



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

ESTUDIO GRAVIMÉTRICO PARA PROSPECCIÓN DE LITIO
EN EL SALAR DE COIPASA
REGIÓN DE TARAPACÁ
CHILE

POR:

ÁGUEDA DANIELA VELOSO AFONSO

Tesis Presentada a la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad
de Concepción para optar al grado de Geofísico

Enero 2022

Concepción, Chile

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

ESTUDIO GRAVIMETRICO PARA PROSPECCIÓN DE LITIO
EN SALAR DE COIPASA
REGIÓN DE TARAPACÁ
CHILE

POR:

ÁGUEDA DANIELA VELOSO AFONSO

Tesis presentada a la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad
de Concepción para optar al grado de Geofísico

Profesor guía:

Dr. Jaime Arturo Belmonte-Pool Villanueva

Comisión:

Dr. Elías Ovalle

Dr. Jorge Quezada Flory



Enero 2022

*Dedicado a
Mi mamá*

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero agradecer a mi familia, en especial a mi mamá María Ângela Veloso por el empeño y esfuerzo dedicado para que formara y llegara hasta acá, nada sería posible sin ella. Agradecer a mi hermana Edna Mateus por su apoyo incondicional, que me enseñó a nunca desistir de mis objetivos de vida y a pensar siempre positivo.

Agradecer a la beca Sonangol por darme la oportunidad de venir a Chile a formarme en una de las mejores universidades.

Agradezco a mi profesor guía Dr. Arturo Belmonte por el tiempo que ha dedicado para enseñarme todo lo que sé de gravimetría, por aceptar la responsabilidad de guiarme en la realización de esta tesis, por su paciencia en explicarme varias veces hasta quedarme claro. ¡Muchísimas gracias!

Agradezco a mi compañero de carrera y beca Domingos Wissi por su disponibilidad en ayudarme con las dudas que surgían en diversos aspectos de la tesis.

Gracias Afonso Zunguza por su amor y compañerismo, por darme tanta fuerza cuando ya no me quedaban, por motivarme a seguir adelante, por la paciencia y disponibilidad en ayudarme aun mismo cuando no entendía del tema, muchas gracias por todo.

A los profesores Dr. Elías Ovalle y Dr. Jorge Quezada por su disposición en formar parte de la comisión evaluadora de mi trabajo y ocupar su tiempo con la lectura de este informe.

A todas las personas que de alguna manera me ayudaron en este proceso, muchas gracias.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. MOTIVACIÓN	2
1.2. OBJETIVOS	3
1.1.2. Objetivo general	3
1.1.3 Objetivos específicos	3
2. MARCO TEÓRICO	4
2.1. FUNDAMENTO FÍSICO	4
2.2. CAMPO GRAVITACIONAL	5
2.3. SUPERFICIES DE REFERENCIA	6
2.4. GRAVÍMETROS.....	7
2.4.1 Gravímetros estables.....	7
2.4.2 Gravímetros inestables	8
2.4.3 Gravímetro Scintrex Autograv	8
2.4.4 Calibración de Gravímetros.....	9
2.5 MÉTODO GRAVIMÉTRICO	10
2.6 CORRECCIONES GRAVIMÉTRICAS	10
2.6.1 Corrección de Altura o de Aire Libre.....	10
2.6.2 Corrección por latitud.....	11
2.6.3 Corrección de Bouguer	12
2.6.4 Corrección Topográfica	14
2.7 ANOMALÍA DE ALTURA O DE AIRE LIBRE	14
2.8 ANOMALÍA DE BOUGUER.....	15
2.9 DETERMINACIÓN DE LA DENSIDAD	15
2.10 DENSIDAD DE ROCAS Y MINERALES.....	16
2.11 INTERPRETACIÓN GRAVIMÉTRICA	18
2.12 SEPARACIÓN DE ANOMALÍAS REGIONAL Y RESIDUAL	18
2.13 MODELO	21
2.14 ERROR CUADRÁTICO MEDIO (RMSE)	22
3. ZONA DE ESTUDIO.....	23
3.4 QUÍMICA DE SALMUERAS.....	26
3.5 EL SALAR DE COIPASA	28
3.6 EL LITIO.....	29
4. APLICACIONES Y RESULTADOS	31
4.1 TOPOGRAFÍA	32

4.2 CORRECCIONES	34
4.2.1 Corrección de altura.....	34
4.2.2 Corrección de Bouguer	38
4.2.3 Corrección Topográfica.....	42
4.3 ANOMALÍA DE BOUGUER.....	46
4.4 MODELO.....	49
5. DISCUSIÓN.....	55
6. CONCLUSIONES.....	58
7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	59

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2. 1. Ilustración da la ley Gravitacional Universal.....	5
Figura 2. 2. Representación del geoide, elipsoide y superficie terrestre	6
Figura 2.4. 1. Gravímetro de Resorte o Torsión.....	7
Figura 2.4. 2. Gravímetro Scintrex Autograv CG-5 (Scintrex limited,2012).	9
Figura 2.6. 1. ilustración para explicar la corrección de Aire libre, donde A: punto de estación (Berini et al., 2021).....	11
Figura 2.6. 2: (a) La variación de la velocidad angular con la latitud alrededor de la Tierra. (b) Representación de la forma de la Tierra (Kearey et al., 2002)	12
Figura 2.6. 3: Corrección de Bouguer (Späth et al.,2020).	13
Figura 2.6. 4: Corrección Topográfica (Estrada,2012)	14
Figura 3. 1: Región en estudio (Google Earth).....	23
Figura 4. 1: Mapa geológico de la Región en base a la carta “Geología de Chile: Versión digital”, realizado por SERNAGEOMIN, 2003	25
Figura 5.1. 1: Topografía perfil 1 y 2.	32
Figura 5.1. 2: Topografía perfil 3,4 y 5.....	33
Figura 5.2. 1: Corrección de Altura perfil 1	35
Figura 5.2. 2: Corrección de Altura perfil 2.....	36
Figura 5.2. 3: Corrección de Altura perfil 3.....	36
Figura 5.2. 4: Corrección de Altura perfil 4.....	37
Figura 5.2. 5: Corrección de Altura perfil 5.....	37
Figura 5.2. 6: Corrección de Bouguer perfil 1	39
Figura 5.2. 7: Corrección de Bouguer perfil 2	39
Figura 5.2. 8: Corrección de Bouguer perfil 3	40
Figura 5.2. 9: Corrección de Bouguer perfil 4	41

Figura 5.2. 10: Corrección de Bouguer perfil 5	42
Figura 5.2. 11: Corrección Topográfica perfil 1	43
Figura 5.2. 12: Corrección Topográfica perfil 2	44
Figura 5.2. 13: Corrección Topográfica perfil 3	44
Figura 5.2. 14: Corrección Topográfica perfil 4	45
Figura 5.2. 15: Corrección Topográfica perfil 5	46
Figura 5.3. 1: Anomalía de Bouguer perfil 1	47
Figura 5.3. 2: Anomalía de Bouguer perfil 2	47
Figura 5.3. 3: Anomalía de Bouguer perfil 3	48
Figura 5.3. 4: Anomalía de Bouguer perfil 4	48
Figura 5.3. 5: Anomalía de Bouguer perfil 5	49
Figura 5.4. 1: Primer Modelo del perfil 1. Modelo (izquierda); Anomalía observada y modelada (derecha). 50	
Figura 5.4. 2: Segundo Modelo perfil 1: Modelo (izquierda), Anomalía observada y modelada (derecha)	50
Figura 5.4. 3: Modelo (izquierda), Anomalía de Bouguer observada y modelada (derecha).	51
Figura 5.4. 4: Modelo (izquierda), Anomalía de Bouguer observada y modelada (derecha).	52
Figura 5.4. 5: Modelo (izquierda), Anomalía de Bouguer observada y modelada (derecha).	53
Figura 5.4. 6: Modelo (izquierda), Anomalía de Bouguer observada y modelada (derecha).	54

Resumen

Los salares se definen como un conjunto de sedimentos de naturaleza evaporítico-detrítica, cuya génesis ha tenido lugar en la zona más deprimida de una cuenca cerrada sometida a un clima árido o semiárido. El Salar de Coipasa es considerado el 5º mayor del mundo en extensión (2.218 km^2 sobre el nivel del mar). La gravimetría se aplica a la mineración para describir cuerpos metálicos; estos que pueden ser detectados desde la anomalía de Bouguer. El objetivo de la gravimetría es la determinación de la distribución de la densidad de las rocas del subsuelo mediante la observación de las perturbaciones que las estructuras geológicas originan en el campo gravitatorio terrestre medido sobre la superficie. Con el objetivo de obtener anomalías de Bouguer para la prospección de litio, se realizaron mediciones de aceleración de gravedad con el gravímetro Scintrex CG-5 que tiene una precisión de 0.001 mGal en 5 perfiles con orientación Este-Oeste ubicados la frontera de Chile con Bolivia, en la 1ª región de Tarapacá en el Salar de Coipasa. Obtenidas las mediciones de aceleración de gravedad, se aplican las debidas correcciones como: la corrección por Altura o de Aire libre que elimina el efecto de la altura sin tomar en cuenta la masa existente entre la estación y el nivel medio del mar, la corrección de Bouguer que toma en cuenta la masa entre la estación base y la estación medida, la corrección topográfica que corrige los valles y montañas rellenos por la loza o placa de Bouguer y la corrección por latitud que corrige el efecto debido a la localización geográfica de la estación. Con todas las correcciones obtenidas se procede a calcular la anomalía de Bouguer. Una vez teniendo los valores de la anomalía de gravedad para cada perfil procede la construcción de modelos relativos que consiste en asignarle un valor de densidad a cada capa.

CAPÍTULO I

1. Introducción

En el campo de exploración geofísica hay una amplia división de métodos de levantamiento de datos geofísicos, existen aquellos que hacen uso del campo natural de la tierra y aquellos que requieren la entrada de energía generada artificialmente en el suelo. En los métodos de campo natural están los gravitacional, magnético, eléctrico y electromagnético, usados en búsqueda de perturbaciones locales que ocurren naturalmente en estos campos, estas que pueden ser causadas por características geológicas ocultas de interés económico u otro.

Los métodos de campo natural pueden ofrecer informaciones sobre las propiedades de la tierra en profundidades significativamente mayores y son logísticamente más simples de realizar en comparación a los métodos de fuente artificial (Kearey et al., 2002). Los métodos geofísicos de exploración se pueden separar en pasivos, activos, siendo los pasivos aquellos en los cuales se miden los campos naturales de la tierra y los activos asociados a campos artificiales (Manilla 2003).

La gravimetría es un método de exploración pasivo, que consiste en la medición de valores de la gravedad terrestre para determinar las desviaciones o anomalías del comportamiento normal del campo gravitacional, ocasionado por los cambios de densidad en los materiales del subsuelo (Kearey et al., 2002).

El presente trabajo tiene enfoque en el análisis de 5 perfiles gravimétricos de 10000 m, 13000 m, 16000 m, 17000 y 6000 m de longitud respectivamente para la

prospección de litio, todos ellos localizados en el norte de Chile, en la 1ª región de Tarapacá (comuna de Colchane), específicamente en el Salar de Coipasa. Los datos fueron tomados en el año de 2018 en los meses de marzo y enero.

1.1. Motivación

En Chile, el litio es considerado un “recurso estratégico” desde 1969, siendo el principal exportador mundial de litio extraído en salmueras (Cabello, 2021). La mayor cantidad de reservas mundiales de litio se encuentran en Chile, con el 48% del total, seguido de Australia, con el 17%, y Argentina, con el 13% (Rojas et al. 2018).

Hasta hace relativamente poco tiempo, el litio se utilizaba en dosis mínimas en industrias como la del vidrio, el acero, la óptica o la aeronáutica. También en medicina como antidepresivo. Pero desde que sus propiedades lo convirtieron en material indispensable para las baterías acumuladoras de energía, el interés en este mineral inestable y poco conocido cambió radicalmente (Castro, 2019).

No hay un consenso en cuanto a si las actuales reservas de litio puedan satisfacer o no la demanda futura. Se ha presentado una controversia en torno a la disponibilidad de litio para la transición aparentemente irreversible hacia la propulsión eléctrica en la industria automotriz global (Miranda, 2009). Lo anterior, puede ser determinante en cómo se verán afectado el valor futuro del mineral. No obstante, lo anterior, la evolución de los precios muestra un alza importante desde el 2004, lo que ha estimulado el desarrollo de nuevas exploraciones o bien la puesta en marcha de nuevos proyectos. Si bien las fuentes de litio pueden ser diversas, en la actualidad solo dos procesos de obtención son económicamente factibles: mediante salmueras y minerales (Miranda, 2009).

En Chile, el litio se encuentra en las áreas de depósitos salinos de la alta cordillera (Millas, 2001). El Salar de Coipasa es el 5° mayor del mundo en extensión (2.218 km^2 sobre el nivel del mar), se encuentra a 3.656m de altitud y hace parte del triangulo del litio que es conformado por Chile, Argentina y Bolivia. (Chisleanschi, 2019). La gravimetría se aplica a la mineración para describir cuerpos metálicos. Desde las anomalías de Bouguer se puede detectar la existencia de dichos cuerpos (Griem, 2016).

1.2. Objetivos

1.1.2. Objetivo general

- Realizar un estudio gravimétrico en el salar de Coipasa para prospección de litio.

1.1.3 Objetivos específicos

- Obtención de la anomalía de Bouguer
- Estimar la densidad del subsuelo de la zona.
- Modelar los datos de gravedad y densidad obtenidos.

Capítulo II

2. Marco teórico

El método gravimétrico tiene el campo gravitacional de la tierra como objeto de estudio, siendo que la aceleración gravitacional responde a los cambios locales en la densidad de la roca. A pesar de que la gravimetría empezara a ser utilizada para la prospección en el inicio del siglo XX, Galileo Galilei describió el movimiento de caída libre en el inicio del siglo XVII y Newton postuló la Ley de Gravitación Universal en 1687, siendo contribuciones fundamentales para estudios gravimétricos. La empleabilidad de este método está relacionada, fundamentalmente, en la diferencia de las densidades de las rocas.

2.1. Fundamento Físico

La base del método de levantamiento de la gravedad es la ley de gravitación universal, que asocia la fuerza de gravedad F entre dos masas m_1 y m_2 , la distancia r entre ellas y G , la constante gravitacional que en unidades del SI es $6.672 \times 10^{-11} \left[\frac{Nm^2}{kg^2} \right]$, Matemáticamente se expresa de la siguiente forma:

$$F = \frac{GM_1.M_2}{r^2} \quad (2.1)$$

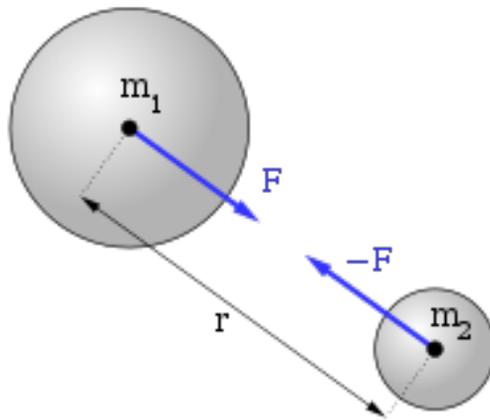


Figura 2. 1. Ilustración da la ley Gravitacional Universal

Partiendo del concepto de fuerza gravitacional, se llega al concepto de la aceleración de gravedad g . Se sabe que la aceleración es la fuerza dividida por la masa. En términos convencionales, se utiliza actualmente la aceleración gravitacional de la tierra como $g = 9,81 \left[\frac{m}{s^2} \right]$. La expresión matemática para la aceleración de gravedad está dada por la ecuación (2.2).

$$g = G \cdot \frac{M}{r^2} \quad (2.2)$$

2.2. Campo Gravitacional

Suponiendo que el planeta Tierra fuera una esfera, se esperaría que el valor de la gravedad fuese constante en todos los puntos, pero posee una configuración elipsoidal, además de cuestiones como la rotación, el relieve superficial irregular y distribución de masa interna del planeta, lo que establece que la gravedad varíe sobre su superficie (Kearey et al. 2002).

El trabajo, realizado por g para mover una unidad de masa m desde el infinito a una distancia r o potencial de gravedad U está dada por:

$$U = Gm \int_{\infty}^R \frac{dr}{r^2} = \frac{Gm}{r} \quad (2.3)$$

U depende de la distancia entre el punto inicial y final y no de la trayectoria porque el campo gravitacional es un campo conservativo. Su unidad en el SI es $\left[\frac{J}{kg}\right]$.

2.3. Superficies de Referencia

Una superficie equipotencial, es una superficie donde el potencial es el mismo en todos los puntos. En prospección gravimétrica se utiliza el geoide como superficie de referencia, ésta que es una superficie equipotencial que es descrita por el nivel medio del mar, sin el efecto de las mareas ni corrientes oceánicas ni clima (Siñeriz,1928).

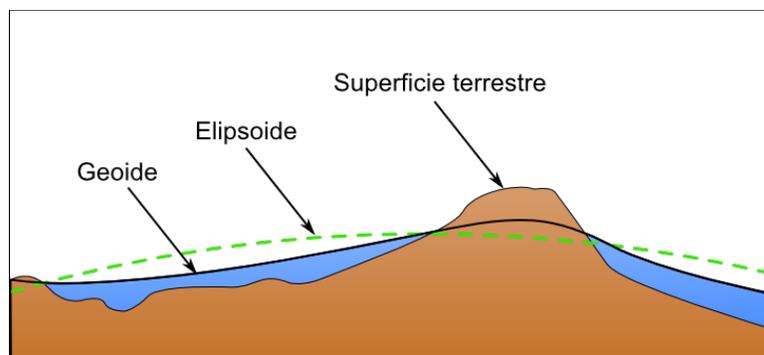


Figura 2. 2. Representación del geoide, elipsoide y superficie terrestre

2.4. Gravímetros

Los gravímetros son instrumentos aplicados en gravimetría para medición relativa de la gravedad.

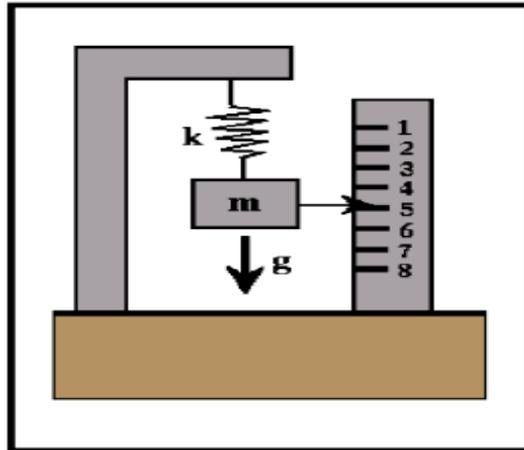


Figura 2.4. 1. Gravímetro de Resorte o Torsión

Según Griem (2016), se distinguen dos siguientes tipos de gravímetros:

- Gravímetros estables
- Gravímetros inestables

2.4.1 Gravímetros estables

Los gravímetros estables poseen un solo elemento para equilibrar la fuerza gravitatoria con otra fuerza mensurable a través de un desplazamiento de tipo linear, angular o eléctrico y que se puede amplificar y medir directamente (Griem,2016) Según Chelotti et al. (2020), fueron los primeros que se utilizaron, fabricados con

un muelle o resorte único sobre el cual se accionaba el tornillo de ajuste entre mediciones.

2.4.2 Gravímetros inestables

Constan de una masa suspendida inestablemente a través de un brazo de palanca, tal que, para determinado valor de la gravedad la masa se encuentra en equilibrio. Basta un pequeño cambio de gravedad para que se abandone el equilibrio y esto se traduzca en desplazamientos relativamente grandes. Posee dos muelles o resortes principales y alguno más que puede ser complementario; uno para los ajustes de las mediciones, como en los gravímetros estables (con las divisiones en el disco superior) y otro para suspender el sistema llamado resorte de longitud cero porque se comporta como si su longitud inicial fuese nula para aumentar la sensibilidad (Chelotti et al.,2020).

2.4.3 Gravímetro Scintrex Autograv

El gravímetro Scintrex CG-5 Autograv que fue usado en este trabajo tiene una resolución de 0.001 mGal; Elimina el error del operador realizando lecturas automáticas que son corregidas por mareas terrestres, variaciones de temperatura y defectos de nivelación, y almacena resultados en memoria electrónica. Está basado en un microprocesador que tiene un rango operacional de 8000 mGal sin necesidad de reiniciar. Su diseño incluye una serie de microprocesadores, los cuales posibilitan la automatización de las mediciones y su procesamiento en tiempo real (Geodatos,2016). El gravímetro CG-5 mide a una frecuencia de 6 Hz durante un período de tiempo definido por el usuario, el cual como mínimo es de 1 segundo. Puede utilizarse en dos formas: modo levantamiento para la adquisición de mediciones discretas, y el modo cíclico para el registro continuo de datos. El elemento sensor se basa en un sistema elástico de cuarzo fundido en el cual la fuerza

gravitacional sobre la masa de prueba es balanceada por un resorte y una pequeña fuerza electrostática restauradora (Geodatos,2016).



Figura 2.4. 2. Gravímetro Scintrex Autograv CG-5 (Scintrex limited,2012).

2.4.4 Calibración de Gravímetros

Las lecturas de los gravímetros se presentan en subdivisiones arbitrarias de su escala, por lo que se requiere una calibración para expresarlas en mGal. En general, la calibración se lleva a cabo realizando mediciones en lugares de gravedad absoluta o relativa conocida con alta precisión. (Griem,2016).

El método más utilizado es realizar lecturas en dos puntos, uno donde se han hecho determinaciones absolutas de g con el gravímetro a calibrar y otro en donde se conoce con exactitud la diferencia de gravedad Δg entre ambas estaciones de calibración. De esta manera se deduce el valor de la constante del instrumento con base en dos medidas solamente. Sin embargo, utilizando un mayor número de estaciones de referencia y repitiendo adecuadamente las mediciones, se logra mayor precisión. El diseño del gravímetro Scintrex está basado en un sistema elástico lineal,

de modo que el factor de calibración es válido para todo el rango de medición, siendo suficiente para ello la realización de lecturas en al menos 2 puntos con gravedad conocida con gran precisión (Miranda et al.,2013).

2.5 Método Gravimétrico

El método gravimétrico mide las variaciones del campo de gravedad terrestre provocadas por la diferencia de densidades entre estructuras geológicas y rocas. Se basa en la idea de que existe una anomalía en el subsuelo que causa una perturbación en el campo de gravedad a esta que se le da el nombre de anomalía de Gravedad (Kearey et al.,2002). El estudio de las anomalías gravimétricas hace que sea posible interpretar y determinar la profundidad y la forma de estas estructuras (Kearey et al., 2002).

2.6 Correcciones Gravimétricas

En los estudios gravimétricos, gran parte de los resultados obtenidos son producto de factores que no son de interés geológico directo (Milsom,2003). Antes de hacer la interpretación de los datos gravimétricos, es necesario remover los efectos no geológicos que afectan el campo gravitacional de la tierra (Kearey et al., 2002).

2.6.1 Corrección de Altura o de Aire Libre (C_{AL})

Esta corrección es aplicada debido a que las estaciones no están todas a la misma distancia del centro de la tierra. Corrige la disminución de la aceleración gravitacional con la distancia desde el centro de la tierra (Lowrie,997).

Esta corrección se obtiene de la siguiente fórmula:

$$g = \frac{Gm}{r^2}; \frac{dg}{dr} = -\frac{2Gm}{r^3} = -\frac{2g}{r} \quad (2.6)$$

Según Lowrie (1997), sustituyendo el radio de la Tierra $r = R = 6.371 \text{ m}$ y el valor de gravedad g por 981000 mGal , entonces la corrección de aire libre es:

$$C_{AL} = 0.3086 \frac{\text{mGal}}{\text{m}} \quad (2.7)$$

$$C_{AL} = 0.3086 \Delta h \text{ mGal} \quad (2.8)$$

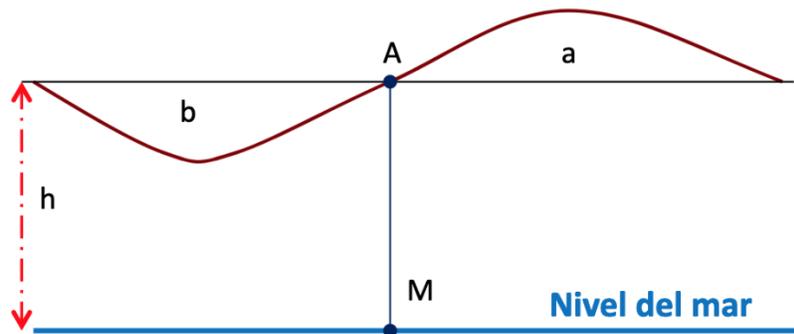


Figura 2.6. 1. ilustración para explicar la corrección de Aire libre, donde A: punto de estación (Berini et al., 2021).

2.6.2 Corrección por latitud

La gravedad varía con la latitud debido a la forma no esférica de la Tierra y porque la velocidad angular de un punto en la superficie de la Tierra disminuye desde un máximo en el ecuador hasta cero en los polos (Figura 2.6.2(a)). La aceleración centrípeta generada por esta rotación tiene un componente radial negativo que, en consecuencia, hace que la gravedad disminuya desde el polo al ecuador.

La verdadera forma de la Tierra es un esferoide achatado o elipsoide polar aplanado (Figura. 2.6.2 (b)). En consecuencia, los puntos cercanos al ecuador están más lejos del centro de masa de la Tierra que los que están cerca de los polos, lo que hace que la gravedad aumente desde el ecuador hacia los polos. (Kearey et al., 2002).

Según Kearey et al. (2002), Clairaut relaciona la gravedad con la latitud en el esferoide de referencia con una ecuación de la forma:

$$g_{\phi} = g_0(1 + k_1 \sin^2(\phi) - k_2 \sin^2(2\phi)) \quad (2.9)$$

donde los valores de g_0 , k_1 y k_2 están dados de la siguiente forma:

$$g_{\phi} = 97803.846(1 + 0.005278895 \sin^2(\phi) - 0.000023462 \sin^4(\phi)) [mGal] \quad (2.10)$$

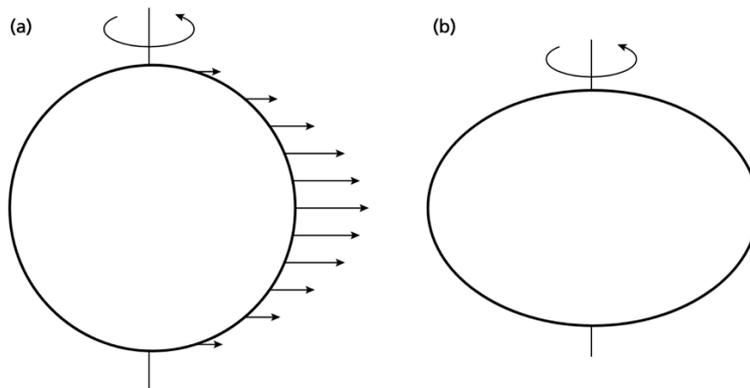


Figura 2.6. 2: (a) La variación de la velocidad angular con la latitud alrededor de la Tierra. (b) Representación de la forma de la Tierra (Kearey et al., 2002)

2.6.3 Corrección de Bouguer

La corrección de Aire Libre ignora las masas que puedan existir entre el punto de observación y el nivel medio del mar (Lowrie,1997). El objetivo de esta reducción es remover el efecto de las masas topográficas, es decir, de las masas situadas por fuera del geoide. Para ello, se asume que el área que rodea a la estación P es plana, horizontal y con una densidad constante ρ y de este modo, es aproximada por una

placa plana infinita. (Späth et al. 2020). La atracción de esta placa infinita de espesor H es:

$$CB = 2\pi\rho Gh. \quad (2.11)$$

Donde G es la constante de gravitación universal, ρ es la densidad del medio, y h es la altura de la estación.

Considerando el valor de $G = 6.672 \times 10^{-11} \left[\frac{Nm^2}{kg^2} \right]$, y a ρ le asignamos la densidad que corresponde a la corteza terrestre, que es 2670 kg/m^3 , la corrección de Bouguer queda expresada como:

$$CB = 0.041908h \left[\frac{mGal}{m} \right] \quad (2.12)$$

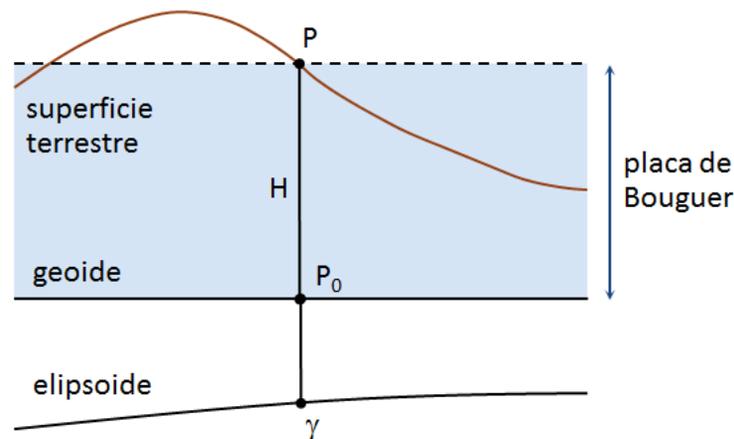


Figura 2.6. 3: Corrección de Bouguer (Späth et al.,2020).

La corrección de Bouguer debe ser restada de la gravedad observada porque la placa bajo la estación aumenta la atracción de gravedad (Estrada, 2012).

2.6.4 Corrección Topográfica

Corrige las variaciones en la aceleración de la gravedad observada causada por variaciones en la topografía cercana a las estaciones de observación. Debido a las consideraciones hechas en la corrección de Bouguer, la corrección topográfica es siempre positiva, sin importar que la topografía esté generada por una montaña o un valle (Estrada,2012).

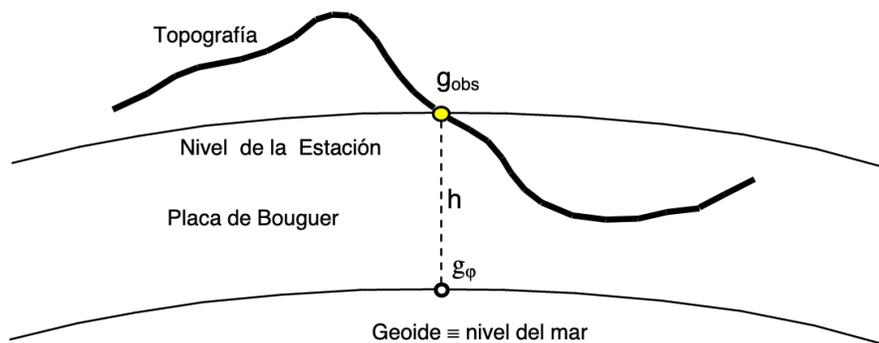


Figura 2.6. 4:Corrección Topográfica (Estrada,2012)

2.7 Anomalía de Altura o de Aire libre

Permite observar como varía la gravedad cuando sólo se consideran la latitud y la altura de la estación. Se aplican las correcciones por latitud (g_ϕ) y de aire libre (Δg_{CA}), considerando que la corrección por deriva instrumental está incluida en g_{obs} , entonces la ecuación queda de la siguiente manera:

$$g_{AL} = g_{obs} - g_\phi + \Delta g_{CA} \quad (2.13)$$

2.8 Anomalía de Bouguer

Para determinar las posibles anomalías de gravedad se aplican todas las correcciones mencionadas con anterioridad a las lecturas gravimétricas, tomando en cuenta que el plano de referencia es el geoide. La gravedad observada corregida se compara con la gravedad teórica para hallar esas posibles anomalías. La diferencia entre la gravedad observada y la gravedad teórica proporciona el valor de la anomalía de la gravedad en cada punto, o anomalía de Bouguer (Lowrie,1997).

Si a la ecuación (2.15) le restamos la corrección de Bouguer (Δg_{CB}) y la corrección topográfica (Δg_{CT}) se obtiene la anomalía de Bouguer.

$$g_{AB} = g_{AL} - \Delta g_{CB} + \Delta g_{CT} \quad (2.14)$$

$$g_{AB} = g_{obs} - g_{\phi} + \Delta g_{CA} - \Delta g_{CB} + \Delta g_{CT} \quad (2.15)$$

2.9 Determinación de la Densidad

Método Directo

Un método tradicional o standard común, es utilizar el valor medio de la corteza $\rho = 2.67 \text{ g/cm}^3$ para la placa de Bouguer. Con este valor se logra una gran compatibilidad de los datos con los obtenidos en otros estudios de tipo regional y contiguos a la zona de estudio (Egea,1998).

Método de Nettleton (1939)

El cálculo de la densidad a través de las anomalías de Bouguer se puede hacer por distintos métodos, pero el método de Nettleton es uno de los más utilizados y reconocidos. Este método se basa en el cálculo de la anomalía de Bouguer para distintas densidades, y un valor de densidad próximo al real sería el que elimina por completo el efecto del relieve, o sea, el que hace con que la correlación entre la anomalía de Bouguer y la topografía sea mínima (Nettleton, 1939).

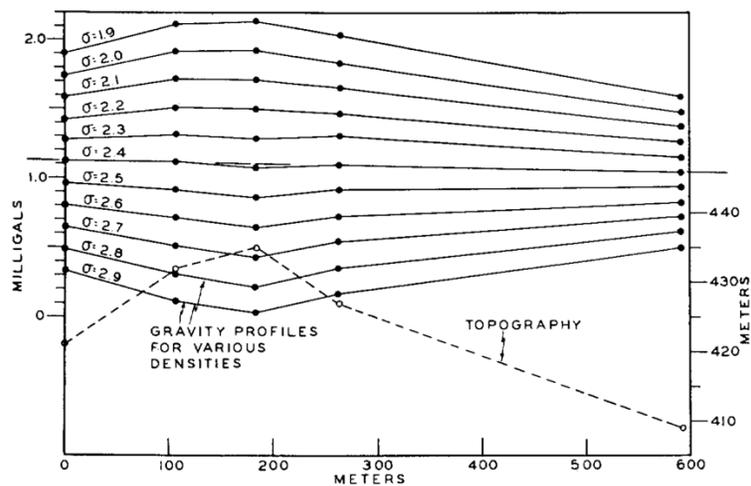


Figura 2.9. Representación del método de Nettleton, donde la densidad correcta sería 2.4 g/cm^3

2.10 Densidad de Rocas y Minerales

El conocimiento de la densidad de la roca es necesario tanto para la aplicación de las correcciones de Bouguer y del terreno y para la interpretación de anomalías gravitatorias (Kearey,2002).

Detrás de la densidad de rocas y minerales hay un conjunto de factores: en particular la composición, la porosidad, la densidad de fractura y contenido de poros húmedos afectan la densidad de una roca (Kearey,2002).

En los primeros trabajos sobre gravedad se adoptó una densidad de 2.67 g/cm^3 como estándar para la corteza superior y todavía se utiliza ampliamente en la modelización (Milsom,2003).

En la tabla (2.10) se presentan densidades de distintas rocas y minerales respectivamente.

Tipo de Roca	Rango(kg/m^3)	Densidad Promedio(kg/m^3)
Sedimentaria(húmeda)		~2500
Suelo	1200-2400	~1920
Arcilla	1630-2600	~2210
Arena	1700-2300	~2000
Arenisca	1610-2760	~2350
Grava	1700-2400	~2000
Conglomerado		~2400
Limolita		~2600
Ígnea		
Riolita	2350-2700	~2520
Andesita	2400-2800	~2610
Lavas	2800-3000	~2900
Basalto	2700-3300	~2990
Dacita		~2810
Ígnea ácidas	2300-3110	~2610
Ígnea básicas	2090-3170	~2790
Mineral		
Bórax		~1730

Litio		~534
Roca de Sal	2100-2600	~2220

Tabla2.10: Densidad e Minerales (Telford,1990)

2.11 Interpretación Gravimétrica

Después de que los efectos de interferencia de otras características hayan sido eliminados lo mejor que podemos, el problema de interpretación generalmente es encontrar la distribución de masa responsable por la anomalía residual. El campo de un modelo de distribución de masa se calcula y se resta de la anomalía residual para determinar los efectos que el modelo no puede explicar. Luego se cambia el modelo y se repiten los cálculos hasta que el resto de los efectos se vuelvan más pequeños que algún valor considerado estar "lo suficientemente cerca". Para limitar el número o posibles cambios, incluimos algunas restricciones predeterminadas, por ejemplo, podríamos cambiar solo la superficie superior de la distribución de masa. Una anomalía de la gravedad no es especialmente sensible a variaciones menores en la forma de la masa anómala, de modo que las formas simples a menudo producen resultados lo suficientemente cercanos como para ser útiles. El estudio del efecto de la gravedad de formas simples también ayuda a comprender los tipos de información que se pueden aprender, por ejemplo, para determinar qué aspectos de una anomalía indica la profundidad, forma, contraste de densidad y masa total (Telford, 1990).

2.12 Separación de Anomalías Regional y Residual

La anomalía de Bouguer es la suma de dos componentes: efecto regional, que corresponde a masas profundas y observables a grandes distancias, y efecto residual

debido a las masas superficiales que se trata de una anomalía de interés geológico, provocada únicamente por la figura geológica en estudio.

Para hacer una interpretación correcta del basamento, se separa el efecto regional del residual. Cabe mencionar, que el conocimiento geológico del área de estudio es un elemento esencial indispensable para la interpretación de las anomalías residuales (Lowrie, 1997).

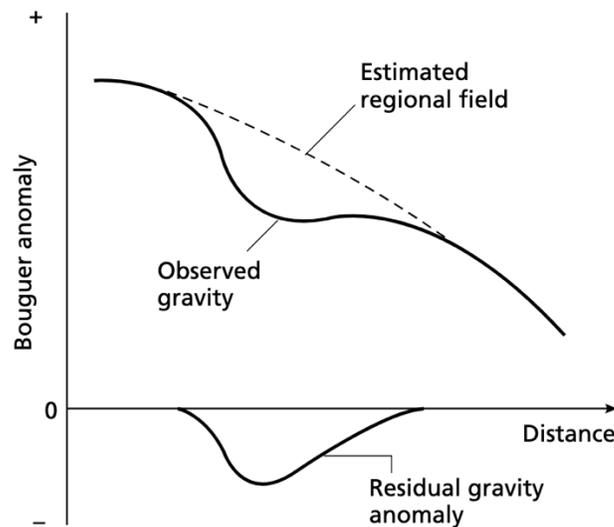


Figura 2.12: Separación de la Anomalía regional y residual (modificado de Kearey, 2002)

La anomalía Residual se define como:

$$AnomaliaResidual = AnomaliadeBouguer - AnomaliaRegional$$

$$\Delta g_{Residual} = \Delta g - \Delta g_{Regional} \quad (2.16)$$

Para el modelamiento gravimétrico de la anomalía residual local, es necesario entonces primero remover la componente regional de gran longitud de onda.

Existen varios métodos de separación de anomalías en sus componentes regionales y residuales: gráficos, ajuste de superficies polinomiales, transformadas de Fourier, derivación del campo potencial, filtrado digital, continuación de campos (Irineo,2014)

Para efectuar el proceso de separación regional-residual, en este trabajo, se utilizaron la **Transformada de Fourier** propuesto por Caceres, (2007). Este método consiste en aproximar la anomalía de gravedad a funciones armónicas, logrando transferir la información al espectro de amplitudes.

Segundo Caceres (2007), la transformada de Fourier se expresa como:

$$X(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t)e^{-j2\pi ft} dt \quad (2.17)$$

Donde:

f : es la frecuencia en Hz.

t : es el tiempo.

$X(f)$:es el espectro en función de la frecuencia.

$x(t)$:es la señal por transformar.

$e^{-j2\pi ft}$: es el fasor de sondeo.

La transformada de Fourier permite la aplicación de filtros para distintas frecuencias. Al aplicar un filtro que deja pasar las bajas frecuencias o simplemente pasa bajo, se obtienen las anomalías regionales y aplicando uno que deje pasar las altas frecuencias se obtienen las anomalías residuales.

Con las anomalías residuales y regionales separadas, la reconstrucción de la anomalía de Bouguer es hecha aplicando la anti transformada de Fourier.

$$X(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(f)e^{-j2\pi ft} df \quad (2.18)$$

2.13 Modelo

Después de haber determinado la anomalía de gravedad de nuestro interés, prosigue la creación de modelos que sirven para encontrar la causa de dicha anomalía. La modelación gravimétrica consiste en crear un modelo de densidades que simule una estructura geológica hipotética y calcular la respuesta gravimétrica (solución del problema directo) (Caballero,2009). Los modelos gravimétricos no aportan soluciones únicas, ya que varios modelos geológicos distintos pueden producir la misma respuesta gravimétrica. En general, en la modelización gravimétrica en 2-D se asume que los cuerpos tienen dos dimensiones y no se consideran cambios en la dirección perpendicular al modelo. Por esto, los bloques y las superficies creadas en un modelo se extenderán hasta el infinito en la dirección Y (Talwani et al., 1959).

Para el presente estudio el modelo a utilizar consiste en una construcción 2-D conformada por una doble grilla en donde cada punto del espacio de interés y asociado con la existencia de masa representa el efecto cilindros horizontales de longitud transversal al perfil de 2 kilómetros y radios de 40 metros para la grilla 1 y de 20 metros para la grilla 2. Ambas grillas se superponen y así se logra cubrir de manera óptima el espacio. El modelo incluye las zonas aledañas en cada extremo de cada perfil de estudio así como variaciones laterales y/o estratificaciones en profundidad requeridas por el ajuste entre la anomalía de Bouguer observada y la teórica asociada a este modelo. Los cálculos son realizados para modelos relativos,

es decir, donde las densidades se ajustan según la elección de un punto de referencia del perfil (usualmente un extremo) a valores en torno a una densidad cero.

2.14 Error cuadrático medio (RMSE)

El error cuadrático medio (RMSE) tiene como objetivo principal encontrar la diferencia media de un valor y su parámetro inicial. Es la raíz cuadrada del promedio de la suma de diferencias cuadráticas entre los valores observados en la serie y los esperados según modelo de tendencia. Se expresa en la misma magnitud de medida que la variable y mientras menor sea este valor, más adecuado es el modelo (Aguirre, 1994).

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\hat{X}_i - X_i)^2} \quad (2.19)$$

Capítulo III

3. Zona de Estudio

3.1 Zona de Análisis y Adquisición de Datos

La zona de estudio corresponde al denominado Salar de Coipasa ubicado en la Región de Tarapacá en el extremo Norte del país y en el límite fronterizo con Bolivia. En esta zona se realizaron 6 perfiles gravimétricos de entre 10 y 17 km aprox. con puntos gravimétricos espaciados cada 100 m.

Los datos usados en el presente trabajo fueron obtenidos por la empresa Geo Exploraciones S.A (empresa de ingeniería en el área de geofísica, geología, geodesia y computación) durante los meses de enero y marzo del año 2018. De los 6 perfiles realizados, en este trabajo se analizan 5 perfiles gravimétricos de 10000 m, 13000 m, 16000 m, 17000 y 6000 m de longitud respectivamente utilizando el gravímetro Scintrex CG-5.

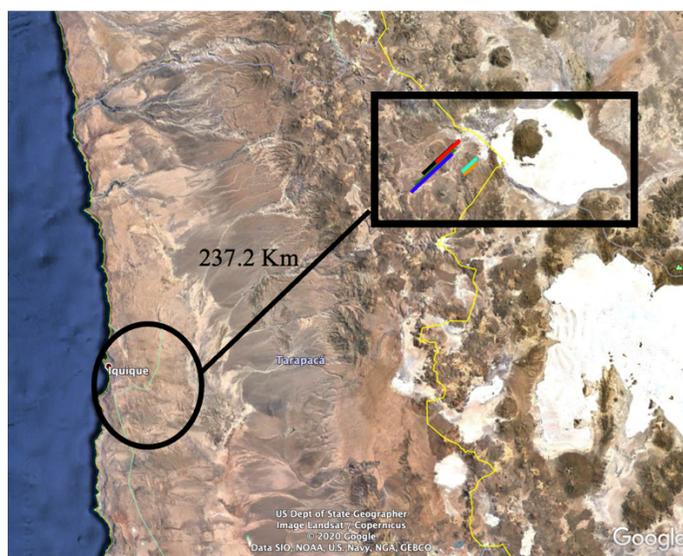


Figura 3. 1:Región en estudio (Google Earth)

3.2. Marco Geológico

Esta zona está caracterizada por ubicarse en el Altiplano, una meseta andina con cotas promedio del orden de los 3000 a 5000 m.s.n.m. que se extiende por centenares de kilómetros en la zona limítrofe entre Argentina, Bolivia y Chile.

El Altiplano que corresponde a una meseta que se encuentra a una altura muy elevada, está conformado por sedimentos Paleozoicos (lutitas, areniscas, cuarcitas) que también constituyen el basamento, donde están superpuestos por espesas series volcánicas sedimentarias de edad Cretácica, Terciaria y Cuaternaria (areniscas, arcillas, lutitas y evaporitas). La secuencia sedimentaria continental alcanza un espesor total de unos 15000 metros (Lebrun et al., 2002).

En la figura (3.2) se puede observar el mapa geológico correspondiente a la zona de estudio.

El interés por explorar esta zona se relaciona con la potencial prospección de litio, y por tanto la existencia de salares juega un rol fundamental.

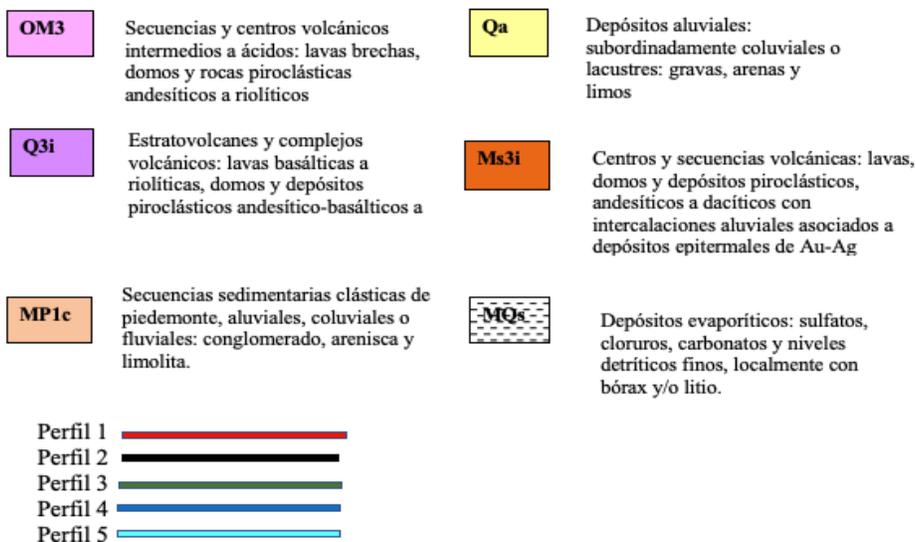
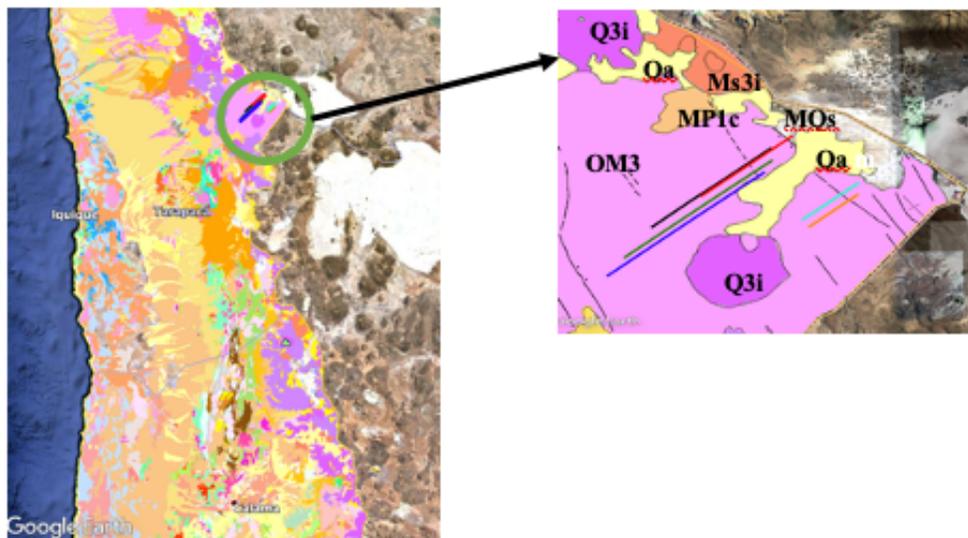


Figura 3.2: Mapa geológico de la Región en base a la carta “Geología de Chile: Versión digital”, realizado por SERNAGEOMIN, 2003

3.3 Salares

Los salares corresponden a depósitos salinos continentales localizados en cuencas endorreicas, generados debido a altas tasas de evaporación y bajas tasas de precipitación. Están compuestos por costra salina, salmueras y fracción clástica, cuyas extensiones y profundidad pueden variar muy ampliamente. Contiene carbonatos, sulfatos, cloruros y boratos, en diferentes concentraciones, tanto en la costra salina como en la salmuera (Cubillo,2014).

Según Chong (1988) los salares se definen como un conjunto de sedimentos de naturaleza evaporítico-detritica, cuya génesis ha tenido lugar en la zona más deprimida de una cuenca cerrada sometida a un clima árido o semiárido. Su formación y desarrollo se debe, principalmente, a la diferencia entre las altas tasas de evaporación existentes y los reducidos aportes de agua, provenientes de escasas precipitaciones estacionales.

3.4 Química de salmueras

Los salares a grandes rasgos poseen una fase sólida y una líquida. La primera se conforma por una costra salina que corresponde a un conjunto de minerales evaporíticos, en donde predomina la halita, y de detritos de origen aluvial y/o coluvial. La segunda, corresponde a una salmuera, la cual se genera producto del exceso de evaporación por sobre la recarga del acuífero del salar. Dicho proceso genera una gran concentración de sales disueltas en la salmuera, llegando a precipitar de ella diversos tipos de minerales evaporíticos cuando el grado de saturación exceda el límite (Trejos,2019).

En la base del comportamiento de la química de las salmueras existen varios factores, que pueden ser climáticos como geológicos, siendo el principal la erosión de las rocas circundantes causada por infiltración y paso de las precipitaciones (Risacher et al., 2003). En zona Norte de Chile la presencia de rocas volcánicas y su erosión contribuyen de gran manera en el aporte de componentes en solución a las salmueras (Risacher et al., 1999).

Según Hardie y Eugster (1970), existen cinco alternativas de vías evolutivas para la química de las aguas, estas son:

- Vía carbonatada
- Vía sulfatada directa
- Vía sulfatada alcalina
- Vía sulfatada neutra
- Vía cálcica

Las cinco vías dan origen a tres tipos de familias de salmueras:

- Carbonatadas (Na / CO₃ – Cl)
- Sulfatadas (Na / SO₄ -Cl)
- Cálcicas (Na-Ca /Cl)

Según Houston et al. (2011) e Risacher et al. (1991, 1999, 2003), el tipo de salmuera más común en la zona del Altiplano son las sulfatadas (Na / SO₄ -Cl) y las cálcicas (Na-Ca /Cl).

Particularmente varios salares existentes en la zona del Altiplano presentan núcleos salinos ricos en elementos de gran importancia económica como lo son el litio, potasio y el boro (Trejos, 2019). Orti y Alonso (2000) y Kay (2010) proponen que la meteorización de rocas volcánicas del cenozoico puede contribuir a las altas concentraciones de litio.

3.5 El Salar de Coipasa

El salar de Coipasa es un salar y base de equilibrio de una cuenca endorreica que está localizado en el oeste de Bolivia y noroeste de Chile. Pertenece al departamento de Oruro en su lado boliviano, y a la comuna de Colchane, Región de Tarapacá en su lado chileno. Se encuentra en la parte central oeste del altiplano andino, a 225 kilómetros, está localizado a una altura de 3.656m, tiene alrededor de 70 km de largo y una superficie de 2218 km², lo que lo ubica como el quinto mayor salar del mundo (Chisleanschi,2019).

Las rocas que rodean al salar son principalmente volcánicas, incluyendo afloramientos esporádicos de rocas sedimentarias al oeste. (Cáceres et al., 2004). En este Salar el contenido de Mg, K y Li proviene del lavado de las rocas presentes en la cuenca, ellos son transportadas por los ríos tributarios hacia el salar; dichos elementos no son precipitados como parte constituyente de ningún mineral evaporítico (Cáceres et al.,2004).

Las salmueras de Coipasa según la clasificación de Eugster & Hardie (1978) son de tipo Sulfatadas Na-Cl-(SO₄), la presencia de SO₄ entre paréntesis significa que los sulfatos son un menor constituyente en el salar. Risacher (1992) describe 2.5 m de

espesor de costra de sal constituida por halita en su parte superior y por mirabilita ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) en la parte inferior.

3.6 El litio

El litio es el tercer elemento de la tabla periódica y el primer elemento del grupo de los metales alcalinos un metal alcalino de color plateado claro, ligeramente más duro que el sodio, pero más blando que el plomo. Posee propiedades físicas y químicas de carácter singular, principalmente por su alto potencial electroquímico y su bajo peso específico, que lo han convertido en un elemento clave en numerosas aplicaciones, algunas de ellas de alto nivel tecnológico, como baterías, aleaciones y cerámicas (Ministerio de Minería,2014).

El litio puede encontrarse de muy diversas formas, como en concentraciones anómalas de pegmatitas, en ambientes sedimentarios asociados con arcilla, en zonas de alteración hidrotermal asociados a minerales a bajas como a altas temperaturas, en evaporitas no marinas, en salmueras de ambientes desérticos, en aguas salinas o salmueras asociadas a yacimientos de petróleo (Millas,2001).

Los salares del Norte de Chile, ubicados entre las regiones de Arica y Parinacota, Tarapacá, Antofagasta y Atacama, presentan grandes concentraciones de litio y su gran ventaja en el ámbito minero, son los bajos costos de explotación que tienen las salmueras en salares, en comparación a la explotación mineral de litio (Ministerio de Minería,2014).

En sales disueltas en salmueras de los salares, el litio se puede recuperar en forma de carbonato, cloruro o hidróxido. Se extraen las salmueras que contienen diversas

sales disueltas que se separan mediante la evaporación solar. La solución restante es tratada en una planta química, donde se producen carbonato o cloruro de litio. A partir de estas sales se elaboran el litio metálico e hidróxido de litio, entre otros. (Subsecretaria de Minería,2014). Actualmente, en Chile el salar de Atacama el único que se encuentra en explotación por compuestos de litio, Potasio y Boro (Ministerio de Minería,2014)

El litio como metal se obtiene de procesos aplicados a las sales extraídas de las salmueras, después del proceso de evaporación de salmueras lo que se obtiene son sales que contienen carbonato de litio (Li_2CO_3) (Cochilco,2009).

En la exploración minera se puede aplicar el método gravimétrico en la búsqueda de minerales. Debido al contraste de densidad entre los minerales y las rocas adyacentes se puede delinear la distribución y dimensión de las rocas de diferentes densidades por medio del método gravimétrico (Griem,2016).

Capítulo IV

4. Aplicaciones y resultados

Con excepción del perfil 1 que a la anomalía original le fue aplicado un filtro pasa bajo, desde la anomalía original de los restantes 4 perfiles fueron construidos modelos gravimétricos a través de cilindros horizontales bajo la superficie, con 1 capa y una interfaz.

Tratándose de modelos relativos ajustados para variaciones negativas lo que se hizo fue asignarle una densidad a cada capa donde $\rho_1 < \rho_2$, teniendo como base la densidad genérica $\rho = 2700 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$ que corresponde a la densidad del basamento corteza; La diferencia entre las densidades debe ser un valor esperado para nuestro local de estudio. Debemos conocer la geología del terreno para hacer el modelo cumplir con ciertas restricciones.

Para resultados satisfactorios se fijó un punto de referencia donde la anomalía de Bouguer y su densidad son 0. Finalmente se calculó el error cuadrático medio (RMSE) entre el valor observado y el modelo. Para la modelación se han determinado los valores medios de densidad de las formaciones geológicas más representativas.

4.1 topografía

La topografía nos sirvió como base para interpretar las correcciones que tienen que ver con la altura.

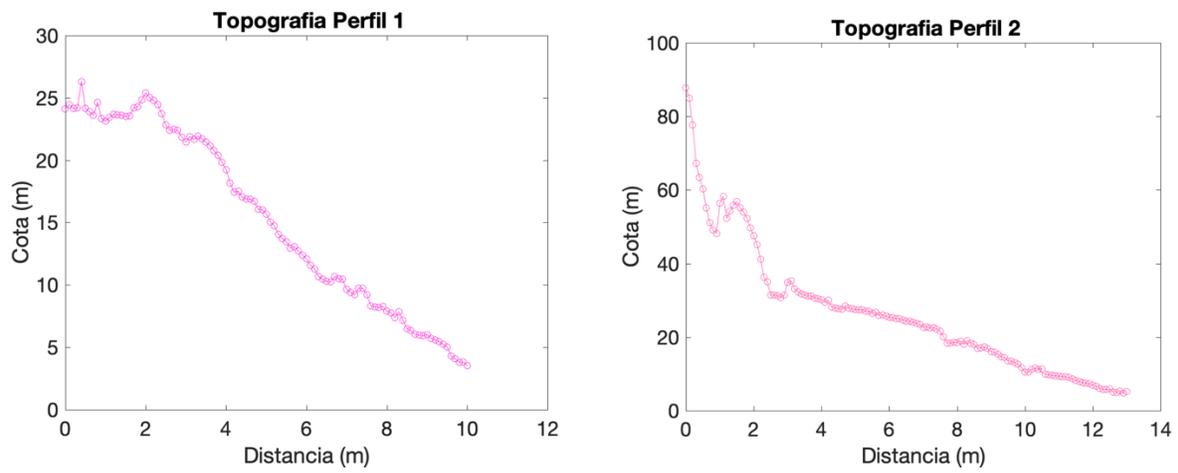


Figura 4.1. 1:Topografía perfil 1 y 2.

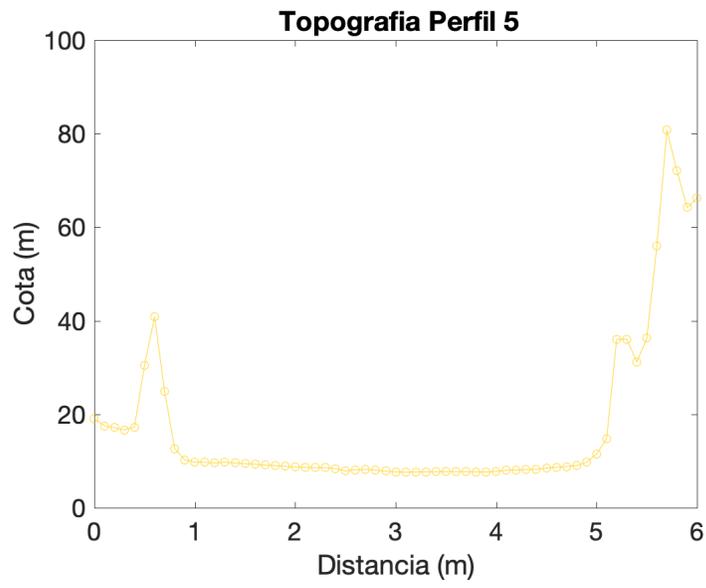
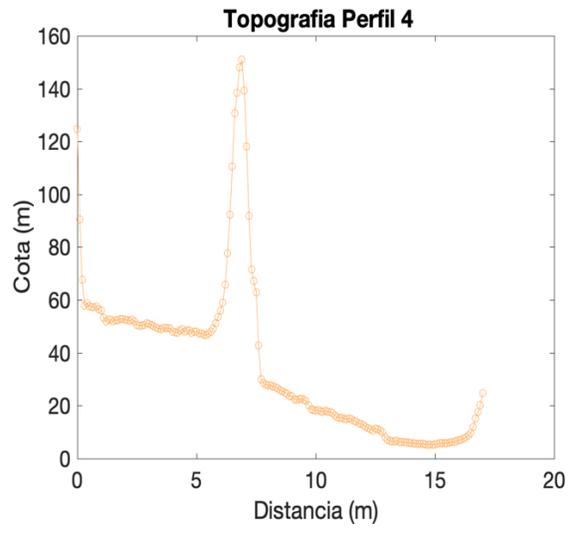
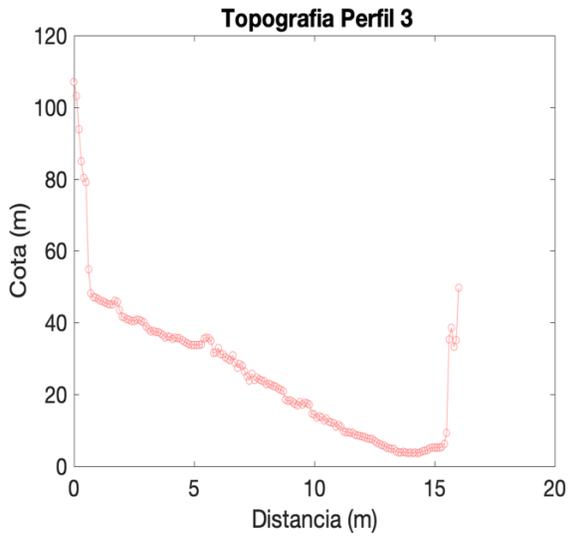


Figura 4.1. 2: Topografía perfil 3,4 y 5.

4.2 Correcciones

4.2.1 Corrección de altura

Para la corrección de altura se consideraron 2 métodos distintos.

- **Primer método**

El primer método consiste en considerar la altura con GPS simple en terreno y sustituimos en la ecuación (2.8) que corresponde a la fórmula clásica, la cual considera el radio y la gravedad teórica de la tierra.

- **Segundo método**

El segundo método consiste en considerar el hecho que la Tierra tiene la forma de un elipsoide y su radio cambia con la latitud. Por esta razón se calculó el radio para cada punto de latitud, R_{TIERRA} .

$$R_{TIERRA} = \frac{c}{\sqrt{1 - \epsilon^2 \sin^2(\phi_{polo})}} \quad (5.1)$$

Donde c corresponde al radio polar, ϵ a la excentricidad y ϕ_{polo} a la latitud en los polos.

$$\phi_{polo} = \frac{\pi}{2} - \phi_{radianes} \quad (5.2)$$

Con

$$\phi_{radianes} = \phi * \frac{\pi}{180} \quad (5.3)$$

Teniendo todos los valores sustituimos en la ecuación (2.6) donde el g corresponde al g_{normal} calculado en la corrección por latitud y el h es la altura de cada estación y así se obtuvo la corrección de aire libre.

Para la corrección de los efectos relacionados a altura fueron usados 2 métodos y se observa que los dos no difieren en los resultados. Entre los dos métodos en el perfil 1 hubo una diferencia de 4 mGal, en el perfil 2 una diferencia de 6 mGal, en el perfil 3 una diferencia de 7 mGal, en el perfil 4 una diferencia de 6 mGal y en el perfil 5 una diferencia de 5.5 mGal.

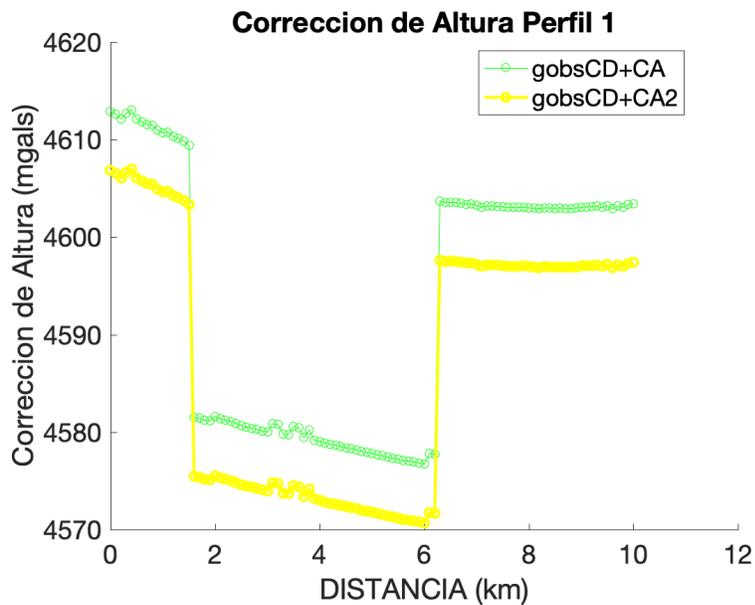


Figura 4.2. 1: Corrección de Altura perfil 1

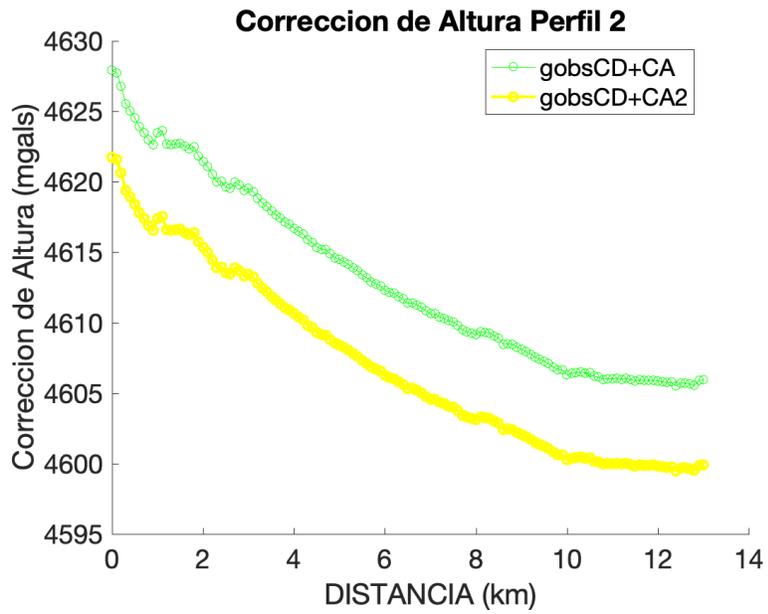


Figura 4.2. 2: Corrección de Altura perfil 2

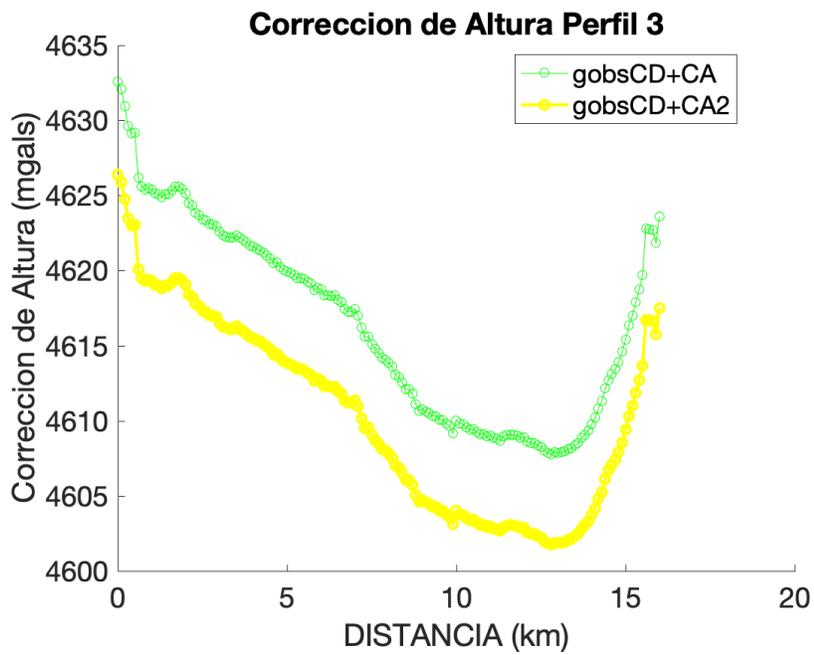


Figura 4.2. 3: Corrección de Altura perfil 3

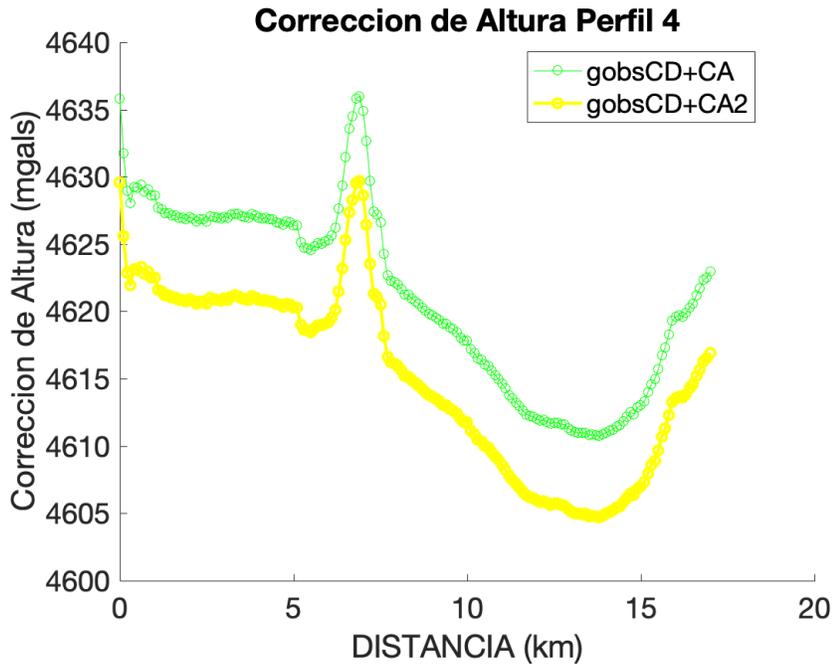


Figura 4.2. 4: Corrección de Altura perfil 4

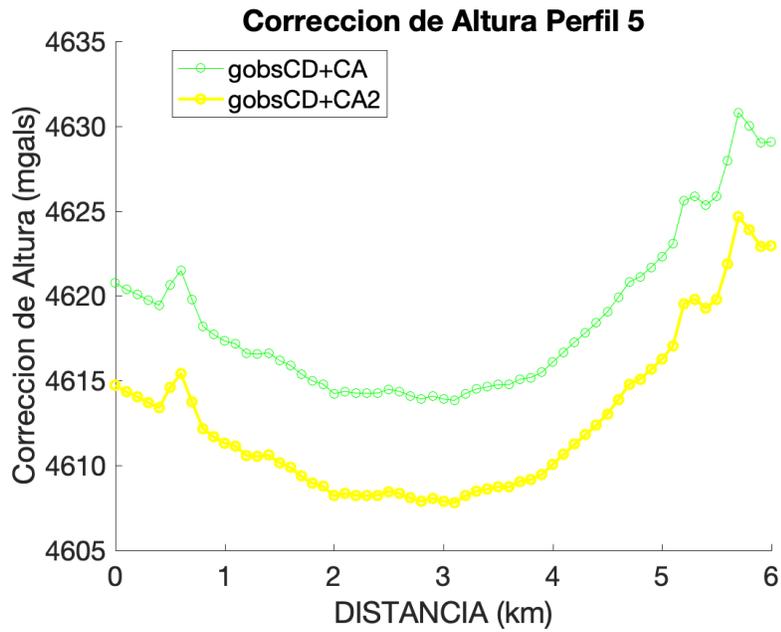


Figura 4.2. 5: Corrección de Altura perfil 5

4.2.2 Corrección de Bouguer

Para la corrección de Bouguer, se consideró la densidad promedio de la corteza y los datos de altura de cada estación y sustituimos estos valores en la ecuación (2.12) y se obtuvo la corrección de Bouguer.

Corrigiendo los efectos de masa bajo las estaciones se obtiene la corrección de Bouguer. Se ocuparon dos métodos distintos para el cálculo de la corrección de Bouguer y se observa que los dos métodos no difieren en el resultado y además que la corrección de Bouguer presenta la misma tendencia que la corrección de altura, pero para el perfil 4 la corrección de altura es más variable debido a la topografía de la zona.

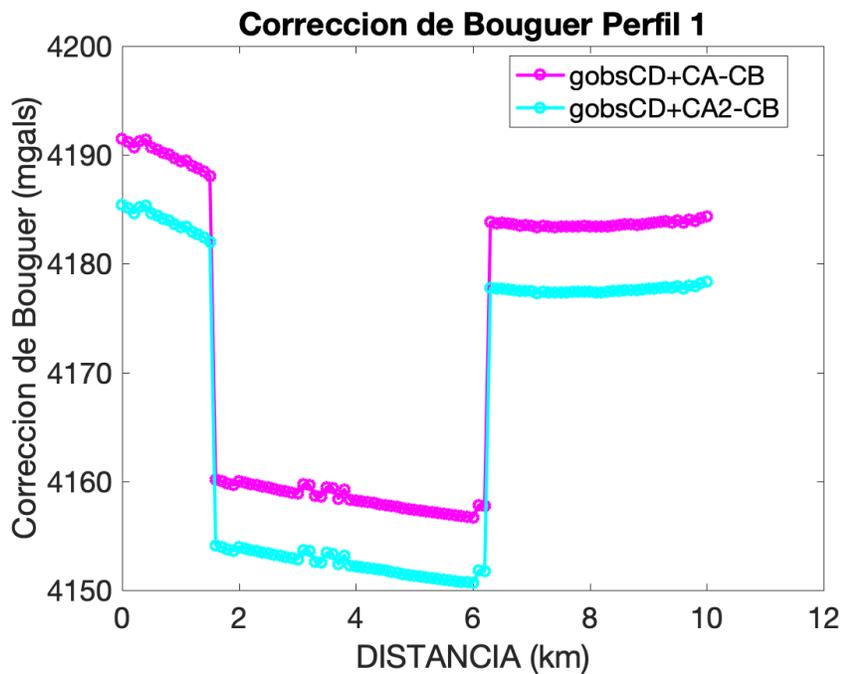


Figura 4.2. 6: Corrección de Bouguer perfil 1

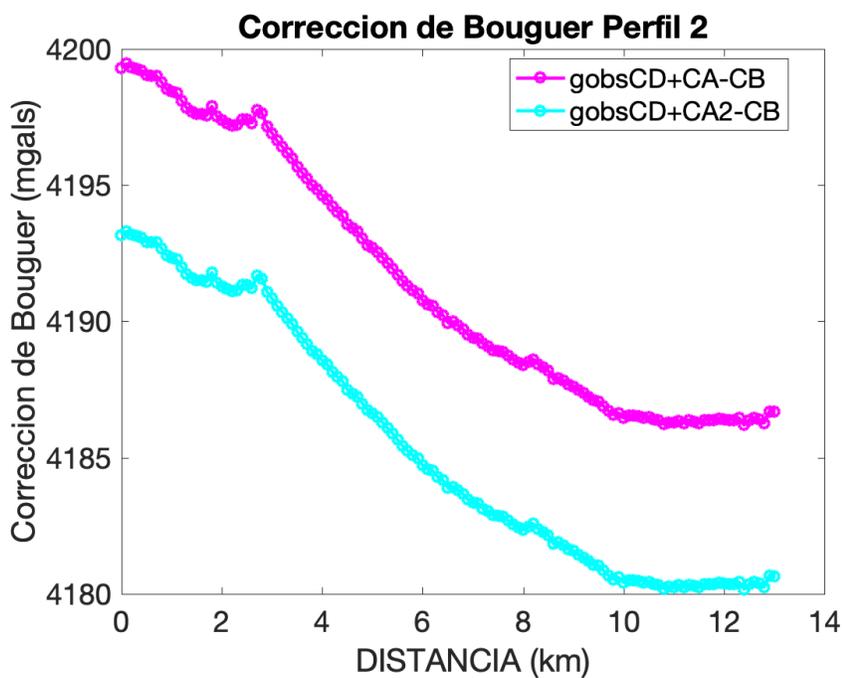


Figura 5.2. 7: Corrección de Bouguer perfil 2

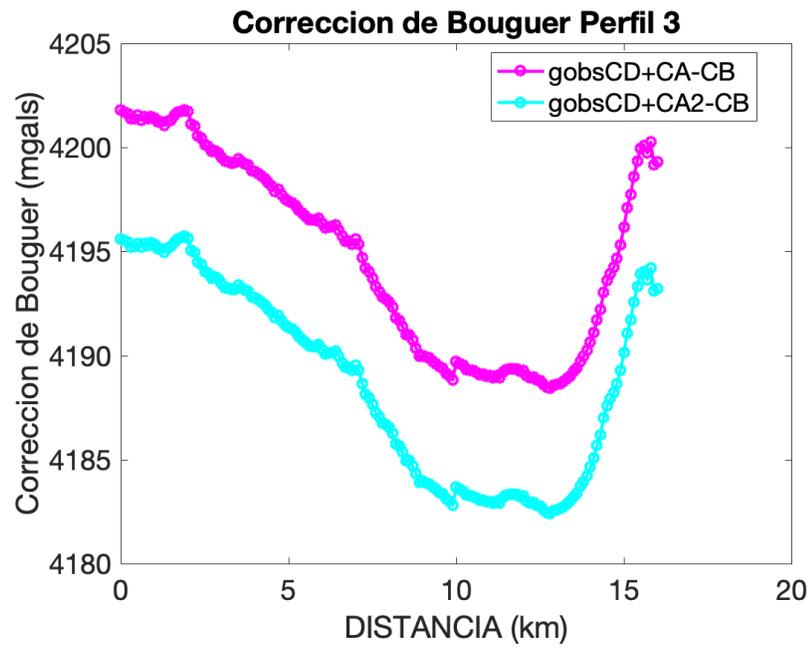


Figura 4.2. 8: Corrección de Bouguer perfil 3

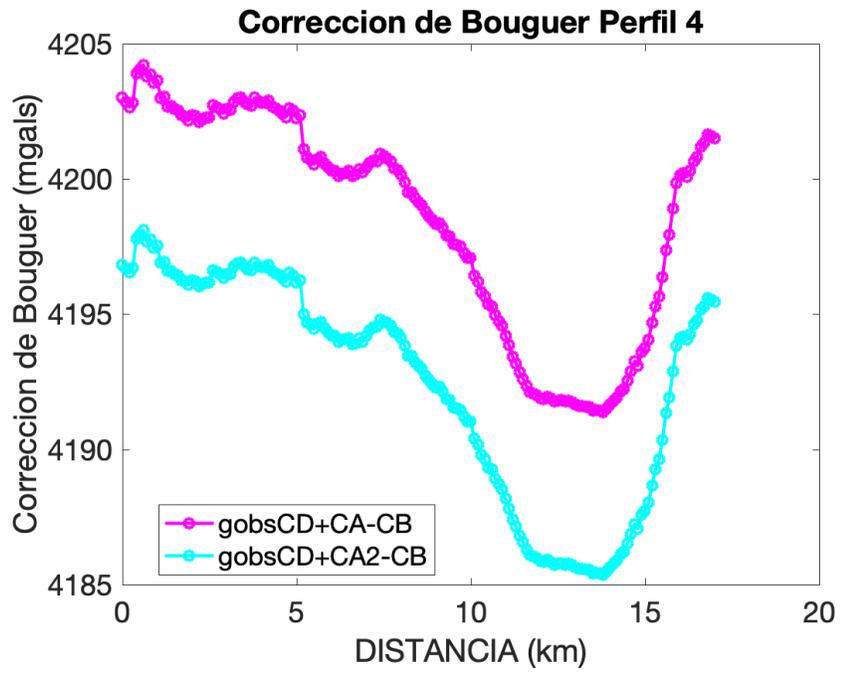


Figura 4.2. 9: Corrección de Bouguer perfil 4

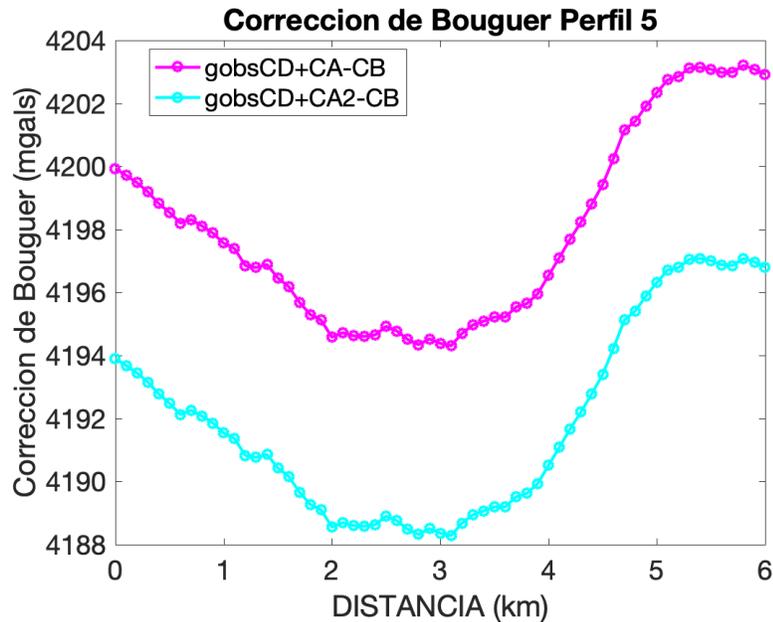


Figura 4.2. 10: Corrección de Bouguer perfil 5

La diferencia entre los dos métodos en el perfil 1,4 y 5 es de 6 mGal, en el perfil 2 es de 7 mGal y en el perfil 3 es de 7 mGal.

4.2.3 Corrección Topográfica

Esta corrección fue hecha utilizando una grilla topográfica, método que nos permite independizarse del mapa del topógrafo y simplemente usar datos de internet. Fueron extraídos datos de topografía para el área de estudio del sitio https://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_srtm30.cgi. Posterior a eso, fueron usadas funciones en Matlab que nos entregó la corrección topográfica.

Corrigiendo las variaciones en la topografía cercana a las estaciones de observación causadas por los valles y montañas se puede observar que para los perfiles 1 y 5 la corrección es muy baja(2mgal) en comparación a los perfiles 2, 3 y 4.

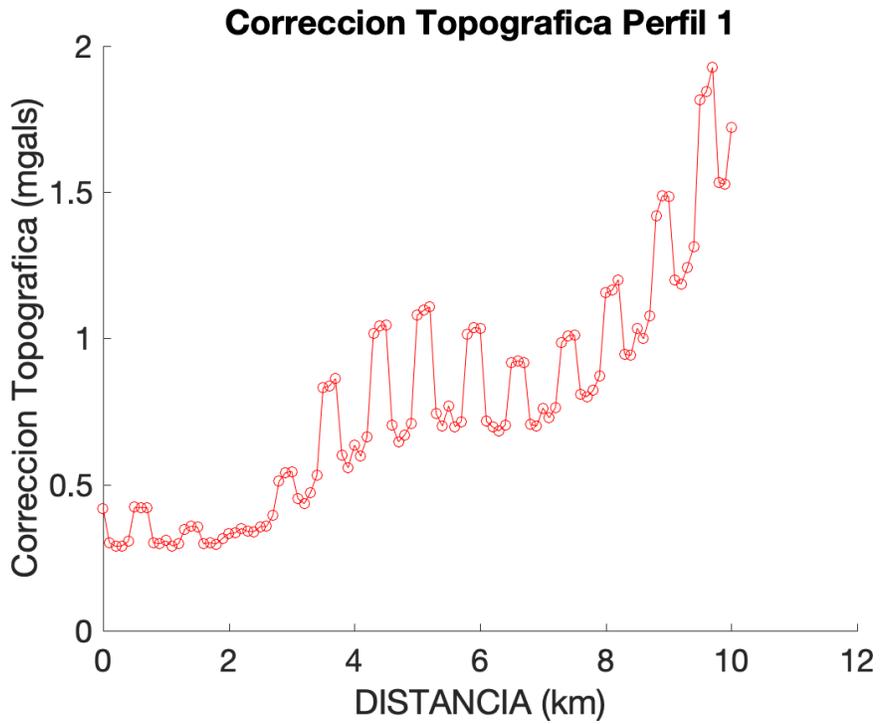


Figura 4.2. 11: Corrección Topográfica perfil 1

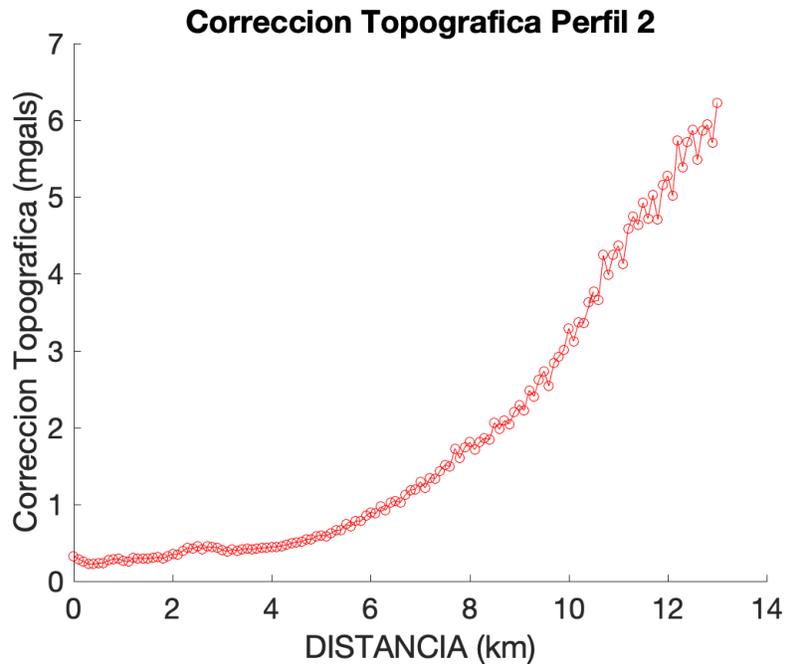


Figura 4.2. 12: Corrección Topográfica perfil 2

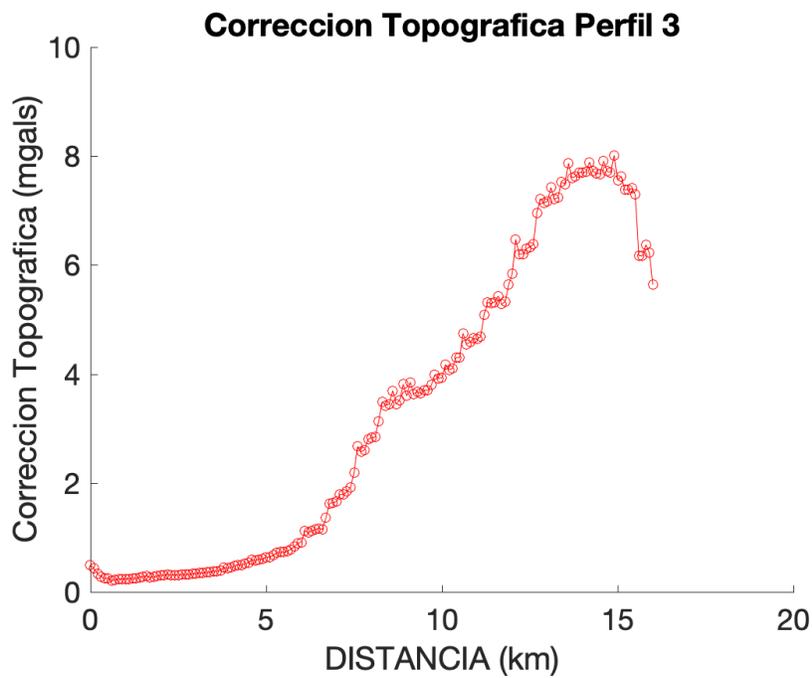


Figura 4.2. 13: Corrección Topográfica perfil 3

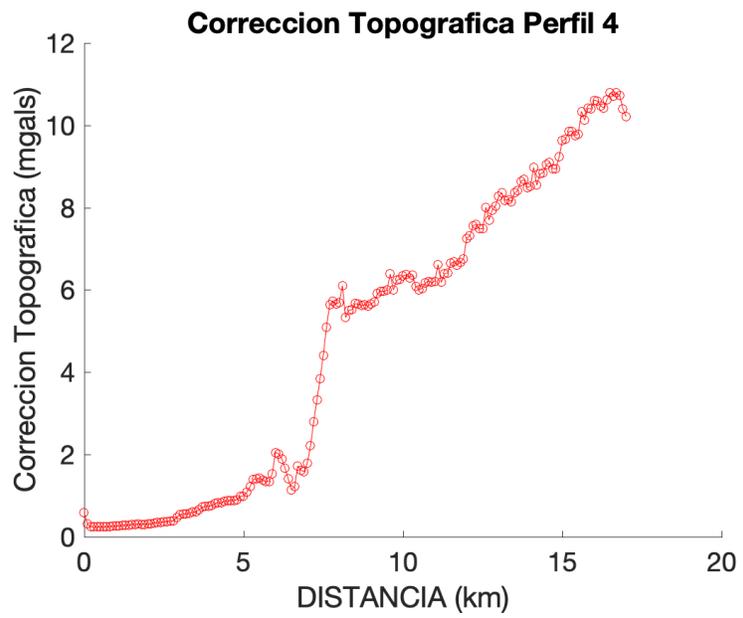


Figura 4.2. 14: Corrección Topográfica perfil 4

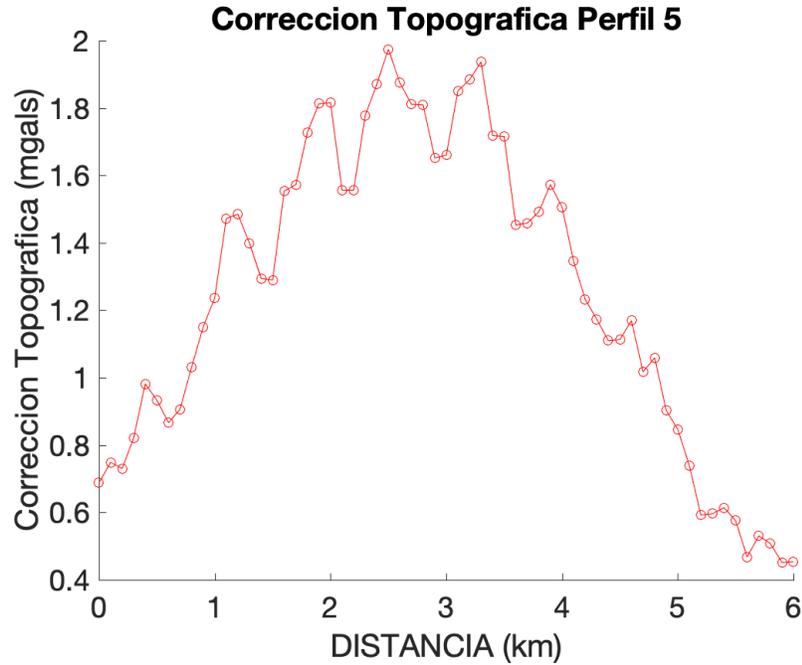


Figura 4.2. 15: Corrección Topográfica perfil 5

4.3 Anomalía de Bouguer

Teniendo todas las correcciones hechas, se hizo la sustitución en la ecuación (2.15) y se obtuvo la anomalía de Bouguer, se debe tomar en cuenta que no se consideró la corrección por latitud pues esta no hace variar la anomalía de Bouguer.

Teniendo todas las correcciones hechas, se sumaron y se obtuvo la anomalía de gravedad obteniendo así los valores de gravedad correspondiente a la variación de densidad.

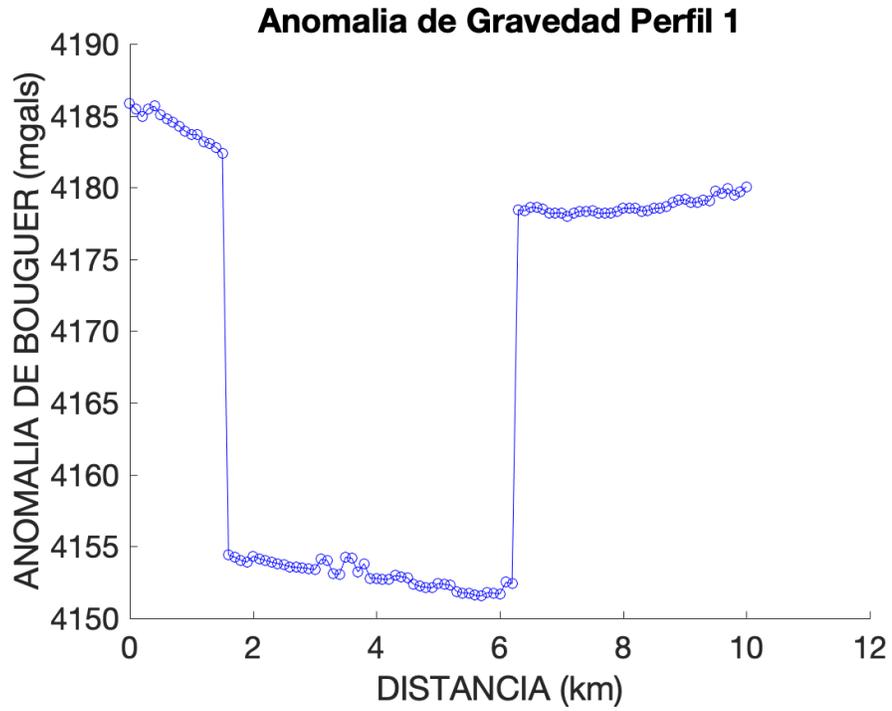


Figura 4.3. 1: Anomalia de Bouguer perfil 1

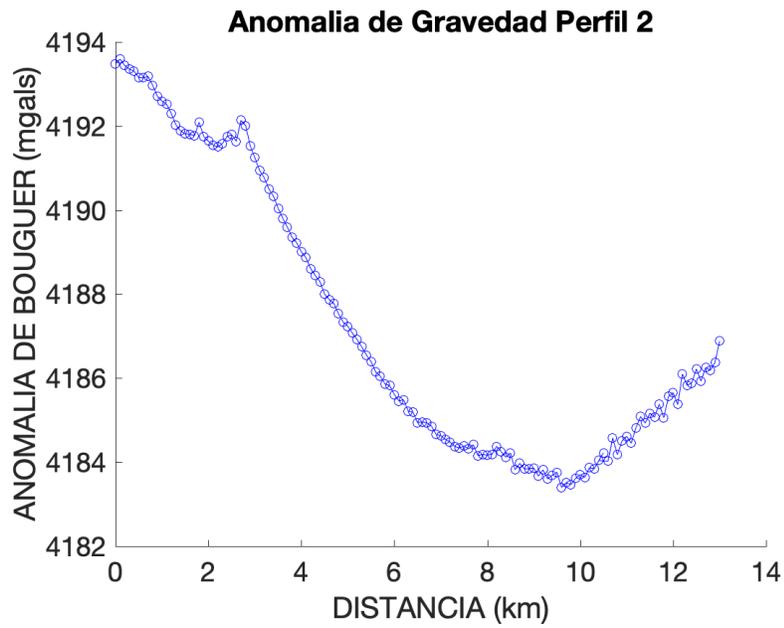


Figura 4.3. 2: Anomalia de Bouguer perfil 2

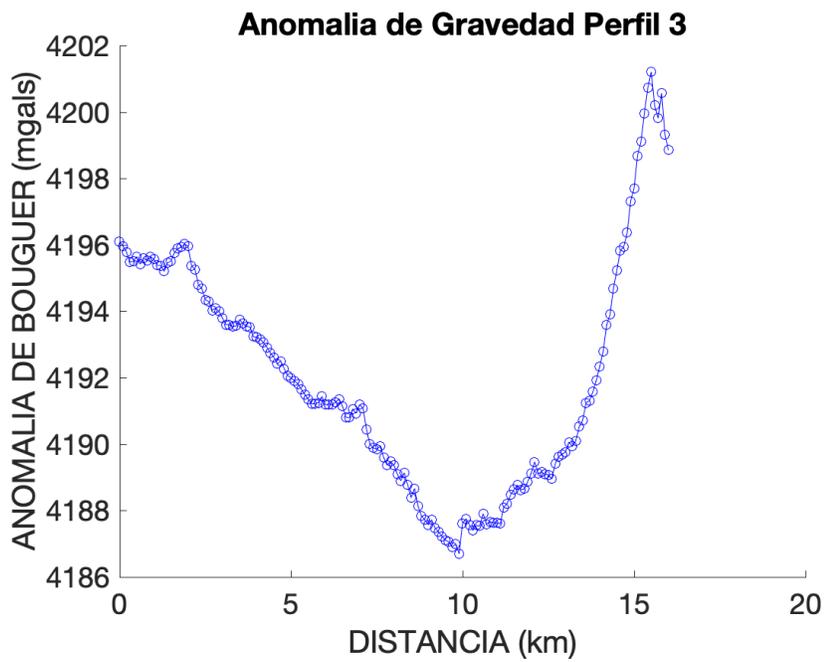


Figura 4.3. 3: Anomalia de Bouguer perfil 3

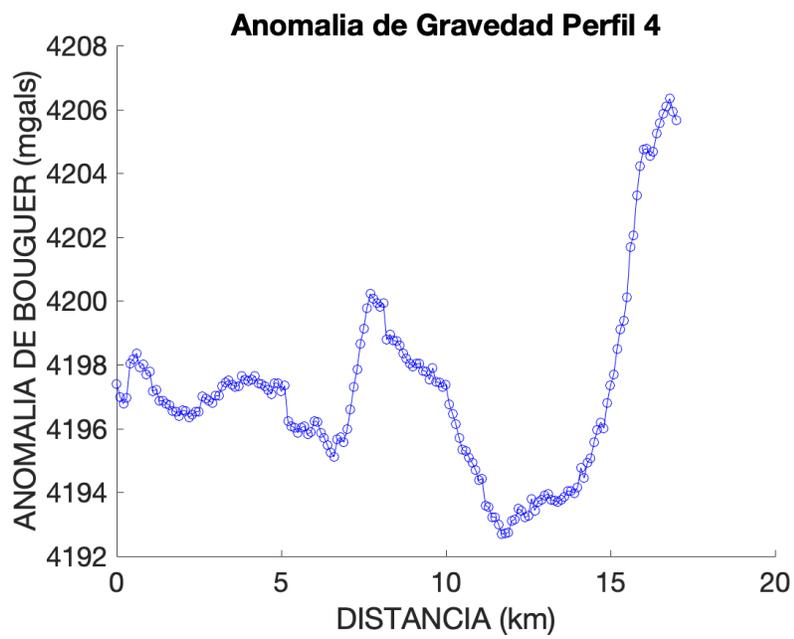


Figura 4.3. 4: Anomalia de Bouguer perfil 4

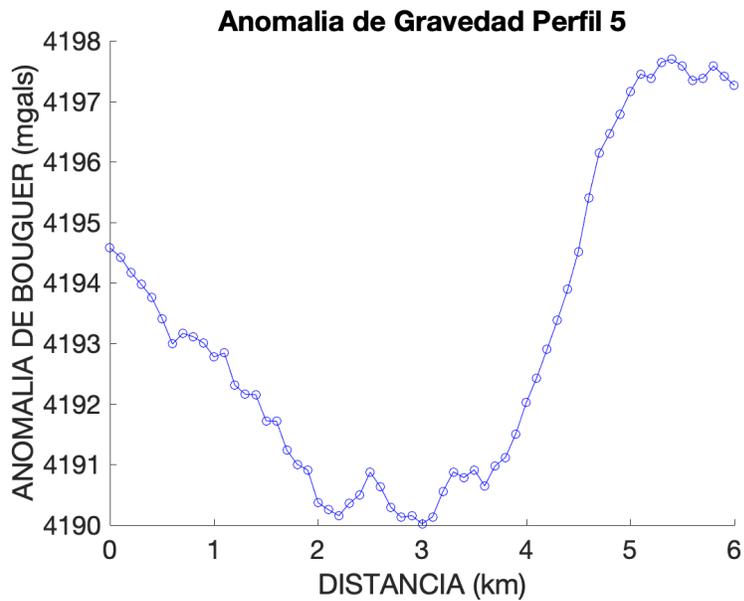


Figura 4.3. 5: Anomalia de Bouguer perfil 5

4.4 Modelo

4.4.1 Perfil 1

Desde la anomalía de Bouguer original, para el perfil 1 se obtuvo un modelo de 1 capa y una interfaz, donde la densidad superficial es de -1500 kg/m^3 y el espacio inferior tiene una densidad 0 kg/m^3 . La diferencia sería $\rho = 1500 \text{ kg/m}^3$.

Por tanto, si asignamos una densidad de $\rho = 2700 \text{ kg/m}^3$ para el basamento, obtenemos una densidad $\rho = 1200 \text{ kg/m}^3$ para la zona somera.

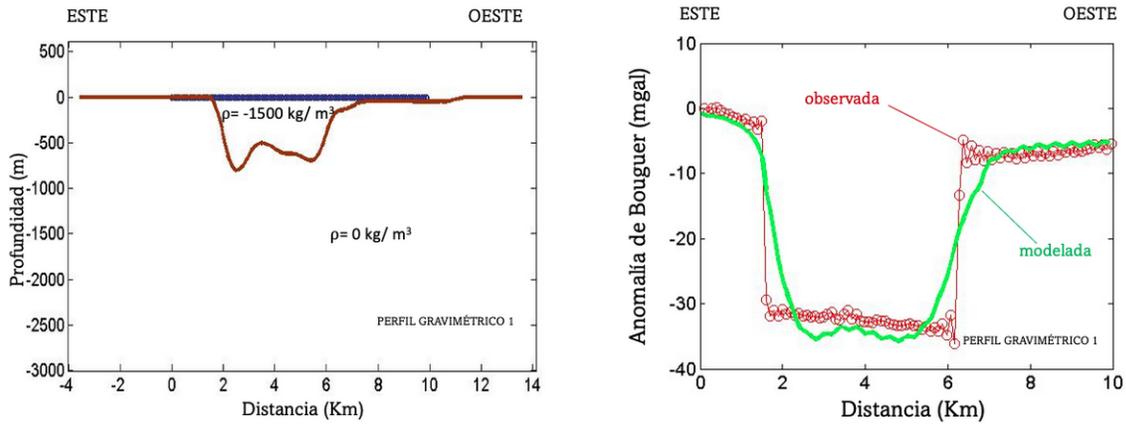


Figura 4.4. 1: Primer Modelo del perfil 1. Modelo (izquierda); Anomalia observada y modelada (derecha).

Se observa un RMS entre la anomalía observada y la modelada de ~ 1 mGal.

Se decidió ver si tendríamos más información al aplicarle un filtro y al aplicar un pasa bajo no se obtuvo informaciones relevantes sobre el perfil.

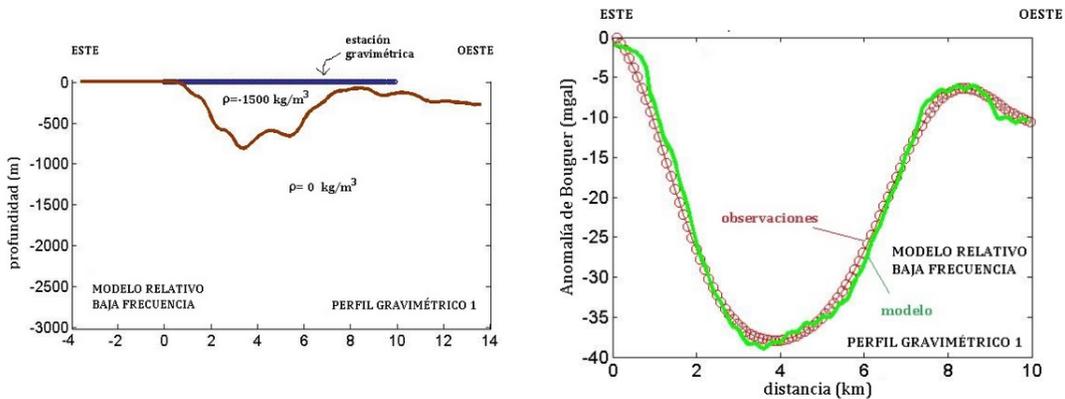


Figura 4.4. 2: Segundo Modelo perfil 1: Modelo (izquierda), Anomalia observada y modelada (derecha)

El RMSE entre la anomalía observada y la modelada es de ~ 0.5 mGal.

4.4.2 Perfil 2

Para el perfil 2 se obtuvo un modelo de 1 capa y una interfaz, se puede observar una densidad de -500 kg/m^3 para la superficie y 0 kg/m^3 para el espacio inferior. Con eso, la diferencia es $\rho = 500 \text{ kg/m}^3$. Si asignamos una densidad de $\rho = 2700 \text{ kg/m}^3$ para el basamento, obtenemos una densidad $\rho = 2200 \text{ kg/m}^3$ para la zona somera.

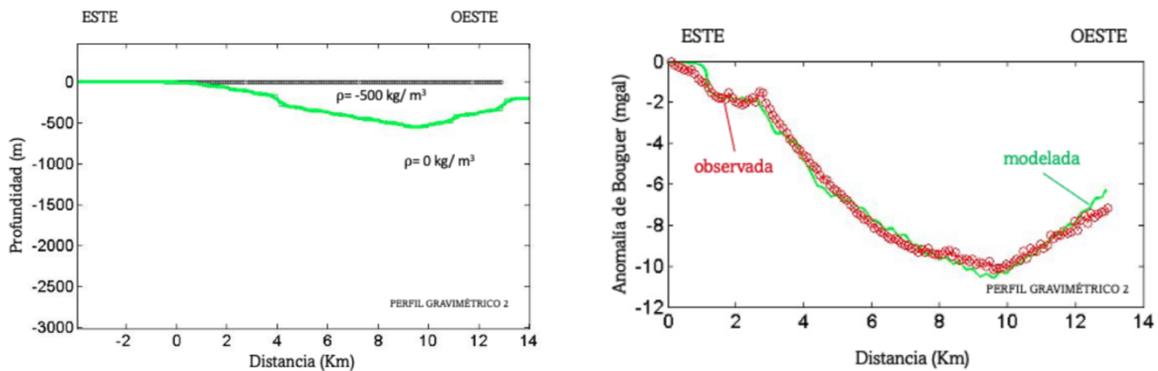


Figura 4.4. 3: Modelo (izquierda), Anomalía de Bouguer observada y modelada (derecha).

Se observa un RMS entre la anomalía modelada y observada menor que 0.5 mGal.

4.4.3 Perfil 3

Para el perfil 3 se obtuvo un modelo de 1 capa y una interfaz. Se puede observar una densidad de -1000 kg/m^3 para la superficie y 50 kg/m^3 para el espacio inferior. Con eso, la diferencia es $\rho = 1050 \text{ kg/m}^3$. Si le asignamos una densidad de $\rho = 2700 \text{ kg/m}^3$ al basamento, obtenemos una densidad $\rho = 1650 \text{ kg/m}^3$ para la zona somera.

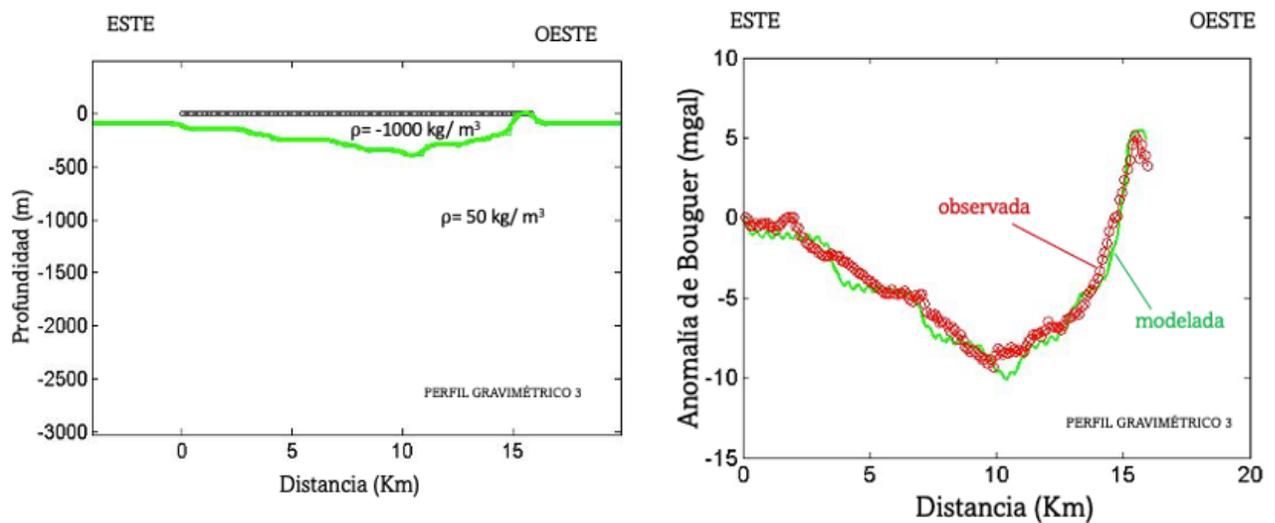


Figura 4.4. 4: Modelo (izquierda), Anomalía de Bouguer observada y modelada (derecha).

El RMSE entre la anomalía observada y la modelada es de $\sim 0.7 \text{ mGal}$.

4.4.4 Perfil 4

Para el perfil 4 se obtuvo un modelo de 1 capa y una interfaz. Se puede observar una densidad de -900 kg/m^3 en la superficie y 50 kg/m^3 en el espacio inferior. Con eso, la diferencia es $\rho = 950 \text{ kg/m}^3$. Si asignamos una densidad de $\rho = 2700 \text{ kg/m}^3$ para el basamento, obtenemos una densidad $\rho = 1650 \text{ kg/m}^3$ para la zona somera.

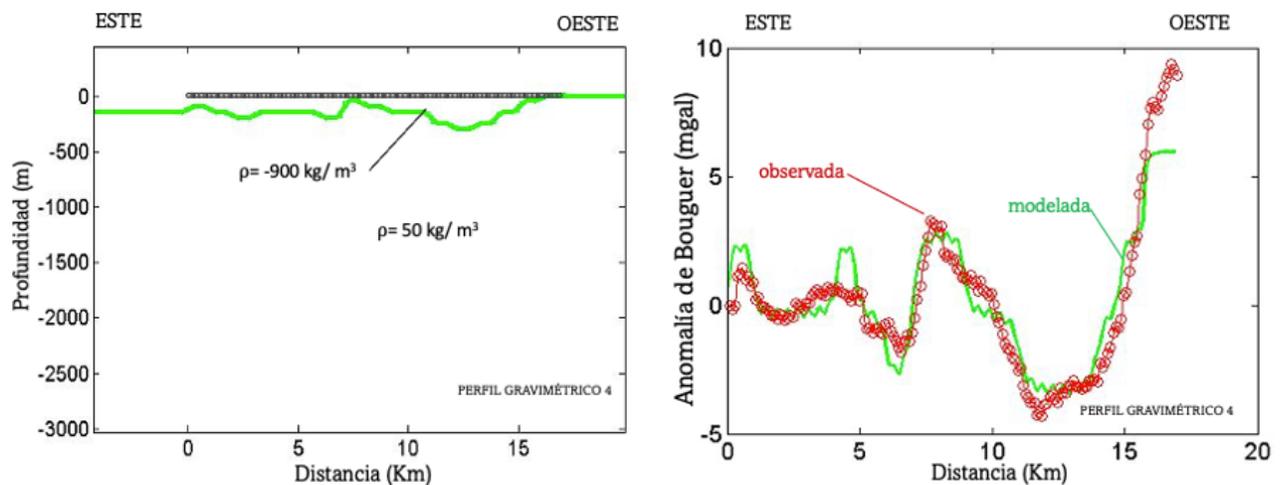


Figura 4.4. 5: Modelo (izquierda), Anomalía de Bouguer observada y modelada (derecha).

En la figura del ajuste se puede observar un RMSE entre la anomalía observada y la modelada de $\sim 1 \text{ mGal}$.

4.4.5 Perfil 5

Para el perfil 5 se obtuvo un modelo de 1 capa y un espacio inferior (1 interfaz). Se puede observar una densidad de -900 kg/m^3 para la superficie capa y 50 kg/m^3 en el espacio inferior. Con eso, la diferencia es $\rho = 950 \text{ kg/m}^3$. Por tanto, si asignamos una densidad de $\rho = 2700 \text{ kg/m}^3$ para el basamento, obtenemos una densidad $\rho = 1750 \text{ kg/m}^3$ para la zona somera.

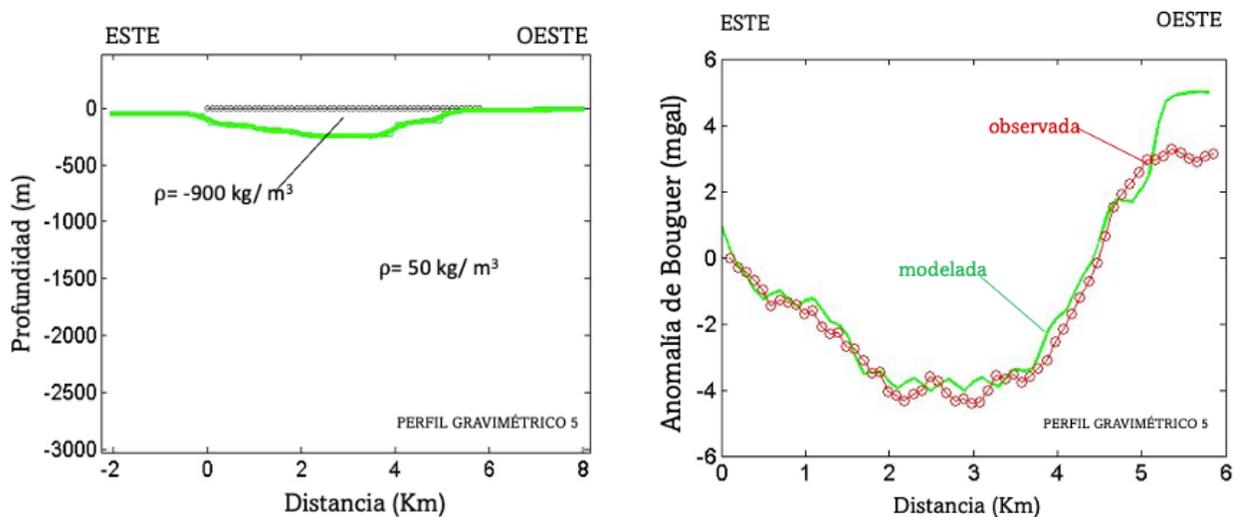


Figura 4.4. 6: Modelo (izquierda), Anomalía de Bouguer observada y modelada (derecha).

El RMSE entre la anomalía observada y la modelada que se observa en el ajuste es de $\sim 0.8 \text{ mGal}$.

Capítulo V

5. Discusión

Perfil 1

Se consideró $\rho_2 = 2700 \text{ kg/m}^3$ correspondiente a la densidad promedio del basamento corteza, entonces el contraste de densidades fue $\rho_1 = 2700 - 1500 = 1200 \text{ kg/m}^3$ que es de esperar en un salar pues corresponde a la densidad de la costra de sal (Retting et al., 1980).

Perfil 2

Usando la densidad de referencia $\rho_2 = 2700 \text{ kg/m}^3$ que corresponde a la densidad promedio del basamento corteza, el contraste de densidades fue $\rho_1 = 2700 - 500 = 2200 \text{ kg/m}^3$ que es un valor de densidad que hace parte del rango de densidades de la roca de sal (Telford, 1990), lo que estaría bien tratándose de un salar.

Perfil 3

Siguiendo la misma idea que en los perfiles anteriores, con $\rho_2 = 2700 \text{ kg/m}^3$ que corresponde a la densidad promedio del basamento corteza, entonces $\rho_1 = 2700 - 1050 = 1650 \text{ kg/m}^3$ que según la tabla (2.10) esta dentro del rango de densidades de la arenisca y de la arcilla. Según el mapa geológico del salar (Figura 3.2) y de acuerdo con Risacher y Fritz (1991), el modelo de densidades se ajusta.

Perfil 4

Con $\rho_2 = 2700 \text{ kg/m}^3$ la densidad promedio de la corteza, $\rho_1 = 2700 - 950 = 1650 \text{ kg/m}^3$ que según la tabla (3.1) podría tratarse de arenisca o de arcilla. Según el mapa geológico del salar (Figura 3.2) y de acuerdo con Risacher y Fritz (1991) el modelo de densidades se ajusta para este perfil.

Perfil 5

Para $\rho_2 = 2700 \text{ kg/m}^3$ densidad promedio de la corteza, $\rho_1 = 2700 - 950 = 1750 \text{ kg/m}^3$ que según la tabla (2.10) está dentro del rango de densidades de la arenisca y de la arcilla. Según el mapa geológico del salar y de acuerdo con Risacher y Fritz (1991), el modelo de densidades se ajusta.

Según los estudios de Lebrun et al. (2002), el basamento del altiplano está conformado por una superposición de series volcánicas sedimentarias, estas que hacen parte de la composición de toda la corteza terrestre (De Toledo, 2014), entonces $\rho = 2700 \text{ kg/m}^3$ es una buena estimación para nuestra densidad de referencia.

La geología de la zona de estudio expuesta en el presente trabajo corresponde a información de trabajos de Risacher (1991, 1999, 2003), SERNAGEOMIN (2013) y Lebrun et al. (2002) en donde se pudo destacar la gran predominancia de rocas de origen volcánica. El rango de densidad de las rocas volcánicas según Telford va desde los 2.600 kg/m^3 hasta los 3000 kg/m^3 aproximadamente, por lo tanto, estaría

bien la escoja de 2.700 kg/m^3 como la densidad de referencia para la construcción de los modelos relativos en este trabajo.

Aunque no se pueda concluir la existencia o no de litio en nuestra zona de estudio, el método gravimétrico puede ser aplicado en la prospección minera con tal que los cuerpos tengan suficiente contraste de densidad respecto de la roca encajante.

El Litio

El proceso de extracción de litio parte con el bombeo de salmueras (30m a 50 m de profundidad), las que son depositadas en piletones de baja profundidad y grandes dimensiones. En los cuales, y a partir del proceso de evaporación solar comienzan a precipitar secuencialmente un conjunto de sales. De este modo, se extraen sales tales como cloruro de potasio, cloruro de sodio, sulfato de potasio, sulfato de sodio, entre otras, así como de litio, las cuales presentan impurezas de magnesio, boro y sulfato.

Nuestros modelos, con excepción del perfil 1 y 2 que alcanzan profundidades mayores (800 m y 600 respectivamente) presentan una profundidad de 200 m aprox., por lo tanto, se puede decir que los modelos alcanzan profundidades suficientes para extraer salmueras con gran posibilidad de precipitar sales de litio.

Capítulo VI

6. Conclusiones

El ajuste de los datos gravimétricos y las informaciones geológicas de la zona de estudio han permitido la discusión de los modelos de densidad. A través de los modelos fue posible identificar los cuerpos causadores de las anomalías de Bouguer en la zona, como lo son las salmueras, roca de sal, arcilla y/o arenisca.

El modelo 2D creado presenta buenos ajustes de los datos observados, con errores inferiores a 1.5 mGal.

En la construcción de los modelos hemos podido encontrar densidades que se aproximan a densidades de un salar.

Los modelos relativos resultaron en parte eficientes, pero se aconseja aplicar modelos absolutos que nos entregan informaciones más realistas de la zona de estudio.

Los modelos gravimétricos han determinado la interfaz que representa el contraste del basamento y la estructura del salar, por lo tanto, hemos determinado la profundidad de esta estructura llamada salar que potencialmente es una zona de explotación de litio.

Los modelos alcanzan profundidades suficientes para extraer salmueras con gran posibilidad de precipitar sales de litio.

Capítulo VII

7. Referencias bibliográficas

Aguirre, A. (1994). Introducción al tratamiento de series temporales (Aplicación a las ciencias de la salud). Díaz de Santos, S.A. 1 edición.

Caballero, Alberto (2009). Exploración de Aguas Subterráneas En el Arco Seco de Panamá (Sector de las Tablas) Mediante métodos Geofísicos

Cabello, José (2021). Lithium brine production, reserves, resources, and exploration in Chile: An updated review.

Caceres, J. (2007). Transformada de Fourier. [en línea]; CCRMA, Stanford University.

Cáceres, Fernando., Pirard, Eric y Gutiérrez Jorge (2004). Síntesis Geológica y Cartográfica Preliminar de los Minerales Evaporíticos del Salar de Coipasa utilizando imágenes Aster.

Castro, Emilio A. 2019. Los Grandes depósitos de litio de Baja California Sur.

Cubillos, Aníbal Gajardo (2014). Potencial de Litio en Salares del Norte de Chile.

Chelotti, L., Acosta, N., Foster, M., Ledesma, Vallvè M., Costantino, D., Cid de la Paz, M. y Guerra, G. (2020). Instrumental y Aplicaciones Gravimétricas.

Chisleanschi, Rodolfo (2019). Triangulo del Litio: La amenaza a los salares de Bolivia, Chile y Argentina. (<https://es.mongabay.com/2019/02/triangulo-del-litio-salares-bolivia-chile-argentina/>).

Chong, G. (1988). The cenozoic saline deposits of the chilean Andes between 18°00' and 27°00' south latitude. In The Southern Central Andes (Bahlburg, H.; Breitkreuz, C.; Giese, P.; editors). Lecture Notes in Earth Sciences, Vol. 17, p. 137-151.

Rojas, Francisco Donoso., Garay, Víctor y Cantallopts Jorge (2018). Mercado Internacional del Litio y su Potencial en Chile. Comisión Chilena del Cobre, Dirección de Estudios y Políticas Públicas, 36 p.

Da Silva, Éderson Ribeiro (2019). Caracterização geofísica de estruturas associadas às mineralizações de cobre e ouro no arco magmático de arenópolis, Goiás-Brasil. Dissertação de Mestrado n°442.

De Toledo, Maria Cristina Motta (2014). Estrutura Interna da Terra.

Dobrin. M. y Savit, C. (1988). Introduccion to Geophysical Prospecting. (Capitulo 12). McGrawHill International Editions, Fourth Edition.

Egea, Rocío C. 1998. Estudio geológico y gravimétrico de los granitoides de la antiformal de Cáceres: aplicación a la exploración de yacimientos minerales.

Eugster, H. y Hardie, L. (1978). Saline Lakes. In Lakes, Chemistry, Geology, Physics. A. Lehnman ed. Springer-Verlag, 237-293.

Ercilla, H., & Carrasco, O. (2012). Estudio bibliográfico sobre los salares del Norte Grande, Chile: Informe de cumplimiento. Servicio Nacional de Geología y Minería, 97 p.

Ericksen, G., & Salas, R. (1989). Geology and resources of salars in the Central Andes, in: Ericksen, G.E et al eds. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series, v.11, pp.151-172.

Estrada, Luis A. (2012). Apuntes de Prospección Gravimétrica. [en línea]; Universidad Nacional de Tucuman.

Geodatos, (2016). Estudio Geofísico Complementario en el Salar de Punta Negra, sector Quebrada Guanaquero, Región de Antofagasta.

Griem, W. (2020). Apuntes Geología General: Ambiente Sedimentario, Los Salares.

Griem, S. (2016). Apuntes Exploración Minera. Gravimetría: Interpretaciones, Aplicaciones.

- Hardie, L., & Eugster, H. (1970). The evolution of closed-basin brines. Mineralogical Society of America Special Paper 3, p. 273-290.
- Houston, J., & Gunn, M. (2011). Technical report on the salar de Olaroz lithium-potash project Jujuy Province, Argentina. Orocobre limited, 305p.
- Infante, C. 2013. Detección de estructuras geológicas potencialmente en equilibrio isostático a partir del análisis de modelos geopotenciales y anomalía de Bouguer.
- Irineo, A. 2014. Análisis aeromagnéticos y gravimétricos del sector septentrional del arco Alisitos: implicaciones tectónicas.
- Kay, S., Coira, B., Wörner, G., Kay, R., & Singer, B. (2010). Geochemical, isotopic and single crystal $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints on the evolution of the Cerro Galán ignimbrites. Bulletin of Volcanology, doi: 10.1007/s00445-010-0410-7.
- Kearey, P., Brooks, M. y Hill, I. (2002). An Introduction to Geophysical Exploration. Wiley-Blackwell, UK, third edition 272 p.
- Lebrun, V., Pacosillo, P., Gutierrez, J., Cáceres, F., Pool, E. y Pirard, E. (2002). Geochemistry of bitter brines in the Salar de Coipasa (Bolivia). Aardkundige Mededelingen, 12: 21-24.
- Lowrie, W. (1997). Fundamentals of Geophysics. Institute of Geophysics. Swiss Federal Institute of Tecnology. Zurich, Switzerland. 67p.
- Manilla, Alfonso A. (2003). Geofísica Aplicada en los proyectos básicos de ingeniería civil.
- Millas, Ingrid Garcés (2001). La Industria del litio en Chile.
- Milsom, J. (2003). Field Geophysics. 3rd Ed., 249 p., Other Wiley Editorial Offices. England.
- Ministerio de Minas (Comisión de litio), 2014. Litio: Una fuente de energía, una oportunidad para Chile.
- Miranda, Camilo Lagos (2009). Antecedentes Para una Política Pública en Minerales Estratégicos: Litio.

Miranda, S., Herrada A., Pacino, María C. 2013. Respuesta Instrumental del gravímetro Scintrex Autograv CG-5(S7N 40484) en modo continuo y relevamiento

Nettleton, L. L. (1939). Determination of density for reduction of gravimeter observations. *Geophysics*, vol 4, n° 3, pp. 176-183.

Orti, F., & Alonso, R. (2000). Gypsum-hydroboracite association in the Sijes Formation (Miocene, NW Argentina): Implications for the genesis of Mg-bearing borates. *Journal of Sedimentary Research*, v. 70, p. 664–681.

Ponce, Víctor M., Ariza, Luis G. y Quispe, Rodolfo V. 2017 [La conexión entre el Salar de Coipasa y el Salar de Uyuni, Bolivia](#)

Richter, G. (1972). *Geology of Saline Deposits*. Proc. Of the Hannover Symposium, 1968. UNESCO, Paris.

Risacher, F. y Fritz, B. (1991). Quaternary geochemical evolution of the salars of Uyuni and Coipasa, Central Altiplano, Bolivia. *Chem. Geol.*, 90: 21 1-231.

Risacher, F. 1992. Géochimie des lacs sales et croûtes de sel de l'Altiplano bolivien. *Sciences Géologiques Bulletin*, 45 (3-4): 219p.

Risacher, F., Alonso, H., & Salazar, C. (1999). *Geoquímica de aguas en cuencas cerradas I, II y III regiones- Chile*. Convenio de Cooperacion *DGA-UCN-IRD*, Volumen I-IV.

Risacher, F., Alonso, H., & Salazar, C. (2003). The origin of brines and salts in Chilean salars a hydrochemical review. *Earth- Science Reviews*, 63, pp. 249-293.

SERNAGEOMIN, 2013. *Mapa geológico de Chile: Versión digital*

Scintrex limitada, 2012. *Scintrex Autograv System Operation Manual*.

Sl. Rettig ,Bf Jones, F Risacher, 1980. *Geochemical Evolution of Brines in the salar of Uyuni,Bolivia*.

Siñeriz, José G. 1928. *Métodos Geofísicos de Prospección y sus aplicaciones a la resolución de varios problemas geológicos-tectónicos*.

Späth, F. G., Antokoletz, E., Tocho, C. 2020. *Topicos de Gravimetria*

Subsecretaria de Minería, 2013. Compilación de Informes sobre: Mercado Internacional del litio. El potencial del litio en el norte de Chile.

Talwani, M., Worzel, J.L. y Landisman, M. (1959). Rapid Gravity Computations for Two-Dimensional Bodies with Application to the Mendocino Submarine Fracture Zone, *Journal of Geophysical Research*, 64:49-61.

Telford, W. M., Geldart L.P. y Sheriff R. E. (1990). *Gravity Methods. Applied Geophysics*(pp.6-32). Cambridge University Press, second edition.

Trejos, Nicolás C. 2019. Hidrogeología y Estimación del Potencial del litio en el salar de las Parinas, Región de Atacama.