



Universidad Nacional de La Plata

Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas

**MODELADO GRAVIMÉTRICO DE LA  
LITÓSFERA EN EL MARGEN PASIVO  
ARGENTINO**

Julia Mindlin

---

Directora: María Laura Gómez Dacal

Co-director: Ricardo Luis Gerster

La Plata, Argentina

Marzo, 2019



## Agradecimientos

Agradezco muy especialmente a mis directores, Dra. María Laura Gomez Dacal y Dr. Ricardo Luis Gerster, por su atención, trabajo y apoyo en todo momento. Su visión y presencia constante fue muy importante para la realización de este trabajo.

A Federico Spath por ayudarme a conseguir la licencia educacional para el programa Oasis Montaj y enseñarme a usarlo. A YPF S.A. por los datos provistos y el lugar de trabajo mediante mi estadía como pasante.

A todos mis docentes en la Universidad Nacional de La Plata y en particular a todos los docentes y no docentes de la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de La Plata que me enseñaron y ayudaron a transitar esta carrera.

A todo el equipo de exploración offshore de YPF; Ricardo Gerster, Pedro Kress, Eric Cayo, Gonzalo Flores, Juan Pablo Lovecchio, Sebastián Aristmendi, David Giunta, Fernanda Raggio, Melina Milan y Sofía Jorge, por brindarme los datos y las herramientas para trabajar; además de la ayuda y acompañamiento que me brindaron. Agradezco especialmente a Carlos Colo por acompañarme durante la mitad de la carrera y por todas las oportunidades brindadas.

Agradezco a Iura, Emi y Flor por ser mis amigas del alma y estar siempre ahí para acercarme a las cosas más lindas. A Santi por estar durante toda la carrera. A Caro toda la música y el cariño. A las chicas de TaLoca por todo el candombe. A todas las personas con las que hice música durante la carrera, por salvarme de la locura académica. A todas las personas con las

que compartí proyectos de extensión, todo lo aprendido y todo lo que me enriquecieron. A los pasantes y no pasantes de villa pasante, que me dieron mucha alegría e hicieron muy cálida mi estadía en YPF mientras hice esta tesis. A Regi, Chaque, Luz, Lari, Lu, Flores, Santi, Abe, Sol, Flor, Maca, Nico, Eze, Pedro, Ariel, Facu, amigues y compañeres de todos estos años, la risa, los mates y los apuntes. A mi primo, Agus por hacerme reir tanto. Y agradezco infinito a Lore por enseñarme tanto y ser un gran compañero.

Agradezco a Ana por acompañarme todo el camino con tanto cariño buenos consejos y agradezco profundamente a mi mamá, Silvia, mi papá, Gabriel por apoyarme con amor durante toda la carrera, todos los momentos difíciles y sobre todo ser siempre un ejemplo de buena gente. Siempre estuvieron a mi lado y su apoyo incondicional es todo para mi. Y agradezco a mi hermano Iván por darme tanto cariño, ánimo y risa siempre.

## Resumen

El modelado geofísico directo de propiedades físicas de la litósfera es una poderosa herramienta para el estudio de un área. En particular el modelado gravimétrico tiene la virtud de integrar datos independientes. Los resultados del modelado, junto con la información independiente disponible permiten establecer hipótesis acerca del área de estudio y también como base para trabajos a futuro (Gómez Dacal, 2017 Gómez Dacal y col. 2017). El objetivo principal de esta tesis es el modelado de la litósfera del margen pasivo argentino mediante la integración de información tanto geofísica como geológica, empleando métodos geofísicos de modelado directo. En particular se aplicó el método gravimétrico, con el fin de aportar al conocimiento del margen pasivo volcánico argentino en un sentido regional. El margen presenta gran importancia tanto desde el punto de vista tectónico como petrolero.

El margen continental argentino es uno de los más extensos del mundo abarcando 2300 km de largo (León 2007). Es un margen pasivo originado en el Cretácico temprano (hace 130 Ma. aproximadamente) durante la apertura del Océano Atlántico por la fragmentación del supercontinente Gondwana (M. Arecco, Pizarro y Ruiz 2014, León 2007, Pedraza De Marchi 2015). Este rompimiento y apertura (*rift*) fue acompañado por una gran actividad magmática (Blaich et al 2009) por lo que, en el norte del área de estudio, el margen es considerado de tipo volcánico (Pedraza De Marchi 2015 ,León 2007). Hacia el sur, el margen presenta rasgos geológicos diferentes y dado que no se ven los mismos cuerpos característicos de un margen volcánico, se lo considera un margen de transición entre el margen volcánico y el transfor-

mante (Franke y col. 2007).

El modelado se realizó utilizando el programa Oasis Montaj, en particular las extensiones GM-SYS 2D y 3D. Para ambos modelos se generó un modelo inicial mediante la integración de datos independientes y luego se ajustó el modelo a la gravedad definiendo valores para los parámetros libres.

Con el modelado bidimensional se lograron reproducir los rasgos principales del margen ya modelados en trabajos previos, y adicionalmente se propusieron distribuciones de alta densidad asociadas a la cuenca del Salado. Mediante el modelado tridimensional se hizo especial hincapié en la distribución de densidades en la corteza de transición y los cuerpos propios de los márgenes volcánicos de esta zona de la corteza. Para ambas metodologías el ajuste del modelo inicial consistió en elegir la distribución de densidades más adecuada mediante el contraste con datos de gravedad, respetando y siguiendo los rangos de variación limitados por los datos y la geología de la zona.

A partir del modelado se obtuvieron los siguientes resultados con respecto al estado actual del área de estudio:

- Bajo el depocentro de la cuenca del Salado existen cuerpos de alta densidad a los cuales llamamos anomalías astenosféricas. Los mismos podrían ser resueltos mediante técnicas de inversión utilizando los resultados de este trabajo como modelo inicial.
- Los Seaward Dipping Reflectors en el margen volcánico pasivo presentan una interrupción en la falla asociada al cañón de Mar del Plata dado que no se pueden distinguir en el dato sísmico con la misma inclinación que en el resto del margen. En este trabajo se confirma la

presencia de cuerpos volcánicos en esta posición cuyo origen presenta aún una interrogante.

- La presencia de estructuras corticales profundas que son enmascaradas por los materiales magmáticos (Blaich y col. 2009) fueron un rasgo importante del modelado. Si bien esta zona del margen Argentino ha sido estudiada en trabajos previos, entre los que se pueden mencionar los de M. Arecco, Pizarro y Ruiz 2014, León 2007, Blaich y col. 2009, Pizarro y col. 2016, Autin y col. 2016, sigue estando sujeta a debate y en este trabajo se logró modelar mediante un gradiente lateral de densidad en la corteza.

Se destaca la gran importancia de la elaboración de este estudio y estudios a futuro integrando datos recientes: nueva información principalmente gravimétrica y sísmica provenientes de campañas multiclientes realizadas en 2008 y 2018 por las empresas ION y Spectrum.



# Índice general

<b>1. Introducción</b>	<b>14</b>
<b>2. Geodinámica y Área de estudio</b>	<b>20</b>
2.1. Margen continental pasivo . . . . .	20
2.1.1. Rifting . . . . .	22
2.2. Área de estudio y trabajos previos . . . . .	24
2.2.1. Margen pasivo Argentino . . . . .	24
2.2.1.1. Cuencas del Salado y del Colorado . . . . .	27
2.2.1.2. Trabajos previos . . . . .	30
<b>3. Metodología</b>	<b>34</b>
3.1. Modelado gravimétrico . . . . .	34
3.1.1. Anomalías de gravedad . . . . .	39
3.1.1.1. De la altimetría satelital a las anomalías de gravedad . . . . .	42
3.2. Interpretación sísmica . . . . .	46
3.3. Datos de densidad de pozo . . . . .	48
3.4. Modelado 2D . . . . .	49

3.4.1. Fundamentos - Algoritmos de Talwani, Worzel y Lan-	
disman . . . . .	49
3.4.2. GM-SYS 2D . . . . .	53
3.5. Modelado 3D . . . . .	55
3.5.1. Fundamentos - Parker y Blakely . . . . .	56
3.5.2. GM-SYS 3D . . . . .	59
<b>4. Modelado bidimensional</b>	<b>62</b>
4.1. Modelo inicial y datos de entrada . . . . .	64
4.1.1. Datos de anomalías de aire libre . . . . .	64
4.1.2. Principales contrastes de densidad . . . . .	67
4.1.3. Datos de densidad . . . . .	69
4.2. Ajuste del modelo y resultados . . . . .	73
4.2.1. Resultados . . . . .	75
<b>5. Modelado tridimensional</b>	<b>86</b>
5.1. Modelo inicial y datos de entrada . . . . .	87
5.1.1. Anomalías de aire libre . . . . .	87
5.1.2. Principales contrastes de densidad . . . . .	88
5.2. Ajuste del modelo y resultados . . . . .	90
5.2.1. Transición corteza continental - corteza oceánica . . .	92
5.2.2. SDRs y reflectores adicionales . . . . .	93
5.2.3. High Velocity Lower Crust . . . . .	97
5.2.4. Alto de Tandil . . . . .	98
5.2.5. Anomalías astenosféricas . . . . .	99
5.2.6. Modelo final . . . . .	100

<b>6. Discusión y conclusiones</b>	<b>104</b>
6.1. Discusión . . . . .	104
6.2. Conclusiones . . . . .	107
6.3. Trabajos a futuro . . . . .	108
<b>Referencias</b>	<b>114</b>

# Índice de figuras

1.1.	Área de estudio . . . . .	15
2.1.	Fases de Rift. . . . .	25
2.2.	Margen Continental Pasivo Volcánico. . . . .	26
2.3.	Margen Pasivo Argentino. Área de estudio . . . . .	28
2.4.	Cuenca del Colorado y del Salado. Área de estudio . . . . .	30
3.1.	Flujo de trabajo general del modelado gravimétrico utilizado para esta tesis . . . . .	39
3.2.	Cálculo de anomalías de aire libre mediante altimetría satelital	43
3.3.	Convenciones geométricas usadas para el cálculo de la atracción de un polígono de n lados. . . . .	50
3.4.	Modelado bisimensional directo ilustrativo . . . . .	61
4.1.	Flujo de trabajo particular . . . . .	63
4.2.	Principales contrastes de densidad del modelo inicial . . . . .	65
4.3.	Anomalías de Aire Libre en el margen pasivo . . . . .	66
4.4.	Distribución de sísmica 2D - ION . . . . .	69
4.5.	Línea sísmica ION 13000 . . . . .	70
4.6.	Línea sísmica ION 13500 . . . . .	71

4.7.	Esquema del modelo inicial . . . . .	72
4.8.	Posición de pozos . . . . .	73
4.9.	Modelo 13800 . . . . .	76
4.10.	Modelo 13600 . . . . .	77
4.11.	Modelo 13500 . . . . .	78
4.12.	Modelo de la cuenca del Colorado . . . . .	79
4.13.	Modelo 13000 . . . . .	80
4.14.	Modelo 12400 . . . . .	82
4.15.	Modelo 12000 . . . . .	83
5.1.	Anomalías de Aire Libre en el área del modelado 3D . . . . .	88
5.2.	Modelo inicial tridimensional . . . . .	90
5.3.	Transición corteza continental-corteza oceánica . . . . .	93
5.4.	Transición corteza continental-corteza oceánica - Lovecchio .	93
5.5.	Transición corteza continental-corteza oceánica - Arecco .	94
5.6.	Perfil 1260 . . . . .	95
5.7.	Ubicación de SDRs . . . . .	96
5.8.	Ubicación de SDRs completos . . . . .	96
5.9.	Ubicación de la HVLC . . . . .	97
5.10.	Perfil 1280 . . . . .	98
5.11.	Ubicación del Alto de Tandil . . . . .	99
5.12.	Perfil Oeste auxiliar . . . . .	100
5.13.	Perfil 1400 . . . . .	101
5.14.	Perfil 19600 . . . . .	102
5.15.	Modelo final . . . . .	103

# Índice de tablas

4.1. Cuerpos incluidos en el modelo bidimensional . . . . .	74
4.2. Residuos del modelado bidimensional . . . . .	84
5.1. Cuerpos incluidos en el modelo tridimensional . . . . .	91
5.2. Residuos del modelado tridimensional . . . . .	103

# Capítulo 1

## Introducción

Los métodos potenciales, en particular el modelado gravimétrico directo, son de gran ayuda para la caracterización de un área en cuanto a su estructura y composición, ya que permite la integración de datos de distintos orígenes (ya sean provenientes de campañas sísmicas, de altimetría satelital, de pozo, entre otros) en un mismo estudio (Blaich y col. 2009, Gómez Dacal 2017). El análisis de los resultados de un modelo directo, junto con la información independiente disponible permiten establecer hipótesis que aportan al debate actual sobre los procesos geodinámicos del pasado (W. J. Hinze, Frese y Saad 1995)

El objetivo del modelado es la caracterización del área de estudio, la comparación con trabajos previos realizados en la misma zona y la inclusión de información nueva (perfils sísmicos, datos de gravedad y de pozos) que puede ayudar a modelar zonas poco conocidas y sujetas a debate en la actualidad.

El objetivo general de la presente tesis de grado consistió en realizar

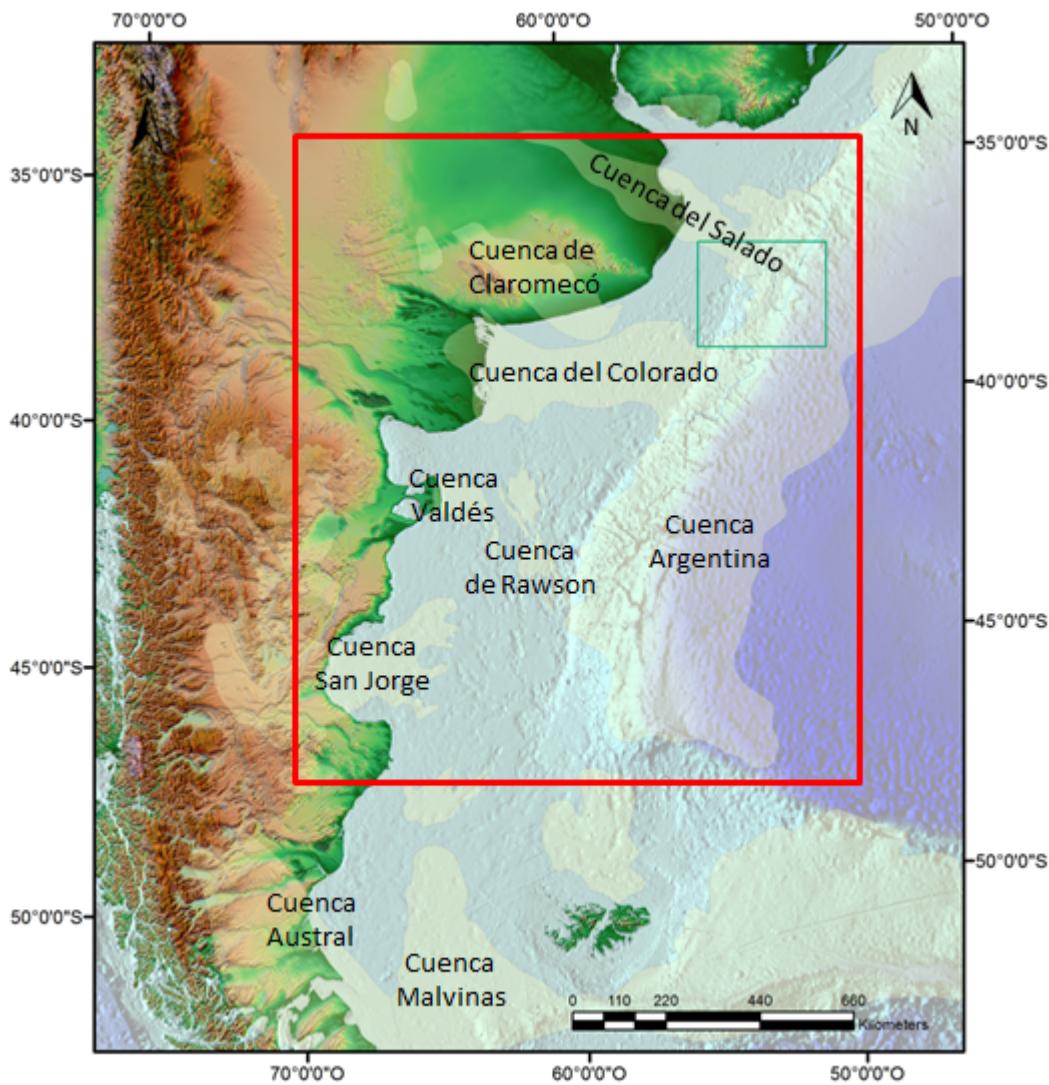


Figura 1.1: Área de estudio. Se puede observar la posición del área de estudio respecto a la borde de costa. El polígono rojo corresponde al área abarcada mediante modelado bidimensional y el polígono verde representa el área que abarca el modelado tridimensional

un modelado gravimétrico directo del margen continental pasivo volcánico argentino desde el límite Argentino-Uruguayo hasta la Escarpa de Malvinas-Agulhas ( $35^{\circ}$  a  $48^{\circ}$  de latitud sur y  $52^{\circ}$  a  $63^{\circ}$  de longitud oeste; Figura 1.1) mediante la realización de modelos bidimensionales perpendiculares al margen con dirección aproximadamente E-O, y luego un modelo de detalle en un área particular (Figura 1.1) incluyendo las cuencas del Salado y del Colorado y una porción de la cuenca Argentina (parte de la plataforma continental, talud continental y planicie abisal; Figura 1.1) integrando toda la información disponible ya sea datos de pozo, provenientes de la sísmica, datos satelitales, entre otros.

El margen continental argentino es uno de los más extensos del mundo abarcando 2300 km de largo (León 2007) y es de interés, tanto petrolero como tectónico. Es un margen pasivo originado en el Cretácico temprano (hace 130 Ma. aproximadamente) durante la apertura del Océano Atlántico por la fragmentación del supercontinente Gondwana (M. Arecco, Pizarro y Ruiz 2014, León 2007, Pedraza De Marchi 2015). Este rompimiento y apertura (rift) fue acompañado por una gran actividad magmática (Blaich y col. 2009) por lo que, en el norte del área de estudio, el margen es considerado de tipo volcánico (Pedraza De Marchi 2015, León 2007). Hacia el sur no se observan los cuerpos característicos de un margen volcánico con la misma frecuencia y tamaño, por lo tanto se considera que esta sección es la transición entre el margen volcánico y el margen transformante (Franke y col. 2007).

Durante el proceso de formación de este margen interactuaron una gran diversidad de procesos geodinámicos y tectónicos, motivo por el cuál, aún en la actualidad, no se termina de comprender en profundidad. Por

otra parte, previo a este proceso de rift (Jurásico Medio al Valanginiano), se originaron cuencas de geometría elongada en dirección transversal al márgen continental como producto de movimientos intraplaca previos a la apertura Atlántica (Raggio et. al., 2014 Raggio, Welsink y Gerster 2011). Estas cuencas son la Cuenca del Salado, la Cuenca del Colorado, la Cuenca Valdés-Rawson y la Cuenca de Punta del Este, que continuaron su desarrollo durante la apertura del Atlántico y luego evolucionaron en el ambiente de margen pasivo (León 2007) afectadas por cambios tectónicos en el Atlántico Sur (Raggio, Welsink y Gerster 2011). Las mencionadas cuencas son de interés por su posible potencial hidrocarburífero. A pesar de la gran actividad exploratoria reciente, todavía se puede considerar que el margen pasivo argentino cuenta con poca densidad de estudios geofísicos. Para realizar el modelo gravimétrico particular de esta tesis se integraron datos sísmicos recientes, del año 2018, junto con otros datos independientes.

Todo modelado geofísico directo requiere de la parametrización de un modelo inicial en el cual es posible incorporar información independiente que ayudará a reducir la incertezza de los parámetros y, por lo tanto, la ambigüedad del método (Gómez Dacal y col. 2017). En consecuencia, el primer paso del trabajo fue realizar un análisis crítico de información disponible en el área (desde la superficie hasta el manto), lo cual permitió elegir los mejores parámetros para la construcción del modelo inicial. Esto implicó analizar datos de pozo, interpretar sísmica, analizar el dato de gravedad y los modelos previos, como por ejemplo: Pizarro y col. 2016; M. Arecco, Pizarro y Ruiz 2014; León 2007; Blaich y col. 2009 y Autin y col. 2016.

Una vez recopilada y analizada la información geofísica y geológica,

se procedió al desarrollo de los modelos, que fueron realizados utilizando el programa Oasis Montaj (Geosoft), en particular la extensión GM-SYS.



# Capítulo 2

## Geodinámica y Área de estudio

En este capítulo se comentan los conceptos generales de la geología y la geodinámica de un margen pasivo. Además se introduce la geología del área de estudio. Tanto para entender la apertura del océano Atlántico como el origen de las cuencas del Salado y del Colorado es necesario entender los procesos geológicos que son parte del denominado *proceso de rifting*, es por eso que se le da lugar al mismo en este capítulo. Estos conceptos básicos e información previa son necesarios para describir el trabajo, ya que dan lugar a las hipótesis testeadas a través del modelado gravimétrico.

### 2.1. Margen continental pasivo

Los márgenes continentales son dominios fisiográficos contenedores de espesas secuencias sedimentarias, caracterizados por ser zonas de transición entre las cuencas oceánicas y los continentes (Violante y col. 2010). Los márgenes continentales pasivos se diferencian de los márgenes activos dado que los

últimos son márgenes asociados a bordes de placas donde hay subducción de corteza oceánica bajo corteza continental, dorsales oceánicas o fallas transformantes (Kearey, Klepeis y Vine 2009), en cambio en los márgenes pasivos hay una transición entre corteza continental y oceánica (COT por sus siglas en inglés: Continent-Ocean Transition) donde ambas son parte de la misma placa tectónica. Al límite entre la corteza de transición y la corteza oceánica se lo llama borde corteza continental-corteza oceánica (COB por sus siglas en inglés: Continent-Ocean Boundary) Los márgenes pasivos se clasifican como volcánicos o no volcánicos de acuerdo a la cantidad de actividad magmática ocurrida durante su proceso de formación, denominado *rifting*. Se denomina *rift* a la región de la litósfera afectada por tensiones extensionales las cuales pueden derivar en la ruptura de la misma y en la formación de océanos, límitrofes a los márgenes pasivos (ver sección 2.1.1, Ebinger, A.N. y N.J. 1999).

Hay dos rasgos geológicos principales que caracterizan los márgenes volcánicos: por un lado, las secuencias de reflectores de material volcánico cuya forma característica parece inclinar hacia el mar (SDRs, por sus siglas en inglés: Seaward Dipping Reflectors), estos cuerpos se forman por la erupción y subsiguiente subsidencia de flujo volcánico, ocurrida durante el rift (Paton y col. 2017). El segundo rasgo es el de las capas de corteza inferior con velocidades sísmicas de onda P anormalmente altas y altas densidades (HVLC por sus siglas en inglés, High Velocity Lower Crust; Arecco, 2018 M. A. Arecco 2018). La dimensión de la HVLC debajo del talud continental varía entre 5 a 15 km (Franke y col. 2007; Pedraza De Marchi 2015). Generalmente suele denominarse subplacado magmático a capas de la corteza inferior, como la HVLC,

que pueden estar compuestas de material derivado del manto debajo de la corteza o material ígneo adicionado entre o debajo de la corteza (Figura 2.1 B; Pedraza De Marchi 2015). Estos rasgos (SDRs y HVLC) se encuentran en la denominada región de transición como se puede ver en la Figura 2.2 (M. Arecco, Pizarro y Ruiz 2014; León 2007, Franke y col. 2007). La naturaleza y localización del límite entre la corteza continental y oceánica es de fundamental importancia para la comprensión de los procesos que tienen lugar en un rift (Pedraza De Marchi 2015).

En cuanto a las anomalías gravimétricas de aire libre asociadas a los márgenes continentales pasivos, existe un rasgo característico llamando comúnmente *efecto de borde*. Este efecto se debe en gran parte a la sensibilidad de las anomalías de aire libre a la topografía del fondo marino (M. A. Arecco 2018) y a la transición entre corteza continental y oceánica, por el fuerte contraste entre sus espesores y densidades (Pedraza De Marchi 2015). Este rasgo se puede describir de forma sencilla como un 'alto', es decir una anomalía de aire libre positiva que se correlaciona con la parte exterior de la plataforma y un 'bajo', es decir una anomalía negativa asociada con la región del talud (M. A. Arecco 2018; Pedraza De Marchi 2015). La transición océano-continente en un margen volcánico ocurre sobre una distancia relativamente corta de entre 50 y 150 km comparado con un margen no volcánico, Figura 2.2 (Pedraza De Marchi 2015).

### **2.1.1. Rifting**

Un rift es una región de la litósfera que está siendo afectada por tensiones extensionales. El rifting continental requiere de la existencia de tensiones

deviatóricas que rompan la litósfera. Estas tensiones pueden estar asociadas al movimiento de placas tectónicas, a fuerzas de empuje de la astenosfera debido a variaciones de temperatura, a tracciones de la astenosfera debido al arrastre de celdas convectivas en el manto, o las variaciones de las fuerzas generadas por la variación en el espesor de la corteza (Huismans, Podladchikov y Cloetingh 2001, Ebinger, A.N. y N.J. 1999). La ruptura de la litósfera en toda su extensión y la formación de una cuenca oceánica sólo ocurren en casos en que las tensiones superen la fuerza de la litósfera (Kearey, Klepeis y Vine 2009). Una explicación para el proceso de *expansión del fondo oceánico* fue propuesta por Dietz (1961) y Hess (1962) en los años sesenta. Ellos sugirieron que la deriva de los continentes está asociada a la ruptura del fondo marino y que la litósfera oceánica es creada por ascenso y fusión parcial de material astenosférico en las dorsales oceánicas. Los continentes que lindan los océanos son desplazados mientras que los océanos crecen. Estos ascensos astenosféricos pueden interrumpirse antes de llegar a ascender a través de la litósfera entera (Merle 2011). Al enfriarse nuevamente la corteza, los cambios composicionales debidos a las variaciones de temperatura pueden dejar una huella que puede observarse como un contraste de densidad (William J. Hinze y col. 1992). Al conformarse la cuenca oceánica, el rift continental deja de ser un margen activo y pasa a ser un margen pasivo o margen continental de rift. No todos los rifts alcanzan el punto de formación de corteza oceánica, los rifts que se vuelven inactivos antes de este punto se llaman “rifts abortados” o aulacógenos, ejemplos de esto son las cuencas del Salado y del Colorado en el margen pasivo Argentino (Kearey, Klepeis y Vine 2009, Raggio, Welsink y Gerster 2011).

En la Figura 2.1 se pueden ver los estadios de un rift. Los rifts suelen darse en lugares de la corteza que se encuentran debilitados y con fallamiento previo. El adelgazamiento cortical y el ascenso de material mantélico o formación de magma están asociados al primer estadío. El segundo estadío es en el cual se forma corteza magmática en el lugar de la incipiente apertura. Los diques e intrusivos volcánicos así como los SDRs se dan en este estadío. Por último el margen es dominado por la apertura oceánica y la formación de corteza oceánica (Paton y col. 2017).

## 2.2. Área de estudio y trabajos previos

### 2.2.1. Margen pasivo Argentino

El margen continental pasivo del Atlántico Sur (Figura 2.3) se formó durante el Cretácico temprano como resultado de la apertura de este océano debido a la separación de África de Sudamérica. La apertura del fondo oceánico comenzó en la parte sur del Atlántico Sur y se propagó en la dirección norte. La ruptura del continente, o *rifting* continental, con la subsecuente expansión del fondo oceánico ha sido acompañada por volcanismo de gran escala (**stavar**).

El margen continental argentino constituye uno de los más extensos del mundo. Su mayor desarrollo, entre los paralelos 35°S y 48 °S, corresponde a un margen pasivo clasificado como Margen Continental Extensional Volcánico (Violante y col. 2010). Los procesos sedimentarios erosivos y depositacionales han sido muy activos, con desarrollo de importantes sistemas de cañones submarinos (transversales al talud), condicionados por una activa

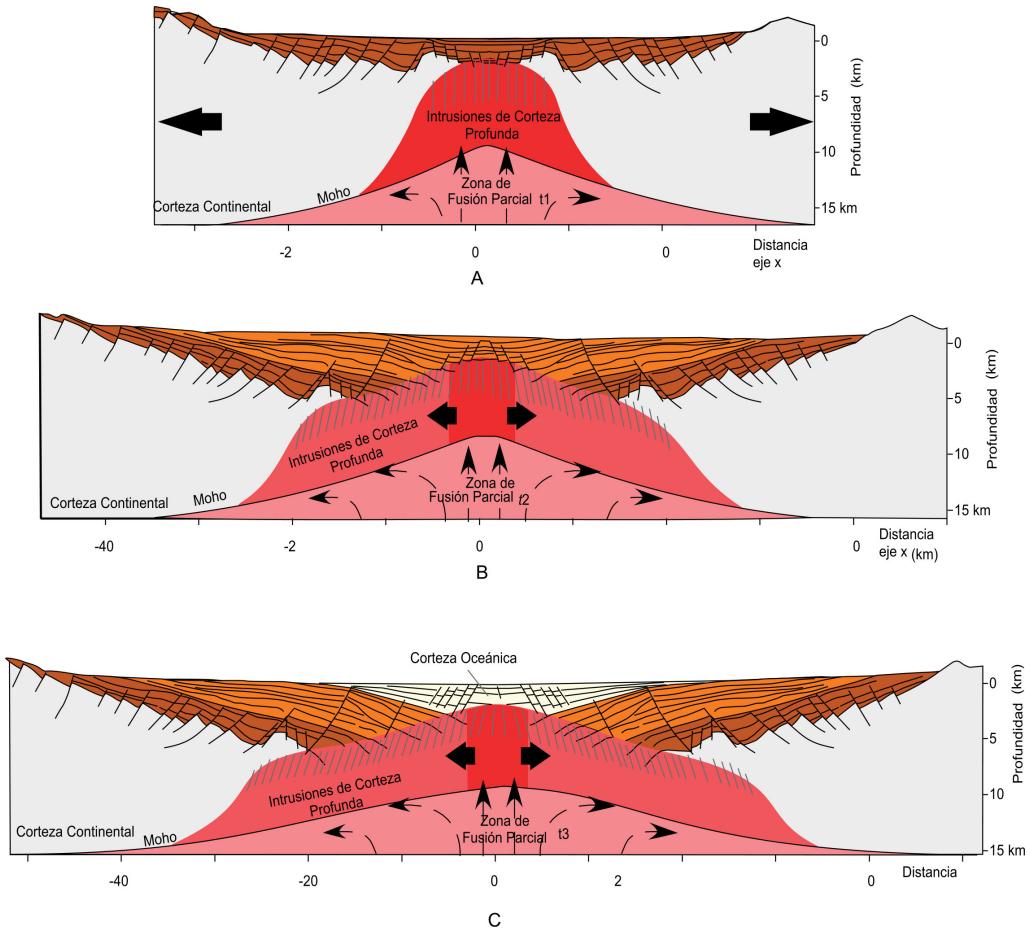


Figura 2.1: Fases de Rift. En A se puede ver que la corteza continental presenta un fallamiento previo y está sometida a tensiones extensionales, en B se representa el ascenso de la anomalía astenosférica a través de la corteza continental y finalmente en C la formación de corteza oceánica con material del manto. Modificada de Paton y col. 2017

dinámica de las masas de agua de origen antártico favoreciendo la formación de grandes acumulaciones de sedimentos (longitudinales al talud), conformando uno de los sistemas depositacionales contorníticos más extensos del mundo (Violante y col. 2010, Pedraza De Marchi 2015).

El sector del margen argentino estudiado en esta tesis está comprendido

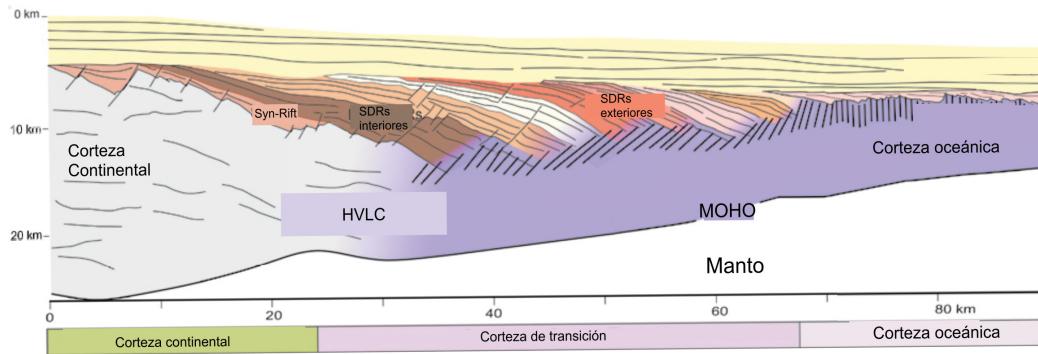


Figura 2.2: Margen Continental Pasivo Volcánico. Modificada de Paton y col. 2017

entre los 35° a 48° de latitud sur y 52° a 63° de longitud oeste, incluyendo las cuencas del Salado y del Colorado, parte de la plataforma continental, talud continental y planicie abisal (Figura 2.3). Las características volcánicas quedan evidenciadas por la presencia de secuencias de cuñas de reflectores sísmicos intra-basamentales que inclinan hacia el mar (SDRs). A pesar de ser clasificado como Margen Continental Extensional Volcánico (Pedraza De Marchi 2015), al sur de los 44 °S el margen no presenta los mismos cuerpos, al menos no con la misma vigorosidad, presentando un espesor de SDRs de hasta 4 veces menor que en el norte del margen (Franke y col. 2007). Es por esto que Franke y col. 2007 llama a este un margen de transición entre el margen volcánico y el margen trancurrente (Figura 2.3, Franke y col. 2007). La Figura 2.4 muestra en detalle la región que comprende a las cuencas del Salado y del Colorado y el polígono que corresponde al área de estudio del modelado tridimensional.

En resumen, el área de estudio es un margen pasivo volcánico que además cuenta con cuencas aulacógenas (rifts abortados) formadas previo al rifting

que abrió el Océano atlántico. Sin embargo hay evidencias de que hacia el sur no sea volcánico, ya que no se ve la presencia de SDRs prominentes u otros intrusivos (segmento I de la figura 2.3, Franke y col. 2007). La transición de corteza continental a corteza oceánica y los cuerpos de SDRs y HVLC, si bien han sido estudiados previamente (León 2007, Blaich y col. 2009, M. A. Arecco 2018, Autin y col. 2016) siguen sin estar definidos por completo en la actualidad y por eso son un elemento fundamental del modelado directo en este trabajo.

#### **2.2.1.1. Cuencas del Salado y del Colorado**

Las cuencas sedimentarias del Salado y del Colorado tienen una génesis común. Se desarrollaron en depresiones lineales Gondwanicas de elongación ONO-ESE y OE casi en sentido perpendicular al margen continental en el Jurásico tardío y el Cretácico temprano. Los últimos estudios apoyan la idea de que son dos cuencas típicas de rift con orientación controlada por estructuras paleozoicas. (Franke y col. 2007). Las dos cuencas se extienden hacia el interior del continente y tienen un espesor sedimentario similar. Los depocentros son del orden de 6 a 8 km de profundidad. Ambas cuencas se encuentran separadas por un alto de basamento, el Alto de Tandil.

Hay dos provincias de basamento en el área de Colorado/Salado, una ígnea-metamórfica pérmica y otra paleozoica tardía de roca sedimentaria también pérmica. Datos de pozo sugieren que debajo de la cuenca del Colorado se encuentra la cuenca de Claromecó (Raggio, Welsink y Gerster 2011). Franke y col. 2007 interpretó el basamento como una combinación de Ventina, el depocentro de la cuenca de Claromecó y rocas Paleozoicas-Mesozoicas

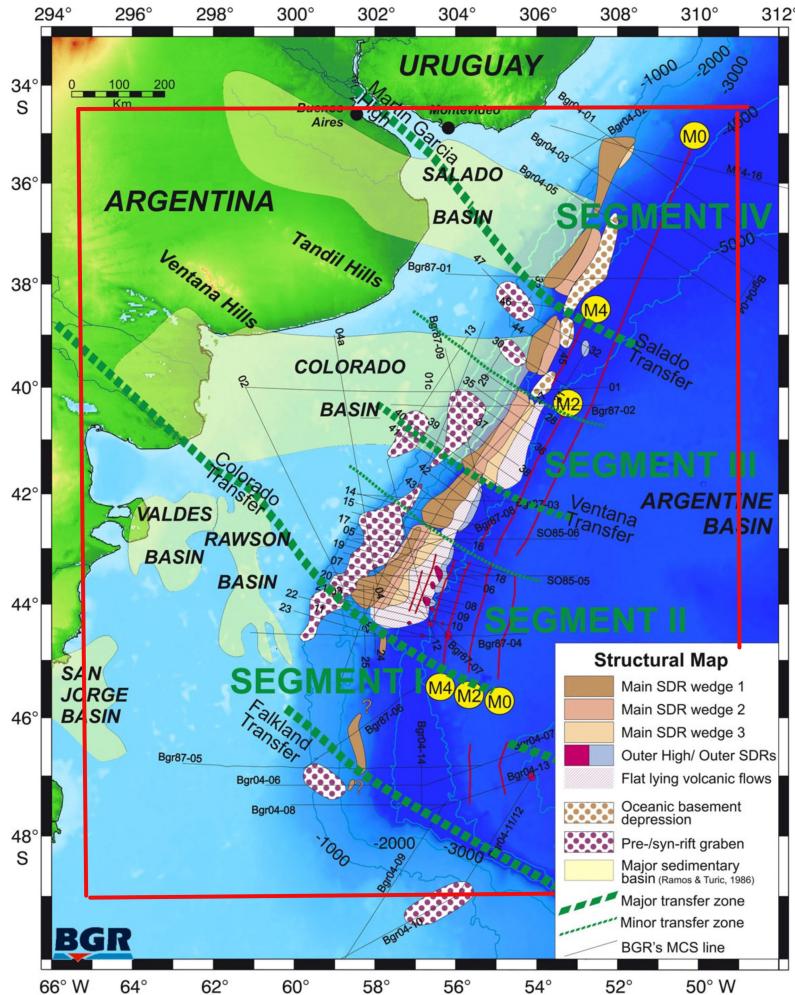


Figura 2.3: Margen pasivo argentino y área de estudio (rojo). Modificado de Franke y col. 2007

de la Patagonia.

La Cuenca del Salado tiene orientación NO-SE, es una cuenca angosta y es el límite norte del área de estudio para el presente trabajo. La misma se extiende 500 km, parte en el continente y parte en la plataforma continental. Como se puede ver en la Figura 2.4, se cierra hacia el NO, donde es más

angosta y se abre hacia el SE, dirección en la cual se vuelve más ancha. Tiene un espesor de sedimento de 6 km. El Alto del Plata la separa de la Cuenca Argentina. Se la interpreta como una cuenca con forma de graben originado por fallas de dirección NO-SE.

La Cuenca del Colorado, al sur de la Cuenca del Salado, tiene una orientación (O-E) casi perpendicular a la dirección del margen (Figura 2.4). Se encuentra casi enteramente en la plataforma continental y tiene un área de  $500 \times 200 \text{ km}^2$  (Ottone y col. 2018). La cuenca se encuentra separada de la Cuenca Argentina por la parte sur del Alto del Plata y de la cuenca del Salado por el Alto de Tandil, de rocas precámblicas y dirección NO-SE. Esta cuenca tiene tres depocentros, elongados en la dirección NO-SE, subparalelos al depocentro de la cuenca subyacente, la Cuenca de Claromecó (Raggio, Welsink y Gerster 2011). Los depocentros están controlados por el fallamiento del basamento y son el resultado de la segmentación de la cuenca dado por fallas transversales paralelas al margen pasivo actual. La gruesa capa sedimentaria contiene desde depósitos Jurásicos hasta sedimentos continentales recientes (Raggio, Welsink y Gerster 2011).

En la Figura 2.4 Las transectas AA' y BB' son perpendiculares a las cuencas del Colorado y del Salado pueden ser asociadas con la Figura 2.1 B, ya que son cuencas de rift que no alcanzaron el estadio de Figura 2.1 C. La transecta CC' atraviesa el margen pasivo en sentido perpendicular al talud, es decir puede asociarse a la Figura 2.2.

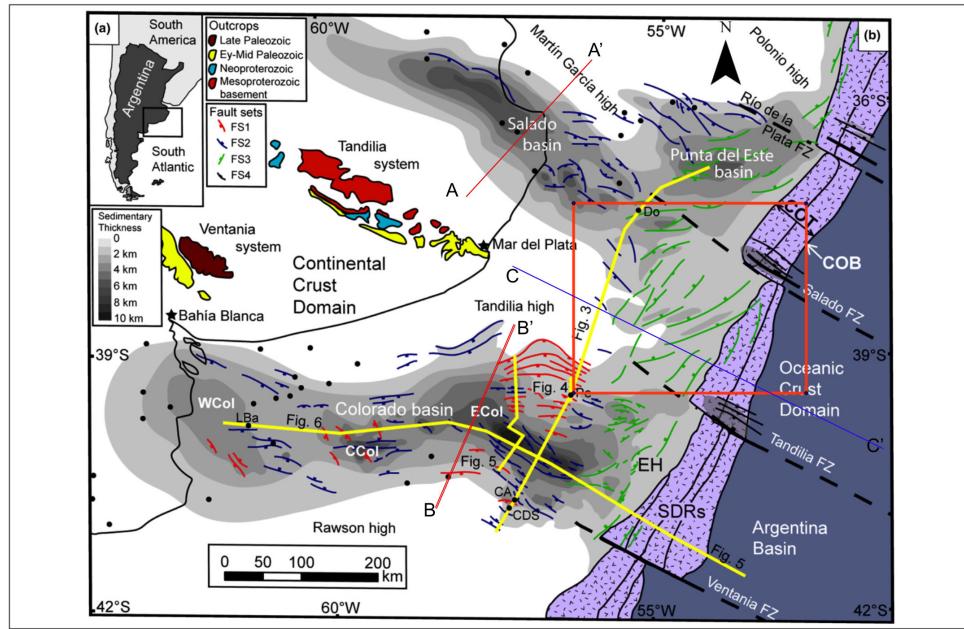


Figura 2.4: Cuencas del Colorado y del Salado. Área de estudio. Modificada de Lovecchio y col. 2018

### 2.2.1.2. Trabajos previos

Una serie de trabajos han aplicado métodos potenciales para el estudio del margen pasivo argentino con distintos objetivos. Se presentan aquí algunos de ellos, los más revisados para la realización de este trabajo.

M. A. Arecco 2018 realizó en su tesis doctoral un estudio amplio del margen pasivo argentino, tanto del margen volcánico como del margen transforme. Lo realizó a partir de los campos potenciales gravimétrico y magnético aplicando filtros en el espacio y en frecuencia, cálculos de deconvolución y modelado de inversión 2D y 3D junto con Pizarro y col. 2016. Mediante el análisis de los filtros aplicados evaluó cualitativamente cambios de densidad

o susceptibilidad magnética, y con la de deconvolución calculó el tipo, tamaño y profundidad de las estructuras que componen el COB. Finalmente con el modelo de inversión 2D y 3D generó soluciones de extensión continua. Entre los filtros para una evaluación cualitativa que aplicó, se encuentran las técnicas de realce como la señal analítica (SA), el ángulo tilt (TDR), el gradiente horizontal del ángulo tilt(TDR\_THDR), el gradiente horizontal (GH), la segunda derivada vertical (SDV). Entre los métodos de evaluación cuantitativos aplicó la deconvolución de Euler y de Werner. En su trabajo, el modelado gravimétrico bidimensional se basó en información sísmica multicanal (SMC), de refracción y batimétrica provenientes de campañas oceanográficas (M. Arecco, Pizarro y Ruiz 2014, Pizarro y col. 2016, M. A. Arecco 2018). Además, en su tesis doctoral M. Arecco, Pizarro y Ruiz 2014 realizó una validación de los datos de anomalía de aire libre de Sandwell y Smith 2009 con datos públicos de campañas oceanográficas realizadas por la Comisión Nacional del Límite Exterior de la Plataforma Continental (COPLA) y el Federal Institute for Geosciences and Natural Resources (BGR) entre los años 1957-2004.

Pedraza De Marchi 2015 analizó en su trabajo de doctorado el estado isostático del margen pasivo argentino mediante el cálculo y análisis de anomalías isostáticas y de Bouguer (Pedraza De Marchi 2015).

Los trabajos de Blaich y col. 2009 y León 2007 son orientados al estudio de las estructuras geológicas de la corteza en la zona de estudio. Ambos realizaron modelos gravimétricos bidimensionales a lo largo del margen, similares a los presentados en este trabajo. Se basaron en información sísmica de reflexión y refracción de las campañas de adquisición sísmica del insti-

tuto alemán BGR. Estos modelos permiten ubicar la posición de los SDRs y la corteza subplacada ( Blaich y col. 2009; León 2007). Además Blaich y col. 2009 realizan un análisis comparativo entre los márgenes conjugados argentino y sudafricano mediante el análisis de perfiles bidimensionales. Estudiaron el carácter de la transición continente-océano mediante el análisis de la variación regional de los campos potenciales.

Autin y col. 2016 realizaron un análisis de la presencia, la posición y la litología de cuerpos en la corteza inferior en la cuenca de Colorado. El trabajo fue realizado usando modelado gravimétrico y cálculos del campo de temperaturas de la cuenca de Colorado. Como resultado principal encontraron que la presencia de cuerpos de alta densidad debajo de los principales depocentros de las cuencas y los SDRs permiten reproducir la respuesta tanto del campo de gravedad como el campo de temperaturas. Luego proponen una posible historia evolutiva de la cuenca y el desarrollo de estos cuerpos junto con un análisis de la posible litología de los cuerpos.

Además de los mencionados trabajos realizados con datos de campos potenciales (M. A. Arecco 2018; Pizarro y col. 2016; Pedraza De Marchi 2015; Blaich y col. 2009; León 2007; Autin y col. 2016) se han realizado estudios del margen utilizando otros datos geofísicos como datos sísmicos.

Lovecchio y col. 2018 realiza un estudio geológico de la cuenca del Colorado basado en interpretación de sísmica de reflexión analizando la evolución del rifting mesozoico, identificando tres eventos de rift.

Raggio, Welsink y Gerster 2011 en un trabajo realizado junto con Welsink y Gerster, presenta un análisis de la evolución tectónica y la estratigrafía de las cuencas del Salado y Punta del Este.

La motivación para realizar este trabajo, además de presentar la posibilidad de integrar una importante cantidad de datos y técnicas geofísicas, está asociada al análisis del margen pasivo a nivel cortical. Como se expuso previamente, los trabajos de M. Arecco, Pizarro y Ruiz 2014, Pizarro y col. 2016, Blaich y col. 2009, León 2007 y Autin y col. 2016 tuvieron este mismo objetivo por lo cuál fueron estudiados e integrados al modelo presentado en este trabajo. La afirmación de sus hipótesis respecto a la posición de los SDRs, la HVLC, la COB y la COT y las anomalías astenosféricas, así como la generación de un modelo de densidades propio integrando nuevos datos obtenidos recientemente fue de interés para realizar este trabajo. Además, los cuerpos de alta velocidad modelados por Autin y col. 2016 en Colorado no fueron modelados en la cuenca del Salado antes de este trabajo.

En resumen, el objetivo principal de este trabajo es integrar el conocimiento previo basado en investigaciones realizadas con anterioridad en el área, junto con los datos disponibles (tanto previos, como nuevas adquisiciones) en modelos de gravedad bi y tridimensional para poder analizar las características geológicas/estructurales del área de estudio.

# **Capítulo 3**

## **Metodología**

En este capítulo se exponen los principios teóricos de las herramientas utilizadas para la elaboración del trabajo. En particular, para esta tesis se utilizó el modelado gravimétrico, por lo que se hablará del mismo en general, incluyendo un flujo de trabajo usual, que involucra, como parte fundamental, la integración de datos de distinta naturaleza. Se comentan además los principios físicos y matemáticos detrás de la adquisición de los datos empleados y se hace especial hincapié en la herramienta utilizada para realizar los cálculos numéricos de las anomalías gravimétricas modeladas.

### **3.1. Modelado gravimétrico**

El estudio de la litósfera ha sido desarrollado esencialmente mediante investigaciones geofísicas. La litósfera es la parte rígida y más superficial de nuestro planeta, conformada por la corteza y la parte superior del manto (Tarbuck y Lutgens 2005). Esta se desplaza sobre la astenosfera dando lugar

a la tectónica de placas. Esta región es la que preserva la historia de los procesos tectónicos producto de movimientos astenosféricos y perturbaciones térmicas que modifican la composición de la corteza y deforman a la misma. Todos los métodos geofísicos han contribuido al estudio de la litósfera. En particular los gravimétricos y los magnéticos, que fueron los primeros en utilizarse para este fin y continúan teniendo un rol importante a pesar de su limitación de resolución e incertidumbre intrínseca. Estos métodos son especialmente utilizados para el estudio de estructuras a escala litosférica, particularmente la corteza superior, permitiendo la integración de datos de distintos orígenes y resultados previos para realizar un análisis en conjunto (Gómez Dacal y col. 2017).

La litósfera presenta estructuras y cuerpos intrusivos, los cuerpos dan lugar a contrastes de propiedades físicas. Estos contrastes permiten identificar la presencia de cuerpos anómalos y modelar su geometría. En este trabajo se construye un modelo de la litósfera marina con el objetivo de que la respuesta gravimétrica del mismo represente las observaciones de gravedad en la misma región incluyendo datos e información adicional disponible en el área. Esta es la forma de proceder al realizar un modelo directo, del cual se hablará en detalle más adelante. Las hipótesis que se prueban mediante este método son geológicas en el punto en que intentan responder a preguntas vinculadas a la evolución tectónica del margen pasivo (W. J. Hinze, Frese y Saad 1995)

El campo de gravedad terrestre, así como el magnético, proveen información de la naturaleza de los materiales en la tierra (Lillie 1998). El campo en su totalidad puede ser descripto por un potencial escalar. El campo gravitacional terrestre puede aproximar con un modelo geométrico global: el

elipsoide con masa igual a la masa total terrestre. Modelando un elipsoide con velocidad angular de rotación igual a la terrestre, se logra modelar también el efecto centrifugal y así el campo de gravedad total. Para estudios geofísicos se trabaja con la componente vertical de la gravedad observada y teórica (Gómez Dacal y col. 2017).

El modelado gravimétrico consiste en proponer una distribución de parámetros físicos y geométricos del subsuelo, para luego obtener a partir de una relación física-matemática entre dichos parámetros una respuesta que simule la observación del campo de gravedad. A esto lo llamamos resolución del problema directo (Gómez Dacal y col. 2017). Específicamente, el modelado gravimétrico consiste en, a partir de una distribución de densidades para el subsuelo propuesta con una fundamentación geológica y geofísica basada en datos previos, calcular cual sería la respuesta gravitacional. La distribución de densidades quedará caracterizada por un conjunto de parámetros que indican su distribución geométrica y los contrastes de densidad (Telford, L y Sheriff 1990).

Se entiende por inversión la resolución del problema inverso, es decir el problema de determinar los parámetros físicos que se buscan caracterizar para la zona de estudio a partir de datos observados. Los parámetros de un problema de inversión son las variables de la función matemática del modelo que no conocemos (Telford, L y Sheriff 1990). En el caso particular del método gravimétrico, este problema consiste en hallar la geometría y propiedades físicas (forma, profundidad y contraste de densidad) de la fuente generadora de la perturbación a partir de medidas de gravedad. El problema inverso se resuelve usualmente solucionando previamente el problema directo con un

modelo inicial, generado teniendo en cuenta información previa como puede ser información geológica, mapas de la zona o estudios previos, para luego comparar la respuesta obtenida con los datos observados. Una vez hecho esto se procede a ajustar la respuesta modificando los parámetros del problema mediante distintas técnicas hasta que esta coincida dentro de un cierto error con la observada en el campo. En el proceso de ajuste hay que tener en cuenta los siguientes puntos: (Gómez Dacal 2017)

- El problema gravimétrico no tiene una solución única sino infinitas, es por esto que es tan necesaria e importante la obtención de información adicional. A esto le llamamos Ambigüedad del método gravimétrico.
- Los datos observados son medidas indirectas, es decir, no son una medida de los parámetros del problema directamente sino que miden un fenómeno físico que describimos por medio de un modelo.
- Los parámetros deben ser variados teniendo en cuenta las restricciones que marcan las fuentes de información previa.
- El hecho de que existan infinitas soluciones hace que debamos considerar la posibilidad de que haya otra solución que sea igualmente factible, siempre y cuándo ajuste al mismo tiempo con todos los datos e información previa disponible y utilizada en el modelo.
- Los modelos matemáticos son en general no lineales, lo que hace que a menudo sea necesario linealizar el problema para simplificarlo.

Normalmente el modelado gravimétrico aplicado al estudio del suelo consiste en modelar algún tipo de reducción de la gravedad, como pueden ser

las anomalías de aire libre o las anomalías de Bouguer (Telford, L y Sheriff 1990).

En la Figura 3.1 se muestra el flujo de trabajo llevado a cabo en esta tesis. Gran parte del trabajo fue dedicado a la generación del modelo inicial. Para generar un modelo inicial es necesario reunir e integrar datos previos en un modelo estructural del subsuelo. Esta primera distribución de densidades puede estar conformada por parámetros restringidos por la información previa y parámetros libres que serán modelados para realizar el ajuste. Mediante el ajuste del modelo inicial se determinan valores para los parámetros libres (Figura 3.1) llegando así al modelo de densidades final restringido tanto por la gravedad como por la información previa disponible.

Se utilizaron datos sísmicos para la determinación de la profundidad de las superficies que representan los principales contrastes de densidad y los datos de pozo fueron utilizados para determinar densidades de sedimentos y SDRs. Asimismo se emplearon mapas estructurales, determinaciones previas de la COB y otros modelos gravimétricos previos expuestos en el capítulo 2 como información para el ajuste del modelo. En los capítulos 4 y 5 se desarrolla tanto el armado del modelo inicial a partir de estos datos como la forma en que fueron llevadas a cabo las modificaciones de los parámetros libres con el fin de alcanzar un ajuste de la gravedad aceptable. Dado que los datos ajustados son anomalías de aire libre, se analizan las mismas a continuación. Luego se hace una introducción teórica sobre los datos sísmicos y los datos de pozo como parte de la restricción del modelo.

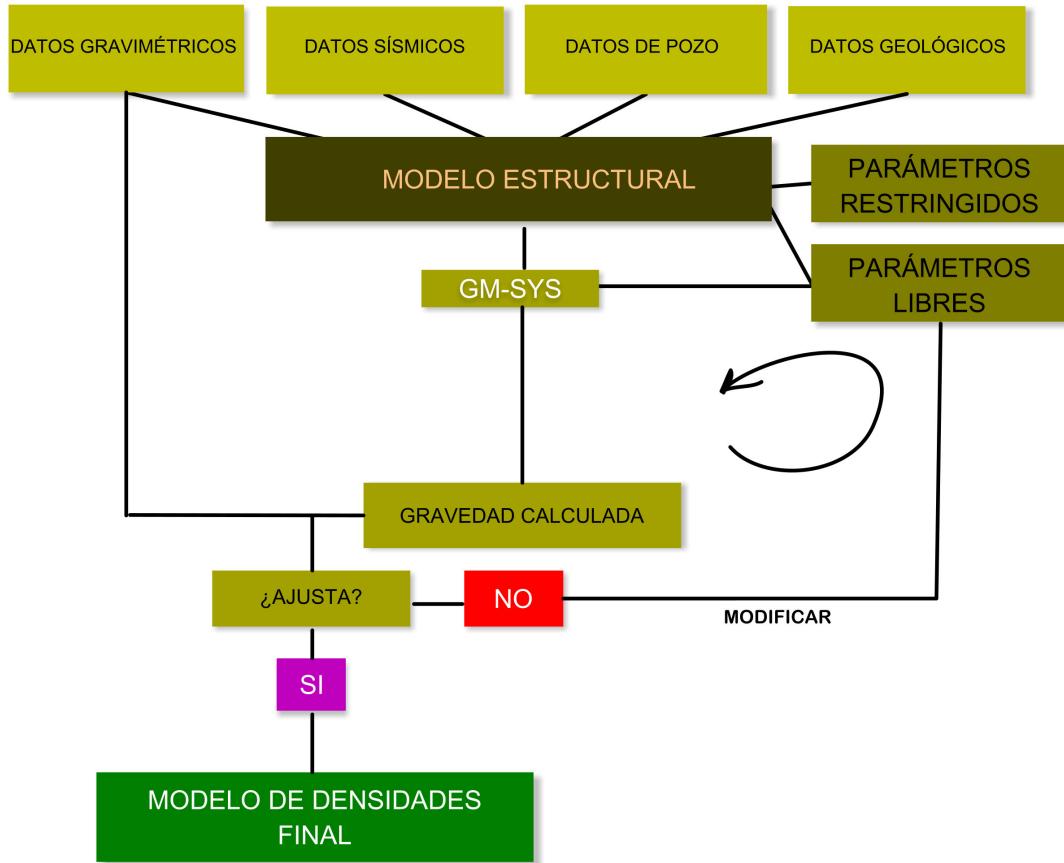


Figura 3.1: Flujo de trabajo general del modelado gravimétrico utilizado para esta tesis

### 3.1.1. Anomalías de gravedad

Podemos interpretar la distribución de masa en distintas regiones de la tierra a partir de observaciones de gravedad. Para obtener información a partir de la observación del campo de gravedad es necesario calcular la diferencia entre el campo observado  $\vec{g}_0$  y un campo teórico  $\vec{\gamma}_0$  de una tierra de densidad homogénea y con una forma geomérica definida matemáticamente.

A esta diferencia se la llama *anomalia gravimétrica* ( $\vec{\Delta g}$ ) (M. A. Arecco 2018).

$$\Delta \vec{g} = \vec{g}_0 - \vec{\gamma}_0, \quad (3.1)$$

El campo ( $\vec{\gamma}_0$ ) es la *gravedad teórica* y representa el campo generado por un modelo de un elipsoide de revolución de igual masa que nuestro planeta, rotando con la misma velocidad angular que la tierra centrado en el centro de masa terrestre. De esta forma el campo centrífugo es eliminado del campo observado junto con la aproximación de primer orden para el campo del planeta. Se denomina geoide a la superficie equipotencial más cercana al nivel de un océano ideal. El elipsoide al que corresponde  $\vec{\gamma}_0$  se define de forma tal que coincide de la mejor forma posible con la superficie del nivel del mar medio global, la superficie observable que mejor se ajusta al geoide. La desviación entre el elipsoide de referencia y el geoide se denomina ondulación geoidal ( $N$ ) (Torge 2001).

Para estudios geofísicos se entiende que esta diferencia se debe a una serie de efectos que contribuyen al valor de gravedad observados. Siguiendo la diferenciación de Blakely 1995 podemos nombrar las siguientes:

- efecto de la elevación por encima del elipsoide
- efecto de la masa sobre el elipsoide
- variaciones dependientes del tiempo
- efecto de la carga topográfica
- efecto de las variaciones laterales de densidad

- efecto de las variaciones de densidad en el manto superior

Modelando cada uno de estos efectos podemos removerlos del valor de las anomalías (ecuación 3.1) con el fin de utilizarlos para distintos objetivos. En particular, para el cálculo de anomalías de aire libre se aplica la siguiente reducción,

$$AAL = g_0 - \gamma_0 + C_{AL}, \quad (3.2)$$

$g_0$  es la componente vertical del campo observado reducido al geoide,  $\gamma_0$  es la componente vertical del campo teórico en el elipsoide y  $C_{AL}$  es la corrección de aire libre. La corrección de aire libre corresponde al primer efecto nombrado, la elevación del punto de observación por encima del nivel medio del mar y puede ser aproximada (en mGal), en un primer orden como sigue:

$$C_{AL} = 0,03086 h, \quad (3.3)$$

donde  $h$  es la altura por sobre el nivel medio del mar en metros. La aceleración de la gravedad decrece aproximadamente 1 mGal cada 3 m de elevación desde la superficie terrestre. Se define como datum la superficie del nivel medio del mar ya que esta es la superficie observable que mejor aproxima una superficie equipotencial del campo, y respecto al mismo se mide  $h$ . En particular a la hora de trabajar en el mar esta corrección es nula ya que las observaciones son realizadas sobre esta superficie o en caso de ser calculadas de forma indirecta, representan el valor de  $g_0$  sobre el nivel del mar (M. A. Arecco 2018).

Esta anomalía permite entonces estudiar las variaciones laterales de den-

sidad, que son precisamente el objetivo de esta tesis. Las anomalías serán positivas ante un “exceso” de masa y negativas ante un “déficit” de masa con respecto al modelo.

### **3.1.1.1. De la altimetría satelital a las anomalías de gravedad**

Las mediciones de gravedad antes de la era satelital eran medidas mediante el principio de inercia, observando la aceleración de una masa suspendida ante la atracción de la gravedad. El instrumento utilizado para esta medición es el gravímetro. Claro está, este sigue siendo el mejor modo de observar el campo de gravedad para muchos otros fines distintos al del modelado de anomalías gravimétricas en el océano, y también para trabajos en el océano si se cuenta con suficientes mediciones. La tecnología actual permite obtener mediciones del campo de gravedad a partir de la observación de la ondulación del geoide tal como se explicará a continuación y constituye para el mar un dato mejor que el de los modelos geopotenciales globales provenientes de gravimetría satelital como fue mostrado por Pedraza De Marchi en su tesis doctoral Pedraza De Marchi 2015.

A continuación haremos una reseña de cómo son calculadas las anomalías de aire libre a partir de datos de altimetría satelital.

Para calcular la altura del satélite sobre el elipsoide de referencia (Figura 3.2) se utiliza una red global de posicionamiento satelital junto con cálculos precisos de la órbita basadas en el modelo de gravedad JGM-3. Se asume que la altura sobre el elipsoide es igual a la altura geoidal de modo tal que las desvíos de la superficie del mar respecto al geoide junto con las corrientes oceánicas son falsas anomalías en el cálculo de la gravedad (Figura 3.2). Para

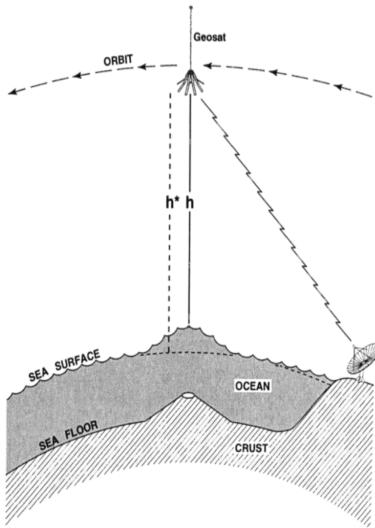


Figura 3.2: Altímetro orbitando a una altura de 800 km y mide la distancia a la superficie oceánica registrando el tiempo de viaje del pulso. La línea punteada representa el elipsoide de referencia. Figura modificada de Sandwell et. al. Sandwell y Smith 1997

el cálculo de anomalías de aire libre Sandwell et. al. (2009) usan una aproximación de tierra plana. En las ecuaciones siguientes la ondulación geoidal,  $N(\mathbf{x})$  y la anomalía de gravedad,  $\Delta g(\mathbf{x})$  se asocian al potencial de gravedad perturbado  $V(\mathbf{x},z)$  donde  $\mathbf{x}$  corresponde a  $(x,y)$ . También considerar que  $\mathbf{k}$  corresponde a  $(k_x, k_y)$

A su vez el potencial perturbado  $V$  satisface la ecuación de Laplace en el exterior de las masas,

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0, \quad (3.4)$$

donde la anomalía de gravedad es la derivada vertical del potencial perturbado (Sandwell et. al., 1997 Sandwell y Smith 1997)

$$\Delta g(\mathbf{x}) = -\frac{\partial V(\mathbf{x}, 0)}{\partial z}, \quad (3.5)$$

luego

$$\frac{\partial \Delta g(\mathbf{x})}{\partial z} = -\left(\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2}\right). \quad (3.6)$$

A su vez se puede vincular la ondulación del geoide con el potencial perturbado mediante la fórmula de Bruns (Torge, 1989 Torge 2001),

$$N(\mathbf{x}) \approx \frac{1}{g_0} V(\mathbf{x}, 0), \quad (3.7)$$

donde  $g_0$  es el valor medio de la aceleración de la gravedad ( $9.81 \text{ ms}^{-2}$ ). Llamando  $\eta$  a la componente este de la deflexión vertical, que es a su vez la variación de la ondulación del geoide  $N$  en la dirección  $x$ , y  $\xi$  a la componente norte de la deflexión vertical, que a su vez es la variación de la ondulación del geoide en  $y$ ,

$$\eta(\mathbf{x}) \equiv -\frac{\partial N}{\partial x} \approx \frac{-1}{g_0} \frac{\partial V}{\partial x}, \quad (3.8)$$

y

$$\xi(\mathbf{x}) \equiv -\frac{\partial N}{\partial y} \approx \frac{-1}{g_0} \frac{\partial V}{\partial y}, \quad (3.9)$$

sustituyendo 3.5, 3.8, y 3.9 en la ecuación de Laplace 3.4 vemos que

$$\frac{\partial \Delta g}{\partial z} = -g_0 \left( \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial \xi}{\partial y} \right) = 0, \quad (3.10)$$

Esta es la expresión utilizada para computar el gradiente de gravedad vertical de grillas de deflexión vertical este-norte. (Rummel and Haagmans, 1990,

Sandwell y Smith 1997). Esto quiere decir que con dos perfiles de altimetría ortogonales se puede calcular el gradiente vertical de la gravedad a partir de la curvatura de los perfiles multiplicado por la aceleración de la gravedad media. La integración de 3.10 para el cálculo de las anomalías se puede realizar en el dominio de la longitud de onda

$$\frac{\partial \Delta G(\mathbf{k}, z)}{\partial z} = -i2\pi g_0 [k_x H(\mathbf{k}) + k_y \Xi(\mathbf{k})], \quad (3.11)$$

Donde  $G$ ,  $H$  y  $\Xi$  son las transformadas de Fourier de  $g$ ,  $\eta$  y  $\xi$ . Por otro lado se tiene que la ecuación de continuación ascendente vincula la anomalía de gravedad en superficie con una anomalía a una altura  $z$  dada del siguiente modo

$$\Delta G(\mathbf{k}, z) = \Delta G(\mathbf{k}, 0) \exp(-2\pi|\mathbf{k}|z), \quad (3.12)$$

donde  $|k| = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$  ( Sandwell y Smith 1997). Derivando respecto a  $z$  y evaluando en  $z = 0$  llegamos a una fórmula que vincula la transformada de Fourier de la anomalía de gravedad con la suma de las transformadas de las dos componentes de la deflexión vertical

$$\Delta G(\mathbf{k}, 0) = \frac{ig_0}{|\mathbf{k}|} [k_x H(\mathbf{k}) + k_y \Xi(\mathbf{k})]. \quad (3.13)$$

Para calcular las anomalías en una grilla densa de  $\eta$  y  $\xi$  se aplica la transformada de Fourier espacial a la grilla de deflexión y luego se realizan las multiplicaciones de 3.13. Por último se calcula la transformada inversa para obtener las anomalías de gravedad. Para consultar este desarrollo para el cálculo de anomalías de aire libre ver el apéndice A del trabajo de Sandwell

y Smith 1997.

### **3.2. Interpretación sísmica**

El método sísmico de prospección es considerado el más importante de los métodos geofísicos debido a su alta precisión, alta resolución y gran penetración. La principal aplicación de los métodos sísmicos, especialmente por sus costos, es la exploración petrolera. Sin embargo su aporte al conocimiento de las estructuras en el subsuelo es de gran interés para otras aplicaciones como las investigaciones científicas (Telford, L y Sheriff 1990).

Las técnicas básicas para la exploración sísmica consisten en la generación de ondas sísmicas y la medición del tiempo requerido para que las ondas viajen desde la fuente hasta una serie de geófonos en un arreglo espacial. El objetivo de los métodos sísmicos es deducir, a partir de los tiempos de arribo y su distribución espacial, información sobre las rocas; principalmente la profundidad de los reflectores (contrastos de impedancia acústica; Yilmaz 2001). A partir del conocimiento de los tiempos de viaje y la velocidad de propagación de las ondas, se intenta reconstruir la trayectoria de las ondas sísmicas (Telford, L y Sheriff 1990). La información estructural del subsuelo puede provenir de trayectorias de tres naturalezas diferentes: las ondas directas, las ondas reflejadas o los rayos refractados. Para las ondas directas y las refractadas la mayor parte de la trayectoria de la onda se da sobre la interfase entre dos capas de distintas propiedades elásticas. Las ondas reflejadas viajan hacia el interior de la tierra y al arribar a una interfase entre capas con distinta impedancia acústica, parte de la energía se refleja y vuelve

a la superficie, parte de la energía es transmitida al siguiente medio y parte es disipada. Entendemos como impedancia acústica a la multiplicación de densidad ( $\rho$ ) de dicho medio por la velocidad ( $v$ ) de propagación de onda P en dicho medio.

El procesamiento sísmico tiene como objetivo principal construir mapas que representen estructuras geológicas a partir de la ubicación de los reflectores. La interpretación de secciones sísmicas se basa principalmente en la selección de eventos que representan reflexiones primarias en una misma interfase, traducir los tiempos de viaje en profundidades y buzamientos y realizar mapas de los horizontes interpretados. Además, el intérprete debe identificar eventos como reflexiones múltiples y difracciones no corregidas en el procesamiento (Telford, L y Sheriff 1990).

Los datos sísmicos pueden ser utilizados, además de para la generación de imágenes del substituto, para conocer propiedades petrofísicas de las formaciones. En particular la velocidad de propagación de las ondas p es importante, ya que permite convertir el dato en tiempo a profundidades. La calidad de la profundidad calculada dependerá de la calidad de las velocidades. Para esto se suelen usar velocidades interválicas que pueden calcularse a partir de las velocidades de procesamiento. Además, es un dato con el cual se pueden realizar cálculos de estimación de densidades (M. A. Arecco 2018). Las velocidades utilizadas en la sísmica para procesar el dato son las llamadas velocidades *de apilamiento* (*velocidad de stacking* en inglés) y se pueden obtener a partir del procesamiento ya que son las que permiten horizontalizar las hipérbolas de reflexión en un Common Dip Point Gather(CDP Gather: por sus siglas en inglés). Se define la velocidad media cuadrática  $V_{RMS}$  como:

$$v_{RMSn} = \frac{\sum_{i=1}^n v_i^2 \Delta t_i}{\sum_{i=1}^N t_i}, \quad (3.14)$$

A partir de esta velocidad se pueden calcular las velocidades interválicas mediante la fórmula de Dix (Yilmaz 2001):

$$v_{intn} = \sqrt{\frac{v_{RMS-n}^2 \Delta t_n - v_{RMS-(n-1)}^2 \Delta t_{n-1}}{t_n - t_{n-1}}}. \quad (3.15)$$

### 3.3. Datos de densidad de pozo

En sondeos de pozo se aplican instrumentos de medición denominados 'density loggers' o sondas de rayos gamma, que entregan una diagrafía de densidad de las distintas formaciones geológicas. El método consiste en bajar una sonda con una fuente radiante y un detector. Un "density logger" típico utiliza fuentes Cesium-137 las cuales emiten rayos de 0.66 MeV. La fuente de rayos gamma, ubicada a 45 cm de la pared del pozo aproximadamente, emite radiación hacia la formación, estos rayos interactúan con los electrones de la formación y son dispersados en una interacción llamada dispersión de Compton. La concentración de electrones en la formación geológica determina la amplitud de la radiación dispersada, la cual es aproximadamente proporcional a la densidad de la formación geológica. Dada la poca penetración de estos rayos, el volumen estudiado es pequeño. Por lo general el log llega a observar la región del pozo invadida por el lodo de perforación y es por esto que el dato presenta, una vez aplicadas algunas correcciones al dato, un error de aproximadamente  $0.01 g/cm^3$  (W., D.V. y J.S. 1981).

## 3.4. Modelado 2D

El modelado bidimensional se puede realizar mediante el cálculo de las componentes vertical y horizontal de la gravedad para un cuerpo bidimensional de forma arbitraria aproximándolo a un polígono de n lados (Talwani, Worzel y Landisman 1959). Hay muchas estructuras geológicas que presentan simetrías en un eje perpendicular a un plano que corte la superficie terrestre xz; de forma tal que acepten ser resueltas con métodos de modelado bidimensional.

Hay distintas formas de calcular un modelo bidimensional, en particular se detallará el funcionamiento de los algoritmos mediante los cuales el programa utilizado realiza el cálculo de las componentes del campo modeladas. Luego se comentará el programa utilizado y las herramientas que ofrece el mismo.

### 3.4.1. Fundamentos - Algoritmos de Talwani, Worzel y Landisman

El método de Talwani, Worzel y Landisman consiste en calcular las componentes vertical y horizontal de la atracción gravitatoria sin la necesidad de fraccionar los cuerpos en pequeños polígonos regulares, lo cual puede ser muy costoso computacionalmente y producir errores considerables (Talwani, Worzel y Landisman 1959).

Hubbert (1948) mostró que la componente vertical de la atracción gravitacional debida a un cuerpo de dos dimensiones en el origen es igual a

$$2G\rho \oint z d\theta, \quad (3.16)$$

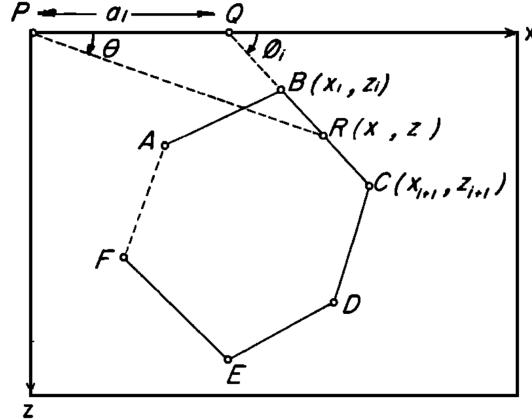


Figura 3.3: Convenciones geométricas usadas para el cálculo de la atracción de un polígono de  $n$  lados. Modificada de Talwani et. al Talwani, Worzel y Landisman 1959

donde  $z$  es la profundidad desde la superficie y  $\theta$  es el ángulo entre la superficie y el lado  $PR$  (Figura 3.3). Tomando la integral de línea a lo largo del perímetro donde  $G$  es la constante universal de la gravitación y  $\rho$  es la densidad volumétrica del cuerpo, se puede mostrar que la componente horizontal permite ser calculada mediante

$$2G\rho \oint x d\theta. \quad (3.17)$$

Considerando una distribución geométrica como la de la Figura 3.3 podemos resolver las ecuaciones 3.16 y 3.17 mediante la sumatoria de las integrales de cada uno de los lados del polígono. Por ejemplo, como se puede ver en la Figura 3.3, la continuación del lado  $BC$  cruza al eje  $x$  en  $Q$  formando un ángulo  $\Phi_i$  con la superficie. Podemos llamar  $a_i$  al lado  $PQ$  siendo  $i$  el número de vértice del polígono. Se observa en la Figura 3.3 que la coordenada  $z$  para

un punto R arbitrario en BC puede definirse a partir del ángulo  $\theta$  que forma la línea PR con la horizontal de la siguiente forma:

$$z = x \tan\theta, \quad (3.18)$$

y la misma coordenada z puede definirse a partir del ángulo  $\Phi$  que forma la línea RR con la horizontal de la siguiente forma:

$$z = (x - a_i) \tan\Phi_i, \quad (3.19)$$

a partir de este planteo geométrico se obtienen las expresiones:

$$\int_{BC} zd\theta = \int_B^C \frac{a_i \tan\theta \tan\Phi_i}{\tan\Phi_i - \tan\theta} d\theta \equiv Z_i, \quad (3.20)$$

y

$$\int_{BC} xd\theta = \int_B^C \frac{a_i \tan\Phi_i}{\tan\Phi_i - \tan\theta} d\theta \equiv X_i. \quad (3.21)$$

Llamando  $Z_i$  y  $X_i$  a las integrales para abreviar, las componentes vertical y horizontal de la atracción gravitatoria se calculan de la siguiente forma

$$V = 2G\rho \sum_{i=1}^n Z_i, \quad (3.22)$$

y

$$X = 2G\rho \sum_{i=1}^n X_i. \quad (3.23)$$

Resolviendo las integrales en las expresiones  $Z_i$  y  $X_i$  se pueden obtener las

expresiones finales para cada componente de la suma.

$$Z_i = a_i \sin\Phi_i \cos\Phi_i [\theta_i - \theta_{i+1} + \tan(\Phi_i) \log_e \frac{\cos\theta_i(\tan\theta_i - \tan\Phi_i)}{\cos\theta_{i+1}(\tan\theta_{i+1} - \tan\Phi_{i+1})}], \quad (3.24)$$

$$X_i = a_i \sin\Phi_i \cos\Phi_i [\tan\Phi_i(\theta_{i+1} - \theta_i) + \log_e \frac{\cos\theta_i(\tan\theta_i - \tan\Phi_i)}{\cos\theta_{i+1}(\tan\theta_{i+1} - \tan\Phi_{i+1})}], \quad (3.25)$$

con

$$\theta_i = \tan^{-1} \frac{z_i}{x_i}, \quad (3.26)$$

$$\theta_{i+1} = \tan^{-1} \frac{z_{i+1}}{x_i + 1}, \quad (3.27)$$

$$\Phi_i = \tan^{-1} \frac{z_{i+1} - z_i}{x_i + 1 - x_i}, \quad (3.28)$$

$$a_i = x_{i+1} + z_{i+1} \frac{x_{i+1} - x_i}{z_i - z_{i+1}}, \quad (3.29)$$

Se ve que para el cálculo son necesarias únicamente las coordenadas de los vértices (x,z) del polígono y la densidad correspondiente a cada polígono además de la posición donde se está calculando la atracción. Para conocer más este desarrollo se puede consultar el trabajo de Talwani et. al., 1959 Talwani, Worzel y Landisman 1959.

### 3.4.2. GM-SYS 2D

El programa GM-SYS 2D es una extensión del programa Oasis Montaj de Geosoft cuyo nombre completo en inglés es Gravity/Magnetic Modeling Software. Los métodos numéricos utilizados para calcular la respuesta gravimétrica están basados en los métodos de Talwani, Worzel y Landisman 1959 y Talwani y Heizler 1964 explicados en la sección anterior, y hacen uso de los algoritmos descritos en Won y Bevis 1987.

El algoritmo de Won y Bevis 1987 aplica este método y tiene la particularidad de hacer los cálculos de forma más veloz que los propuestos con anterioridad a su publicación. Este algoritmo prescinde del cálculo de gran número de funciones trigonométricas resultando las componentes de la siguiente forma:

$$Z = A[(\theta_1 - \theta_2) + B \ln \frac{r_2}{r_1}], \quad (3.30)$$

$$X = A[-(\theta_1 - \theta_2)B + \ln \frac{r_2}{r_1}], \quad (3.31)$$

donde A, B,  $r_1$  y  $r_2$  se calculan como

$$A = \frac{(x_2 - x_1) + (x_1 z_2 - x_2 z_1)}{(x_2 - x_1)^2 + (z_2 - z_1)^2}, \quad (3.32)$$

$$B = \frac{z_2 - z_1}{(x_2 - x_1)}, \quad (3.33)$$

$$r_1^2 = (x_1^2 + z_1^2), \quad (3.34)$$

$$r_2^2 = (x_2^2 + z_2)^2, \quad (3.35)$$

y los  $\theta$  se calculan como  $\theta_i = \tan^{-1}(\frac{z_i}{x_i})$ .

Por último aclaramos que el cálculo de  $\theta_2 - \theta_1$  debe realizarse con cautela en algunos puntos específicos para los cuales la resolución se puede encontrar en el trabajo de Won et. al. 1987 Won y Bevis 1987. Estos casos son, donde  $z_1$  y  $z_2$  tienen signos opuestos,  $x_1 = z_1 = 0$  ó  $x_2 = z_2 = 0$  y  $x_1 = x_2$ .

La suma de los cálculos de 3.30 y 3.31 para cada vértice permiten calcular la atracción gravitacional ejercida por un polígono de n lados y está dada en función de distancias geométricas al punto de observación P (parámetro geométrico) y su densidad (parámetro físico; Won y Bevis 1987).

Oasis Montaj permite trabajar en un entorno que permite administrar datos de pozos y grillas, todos los datos se pueden visualizar en un mapa integrador. A su vez permite utilizar estos datos para el armado y visualización de un modelo inicial con las extensiones de modelado gravimétrico y magnético tanto 2D como 3D. Para definir la geometría inicial del modelo 2D el programa permite extraer un perfil sobre un conjunto de coordenadas de la base de datos, de esta forma se pueden integrar las grillas de gravedad con las de las superficies interpretadas de la sísmica en un mismo perfil. En las Figuras 3.4a y 3.4b se puede ver un modelo ilustrativo sencillo en el cual se modelan tres superficies de discontinuidad y luego mediante la introducción de un cuerpo de densidad  $3\text{g}/\text{cm}^3$  se ajustan la gravedad observada y calculada.

El programa permite la integración de datos de sistemas de información geográfica (GIS) así como también permite integrar imágenes sísmicas a los

perfíles 2D facilitando así la integración de datos geológicos y geofísicos al modelo. Una vez que se ha integrado la información geométrica y física se puede la respuesta gravimétrica de un primer modelo, al que llamamos modelo inicial. Luego se puede modificar la geometría de los bloques de forma interactiva, esta es la mayor bondad del programa debido a que los métodos antes explicados son de difícil implementación para geometrías complejas. El ajuste del modelo se realiza de forma interactiva mediante la modificación de parámetros, ya sean densidades asignadas o geometrías de los bloques (Geosoft 2004).

Como herramienta adicional, el programa permite hacer inversión de perfíles aplicando la rutina de Marquardt (Marquardt 1963) para linealizar e invertir los cálculos.

### **3.5. Modelado 3D**

En la sección anterior mencionamos que las estructuras geológicas que admiten ser estudiadas mediante secciones bidimensionales son aquellas que presentan una simetría en la dirección perpendicular a la sección modelada. En el caso tridimensional, las expresiones de las anomalías pueden ser medidas y calculadas sobre una superficie en lugar de una curva y no requieren de la hipótesis mencionada anteriormente ya que se modela la totalidad del cuerpo. Hay varias técnicas para la resolución de este tipo de problemas, cada una con sus ventajas y desventajas y con mayor o menor probabilidad de aplicación. En este trabajo analizamos el método de cálculo de atracción gravitacional usado por el programa GM-SYS 3D, con el que se realizaron

los cálculos para este trabajo.

### 3.5.1. Fundamentos - Parker y Blakely

Los métodos tradicionales para el cálculo de campos teóricos 3D como el de Talwani y Edwing (1960) consisten en la descomposición de las estructuras del modelo en cuerpos más simples cuyas contribuciones son calculadas por separado y luego sumadas. A medida que el modelo se complejiza, el cálculo demanda mayor tiempo de cómputo. El método propuesto por Parker 1972 utiliza un método de factorización que trabaja en el dominio de las frecuencias y logra realizarse en tiempos de cómputo considerablemente cortos. Algunos conceptos básicos a tener en cuenta acerca de este método son:

- Los puntos de observación (o puntos de grilla del dato observado) yacen en un plano que se encuentra por sobre el material en todos los puntos.
- El punto anterior implica que este es un buen método para aplicaciones aeromagnéticas o mediciones sobre la superficie del mar.

Para calcular la atracción gravitacional de una estructura de volúmen  $V$ , empezamos calculando el potencial gravitacional  $U(r_0)$ ,

$$U(r_0) = G\rho \int_V \frac{dV}{|r_0 - r|}, \quad (3.36)$$

donde  $r = (x, y, z)$ ,  $G$  es la constante universal de la gravitación y  $\rho$  es la densidad el volúmen. En esta expresión, el caso de una geometría donde la profundidad varía entre  $z = 0$  y  $z = h(\vec{r})$  donde  $\vec{r}$  es la proyección de  $\mathbf{r}$  en el plano  $(x, y)$  y  $D$  la proyección de  $V$  en el plano  $xy$  resulta:

$$U(r_0) = G\rho \int_D dS \int_0^{h(r)} \frac{dz}{|r_0 - r|} \quad (3.37)$$

Supongamos que  $U$  es calculado únicamente sobre el plano  $z = z_0$ , de este modo  $U$  depende únicamente de  $\vec{r}_0$ , este plano deberá encontrarse por encima de la topografía. Tomando la transformada de Fourier

$$F[U(\vec{r}_0)] = \int_X dS_0 \frac{U}{r_0} \exp(i\vec{k}\cdot\vec{r}_0) = G\rho \int_X dS_0 \int_D dS \exp(i\vec{k}\cdot\vec{r}_0) \int_0^{h(r)} \frac{dz}{|r_0 - r|} \quad (3.38)$$

Donde  $X$  es el dominio de las longitudes de onda. Cambiando el orden de integración se puede resolver la última integral analíticamente en coordenadas polares y expresar la integral de  $z$  de forma explícita

$$F[U(\vec{r}_0)] = 2\pi G\rho \int_D dS_0 \exp(-|\vec{k}|z_0) \exp\left([|\vec{k}|h(\vec{r}) - 1]/|\vec{k}|^2\right), \quad (3.39)$$

Esta integral puede escribirse como una transformada de Fourier realizando una expansión de la segunda exponencial es una serie de Taylor (ver Parker et. al. Parker 1972) y reescribir la suma y la integral de forma que:

$$F[U(\vec{r}_0)] = 2\pi G\rho \exp\left(i\vec{k}\cdot\mathbf{r} - |\vec{k}|z_0\right) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|\vec{k}|^{n-2}}{n!} F[h^n(\vec{r}_0)], \quad (3.40)$$

lo cual es una suma de transformadas de Fourier.

Dado que por sobre las masas el potencial  $U$  satisface  $\nabla^2 U = 0$  el poten-

cial se puede escribir como

$$U(\mathbf{r}_0) = \frac{1}{4\pi^2} \int d^2 \mathbf{k} \vec{U}(\vec{k}) \exp\left(-|\vec{k}|\hat{z} \cdot \mathbf{r}_0 - \vec{k} \cdot \mathbf{r}_0\right), \quad (3.41)$$

por lo tanto  $F[U(\vec{r}_0)] = \vec{U}(\vec{k}) \exp\left(-|\vec{k}|\hat{z} \cdot \mathbf{r}_0\right)$ . La atracción vertical  $\Delta g$  por definición de potencial

$$\Delta g = \frac{+\partial U}{\partial z}, \quad (3.42)$$

entonces de las relaciones anteriores

$$F[\Delta g] = -|\vec{k}|F[\Delta g], \quad (3.43)$$

por último la expresión deseada para el cálculo de  $\Delta g$

$$F[\Delta g] = -2\pi G\rho \exp\left(i\vec{k} \cdot \mathbf{r} - |\vec{k}|z_0\right) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|\vec{k}|^{n-1}}{n!} F[h^n(\vec{r}_0)], \quad (3.44)$$

a partir de 3.45 podemos hacer el cálculo para una superficie de topografía variable dada por  $z = g(\vec{r})$ , y permitir que la densidad varíe con  $\vec{r}$

$$F[\Delta g] = -2\pi G\rho \exp\left(i\vec{k} \cdot \mathbf{r} - |\vec{k}|z_0\right) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|\vec{k}|^{n-1}}{n!} F[\rho(\vec{r}h^n(\vec{r}_0) - g^n(\vec{r}_0))], \quad (3.45)$$

Este resultado se puede extender para muchas capas en pocos pasos (Parker 1972).

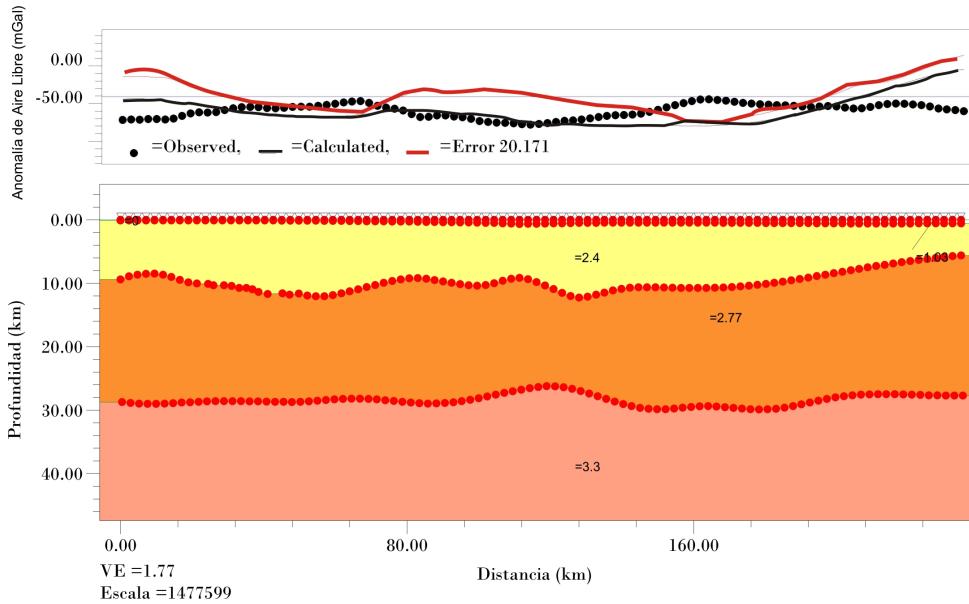
### 3.5.2. GM-SYS 3D

GM-SYS 3D es una extensión del programa Oasis Montaj de Geosoft. Los métodos numéricos utilizados para calcular la respuesta gravimétrica están basados en las técnicas publicadas por Parker 1972 y Blakely 1995 explicadas en la sección anterior. Los cálculos directos son realizados en el dominio de las frecuencias.

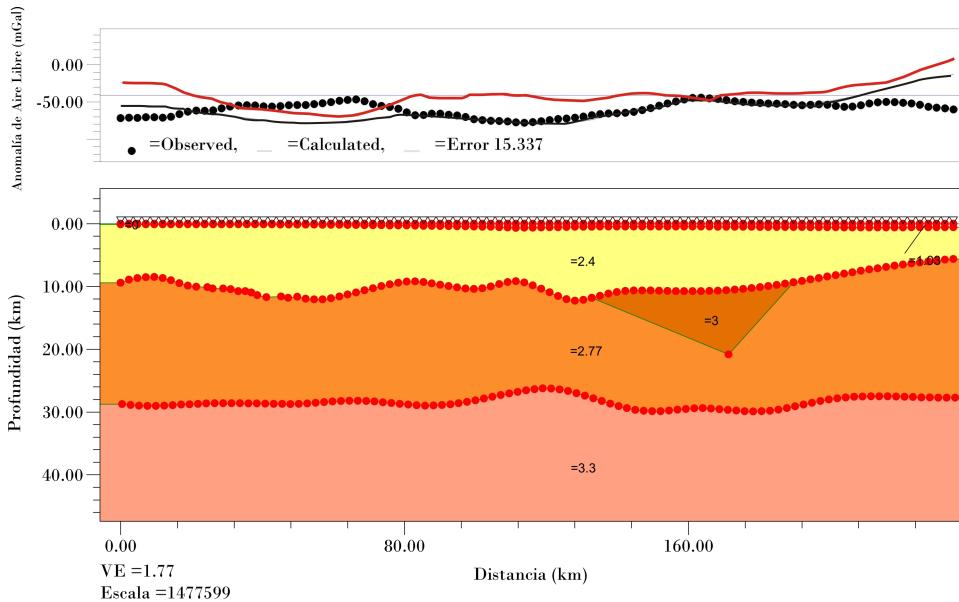
El programa permite generar un cubo al cual se pueden añadir grillas de la forma  $z = g(\vec{r})$  que representen contrastes de densidad. Dentro de este cubo se pueden generar cuerpos siguiendo un procedimiento que consiste en generar perfiles bidimensionales xz extraídos del mismo cubo al que llamaremos 'secciones de trabajo' ya que son perfiles extraídos del cubo y de posición coincidente con las coordenadas, por ejemplo, de una línea sísmica. Sobre estas 'secciones de trabajo' se pueden dibujar los contornos de los cuerpos y luego generar los cuerpos tridimensionales mediante triangulación de los cuerpos que fueron dibujados en más de una sección. A estos cuerpos se les asigna la densidad deseada o grillas de densidad que representen variciones laterales de este parámetro.

A continuación se calculan las anomalías de gravedad, que en este caso fueron de aire libre, para la distribución de densidades modeladas sobre superficie del modelo. La superficie de cálculo puede ser tanto una altura constante o la topografía correspondiente.





(a) Modelo inicial para el modelo ilustrativo.



(b) Ajuste del modelo ilustrativo mediante introducción de un cuerpo de densidad  $3 \text{ g}/\text{cm}^3$

Figura 3.4: Ilustración del procedimiento para el modelado directo. Los números sobre los volúmenes corresponden al valor de densidad en  $\text{g}/\text{cm}^3$ .

# Capítulo 4

## Modelado bidimensional

Este capítulo está dedicado a los modelos bidimensionales realizados en esta tesis. Está dividido en dos secciones, una en la que se exponen cuales fueron los datos de entrada y la forma en que se construyó el modelo inicial a partir de ellos, y una segunda sección dedicada al procedimiento mediante el cual a partir del modelo inicial se alcanzó un modelo final y la exposición de los resultados de los modelos. Como se expuso en el capítulo 3 el modelado gravimétrico de perfiles a escala cortical no puede proveer soluciones únicas de contrastes de densidad, sin embargo se exponen aquí soluciones que a la vez presentan significado geológico y se ajustan tanto al dato de gravedad como a los datos independientes utilizados.

En la Figura 4.1 se repite el flujo de trabajo explicado en el capítulo 3, la diferencia aquí es que se muestran cuales fueron los datos de entrada, cuáles fueron los parámetros restringidos y cuáles los parámetros libres. En las siguientes secciones se explicará cada parte del flujo de trabajo, explicando primero el origen de cada dato de entrada y como fue su análisis, luego que

parámetros quedaron libres y por último el proceso de modelado para llegar a los modelos finales.

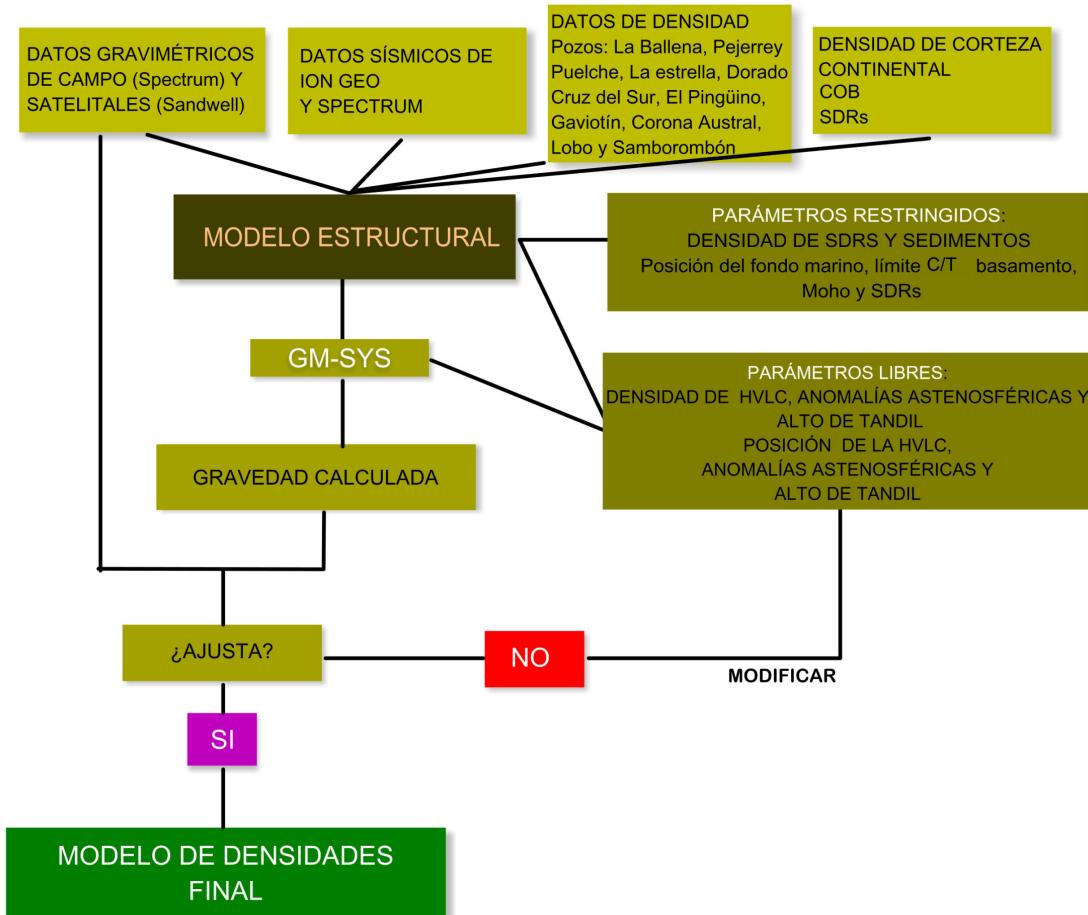


Figura 4.1: Flujo de trabajo particular de esta tesis

## **4.1. Modelo inicial y datos de entrada**

Ya se ha mencionado que el modelado fue realizado mediante el uso del programa GM-SYS 2D. Se contó con una Licencia Educacional brindada por Geosoft Support s.f. específicamente para la realización de este trabajo. La primera tarea fue el estudio del funcionamiento del programa, lo cual consistió en la instalación del mismo, la familiarización con sus funciones específicas, la lectura de manuales, la observación de ejemplos y armado de modelos sencillos.

En la Figura 4.2 se puede ver un croquis del modelo inicial. El modelo está compuesto por cinco cuerpos: Agua marina, sedimentos terciarios, sedimentos cretácicos, corteza y manto. Las discontinuidades son el fondo marino, el límite cretácico-terciario, el basamento y la discontinuidad de Mohorovicic (Moho).

### **4.1.1. Datos de anomalías de aire libre**

A partir de la página web del Instituto de Oceanografía Scripps ([https://topex.ucsd.edu/marine\\_grav/mar\\_grav.html](https://topex.ucsd.edu/marine_grav/mar_grav.html)) fue obtenida una grilla de anomalías de Aire Libre en el área donde está definido el modelo gravimétrico. Los datos utilizados en el presente trabajo son en particular de la grilla global de gravedad V23 (Sandwell y Smith 2009); disponible en [ftp://topex.ucsd.edu/pub/global\\_grav](ftp://topex.ucsd.edu/pub/global_grav). Para detalles del dato y el cálculo del mismo ver capítulo 3. La grilla de espaciamiento 30°x 30° para la región puede ser observada en la Figura 4.3.

La grilla de anomalías de Aire Libre está dada en coordenadas geográficas,

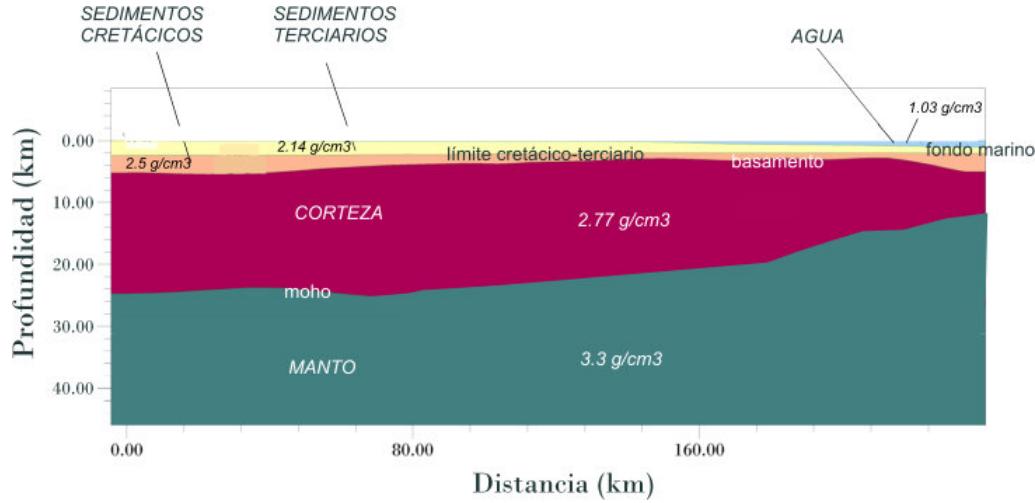


Figura 4.2: Esquema del modelo inicial, mostrando sus cuerpos, discontinuidades y densidades. Las densidades tienen unidades de  $g/cm^3$ . En letra mayúscula se distinguen los nombres de las capas y en letra minúscula se distinguen los nombres de las discontinuidades.

por lo cual las mismas fueron convertidas a un sistema de coordenadas planas. Estas coordenadas son UTM zona 21°S con meridiano central 57°O y fueron trasformadas mediante el uso de la subrutina +proj de GMT (Geographic Mapping Tools).

En un primer análisis de las anomalías de aire libre podemos mencionar lo siguiente: observando la Figura 4.3 junto con los mapas estructurales del capítulo 2, Figura 2.3 y Figura 2.4, se pueden ver que los depocentros de la cuenca del Colorado (Autin y col. 2016, Ottone y col. 2018) y la cuenca del Salado (Franke y col. 2007) están asociados a anomalías fuertemente positivas. Como se adelantó en el capítulo 2 estas cuencas son cuencas de rift y las anomalías están asociadas a cuerpos de alta densidad debajo de los depocentros (Autin y col. 2016). También se observan anomalías positivas

y un fuerte gradiente en la posición del talud, estos rasgos están asociados a la transición entre cortezas y los cuerpos de alta densidad presentes en la corteza de transición (SDRs y HVLC). Se mencionó en el capítulo 2 que el margen no es volcánico en toda su extensión (Franke y col. 2007). Esto se puede observar en las anomalías de gravedad dado que al sur de la latitud 45 °S se puede distinguir la transición de corteza continental a oceánica, no así la presencia de cuerpos de alta densidad propios de un margen volcánico.

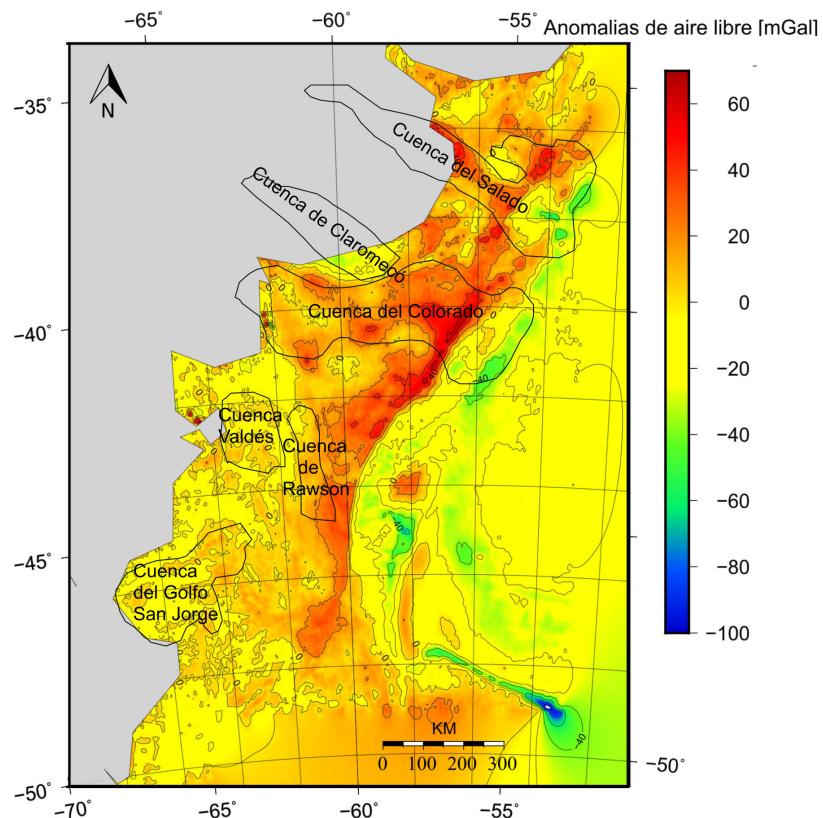


Figura 4.3: Grilla de Anomalías de Aire Libre

#### **4.1.2. Principales contrastes de densidad**

El modelo inicial fue construido con las superficies interpretadas en la sísmica multicanal (MCS, *multi-channel seismic*). La interpretación de los reflectores que representan estas superficies fue la siguiente tarea del trabajo. Para la interpretación sísmica se utilizó el programa Decision Space de Landmark, y la licencia utilizada fue provista por YPF así como todos los datos sísmicos. Las superficies interpretadas permitieron modelar los principales contrastes de densidad en el modelo inicial tanto bidimensional como tridimensional. El modelado bidimensional fue realizado en perfiles coincidentes con la posición de seis líneas sísmicas de la campaña ArgentineSPAN (Figura 4.4) adquirida y procesada por la empresa de servicios ION Geophysical. Esta campaña ArgentineSPAN cumplió con el objetivo de proveer información a escala cortical, haciendo posible incluso observar el Moho. Incluye más de 11500 km de datos sísmicos adquiridos usando offsets de entre 10 y 12 km y utilizando registros de hasta 18 segundos. Se puede visitar [https://www.iongeo.com/Data\\_Library/South\\_America/Argentina/](https://www.iongeo.com/Data_Library/South_America/Argentina/) para más información sobre esta campaña. Las líneas sísmicas de la campaña mencionada fueron escaladas a profundidad utilizando velocidades  $V_{RMS}$  como se explicó en el capítulo 3, sección donde se tratan las velocidades sísmicas. Luego se interpretaron sobre las mismas las siguientes superficies: el fondo marino, el límite Cretácico-Terciario, el basamento y el Moho (Figura 4.7). Esta última discontinuidad entre corteza y manto que genera un fuerte contraste de densidades ya fue interpretada por Ramirez y col. 2018 con datos de Spectrum Geo Inc. en la misma región. Es por este fuerte contraste y por el alcance en profundidad que brinda el offset máximo de esta campaña

que puede identificarse esta reflexión. En las Figuras 4.5 y 4.6 se puede ver la calidad de la sísmica y el carácter de cada reflexión. El fondo marino es la reflexión más fuerte. El límite cretácico-terciario fue interpretado siguiendo una interpretación no publicada realizada previamente por el equipo de exploración de la compañía YPF (Yacimientos Petrolíferos Fiscales), esta discontinuidad es compleja ya que es concordante en el área de plataforma y discordante luego del quiebre del talud. El basamento se caracteriza por ser la última reflexión continua. La composición de la corteza por debajo de la capa sedimentaria no presenta estratificación, lo cual permite identificar esta reflexión con claridad. El Moho se presenta como un reflector discontinuo, en algunas regiones es difícil de seguir; sin embargo su posición en profundidad y la forma en que evidencia el adelgazamiento cortical hacia el océano son rasgos que permitieron identificarlo.

Importantes rasgos de la geología de la región se pueden analizar a partir de los mapas de las superficies interpretadas. En el mapa de fondo marino se puede ver principalmente la posición del talud. En el mapa del límite cretácico-terciario se pueden distinguir además de la posición del talud, las posiciones de las cuencas del Colorado y del Salado y el límite del margen volcánico. Hay un bajo de esta discontinuidad asociado a una anomalía positiva de gravedad en  $43^{\circ}\text{S}$  y  $57^{\circ}\text{O}$  que no fue analizada en esta tesis. En el mapa de basamento se puede distinguir los depocentros de las cuencas del Colorado y del Salado. Por último en el mapa del Moho se ven bajos prominentes en la plataforma y el adelgazamiento cortical en la posición del talud. Analizando el gradiente de la grilla al sur de los  $43^{\circ}\text{S}$  se observa que el carácter del Moho cambia de forma considerable, el adelgazamiento cortical

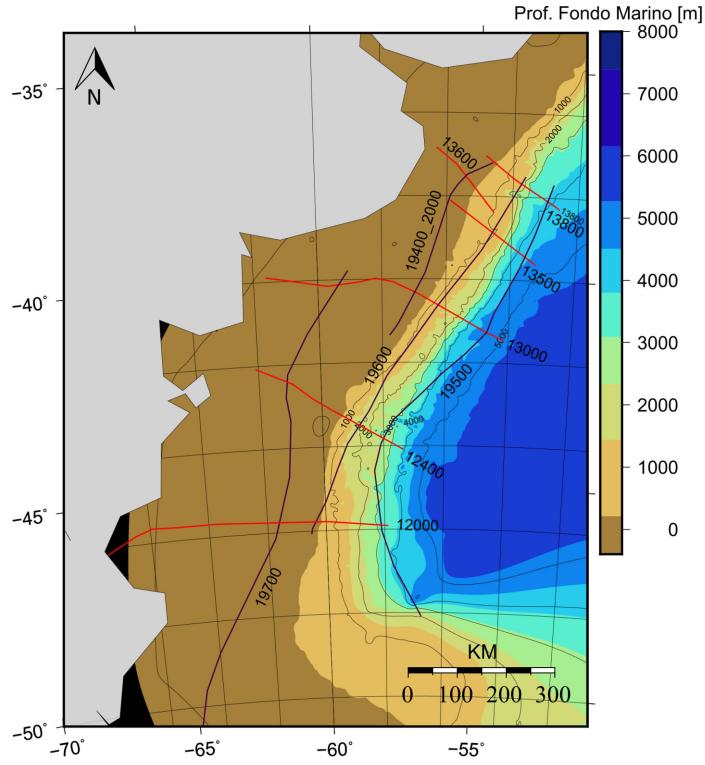


Figura 4.4: Distribución espacial de la sísmica 2D provista por ION: Se puede ver que el espaciado de la sísmica es de más de 50 km en la mayor parte del área cubierta. En rojo las líneas sobre las cuales se realizó el modelado bidimensional y en violeta las líneas no modeladas.

es más suave. Estas superficies están mapeadas utilizando un dato sísmico que presenta un espaciamiento mayor en la región sur comparado con el que presenta en el norte, por lo que es de esperar un mayor error al sur de los 43 °S.

#### 4.1.3. Datos de densidad

Los datos de densidad para la capa sedimentaria, los SDRs y el basamento fueron calculados a partir de datos de pozo. Los datos de los pozos

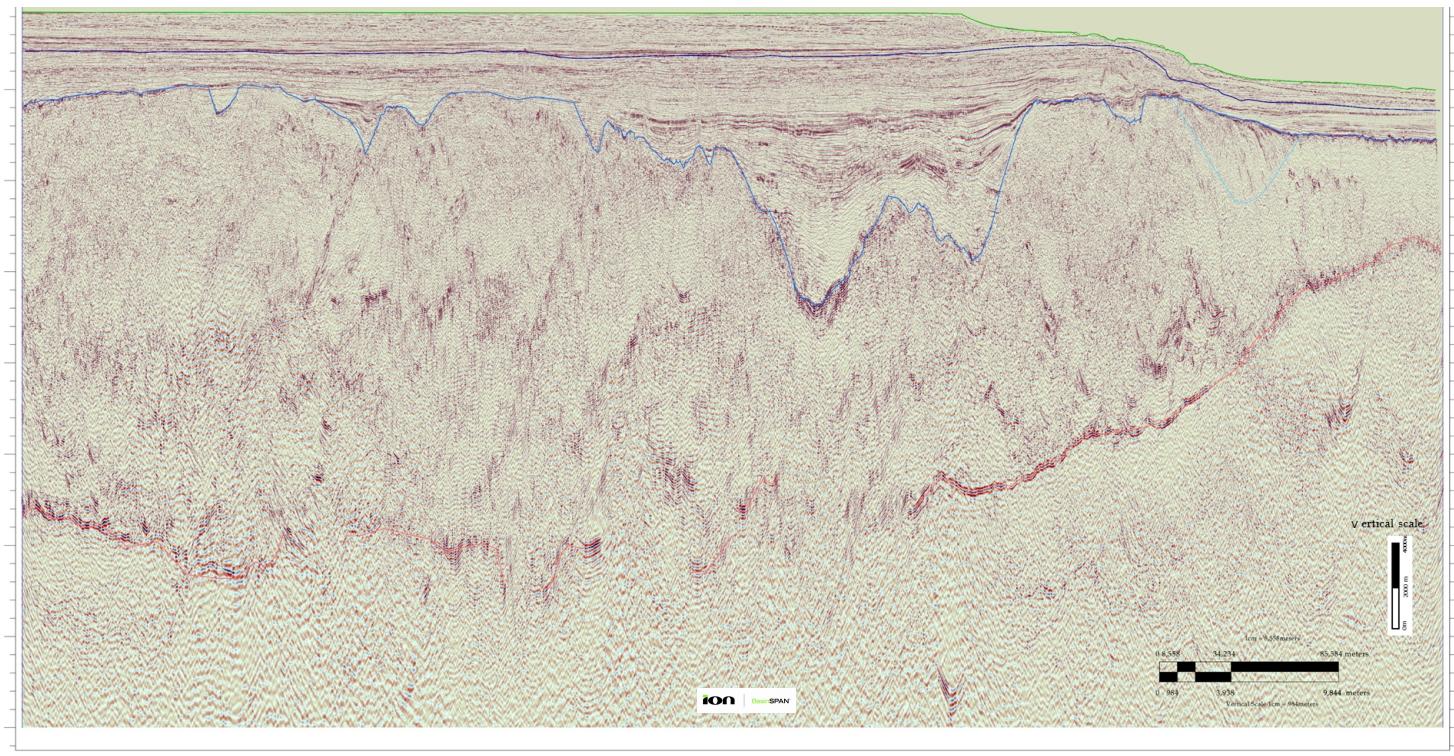


Figura 4.5: Línea sísmica ION 13000. Fondo marino interpretado en verde, límite Cretácico-Terciario (azul oscuro), basamento (azul claro), Moho(coral)

La Ballena, Pejerrey, Puelche, La estrella, Cruz del Sur, El Pingüino, Gaviotín, Corona Austral, Lobo, Dorado, Samborombón son de acceso público y fueron analizados promediando las densidades para los depósitos terciarios para el caso de los sedimentos que subyacen el límite Cretácico-Terciario, se observa que las densidades obtenidas coinciden con las densidades calculadas por Arecco, 2018 M. A. Arecco 2018 a partir de datos de velocidad de ondas compresionales y la relación de Gardner, L.W. y A.R. 1974, lo cual evidencia

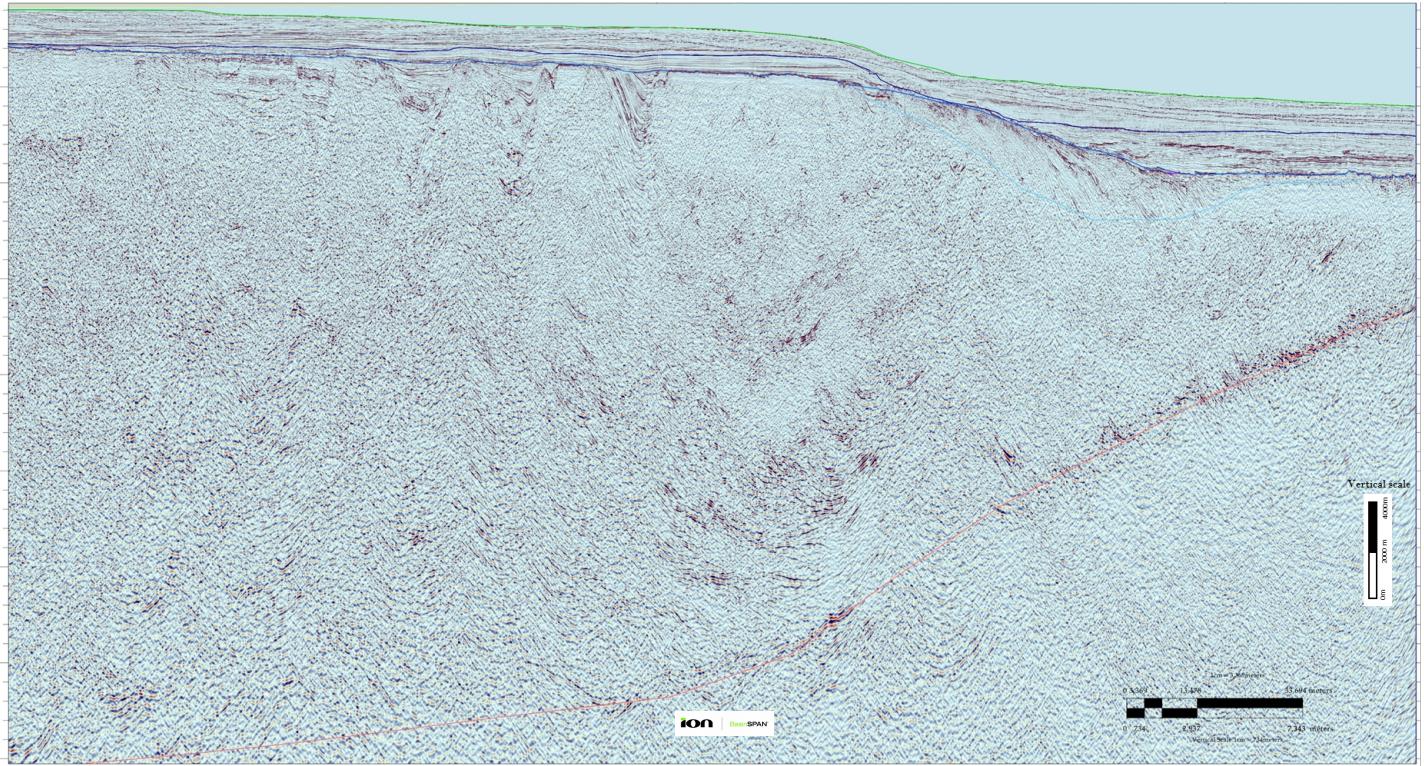


Figura 4.6: Línea sísmica ION 13500. Fondo marino interpretado en verde, límite Cretácico-Terciario (azul oscuro), basamento (azul claro), Moho (coral), SDRs (celeste)

la robustez del dato. El pozo Pejerrey es el único del cual se pueden estimar densidades de basamento, por lo que la densidad de esta capa fue elegida a partir de la bibliografía (Tabla 4.1). El valor de densidad para los SDRs se obtuvo de los datos del pozo BPS-6A de Petrobras en la cuenca de Pelotas. Este pozo perforó los SDRs en otra región del margen y el dato fue extrapolado para este trabajo. En la Figura 4.8 se puede ver la distribución de

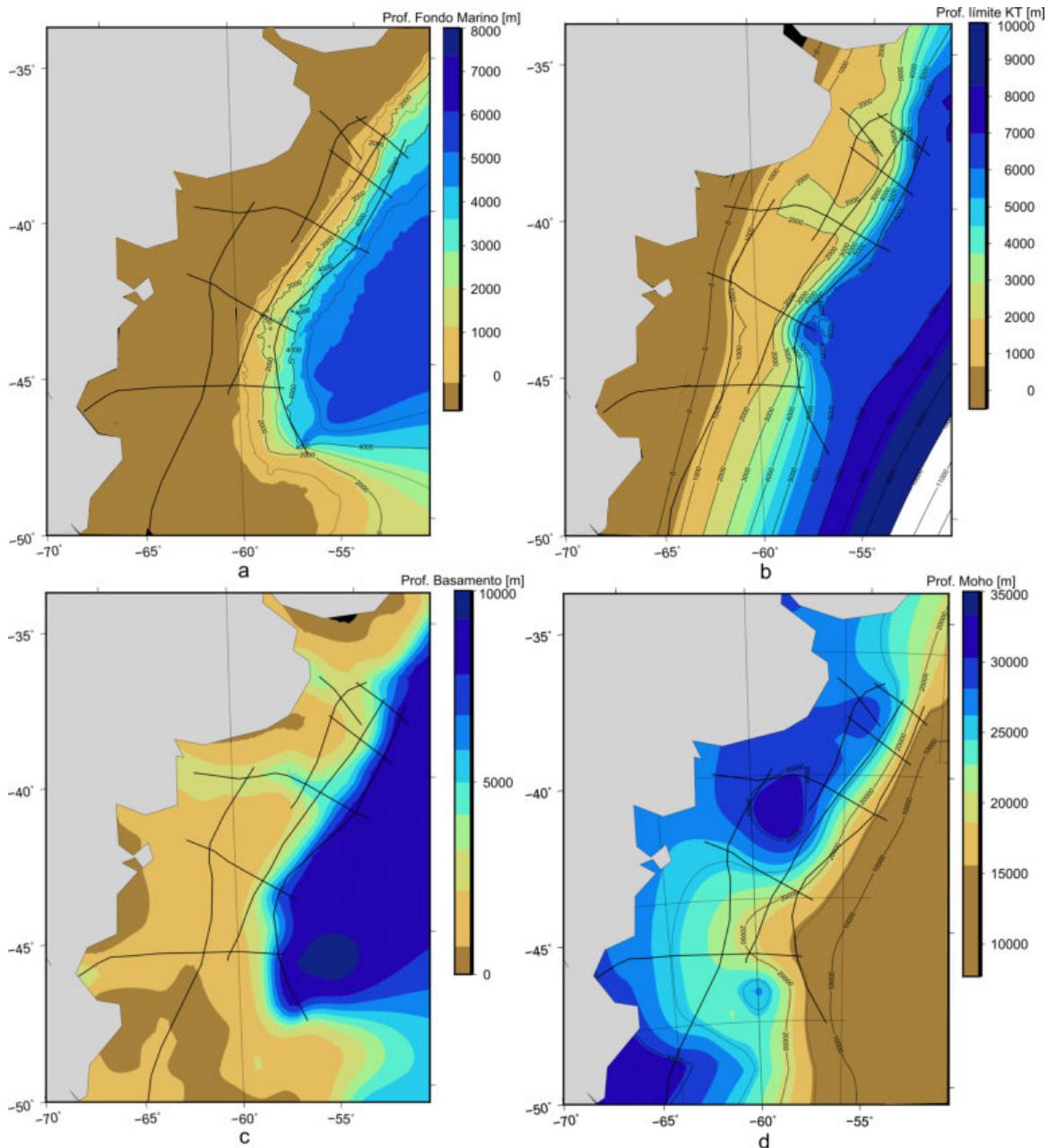


Figura 4.7: Superficies de discontinuidad para el modelo inicial: (a) Fondo Marino, (b) Límite Cretácico-Terciario, (c) Basamento, (d) Moho

todos los pozos, salvo el BPS-6A por ser este confiden.

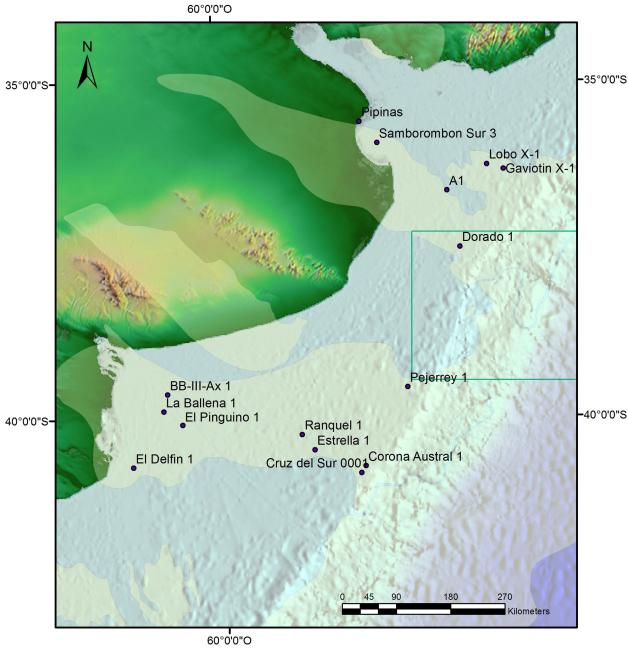


Figura 4.8: Posición de los pozos analizados

## 4.2. Ajuste del modelo y resultados

Con *ajuste del modelo* nos referimos al procedimiento utilizado para refinar el modelo iterando el modelo directo modificando parámetros libres y agregando contrastes de densidad con criterio geológico, basados en bibliografía y datos independientes. En la Tabla 4.1 se reúnen los parámetros restringidos, que componen el modelo inicial junto con su valor definido y las referencias. En la misma tabla se muestran los parámetros libres junto con su rango de variación posible según la bibliografía y la información previa.

Principalemente a estos últimos nos dedicamos en esta sección.

	Paráme- tro	Cuerpo / discontinuidad	Valor rango	Restricción
Parámetros restringidos	Densidad	Agua Marina	$1.03 \text{ g/cm}^3$	Millero y col. 1983
		Terciario	$2.2 \text{ g/cm}^3$	Datos de pozo
		Cretácico	$2.4 \text{ g/cm}^3$	Datos de pozo
		SDRs	$2.85 \text{ g/cm}^3$	Datos de pozo
	Posición	Fondo Marino	Figura 4.7	Datos sísmicos
		Límite Cretácico/Terciario	Figura 4.7	Datos sísmicos
		Basamento	Figura 4.7	Datos sísmicos
		Discontinuidad de Mohorovicic	Figura 4.7	Datos sísmicos
Parámetros libres	Densidad	SDRs	Figura 4.5	Datos sísmicos
		Transición CC - CO	Figuras 4.9 y 4.14	-
		Transición CC - CO	Figuras 4.9 y 4.14	-
	Posición	Anomalías astenosféricas	$2.8 - 2.87 \text{ g/cm}^3$	-
		HVLC	$2.9 - 3 \text{ g/cm}^3$	-
	Posición	Anomalías astenosféricas	Figuras 4.9 y 4.10	-
		HVLC	Figuras 4.9 - 4.15	-

Tabla 4.1: Cuerpos incluidos en el modelo. Los parámetros restringidos componen el modelo inicial y mediante la determinación de los valores para los parámetros libres se define el modelo final.

El primer rasgo geológico modelado fue la transición corteza oceánica - corteza continental utilizando como guia la posición propuesta por M. Arecco, Pizarro y Ruiz 2014. La densidad de la corteza de transición si fue modelada como parámetro libre, dado que M. Arecco, Pizarro y Ruiz 2014 la resolvió mediante la inversión de numerosos cuerpos y en esta tesis se aplicó una única densidad para la corteza de transición promediando la densidad de los cuerpos propuestos por Arecco. Luego se modelaron los SDRs y la HVLC. Como se puede ver en la Tabla 4.1, la posición y la densidad de la HVLC son parámetros libres, mientras que la posición de los SDRs fue modelada

a partir del análisis de los datos sísmicos y su densidad fue obtenida del pozo de Pedrobras BPS-6 que alcanzó a perforarlos; estos parámetros están restringidos por datos. Se puede ver en la línea sísmica de la Figura 4.6 la interpretación de los SDRs y se puede ver el modelo correspondiente a esta sección en la Figura 4.11. Sin embargo, al no ser superficies continuas no fueron incorporados como grillas en el modelo inicial sino que fueron modelados en cada perfil en forma individual. Por último, a partir del análisis del dato de gravedad y la bibliografía se observó la importancia de modelar anomalías astenosféricas asociadas a los depocentros de las cuencas del Salado y del Colorado, para las cuales tanto la posición como la densidad fueron parámetros libres (Tabla 4.1).

#### 4.2.1. Resultados

Se exponen aquí seis modelos bidimensionales finales perpendiculares al talud. La posición de los mismos se puede ver en la Figura 4.4 distinguidos con color rojo. Los resultados de los modelos se analizan en cuatro grupos distintos debido a que los perfiles se encuentran aislados, representando regiones con características tectónicas diversas dentro del margen volcánico. Un primer grupo reúne los modelos 13800, 13600 y 13500; luego los modelos 13000, 12600 y 12000 se analizan de forma independiente. Los modelos 13800, 13600 y 13500 corresponden a la región norte del margen, coincidente con la cuenca del Salado, y forman parte del área de estudio del modelo tridimensional que se muestra en el capítulo 5. El modelo 13000 pasa por dos de los depocentros de la cuenca Colorado. El modelo 12400 se encuentra entre las cuencas Rawson - Valdés y la cuenca argentina, pasando por el talud.

El modelo 12000 atraviesa toda la plataforma extendiéndose desde el Golfo San Jorge hasta el talud. Es importante resaltar que no es de esperar que la configuración tectónica sea semejante en todos los perfiles; las hipótesis y el ajuste de los parámetros libres fue resuelto de forma independiente en estos cuatro grupos de modelos.

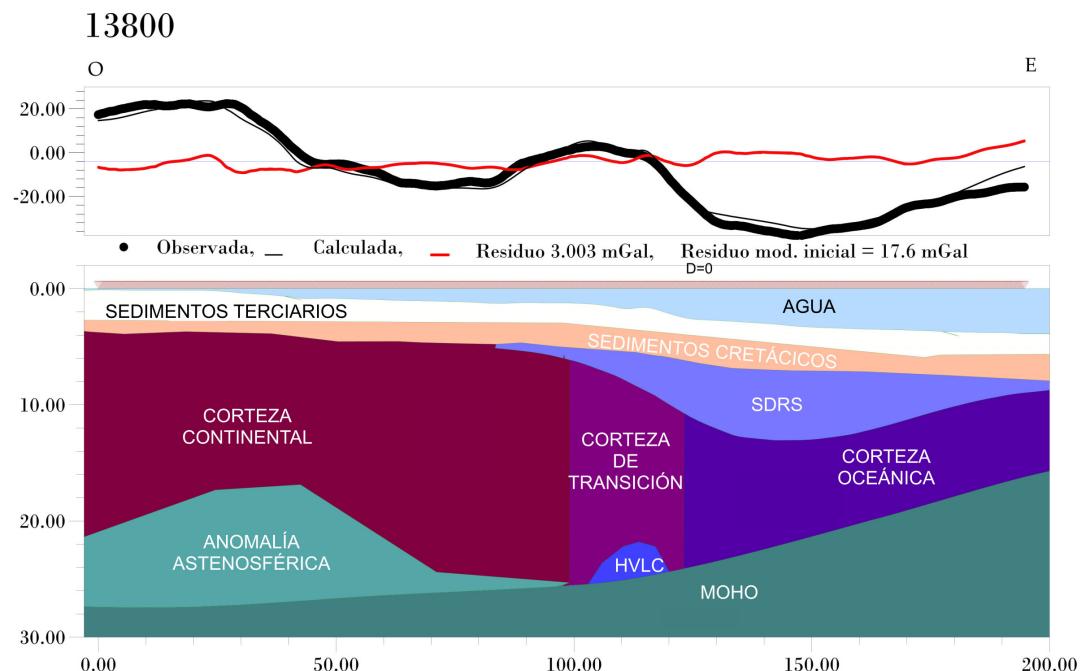


Figura 4.9: Modelo 13800

Los parámetros libres ajustados en los perfiles 13800, 13600 y 13500 fueron: la zona de transición con una densidad de  $\rho = 2.8 \text{ g/cm}^3$  y la corteza oceánica de densidad  $\rho = 2.9 \text{ g/cm}^3$  que se extiende siguiendo la COB propuesta por M. Arecco, Pizarro y Ruiz 2014, la anomalía astenosférica asociada a la cuenca del Salado con una densidad de  $\rho = 2.85 \text{ g/cm}^3$  y por último la

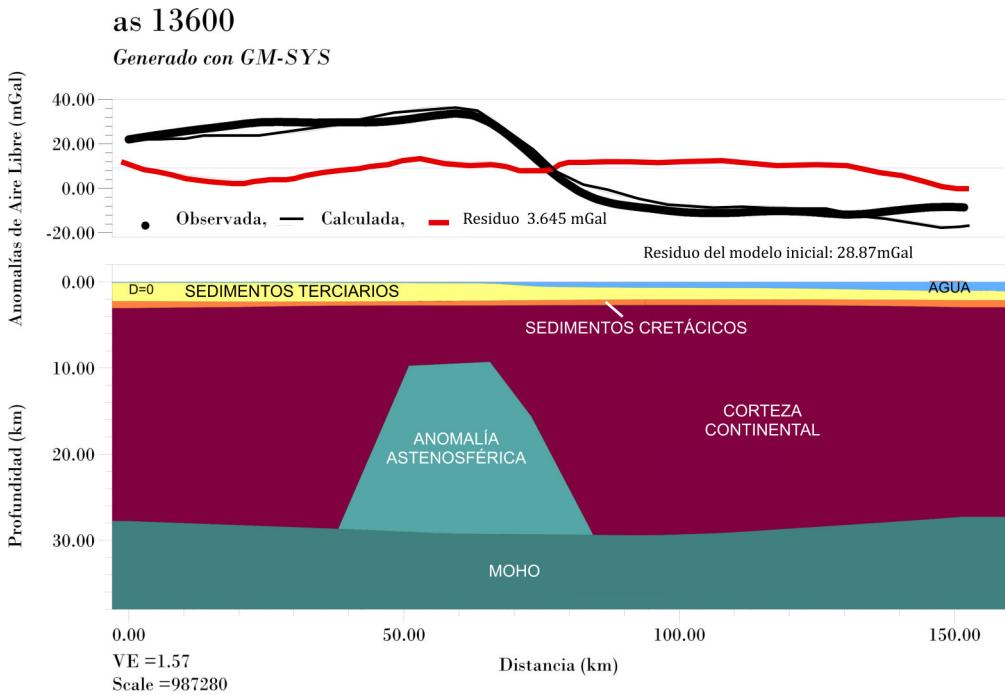


Figura 4.10: Modelo 13600

HVLC con densidad de  $\rho = 3 \text{ g/cm}^3$  en esta misma zona de transición. Tanto el modelo 13800 (Figura 4.9) como el 13600 (Figura 4.10) son paralelos al eje extensional de la cuenca del Salado. Como se desarrolló en el capítulo 2, esta cuenca es una cuenca aulacógena, formada por un proceso de *riifting*. El modelo 13500 (Figura 4.11) no coincide con el eje de la cuenca del Salado, se encuentra en la posición propuesta para las anomalías astenosféricas. Las anomalías astenosféricas son un elemento fundamental de los procesos de rift, como demuestra Autin y col. 2016 para la cuenca del Colorado. El ascenso magmático no alcanzó a atravesar la corteza, sin embargo la anomalía térmica al momento de la formación del rift puede haber generado un cambio composicional que se refleja en un contraste de densidad (Huismans, Podlad-

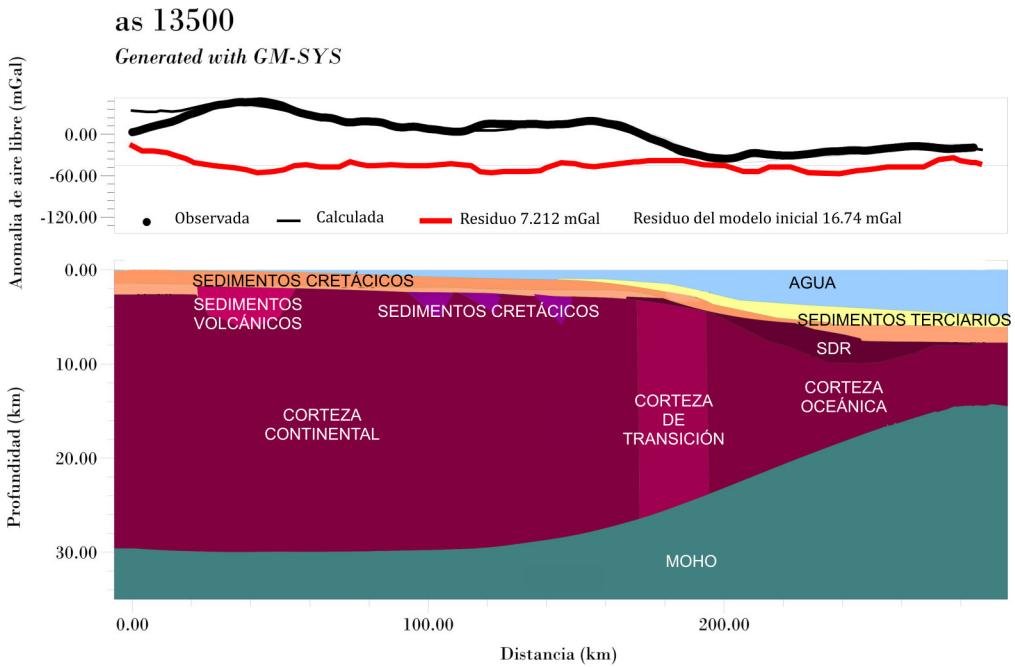


Figura 4.11: Modelo 13500

chikov y Cloetingh 2001). En los perfiles asociados a la cuenca del Salado encontramos que un contraste positivo de densidad en una posición alineada con el eje extensional de la cuenca (cuerpo verde de las Figuras 4.9 y 4.10) permite generar un modelo que se ajusta al dato observado; este cuerpo de mayor densidad también se manifiesta en un contraste de impedancia hallado en la línea sísmica ION - 19400\_2000 y en dos líneas sísmicas de la campaña de Spectrum Geo dandole robustez al cuerpo modelado. A estos cuerpos de alta velocidad se los suele llamar *subplacado* Autin y col. 2016. Se puede ver en el trabajo de Autin y col. 2016 que estos cuerpos de alta densidad son modelados también en la cuenca del Colorado y nombrados LCBs (por sus siglas en inglés: Lower Crustal Bodies; Figura 4.12. A diferencia que en esta

tesis, Autin y col. 2016 nombra también de esta forma a los cuerpos de alta velocidad a los que en este trabajo llamamos HVLC, asociandolos a los SDRs. La HVLC fue modelada buscando el ajuste con la gravedad, sin restricción más que su cercanía con los SDRs como guía.

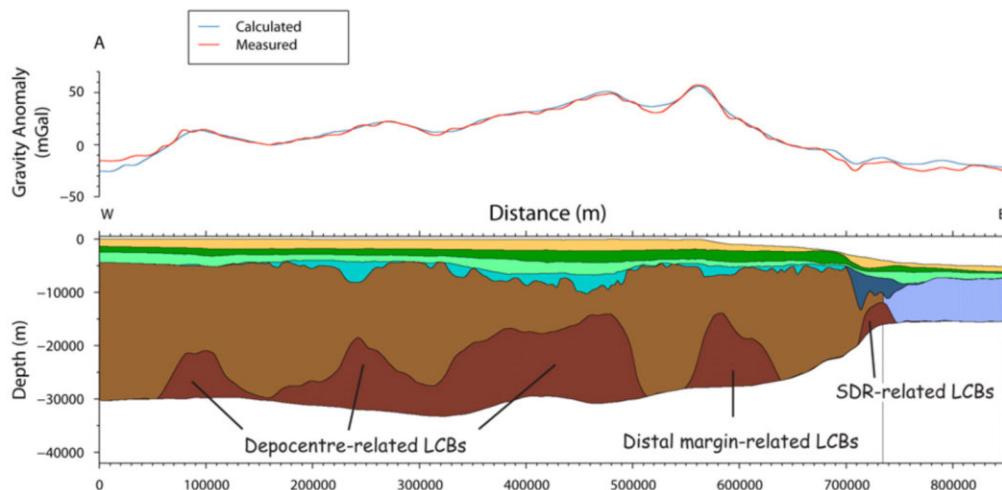


Figura 4.12: Modelo de la cuenca del Colorado por Autin y col. 2016

El modelo 13000 (Figura 4.13) es paralelo a uno de los tres ejes extensionales de la cuenca del Colorado (Raggio, Welsink y Gerster 2011, Autin y col. 2016). Como se desarrolló en el capítulo 2, a semejanza que la cuenca del Salado esta cuenca es aulacógena, formada por un proceso de *rifting*. En primer lugar se observa, como parte del modelo inicial, que están bien representados los depocentros principales de la cuenca y los bloques rotados del syn-rift. Se observó que las anomalías asociadas a los depocentros no son anomalías negativas, como se podría pensar en un primer análisis, ya que los depocentros representan un contraste de densidad negativo, sino fuertemente

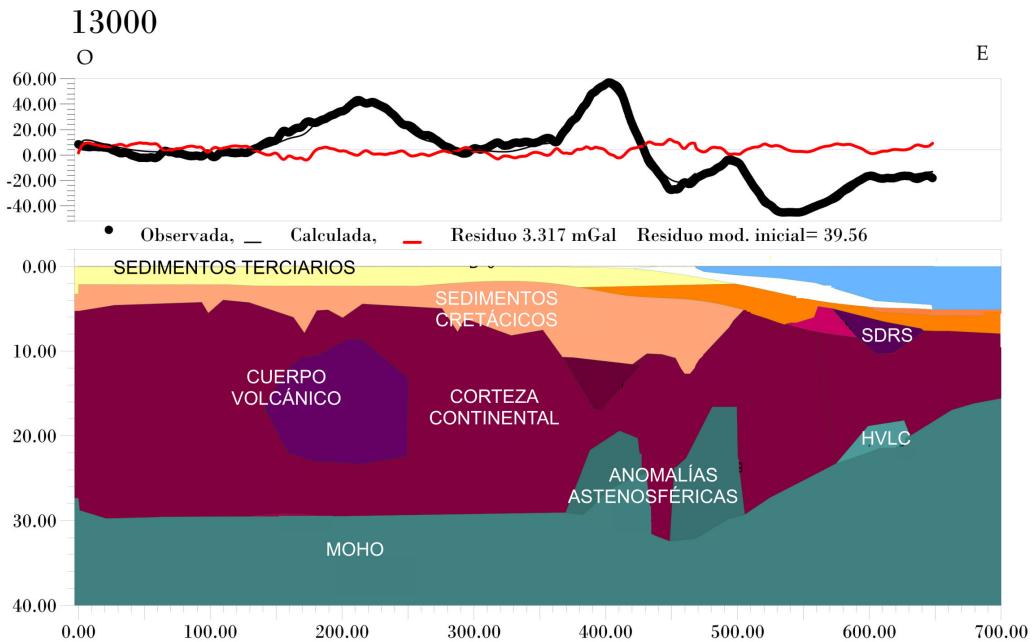


Figura 4.13: Modelo 13000

positivas. Estas anomalías positivas no fueron bien reproducidas por el modelo inicial. Como en los modelos anteriores (13800 y 13600) las anomalías astenosféricas son un elemento fundamental de los procesos de rift, se modelaron anomalías astenosféricas bajo los depocentros y cuerpos volcánicos de densidad  $2.9 \text{ g/cm}^3$  en la base de los depocentros. Al igual que en los perfiles anteriores se modelaron los rasgos característicos del margen pasivo (Capítulo 2), los SDRs tal como fueron interpretados en la sísmica y la HVLC. Resaltamos que estos dos rasgos coinciden en dimensión y posición con los modelados en un perfil muy cercano por Autin y col. 2016. La capa sedimentaria fue fragmentada para alcanzar el ajuste, la promediación de densidades de las primeras unidades permite adjudicar densidades  $0.14 \text{ g/cm}^3$  menores

a los sedimentos de la plataforma y mayor densidad a los sedimentos que soportan el peso una capa de agua más profunda. Además se modelaron sedimentos de baja densidad,  $1.15\text{ g/cm}^3$  en el talud. Por último, un cuerpo de alta densidad fue propuesto para resolver la anomalía positiva de la plataforma continental. Este fue modelado con la forma un un batolito, sin embargo dada la ambigüedad del método esta puede ser resuelta de otra forma, por ejemplo anomalías astenosféricas como son las modeladas por Autin y col. 2016 en la misma posición. En este trabajo, dada la falta de datos, únicamente se propone uno de los modelos factibles que ajusta a la gravedad con un cuerpo de  $2.8\text{ g/cm}^3$  representando un contraste de densidad de  $0.1\text{ g/cm}^3$ . En un trabajo a futuro se podría abordar esta región específica con técnicas de inversión y haciendo un análisis local sobre la misma teniendo en cuenta para la inversión todo el trabajo realizado en esta tesis, como datos de entrada.

El modelo 12400 (Figura 4.14) es un perfil que no atraviesa ninguna cuenca. Es más sencillo que los perfiles anteriores dado que el modelado consistió en introducir los SDRs siguiendo la posición que presentan en el dato sísmico. Son de menor volúmen que SDRs modelados en el norte. Se destaca que no se introdujo la HVLC debido a que la gravedad fue resuelta sin este rasgo. Esto puede significar que esta región no presente este cuerpo o que su efecto no sea apreciable ya que no genera un fuerte contraste de densidad debido a su posición coincidente con la corteza oceánica. Este modelo se encuentra en el límite del margen volcánico, por lo que es esperable, como se mencionó previamente al analizar cualitativamente las anomalías, que estos cuerpos no se encuentren presentes. La densidad de la corteza continental fue

12400

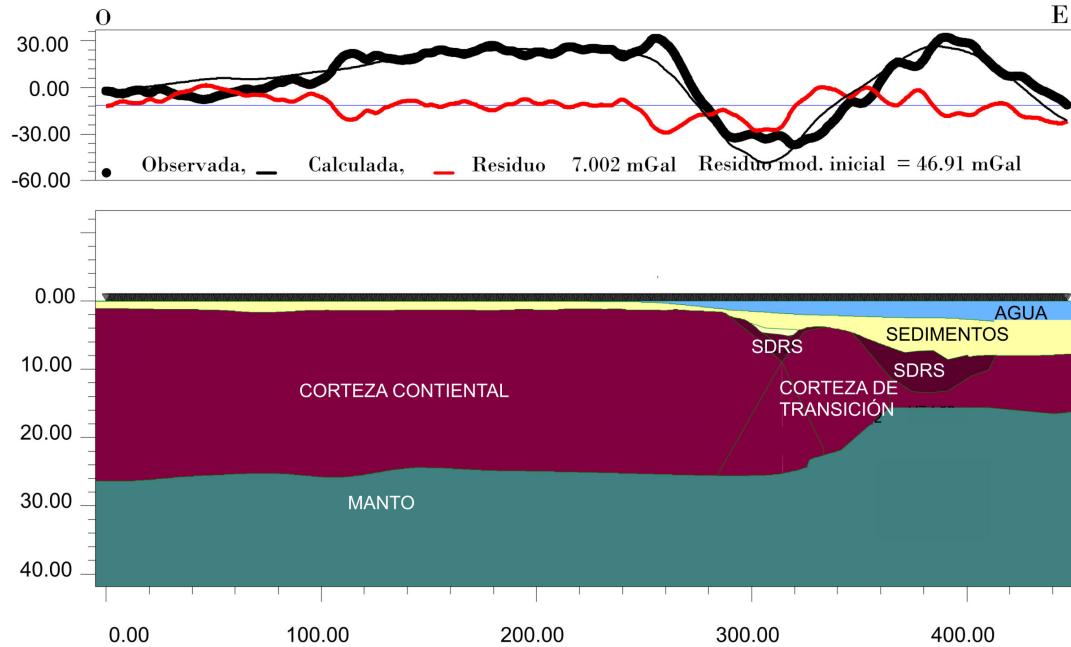


Figura 4.14: Modelo 12400

de  $\rho = 2.7 \text{ g/cm}^3$ , la de transición  $\rho = 2.75 \text{ g/cm}^3$ .

El modelo 12000 (Figura 4.15) es un perfil que atraviesa toda la plataforma continental. Es un perfil que en el extremo oeste pasa por la cuenca del Golfo San Jorge y es interesante resaltar que implica el modelado a lo ancho de la plataforma entera. Fue modelado un rasgo no presente en los modelos anteriores que es la distinción entre la corteza superior de densidad  $\rho = 2.65 \text{ g/cm}^3$  y la corteza inferior de densidad  $\rho = 2.75 \text{ g/cm}^3$ . A su vez la corteza de transición fue resuelta de forma distinta al resto de los perfiles. Este perfil se encuentra en el límite entre el margen volcánico y el margen de

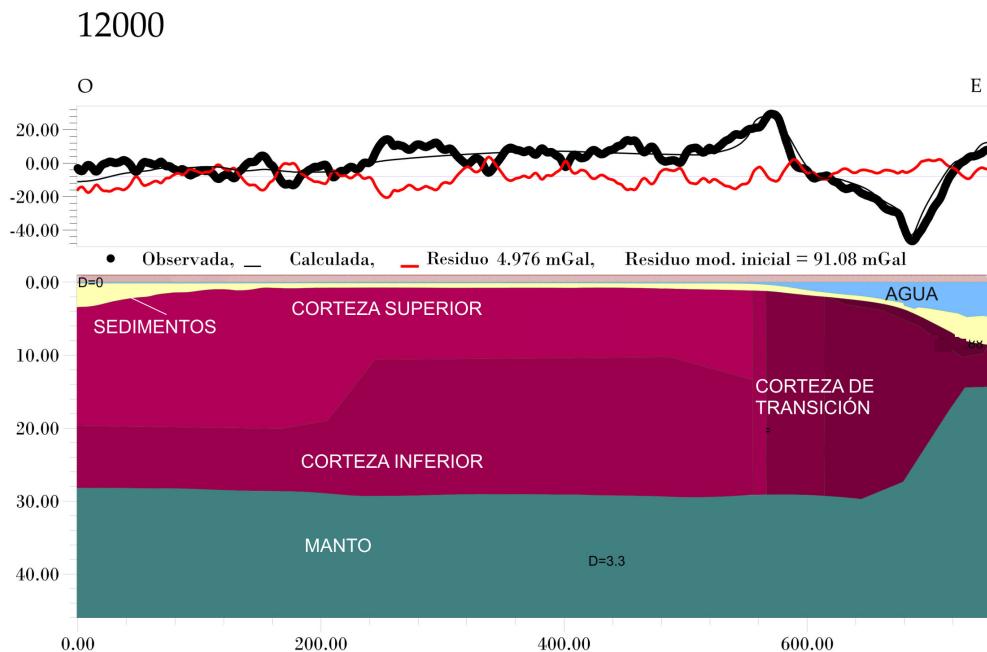


Figura 4.15: Modelo 12000

transición y a pesar de haber sido resuelto, es un importante elemento para trabajos a futuro, ya que un adecuado análisis de esta región y la integración de mayor cantidad de datos permitirían obtener mejores resultados.

En la Tabla 4.2 se muestran los residuos para los modelos inicial y final para cada perfil. Se puede apreciar que el modelo inicial de los perfiles posicionados en la porción del margen con mayor densidad de datos, presenta un residuo considerablemente menor. Resaltamos por esto la importancia de los datos de entrada para reducir la ambigüedad del método.

Modelo	Residuo Modelo inicial [mGal]	Residuo Modelo final [mGal]
13800	17.60	3.00
13600	28.87	3.64
13500	16.74	7.21
13000	39.56	3.31
12400	46.91	7.00
12000	91.08	4.97

Tabla 4.2: Residuos del modelo inicial y el modelo final para cada perfil bidimensional



# Capítulo 5

## Modelado tridimensional

Este capítulo está dedicado al modelado tridimensional. En la primera sección se expone cómo se trabajó para generar el modelo inicial a partir de los datos de entrada, luego en la segunda se expone el procedimiento mediante el cual se ajustó la gravedad para llegar al modelo final junto con las hipótesis realizadas para llevar a cabo el modelado y se muestran y analizan los residuos obtenidos. El análisis de los residuos se realiza considerando la ambigüedad del método y el residuo de los datos de entrada. El residuo es calculado simplemente mediante la diferencia de las grillas.

$$\text{Residuo} = \Delta g_{ALobs} - \Delta g_{ALcalc}, \quad (5.1)$$

Siendo  $\Delta g_{ALobs}$  y  $\Delta g_{ALcalc}$  las grilla correspondiente a la gravedad observada y calculada respectivamente.

Después de realizar modelos bidimensionales a lo largo del margen se decidió trabajar en una región reducida (Figura 1.1) la cual incluye una porción de la cuenca del Salado y se puede ubicar en el mapa estructural

de la Figura 2.4. En el capítulo 4 se mostró el flujo de trabajo (Figura 4.1) considerando los datos utilizados para este trabajo y especificando los parámetros restringidos y libres. Se puede utilizar el mismo flujo de trabajo para explicar el trabajo realizado en el modelado tridimensional ya que los datos de entrada son los mismos y el proceso iterativo también. El cambio se puede observar en el tipo de modelado y sus hipótesis (menores limitaciones en este caso).

## 5.1. Modelo inicial y datos de entrada

El modelado fue realizado utilizando el programa GMSYS-3D mediante una licencia educacional (capítulos 3 y 4). En este caso, al igual que en el modelado bidimensional (capítulo 4), se empezó estudiando el funcionamiento del módulo específico que permite realizar modelos tridimensionales mediante la familiarización con sus funciones específicas, la lectura de manuales, la observación de ejemplos y armado de modelos sencillos.

### 5.1.1. Anomalías de aire libre

Las anomalías de aire libre fueron extraídas de la página web del Instituto de Oceanografía Scripps [https://topex.ucsd.edu/marine\\_grav/mar\\_grav.html](https://topex.ucsd.edu/marine_grav/mar_grav.html) para el área donde está definido el modelo gravimétrico tal como se explica en el capítulo 4.

Luego de un análisis cualitativo de las anomalías en este área reducida, destacamos un bajo pronunciado coincidente con la posición del cañón de Mar del Plata, un gradiente de gravedad pronunciado producido por la presencia

del talud, un alto en la continuación sobre el mar del Alto de Tandil y en el eje de la cuenca del Salado. También se observa otro alto al sur de la región, que pueden ser relacionados con que hay cuerpos de alta densidad asociados a la cuenca del Colorado (Figura 5.1).

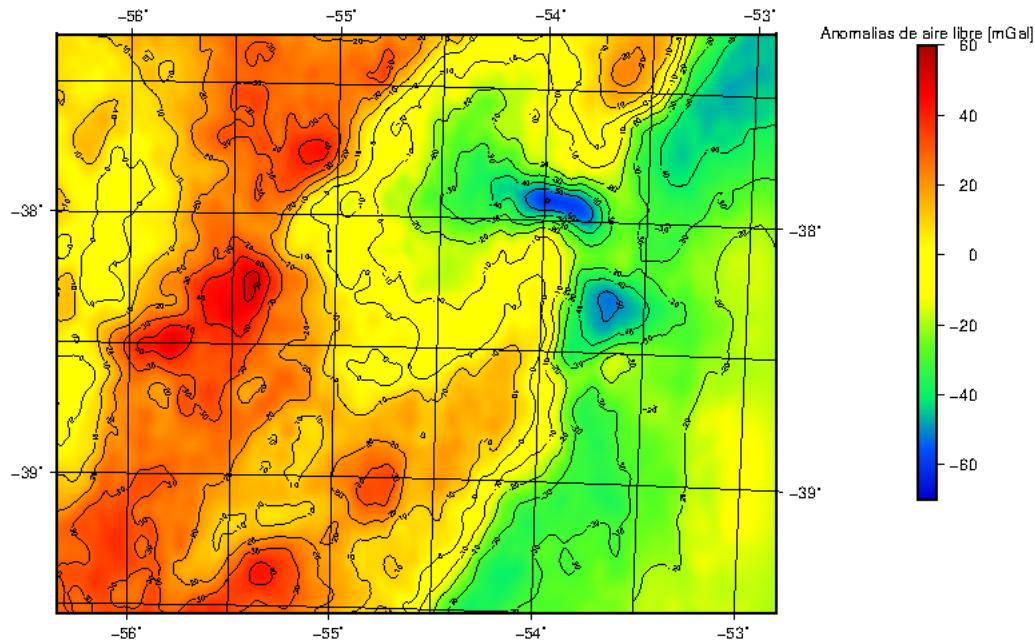


Figura 5.1: Anomalías de Aire Libre para el área de modelado 3D

### 5.1.2. Principales contrastes de densidad

El modelo tridimensional se construyó en un cubo de 300 km en la dirección NS, 250 km en la dirección OE y 40 km de profundidad. El modelo inicial se construyó utilizando las superficies interpretadas en la sísmica multicanal (MCS, por sus siglas en inglés, Multi-Channel Seismic) 2D provista por las empresas de servicios multi-cliente ION Geophysical y Spectrum Geo

tal como se explicó para el caso del modelado bidimensional (Capítulo 4). En particular la elección del área de estudio para este trabajo, como se mencionó en el capítulo 1, está asociada a la ubicación de la sísmica adquirida por Spectrum Geo. Como se ve en la Figura 4.7 las cuatro superficies son: fondo marino, límite Cretácico-Terciario, basamento y Moho. Un análisis de los principales rasgos que se observan en estos mapas se realizó en el capítulo 4. Un esquema de las discontinuidades del modelo inicial se muestra en la Figura 4.2.

El Moho fue interpretado en la campaña de ION ya que es la única en la que se observa (Capítulo 4), dado que el espaciamiento de las líneas 2D de ION es irregular y llega a ser de más de 70 km, se grilló con un tamaño de celda de  $30 \times 30$  kilómetros. Para dar más detalle al modelo se interpretó el fondo marino en las líneas sísmicas en profundidad (PSDM por sus siglas en inglés Pre Stack Depth Migration) de Spectrum. Con respecto al límite Cretácico-Terciario y el basamento, las mismas fueron interpretadas en tiempo en líneas (PSTM por sus siglas en inglés Pre Stack Time Migration) por miembros del equipo de exploración offshore de YPF, ambas superficies fueron llevadas a profundidad mediante el uso de velocidades  $V_{rms}$  como se explicó en el capítulo 3, sección de Interpretación sísmica. Dado que el espaciamiento de las líneas de Spectrum es de 20 km, las tres superficies fueron grilladas con un tamaño de celda de 10 km; luego el fondo marino fue regrillado con un tamaño de celda de 1 km, para lograr relacionar mejor los rasgos de la batimetría con las anomalías de gravedad, ya que los primeros generan anomalías de corta longitud de onda.

Las densidades para cada una de estas capas fue determinada mediante

datos de pozo como se mencionó en el capítulo 4.

En la Figura 5.2 se muestran las anomalías de aire libre en el área del modelado 3D y los residuos obtenidos a partir de calcular las anomalías de aire libre para el modelo inicial y restar las grillas de gravedad calculada y observada. Se observan residuos del orden de los 50 mGal en la región este que corresponde a la ubicación de la corteza oceánica al este del talud y se observa un gradiente de 50 mGal en 200 km coincidente con la posición del talud.

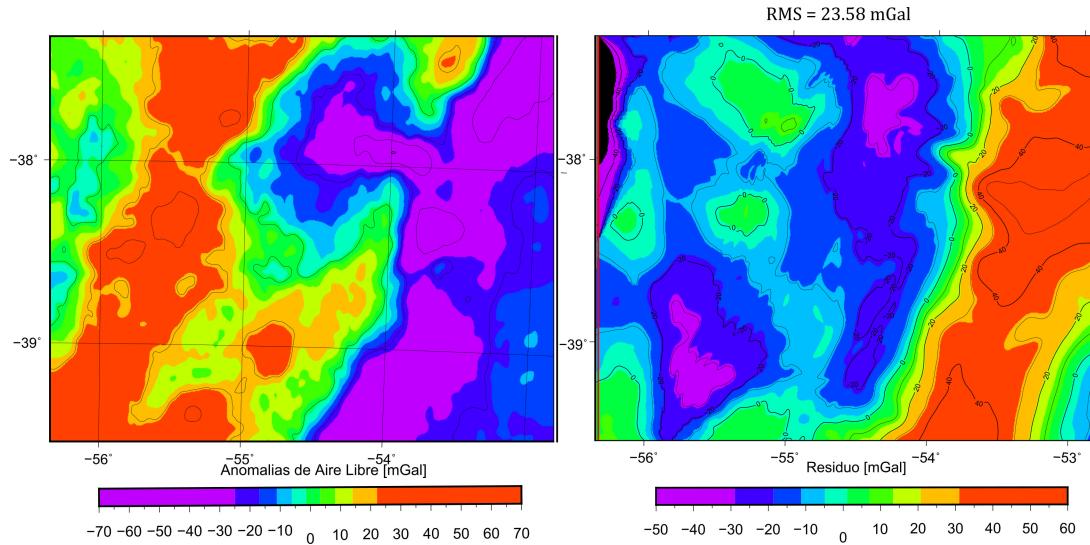


Figura 5.2: (a) Anomalías de gravedad observada. (b) Residuo del modelo inicial

## 5.2. Ajuste del modelo y resultados

Como se mencionó en el capítulo 2 en el apartado de trabajos previos, M. A. Arecco 2018 realizó una validación de estos datos de anomalías que se

usaron en este trabajo. Según los resultados de esta validación las diferencias alcanzaron en promedio  $\approx \pm 2 \text{ mGal}$  en el márgen continental,  $\approx \pm 8 \text{ mGal}$  en el talud continental y  $\approx \pm 12 \text{ mGal}$  en la Escarpa de Malvinas, estructuras de corta longitud de onda, pequeñas terrazas o cañones submarinos y  $\approx \pm 2 \text{ mGal}$  en la llanura abisal. Es por esto que todo lo que se encuentra por debajo de los  $\pm 12 \text{ mGal}$  se considera por debajo del residuo del dato.

En la Tabla 5.1 se reúnen los parámetros restringidos, que componen el modelo inicial junto con su valor definido y los parámetros libres junto con su rango de variación posible según la bibliografía. Principalmente a estos últimos nos dedicamos en esta sección.

	Parámetro	Cuerpo/discontinuidad	Valor/rango	Restricción
Parámetros restringidos	Densidad	Agua de mar	$1.03 \text{ g/cm}^3$	Millero y col. 1983
		Terciario	$2.2 \text{ g/cm}^3$	Datos de pozo
		Cretácico	$2.4 \text{ g/cm}^3$	Datos de pozo
		SDRs	$2.85 \text{ g/cm}^3$	Datos de pozo
	Posición	Fondo Marino	Figura 4.7	Datos sísmicos
		Límite Cretácico/Terciario	Figura 4.7	Datos sísmicos
		Tope del basamento	Figura 4.7	Datos sísmicos
		Discontinuidad de Mohorovicic	Figura 4.7	Datos sísmicos
		SDRs	Figuras 4.5 - 5.7	Datos sísmicos
Parámetros libres	Densidad	Anomalías astenosféricas	$2.8 - 2.87 \text{ g/cm}^3$	-
		HVLC	$2.9 - 3 \text{ g/cm}^3$	-
	Posición	Transición CC - CO	Figura 5.3	-
		Anomalías astenosféricas	Figura 5.15	-
		HVLC	Figura 5.9	-
		Alto de Tandil	Figura 5.11	Figura 2.4

Tabla 5.1: Cuerpos incluidos en el modelo. Los parámetros restringidos componen el modelo inicial y la determinación de valores para los parámetros libres definen el modelo final.

### **5.2.1. Transición corteza continental - corteza oceánica**

Se mencionó en el capítulo 2 el efecto de borde es un rasgo propio de las anomalías de aire libre en los márgenes pasivos; este mismo se puede observar en la Figura 5.2. Este efecto está asociado en primer lugar a la topografía del fondo marino, ya contemplada en el modelo inicial por medio de la superficie correspondiente. El segundo elemento que contribuye con este efecto es la transición de corteza continental a corteza oceánica, la cual implica tanto adelgazamiento de la corteza, ya contemplado en el modelo inicial mediante la superficie del Moho, como una variación lateral de densidad. La densidad promedio de la corteza continental y la corteza oceánica son de  $\rho_{cc} = 2.7 \text{ g/cm}^3$  y  $\rho_{co} = 2.9 \text{ g/cm}^3$  (Pizarro y col. 2016; M. A. Arecco 2018; Tarbuck y Lutgens 2005). Para modelar esto se generó una grilla de densidad para la corteza. La grilla fue diseñada con un tamaño de celda de  $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$  y se construyó una región de transición lineal siguiendo la posición de la COT y la COB propuestas por M. Arecco, Pizarro y Ruiz 2014 y los resultados de los modelos bidimensionales en la misma región (capítulo 4).

Se probaron distintas configuraciones para el gradiente de densidad, en particular se probaron 20 gradientes distintos, finalmente se encontró que el gradiente de la Figura 5.3 generaba un residuo menor comparado con los otros. Se puede observar en el residuo cómo este gradiente logró corregir el efecto de borde comparando las Figuras 5.2 b y 5.3 b. El gradiente de densidad propuesto se puede comparar con los propuestos en trabajos previos en las Figuras 5.4 y 5.5.

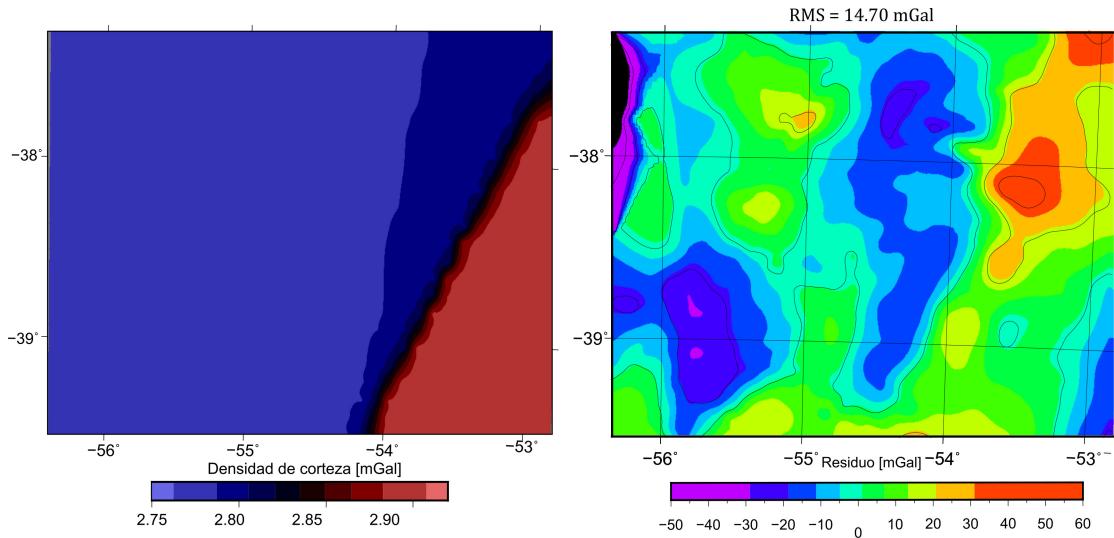


Figura 5.3: (a) Gradiente de densidad en la corteza. (b) Residuo del modelo

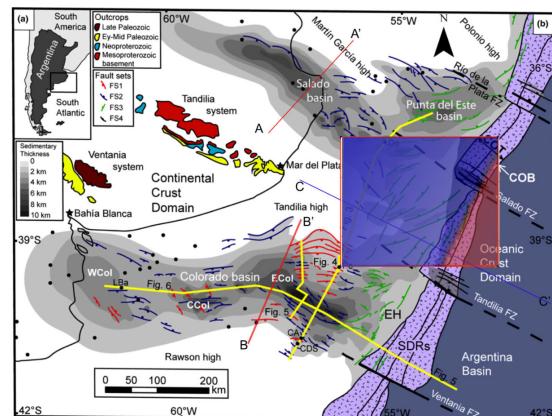


Figura 5.4: Transición corteza continental-corteza oceánica del trabajo de Lovecchio y col. 2018

### 5.2.2. SDRs y reflectores adicionales

El siguiente paso, así como se procedió en el modelado bidimensional, fue modelar los cuerpos propios de los márgenes pasivos volcánicos, es decir los SDRs y la HVLC. La posición de los SDRs es un parámetros restringido,

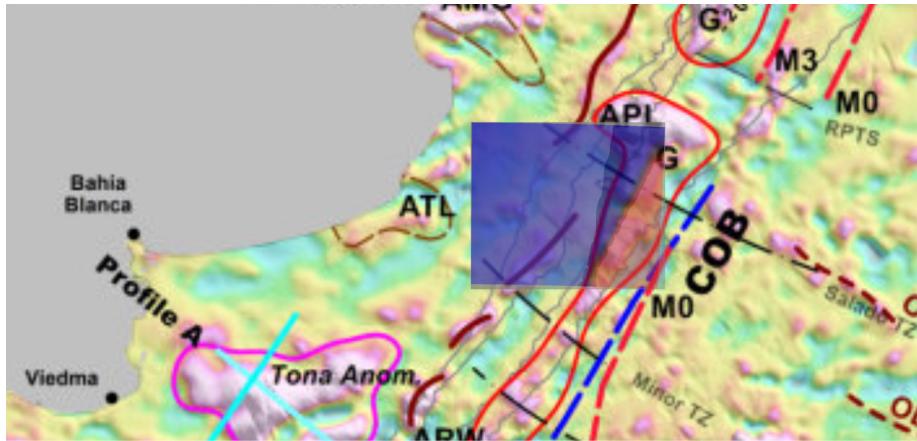


Figura 5.5: Transición corteza continental-corteza oceánica del trabajo de M. Arecco, Pizarro y Ruiz 2014

interpretados de la sísmica (Tabla 5.1). Los cuerpos fueron modelados en perfiles bidimensionales cada uno asociado a una línea sísmica, para definir su geometría antes de generar los cuerpos mediante triangulación y calcular su respuesta gravimétrica tridimensional (Capítulo 3). El perfil 1260 (Figura 5.6) es uno de los 8 perfiles realizados con este fin y es representativo del procedimiento. En el mismo pueden verse los SDRs así como la variación horizontal de densidad. Mediante interpretación sísmica se encontró que los SDRs no eran visibles en la región de la falla transcurrente (Figura 5.7), por esto se decidió introducir los SDRs sólo donde es posible observarlos en la sísmica. La forma final de los cuerpos con el residuo correspondiente al modelado de estos cuerpos además del modelado de la densidad variable en la corteza se pueden ver en la Figura 5.7 a y b.

Esta interrupción en los SDRs se manifestó en un residuo de más de 40 mGal, generado por un exceso de masa que podría estar asociado a la presencia de cuerpos volcánicos similares a los SDRs. Cabe recordar que en

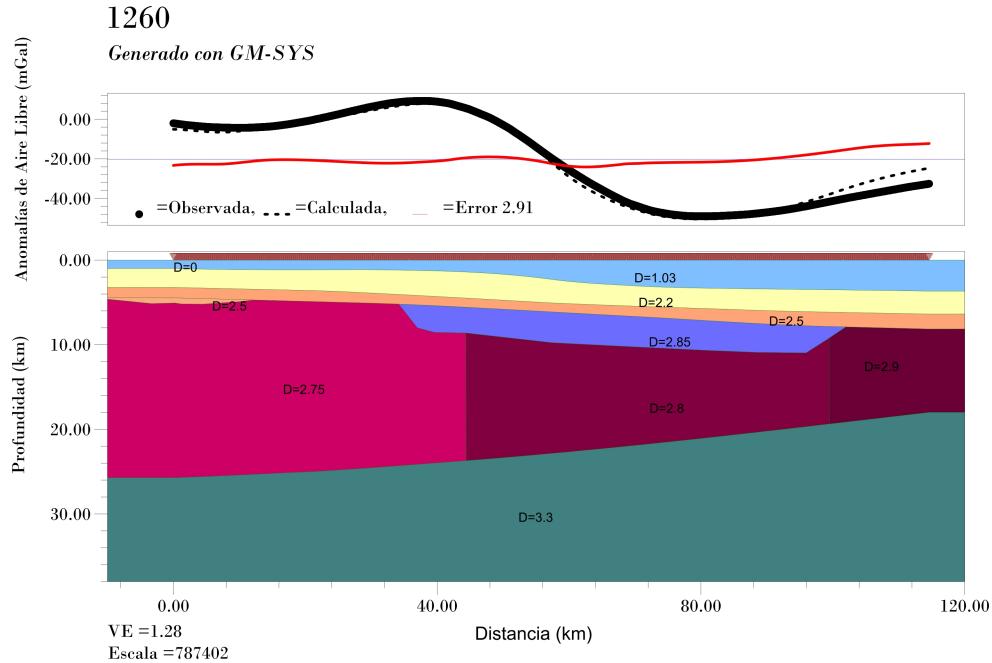


Figura 5.6: Perfil 1260. Posición, geometría y densidad en  $g/cm^3$  de SDRs en violeta

esta región, debido al gradiente introducido, la densidad cortical corresponde a la de la corteza oceánica, alrededor de  $2.9\text{ mGal}$ . Se propuso la presencia de cuerpos volcánicos aunque presentasen la misma respuesta sísmica que los SDRs interpretados en el resto de las líneas sísmicas, tal vez por inclinar en otra dirección. Al ver que esto logró ajustar la gravedad se volvieron a mirar las líneas sísmicas en la misma posición pero en la dirección oblicua, en la cual sí se observaron reflexiones similares a las de los SDRs, transversal al margen. Se modeló un cuerpo en esta posición pero con una tendencia NO-SE. Esto significa que tanto el dato sísmico como el de gravedad permiten proponer la presencia de estos cuerpos en esta posición.

Se puede ver en la Figura 5.8 la geometría de este cuerpo y cómo permitió

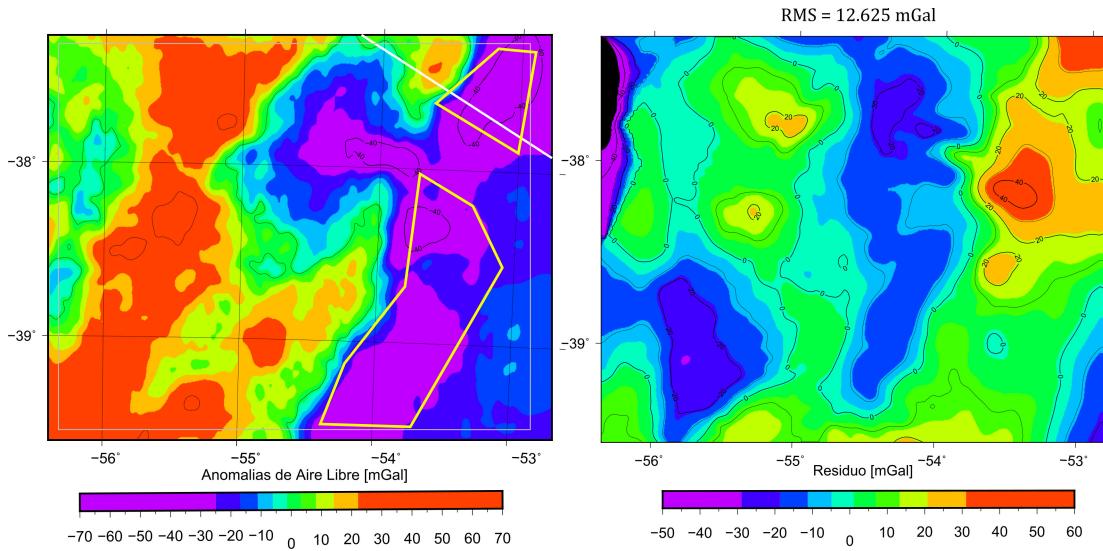


Figura 5.7: (a) Mapa de anomalías de aire libre donde se pueden observar los SDRs en amarillo y perfil 1260 en blanco. (b) Residuo

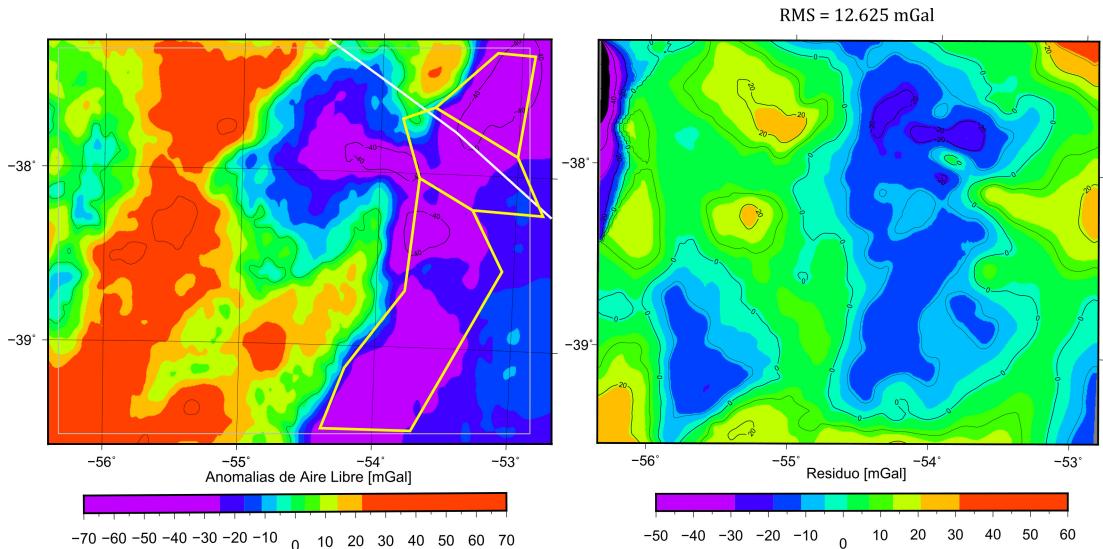


Figura 5.8: (a) Mapa de anomalías de aire libre donde se pueden observar los SDRs completos en amarillo y el perfil 1280 en blanco. (b) Residuo

disminuir el residuo en  $30\text{ mGal}$ .

### 5.2.3. High Velocity Lower Crust

Con el fin de modelar la HVLC se modelaron 10 perfiles bidimensionales, se pueden ver dos perfiles donde la misma fue interpretada, en las Figuras 5.10 y 5.13. En la Figura 5.9 se muestra la geometría resultante. La densidad modelada es de  $2.9\text{ g/cm}^3$ .

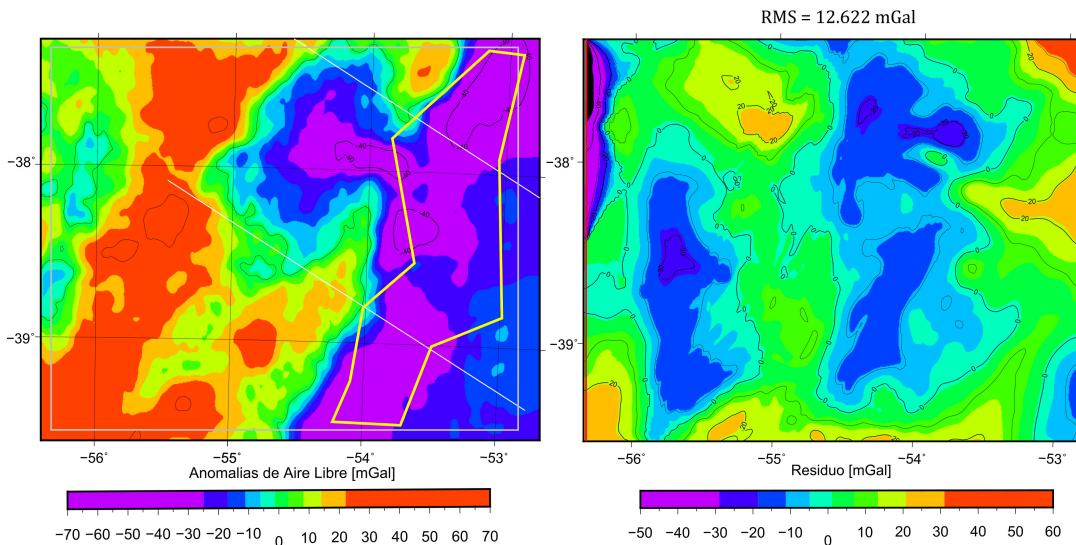


Figura 5.9: (a) Mapa de anomalías de aire libre donde se pueden observar la HVLC en amarillo y el perfil 1280 en blanco. (b) Residuo

En la Figura 5.9 se puede ver que en la región de la HVLC, entre los  $38.4^\circ\text{S}$  y los  $39^\circ\text{S}$  el residuo se redujo a menos de  $10\text{ mGal}$ , sin embargo en la región de la falla y del cañón de Mar del Plata el residuo aumentó respecto del resultado anterior, con la presencia únicamente de los cuerpos volcánicos.

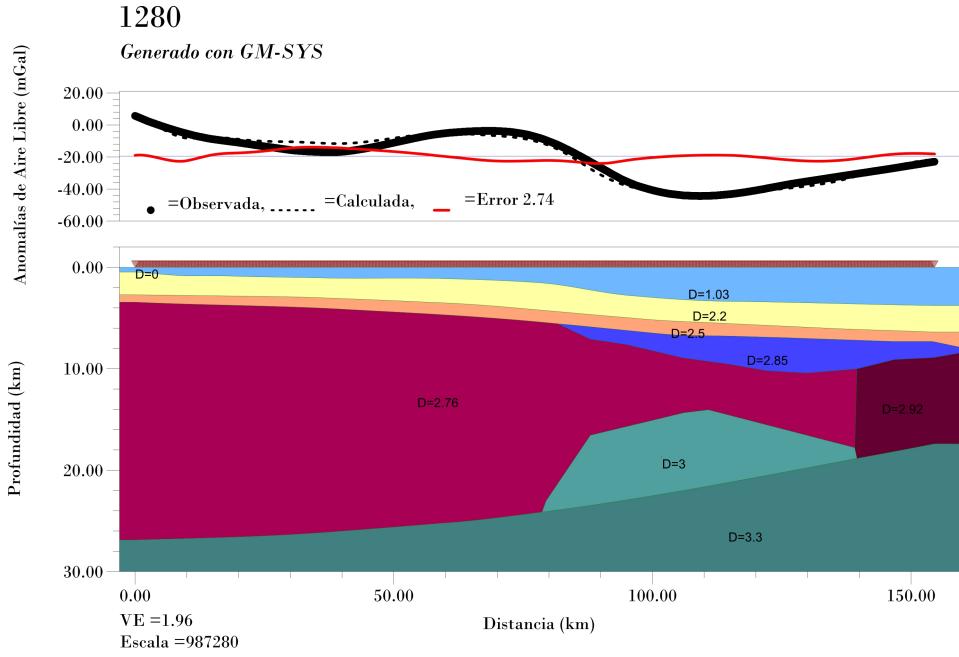


Figura 5.10: Perfil 1280. Posición, geometría y densidad en  $g/cm^3$  de la HVLC

### 5.2.4. Alto de Tandil

En adelante, los rasgos modelados son considerados anomalías locales. A pesar de no haber datos que permiten localizar la posición del Alto de Tandil en la información sísmica, se utilizaron modelos geológicos ( Ramos 1996; Ottone y col. 2018) para proponer una posición para este cuerpo. La densidad del mismo se planteó como un promedio de la densidad de la corteza inferior y superior  $2.8\ g/cm^3$ . En el residuo de la Figura 5.9 se puede ver un residuo negativo en la posición del alto de tandil, esto implica un déficit de masa. Para ajustar el modelo se introdujo el alto con un cuerpo cuya posición se muestra en la Figura 5.11, la proyección en planta se puede observar en los perfiles de las Figuras 5.12 y 5.13.

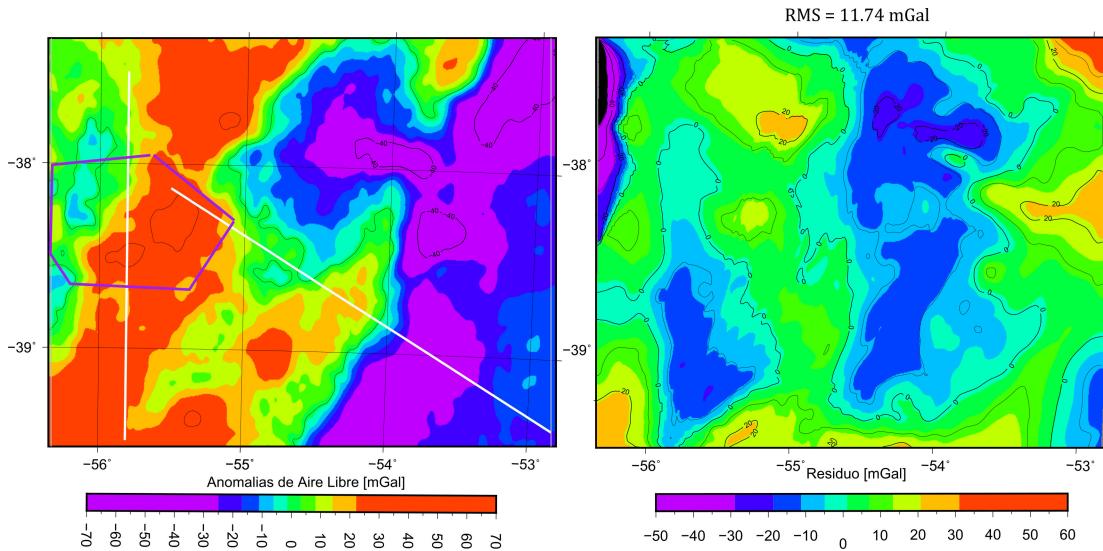


Figura 5.11: (a) Mapa de anomalías de aire libre donde se pueden observar el Alto de Tandil en violeta y los perfiles 1400 y Oeste Auxiliar en blanco. (b) Residuo

### 5.2.5. Anomalías astenosféricas

Por último se modelaron las anomalías astenosféricas en la posición de las cuencas del Salado y del Colorado. Se mencionó en el capítulo 2, que tanto la cuenca del Salado y del Colorado son cuencas aulacógenas, esto quiere decir que se formaron por un proceso de rift. A partir de la observación de las anomalías de aire libre y los residuos del modelado se propuso que las anomalías astenosféricas fue explicado en el capítulo 4. El residuo modelado mediante este rasgo se puede ver en el sector NO y el sector SO en la Figuras 5.11 a. En la Figura 5.14 se puede ver un perfil donde se evidencia el Alto de Tandil como un alto de basamento que separa ambas cuencas. La proyección en planta de estos cuerpos y el residuo se pueden ver en la Figura 5.15 a y b.

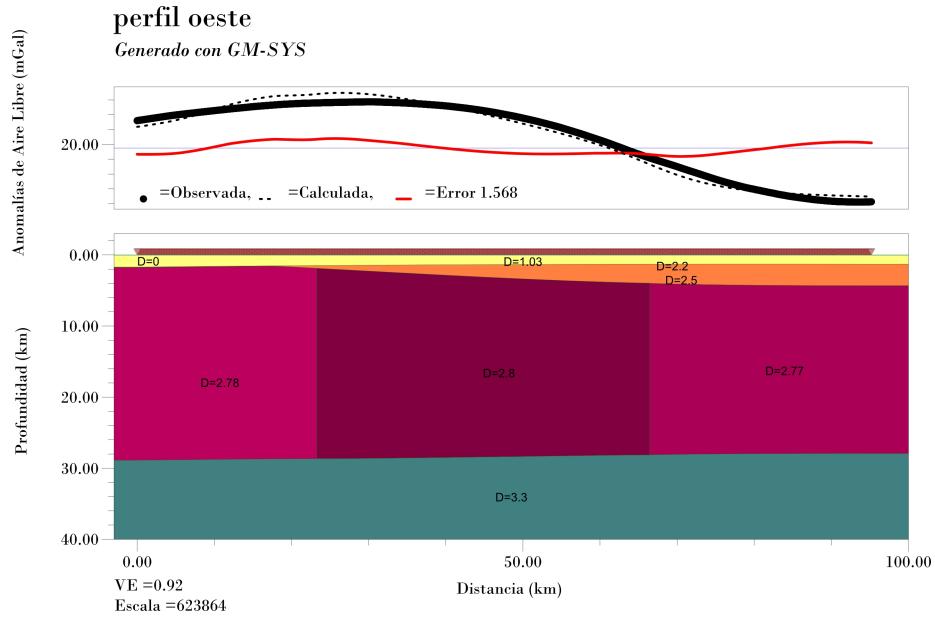


Figura 5.12: Perfil Oeste auxiliar. Posición, geometría y densidad en  $g/cm^3$  del Alto de Tandil en bordó

### 5.2.6. Modelo final

El modelo final se presenta en la Figura 5.15, en la misma se puede ver la proyección en planta de los cuerpos modelados. Se logró un ajuste de menos de 10  $mGal$  en casi la totalidad del modelo. En los sectores NO y NE se ven efectos de borde. Los residuos mayores a 20  $mGal$  se encuentran en áreas muy pequeñas asociadas a cuerpos de corta longitud de onda como el cañón de Mar del Plata y los SDRs transversales al margen y a la posición de la anomalía astenosférica asociada a la cuenca del Colorado.

En la región del cañón de Mar del Plata el error supera los 20  $mGal$ . Este sector podría haber sido resuelto de mejor forma mediante el uso de una batimetría de mayor resolución. Además, según la validación del dato realizada por M. A. Arecco 2018, en los cañones el error de observación es

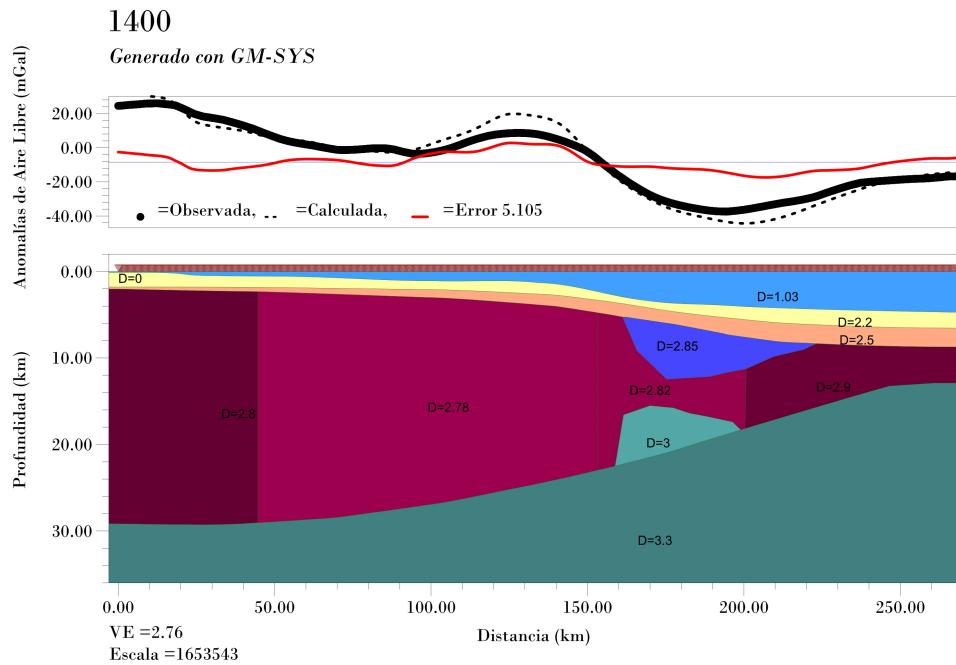


Figura 5.13: Perfil 1400. Posición, geometría y densidad en  $g/cm^3$  del Alto de Tandil en bordó, HVLC en verde, SDRs en azul oscuro

de  $\approx \pm 12 mGal$  por lo cual se considera que para realizar un buen modelo de esta zona se requiere de un trabajo local con mejores datos tanto de gravedad como independientes. Tanto los SDRs transversales al margen como las anomalías astenosféricas son cuerpos para los cuales se propone realizar un modelo inverso como trabajo a futuro.

En la tabla 5.2 se ver cómo disminuye el RMS a medida que se modelaron los cuerpos. Se puede ver que el paso correspondiente al modelado de la variación de la densidad en la corteza es el que disminuye el residuo de forma más significativa, sin embargo los demás cuerpos también contribuyeron al ajuste final. Esta forma de cuantificar el ajuste permite justificar el modelado de los cuerpos, sin embargo es necesario observar las grillas de residuos para

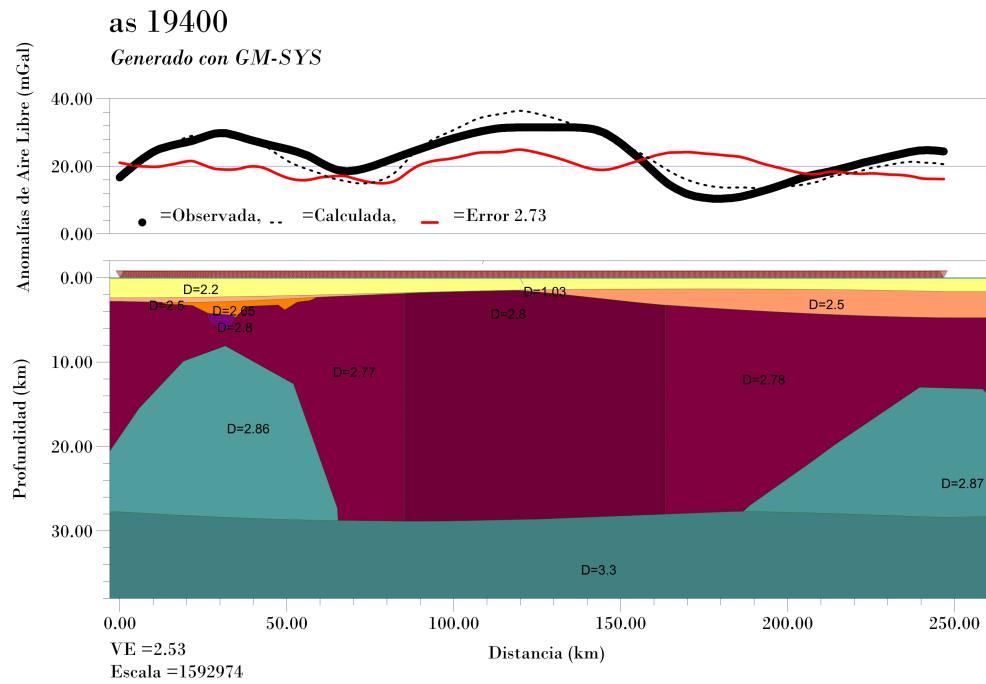


Figura 5.14: Perfil 19600. Posición, geometría y densidad en  $g/cm^3$  de las anomalías astenosféricas se Salado y Colorado

apreciar el ajuste local. A modo de ejemplo, se puede observar que el RMS no disminuye entre el modelo con SDRs y el modelo con SDRs oblicuos, sin embargo analizando las grillas de residuos se puede ver que localmente sí se logró ajustar el modelo al dato.

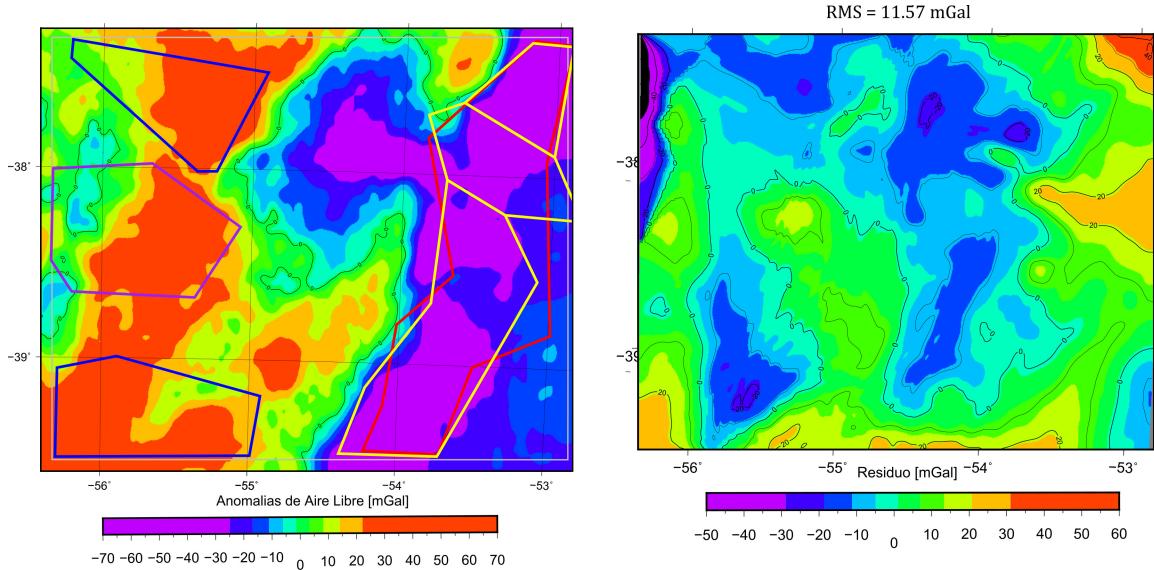


Figura 5.15: (a) Modelo final, Mapa de anomalías de aire libre donde se puede observar ubicación de los cuerpos modelados. (b) Residuo

Paso de ajuste	RMS [mGal]
Modelo inicial	23.58
Gradiente de densidad cortical	14.70
SDRs	12.625
SDRs oblicuos	12.625
HVLC	12.622
Alto de Tandil	11.74
Anomalías astenosféricas	11.57

Tabla 5.2: Residuos del modelo inicial y los siguientes pasos del ajuste

# **Capítulo 6**

## **Discusión y conclusiones**

En este capítulo se discutirán los resultados obtenidos en el modelado, se explicarán las conclusiones y los trabajos propuestos a futuro.

### **6.1. Discusión**

El área de estudio presenta rasgos de gran complejidad e interés tanto para el estudio de la tectónica como para la exploración petrolera: La capa sedimentaria, la discontinuidad de Mohorovicic, la transición entre corteza continental y oceánica, la HVLC, los SDRs, cuerpos de alta densidad asociadas a los depocentros de las cuencas y el Alto de Tandil entre otros. A continuación se detalla cómo se contribuyó al conocimiento sobre el área de estudio y estos rasgos en particular:

- La caracterización de los sedimentos y la posición de la discontinuidad de Mohorovicic son de gran interés por lo que su interpretación en datos sísmicos nuevos, es un gran aporte sobre todo desde el punto de vista petrolero.

- La transición entre corteza continental y oceánica, la HVLC, y los SDRs son de interés para ayudar a la comprensión de la apertura del margen, en especial se pueden destacar los SDRs modelados en forma oblicua en la zona de la fractura asociada al cañón de Mar del Plata.
- La extensión del Alto de Tandil es un rasgo cuya caracterización es importante para el conocimiento de la estructura actual del margen.
- Por ser la cuenca del Salado una cuenca de rift aulacógena es razonable pensar que asociada a ella existan cuerpos de alta velocidad (Autin y col. 2016) a los que en este trabajo llamamos anomalías astenosféricas. Este último fue un rasgo original de esta tesis, con el cual se propone trabajar a futuro con técnicas de inversión.

El establecimiento del modelo inicial involucra muchas asunciones respecto a la validez y precisión de las restricciones brindadas por los datos. Estas fueron hechas con el fin de modelar parámetros de los cuales no se tienen datos, los que llamamos parámetros libres. Una de ellas fue la extrapolación de los datos de pozo a todo el margen, tanto para los sedimentos como para los SDRs. Sin embargo, la coincidencia del dato para la densidad de sedimentos calculado a partir de la información de pozos con el dato calculado por M. A. Arecco 2018 aporta robustez al parámetro elegido. En segundo lugar, se utilizó como parámetro restricto la posición del Moho sísmico, interpretado en pocas líneas sísmicas. Este Moho fue comparado con otros modelos de Moho en forma cualitativa, con un Moho interpretado de líneas más antiguas, un Moho isostático calculado a forma de prueba. Sin embargo un análisis riguroso del mismo comparado con otros modelos podría haberlo convertido en un

parámetro sujeto a revisión y modelado. De todas formas, es el dato sísmico el de mayor calidad para los modelos de Moho y es en parte por esto que el ajuste de los modelos fue muy bueno.

En cuanto al ajuste del modelo, tanto para el modelado bidimensional como el tridimensional, la COB y la COT de M. A. Arecco 2018 fueron utilizadas como guía en cuanto a su posición respecto al talud, sin embargo, en los perfiles bidimensionales la COT fue modelada como un cuerpo de bordes rectos y densidad uniforme y en el modelo tridimensional fue modelada mediante un gradiente lineal entre las cortezas continental y oceánica, es decir se simplificó la geología en un grado considerable. A pesar de esta aproximación, en ambos casos el modelado permitió ajustar la gravedad, lo cual implica que a pesar de poder refinarse el modelo con el fin de representar mejor la geología, los resultados podrían aún ser válidos por ejemplo, para realizar una inversión a futuro. Por último, los cuerpos de alta densidad de la corteza inferior, es decir la HVLC y las anomalías astenosféricas son cuerpos que fueron modelados en distintos trabajos previos, como es el de Autin y col. 2016, M. Arecco, Pizarro y Ruiz 2014 y Blaich y col. 2009. En este trabajo los mismos fueron modelados buscando el ajuste de la gravedad sin ninguna restricción, a excepción de las anomalías astenosféricas asociadas a la cuenca del Salado, para la cual se encontró una línea sísmica que permite estimar su posición. Se considera que tanto una inversión gravimétrica como la integración de datos de tomografías sísmicas podrían aportar al refinamiento del modelado de dichos cuerpos.

## 6.2. Conclusiones

El objetivo principal de este trabajo de tesis consistió en elaborar modelos directos del área de estudio mediante la integración de datos geofísicos y geológicos, algunos publicados o disponibles previamente y otros recientemente adquiridos y nunca antes integrados en modelos gravimétricos, con el fin de aportar al conocimiento del margen pasivo volcánico argentino el cual presenta gran importancia tanto desde el punto de vista tectónico como petrolero. Se abordó el estudio del margen pasivo volcánico argentino mediante el modelado gravimétrico bidimensional y tridimensional utilizando las herramientas GMSYS-2D y 3D. Para la restricción del modelo a fines de reducir la ambigüedad del método e integrar datos de distintos orígenes para la generación del modelo inicial se trabajó, además de los datos de gravedad, con datos sísmicos interpretando horizontes, generando grillas de profundidad y realizando conversiones a profundidad, y con registros de pozo para la obtención de densidades. Se aprendió a usar las poderosas herramientas que brindan los programas Oasis Montaj y Decision Space.

Se logró una comprensión de la estructura litosférica del área de estudio a partir de la integración de datos, el estudio de trabajos previos, el modelado y ajuste de la gravedad. Esto permitió obtener resultados en los modelos bidimensionales coincidentes con los obtenidos por otros autores en la misma región (Blach y col. 2009, León 2007, M. Arecco, Pizarro y Ruiz 2014 y Autin y col. 2016) y además, obtener resultados originales al proponer una anomalía astenosférica asociada al eje extensional de la cuenca del Salado, coherente con los resultados previos para un cuerpo análogo en la cuenca del Colorado (Autin y col. 2016). El modelado de cuerpos similares a los SDRs en

zona de la fractura oceánica asociada al cañón de Mar del Plata fue también un resultado interesante. En esta posición los mismos no pueden verse en la sísmica con la misma dirección de inclinación que la que presentan en el resto del margen, sin embargo el modelado gravimétrico realizado para esta tesis muestra que la presencia de un cuerpo con su misma densidad y en su misma posición es importante para el ajuste del dato de gravedad observado y esto mismo es apoyado por una reflexión que se les puede asociar en líneas sísmicas de dirección oblicua al talud.

Los resultados obtenidos en la presente tesis contribuyen a la mejora del conocimiento en un área donde la integración de datos nuevos es de gran importancia y aportan un modelo directo útil para un modelado inverso a futuro.

### **6.3. Trabajos a futuro**

En este trabajo se realizó una primera aproximación al análisis de la posición de cuerpos de alta densidad asociados a la cuenca del Salado. Sería interesante utilizar técnicas de inversión para calcular la posición de estos cuerpos; partiendo de la base del modelo generado en esta tesis y utilizandolo como un modelo inicial bien restringido.

El segundo rasgo de interés aún poco estudiado son los SDRs en la posición de la fractura oceánica asociada al cañón de Mar del Plata. Una primera aproximación a este problema fue realizada en este trabajo; ya que los SDRs no son observados en la sísmica en la misma dirección en que son observados a lo largo del resto del margen volcánico, la propuesta de cuerpos volcánicos oblicuos ha permitido ajustar al dato de gravedad observado; sin embargo

son cuerpos que pueden estudiarse a futuro con modelos de flexión de placa.

Por último, se podría estudiar la respuesta de los modelos cambiando la superficie del fondo marino por distintos modelos batimétricos.

# Referencias

- [APR14] M.A. Arecco, G. Pizarro y F. Ruiz. “Aplicación del método gravimétrico en el margen Argentino.” En: GEOACTA 39(1): 20-29 (2014).
- [Are18] M. A. Arecco. “Determinación del borde entre cortezas continental y oceánica en el margen continental argentino a través de métodos potenciales”. Tesis doct. Universidad Nacional de San Juan., 2018.
- [Aut+16] J. Autin y col. “Deep structure of the Argentine margin inferred from 3D gravity and temperature modelling, Colorado Basin”. En: Tectonophysics 676, 198–210 (2016).
- [Bla+09] O. A. Blaich y col. “Crustal-scale architecture and segmentation of the Argentine margin and its conjugate off South Africa.” En: Geophysical Journal International. (2009) 178, 85–105. (2009).
- [Bla95] R.J. Blakely. Potential Theory in Gravity Magnetic Applications. Cambridge University Press, pp.441, 1995.
- [EAN99] C.J. Ebinger, Jackson J.A. and Foster A.N. y Hayward N.J. “Extensional basin geometry and the elastic lithosphere”. En: Philosophical Transactions of the Royal Society A. 357 (1753): 741–765. (1999).
- [Fra+07] D. Franke y col. “Margin segmentation and volcano-tectonic architecture along the volcanic margin of Argentina/Uruguay, South Atlantic”. En: Elsevier, Marine Geology, 244, 46-47 (2007).

- [Geo04] Geosoft. GM-SYS Gravity/Magnetic Modeling Software — User's Guide 4.9. Northwest Geophysical Associates, Inc. 2004.
- [Geo13] Geosoft. GM-SYS — Geophysical Processing and Analysis module of Geosoft Inc. 2013. URL: <https://www.geosoft.com/products/gm-sys/>.
- [GLA74] G.H.F. Gardner, Gardner L.W. y Gregory A.R. “Formation velocity and density – the diagnostic basics for stratigraphic traps”. En: Geophysics. 39: 770–780. (1974).
- [Góm+17] M. L. Gómez Dacal y col. “Lithospheric 3D gravity modelling using upper-mantle density constraints: Towards a characterization of the crustal configuration in the North Patagonian Massif area”. En: Argentina. Tectonophysics. 700-701, 150-161. (2017).
- [Góm17] M. L. Gómez Dacal. “Caracterización del Macizo Norpatagónico por medio del análisis integrado de información Geofísica y Geológica.” Tesis doct. Universidad Nacional de La Plata, 2017.
- [HFS95] W. J. Hinze, R. R. B. Von Frese y A. H. Saad. Gravity and Magnetic Exploration: Principles, Practices and Applications. Cambridge University Press, pp.441, 1995.
- [Hin+92] William J. Hinze y col. “Geophysical investigations and crustal structure of the North American Midcontinent Rift system”. En: Tectonophysics, 213, 17-32 (1992).
- [HPC01] Ritske S. Huismans, Yuri Y. Podladchikov y Sierd Cloetingh. “Transition from passive to active rifting: Relative importance of asthenospheric doming and passive extension of the lithosphere”. En: Papers on Geodesy and Gravity Tectonophysics, 106, B6, 11271-11291 (2001).
- [KKV09] P. Kearey, K. A. Klepeis y F. J. Vine. Global Tectonics. John Wiley Sons Ltd, 2009.

- [Leó07] E. León. “Argentine margin (north of 48S): regional tectonic evolution based on integrated analysis of seismic reflection and potential field data and modelling.” En: Universidad de Oslo. (2007).
- [Lil98] Robert J. Lillie. Whole Earth Geophysics. Pearson, 1998.
- [Lov+18] JP Lovecchio y col. “Multistage rifting evolution of the Colorado basin (offshore Argentina): Evidence for extensional settings prior to the South Atlantic opening”. En: Terra Nova 30 (5), 359-368 (2018).
- [Mar63] D. W. Marquardt. “An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters.” En: J. Soc. Indust. Appl. Math., 11, 431-441 (1963).
- [Mer11] O. Merle. “A simple continental rift classification”. En: Tectonophysics 513 (2011) 88–95 (2011).
- [Mil+83] Millero y col. “Algorithms for computation of fundamentals properties of seawater”. En: UNESCO technical papers in marine science Num. 44 (1983).
- [Ott+18] EG Ottone y col. “A New Dinoflagellate from the Late Cretaceous of the Colorado Basin, off Shore Argentina”. En: Ameghiniana 55 (3), 343-350 (2018).
- [Par72] R.L. Parker. “The rapid calculation of potential anomalies”. En: Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v.42:315-334. (1972).
- [Pat+17] D.A. Paton y col. “Evolution of seaward-dipping reflectors at the onset of oceanic crust formation at volcanic passive margins: Insights from the South Atlantic”. En: GEOLOGY 45, 5, 439–442 (2017).
- [Ped15] A. C. Pedraza De Marchi. “Caracterización isostática del sector volcánico del margen continental argentino.” Tesis doct. Universidad Nacional de La Plata., 2015.
- [Piz+16] G. Pizarro y col. “Modelado 3D por inversión gravimétrica de cuencas off-shore de Argentina.” En: GEOACTA 40(2): 11-27 (2016) (2016).

- [Ram+18] O. Ramirez y col. “Mudline to Moho – Imaging from the Sea Floor to the Moho Discontinuity Offshore Argentina”. En: SEG International Exposition and 88th Annual Meeting, 3778 (2018).
- [Ram96] V. A. Ramos. “Evolución tectónica de la plataforma continental”. En: XIII Congreso Geológico Argentino (1996).
- [RWG11] F. Raggio, H. Welsink y R. Gerster. “Cuencas de Salado – Punta del Este.” En: VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. (2011).
- [SH09] D. Stavar y S. Hall. “Gravity modeling of the ocean-continent transition along the South Atlantic margins”. En: J. Geophys. Res., p. 1-46. (2009).
- [SS09] D. T. Sandwell y W. H. F. Smith. “Global marine gravity from retracked Geosat and ERS 1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate”. En: Journal of Geophysical Research, v. 114, n. B01411 (2009).
- [SS97] D. T. Sandwell y W. H. F. Smith. “Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry”. En: Journal of Geophysical Research, v. 102, NO. B1 (1997).
- [Sup] Search Support. Geosoft. <https://my.geosoft.com/supportcentre#/kb/kA2a000000016KUCAY>.
- [TH64] M. Talwani y J. R. Heizler. “Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional bodies or arbitrary shape.” En: Computers in the Mineral Industry, Standford University. (1964).
- [TL05] E. J. Tarbuck y F. K. Lutgens. Ciencias de la Tierra, 8<sup>a</sup> edición. Pearson Educación S. A., Madrid. ISBN 84-205-4400-0, 2005.
- [TLS90] W. M. Telford, P. Geldart L y R. E. Sheriff. Applied Geophysics. Cambridge University Press, 1990.
- [Tor01] Wolfgang Torge. Geodesy. Walter de Gruyter GmbH Co., 2001.

- [TWL59] M. Talwani, J. L. Worzel y M. Landisman. “Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone.” En: Journal of geophysical research, 64(1), 49-59. (1959).
- [Vio+10] R. Violante y col. “Sismoestratigrafía y evolución geomorfológica del talud continental adjacente al litoral del este bonaerence”. En: Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis, 17, 1, 33-62 (2010).
- [WB87] I. J. Won y M. Bevis. “Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines.” En: Geophysics, 52(2), 232-238. (1987).
- [WDJ81] Bertozzi W., Ellis D.V. y Wahl J.S. “The Physical Foundations of Formation Lithology Logging with Gamma Rays”. En: Geophysics 46 (10): 1439-1455. (1981).
- [Yil01] Öz Yilmaz. Seismic Data Analysis. Society of Exploration Geophysicists, 2001.