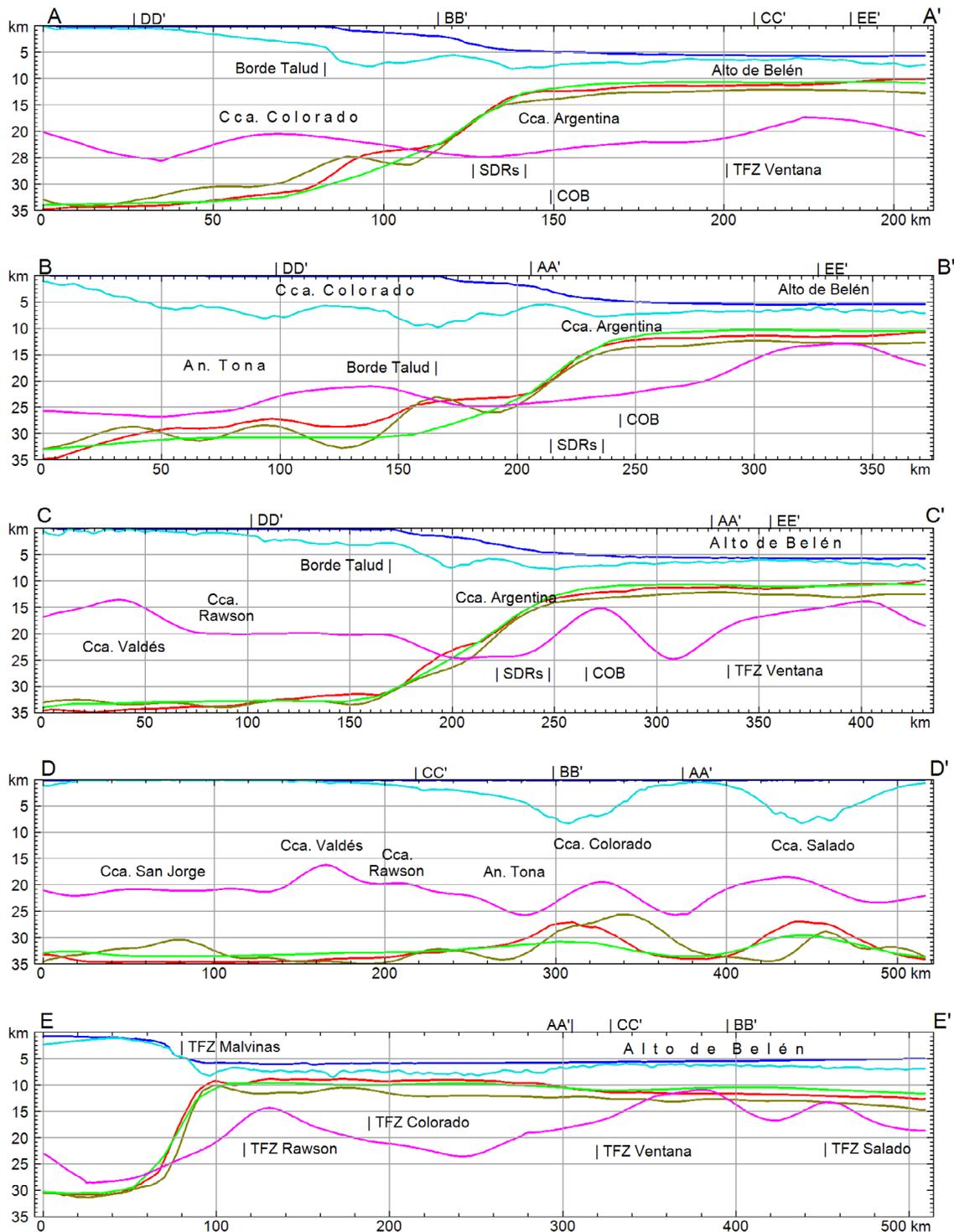


Figura 12. Perfiles AA', BB', CC', DD' y EE'. Batimetría (línea azul), basamento (línea celeste), Moho Airy (línea roja), Moho gravimétrico (línea marrón), Moho flexural (línea verde) y CPD (línea rosada). En la figura se observan las intersecciones con otros perfiles y la ubicación de las principales estructuras como cuencas, TFZs, anomalía Tona, Alto de Belén, COB, borde de talud y SDRs.

Airy (Figura 8). Su adelgazamiento cortical obtenido por inversión gravimétrica, en coincidencia con los valores someros de CPD (Figuras 3, 5 y 6), se encuentran desplazados hacia el norte (Figura 12; Perfil DD'). La pendiente de su margen norte es más suave que la pendiente de su margen sur. Esta asimetría estaría indicando una inclinación hacia el sur de cizalla maestra que controló el sistema de *rift* (Ramos,

1996), cuyo rasgo principal es el contraste de espesores corticales entre los márgenes norte y sur de la cuenca (Ramos, 1996; fig. 9). Pángaro *et al.* (2011) identifican dos zonas de cizallamiento profundamente arraigadas de orientación NE e inclinación al O. Estas zonas de cizallamiento se encuentran al norte de la anomalía Tona, límite sur de la cuenca. Arecco *et al.* (2018) interpretan fallas orientadas en la

dirección de los estratos sedimentarios paleozoicos, en la cuenca (entre los 8 y 12 km de profundidad) y otra serie de fallas al norte de Tona (entre los 12 y 24 km de profundidad), ambas con inclinación sur-oeste (Arecco et al., 2018; fig. 9). Estas evidencias sugieren la presencia de un *rift* asimétrico por fallamiento extensivo, con profundas fallas al sur, plano de despegue hacia el norte en la orientación de los sedimentos paleozoicos y fallas de gran longitud y escaso desplazamiento al norte (Pángaro, 2013; fig. 1.8).

La Cuenca de Valdés presenta la isoterma de Curie más somera de la corteza continental (13 km) (Figuras 6 y 11), sin adelgazamiento cortical concordante. Tampoco definen un adelgazamiento cortical pronunciado las cuencas de Rawson y Golfo San Jorge (Figuras 3, 5, 8 y 12) (Figura 12; Perfiles CC' y DD'). Pese a que los valores de densidad, adoptados en los modelos, han mostrado una buena correlación con información sísmica (Pizarro et al., 2016; Arecco et al., 2014, 2016a, 2016b y 2023; Franke, et al., 2007; Schnabel, et al., 2008) y ajuste a nivel regional (cuenca del Colorado, Salado y Argentina) (Franke, et al., 2002), la falta de ajuste en estos sectores requeriría un estudio más específico o localizado de los mismos. Una densidad de corteza menor a la adoptada para el modelo (Figura 3) (Pizarro et al., 2016), sería una posible causa para este efecto. De esta manera se calcularía un espesor de sedimentos menor al esperado y, también, una elevación del Moho menor a la esperada, como adelgazamiento cortical de las cuencas. A la vez, puede ocurrir que CPD en la cuenca de Valdés, que se encuentra en la prolongación del arco magmático septentrional (Ramos, 2008) (Figuras 1 y 6), no esté indicando la base de la corteza magnetizada. De modo que el análisis espectral haya determinado un contraste en magnetizaciones intracorticales, en lugar de CPD, o que las magnetizaciones estén correlacionadas, apartándose del modelo simple de corteza de 3 capas con magnetizaciones aleatorias y no correlacionadas (Pizarro et al., 2020; Pizarro, 2020).

En la zona de la anomalía magnética Tona (Ghidella et al., 1995 y 2017) el Moho isostático es más somero que el gravimétrico, con valores al punto de Curie entre medios y profundos (aproximadamente 20 km) (Figuras 5, 6 y 8) (Figura 12; Perfiles BB' y DD'). Evidenciando una corteza más densa y delgada que la propuesta por el modelo gravimétrico. Basados en estudios previos (Arecco et al., 2018) se propone, como causa de esta observación, la presencia de *sills* y diques magmáticos que generan la anomalía magnética Tona (Arecco et al., 2018; fig. 7).

CONCLUSIONES

Este estudio determina, por primera vez, y en forma continua, la profundidad del moho isostático (bajo hipótesis de Airy y flexural) en el MCA y su análisis comparativo con valores de CPD, profundidad del basamento y profundidad de la discontinuidad Corteza – Manto Superior.

Ambos modelos isostáticos, de compensación local como regional, muestran el sector de la corteza continental como una zona sobrecompensada, principalmente en las zonas de cuencas, y la corteza oceánica como una zona subcompensada.

La hipótesis local de Airy se ajusta mejor al Moho gravimétrico en la zona de corteza continental y la regional (flexural) en la zona de corteza oceánica. Existiría un cambio de rigidez flexural entre la corteza continental y oceánica de $T_e = 0$ a $T_e = 5$ km.

En la zona de emplazamiento de las cuencas *offshore*, en corteza continental, existe muy buena correlación entre los valores de CPD, profundidad del basamento, Moho gravimétrico y Moho isostático (Airy). En concordancia con un adelgazamiento cortical y ascenso de material astenosférico.

Se corrobora el origen aulacogénico de las cuencas del Salado y Colorado y la definición de cuenca intracratónica para la cuenca del Golfo San Jorge.

La cuenca del Colorado sería un *rift* asimétrico, con un fallamiento normal extensional al sur y fallamiento escalonado de gran longitud y poco desplazamiento al norte.

Se determina por primera vez las dimensiones y ubicación de dos elevaciones del basamento: Alto de San Javier, su existencia ha sido corroborada con información sísmica (Franke et al., 2010), que estaría relacionado con la última fase de la actividad volcánica antes del inicio de la expansión normal continua del lecho marino, y Alto de Belén, que estaría relacionado con la expansión normal continua del lecho marino.

Una posible justificación para los valores de CPD que se encuentran por debajo de los de la discontinuidad corteza-manto superior, en corteza oceánica, serían el efecto de la serpentinización del manto superior por una lenta expansión del fondo oceánico durante su etapa de formación o serpentinización in situ producida por la infiltración de agua de mar, en el caso de las TFZs. Un análisis más detallado sobre la correlación con anomalías magnéticas elevadas y bajos valores de anomalías gravimétricas, en cada una de estas zonas, podría dar la respuesta, ya que la serpentina es altamente magnética y de menor densidad que el manto.

Al igual que en las TFZs de Bahía Blanca y Rawson, en la zona del alto de Belén se observa una profundización de CPD a lo largo de un lineamiento, podría corresponder a una TFZ (TFZ de Belén) o falla asociada a la TFZ del Salado.

El Alto de Belén sería el resultado de un sector oceánico sin flujo astenosférico descendente ni serpentinización del manto.

La zona de la anomalía magnética Tona estaría constituida por una corteza más densa y delgada que la propuesta por los modelos corticales, debido a la presencia de *sills* y diques magmáticos que generan la anomalía magnética Tona.

REFERENCIAS

- Airy, G.B., 1855, On the computation of the effect of the attraction of mountain-masses, as disturbing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys: *Philosophical Transactions of The Royal Society of London*, 145, 101-104. <https://doi.org/10.1098/rstl.1855.0003>.
- Arecco, M.A., 2018, Determinación del borde entre corteza continental y oceánica en el Margen Continental Argentino a través de métodos potenciales: San Juan, Argentina, Universidad Nacional de San Juan, Tesis Doctoral, 119.
- Arecco, M.A., Pizarro, G., Ruiz, F., 2014, Aplicación del método gravimétrico en el margen argentino: *Geoacta*, 39(1), 25-34.
- Arecco, M.A., Larocca, P.A., Oreiro, F., Pizarro, G., Ruiz, F., 2016a, Estudio del Margen Continental Argentino para la determinación del límite entre corteza oceánica y continental (desde 40°s hasta 44°s) a partir de métodos geomagnéticos: *Latinmag Letters*, 6, Special Issue, A03, 1-7.
- Arecco, M.A., Ruiz, F., Pizarro, G., Giménez, M., Martínez, P., Ramos, V.A., 2016b, Gravimetric determination of the continental-oceanic boundary of the Argentine continental margin (from 36° S to 50° S): *Geophysical Journal International*, 204(1), 366-385.
- Arecco, M.A., Larocca, P.A., Ruiz, F., Canero, A.T., Ramos, V.A., 2018, Application of magnetic method on the Argentine continental shelf between 35°S and 48°S: *Geofísica Internacional*, 57 (3), 175-195.
- Arecco, M.A., Larocca, P.A., Ruiz, F., Pizarro, G., Canero, A.T., 2023, Caracterización de la corteza de transición y límite cortical continental-oceánico en el Margen Continental Argentino, en Ashtiani, A.M. (ed.), *Estudos em Ciências Exatas e da Terra, Desafios, Avanços e Possibilidades*: Curitiba, PR, Artemis, cap 9, 79-93, https://doi.org/10.37572/EdArt_2402237439.

- Baristean, N., Anka, Z., di Primio, R., Rodriguez, J., Marchal, D., Dominguez, F., 2013, Newinsights into the tectono-stratigraphic evolution of the Malvinas Basin, offshore of the southernmost Argentinean continental margin: *Tectonophysics*, 604, 280-295.
- Barredo, S.P., Stinco, L.P., 2010, Geodinámica de las cuencas sedimentarias: su importancia en la localización de sistemas petroleros en la Argentina: *Petrotécnica*, abril 2010, 48-68.
- Blaich, O.A., Faleide, J.I., Tsikalas, F., 2011, Crustal breakup and continent-ocean transition at South Atlantic conjugate margins: *Journal of Geophysical Research*, 116, B01402.
- Celli, N.L., Lebedev, S., Schaeffer, A.J., Ravenna, M., Gaina, C., 2020, The upper mantle beneath the South Atlantic Ocean, South America and Africa from waveform tomography with massive datasets: *Geophysical Journal International*, 221 (1), 178-204, doi.org/10.1093/gji/ggz574.
- Cornaglia, L., Ruiz, F., Introcaso, A., 2009, Análisis cortical de la Cuenca del Golfo de San Jorge utilizando anomalías de Bouguer y ondulaciones del geode: *Asociación Geológica Argentina*, 65 (3), 504-515.
- Delescluse, M., Chamot-Rooke, N., 2008, Serpentinization pulse in the actively deforming Central Indian Basin: *Earth Planet. Sci. Lett.*, 276, 140-151.
- Dyment, J., Arkani-Hamed, J., Ghods, A., 1997, Contribution of serpentinized ultramafics to marine magnetic anomalies at slow and intermediate spreading centres: Insights from the shape of the anomalies: *Geophysical Journal International*, 129, 691-701.
- Dziak, R.P., Fox, C.G., Embley, R.W., Nabelek, J.L., Braunmiller, J., Koski, R.A., 2000, Recent tectonics of the Blanco Ridge, eastern blanco transform fault zone: *Marine Geophysical Research*, 21, 423-450.
- Esteban, F.D., Ormazabal, J.P., Palma, F., Cayo, L.E., Lodolo, E., Tassone, A., 2020, Strike-slip related folding within the Malvinas/Falkland Trough (southwestern Atlantic Ocean): *Journal of South American Earth Sciences*, 98, 15 pp, 102452.
- Figueroa, D., Marshall, P., Prayitno, W., 2005, Cuencas Atlánticas de Aguas Profundas: Principales plays en VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: *Mar del Plata, IAPG, Actas*, 325-335.
- Folguera, A., Fernández Paz, L., Lanelli, S., Navarrete, C., Echaurren, A., Gianni, G., Butler, K.L., Horton, B.K., Litvak, V., Encinas, A., Orts, D., 2020, The origin of the San Jorge Gulf Basin in the context of the Mesozoic-Cenozoic evolution of Patagonia: *Journal of South American Earth Sciences*, 97, 13 pp, 102422, https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102422.
- Franke, D., Neben, S., Hinz, K., Meyer, H., Schreckenberger, B., 2002, Deep Crustal Structure of the Argentine Continental Margin From Seismic Wide-Angle And Multichannel Reflection Seismic Data, en AAPG Hedberg Conference, Hydrocarbon Habitat of Volcanic Rifted Passive Margins: Stavanger, Noruega, Actas, AAPG, Article #90022, 4 pp.
- Franke, D., Neben, S., Ladage, S., Schreckenberger, B., Hinz, K., 2007, Margin segmentation and volcano-tectonic architecture along the volcanic margin off Argentina/Uruguay, South Atlantic: *Marine Geology*, 244, 46-67.
- Franke, D., Ladage, S., Schnabel, M., Schreckenberger, B., Reichert, C., Hinz, K., Paterlini, M., de Abelleira, J., Siciliano, M., 2010, Birth of a volcanic margin off Argentina, South Atlantic: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11 (2), 20 pp, doi.org/10.1029/2009GC002715
- García, H.P., Gianni, G.M., Lupari, M.N., Sánchez, M.A., Soler, S.R., Ruiz, F., Klinger, F.G.L., 2018, Effective elastic thickness in the Central Andes. Correlation to orogenic deformation styles and lower crust high-gravity anomaly: *Journal of South American Earth Sciences*, 87, 232-246.
- Ghidella, M.E., Paterlini, M., Kovacs, L.C., Rodríguez, G., 1995, Magnetic anomalies on the Argentina Continental Shelf (resume), in 4th International Congress of the Brazilian Geophysical Society and 1st Latin American Geophysical Conference, Río de Janeiro, Brasil: *Brazilian Geophysical Society*, Expanded abstracts, 269-272.
- Ghidella, M., Pedraza De Marchi, A.C., Paterlini, C.M., Abraham, D., 2017, Anomalías magnéticas en el margen argentino (MAR ARG): *Latinmag Letters*, 7(Special Issue), 1-5.
- Giménez, M.E., Martínez, M.P., Jordan, T., Ruiz, F., Lince Klinger, F., 2009, Gravity characterization of the La Rioja Valley Basin, Argentina: *Geophysics* 74 (3), 83-94.
- Gladzenko, T.P., Hinz, K., Eldhoim, O., Meyer, H., Neben, S., Skogseid, J., 1997, South Atlantic volcanic margins: *Journal of the Geological Society*, London, 154, 465-470.
- Hernández Moraleta, A., 2012, El problema isoatómico inverso de Vening Meinesz. Teoría y desarrollo. Aplicación práctica para la determinación de la profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic en la Península Ibérica: Madrid, España, Universidad Politécnica de Madrid, Tesis Doctoral, 142 pp.
- Hinz, K., Neben, S., Schreckenberger, B., Roeser, H.A., Block, M., Goncalves De Souza, K., Meyer, H., 1999, The Argentine continental margin north of 48° S: sedimentary successions, volcanic activity during breakup: *Marine and Petroleum Geology*, 16, 1-25.
- Introcaso, A., 2003, Significativa descompensación isostática en la cuenca del Colorado (República Argentina): *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58, 474-478.
- Introcaso, A., 2006, Geodesia Física (Physical Geodesy): *Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología*, Volumen especial, 1, 1-128.
- Introcaso, A., Guspí, F., Introcaso, B., 2002, Interpretación del estado isostático de la cuenca del Salado (Provincia de Buenos Aires) utilizando un geode local obtenido mediante fuentes equivalentes a partir de anomalías de Aire Libre (resumen), en XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, Argentina: Buenos Aires, Argentina, Asociación Geológica Argentina, Artículo 139, 6-13.
- Li, C-F., Wang, J., Lin, J., Wang, T., 2013, Thermal evolution of the North Atlantic lithosphere: new constraints from magnetic anomaly inversion with a fractal magnetization model: *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, 14, 5078-5105, doi:10.1002/2013GC004896.
- Li, Z-X., Lee, C-T.A., 2006, Geochemical investigation of serpentinized oceanic lithospheric mantle in the Feather River Ophiolite, California: Implications for the recycling rate of water by subduction: *Chemical Geology*, 235, 161-185.
- Lovecchio, J.P., Naipauer, M., Cayo, L.E., Rohais, S., Giunta, D., Flores, G., Gerster, R., Bolatti, N.D., Joseph, P., Valencia, V.A., Ramos, V.A., 2019, Rifting evolution of the Malvinas basin, offshore Argentina: new constrains from zircon U/Pb geochronology and seismic characterization: *Journal of South American Earth Sciences*, 95, 1-18.
- Manea, M., Manea, V.C., 2008, On the origin of El Chichón volcano and subduction of Tehuantepec Ridge: A geodynamical perspective: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 175(4), 459-471.
- Marinelli, R.V., Rebay, G.A., Franzis, H.J., 1996, Cuencas del Talud Continental, en Ramos, V.A. y Turic, M.A. (eds), *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina: Buenos Aires, Argentina, Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo*, 343-357.
- Martínez, M.P., Giménez, M.E., Introcaso, A., Robles, J.A., 1994, Anomalía isostática de la Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina, en 7th Congreso Geológico Chileno: Concepción, Bío Bío, Chile, Universidad de Concepción. Departamento Ciencias de la Tierra, Expanded Abstracts 1, 657-661.
- Martínez, M.P., Giménez, M.E., Introcaso, A., 2000, Subcompensación isostática de la Sierra de Velasco, en el sistema de Airy, en 10º Congreso de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas: Argentina, Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, Expanded Abstracts CD, 190-194.
- Müller, R.D., Sdrolias, M., Gaina, C., Roest, W.R., 2008, Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust: *Geochemistry Geophysics and Geosystems*, 9(4), 19 pp, Q04006-Q04024, doi: 10.1029/2007GC001743.
- Neben, A., Franke, D., Hinz, K., Schreckenberger, B., Meyer, H., Roeser, H.A., 2002, Early Opening of the South Atlantic: Pre-Rift Extension and Episodicity of Seawards Dipping Reflectors Sequence (SDRS) Emplacement on the Conjugate Argentine and Namibia Continental Margins, en AAPG Hedberg Conference, Hydrocarbon Habitat of Volcanic Rifted Passive Margins: Stavanger, Noruega, Actas, AAPG, 3 pp.
- Nuernberg, D., Müller, R.D., 1991, The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present: *Tectonophysics*, 191, 27-53.
- Pángaro, F., Ramos, V.A., Kohler, G., 2011, Las cuencas del Colorado y Salado: nueva interpretación sobre su origen y su impacto en la configuración del Gondwana durante el paleozoico, en XVIII Congreso Geológico Argentino: Neuquén, Argentina, Asociación Geológica Argentina, Abstracts en CD, 117-118.
- Pángaro, F., 2013, Las cuencas paleozoicas episuturales del margen atlántico de la provincia de Buenos Aires y su control sobre la apertura atlántica: Buenos Aires, Argentina, Universidad de Buenos Aires, Facultad de

- Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas, tesis doctoral 206 pp.
- Peate, D.W., 1997, The Parana-Etendeka Province, *en* Mahoney, J., Coffin, B. (eds.), Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism: AGU Geophysical Monograph, 100, 217-246.
- Pedraza, A.C., 2015, Caracterización isostática del sector volcánico del Margen Continental Argentino: Buenos Aires, Argentina, Universidad Nacional de La Plata, Tesis Doctoral, 135 pp.
- Pizarro, G.D., 2020, Campos Potenciales Aplicados al Estudio de Cuencas Sedimentarias del Margen Continental Argentino. Derivaciones Tectónicas: San Juan, Argentina, Universidad Nacional de San Juan, Tesis Doctoral, 159 pp.
- Pizarro, G., Ruiz, F., Arecco, M.A., Martínez, M.P., Giménez, M.E., 2012, Modelo de Moho gravimétrico para las cortezas continental y oceánica argentinas calculado desde datos gravimétricos satelitales, *en* XV Reunión Tectónica y IV Taller de Campo de Tectónica, octubre de 2012: San Juan, Argentina, Asociación Geológica Argentina, Actas, 117-178.
- Pizarro, G., Arecco, M.A., Ruiz, F., Ghidella, M., 2016, Modelado 3D por inversión gravimétrica de las cuencas off shore de Argentina: Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, GEOACTA, 40(2), 11-27.
- Pizarro, G.D., Ruiz, F., Arecco, M.A., Ghidella, M., 2020, Profundidad del Punto de Curie y Flujo Térmico en la Zona de Cuencas Offshore de Argentina: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 31(1), 26-39, <https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2020.1.1038>.
- Rabinowitz, P.D., LaBrecque, J.L., 1979, The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins: Journal of Geophysical Research, 84(B11), 5973-6002.
- Ramos, V.A., 1988, Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America - a Collisional History: Episodes 11 (3), 168-174.
- Ramos, V.A., 1996, Evolución tectónica de la Plataforma Continental, *en* Ramos, V.A., Turic, M.A. (eds), Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina: Buenos Aires, Argentina, Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo, 385-404.
- Ramos, V.A., 1999, Las Provincias Geológicas del territorio argentino: Geología Argentina, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29, 41-96.
- Ramos, V.A., 2008, Patagonia: A paleozoic continent adrift?: Journal of South American Earth Sciences 26, 235-251.
- Ramos, V.A., Turic, M.A., 1996, Relatorio XIII Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, *en* Ramos, V.A., Turic, M.A. (eds), Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina: Buenos Aires, Argentina, Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo, 451 pp.
- Ranero, C.R., Phipps Morgan, J., McIntosh, K., Reichert, C., 2003, Bending-related faulting and mantle serpentinization at the Middle America trench: Nature, 425, 367-373.
- Rapallini, A., 2005, The accretionary history of Southern South America from the latest Proterozoic to the Late Palaeozoic: some palaeomagnetic Constraints, Terrane Processes at the Margins of Gondwana: Geological Society of London, Special Publication, 246, 305-328.
- Rosales-Rodríguez, J., Lee Bandy, W.L., Centeno-García, E., 2014, Profundidad de la base de la fuente magnética y estructura térmica del Golfo de México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 31 (2), 190-202.
- Ruiz, F., Introcasa, A., 1998, Comportamiento flexural de la corteza que contiene a la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (Provincias de San Juan y La Rioja-Argentina): Revista de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, GEOACTA 23, 20-33.
- Sandwell, D.T., Smith, W.H.F., 1997, Marine Gravity from Geosat and ERS 1 Satellite Altimetry: Journal of Geophysical Research, 102, 10039-10054, doi.org/10.1029/96JB03223.
- Sandwell, D.T., Smith, W.H.F., 2009, Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge Segmentation versus spreading rate: Journal of Geophysical Research, 114, 18 pp, B01411, [doi: 10.1029/2008JB006008](https://doi.org/10.1029/2008JB006008).
- Sandwell, D.T., Muller, R.D., Smith, W.H.F., Garcia, E., Francis, R., 2014, New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure: Science, 346, 65-67, [doi: 10.1126/science.1258213](https://doi.org/10.1126/science.1258213).
- Schnabel, M., Franke, D., Engels, M., Hinz, K., Neben, S., Damm, V., Grassmann, S., Pelliza H., Dos Santos, P.R., 2008, The structure of the lower crust at the Argentine continental margin, South Atlantic at 44°S: Tectonophysics, 454, 14-22.
- Smith, W.H.F., Sandwell, D.T., 1997, Global Seafloor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings: Science, 277, 1956-1962.
- Steinberger, B., 2007, Effects of latent heat release at phase boundaries on flow in the Earth's mantle, phase boundary topography and dynamic topography at the Earth's surface: Physics of the Earth and Planetary Interiors, 164, 2-20.
- Tassara, A., Swain, C., Hackney, R., Kirby, J., 2007, Elastic thickness structure of South America estimated using wavelets and satellite-derived gravity data: Earth and Planetary Science Letters, 253, 17-36.
- Tozer, B., Sandwell, D.T., Smith, W.H.F., Olson, C., Beale, J.R., Wessel, P., 2019, Global Bathymetry and Topography at 15 Arc Sec: SRTM15+: Earth and Space Science, 6 (10), 1847-1864.
- Turcotte, D.L., Schubert, G., 1982, Geodynamics: Application of Continuum Physics to Geological Problems: Hoboken, N.J. USA, John Wiley, 450 pp.
- Turcotte, D.L., Schubert, G., 2002, Geodynamics, Second edition: New York, USA, Cambridge University Press, 456 pp.
- Turcotte, D.L., Schubert, G., 2014, Geodynamics, Third edition: New York, USA, Cambridge University Press, 636 pp.
- Turic, M.A., Nevistic, A.V., Rebay, G., 1996, Geología y recursos naturales de la plataforma continental, *en* Ramos, V.A., Turic, M.A. (eds), Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina: Buenos Aires, Argentina, Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo, 405-422.
- Unterneh, P., Curie, D., Olivet, J., Goslin, J., Beuzart, P., 1988, South Atlantic fits and intraplate boundaries in Africa and South America: Tectonophysics, 155, 169-179.
- Urien, C.M., Zambrano, J.J., 1996, Estructura del margen continental, *en* Ramos, V.A. y Turic, M.A. (eds), Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina: Buenos Aires, Argentina, Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo, 29-65.
- Vening Meinesz, F.A., 1931, Une nouvelle methode pour la reduction isostatique regionale de l'intensite de la pensanteur: Bulletin Géodésique, 29, 33-51.
- Violante, R.A., Laprida, C., García Chaporí, N.L., 2017, The Argentina Continental Margin. A Potential Paleoclimatic-Paleoceanographic Archive for the Southern Ocean, *en* Lohmann, G., Mysak, L.A., Notholt, J., Rabassa, J., Unnithan, V., (eds), Springer Briefs in Earth System Sciences: Springer Nature Switzerland AG, 117 pp, DOI 10.1007/978-3-319-04196-4_3.
- Watts, A., 1978, An analysis of isostasy in the world's oceans hawaiian emperor seamount chain: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 83, 5989-6004.
- Yrigoyen, M., 1999, Situación de la Argentina en el marco geológico de América del Sur: Geología Argentina: Servicio Geológico Minero Argentino, Anales, 29, 35-40.

Manuscrito recibido: enero 17, 2023

Manuscrito corregido recibido: mayo 30, 2023

Manuscrito aceptado: junio 1, 2023